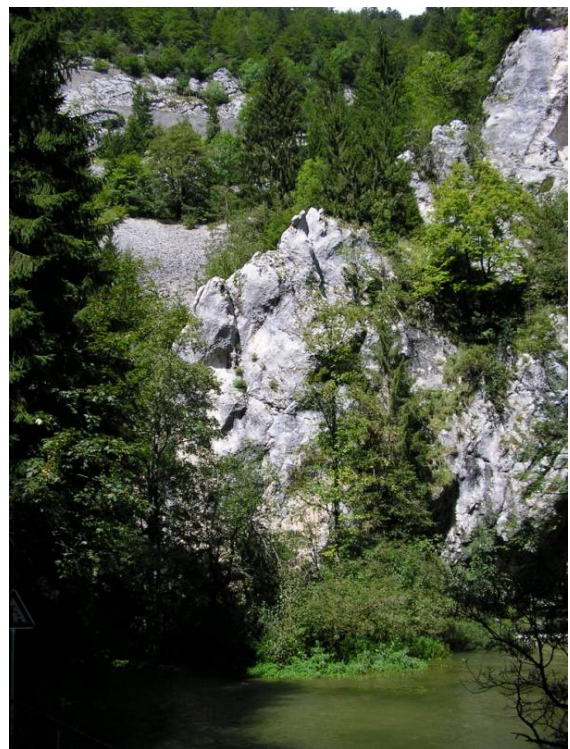


ETUDE PALEOPEDOLOGIQUE DE VERTISOLS DANS UN SYSTEME FLUVIATILE (Marnière d'Eclépens, USM du plateau)

et

Cartographie des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice, Jura neuchâtelois, Suisse



TRAVAIL DE DIPLÔME

Simon Jeannotat

Sous la direction du Pr. Eric Verrecchia

Présenté le 01 juillet 2005

ETUDE PALEOPEDOLOGIQUE DE VERTISOLS DANS UN SYSTEME FLUVIATILE (Marnière d'Eclépens, USM du plateau)



TRAVAIL DE DIPLÔME

Simon Jeannotat

Sous la direction du Pr. Eric Verrecchia

Présenté le 01 juillet 2005

Remerciements :

Je tiens à remercier toutes les personnes, qui par leurs connaissances, leur expérience et leur temps, m'ont aidé dans la réalisation de ce travail de diplôme.

Merci à Eric Verrecchia, qui m'a guidé durant les différentes étapes de mon diplôme et qui m'a permis de réaliser ce diplôme qui m'aura beaucoup appris. Merci pour tout le temps qu'il m'a accordé, spécialement lors des interprétations statistiques, ainsi que pour m'avoir initié à l'étude de la géodynamique externe.

Merci à Christophe Dupraz pour ses précieux conseils, ainsi que pour tout le temps accordé à résoudre les différents problèmes posés tout au long de ce travail.

Merci à Jean-Pierre Berger pour sa connaissance du bassin molassique et de la marnière d'Eclézens.

Merci pour toute l'aide et les conseils donnés par Laurent Chalumeau lors de l'analyse granulométrique, par Thierry Adatte lors de l'analyse minéralogique, ainsi que par Olivier Braissant, Virginie Matera et Philippe Steinmann lors de l'analyse géochimique de ce travail. Merci également à André Villard pour les magnifiques lames minces qu'il a réalisées.

Merci à HOLCIM® à Eclézens, et en particulier à Claude Brocard et François Girod, pour m'avoir permis de réaliser mon travail dans leur marnière et pour leur intérêt envers mon celui-ci.

Merci à mon grand-père pour son aide à l'occasion du travail de terrain.

Résumé :

Ce travail a pour but de comprendre l'évolution des paléosols présents dans la marnière d'Eclépens et de reconstituer les paléoenvironnements dans lesquels les sédiments s'y sont déposés.

Pour ce faire, différentes méthodes sont utilisées. Dans le cadre de cette étude, elles ont consisté en l'analyse des éléments majeurs, de la minéralogie totale de la roche, de la minéralogie de la fraction argileuse, et de la granulométrie. Des lames minces ont également été réalisées.

La marnière d'Eclépens se trouve dans l'USM du plateau et a un âge Oligocène supérieur, plus précisément dans le faciès des Marnes bariolées inférieures. Les affleurements de cette marnière sont dominés par la présence de marnes, certaines de couleur rouge lie-de-vin. On y trouve également quelques chenaux de grès ayant une granulométrie relativement fine.

Huit profils ont été décrits et échantillonnés pour ce travail, trois dans le bas et cinq dans le haut de la marnière.

La granulométrie a montré une domination de la fraction silteuse. Combinée au fait que la plupart des chenaux sont assez larges et peu épais, ce résultat indique que les sédiments ont été déposés dans une zone très distale du bassin versant, dans une région très plate où devait divaguer une rivière à chenaux anastomosés.

Les études géochimiques et minéralogiques ont permis de mieux comprendre la dynamique du dépôt. Une cyclicité a en effet été trouvée et montre plusieurs phases de sédimentation, d'altération, d'assèchement, de pédogenèse, et de battements des nappes d'eau au sein d'un même profil. Ces différentes séquences ont en outre pu être confirmées par l'étude des lames minces. Ces dernières, par la présence de figures pédogénétiques, prouvent que la couleur lie-de-vin de certains horizons de la marnière d'Eclépens est due à des phénomènes d'oxydo-réduction et de pédogenèse.

La fraction argileuse a quant à elle permis de mieux définir le type d'environnement dominant à cette époque. Outre une grande quantité de micas et de chlorite provenant du démantèlement alpin, de la smectite a également été trouvée. La présence de cette dernière peut être considérée comme caractéristique d'un climat subtropical à tempéré, avec une saisonnalité distincte alternant des périodes humides et sèches, ainsi que d'une région mal drainée avec un relief faible.

Sommaire :

1. Introduction	2
1.1. But du travail	2
1.2. Présentation de la marnière d'Eclépens	2
2. Présentation du contexte géologique et pédologique	4
2.1. Le bassin molassique et l'USM	4
2.2. Rappels de pédologie	8
2.3. Paléosols et pédeogenèse	11
3. Historique	15
4. Description des profils	21
4.1. Introduction au travail de terrain	21
4.2. Description des profils du bas de la marnière	22
4.3. Description des profils du haut de la marnière	29
5. Introductions et méthodes des analyses en laboratoire	46
5.1. Granulométrie	46
5.2. Analyses minéralogiques	48
5.2.1. Roche totale	
5.2.2. Signification des minéraux argileux	
5.2.3. Décarbonatation et analyse de la fraction argileuse	
5.2.4. Dépouillement des résultats	
5.3. Analyses géochimiques	50
5.3.1. Fusion alcaline	
5.3.2. Absorption atomique	
5.3.2.1. Méthode SAA en flamme	
5.3.2.2. Four à graphite	
6. Analyse et interprétation des résultats	53
6.1. Analyses minéralogique de la roche totale et analyses géochimiques	53
6.2. Apports de l'étude des lames minces	61
6.3. Apports de l'étude de la granulométrie	64
6.4. Analyse minéralogique de la fraction argileuse	67
7. Conclusions	70
8. Bibliographie	74
9. Annexes et planches	76



1. Introduction :

1.1 Buts et problématique du travail :

Le but principal de ce travail est de comprendre l'évolution de paléosols dans un contexte fluvial, avec reconstitution de paléoenvironnements continentaux.

Pour ce faire, il est nécessaire de connaître un certain nombre de paramètres, comme la granulométrie, la minéralogie et la géochimie des sédiments au fur et à mesure de l'évolution du milieu. Toutes ces analyses permettent de comprendre l'évolution pédologique du milieu et de définir la rythmicité des inondations et des battements de nappes dans le contexte fluvial des dépôts de la marnière. La minéralogie est importante, puisque l'évolution des paléosols et la migration des différents éléments qui les composent est également déterminée par la présence d'argiles gonflantes de type smectite. Elle peut également donner des indications sur la provenance du matériel parental et sur les conditions environnementales. La géochimie, avec l'étude des éléments majeurs, permet de mieux comprendre les phénomènes d'oxydo-réduction au fur et à mesure de l'inondation et de l'assèchement du milieu. Les lames minces permettent, elles, d'étudier la pédogenèse grâce aux traces qu'elle laisse sur les sédiments.

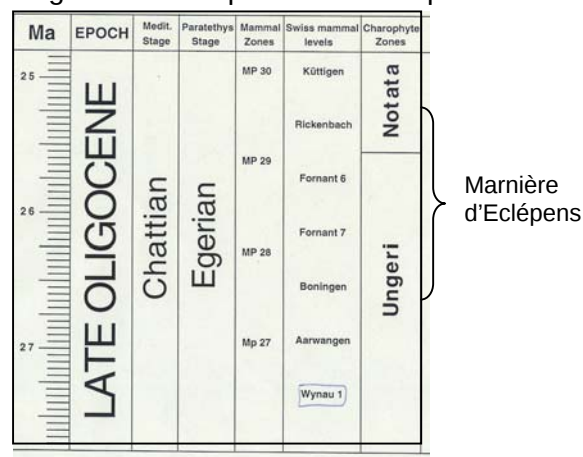
Toutes ces données permettent donc d'obtenir des informations sur les fluctuations des nappes d'eau et les conditions paléo-environnementales qui ont conditionné l'évolution des sédiments de la marnière d'Eclépens. Il sera alors possible de déterminer des séquences dans les paléosols et de mieux comprendre l'évolution des milieux de dépôts et l'évolution des sédiments et paléosols présents dans cette unité de la molasse.

L'étude des paléosols est importante pour la reconstitution des paysages, des climats, ainsi que pour l'étude des milieux de dépôts continentaux. Cependant, le principal problème des milieux continentaux est la présence de hiatus fréquents, du fait de l'évolution rapide des milieux et du mélange des différents environnements. Les paléosols sont donc rarement fossilisés à cause de l'érosion qui est très importante dans ces milieux. L'interprétation des résultats doit donc être faite avec beaucoup de précautions.

1.2 Présentation du contexte paléoenvironnemental :

La marnière d'Eclépens se trouve dans l'USM (Molasse d'eau Douce Inférieure) du plateau et on lui attribue un âge Oligocène moyen à supérieur (Top Fornant 6), plus précisément dans le faciès des **Untere bunte Mergel ou Marnes bariolées inférieures**. A cette époque, des grands fans alluviaux et conglomératiques se jetaient dans le bassin molassique et la Molasse Rouge et les marnes bigarrées se déposaient sur le plateau.

Figure 1.1 :
localisation
stratigraphique
des sédiments
de la marnière
d'Eclépens



Les sédiments présents ont été déposés en contexte fluvial. On se trouve en effet dans un environnement fluvial dominé par les chenaux d'un système de rivières à chenaux anastomosés. En effet, les rivières anastomosées se forment dans des systèmes riches en suspension et où l'espace de dépôt est marqué par un rapport élevé entre la subsidence du bassin et l'apport de sédiment. On les trouve donc souvent dans des bassins ayant une subsidence élevée et un taux de dépôt faible comme dans le bassin molassique par exemple (bassin d'avant-pays). Elles sont caractérisées, tout comme les rivières en tresses, par un réseau ramifié des chenaux. Les chenaux ont une sinuosité assez élevée. On remarque aussi une amalgamation des chenaux. Or, toutes ces propriétés se retrouvent dans les sédiments de la marnière d'Eclépens.

Les sédiments des chenaux sont bordés sur les côtés par des dépôts d'eaux stagnantes ou de marécages, ainsi que par des argiles ayant une lamination parallèle et des dépôts de sables ou de silts, qui se sont déposés lors de débordements liés à des crues. C'est à cet endroit que se créent les paléosols.

La marnière d'Eclépens est en effet caractérisée par la présence de paléosols créés à partir de la charge fine des rivières dans les plaines d'inondation, lors de crues et de débordement dans le système fluvial. L'évolution de ces paléosols dépend de la profondeur du niveau des eaux souterraines, ainsi que du budget en eau. En effet, la fluctuation du niveau des eaux souterraines conduit à une oxydation (niveau d'eau profond) ou à une réduction (haut niveau d'eau) cycliques de la charge fine déposée. Il s'agit donc d'un contexte de sols hydromorphes.

La présence de certaines structures dans les paléosols de la marnière d'Eclépens suggère la présence d'argiles gonflantes de type smectites. Or, une forte augmentation des teneurs en argiles gonflantes de type smectite-montmorillonite et une diminution notable des taux en matière organique (ce qui semble être le cas dans la marnière) sont typiques de paléosols tels que les vertisols.

La présence de ces argiles entraîne des mouvements faits de gonflements et de dessiccations successifs des argiles, en fonction de l'hydromorphie saisonnière. Cela provoque une fissuration du sol en période sèche et un brassage accompagné d'une homogénéisation du sol lors de sa réhumectation (Gobat, Aragno et Matthey, 2003). La matière organique est alors enfouie loin en profondeur par des mécanismes physiques (et non pas biologiques comme c'est souvent le cas dans les sols).

Les vertisols se forment sous des climats à forts contrastes saisonniers et à saison sèche marquée, ce qui entraîne une hydromorphie par engorgement suivie d'une forte dessiccation. Ils caractérisent les climats subtropicaux et tropicaux.

En effet, selon Becker (2003), le climat du début de l'oligocène (MP21) semble montrer une forte influence tropicale. Par la suite, le climat se durcit progressivement par une accentuation de la saisonnalité et une aridification des environnements (MP23-24). On observe ensuite un retour de l'humidité. Tout cela est bien documenté grâce à la minéralogie des argiles. En MP27 (figure 1.1), les formations des marnes bariolées s.l., dont font partie les sédiments de la marnière d'Eclépens, forment, sur le plateau, un vaste réseau fluvial encore bien drainé. Le contraste saisonnier se stabilise alors, avec des températures plus faibles et plus de précipitations. En MP 28, la température continue à baisser, tout comme l'humidité, et le plateau suisse devient alors une vaste zone mal drainée, parsemée de petits lacs de faible importance. En MP29, les changements climatiques deviennent plus drastiques avec une forte chute de la température suivie d'un assèchement.

2. Présentation du contexte géologique et pédologique :

2.1 Le Bassin Molassique, la Molasse et l'USM :

Il existe plusieurs définitions pour le bassin molassique. Certains le définissent comme le produit de l'érosion alpine. Cependant, on trouve, dans le Jura, de la molasse ne provenant pas des Alpes. De plus, il faut différencier la molasse et les flyschs. L'introduction du terme Molasse dans la littérature est attribuée à De Saussure (1779-96) et les premières ébauches stratigraphiques à Studer (1825) qui a mis en place une première succession lithologique encore utilisée aujourd'hui (Figure 2.1).

Le bassin molassique suisse peut également être défini comme un bassin d'avant-pays dont le remplissage par la molasse s'est effectué suite à la collision alpine et à l'augmentation du taux de subsidence qui en découle. Ce remplissage s'est effectué à partir de la limite Eocène-Oligocène et jusqu'au Miocène. Tous les sédiments déposés dans le bassin font partie de la Molasse s.l., même s'ils ne sont pas toujours le produit de l'érosion alpine au sens strict (Berger, 2003).

Le bassin molassique est donc le bassin d'avant-pays des Alpes (de leur côté N–NW) et s'étend de la Savoie à l'est de la Bavière, soit environ 700km x 150km. En Suisse, il atteint une longueur d'environ 350 km pour une largeur variant entre 20 et 60 km. Sa profondeur maximale est de plus de 4 km. La largeur de ce bassin (SSE–NNW) est maximale à la hauteur de Munich, où il mesure plus de 100 km, pour s'amincir régulièrement en direction de l'ouest.

Le bassin molassique est rempli de sédiments essentiellement détritiques d'âge Tertiaire issus de l'érosion des Alpes en formation et déposés dans un contexte de bassin d'avant pays typique. Il apparaît à l'Eocène-Oligocène, avec l'initialisation du bassin dans l'helvétique (Sommaruga, 1997). Ce bassin est resté actif jusqu'au Miocène, il y a environ 10 ma. La sédimentation s'arrête ensuite, la surrection alpine étant devenue trop importante. Le bassin est alors passé dans un système en érosion, avec peu de sédimentation, mis à part quelques petits dépôts quaternaires.

La molasse peut être divisée en quatre étages reflétant l'évolution paléogéographique du bassin molassique. En effet, au cours de son histoire, on remarque la succession d'environnements marins et continentaux en fonction des variations du niveau marin, de la subsidence, de la surrection de la chaîne alpine et de celle du Jura, ainsi que du réajustement isostatique en découlant.

Les étages de la Molasse :

- **UMM** : Untere Meeresmolasse = Molasse Marine Inférieure
L'UMM a été déposée dans un milieu marin et a un âge Oligocène (Ruppelien)
- **USM** : Untere Süswassermolasse = Molasse d'Eau Douce Inférieure
L'USM a été déposée dans des milieux continentaux, en eau douce. Elle est caractérisée par la présence de conglomérats, de grès, de marnes, et de sédiments lacustres. Elle a un âge Oligocène à Miocène (Chattien et Aquitanien)
- **OMM** : Obere Meeresmolasse = Molasse Marine Supérieure
La molasse retrouve des conditions marines, mais celles-ci ne sont pas uniformes et des conglomérats sont également déposés. Elle a un âge Miocène (Burdigalien).
- **OSM** : Obere Süswassermolasse = Molasse d'Eau Douce Supérieure
L'OSM est déposée dans un milieu continental, en eau douce, avec des conglomérats, des grès et des sédiments lacustres. Elle a un âge Miocène (Serravallien et Languien).

A l'affleurement, on retrouve l'OSM à l'est, aux environs de Berne et Fribourg de l'OMM, puis l'USM dans la région de Genève. La Molasse est donc de plus en plus vieille à l'affleurement en allant vers l'ouest.

Les dépôts sédimentaires oligo-miocènes constituant le bassin molassique ont une épaisseur de quelques mètres en position distale et de 4 km en position proximale. Cette variation est due à l'irrégularité dans l'espace et dans le temps des apports détritiques et de la subsidence (Becker, 2003).

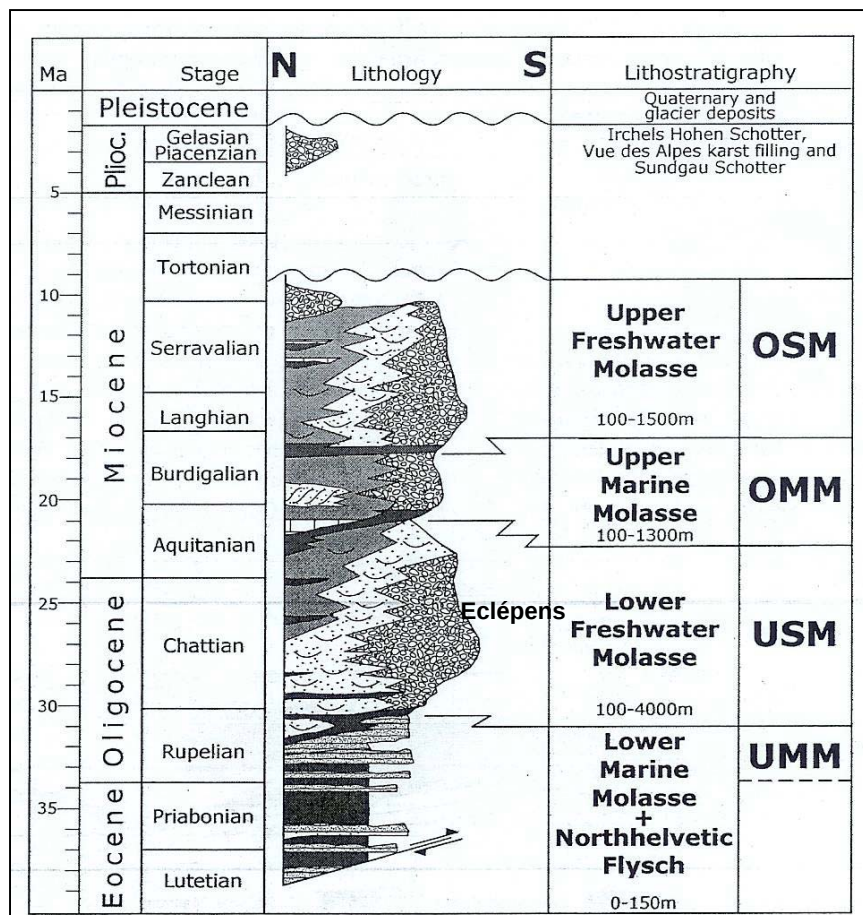


Figure 2.1 : Section stratigraphique simplifiée du Bassin molassique suisse du Jura aux Préalpes (Becker 2003, modifié d'après Keller (1989) et Sommaruga(1997))

Tectonique du bassin molassique :

En Suisse, on distingue classiquement trois unités tectoniques dans la molasse. La molasse du Jura, la molasse du plateau, et la molasse subalpine.

Du côté sud, le bassin molassique est limité par une lisière de molasse déformée, plissée et charriée que l'on appelle classiquement la **molasse subalpine**. Vers le nord, on trouve ensuite la molasse du plateau, ou tabulaire. Cependant, il n'est pas partout possible d'établir une limite nette entre molasse tabulaire et molasse charriée (Sommaruga 1997).

La molasse subalpine est limitée vers le sud par les charriages alpins, avec les nappes allochtones de l'Helvétique, de l'Ultrasubalpine et du Pennique.

La molasse du plateau est plus ou moins autochtone et peu déformée, avec des plis de grande envergure.

La limite sud plonge sous la molasse subalpine. La limite nord est en revanche piégée par les synclinaux de Jura et fait la transition avec le fossé rhénan (prolongation) (Berger 2003). De son côté Nord, le bassin molassique est limité de manière très différente si on se trouve en Bavière et en Suisse Romande ou en Suisse Occidentale.

En Bavière, la situation est celle d'un bassin d'avant pays typique, la partie distale du bassin devenant de plus en plus mince et l'érosion actuelle dégageant simplement un contact normal avec les sédiments tertiaires sur un autochtone tabulaire légèrement incliné vers le SSE. La tectonique de ce substratum mésozoïque est dominée par la présence de failles normales parallèles au bassin (WSW-ENE) interprétées comme une expression de la flexuration de la lithosphère liée à l'avancement du front alpin. Cette tectonique n'est connue que grâce aux sondages de sismique réflexion des pétroliers. En effet, la Bavière est un champ pétrolier où les pièges sont associés à de telles failles normales (d'après Burkhard, 2001).

En Suisse occidentale, la terminaison du bassin molassique interfère avec la présence du Jura plissé. La bordure NW du bassin actuel est définie par les premiers grands plis de la chaîne plissée du Jura, mais le fait que les sédiments de la molasse se trouvent également dans les synclinaux du Jura montre que l'extension de la molasse allait bien plus loin que la bordure interne du Jura plissé.

A l'arrière du Jura, la structure interne dans le bassin molassique est également très différente de celle connue en Bavière. Cette structure est caractérisée par des structures anticlinales et synclinales mal ordonnées, souvent mal définies, de très grand rayon de courbure et d'orientation variable. La présence de grandes zones de failles décrochantes a souvent été postulée, mais ces failles sont très difficiles à mettre en évidence.

La différence entre le style tectonique de Bavière et de la Suisse occidentale est due au fait que, à l'ouest, tout le bassin molassique est allochtone et charrié vers le NW à la faveur d'un décollement dans les évaporites du Trias (Burkhard 2001).

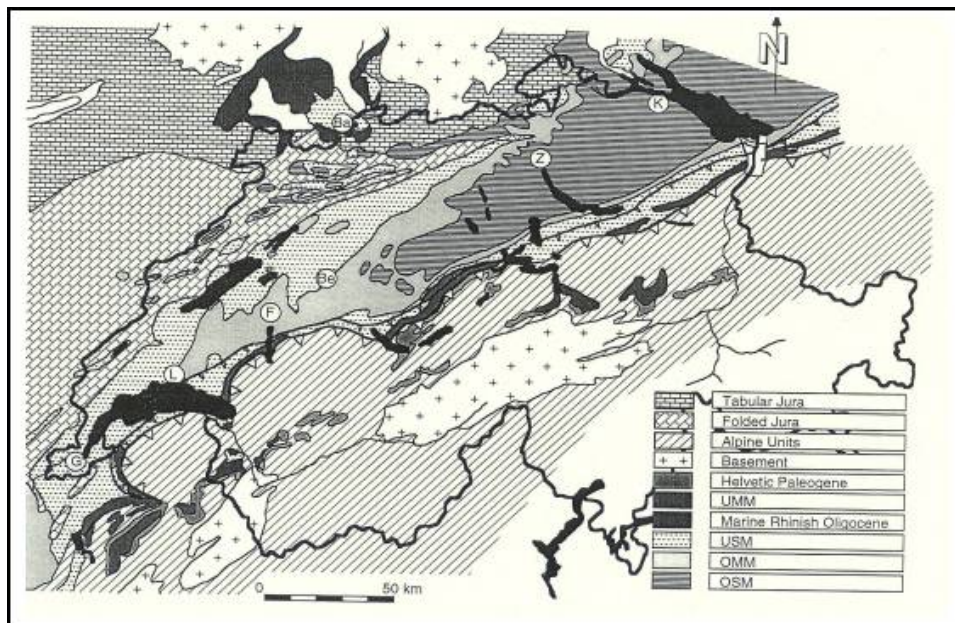


Figure 2.2 : localisation des différentes unités géologiques suisses et de la molasse (Berger 1996)

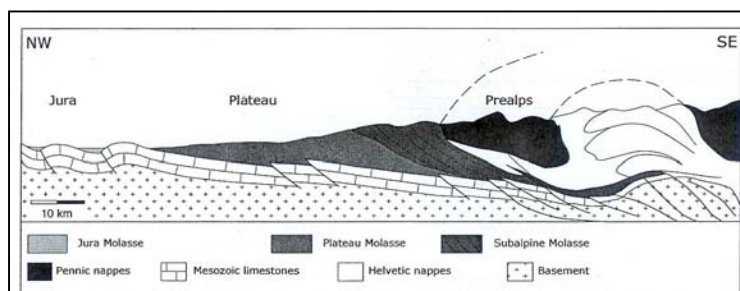


Figure 2.3 : Coupe transversale simplifiée du Bassin molassique suisse du Jura aux Préalpes (Becker (2003), modifié d'après Bergrer (1989) et Sommaruga (1997))

Molasse d'Eau Douce Inférieure (USM) :

La marnière d'Eclépens se trouve dans l'USM (Molasse d'eau Douce Inférieure) du plateau et on lui attribue un âge Oligocène moyen à supérieur (Top Fornant 6), plus précisément dans le faciès des **Untere bunte Mergel ou Marnes bariolées inférieures**. L'épaisseur de cette série varie de 900 m au Sud (Morges) à 200 au Nord (Orbe). On n'y trouve pas de conglomérats car on se trouve dans une zone trop distale. Les sédiments sont donc plutôt composés d'une fraction fine. Les subdivisions lithostratigraphiques de l'USM sont synthétisées sur la figure 2.4.

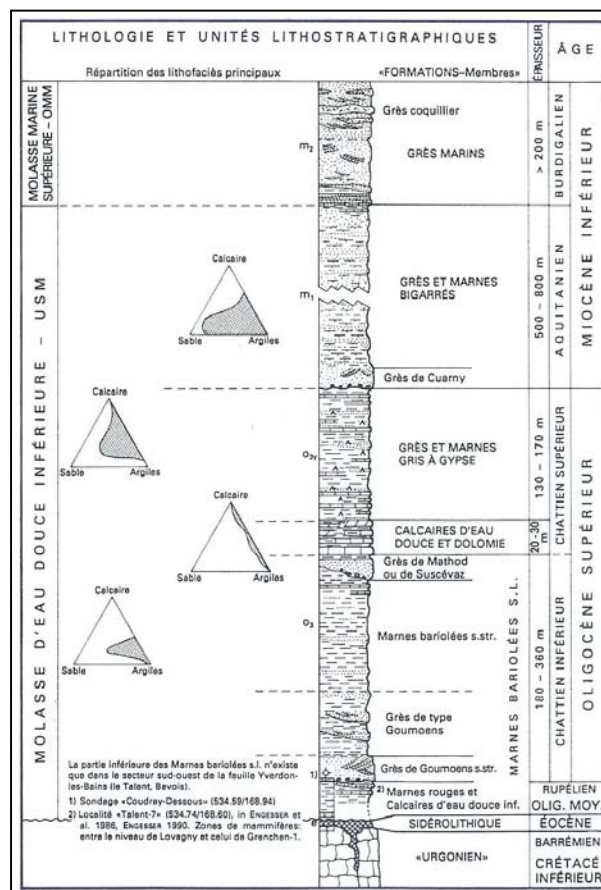


Figure 2.4 : colonne stratigraphie synthétique de la Molasse dans la région d'Yverdon (légende de la carte géologique suisse, Feuille n°1203, Jordi 1995)

L'ensemble des Marnes bariolées s.l., dont font partie les sédiments de la marnière d'Eclépens, est composé, selon Kissling (1974), des termes suivants :

- Marnes rouges et Calcaires d'eau douce inférieurs
- Grès de type Goumoens
- Marnes bariolées s.str. (Kissling 1974)
- Grès de Mathod

D'après Jordi (1995), les Marnes bariolées s.str. forment une série colorée marneuse et argileuse séparant les Grès de type Goumoens du Grès de Mathod. Il s'agit presque exclusivement de marnes et d'argiles bariolées, surtout rouges et violettes, mais aussi vert olive ou gris-bleu. Des marnes sableuses, de même que des minces bancs de grès calcaréo-argileux gris sont très subordonnés. Ces termes s'organisent en de nombreux petits cycles de sédimentation, épais de 2 à 4 m, granoclassés et toujours colorés selon la même séquence. Le milieu de sédimentation de la série est surtout terrestre-limnique, éloigné de tout apport grossièrement détritique (p.ex. plaine d'inondation avec marécages). La présence de charophytes et d'ostracodes (Kissling 1974) confirme en outre le caractère souvent lacustre du milieu. L'âge des Marnes bariolées s.str. se situe dans le Chattien supérieur.

L'USM suit la période marine de l'UMM. Cependant, le passage de l'UMM à l'USM n'est pas synchrone sur tout le bassin. La régression marine à la fin de l'UMM a en effet lieu en direction de l'est et on observe en parallèle l'apparition des fans de l'USM de l'ouest vers l'est, avec un réseau fluvial s'installant alors progressivement (Berger 1996).

L'USM est présente dans les molasses subalpine et du plateau. Elle est également présente dans certains synclinaux du Jura.

A l'époque du dépôt des sédiments de la marnière d'Eclépens, des grands fans alluviaux et conglomératiques se jetaient dans le bassin molassique et la Molasse Rouge et les marnes bigarrées se déposaient sur le plateau.

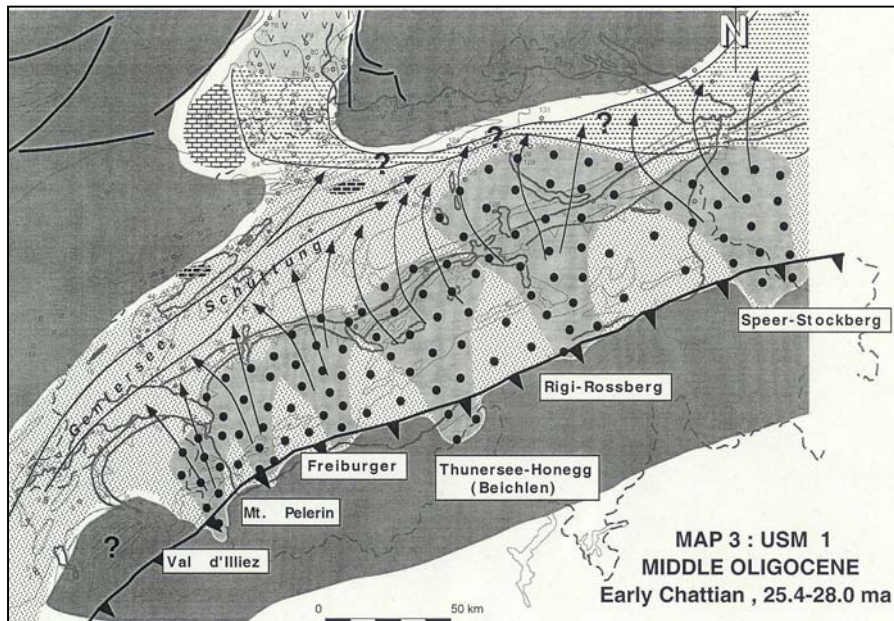


Figure 2.5 : carte paléogéographique du Miocène moyen (Berger 1996)

2.2 Rappels de pédologie :

Ce chapitre est principalement inspiré du cours de pédologie générale du Professeur Jean-Michel Gobat (2002), ainsi que du livre *le sol vivant* (Gobat, Argano et Matthey, 2003).

“Le sol est le produit de l’altération, du remaniement et de l’organisation des couches supérieures de la croûte terrestre sous l’action de la vie, de l’atmosphère et des échanges d’énergie qui s’y manifestent” (Gobat, 2002).

Le sol se forme par des processus très lents. Les roches s'altèrent sous l'action du climat et des êtres vivants. Les constituants minéraux sont modifiés, en partie mélangés à des substances organiques, et forment de nouveaux composants. Soumis à l'action de l'eau, travaillés par les plantes, les animaux et les microorganismes, les sols acquièrent progressivement des structures et des fonctions qui leur sont propres.

Le sol est formé à partir du produit d'altération des roches. Les constituants minéraux du sol sont primaires, hérités directement de la roche mère, ou secondaire, issus de la transformation chimique des précédents réunis alors dans le complexe d'altération.

Deux processus commandent l'évolution des roches, la désagrégation physique et l'altération biogéochimique.

Lors de la désagrégation physique, les agents climatiques tels que le vent, le gel ou l'eau fractionnent la roche en morceaux de plus en plus petits, tout en conservant la composition minéralogique de départ.

L'altération biogéochimique des roches, qui fait intervenir l'eau, associée ou non à l'oxygène, au gaz carbonique ou à des acides organiques, suit cinq voies :

- l'hydratation, qui altère avant tout les roches ferrugineuses, en modifie légèrement la quantité minéralogique par l'adjonction de molécules d'eau qui les fragilisent ;
- la dissolution, par laquelle l'eau et les substances qu'elle contient altèrent la roche ;
- l'oxydation qui permet la libération, sous forme ferrique Fe(III), de fer présent à l'état Fe(II) dans les réseaux cristallins de certains silicates, qu'elle déstabilise ;
- la réduction qui met en solution Fe (II) à partir d'oxydes et d'hydroxydes de Fe (III), présents par exemple dans des ciments ferrugineux de certains grès ;
- l'hydrolyse qui provoque un réarrangement important des réseaux cristallins. Elle dépend des conditions climatiques, favorisée par une température et une humidité élevée. L'hydrolyse peut être acide (*acidolyse*) ou alcaline (*alcalinolyse*).

Principales propriétés du sol et leurs relations :

Les propriétés principales du sol sont l'acidité (pH), le potentiel redox, les échanges ioniques, la capacité d'échange, la structure, la texture, la porosité, le régime hydrique, le complexe argilo-humique, et la fertilité.

La texture d'un sol indique sa proportion relative de sables, de limons et d'argiles (texture minérale) ou de fibres et de microagrégats (texture organique). Elle s'obtient par une analyse granulométrique, dont les résultats sont traités de manière graphique dans un triangle à trois dimensions.

La structure reflète le mode d'assemblage des constituants du sol, à un moment donné. C'est un état du sol, susceptible de modifications dans le temps, par exemple à l'échelle saisonnière. La structure dépend de la texture, de l'état des colloïdes, du taux d'humidité ou de matière organique et de l'activité animale.

La porosité reflète le volume des vides du sol, exprimé en pourcentage du volume total. Selon le degré d'humectation, les vides du sol sont occupés en majeure partie soit par l'eau, soit par l'air. Leur ensemble représente la porosité totale.

Evolution des sols :

La formation du sol, de la roche brute à un système équilibré, se subdivise en trois phases :

1. Altération de la roche mère.
2. Enrichissement en matières organiques.
3. Transferts de matière et formation d'horizons bien différenciés.

La formation et l'évolution du sol sont soumises à cinq facteurs écologiques : le climat, le matériel minéral parental (ou matériel d'origine), les êtres vivants et leur matière organique, le relief et le temps. Si le premier en est le déterminant principal à l'échelle du globe, les autres deviennent essentiels dans certaines situations, pouvant masquer l'effet du climat général.

Le climat agit de manière directe, par les précipitations et les transferts de matière qu'elles engendrent, ou de façon indirecte en influençant la végétation et l'activité biologique du sol. Il règle ainsi la balance entre les apports de matière organique au sol et sa décomposition, déterminant ainsi le bilan d'accumulation.

De manière très générale, les climats tempérés et froids entraînent une évolution pédologique dominée par la matière organique. Sous les climats chauds, la température favorise surtout les modifications minéralogiques, comme la néoformation d'argiles. La géochimie des oxydes de fer, d'aluminium et de silicium est prépondérante dans l'évolution pédologique, par rapport à une matière organique qui ne s'accumule guère.

A l'intérieur d'une zone climatique, les grandes séries évolutives sont déterminées par le type de matériel parental, qui agit tant par ses propriétés chimiques que physiques.

Cependant, l'origine réelle du matériel parental n'est pas toujours facile à déterminer et, bien souvent, la roche sous-jacente n'est pas la roche "mère" du sol !

Transferts de matière :

L'eau est le vecteur principal des matières, capable de transferts en tout sens. En climat tempéré, où les précipitations dépassent l'évaporation, les migrations descendantes dominent. En climat tropical sec, où l'évaporation est plus importante que les précipitations, les migrations ascendantes dominent. La balance entre les mouvements ascendants et descendants est importante, car elle donne le sens dominant des transferts. Quant aux transferts latéraux, ils dépendent des conditions locales, en particulier de la pente et de la perméabilité des roches sous-jacentes.

Les autres agents de transferts sont les animaux du sol comme les vers de terre, les champignons, ainsi que les plantes. Enfin, la gravité, combinée parfois au ruissellement, est un agent important d'incorporation de la matière organique en profondeur dans les VERTISOLS, où de larges fentes de retrait s'ouvrent durant les périodes sèches.

Les trois mécanismes descendants dus à l'eau sont la lixiviation, le lessivage et la chéluviation. Les deux derniers sont des formes d'éluviation, phénomène d'appauvrissement des horizons superficiels du sol au profit des horizons profonds qui s'enrichissent par illuviation.

Les trois types de migration ascendante où l'eau est le vecteur principal sont les remontées par évaporation, les remontées par ascension capillaire et/ou fluctuation d'une nappe phréatique et les remontées par le cycle biologique, notamment par les plantes vasculaires qui sont souvent capable de contrebalancer les migrations descendantes grâce au pompage de leur racines.

En climat chaud et sec, au moins saisonnièrement, l'eau remonte par ascension capillaire puis s'évapore au contact de l'air. Elle entraîne avec elle des éléments dissous qui précipitent dans les couches supérieures du sol ou à sa surface au moment de la vaporisation. C'est le cas du fer (le premier colorant rouge du sol) et de l'aluminium en régions tropicales.

Dans les sols réduits, le battement de la nappe provoque le brassage et la transformation du fer en fonction des variations du potentiel redox.

L'âge des sols :

En raison du peu de certitudes quant à l'âge réel des sols, les pédologues ont parfois été amenés à n'établir que des catégories d'âge assez grossières, en fonction de l'influence climatique dominante.

- Les sols des régions chaudes, dont l'évolution dépend de la transformation des oxydes de fer, d'aluminium et de silicium, sont formés au cours de cycles longs, entre 100'000 ans pour certains sols ferrugineux à un million d'années pour les sols ferrallitiques. Ils peuvent atteindre plusieurs mètres ou plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et sont généralement *polycycliques*.
- Les sols des climats tempérés et froids, au contraire, évoluent rapidement sous l'influence des précipitations, de la matière organique et de ses transformations. Généralement *monocycliques*, ils atteignent leur équilibre climacique en moins de 10'000 ans et ne dépassent que rarement un à deux mètres d'épaisseur. On les appelle sols de cycles courts.

Les sols anachroniques :

La variété et le nombre finalement élevé de ces sols "non-conformes" à l'évolution monocyclique générale ont rendu nécessaire la précision des termes suivants :

- **Sols récents** ou **monocycliques** : sols de cycle court formés dans une unité d'évolution temporelle, climatique et géologique, généralement post-glaciaire.

- **Sols anciens** : sols de cycle court particulièrement âgés, n'ayant guère été touchés par les glaciations.
- **Paléosols** : sols formés sous des conditions, climatiques notamment, différentes des actuelles. Il s'agit d'un terme très général.
- **Sols fossiles** : paléosols enterrés sous des dépôts récents épais, qui ne peuvent être atteints par les racines des plantes actuelles et n'interférant pas avec la pédogenèse actuelle
- **Sols polycycliques** : sols ayant subi au moins deux cycles évolutifs successifs, correspondant à deux périodes climatiques différentes.
- **Sols composés** : sols formés aux dépens de deux couches géologiques superposées, sans interférence. La plus profonde peut être un ancien sol, mais qui n'a aucune relation fonctionnelle avec l'actuel.
- **Sols complexes** : semblables aux précédents, ils en diffèrent par la reprise de la couche profonde dans la pédogenèse actuelle.
- **Sols polyphasés** : sols monocycliques ou polycycliques présentant des horizons enfouis mais dont le processus de recouvrement fait partie du fonctionnement de base, sous les mêmes conditions climatiques ou non. Les meilleurs exemples sont ceux des sols alluviaux fréquemment recouverts de nouveau matériel.

2.3. Paléosols et pédogenèse :

Tout sédiment exposé de façon constante ou périodique aux conditions subaériennes est affecté à des degrés variables par des phénomènes pédogénétiques. Les substrats sont attaqués par des processus physico-chimiques et biologiques, dont l'intensité ne dépend pas seulement de la température et du taux de précipitation, mais également de la topographie (drainage), de l'intensité inhérente des roches parentales, ainsi que de la densité de microorganismes, plantes et animaux. La durée de l'activité paléopédologique est également un élément important, mais elle est difficile à quantifier. Des sédiments exposés uniquement quelques semaines montreront par exemple des traces de dessiccation et de racines, alors que si l'exposition est prolongée, la pédogenèse peut très bien produire des horizons marqués par une redistribution plus ou moins intense du matériel parental sous forme de phénomènes pédologiques. A l'échelle macroscopique, cela résulte par la formation de couches montrant une stratification interne (Freytet & Plaziat, 1982).

L'évolution des sols par la désagrégation des particules, l'hydrolyse, l'oxydation/réduction et la formation des complexes organo-minéraux conduit à la redistribution des matériaux solubles et insolubles par une migration verticale ou latérale. Un sol évolué est caractérisé par la superposition de nombreux horizons qui peuvent être enrichis ou appauvris en constituants minéraux ou organismes. La concentration des minéraux (par exemple les oxydes de fer et les carbonates) et la morphologie de ces horizons constituent la base de la définition de certains types ou familles de paléosols (Freytet & Plaziat, 1982).

Lorsque l'on observe les modifications affectant les dépôts alluviaux, on observe clairement des superpositions et interférences de phases successives de pédogenèse (Plaziat et Freytet, 1978). Les données suivantes ont été tirées de Freytet & Plaziat (1982).

Les sols des dépôts fluviatiles se forment la plupart du temps dans les plaines d'inondation, alors que les modifications pédologiques de chenaux sont assez rares. Un bon exemple est celui des sols alluviaux peu drainés où les matériaux sont affectés profondément par la fluctuation du niveau des nappes d'eau en équilibre avec le niveau de l'eau dans les chenaux adjacents. Durant les inondations, le niveau de l'eau monte en dessus de la surface du sol. Dans les sols argileux avec plus ou moins de matériaux parentaux calcaires et quelques pourcents de fer, ce processus peut conduire à la formation d'un sol à gley (comme celui de la figure 2.6) caractérisé par la présence d'horizons phréatiques de gley

bleu-gris dans le bas du profil toujours saturé en eau. Les horizons vadoses supérieurs sont soumis alternativement à des conditions aérobies et anaérobies.

Le fer réduit peut alors migrer durant l'immersion et peut ainsi être oxydé et fixé durant l'assèchement suivant. Les carbonates et tous les produits solubles sont mobilisés dans le sol d'un environnement aqueux et peuvent précipiter sous des conditions sèches.

Dans les sols actuels et fossiles, les constituants solubles et les particules fines peuvent également être déposées dans les cavités biologiques, le long des fentes de dessiccation et autres porosités ou le plus souvent lessivés le long des principaux axes de drainage du sol.

Les produits ferrugineux peuvent alors former des patches de marmorisation dans le matériel parental, fréquemment associés à des nodules calcaires. Ceux-ci sont généralement plus abondants vers la base de la zone de fluctuation du niveau des nappes d'eau (Figure 2.6).

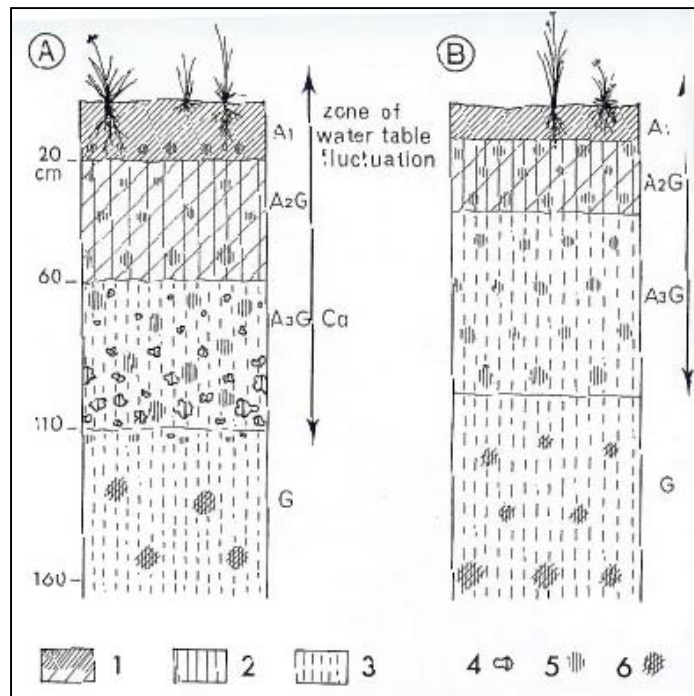


Figure 2.6 : Profils de deux sols à gley récents (observation dans une plaine d'inondation du bassin de Paris). En accord avec la terminologie française (Duchaufour, 1964), un sol à gley comporte trois horizons principaux : un horizon humifère superficiel, un horizon de gley réoxydé, un horizon marmorisé (bigarré) et un horizon de vrai gley bleu entièrement réduit. D'un autre côté, les sols à pseudo-gley ne possèdent que deux horizons : un horizon superficiel et un horizon bigarré profond.

A. Sol à gley calcitique : A₁, horizon humifère calcitique (hydro-mull calcitique) ; A₂G, horizon de gley réoxydé avec nodules calcitiques ; A₃G Ca, horizon de gley réoxydés avec des nodules calcaires mieux développés dans la partie inférieure ; G, horizon de gley réduits avec des patches foncés de sulfides ferreux.

B. Sol à gley : A₁, horizon humifère avec un humus peu évolué de type anmor ; A₂G, horizon de gley réoxydés avec des patches de sulfides ferreux. La double flèche indique la zone de fluctuation des nappes d'eau. L'horizon de gley est humide en permanence et les horizons bigarrés sont situés à l'intérieur de la zone de fluctuation de la nappe d'eau. Le développement de nodules calcitiques est plus marqué à la base de la zone de fluctuation.

1, matière organique ; 2, fer ferrique dispersé ; 3, fer ferreux dispersé (gris) ; 4, nodules calcitiques ; 5, bigarré = précipitation locale d'hydroxydes ferreux ; 6, patches de sulfides ferreux. (Freytet et Plaziat, 1982)

Les accumulations fluviales épaisses requièrent quant à elle un dépôt de matériel accompagné d'une subsidence. Durant les périodes de non sédimentation, les sols évoluent, mais la vraie surface du sol est rarement reconnaissable. Il n'est qu'occasionnellement possible de démontrer qu'un profil de sol est plus ou moins complet.

Des paléosols se développant dans des bassins avec une subsidence active sans interférence (phases de pédogenèses superposées) sont donc exceptionnels. Cependant, puisqu'on ne peut que rarement séparer ces phases, il est préférable de regarder chaque couche comme des paléopédogenèses caractérisées à l'intérieur d'un profil individuel (figure 2.7C) ou comme le produit de cette évolution durant l'accrétion sédimentaire (figure 2.7B,D) (Freytet et Plaziat, 1982). Néanmoins, un horizon bigarré peut être regroupé avec un horizon nodulaire adjacent afin de constituer un profil pédologique simple.

Les dépôts de plaine d'inondation, comme ceux de la marnière d'Eclépens, sont généralement passablement modifiés au cours de la pédogenèse. L'absence d'une stratification interne y est typique et résulte principalement de la bioturbation des racines et du fouissage. La distinction entre deux couches successives dépend alors principalement de la lithification et de l'abondance des figures pédologiques, ainsi que la couleur de la matrice, et, à différents degrés, de la granulométrie originale et la composition des grains.

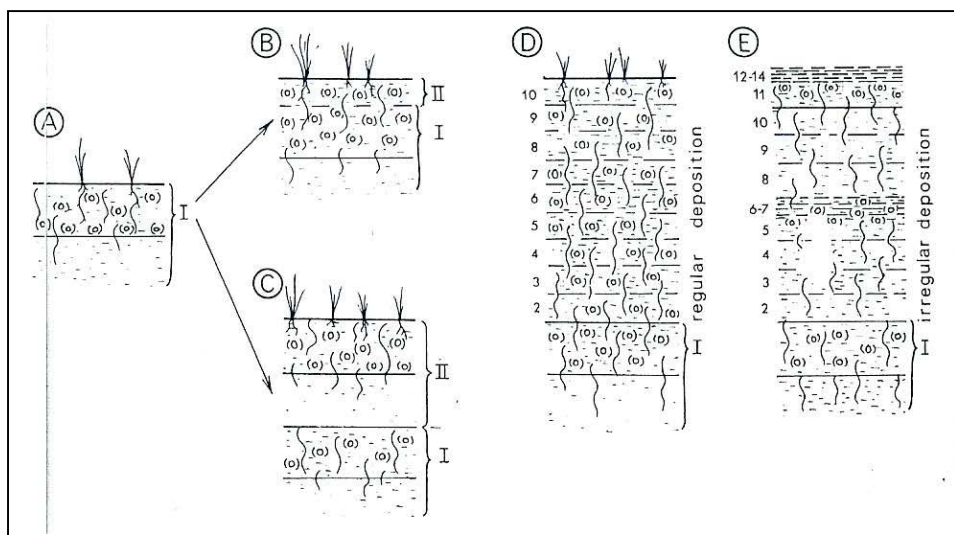


Figure 2.7 : modèles de sédimentation et d'interférence de phases pédologiques successives (d'après Freytet, 1964 et 1971). Dans les dépôts de plaines d'inondation affectés par une pédogenèse hydromorphique, des horizons bigarrés, des nodules carbonatés et des figures subcutanées se développent. Lorsque ce sol est enfoui par un nouveau dépôt alluvial, deux scénarios peuvent être envisagés : premièrement, lorsque la couche de sédiment est mince (quelques centimètres, BII), la pédogenèse se retrouvera rapidement en équilibre avec les nouvelles conditions topographiques : montée du niveau de la nappe d'eau, développement de nouveaux horizons interférant partiellement avec les précédents formant alors un sol polygénique. Dans le second scénario, la couche de sédiments est plus épaisse que le profil pédologique (au moins un mètre, CII), le niveau de la nappe va alors augmenter, mais seule la partie supérieure des sédiments sera affectée par cette fluctuation saisonnière. La partie inférieure sera soustraite aux effets pédologiques, alors que la partie supérieure verra la formation d'horizons bigarrés, de nodules, etc. Ce mécanisme suppose une sédimentation "catastrophique" très rare, rarement observée dans les sédimentations modernes des plaines de Piémont. Pour cette raison, d'autres interprétations sont proposées : lorsqu'un dépôt de plaine d'inondation affecté par une pédogenèse hydromorphique est couvert chaque saison par quelques millimètres ou centimètres de sédiment d'inondation (D2-10), le niveau des nappes d'eau et le profil pédologique montent progressivement et les horizons bigarrés, traces de racines et de très petits nodules de carbonate sont régulièrement distribués le long d'une formation homogène. Cependant, l'observation de séquences actuelles montre une alternance de couches avec uniquement de la marmorisation alternée avec des lits riches en nodules de carbonate et même des figures subcutanées. Cela suggère que le taux de sédimentation était rapide (E2-5 et 8-11) et la pédogenèse corrélativement réduite, alors que, durant les périodes suivantes, la sédimentation était réduite (E6-7 et 12-14), permettant une pédogenèse durable sur le même matériel parental et le développement de caractéristiques pédologiques requérant un temps long (Freytet et Plaziat, 1982).

Dans les anciennes formations molassiques, des même roches parentales subissent généralement des phases successives de pédogenèse du même type, chacune séparée par des épisodes de sédimentation d'importance variable (figure 2.7). La formation d'horizons pédologiques significatifs dépend de la relation entre la sédimentation fluviale et le niveau de fluctuation des nappes d'eau qui provoque le développement de certaines caractéristiques incluant les horizons bigarrés/la marmorisation et les nodules carbonatés (figure 2.6) (Freytet 1964, 1971).

Dans une séquence continentale subsidente, avec un taux important de sédimentation, les actions répétées de la pédogenèse de type hydromorphique sur le sédiment déterminent la

formation d'une néostratification qui interfère et détruit plus ou moins la stratification et la lamination sédimentaire originelle.

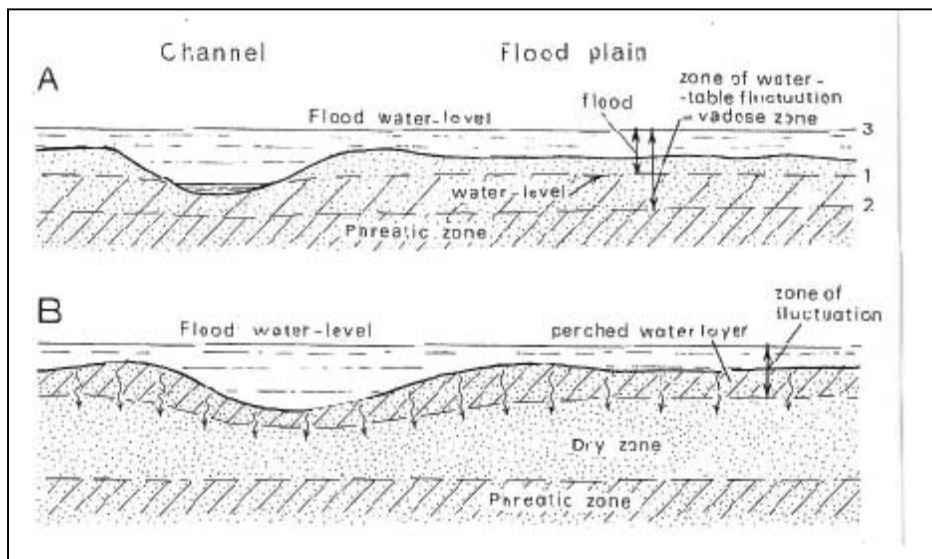


Figure 2.8 : relations possibles entre la formation des sols de plaines d'inondation et la fluctuation du niveau des nappes d'eau (Freytet et Plaziat, 1982) :

- A Le niveau d'eau phréatique a une profondeur variable et est en équilibre avec l'eau libre des chenaux adjacents durant les périodes de faibles eaux (ligne 1), ou avec les eaux souterraines lorsque le chenal est sec (ligne 2). Le niveau phréatique le plus haut se retrouve seulement durant les inondations (ligne 3), lorsque le niveau de l'eau monte en dessus du niveau du sol. Ceci est un mécanisme classique conduisant à la réoxydation des sols à gley.
- B Hypothèse alternative : le niveau des nappes d'eau phréatique est très profond et ces dernières sont séparées du sol par une zone sèche. Lorsque les eaux d'inondation inondent la plaine d'inondation, ces eaux imprègnent les mudstones, formant des nappes d'eaux perchées qui disparaissent progressivement par évapotranspiration ou qui s'infiltrent vers le bas, en direction de la nappe d'eau phréatique profonde. Dans cet exemple, l'évolution du sol n'est pas complète, car il y a une zone non saturée de façon permanente près de la surface, et ainsi pas d'horizons à gleys. Il s'agit d'un mécanisme de formation de pseudogley, comme on en retrouve dans les loess du bassin de Paris (Duchaufour, 1964).

Un cas intéressant est celui des paléosols composés de beaucoup d'horizons avec peu de gley (c'est-à-dire avec seulement du fer réduit) intercalés avec des niveaux bigarrés (Freytet et Plaziat, 1982).

En effet, la réduction du fer est dépendante de la quantité et de la dispersion de la matière organique dans le sol. Comme on l'a vu plus haut, on suppose que les paléosols comme ceux de la marnière d'Eclépens se développent dans un climat subaride à subtropical, avec des saisons sèches, relativement non favorables au développement de la végétation. La rareté des traces de racines tend à le confirmer.

La réduction du fer dépend également largement de la durée de l'inondation. Durant la saison sèche, les chenaux fluviaux peuvent éventuellement devenir secs et le niveau des nappes d'eau peut descendre. Durant les inondations de la saison humide, le niveau des nappes d'eau monte au dessus de la plaine d'inondation (figure 2.8), et les nappes d'eau perchées apparaissent et imprègnent les sédiments sur une épaisseur de quelques décimètres, voire mètres, sans connexion avec les nappes d'eau plus profondes situées quelques mètres plus bas (Freytet et Plaziat, 1982). Il s'agit de nappes alimentées uniquement par les pluies. La nappe profonde, dépourvue de matière organique, ne peut pas réduire tout le fer ferrique, et prévient ainsi la dégradation du bigarrement après l'enfouissement.

3. Historique :

Principales étapes de l'étude du bassin molassique dans la région de la marnière d'Eclépens :

L'introduction du terme Molasse dans la littérature scientifique est souvent attribuée à De Saussure (1779). Cependant, la première ébauche stratigraphique a été réalisée par Studer (1825) dans sa "Monographie der Molasse". Ces observations ont ensuite été complétées par Merian (1835), ce qui a permis l'établissement d'une stratigraphie qui va prévaloir très longtemps. Il s'agit en effet de la succession :

- molasse d'eau douce supérieure ;
- molasse marine supérieure ;
- molasse d'eau douce inférieure ;
- molasse marine inférieure ;

Les premières subdivisions dans la Molasse d'eau douce inférieure ont été réalisées par Necker (1841) en introduisant le terme de Molasse rouge à la base de la série et par la présence de calcaire et de gypse dans la partie supérieure.

En 1853, Studer rassemble toutes les observations éparses afin de donner une vue d'ensemble, ainsi qu'une description région par région.

Dès 1936, les travaux de Bersier permettent de faire des progrès considérables dans la connaissance des séries molassiques. Les résultats de ces observations sur le Jorat et ses comparaisons avec les bassins houillers vont en effet permettre d'émettre des hypothèses sur les conditions de sédimentation et sur le mode de dépôt de ces séries.

En 1947, Althaus effectue un résumé stratigraphique et tectonique de la Molasse entre Genève et Neuchâtel.

En 1952, Ramseier réalise un travail régional sur la Molasse aquitanienne et burdigalienne dans la région du Mont Vully..

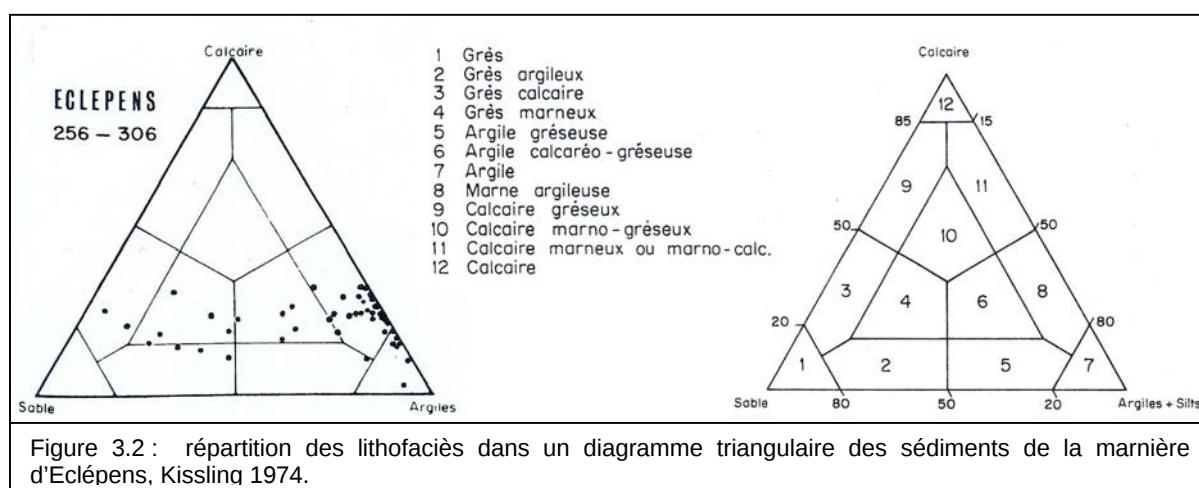
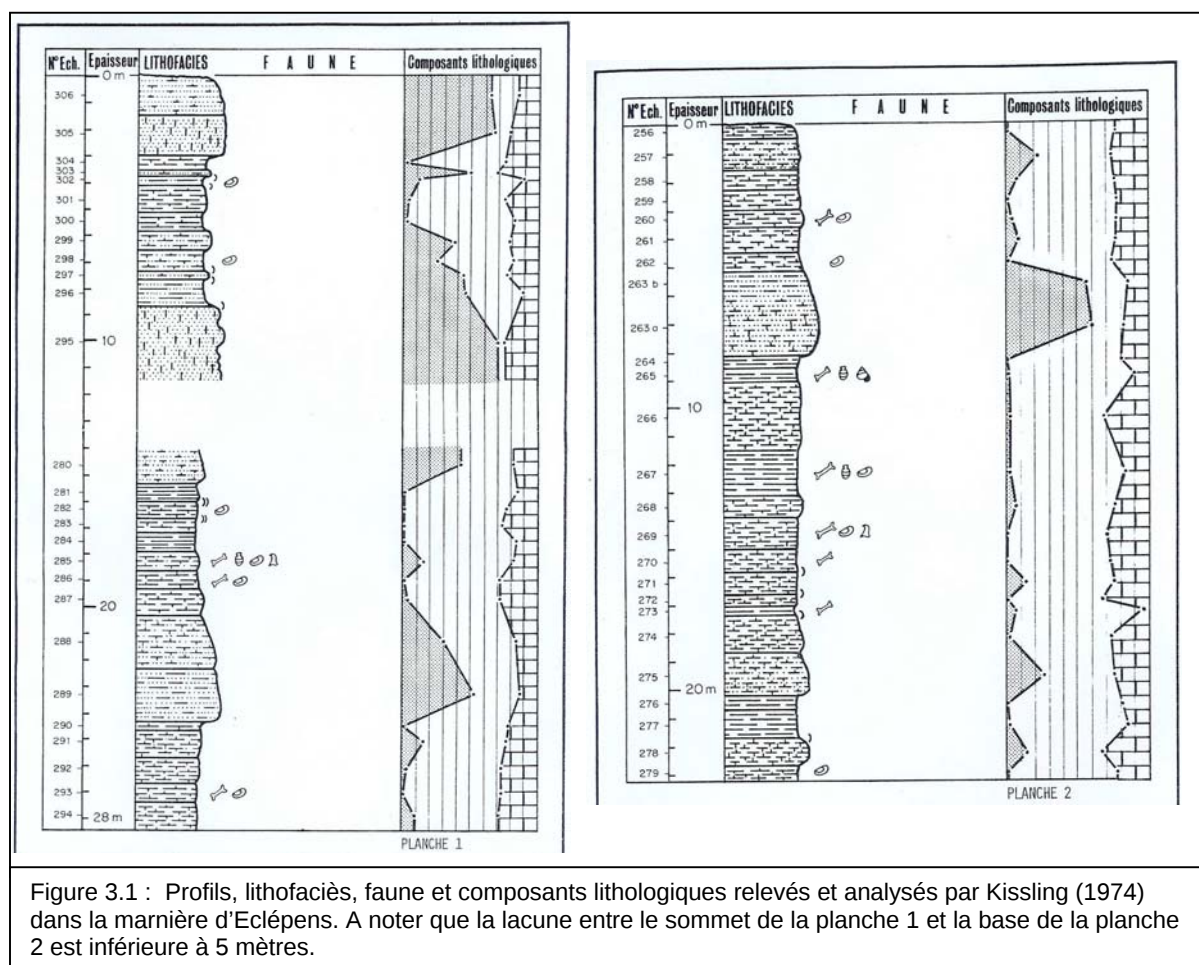
En 1955, Jordi consacre une bonne partie de son travail sur la géologie des environs d'Yverdon à l'étude des séries tertiaires, notamment de la Molasse Rouge et des Marnes grises à gypse qu'il subdivise en un grand nombre de formations et de membres.

En 1958, Bersier effectue une étude approfondie sur la Molasse de la région de Lausanne en étudiant des exemples de sédimentation cyclothématique dans des dépôts de l'Aquitainien. Cette étude décrit les traits sédimentologiques essentiels du faciès Molasse et les interprète. Elle montre également les correspondances et analogies dérivées entre les séquences cycliques molassiques et celles d'autres bassins anciens ou actuels.

Etudes plus actuelles :

En 1974, une étude très importante a été menée par Kissling sur un grand nombre d'affleurement du bassin molassique, de la région de Genève à celle de Neuchâtel, et notamment dans la marnière d'Eclépens. Pour chaque profil, la détermination des principaux caractères sédimentologiques (% de sable, de calcaire, d'argiles + silt et de gypse, ainsi que la couleur des sédiments) et des différentes faunes paléontologiques a été effectuée.

Kissling place les sédiments de la marnière d'Eclépens dans le faciès des marnes bariolées s.l., et plus précisément dans les "marnes rouges". Kissling décrit les sédiments de la marnière d'Eclépens comme une série principalement marneuse. Les planches de la figure 3.1 montrent en effet clairement la prédominance des sédiments marneux, même si les bancs gréseux sont plus fréquents et massifs qu'à la base de la série des marnes rouges. Les bancs gréseux ravinent même parfois les marnes sous-jacentes et ont une allure nette de remplissage de chenal.



Lithofaciès	2	3	4	5	6	7	8
Fréquence en %	5.5	4	4.5	2	9.5	15.5	54
Epaisseur Cumulée, en %	8	9	11	0.5	12.5	12	47

Tableau 1 : répartitions des fréquences et des épaisseurs cumulées des différentes lithologies (Kissling, 1974)

Le tableau ci-dessus donne les répartitions des fréquences et des épaisseurs cumulées des différentes lithologies de la marnière d'Eclépens. On remarque que, du point de vue des épaisseurs, près des trois quarts de la coupe sont constitués de sédiments argilo-marneux peu détritiques.

Une étude statistique des lithofaciès a également permis à Kissling de déterminer des cycles et séquences dans les différents faciès de la Molasse étudiés (méthode des matrices des transitions appliquée à l'étude des séries stampiennes. Pour les marnes bariolées s.l., la séquence finale résulte de la combinaison de la séquence 6 → 8 → 8 → 7, observée à Eclépens, et de la séquence principale 4 → 6, observée à Valeyres-sous-Rances. La série des marnes bariolées s.l., dont la séquence se cantonne dans les lithofaciès détritico-argileux très peu calcaires, reflète donc une sédimentation fluvio-terrestre.

Des observations microscopiques en vue d'une étude pétrographique ont été effectuées sur les bancs gréseux, les travaux antérieurs de Vernet (1958) ayant montrés que la pétrographie de la fraction argileuse était des plus monotones tout au long de la série molassique. La pétrographie de la fraction détritique des grès de la marnière montre une abondance de feldspaths, ainsi qu'une fréquence élevée des grains de serpentinite, qui peuvent parfois représenter plus de 20% des minéraux détritiques. Les minéraux phylliteux sont surtout de la biotite, des micas du groupe de la muscovite, ainsi que de la chlorite provenant sûrement de l'altération de la biotite et, dans une certaine mesure, de la serpentine. La glauconie ne représente généralement qu'un faible pourcentage.

La couleur des sédiments des "marnes rouges" est, selon Kissling, très variable, même si la base de la série montre très nettement la prédominance des teintes rouges lie-de-vin (5R 4/4, Moderate red), ce qui proviendrait probablement en grande partie du remaniement du Sidérolithique. Cependant, en montant dans la série, d'autres teintes apparaissent. Dans la coupe d'Eclépens, les bancs de teinte rougeâtre ne représentent en effet plus que 20% des fréquences observées. Cependant, la couleur rouge étant présente uniquement dans les bancs marneux et argileux, l'érosion et le délavage vont faire "couler" cette couleur sur les autres couches et ainsi donner l'impression d'une dominance de celle-ci.

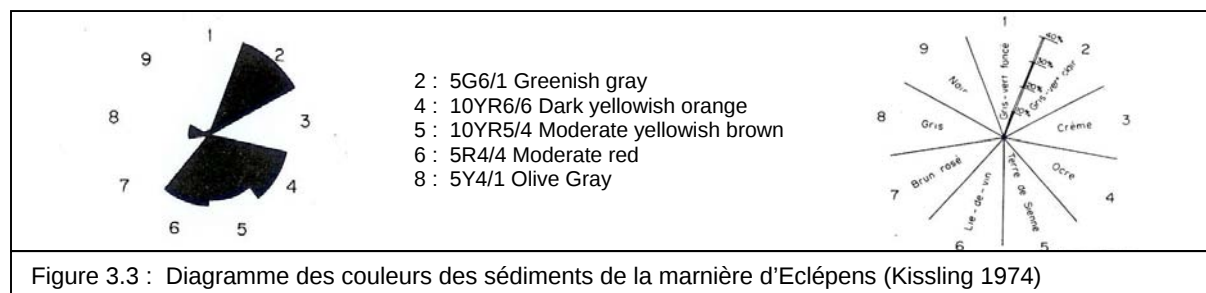


Figure 3.3 : Diagramme des couleurs des sédiments de la marnière d'Eclépens (Kissling 1974)

Les apports clastiques ont eu lieu principalement depuis le sud et les Alpes et représentent les résidus de l'érosion des Alpes en surrection. Des apports depuis des cours d'eau jurassiens ne sont pas à exclure au pied du Jura. Au début de la sédimentation, une partie du matériel doit être héritée du Sidérolithique, ce qui donne aux sédiments leur teinte rouge caractéristique. L'influence de cet apport diminue au fur et à mesure que l'on monte dans la série. Si les décharges détritiques grossières en provenance des Alpes sont rares dans le bas de la série, elles augmentent ensuite de plus en plus, mais de manière saccadée.

En ce qui concerne la paléontologie, la coupe levée à Eclépens n'a livré à Kissling que des charophytes indéterminables, de rares fragments d'os de mammifères, ainsi que des dents pharyngiennes de poissons, et des ostracodes qui sont tous à rapporter au genre *Pseudocandona*, et qui ne fournissent que des données écologiques et non pas stratigraphiques. D'après les indications paléontologiques, il semble donc que la sédimentation avait un caractère prédominant lacustre, avec peut-être des influences saumâtres comme le laissent penser les poissons du genre *leuciscus*. Entre les diverticulations fluviales devaient d'étendre des terres basses, sur lesquelles devaient croître une végétation en grande partie herbacée, ainsi que des nappes d'eau douce peu profondes, souvent riches en particules détritiques en suspension, où vivait une faune assez clairsemée de charophytes, d'ostracodes et de poissons. La faune terrestre devait être principalement représentée par de petits rongeurs.

Récemment, d'autres travaux ont été effectués par Berger et Weidmann dans la marnière d'Eclépens (1992-1995, données non publiées). Ils ont notamment permis de mieux comprendre les environnements de dépôts grâce à des recherches paléontologiques ayant mis à jour une faune assez diversifiée. Des débris de coquilles ont en effet été retrouvés sur toute la section, ainsi que des restes de poissons d'eau douce, des charophytes, des dents de rongeurs, des écailles de reptiles, des restes de tortues et des restes de la mâchoire d'un rhinocéros. La présence de charophytes indique une profondeur d'eau relativement faible.

Les dents de rongeurs ont pu être conservées grâce à l'action des rapaces. En effet, ceux-ci mangent les rongeurs et recrachent leur os sous forme de pelotes à partir d'un perchoir. Si ce perchoir se trouve à la verticale d'un plan d'eau, les os peuvent éventuellement être conservés. Cela n'indique cependant pas que des rongeurs vivaient à cet endroit précis, mais le terrain de chasse des rapaces ne dépasse cependant pas quelques dizaines de kilomètres.

Des boules calciques produites par les vers de terre ont également été retrouvées. Cela montre la présence d'une certaine faune dans les sols qui n'étaient sans doute pas tout le temps inondés et bien drainés. Cela est confirmé par la présence de coprolithes produits aujourd'hui uniquement par des termites. Il s'agit de déjections charbonneuses, très légères et qui ont pu être remaniées.

Tout comme Kissling (1974) et plus tard Strunck (2001), Berger et Weidmann (1992-1995) ont levé quelques profils dans la marnière d'Eclépens. Cependant, la tectonique relativement complexe et active (les deux failles présentes au centre de la marnière en témoignent (photos 3.1 et 3.2) empêche toute corrélation fiable entre ces logs, l'exploitation par Holcim® de ce terrain en modifiant continuellement l'épaisseur et la succession des couches. De plus, le rejet des failles ne peut pas être partout déterminé avec précision (il peut parfois aller jusqu'à plusieurs dizaines de mètres, photos 3.1 et 3.2).

Un niveau prélevé par Weidmann dans le **bas de la marnière**, aux alentours du profil Ea3 (voir chapitre 4.2) levé lors de ce travail, a livré des charophytes *N. T. meriani* et *H. lagenalis*, ainsi que des micromammifères que l'on peut dater **entre Wynau 1 et Fornant 7 (MP 27/28)**, voir figures 1.1 et 3.5 pour la position stratigraphique), probablement d'âge Boningen.

Par contre, dans son profil, Weidmann a pu observer, tout en haut de la marnière, la présence de calcaires d'eau douce et dolomie qui suivent stratigraphiquement les marnes bariolées s.l. et qui montrent la transition avec le Chattien supérieur. Dans des grès du **haut de la marnière**, un niveau a livré des charophytes *meriani*, *ungeri*, *praelangeri-major*, *hirmeri*, *lagenalis* (Zone à *ungeri*), ainsi que des *calcarpinum*, otolithes, coprolithes et des micromammifères *Insectivora*, *Eomys huerzeleri*. Ces résultats ont pu être corrélés avec la faune de **Rickenbach** et donner une datation précise de **MP 29** (voir figures 3.4 et 3.5).

Ces résultats se corrélaient de plus très bien avec les données de Strunck (2001) (voir figure 3.5) qui donnent un âge Boningen à la base de la marnière et Rickenbach au sommet.

Il n'a pour le moment pas été possible de reconnaître d'autres biozones dans le reste de la marnière.

Dans sa thèse sur la partie ouest du bassin molassique, Strunck (2001) a également travaillé dans la marnière d'Eclépens (appelé ici Cridec pour ne pas confondre cet affleurement avec celui de la carrière de calcaire de Holcim®). Une étude paléomagnétique, ainsi qu'une étude des minéraux lourds ont été réalisées, ce qui a permis de corréler les sédiments de la marnière d'Eclépens avec la Global Magnetic Polarity Time Scale (GPTS) et les zonations suisses de micromammifères (figures 3.4 et 3.5).

Strunck (2001) a également remarqué une stratification entrecroisée epsilon dans les chenaux du bas de la marnière. Des traces de racines ont également été observées grâce à la formation d'anneaux de *liesegang*.

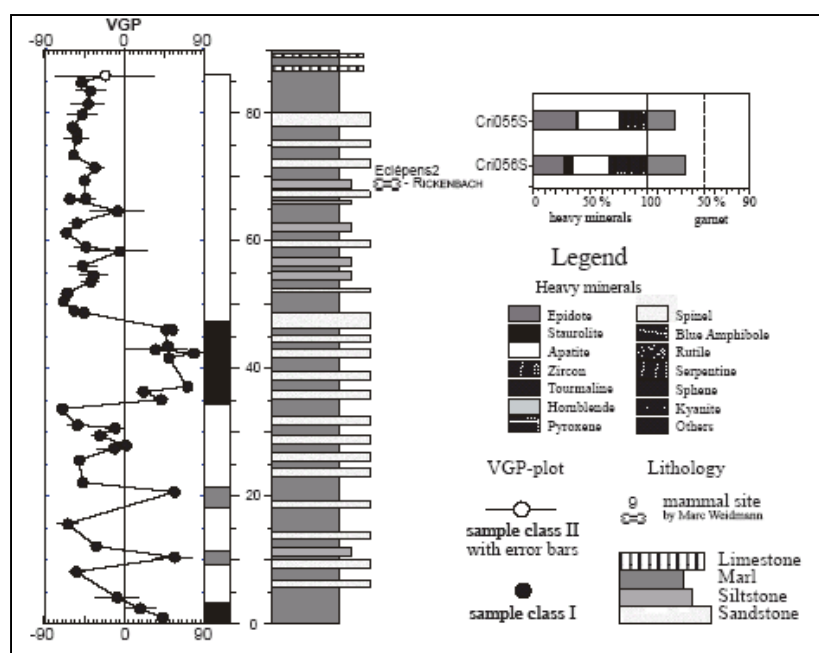


Figure 3.4 : log lithologique, paléomagnétiques et minéraux lourds de la section Cridec (Strunck, 2001)

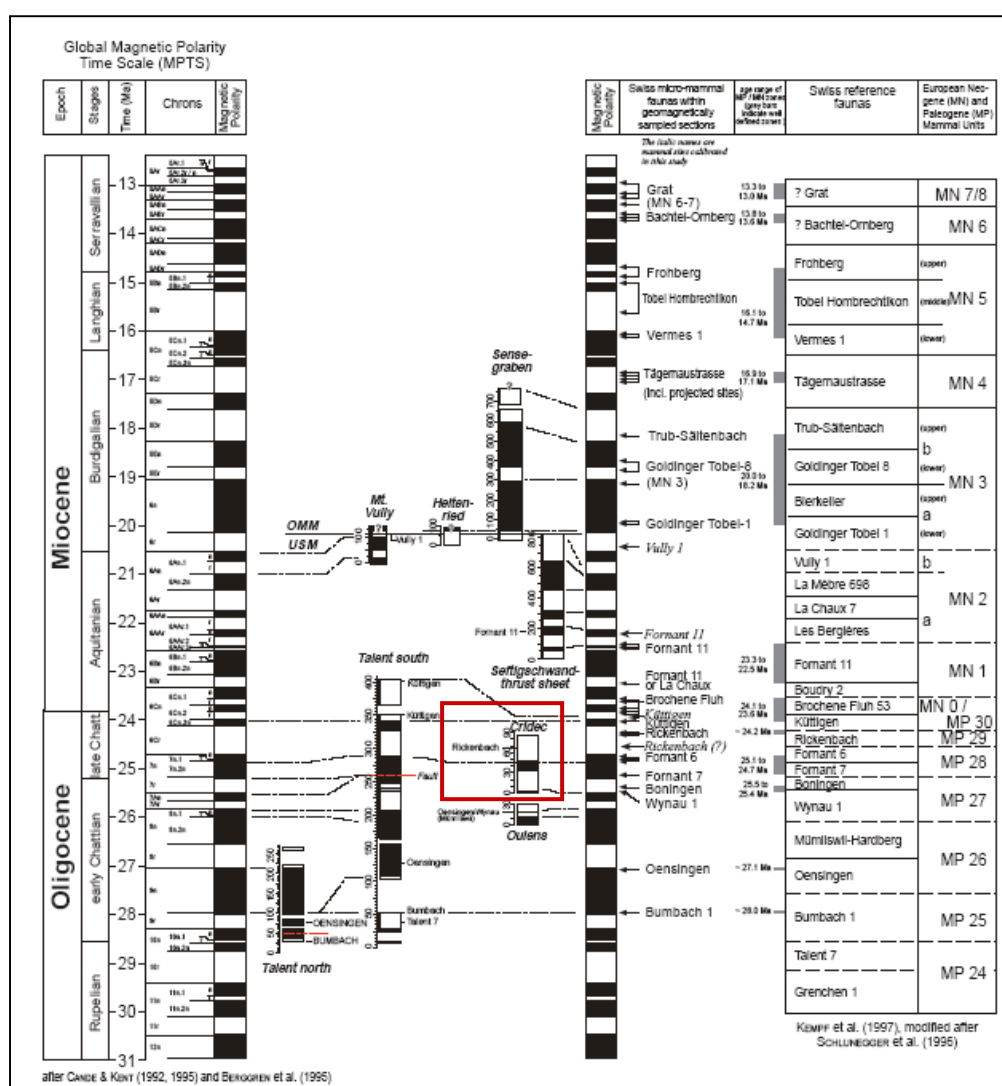


Figure 3.5 : corrélation entre les données paléomagnétiques locales de l'étude de Strunck (2001) et la Global Magnetic Polarity Time Scale basée sur les zonations de micromammifères (Strunck 2001)

La section levée par Strunck consiste en une grande quantité de sédiments fins de plaine alluviale entrecoupés de couches de grès. L'analyse des minéraux lourds (2 échantillons) donne comme composés principaux l'épidote (30-40%) et l'apatite (35%). De la staurotide, tourmaline, zircon et de la sphène sont également présents (5% environ), tout comme de l'amphibole bleue (4 à 11%), de la serpentine (5 à 10%) et des grenats (25 à 35%).

Les analyses paléomagnétiques montrent la présence de deux polarités normales et de deux polarités inverses le long du profil d'environ 85 mètres de la marnière. Ces polarités ont pu être calées dans le temps grâce aux faunes MP29 (Rickbach) de Weidmann (1992-1995).

Les analyses des minéraux lourds ont permis à Strunck (2001) de déterminer la provenance des différents sédiments du bassin molassique et de quantifier les apports depuis le nord, le sud-ouest et le sud du bassin. Il a également pu reconstituer les environnements de dépôts, comme sur la figure 3.6, pour différents âges. Des études sismiques ont également été effectuées.

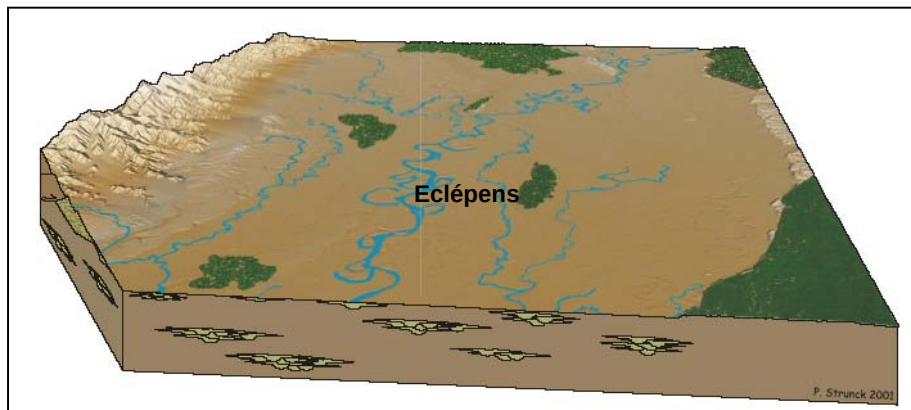


Figure 3.6 : Reconstitution des environnements de dépôt au Chattien inférieur (Strunck 2001).

Les travaux effectués par Becker (2003) lors de sa thèse sur différents affleurements molassiques ont également permis de préciser l'image paléoécologique, paléoclimatologique et paléogéographique du Tertiaire jurassien par une approche à la fois paléontologique et minéralogique, notamment avec la minéralogie des argiles. Pour les différents affleurements, les environnements sédimentaires, la biostratigraphie et les minéraux argileux ont été étudiés, ce qui a permis d'effectuer une synthèse biostratigraphique, paléoclimatique et paléoécologique de la Molasse de l'Eocène moyen à la base du Tortonien. De nouvelles cartes paléogéographiques du bassin molassique, du Jura et du Graben du Rhin ont également été créées de l'Eocène au Quaternaire (Berger et al. 2005 a & b), permettant ainsi de mieux comprendre les environnements dans lesquels se sont déposés les différents sédiments molassiques.



Photos 3.1 et 3.2 : Système de failles et tectonique de la marnière d'Eclépens

4. Description des profils :

4.1 Introduction au travail de terrain :

En ce qui concerne le travail de terrain, les buts principaux sont :

- le levée de logs stratigraphiques précis dans différents endroits de la marnière ;
- l'étude des différentes structures présentes sur le terrain comme les chenaux, les paléosols (identification) et tanathocénoses ;
- l'étude et la reconstitution des séquences à paléosols ;
- la prise des échantillons pour les diverses analyses.

Pour ce travail de terrain, la marnière a été divisée en 4 parties distinctes :

- la première partie (Profils Ec1, Ec2, Ec3) se situe dans le bas de la marnière et est dominée par les chenaux de tailles et de formes diverses avec des intercalations d'argiles plutôt gris-noir à la base et plus bariolées ensuite, avec la formation progressive de vraies séquences à paléosols intercalées entre les chenaux ;
- la deuxième partie est une paroi formée de paléosols et de chenaux ayant une épaisseur assez importante, mais n'est malheureusement pas accessible à cause des dangers d'éboulements qu'elle présente ;
- la troisième partie se trouve plus haut dans la marnière et est composée de belles successions de paléosols avec peut-être une certaine cyclicité dans l'oxydation et la réduction des paléosols. On y trouve les profils Ea1, Ea2, Ea3, Ea4 ;
- la quatrième partie se trouve dans le haut de la marnière où l'on retrouve la présence de chenaux et de successions de paléosols entre ces chenaux. On y trouve le profil Ea5.

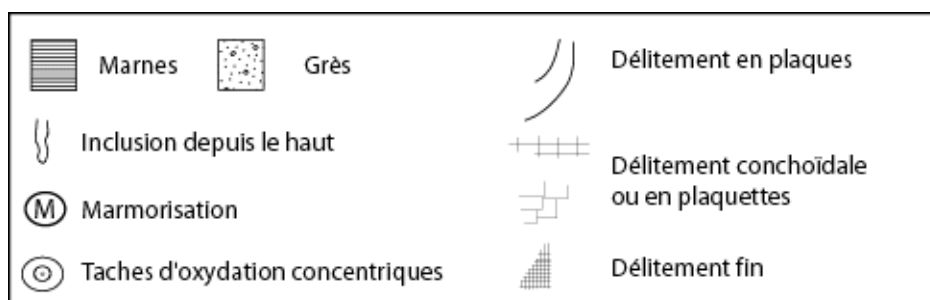
Le premier travail a été de déterminer les différents profils à lever en fonction de leur intérêt et de leur accessibilité, le but étant d'avoir un maximum d'information et une succession la plus complète possible. En ce qui concerne la nomenclature des profils, à E (comme Eclépens) succède la location du profil ("a" s'il se trouve dans le haut de la marnière et "c" s'il se trouve dans le bas).

Pour chaque profil choisi, il a d'abord fallu mesurer les différents horizons, différenciés en fonction de leur couleur, de leur structure et de leur granulométrie apparente (texture). Puis, il a fallu d'écrire les différentes couches et leurs caractéristiques et prélever des échantillons pour les analyses de laboratoire. En ce qui concerne la nomenclature des échantillons, au nom du profil (par exemple Ea1) a été ajouté son rang à partir du bas (par exemple le 4^{ème} échantillon prélevé = Ea1 04). Puis, il a fallu déterminer la couleur Munsell qui est indispensable pour déterminer les différences séquences à paléosols et successions. Finalement, des photographies des différents profils et horizons ont été prises.

En ce qui concerne la recherche de faune, aucune faune visible à l'œil nu n'a été trouvée, mise à part dans le bas de la marnière à la base d'un des chenaux.

Dans les profils suivants, les symboles dessinés dans la colonne "Structure et Profils" représentent la façon dont les différentes couches se délitent, se fracturent, ce qui donne une indication sur la structure des paléosols.

Légende
des profils :



4.2 Description des profils du bas de la marnière :

On observe dans le bas de la marnière, une succession de chenaux et de Crevasse Splay. On y trouve des chenaux très épais, des chenaux d'épaisseur moyenne, ainsi que des chenaux très fins qui pourraient être des Crevasse Splay. On trouve en effet parfois ces Crevasse Splay en continuité latérale des chenaux épais.

En observant les chenaux à une certaine distance pour en avoir une vue globale, on n'y remarque pas de structures sédimentologiques évidentes.

Les chenaux d'épaisseur moyenne sont parfois amalgamés et la taille de grain dans les chenaux reste assez fine, avec peu de gros blocs.

Tous ces facteurs et le fait que l'on se trouve dans un bassin avec beaucoup de subsidence avec des sédiments fins et un apport limité (on se trouve en effet dans la partie distale du bassin, assez loin des Alpes et des grands fans alluviaux) laisse penser que l'on se trouve dans un contexte fluvial de rivières anastomosées.

En ce qui concerne la fraction fine, on remarquera les intercalations d'argiles plutôt gris-noir à la base et plus bariolées ensuite avec la formation progressive de vraies séquences à paléosols prises entre les chenaux.

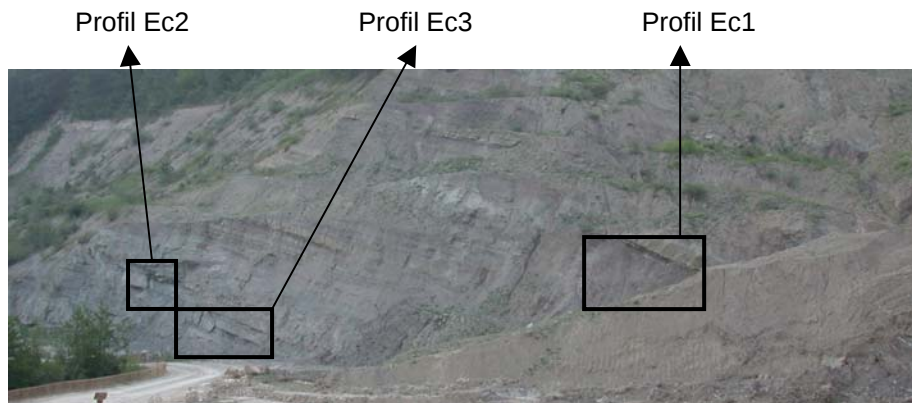


Photo 4.1 : chenaux du bas de la marnière

Panorama du bas de la marnière :

Plusieurs séries de failles parallèles sont visibles dans le bas de la marnière, mais sont la plupart du temps cachées par de la marne ou des éboulis. Les failles sont parfois soulignées par des miroirs de failles soulignés par de la calcite. Il faudra donc faire attention lors des corrélations entre les profils, croquis et panoramas, même si le déplacement n'est pas très important dans cette partie de la marnière. Il l'est en revanche plus au fond de la marnière où l'on remarque une zone d'éboulis et des failles de type panaméennes.

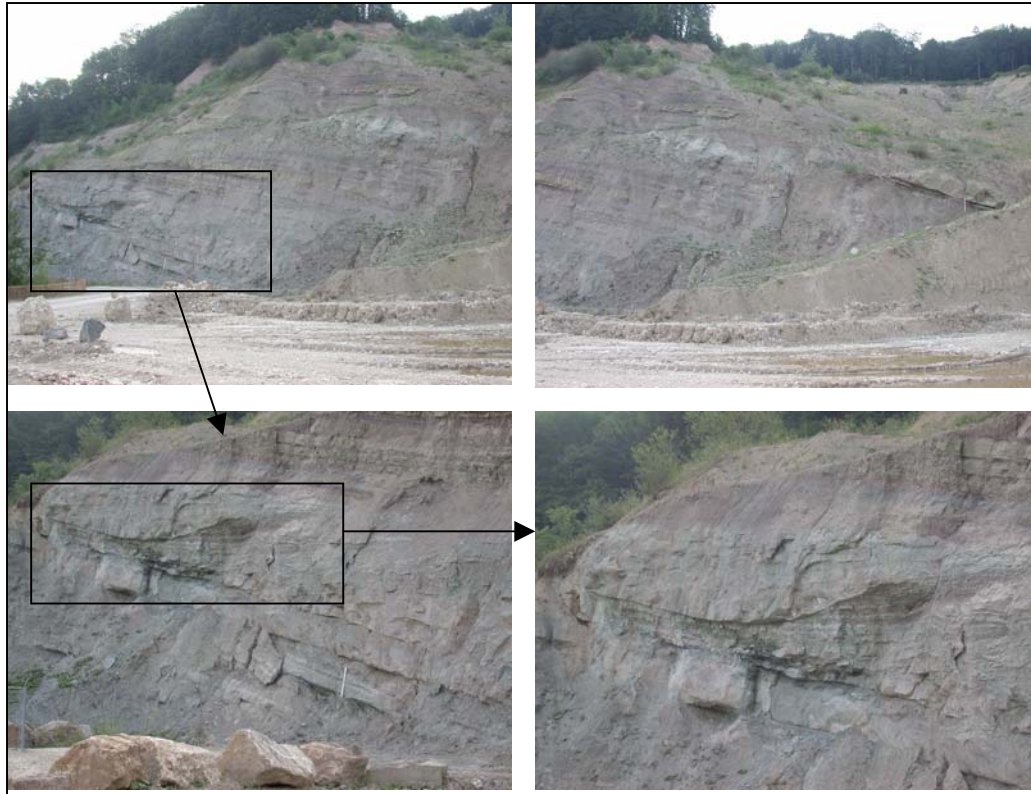
Les chenaux ont donc été basculés après leur dépôt et on trouve un système de failles parallèles visibles à quelques endroits.

Les chenaux se trouvant dans le bas de la marnière sont souvent amalgamés les uns aux autres. Ils sont séparés ou non par des couches de marnes/argiles. Ceci pourrait être typique des rivières anastomosées, très stables à cause de la présence d'une grande quantité de sédiments fins et qui coulent toujours au même endroit.

Les argiles sont grises sous et dans le paquet de chenaux au bas de la marnière et bigarrées au-dessus de ce dernier.

Les argiles se trouvant entre les chenaux sont de couleur gris clair à sombre et parfois presque noires. Cela peut permettre d'effectuer des lavages, principalement autour d'un des chenaux dont la base est très riche en Unios (eau douce, dans un système fluvial), qui sont parfois encore présents avec leurs deux valves, ainsi qu'en débris organiques de toutes sortes, comme des bouts de fruits ou de bois.

D'autres recherches ont également permis de trouver des dents de crocodiles et même un partiel squelette de rhinocéros.



Photos 4.2 à 4.5 : panoramas chenaux bas marnières et zooms.

Profil Ec 1 :

On y trouve un chenal d'épaisseur moyenne à grande, ainsi que d'un chenal plus fin en dessous et des sédiments plus fins de plaine alluviale qui se trouve à la base du profil. Le sommet de cette séquence de paléosols est marqué par des horizons oxydés.

Photographies de l'affleurement : Planche 1

Profil : Figure 4.1

Couche n°1 : 83 cm

Couche de couleur brune très fracturée de façon prismatique et sans structures spéciales.

Echantillons : Ec101 à Ec104

Munsell : 10YR 4/2 (dark grayish brown), 2,5Y 4/2 (dark grayish brown) et 5Y 5/2 (olive gray)

Couche n°2 : 12 cm

Couche de couleur brun-rouge à brun-grenat fracturé de façon prismatique plus finement que la couche n°1. Couleur beige-rouge clair à la base devenant de plus en plus grenat.

Echantillons : Ec105

Munsell : 10R 4/2 (weak red)

Couche n°3 : 10 cm

Couche de couleur verte ayant le même aspect (structure) que la couche n°2.

Echantillons : Ec106

Munsell : Gley2 3/10BG (very dark greenish gray)

Couche n°4 : 10 cm

Couche de couleur brun-rosé fracturée plus finement avec un aspect marneux quand elle est humide. Aspect parfois savonneux.

Echantillons : Ec107

Munsell : 5YR 4/2 (dark reddish gray)

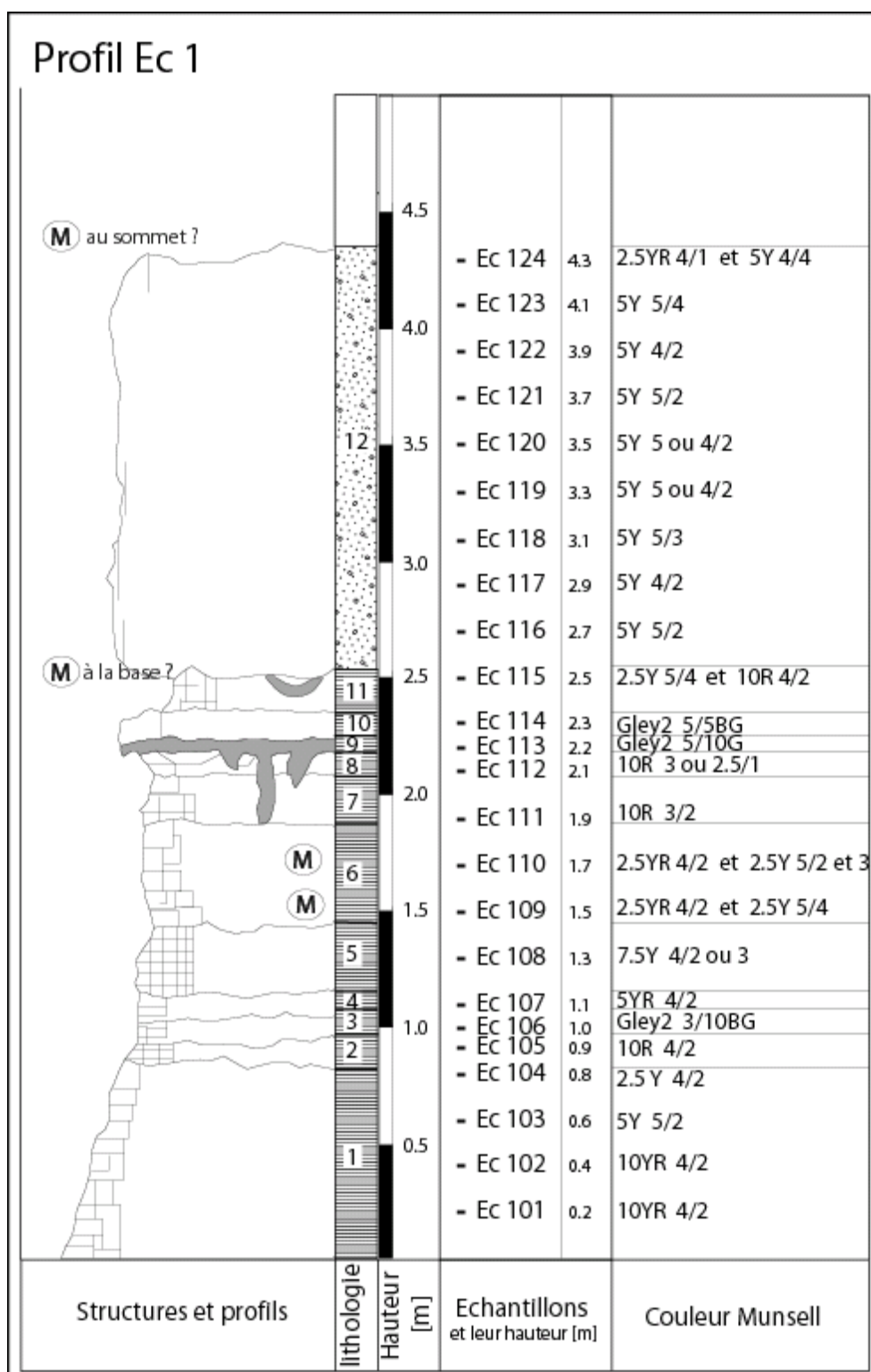


Figure 4.1 : Structure, fracturation/Délimitation, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ec1**.

Couche n°5 : 31 cm

Couche de couleur brun-rosé avec un aspect très fin en couche et fracturée en lamelles ou en prismes. Surface striée.

Echantillons : Ec108

Munsell : 7,5YR 4/2 ou 4/3 (brown)

Couche n°6 : 42 cm

Couche plus massive avec la présence de marmorisation et fracturée en plaquettes. Parfois, présence de nodules clairs de couleur gris-vert. Couleur rouge plus sombre à proximité des fissures.

Echantillons : Ec109 ; Ec110

Munsell : 2,5YR 4/2 (weak red) et 2,5Y 5/2-4 (grayish brown – light olive brown)

Couche n°7 : 19 cm

Couche de transition devenant d'abord beige-rouge et devenant de plus en plus rouge clair un peu plus fracturée que la couche n°6. Parfois, la couche n°9 s'y enfonce (bioturbation, racines ou structures de charge ?) et ce parfois jusque dans la couche n°6.

Echantillons : Ec111

Munsell : 10R 3/2 (dusky red)

Couche n°8 : 12 cm

Couche de couleur rouge foncé - grenat et jaune-or dans le haut de la couche. Fracturée plus finement. Egalement recoupée par la couche n°9 à certains endroits.

Echantillons : Ec112

Munsell : 10R 3 ou 2,5/1 (dark reddish gray to reddish black)

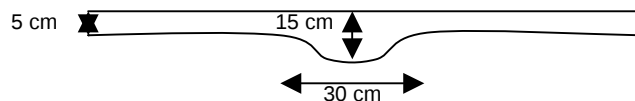
Couche n°9 : 5 cm

Couche plus massive et avec une granulométrie plus importante de couleur gris-vert clair. A la base, on trouve parfois des argiles de la même couleur. Couche s'enfonçant parfois dans les couches 6,7,8.

On observe une sorte de "chenal" plus profond d'une trentaine de cm de large, ainsi qu'une bande plus fine latéralement s'étendant sur plusieurs mètres.

Echantillons : Ec113

Munsell : Gley2 5/10G (greenish gray)



Couche n°10 : 12 cm

Couche assez massive et gréseuse formant un chenal d'épaisseur moyenne pour la moyenne. Chenal s'épaississant et s'amincissant plusieurs fois. Nombreux galets mous de couleur brun-beige à la base du chenal. Pas de structures internes visibles.

Echantillons : Ec114

Munsell : Gley2 5/5BG (greenish gray)

Couche n°11 : 20 cm

Couche marneuse coincée entre les deux couches de chenaux. Epaisseur variable (sûrement à cause de l'érosion du chenal important se trouvant en dessus). Couche parfois épaisse et parfois inexistante (ce qui donne alors un aspect amalgamé aux chenaux). Couleur marbrée beige-grenat/rosé.

Echantillons : Ec115

Munsell : 2,5Y 5/4 (light olive brown) et 10R 4/2 weak red)

Couche n° 12 : 1m80

Chenal ayant une épaisseur importante par rapport au autres chenaux de la marnière. Pas de structures internes visibles.

Echantillons : Ec116 à Ec124

Munsell : 5Y 5/2 (olive gray), 4/2 (olive gray), 5/3 (olive), 5/4 (olive) et 4/4 (olive)

L'affleurement est coupé par une série de failles. Des miroirs de failles sont bien visibles à plusieurs endroits.

Profil Ec 2 :

Photographies de l'affleurement : Planche 2

Couche n°1 : 1m40

Chenal assez épais de couleur gris-vert ayant une granulométrie assez importante. Aspect très massif. Partie supérieure un peu plus fragmentée. Pas de structures internes visibles.

Munsell : Gley1 4/5G (dark greenish gray)

Couche n°2 : 0-30 cm

Couche argileuse se fracturant/débitant horizontalement.

A la base, couleur noire à l'aspect charbonneux avec une surface des débits lisse et parfois des reflets brunâtres. Puis, argiles devenant plus claires/grises. Au sommet de la couche, argiles redevenant noires et brunes. Présence de nombreux Unios au sommet de cette couche et à la base de la suivante, surtout dans les couches plus brunes. Certaines coquilles ont encore leurs dessins préservés. On notera également la présence de débris de bois.

Munsell : Gley1 5/10Y (greenish gray), puis Gley2 5/5BG (greenish gray) et Gley1 3 à 4/N (dark gray to very dark gray)

Couche n°3 : 28 cm

Présence d'Unios et de dents de crocodiles, difficiles à extraire du grès, à la base de ce chenal d'épaisseur moyenne. Base du chenal très riche en fossiles !

Munsell : Gley1 5/5GY (greenish gray)

Couche n°4 : 27 cm

Couche argileuse de couleur foncée se débitant en fines lamelles. On y remarque également la présence en grande quantité de débris organique pouvant être des bouts de bois ou de petits fruits.

Les couches 2 et 4 sont beaucoup plus dures et plus compactes que les couches argileuses présentes dans le haut de la marnière.

Munsell : Gley1 3 à 2,5/N (very dark gray to black)

Profil Ec3 :

Photographies de l'affleurement : Planche 2

Profil : Figure 4.2

Couche n°1 : 50 cm

Couche avec une granulométrie assez faible. Couleur brun-jaune et grisâtres.

Se débite en fines plaquettes/lamelles verticales. Sommet de la couche de couleur grise.

Echantillons : Ec301 ; Ec302

Munsell : 5Y 4/3 (olive), Gley1 6/10GY (greenish gray)

De loin, les couches 2,3,4 semblent n'en faire qu'une. Par contre, de près, on remarque une couche plus fine entre les 2 chenaux plus massifs.

Couche n°2 : 18 cm

Chenal ayant une épaisseur moyenne, fracturé en plaquettes horizontales à la base. Pas de structures internes visibles.

Echantillons : Ec303

Munsell : Gley1 5/5G (greenish gray)

Couche n°3 : 5 cm

Couche plus friable et fine d'épaisseur variable. N'est pas présente partout (mais presque), les chenaux 2 et 4 étant parfois amalgamés.

Echantillons : Ec304

Munsell : Gley1 4/5G (dark greenish gray)

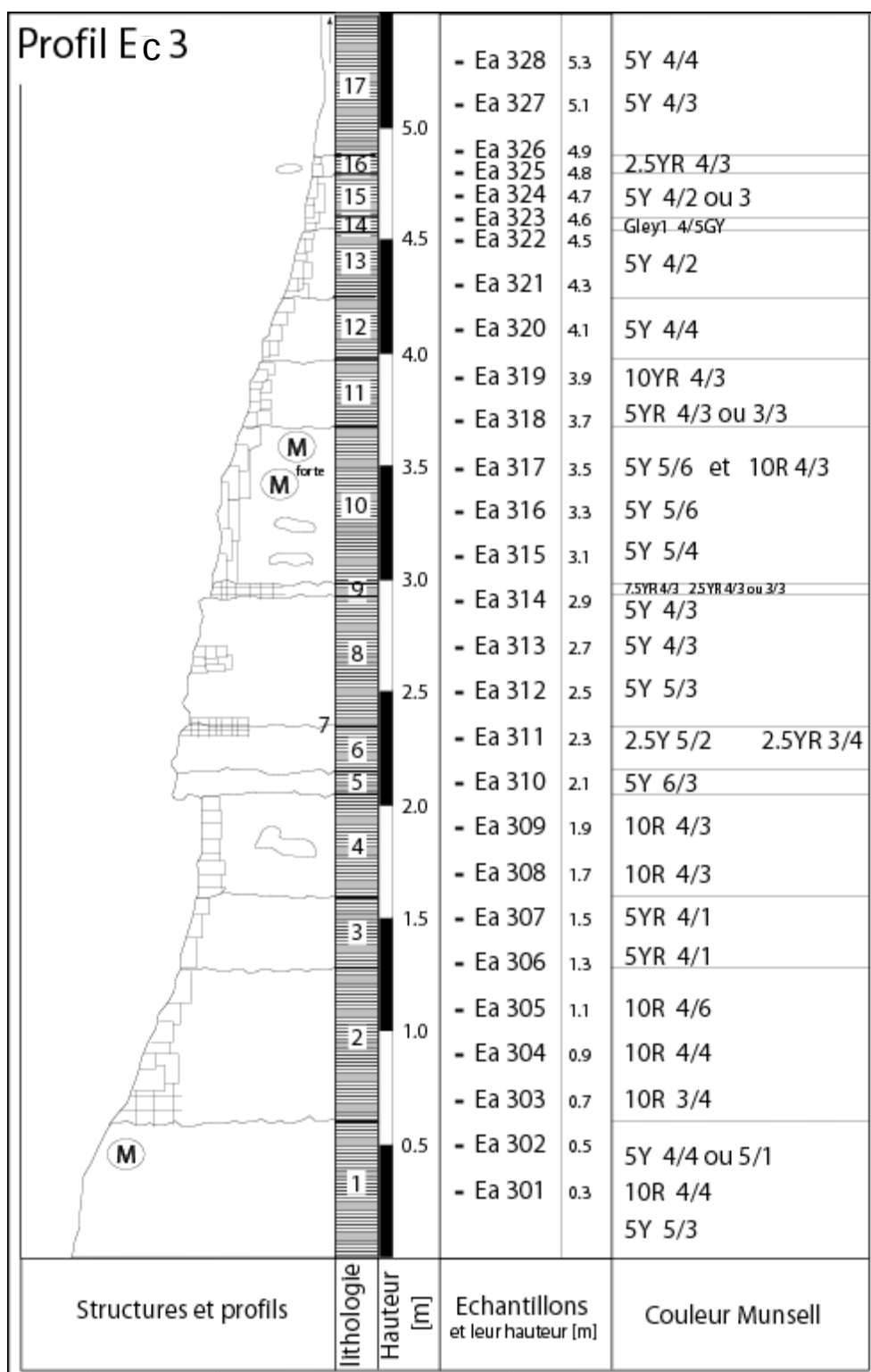


Figure 4.2 : Structure, fracturation/Délitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ec3**.

Couche n°4 : 21 cm

2^{ème} chenal ayant une épaisseur à peu près identique au chenal n°2. Pas de structures internes visibles.

Echantillons : Ec305

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°5 : 12 cm

Couche argileuse de couleur surtout beige et parfois grise, ayant une épaisseur légèrement variable, parfois érodée et "intrudée" par le chenal de la couche n°6. Se fracture en plaquettes et prismes horizontaux.

Echantillons : Ec306

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray) et 2,5Y 4/2 (dark grayish brown)

Couche n°6 : 43 cm

Chenal d'épaisseur moyenne. Pas de structures internes visibles.

Echantillons : Ec307 ; Ec308

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray), 2,5Y 4/2 (dark grayish brown) et 5Y 4/2 (olive gray)

Couche n°7 : 15cm

Couche argileuse de couleur rougeâtre et verdâtre se débitant de façon conchoïdale, horizontalement. Points de couleur rouge et verte. Bord des fragments assez tranchants.

Echantillons : Ec309

Munsell : 10R 4 ou 3/1 (dark reddish gray)

Couche n°8 : 15 cm

Couche argileuse de couleur verte. Cassures moins tranchantes. Se débite également de façon horizontale.

Echantillons : Ec310

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°9 : 9 cm

Couche ayant le même aspect et la même couleur que la couche n°8, mais fracturée plus finement.

Echantillons : Ec311

Munsell : Gley1 5/10Y (greenish gray)

Couche n°10 : 19 cm

Argiles de couleur brune. Chenaux de faible épaisseur et sable avec une granulométrie haute non consolidé intercalé. Ceci donne à la couche un aspect friable et il est difficile de récolter les échantillons sans avoir de débris. Ceci est également valable pour la couche n°11.

Echantillons : Ec312

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°11 : 5 cm

Couche de sable parfois consolidé et parfois non. Sable parfois déjà présent et intercalé dans les couches sous-jacentes.

Echantillons : Ec313

Munsell : gris/vert/brun

Couche n°12 : 13 cm

Couches d'argiles et de sables fins. Structures de charge entre les deux composants de granulométrie différente, ainsi que des wavy bedding parfois visibles.

Echantillons : Ec314

Munsell : 5Y 5/2 (olive gray)

Couche n°13 : ~1m

Chenal assez épais. Pas de structures internes visibles. Dureté variable (consolidé ou moins consolidé).

Echantillons : Ec315 à Ec321

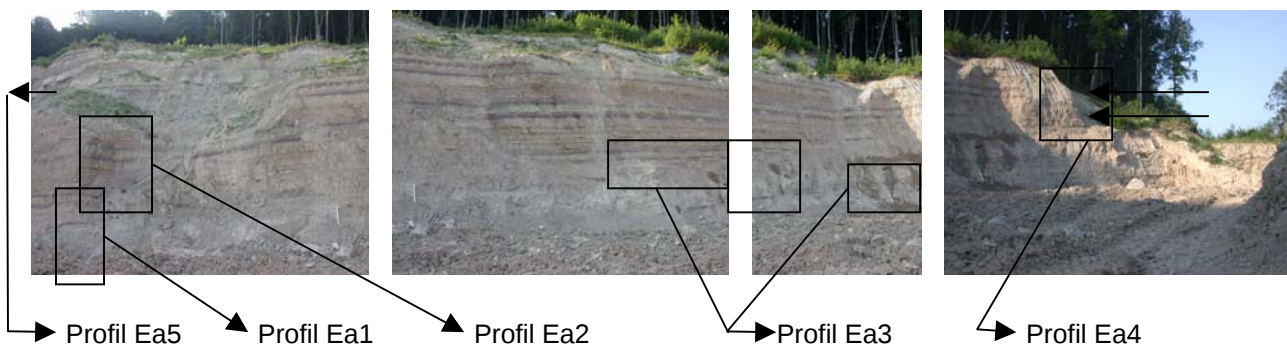
Munsell : Gley1 5/10Y (greenish gray), Gley1 4/10Y (dark greenish gray), Gley1 5/5GY (greenish gray), Gley1 4/5GY (dark greenish gray)

Couches n°13 ; 14 ; 14 :

Chenaux assez massifs et épais amalgamés. Pas de structure interne visible.

4.3 Description des profils du haut de la marnière :

Le haut de la marnière est caractérisé par une succession de séquences à paléosols avec une couche présentant des marmorisations, une couche rougeâtre, et enfin une couche mauve. Cette succession se répète plusieurs fois. Tout en haut de la marnière, ce système est perturbé par l'arrivée de chenaux et de Crevasse Splay.



Photos 4.10 à 4.11 : Panoramas paléosols haut de la marnière.

Profil Ea1 :

Photographies de l'affleurement : Planche 3

Profil : Figure 4.3

Couche n°1 : 1 m

Couche de couleur gris-brun assez massive et uniforme se fracturant sous forme de bloc, mis à part dans le bas de la couche (dû à l'humidité ?). Présence de quelques taches de couleur rouge-violet isolées, entourées de taches jaunes foncées/or.

Dans le haut de la couche, diffusion du fer vers le bas depuis la couche supérieure marquée par des "intrusions" de couleur grenat dans la roche.

Echantillons : Ea101 ; Ea102 ; Ea103 ; Ea104

Munsell : 2,5Y 5/2 (grayish brown) ou 6/4 (light yellowish brown), 5Y 4/2 (olive gray)

Couche n°2 : 30 cm

Couche de couleur surtout grenat, ce qui laisse penser à une couche riche en fer. Couche assez massive (même type de roche que les couches 1 et 3, mais couleur différente), mais se débitant mieux que les couches 1 et 3. Couleur grenat non uniforme sur l'ensemble de la couche avec parfois des zones gris-brun et jaune foncé/or. Cependant, couleur rouge-grenat assez forte sur la partie étudiée.

Echantillons : Ea105

Munsell : 2,5YR 3/1 (dark reddish gray)

Couche n°3 : 50 cm

Couche ressemblant beaucoup à la couche n°1, la différence étant que l'on y trouve des tâches de marmorisation (présence de tâches grenat, jaune-or, gris, ...). Roche assez massive.

Echantillons : Ea106 ; Ea107

Munsell : 2,5Y 5/2 (grayish brown), 5Y 5/2 (olive gray)

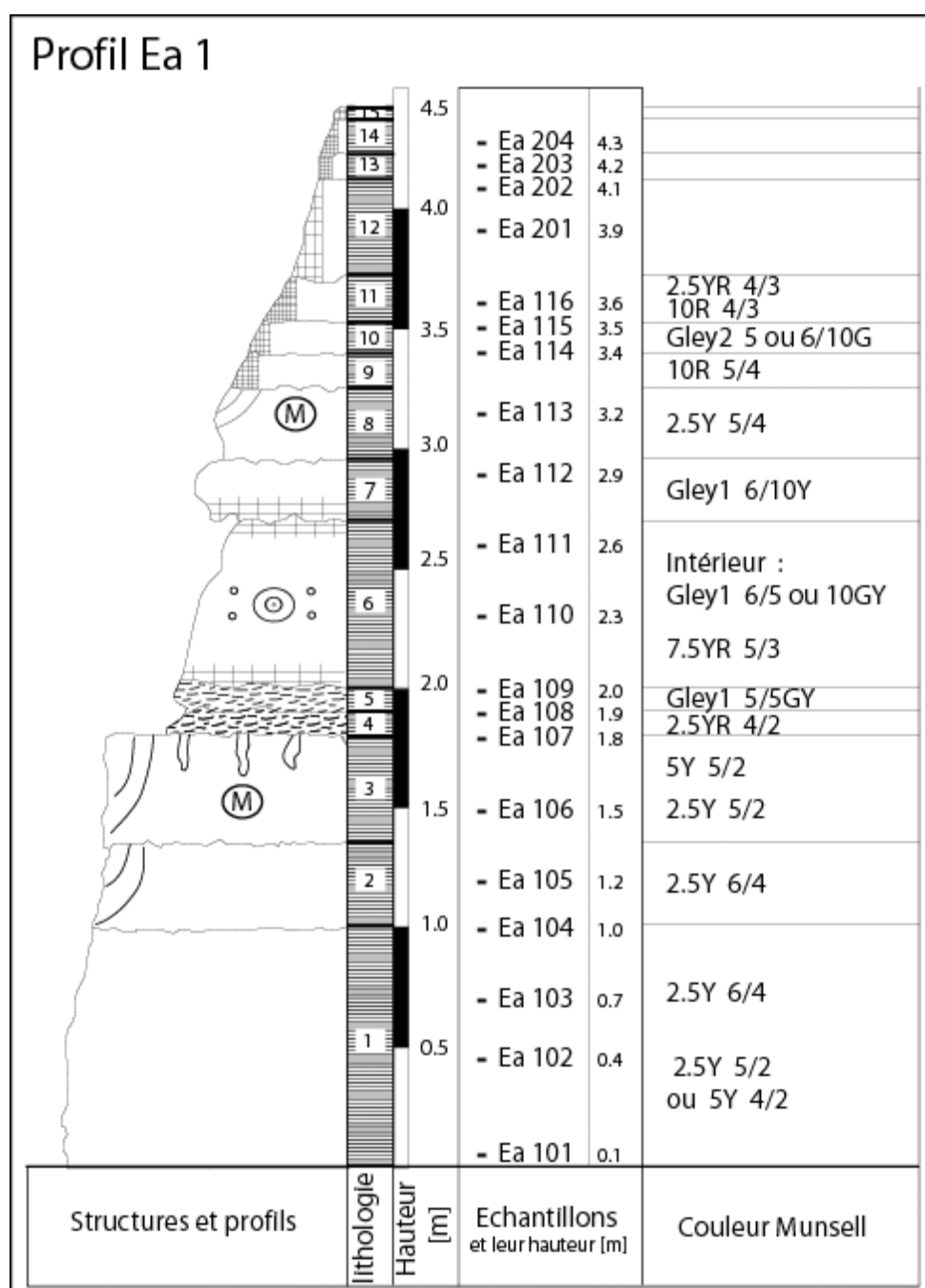


Figure 4.3 : Structure, fracturation/Délitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ea1**.

Couche n°4 : 12 cm

Couche très friable en retrait par rapport aux couches 1-3. Présence de tâches de marmorisation avec une prédominance de la couleur rouge-grenat. Se débite horizontalement en plaquettes ayant parfois une surface arrondie vers le bas. Surface des plaquettes assez lisses. Couche plus friable plus riche en eau et rougeâtre (présence de fer).

Echantillons : Ea108

Munsell : 2,5YR 4/2 (dark grayish brown)

Couche n°5 : 10 cm

Couche grisâtre très molle et gorgée d'eau. Cassure parfois en plaquette ou aspect marneux/boueux. Assez spongieux. Couches horizontales.

Echantillons : Ea109

Munsell : Gley1 5/5GY (greenish gray)

Couche n°6 : 70 cm

Couche ayant une couleur crevette/rosée avec la présence d'agrégats et de formes concentriques riches plus riches en fer avec une cassure en plaquettes. Roche contenant beaucoup d'eau et très fracturée. Couche souvent recouverte de boue sur le profil et moins pente que le reste. Limite avec la couche suivante pas très nette dans une zone fracturée assez finement. Horizon très fracturé en couches horizontales.

Echantillons : Ea110 ; Ea111

Munsell : 7,5 YR 5/3 (brown), à l'intérieur Gley1 6/5ou10GY (greenish gray)

Couche n°7 : 25 cm

Couche de couleur beige/jaune avec des couches plus brunâtres au sommet. Couche assez fracturée dans sa partie inférieure, puis devenant de plus en plus massive jusqu'au contact avec la couche 8. Aspect de la surface rugueux.

Echantillons : Ea112

Munsell : Gley1 6/10Y (greenish gray)

Couche n°8 : 32 cm

Couche assez clair de couleur jaune-beige avec une forte marmorisation. Couche assez massive. Cassure en plaquettes ou conchoïdale. Horizon plus massif et moins fracturé que les couche se trouvant au dessus avec un horizon blanc/gris au sommet.

Echantillons : Ea113

Munsell : 2,5Y 5/4 (light olive brown)

On trouve ensuite des couches très argileuses contenant beaucoup d'eau et des structures en agrégats, voire certaines fois en plaquettes.

Couche n°9 : 15 cm

Couche de couleur rouge-grenat arrivant progressivement, mais la couche de transition n'est généralement pas très épaisse. Présence de "nodules" ou tâches blanc/gris verticaux à l'intérieur de la couche. Dans certains endroits du profil, cette couche est très claire et pourrait presque passer comme une zone de transition.

Echantillons : Ea114

Munsell : 10R 5/4 (weak red)

Parfois, la couche 9 est présente sous forme d'inclusions jusque dans la couche 10.

Le contact entre les couches 9 et 10 peut être net ou très diffus et elles peuvent être parfois complètement mélangées.

Couche n°10 : 10 cm

Couche de couleur violette. Même caractéristiques que la couche 9, mais sans tâches blanchâtres.

Echantillons : Ea115

Munsell : Gley1 5 ou 6/10G (greenish gray)

Couche n°11 : 20 cm

Couche de couleur brune à reflets rougeâtres avec le même aspect que les couches 9 et 10.

Echantillons : Ea116

Munsell : 2,5YR 4/3 (reddish brown), 10R 4/3 (weak red)

Couche n°12 : 40 cm

Couche plus massive que les précédentes ayant une faible marmorisation et des "taches/nodules" de couleur grenat et blanche dans une matrice beige-jaune.

Cassure en plaquettes ou conchoïdale. Cependant, couche assez massive.

Echantillons : Ea201 ; Ea202

Couche n°13 : 10 cm

Couche devenant de plus en plus rouge vers le haut à partir de la couleur de la couche 12 et devenant complètement rougeâtre vers le haut de la couche. Roche très fracturée (finement) avec des "nodules/taches" de couleur gris/blanc.

Echantillons : Ea203

Couche n°14 : 15 cm

Couche de couleur rouge-grenat (présence de fer) également assez fracturée. Couche très fine à certains endroits, mais généralement plus importante que la couche de transition. Taches gris/blanc également remarquées.

Echantillons : Ea204

Couche n°15 : 5 cm

Fine couche de couleur violette, très fracturée, avec parfois une ligne blanche horizontale entre les horizons 14 et 15. Fracturation de plus en plus petite vers le haut.

Profil Ea2 :

Photographies de l'affleurement : Planche 4

Profil : Figure 4.4

Couche n°1 : 50 cm

Couche de couleur beige/brun très fracturée en petits cubes (encore plus que les couches 14 et 15 de Ea1). Epaisseur assez variable latéralement (roche supérieure plus meuble parfois plus épaisse). Présence d'une légère ligne blanche/grise entre les couches n°1 et 2.

Echantillons : Ea205 ; Ea206 ; Ea207

Munsell : 7,5YR 5/4 (brown), 10YR 5/4 (yellowish brown), 5YR 5/4 (reddish brown), 5YR 4/3 (reddish brown), 2,5YR 5/4 (reddish brown)

Couche n°2 : 40 cm

Couche légèrement plus claire que la couche n°1. Cependant, présence à intervalles réguliers d'horizons ayant une couleur brun/rouge (environ tous les 10 cm) le long de fractures horizontales coupant cette couche en 3 endroits. Epaisseur entre ces fractures +/- régulière. Couche ressortant du profil grâce à sa plus grande dureté.

Echantillons : Ea208 ; Ea209

Munsell : 5YR 4/3 (reddish brown), fissures : 5Y 5/2 (olive gray) ou 2,5YR 5/2 (weak red)

Couche n°3 : 9 cm

Couche plus friable et fracturée de couleur brun-rouge très prononcé. Se trouve assez nettement en retrait par rapport aux deux couches qui l'encadrent.

Echantillons : Ea210

Munsell : 2,5YR 4/4 (reddish brown)

Couche n°4 : 17 cm

Couche plus claire avec la présence de marmorisation. Couche plus massive et dure ressortant du profil. Cassure conchoïdale et en plaquette. Couleur rouge très faible.

Echantillons : Ea211 ; Ea212

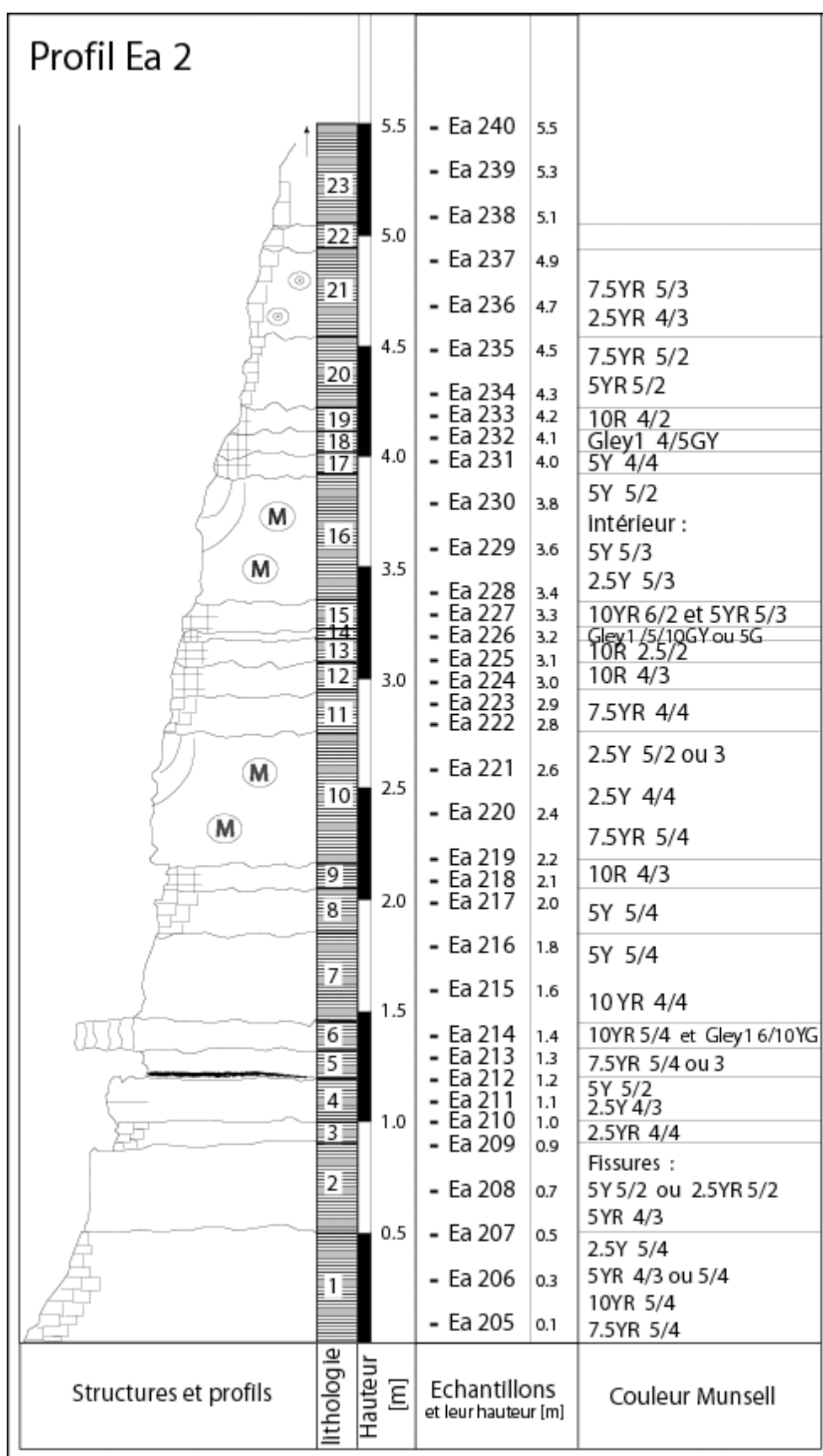
Munsell : 2,5Y 4/3 (olive brown), 5Y 5/2 (olive gray)

Couche n°5 : 13 cm

Couche de couleur brun-rouge très fracturée et beaucoup moins dure que la couche n°4. Présence de marmorisation. Couleur rougeâtre assez forte à la base de la couche et diminuant vers le haut.

Echantillons : Ea213

Munsell : 7,5YR 5/4 ou 3 (brown)

Figure 4.4 : Structure, fracturation/Délitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ea2**.

Couche n°6 : 12 cm

Couche plus massive de couleur beige-rouge. Intérieur de la couche contenant des "nodules" de couleur blanchâtre. Présence de marmorisation. Semble moins résistante que les couches massives précédentes.

Echantillons : Ea214

Munsell : 10YR 5/4 (yellowish brown), et Gley1 6/10GY (greenish gray)

Couche n°7 : 40 cm

Couche plus friable et donc plus rouge. Couleur rouge dessinant des sortes de laminations parallèles à la base et plus haut, sorte de marmorisation formée de couleur brun-rouge. Couches plus rougeâtres dans le haut de la couche. Couche encore bien fracturée, mais certains bouts un peu plus massifs.

Echantillons : Ea215 ; Ea216

Munsell : 10YR 4/4 (dark yellowish brown), 5Y 5/4 (olive)

Couche n°8 : 20 cm

Couche plus massive et donc de couleur beige-brun plus claire. Présence de marmorisation. Certaines parties cependant assez friables, ce qui contraste avec les autres couches plus massives.

Echantillons : Ea217

Munsell : 5Y 5/4 (olive)

Couche n°9 : 15 cm

Couche plus friable ayant une couleur rougeâtre plus prononcée, surtout dans sa partie supérieure.

Echantillons : Ea218

Munsell : 10R 4/3 (weak red)

Couche n°10 : 57 cm

Couche plus claire avec une certaine marmorisation assez massive à la base et devenant plus friable vers le haut.

Echantillons : Ea219 ; Ea220 ; Ea221

Munsell : 7,5YR 5/4 (brown), 2,5Y 4/4 (olive brown), 2,5Y 5/2 ou 3 (grayish brown to light olive brown)

Couche n°11 : 19 cm

Couche de transition entre la couleur beige-jaune de la couche n°10 (avec marmorisation) et la couleur rouge-grenat de la couche n°12. Se fracture de plus en plus finement.

Echantillons : Ea222 ; Ea223

Munsell : 7,5 YR 4/4 (brown)

Couche n°12 : 12 cm

Couche de couleur rouge-grenat très prononcée, assez fracturée et avec une granulométrie plus fine.

Echantillons : Ea224

Munsell : 10R 4/3 (weak red)

Couche n°13 : 10 cm

Couche de couleur grenat-violet très prononcée, assez fracturée et avec une granulométrie plus fine.

Echantillons : Ea225

Munsell : 10R 2,5/2 (very dusky red)

Couche n°14 : 5 cm

Couche de couleur verdâtre-gris, assez fracturée et avec une granulométrie plus fine.

Echantillons : Ea226

Munsell : Gley1 5/10GY ou 5G (greenish gray)

Couche n°15 : 14 cm

Couche encore très fracturée de couleur beige-rouge. Couleur rosée très prononcée.

Echantillons : Ea227

Munsell : 5YR 5/3 (reddish brown), 10YR 6/2 (light brownish gray)

Couche n°16 : 60 cm

Couche assez massive de couleur beige-jaune. Présence de marmorisation. Cassures verticales en plaquettes minces, conchoïdales ou prismatiques. Mais reste peu fracturé.

Echantillons : Ea228 ; Ea229 ; Ea230

Munsell : 2,5Y 5/3 (light olive brown), 5Y 5/2 ou 3 (olive gray to olive)

Couche n°17 : 10 cm

Couche de transition entre la couleur beige de la couche n°16 et la couleur verdâtre-gris de la couche n°18.

Echantillons : Ea231

Munsell : 5Y 4/4 (olive)

Couche n°18 : 10 cm

Couche de couleur gris-verdâtre assez finement fracturée.

Echantillons : Ea232

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray)

Couche n°19 : 10 cm

Couche de couleur rouge-grenat assez fracturée.

Echantillons : Ea233

Munsell : 10R 4/2 (weak red)

Couche n°20 : 32 cm

Couche de couleur beige-rougeâtre fracturée horizontalement en plaquettes.

Echantillons : Ea234 ; Ea235

Munsell : 5YR 5/2 (reddish gray), 7,5YR 5/2 (brown)

Couche n°21 : 44 cm

Couche semblable à la couche n°20, mais moins rouge, avec la présence de diffusions concentriques de fer.

Echantillons : Ea236 ; Ea237

Munsell : 2,5YR 4/3 (reddish brown), 7,5YR 5/3 (brown)

Couche n°22 : 12 cm

Couche de couleur blanche sans beaucoup de fractures. Continuité latérale limitée.

Couche n°23 : > 1m

Couche semblable à la couche n°21.

Echantillons : Ea238 ; Ea239 ; Ea240

Profil Ea3 :

Profil se trouvant à la base de la séquence de paléosols.

Photographies de l'affleurement : Planche 3

Profil : Figure 4.5

Couche n°1 : 60 cm

Couche assez dure et massive. Couleur assez unie dans le bas de la couche et marmorisation toujours plus importante dans le haut de la couche avec 3 couleurs (rouge-grenat ; jaune-or ; gris) en proportions presque égales. Couche se cassant difficilement et transition avec la couche supérieure de couleur rouge pas nette.

Echantillons : Ea301 ; Ea302

Munsell : 5Y 5/3 (olive), marmorisation : 10R 4/4 (weak red), 5Y 5/1 (gray), 5Y 4/4 (olive)

Couche n°2 : 70 cm

Couche ayant une couleur rouge assez uniforme. Cette couche forme, avec les deux couches suivantes, la couche rouge la plus épaisse de cette zone de la marnière. Roche assez friable se débitant en petits cubes.

Echantillons : Ea303 ; Ea304 ; Ea305

Munsell : 10R 3/4 (dusky red), 10R 4/4 (weak red), 10R 4/6 (red)

Couche n°3 : 30 cm

Couche de couleur grenat-violet. Couche moins friable et plus dure que la couche n°2. Transition entre les couches 2 et 3 se faisant progressivement sur quelques centimètres. Il est cependant difficile de donner des limites à cette couche de transition.

Echantillons : Ea306 ; Ea307

Munsell : 5YR 4/1 (dark gray)

On remarque la présence de "nodules/tâches" gris entre les couches 3 et 4, à la base de la couche 4 et au sommet de la couche 3. Certains sont également isolés dans la couche n°4.

Couche n°4 : 45 cm

Couche de couleur grenat-rouge un peu plus friable que la couche n°3. Présence de "nodules" gris. Se débite en plaquettes et petits cubes. Passage entre les couches 3/4/5 nets et horizontaux.

Echantillons : Ea308 ; Ea309

Munsell : 10YR 4/3 (brown)

Couche n°5 : 11 cm

Couche de couleur gris-verdâtre avec une granulométrie plus élevée. Couche assez tendre et assez peu fracturée. Limite entre les couches 4 et 5 assez nette. Parfois, présence à la limite entre les deux couches d'une ligne gris-blanc semblable à celle que l'on trouve dans la couche n°4.

Echantillons : Ea310

Munsell : 5Y 6/3 (pale olive)

Couche n°6 : 26 cm

Couche de couleur plus beige et plus fracturée et se fracturant en plaquettes. Granulométrie un peu plus élevée que celle de la couche n°5.

Echantillons : Ea311

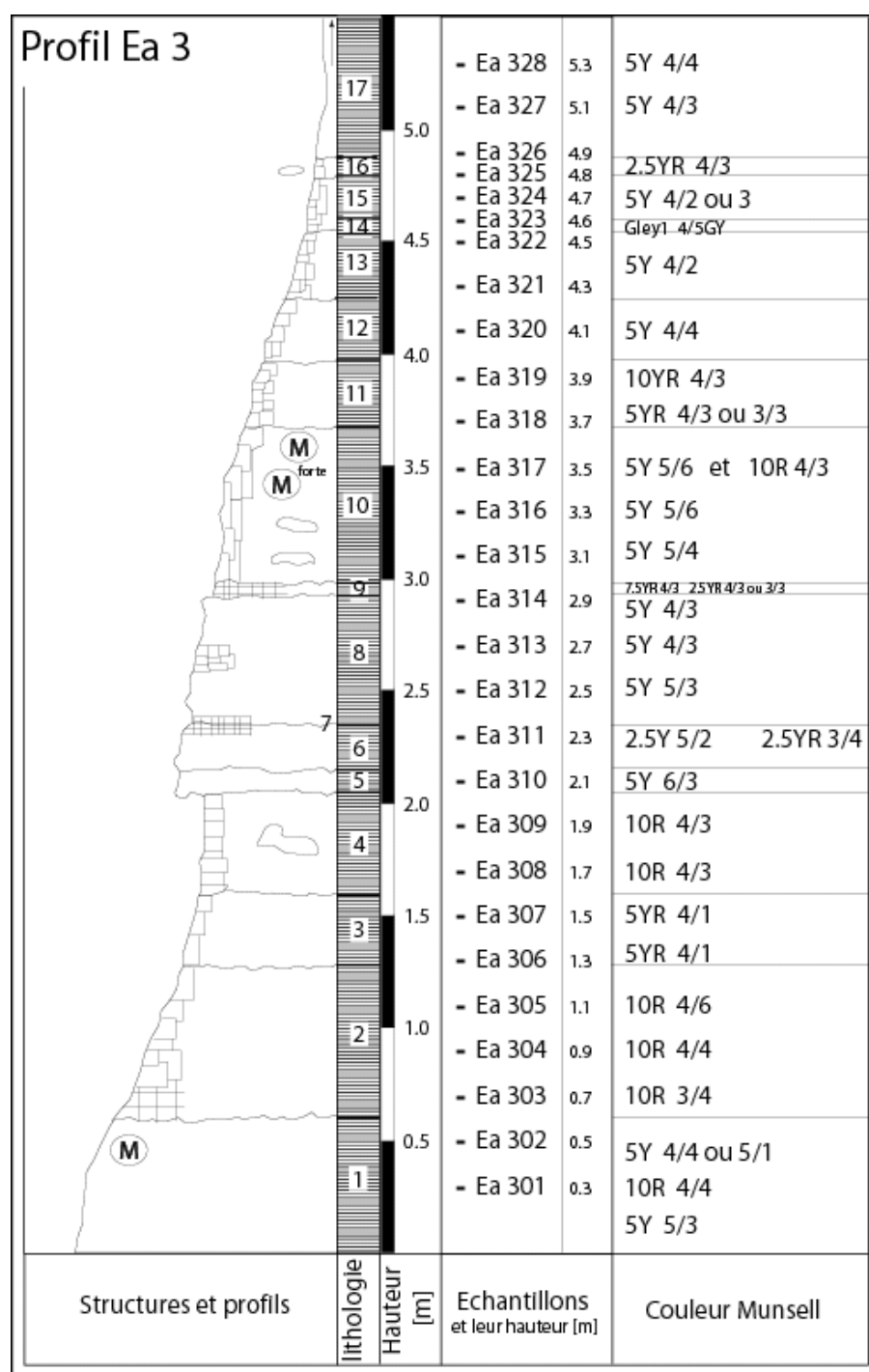
Munsell : 2,5Y 5/2 (grayish brown)

Couche n°7 : 1-2 cm

Couche de couleur rouge de 1-2 cm très fracturée (permet le passage de l'eau et la coloration?), avec une grande continuité latérale.

Echantillons : ???

Munsell : 2,5YR 3/4 (dark reddish brown)

Figure 4.5 : Structure, fracturation/Délitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ea3**.

Couche n°8 : 56 cm

Couche assez massive de plus en plus fracturée vers le haut de la couche avec une fracturation en plaquette ou conchoïdale. Couche de couleur beige. Fracturation plus fine vers le haut.

Echantillons : Ea312 ; Ea313 ; Ea314

Munsell : 5Y 5/2 ou 3 (olive gray to olive), 5Y 4/3 (olive)

Couche n°9 : 5 cm

Couche de couleur plus rouge d'environ 5 cm. Couche bien rouge au centre et un peu plus jaune-rouge un peu en dessus et en dessous de la couche. Couche assez fracturée.

Munsell : 7,5YR 4/3 , 2,5YR 4 ou 3/3

Couche n°10 : 70 cm

Couche assez massive de couleur beige-vert à la base. Puis, augmentation de la marmorisation et couleur devenant plus jaunâtre avec des "taches" de couleur blanc-gris à l'intérieur. Dans le haut de la couche qui est plus friable, marmorisation très nette avec des couleurs rouge-grenat/jaune/gris très bien marquées.

Echantillons : Ea315 ; Ea316 ; Ea317

Munsell : 5Y 5/4 (olive), 5Y 5/6 (olive), 10R 4/3 (weak red)

Couche n°11 : 30 cm

Couche avec une marmorisation dominée par la couleur rouge-grenat. Roche assez friable. Roche ayant le même aspect que les couches 10 et 12, mais plus rougeâtre.

Echantillons : Ea318 ; Ea319

Munsell : 10YR 4/3 (brown), 5YR 3 ou 4/3 (reddish brown to dark reddish brown)

Couche n°12 : 28 cm

Couche de couleur beige-vert et devenant de plus en plus friable vers le haut se cassant en petits cubes.

Echantillons : Ea320

Munsell : 5Y 4/4 (olive)

Couche n°13 : 30 cm

Couche avec une granulométrie assez fine et une roche plus marneuse se cassant et assez fracturée en petits prismes. Roche plus humide que les autres avec une couleur verdâtre, voire grise. Présence de quelques tâches plus rougeâtres.

Echantillons : Ea321 ; Ea322

Munsell : 5Y 4/2 (olive gray)

Couche n°14 : 5 cm

Couche également plus marneuse avec une couleur plus rouge (même roche qu'en 13, mais qui a dû être colorée) et également assez humide. Limite avec la couche n°13 +/- nette et pas égale partout.

Echantillons : Ea323

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray)

Couche n°15 : 19 cm

Couche plus dure que les couches 13 et 14 se débitant horizontalement de façon colonnaire ou prismatique. Aspect un peu mat/marneux, mais cependant assez dur et compact avec une faible marmorisation et présence de tâches rouges dans une matrice beige. Organismes parfois présents dans la couche 16 et parfois entre les couches 15,16,17.

Echantillons : Ea324

Munsell : 5Y 4/3 (olive), 5Y 4/2 (olive gray)

Couche n°16 : 7 cm

Couche ayant une couleur plus rouge (coloré). Présence d'organismes coquillés (mais rares).

Echantillons : Ea325

Munsell : 2,5YR 4/3 (reddish brown)

Couche n°17 : 60 cm

Couche de couleur beige/jaune beaucoup plus massive que les couches précédentes. Couche peu fracturée ou alors en plaques.

Echantillons : Ea326 ; Ea427 ; Ea328

Munsell : 5Y 4/3 ou 4 (olive)

Profil Ea4 :

Le bas du profil Ea4 correspond aux couches n°12 à 15 du profil Ea1, ce qui peut permettre des comparaisons. Mais la tectonique perturbe la lecture.

Photographies de l'affleurement : Planche 5

Profil : Figure 4.6

Couche n°1 : 60 cm

Couche de couleur beige-gris assez fracturée en plaques verticales semblable à la couche n°12 du profil Ea1. Pas de structures particulières dans cette couche qui a cependant un aspect assez massif.

Echantillons : Ea401 ; Ea402 ; Ea403

Munsell : 5Y 5/3 (olive), 5Y 5/4 (olive)

Couche n°2 : 10 cm

Couche de transition entre la couche n°1 de couleur beige et la couche n°3 de couleur rouge. Roche devenant fracturée de plus en plus finement. Transition assez progressive et uniforme.

Echantillons : Ea404

Munsell : 10R 3/4 (dusky red)

Couche n°3 : 15 cm

Couche de couleur rouge. Présence d'inclusions grisâtres (lessivage ?), le plus souvent horizontales. Couleur rouge-grenat devenant de plus en plus foncée en allant vers le haut de cet horizon.

Echantillons : Ea405

Munsell : 10R 3/3 (dusky red)

Couche n°4 : 3 cm

Au sommet de la couche n°3, on remarque une couche horizontale de couleur grise avec une extension latérale assez importante.

Echantillons : Ea406

Munsell : Gley1 5/10Y (greenish gray), 2,5YR 4/4 (reddish brown)

Couche n°5 : 30 cm

Couche encore assez marneuse ayant une couleur rosée/crevette avec une sorte de lamination horizontale. Présence de linéations de fines "couches" blanchâtres entre les paquets de couleur rosée. Aspect savonneux. Moins fracturé que la couche n°4, mais plus que la couche n°6.

Echantillons : Ea407

Munsell : 2,5YR 4/3 (reddish brown)

Couche n°6 : 37 cm

Couche de couleur beige et rosée faisant une sorte de lamination, principalement dans le bas de la couche. Sorte de marmorisation entre le gris/rosé/beige-or dans le haut de la couche. Couche assez massive.

Echantillons : Ea408 ; Ea409

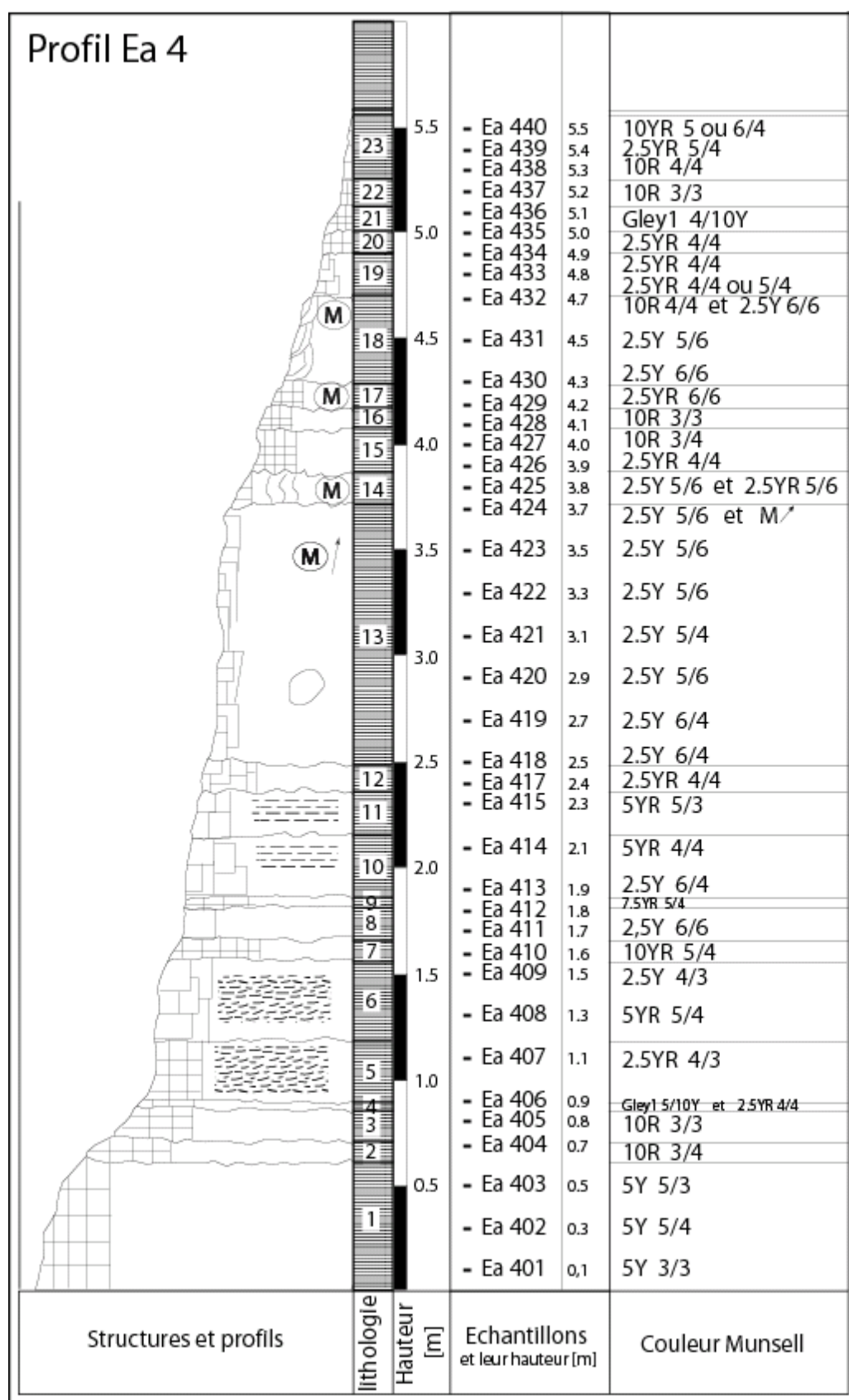
Munsell : 5YR 5/4 (reddish brown), 2,5Y 4/3 (olive brown)

Couche n°7 : 9 cm

Couche plus fracturée et plus fine ayant une couleur rosée. Couche en retrait par rapport aux couches n°6 et 8. Aspect un peu savonneux. Couche bien différenciée.

Echantillons : Ea410

Munsell : 10YR 5/4 (yellowish brown)

Figure 4.6 : Structure, fracturation/Délimitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ea4**.

Couche n°8 : 15 cm

Couche de couleur beige assez massive, sans beaucoup de structures et de fracturation. Couche légèrement rosée au sommet.

Echantillons : Ea411

Munsell : 2,5Y 6/6 (olive yellow)

Couche n°9 : 6 cm

Couche identique à la couche n°7, plus fracturée et plus fine de couleur rosée. Couche en retrait et avec un aspect un peu savonneux.

Echantillons : Ea412

Munsell : 7,5YR 5/4 (brown)

Les couches n°10 et 11 ont le même aspect.

Couche n°10 : 29 cm

Présence d'une certaine lamination entre des couches de couleur beige-jaune et des couches beige-rosée. Couche assez massive avec une granulométrie un peu plus importante. Roche peu fracturée se fracturant en gros blocs. Présence d'une sorte de marmorisation entre les couleurs beige-rosé et beige à certains endroits de la couche.

Echantillons : Ea413 ; Ea414

Munsell : 2,5Y 6/4 (light yellowish brown), 5YR 4/4 (reddish brown)

Au sommet de la couche n°10 et à la base de la couche n°11, la couleur de la roche devient un peu plus rosée.

Couche n°11 : 21 cm

Couche ressemblant à la couche n°10 avec une marmorisation entre le beige-rosé et le beige-jaune, mais qui n'est pas présente partout. Successions de petits horizons gris et beiges et parfois assez uniformément beiges. Couche assez massive et peu fracturée.

Echantillons : Ea415

Munsell : 5YR 5/3 (reddish brown)

Couche n°12 : 12 cm

Couche de couleur rosée assez semblable aux couches n°7 et 9, mais un peu plus massive même si plus fracturée que la couche n°11.

Echantillons : Ea417

Munsell : 2,5YR 4/4 (reddish brown)

Couche n°13 : 1m25

Couche assez épaisse de couleur jaune-brun assez homogène à sa base, puis marmorisation se développant de plus en plus vers le haut de la couche. Couche fracturée verticalement en fines plaquettes. Taches rougeâtres dans le bas de la couche, marmorisation jaune-beige-gris-rouge dans le haut.

Echantillons : Ea418 à Ea424

Munsell : 2,5Y 6/4 (light yellowish brown), 2,5Y 5/6 (light olive brown), 2,5Y 5/4 (light olive brown)
Parfois + M

Couche n°14 : 15 cm

Couche de transition entre la couche n°13 de couleur beige et la couche n°15 de couleur rouge. Couche devenant de plus en plus fracturée, mais encore assez massive. Marmorisation de plus en plus dominée par le rouge et partie supérieure de l'horizon de couleur rouge claire.

Echantillons : Ea425

Munsell : 2,5Y 5/6 (light olive brown) et 2,5YR 5/6 (red)

Couche n°15 : 20 cm

Couche beaucoup plus fracturée de couleur rouge devenant de plus en plus foncée vers le haut de la couche. Présence de quelques "nodules" gris et transition entre les couches n°14 et 15 parfois difficile à déterminer.

Echantillons : Ea426 ; Ea427

Munsell : 2,5YR 4/4 (reddish brown), 10R 3/4 (dusky red)

Couche n°16 : 9 cm

Couche de couleur rouge-violet assez foncée avec la présence d'inclusions de couleur verte et des "tâches" de "rouille". Couche assez fracturée en petits prismes.

Echantillons : Ea428

Munsell : 10R 3/3 (dusky red)

Couche n°17 : 9 cm

Couche encore assez fracturée et friable ayant une couleur jaune et une bonne marmorisation. Aspect soyeux/savonneux.

Echantillons : Ea429

Munsell : 10R 4/3 (weak red), 2,5YR 6/6 (light red), M

Couche n°18 : 44 cm

Couche plus massive se fracturant en plaquettes (plus épaisses que celles de la couche n°13). Couleur beige/jaune et inclusions grisâtres avec quelques zones rouges et brunes. Aspect assez mat.

Echantillons : Ea430 ; Ea431 ; Ea432

Munsell : 2,5Y 5/6 (light olive brown), 2,5Y 6/6 (olive yellow) et 10R 4/4 (weak red) , M

Couche n°19 : 21 cm

Couche de transition entre la couche n°18 de couleur beige-jaune et la couche n°20 de couleur rouge-grenat. Couche de plus en plus fracturée et transition de couleur pas partout uniforme (comme si lessivé). Parfois, faible marmorisation.

Echantillons : Ea433 ; Ea434

Munsell : 2,5YR 4/4 (reddish brown), 2,5YR 5/4 (reddish brown)

Couche n°20 : 10 cm

Couche très friable et finement fracturée de couleur rouge claire. Couche parfois presque absente et limite entre les couches 19 et 20 parfois difficile à déterminer. Couche parfois plus épaisse et parfois plus mince voire absente avec uniquement la couche 19.

Echantillons : Ea435

Munsell : 2,5YR 4/4 (reddish brown)

Couche n°21 : 12 cm

Couche de couleur verte formée de petits prismes assez durs. Parfois, présence de petites inclusions rouges. Couche bien marquée.

Echantillons : Ea436

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°22 : 12 cm

Couche de couleur grenat-violet ayant le même aspect que la couche n°21. Parfois, présence de petites inclusions vertes.

Echantillons : Ea437

Munsell : 10R 3/3 (dusky red)

Couche n°23 : 30 cm

Couche de couleur brun-rosée (nodules ou laminations) avec parfois la présence de zones mauve-rose. Aspect marneux et friable à la base, puis devenant de plus en plus massif. Aspect savonneux. Parfois, présence de surfaces noires entre les blocs (spécial).

Echantillons : Ea438 ; Ea439 ; Ea440

Munsell : 10R 4/3 (weak red), 2,5YR 5/4 (reddish brown), 10R 5/4 (weak red) et 10YR 5/4 (weak red) ou 6/4 (pale red)

Couche n°24 : 2 cm

Couche de couleur gris-vert. Grande continuité latérale et granulométrie plus grossière.

Profil Ea5 :

Séquences de paléosols entre deux chenaux dans le haut de la marnière.

Photographies de l'affleurement : Planche 6

Profil : Figure 4.7

Couche n°1 : 70 cm

Chenal assez massif avec des grains bien visibles, mais cependant encore relativement fins. Chenal un peu fracturé dans le bas et sinon bien massif. Pas de structures visibles à l'intérieur du chenal. Couleur vert-jaune.

Echantillons : Ea501 ; Ea502 ; Ea503 ; Ea504

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray), 5Y 4/2 (olive gray) ou 4/3 (olive), 5Y 5/3 (olive)

Couche n°2 : 50 cm

Couche très molle et friable fracturée en très petits grains. Grains de couleur rouge dans le bas de la couche et devenant de plus en plus jaune vers le haut. Présence d'une bonne marmorisation.

Echantillons : Ea505 ; Ea506 ; Ea507

Munsell : 2,5Y 5/4 (light olive brown), 10YR 5/4 (yellowish brown), 7,5YR 3/2 (dark brown)

Couche n°3 : 70 cm

Couche également très friable et fracturée en très petits prismes. Couche de couleur grise et jaune avec une faible marmorisation dans le bas qui disparaît ensuite plus haut. Couche un peu moins fracturée que la couche n°2 et un peu plus massive dans le haut.

Echantillons : Ea508 ; Ea509 ; Ea510

Munsell : 5Y 4/3 (olive) ou 5Y 5/3 (olive)

Couche n°4 : 13 cm

Couche marneuse de couleur grenat/vert foncé. Se fracture en agrégats et s'imbibe rapidement d'eau. Couche assez friable et en retrait.

Echantillons : Ea511

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°5 : 15 cm

Couche de couleur verte ayant le même aspect que la couche n°4. Couche se fracturant en agrégats si elle est imbibée d'eau et sinon en prismes. Assez friable.

Echantillons : Ea512

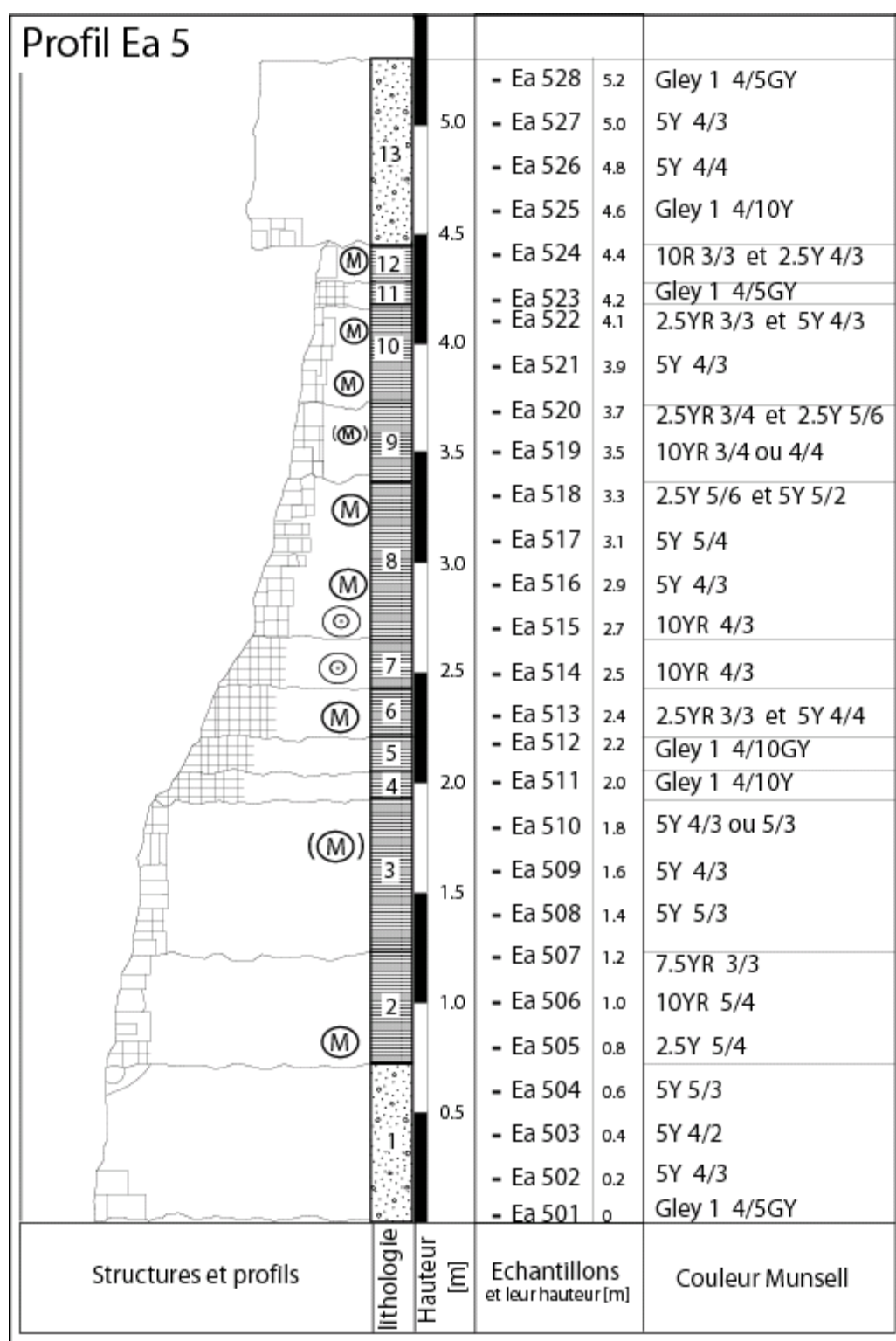
Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray)

Couche n°6 : 22 cm

Couche assez friable de couleur rouge-jaune/beige montrant une faible marmorisation et se fracturant en très petits prismes. Présence de zones plus rougeâtres et de zones plus beiges.

Echantillons : Ea513

Munsell : 2,5YR 3/3 (dark reddish brown) et 5Y 4/4 (olive)

Figure 4.7 : Structure, fracturation/Délitement, lithologie, hauteur, échantillons et Munsell du **Profil Ea5**.

Couche n°7 : 23 cm

Couche de couleur rosé-brun se fracturant en prismes horizontaux, ce qui donne à la couche un aspect laminé. Présence de pigments rouges sous forme de tâches, ainsi que de structures rougeâtres concentriques (liesgang rings ?).

Echantillons : Ea514

Munsell : 10YR 4/3 (brown)

Couche n°8 : 70 cm

Couche plus massive de couleur jaune-beige avec une marmorisation surtout visible à la base et au sommet de la couche. Présence de "halos" rouges autour de certaines fractures (circulation d'eau ?). Dans le haut de la couche, présence "d'infiltrations" rouges provenant de la couche n°9.

Echantillons : Ea515 ; Ea516 ; Ea517 ; Ea518

Munsell : 10YR 4/3 (brown), 5Y 4/3 (olive), 5Y 5/4 (olive), 2,5Y 5/6 (light olive brown) et 5Y 5/2 (olive gray)

Couche n°9 : 30 cm

Couche beaucoup plus friable et marneuse de couleur rouge très prononcée avec une faible marmorisation à dominance rouge dans le haut de l'horizon. Couche très fracturée en petits prismes bruns et rouges.

Echantillons : Ea519 ; Ea520

Munsell : 10YR 3/4 (dark yellowish brown) ou 4/4 (dark yellowish brown), 2,5YR 3/4 (dark reddish brown) et 2,5Y 5/6 (light olive brown)

Couche n°10 : 45 cm

Couche ayant le même aspect que la couche n°8, plus massive et se fracturant en plaquettes horizontales et verticales. Marmorisation visible, mais dominance de la couleur jaune-gris.

Echantillons : Ea521 ; Ea522

Munsell : 5Y 4/3 (olive) et 2,5YR 3/3 (dark reddish brown)

Couche n°11 : 10 cm

Couche plus friable de couleur vert-pistache. Couche plus fracturée dans le haut que dans le bas. Epaisseur variable et limites avec les couches n°10 et 12 pas toujours linéaires.

Echantillons : Ea523

Munsell : Gley1 4/5GY (dark greenish gray)

Couche n°12 : 15 cm

Couche ayant le même aspect que les couches n°8 et 10, mais avec une couleur rouge-rose dominante. Couche assez massive se fracturant en plus gros prismes ou en plaquettes. Couche surtout rougeâtre avec des "halos" jaunâtres.

Echantillons : Ea524

Munsell : 10R 3/3 (dusky red) et 2,5Y 4/3 (olive brown)

La couche n°12 "entre parfois dans le chenal de la couche n°13.



Couche n°13 : 13 cm

Chenal plus massif que le premier (couche n°1), avec une granulométrie plus importante à la base et qui diminue vers le haut. Couleur verte à vert-bleu. Aspect massif et épaisseur du chenal variable. Pas de structure interne visible.

Echantillons : Ea525 ; Ea526 ; Ea527 ; Ea528

Munsell : Gley1 4/10Y (dark greenish gray), 5Y 4/3 ou 4 (olive), Gley1 4/5GY (dark greenish gray)

5. Introductions et méthodes des analyses de laboratoire

5.1 Granulométrie :

Introduction :

L'étude de la granulométrie permet de déterminer, sous forme pondérale, la répartition des particules minérales en fonction des différentes classes de tailles ou diamètres équivalents. La détermination de la composition granulométrique d'un échantillon de sol est une analyse importante en pédologie comme en sédimentologie. Elle influence en effet les comportements physiques et mécaniques du matériau du sol, ainsi que toutes les propriétés liées à la teneur en eau et aux mouvements de celle-ci.

La granulométrie nous donne des informations importantes sur la situation géographique, mais également sur l'environnement de dépôt. En effet, la quantité de charge en suspension et de fond, ainsi que la vitesse d'écoulement influencent également la mise en place des différents types de chenaux fluviaux, ainsi que la stabilité du système fluvial (les argiles et silts ayant une plus grande force cohésive que les sables et graviers), ce qui est important lors de la formation de paléosols. Une analyse granulométrique peut également permettre de déterminer des cycles et séquences dans la sédimentation, notamment en étudiant le granoclassement des particules dans une colonne de sédiments.

Méthodologie :

Les analyses granulométriques effectuées sur les sédiments de la marnière d'Eclépens se basent sur le protocole établi à l'université de Neuchâtel par Chalumeau (2003) lors de son travail de diplôme (**mode opératoire en annexe I**).

De nombreuses classifications granulométriques ont déjà été établies. Celle retenue dans le protocole de Chalumeau (2003), principalement conditionnée par les mailles des tamis mis à disposition par le laboratoire, est celle établie par Cailleux, avec quelques petites variations concernant la limite limons-sablons empruntées à la classification de Wentworth (Figure 5.1).

Classification de Cailleux		Classification de Wentworth		Classification utilisée	
Taille des particules	Nom	Taille des particules	Nom	Taille des particules	Nom
>20 mm	Galets ou cailloux	> 20 mm	Galets ou cailloux	> 20 mm	Galets ou cailloux
2 à 20 mm	Gravillons	2 à 20 mm	Graviers	2 à 4 mm	Graviers
200 µm à 2 mm	Sables	63 µm à 2 mm	Sables	1 à 2 mm	Sables grossiers
				500 µm à 1 mm	Sables moyens
				250 à 500 µm	
20 µm à 200 µm	Sablons	2 à 63 µm	Silts	125 à 250 µm	Sables fins
				63 à 125 µm	
				32 à 63 µm	Silts grossiers
2 à 20 µm	Limons	0 à 2 µm	Argiles	16 à 32 µm	Silts moyens
				8 à 16 µm	
				4 à 8 µm	Silts fins
0 à 2 µm	Précolloïdes	0 à 2 µm	Argiles	2 à 4 µm	
				1 à 2 µm	Argiles grossières
				0 à 1 µm	Argiles fines

Figure 5.1 : Tableau des classes granulométriques utilisées pour l'étude (Chalumeau 2003).

Il faut cependant souligner que la terminologie employée ne précise rien sur la nature réelle de certaines classes. Ainsi, l'argile définie par la dimension égale ou inférieure à 0.002 mm n'implique pas forcément qu'il s'agit uniquement d'argiles au sens minéralogique. De même, les sables, qui proviennent généralement d'une fragmentation de la roche mère, peuvent être constitués de pseudo-sables, de petites concrétions ferrugineuses, ou de débris cimentés résistants aux traitements de mise en suspension (Pansu et Gautheyrou, 2003).

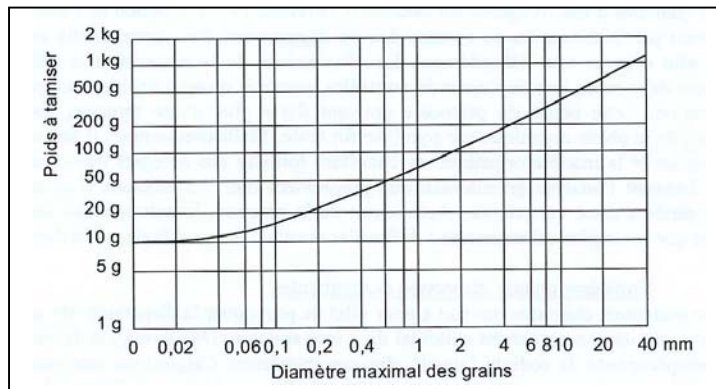


Figure 5.2 : Poids à tamiser proposé pour cette étude en fonction du diamètre maximal des grains (Chalumeau 2003)

Le poids à tamiser est fonction de taille de grain maximale des sédiments à analyser. Il faut en effet avoir une quantité suffisante d'échantillon pour réaliser une étude sérieuse, mais sans entraîner une surcharge du tamis (figure 5.2).

L'analyse :

Le **mode opératoire** de cette analyse établi par Chalumeau (2003) est donné en **annexe I**. Il faut cependant noter que quelques modifications y ont été apportées, la dissociation des échantillons n'étant pas satisfaisante après leur préparation. En effet, les particules d'un sédiment sont souvent liées entre elles par des colloïdes minéraux et organiques, ainsi que par des carbonates. De nombreux ciments étant présents dans les sédiments de la marnière d'Eclépens, il a été nécessaire de les broyer à la main dans un mortier avant toute analyse et de les passer dans le bac à ultrasons entre chacune des phases de préparation de l'échantillon. De plus, ces phases ont chaque fois été allongées. Il faut cependant veiller à ce que la dissociation des échantillons et la destruction des agrégats ne soient pas trop violentes afin d'éviter la création de particules qui n'existeraient pas naturellement. Le protocole de dispersion doit donc être suffisamment efficace pour individualiser les agrégats, mais pas trop afin d'éviter la création de néoparticules.

Il est tout d'abord nécessaire de supprimer l'action des ciments et de disperser les constituants de l'échantillon avant de procéder à l'analyse granulométrique proprement dite. Pour cela, trois phases successives doivent être réalisées :

- destruction des ciments calcaires par une attaque à l'acide chlorhydrique à 10 % qui est répétée deux fois, car les ions Ca et Mg présents en solution freinent l'attaque, même lorsque l'acide est présent en quantité notable (Rivière 1977). L'attaque est effectuée à chaud, dans des bains-marie, afin d'éliminer également la dolomite.
- élimination de la matière organique par oxydation au peroxyde d'hydrogène (H_2O_2). Les matières organiques, et en particulier les composés humiques, sont absorbées par les particules argileuses, ce qui modifie leurs propriétés physiques de suspension. Elles ont également un haut pouvoir d'agrégation, et doivent donc être éliminées.
- dispersion des particules : Ce traitement chimique a pour effet de disperser les argiles qui, en solution, ont un comportement colloïdal dû à leur structure. L'héxamétaphosphate de sodium est généralement utilisé pour cette opération.

L'analyse granulométrique peut alors avoir lieu. Elle s'effectue en deux temps. Le premier consiste à séparer les fractions granulométriques dites grossières ($> 63 \mu m$) à l'aide des tamis (photo 5.1). Le deuxième temps consiste à analyser les fractions fines ($< 63 \mu m$) à l'aide d'un système laser (photo 5.2).

A noter que quelques problèmes de reproductibilité des résultats ayant été observés lors de l'analyse de la fraction fine par laser, les mesures ont été répétées 3 à 4 fois pour chaque échantillon, afin de pouvoir obtenir des résultats plus robustes.

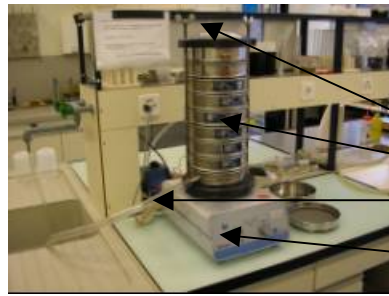


Photo 5.1 :
Appareil permettant le tamisage
de la fraction > 63 µm
Arrivée d'eau
Tamis
Sortie d'eau
Vibreuse



Photo 5.2 :
Système laser relié à un ordinateur de type GALAI
CIS-1 pour l'analyse de la fraction < 63 µm.

Ordinateur
Agitateur
Laser
Camera

Calculs :

Afin d'obtenir les pourcentages de la fraction pour chaque intervalle granulométrique, il est encore nécessaire d'effectuer quelques calculs. En ce qui concerne les fractions tamisées (< 63 µm), le calcul est le suivant :

$$\% \text{ de la fraction} = \frac{\text{poids de la fraction}}{\text{poids total de l'échantillon}} \times 100$$

Pour la fraction inférieure à 63 µm, le système Oriel considère que les fractions fines représentent 100% de l'échantillon et ne prend pas en compte les fractions supérieures à 63 µm. Le pourcentage doit donc être rapporté à l'échantillon total et le calcul sera :

$$\% \text{ de la fraction} = \frac{\% \text{ des fraction inférieures à 63 microns} \times \% \text{ de la fraction donnée par Oriel}}{\text{poids total de l'échantillon}}$$

Les résultats peuvent alors être reportés sur des tableaux et graphiques afin de les interpréter.

5.2 Analyses minéralogiques :

A l'université de Neuchâtel, les analyses par diffraction aux rayons X (XRD) sont effectuées sur un Diffractomètre SCINTAG XRD 2000. Le but de la Diffractométrie à rayons X est d'analyser des substances solides cristallines afin de connaître les différents minéraux présents dans les échantillons, ce qui permettra d'en identifier les différentes sources.

5.2.1 Roche totale :

Les échantillons, préalablement séchés, sont broyés finement, manuellement ou à l'agate, jusqu'à ce que l'on obtienne une poudre homogène, mais pas trop finement car sinon elle n'adhère plus au porte échantillon. Cette poudre est alors compressée dans un porte échantillon. Celui-ci est ensuite analysé dans le diffractomètre SINTAG XRD 2000.

Les résultats, en CPS sont alors imprimés sous forme de listings et de graphiques afin d'en reconnaître les différents pics. Si une valeur ne se trouve pas sur les listings, mais qu'un pic est observé sur les graphiques, la courbe sera ensuite déconvoluée. La composition de la roche totale est ensuite déterminée en utilisant divers standards et les abondances des minéraux dans la roche totale sont exprimées en pourcentages pondéraux (% wt).

5.2.2 Signification des minéraux argileux :

La formation des minéraux argileux dans un sol est fonction de la température annuelle moyenne, de la saisonnalité, du type de la roche mère, ainsi que du temps disponible pour la maturation des sols. Cependant, pour qu'un sol se forme, il faut que son matériel parental ait été érodé, transporté et resédimenté. Or, tous ces processus peuvent quelque peu altérer le signal climatique des argiles, notamment lors du mélange de différents horizons et du remaniement de substrats rocheux (Becker 2003). Les argiles peuvent cependant être très utiles lors de l'étude du climat (Figure 5.3).

La kaolinite et la smectite sont en général le produit d'une intense altération chimique. La kaolinite se forme préférentiellement sous des conditions climatiques tropicales à subtropicale. La smectite se forme sous des climats subtropicaux et tempérés avec une saisonnalité distincte alternant des périodes humides et sèches. Une région mal drainée avec un relief modeste favorise également la formation de smectite (Becker, 2002). Un environnement avec beaucoup de relief entraînant une forte altération mécanique, ainsi que des températures annuelles froides et des précipitations annuelles basses empêchant une altération chimique intense, favorisent la formation d'illite, de chlorite, et d'interstratifiés. Par contre, des régions avec beaucoup de végétation, moins de relief et d'érosion, ainsi que beaucoup de pluies, présenteront principalement des minéraux argileux néoformés comme la kaolinite.

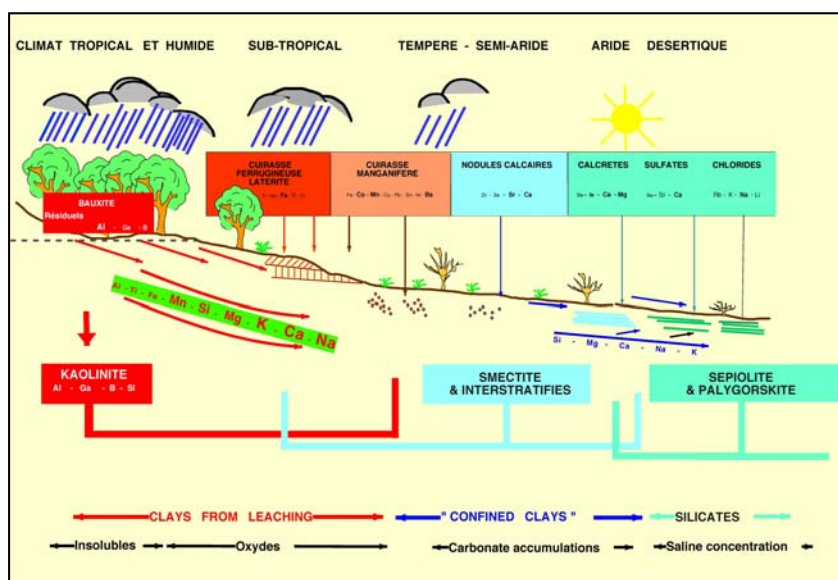


Figure 5.3 : Altération superficielle et néoformation des minéraux argileux en fonction des différentes zones climatiques (Adatte 2005, modifié d'après Tardy 1981)

5.2.3 Décarbonatation et analyse de la fraction argileuse :

Le but de la méthode est d'étudier la composition des argiles. Cependant, comme le CaCO_3 a un coefficient d'absorption massique très élevé, il absorbe toute l'énergie et son pic dissimule celui des autres minéraux. Le carbonate contenu dans les échantillons doit donc être dissout dans de l'acide afin de pouvoir analyser les échantillons par diffraction. Les préparations seront, de plus, orientées.

Les échantillons, préalablement broyés à l'aide d'un mortier, sont introduits dans des ballons jaugés avec un peu d'eau désionisée pour les humidifier. De l' HCl 10% est ensuite ajouté afin de dissoudre tout le carbonate. Le résidu insoluble est ensuite lavé à l'eau désionisée et passé à la centrifugeuse 5 à 6 fois, jusqu'à ce que la suspension ait un pH neutre. Les différentes fractions granulométriques ($<2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$) peuvent alors être séparées en utilisant les propriétés de la sédimentation et de la profondeur du pipetage basée sur la loi de Stokes (se référer au **mode opératoire** de cette analyse en **annexe III** pour ce protocole).

5.2.4 Dépouillement des résultats :

Après leur passage dans le diffractomètre SINTAG XRD 2000, les résultats doivent encore être dépouillés sur des listings, pour chaque échantillon. Les résultats, en CPS, sont alors imprimés sous forme de listings et de graphiques afin d'en reconnaître les différents pics. Si une valeur ne se trouve pas sur les listings, mais qu'un pic est observé sur les graphiques, la courbe sera ensuite déconvoluée.

Les valeurs de K001 et C002 doivent ensuite être déterminées par calcul :

$$K001 = \frac{K002}{K002+C004} \quad C002 = \frac{C004}{K002+C004}$$

Pour déterminer le pourcentage de chaque type d'argiles, les pics M001, K001, C002, IS, Smectite et Goethite sont additionnés. Il est alors possible de déterminer les pourcentages relatifs de micas, kaolinite, chlorite, interstratifiés, smectite et goethite dans les différents échantillons en divisant les pics de ces minéraux par la somme obtenue précédemment.

D'autres informations peuvent être obtenues en établissant des diagrammes triangulaires pour les différents pics des micas (M001, M002, M003) et de la chlorite (C001, C002, C003).

Une partie des minéraux sont regroupés sous la dénomination "indosés". Ils représentent par exemple la matière organique, des minéraux plus ou moins amorphes, ou une partie des phyllosilicates ignorés lors de la déconvolution. Ils peuvent en effet être répartis en plusieurs pics et seul le pic le plus important est souvent pris en considération (Adate, 2003).

5.3 Analyses géochimiques :

Une analyse chimique des éléments majeurs permet de tirer des informations intéressantes. Elle permet en effet de comparer des échantillons entre eux et donne donc, notamment, la possibilité de suivre une différenciation pédologique au sein d'un profil. Cette analyse se déroule en différentes parties, qui sont énumérées ci-dessous

5.3.1 Fusion alcaline :

Les sols contiennent les éléments que l'on trouve dans la lithosphère, c'est-à-dire, en tenant compte de la variabilité géologique, la plupart des éléments du tableau périodique. Les éléments majeurs seront analysés grâce aux méthodes spectrométriques d'absorption atomique en utilisant les propriétés chimiques des éléments en solution (Pansu et Gautheyrou, 2003).

Dans le cas d'un substrat géologique, une méthode bien adaptée est celle de la fusion alcaline. Elle permet en effet la destruction des matières organiques et du réseau minéralogique des aluminosilicates, ne présente pas de risque d'élimination de la silice et conduit généralement à une dissolution / solubilisation généralement totale des échantillons. Elle présente en revanche l'inconvénient d'introduire une charge solide importante et donc de nécessiter des dilutions plus grandes pour l'alimentation de certains nébuliseurs de spectrométrie. Elle est donc mal adaptée au dosage des éléments traces et ultratrace. En outre, le chauffage important qu'elle nécessite peut induire la perte de certains éléments traces volatiles (Pansu et Gautheyrou, 2003).

Lors de la fusion alcaline, on utilise des réactifs alcalins pouvant détruire les silicates à haute température et former des solutions solides (verres) lors du refroidissement. La dissolution des solutions solides est en milieu acide dilué alors aisée. Si un grand nombre de fondants alcalins ont été proposés, l'un des plus utilisés actuellement est le métaborate de lithium, qui a été jugé convenable pour diverses techniques, notamment la spectrométrie de masse à plasma. Ces méthodes conviennent bien à l'attaque des matériaux géologiques, mais moins bien à celle des matériaux biologiques.

Pour cette analyse, le protocole de mise en solution est une fusion alcaline des échantillons de sol selon la norme ISO FDIS 14869-2 (**Mode opératoire en annexe III**). Cette digestion permet la solubilisation et l'analyse des éléments Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, Si et Ti.

5.3.2 Absorption atomique :

La spectrométrie par absorption atomique utilise l'absorption de la lumière afin de mesurer la concentration des atomes dans une phase gazeuse. Lorsque des composés sont brûlés ou exposés à une décharge électrique, leurs atomes sont excités et augmentent leur énergie. Cet excès d'énergie sera ensuite perdu en émettant de l'énergie sous forme de lumière (radiations électromagnétiques) en revenant vers un état d'énergie inférieur, l'énergie perdue se retrouvant sous la forme d'un photon (Atkins et Jones, 1998). La longueur d'onde de la flamme sera alors mesurée à l'aide d'une lampe. La concentration des différents éléments est alors déterminée en fonction de la quantité d'absorption, après la mise en place de courbes de calibration mises en place à partir de standards de concentrations connues.

5.3.2.1 Méthode AAS en flamme :

Les échantillons peuvent être analysés à l'aide de la méthode AAS en flamme. La solution à analyser y est aspirée, puis elle passe à travers une flamme où elle est atomisée. Des lampes déterminent alors l'absorbance d'une longueur d'onde pour chaque élément. La concentration est proportionnelle à l'absorption.

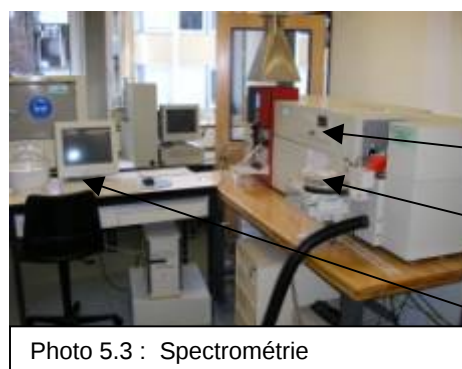


Photo 5.3 : Spectrométrie

Photos 5.8 et 5.9 :
Absorption atomique
de flamme

Hotte

Lampes

Flamme

Four à graphite

Tuyau pour aspiration
de l'échantillon

Ordinateur

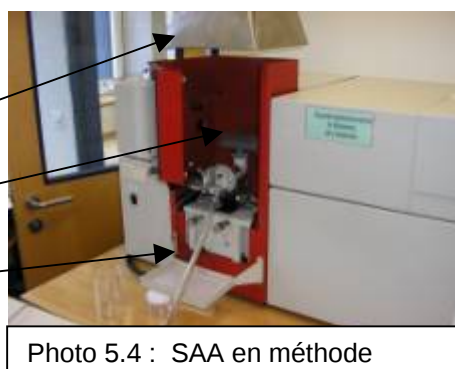


Photo 5.4 : SAA en méthode

Après la mise en route de la flamme et des différents composants de l'appareil, l'analyse peut commencer avec la mesure des blancs, puis des standards. Une droite d'étalonnage est établie grâce à la préparation de différents standards (figure 5.5). L'établissement de la concentration des standards et de la courbe d'étalonnage est décrit en **annexe IV**. La lampe choisie mesure l'absorbance de la flamme grâce à laquelle l'échantillon est vaporisé. Une fois la droite d'étalonnage déterminée, les échantillons peuvent être analysés. Le **mode opératoire** de cette analyse se trouve en **annexe V**.

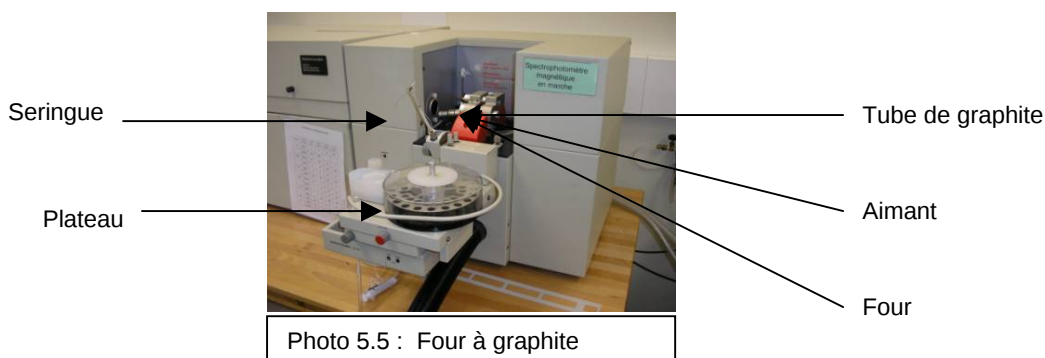
Lors de l'analyse par absorption atomique en méthode flamme, un standard de composition connue (LKSD-1), a été également analysé. Ce standard a également subi une fusion alcaline, ce qui permet de valider la méthode. En ce qui concerne le fer et le manganèse, dont les résultats par l'absorption atomique en mode flamme ont été pris en compte, la mesure effectuée était assez proche de la valeur à obtenir pour ce standard. On y trouve en effet 30298 ppm lors de l'analyse, alors que la valeur certifiée est de 28000 ppm.

Ca, K, Si, Al et Ti ont finalement été déterminés par d'autres méthodes, l'absorption atomique par flamme ne donnant pas des résultats très cohérents. En effet, les mesures ont été répétées trois fois pour chaque échantillon et les résultats variaient de façon notable à chaque répétition pour Ca et K. Ils ont été analysés grâce à la chromatographie ionique. Mg et Na ont été inclus à l'analyse, les valeurs obtenues étant ainsi plus robustes. En ce qui concerne Si, Al et Ti, les valeurs mesurées étaient toujours de 0, quel que soit l'échantillon ou le standard. Ces éléments ont été finalement analysés grâce au four à graphite couplé à la AAS.

5.3.2.2 Four à graphite :

Comme nous l'avons vu plus haut, Al, Si et Ti ont été analysés à l'aide du four à graphite. Celui-ci est en effet plus sensible et permet une meilleure solubilisation des échantillons. En effet, lors de l'absorption atomique par flamme les échantillons sont répartis sur toute la surface de cette dernière, alors que dans le four la surface d'atomisation est beaucoup plus faible.

Le four à graphite est composé d'une seringue qui va amener une goutte d'échantillon dans le four, d'un plateau pouvant contenir jusqu'à 35 échantillons, d'un aimant qui évite les perturbations lors de l'émission par les atomes des radiations électromagnétiques, d'un tube de graphite et d'un four.



Le four à graphique suit, pour chaque échantillon, le cycle de température suivant :

- évaporation à 120°C durant 30 secondes afin d'éliminer l'eau
- calcination à 1400°C durant 30 secondes afin d'éliminer le CO₂ et la matière organique
- Retour à 20°C durant 15 secondes
- Atomisation (vaporisation) à 2650°C durant 5 secondes. C'est à ce moment là que la mesure est effectuée par la lampe.

Le four reste ensuite durant 5 secondes à 2600°C afin de bien nettoyer la cuve de tous ces résidus et d'empêcher ainsi une contamination de l'échantillon suivant. A noter que, lors que l'analyse du Titane (Ti), cette étape a été prolongée à 15 secondes, le four gardant en mémoire l'échantillon précédent, ce qui faussait considérablement les mesures.

Des standards sont tout d'abord préparés, afin d'établir une courbe de calibration. Les calculs de la concentration des différents standards nécessaires à l'analyse au four à graphite se trouvent en **annexe IV**. Le **mode opératoire** de cette analyse se trouve en **annexe VI**.

Comme lors de l'analyse par flamme, des standards certifiés ont été analysés. Les valeurs trouvées sont cependant systématiquement inférieures aux valeurs certifiées. Pour LKSD-1 :

- Si : 34.65% au lieu de 40.1%
- Al : 5.82% au lieu de 7.8%
- Ti : 1906 ppm au lieu de 3010 ppm

Les valeurs trouvées lors de l'analyse par le four à graphite ont alors été systématiquement multipliées par les facteurs suivants afin de trouver les valeurs réelles :

- Si : 1.14
- Al : 1.34
- Ti : 1.58

Pour Si, le standard NIST-1640 (eau) a également été analysé. La valeur trouvée est de 4.18% au lieu de 4.7% (certifiée). Le facteur d'erreur étant environ le même que pour LKSD-1, cela a permis de valider le mode opératoire de la fusion alcaline. En effet, LKSD a subi une fusion alcaline avant d'être analysé et NIST1640 non. Si le facteur d'erreur lors de l'analyse au four à graphite est environ le même, cela montre qu'aucune erreur n'a été induite lors de la fusion alcaline.

6. Analyse et interprétation des résultats

L'analyse et l'interprétation des résultats des différentes données acquises lors de ce travail ne peuvent se faire qu'après la création de tableaux, de graphiques, et bien entendu après une analyse statistique poussée des différentes sources.

L'étude statistique réalisée se fonde sur l'analyse en composantes principales. Les paramètres suivants ont donc été déterminés pour chaque type d'analyse en laboratoire, pour l'ensemble des échantillons, ainsi que pour chaque profil pris séparément :

- variance et écart type ;
- matrice de corrélation ;
- vecteurs et valeurs propres de la matrice de corrélation ;
- projection graphique des résultats (cercle de corrélation, plots, ...).

6.1 Analyses minéralogique de la roche totale et analyses géochimiques :

L'analyse minéralogique de la roche totale effectuée sur les profils Ec1, Ea2, Ea3, Ea4 et Ea5 montre en moyenne la présence de 10 à 35% de phyllosilicates, de 15 à 50% de quartz, de 1 à 5% de K-feldspaths, de 3 à 15% de plagioclases-Na, de 3 à 40% de calcite, de 0 à 5% de dolomite, de 0 à 3% d'ankérite, et de 0 à 20% d'indosés (voir annexe X).

Le cercle des corrélations (composantes 1 et 2) de tous les échantillons analysés montre la présence d'un pôle détritique formé du quartz, des plagioclases-Na, et des K-feldspaths, ainsi qu'un pôle carbonates formé de la calcite, de la dolomite et de l'ankérite (figure 6.1). Les phyllosilicates sont par contre plus isolés et ne sont pas corrélés avec les autres minéraux.

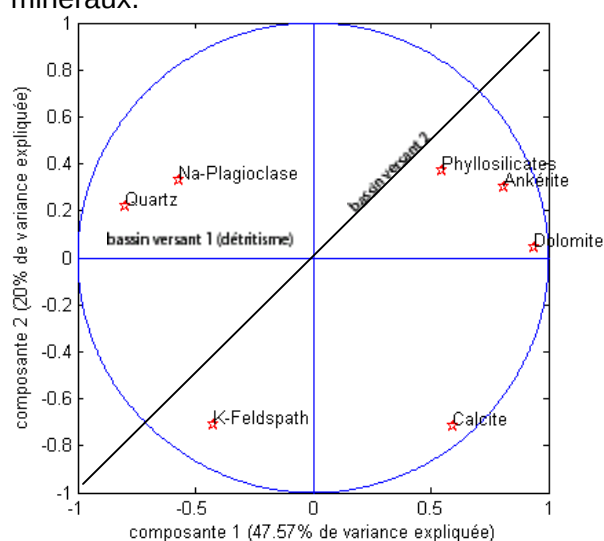


Figure 6.2 : cercle des corrélations (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse minéralogique de la roche totale pour le profil Ec1

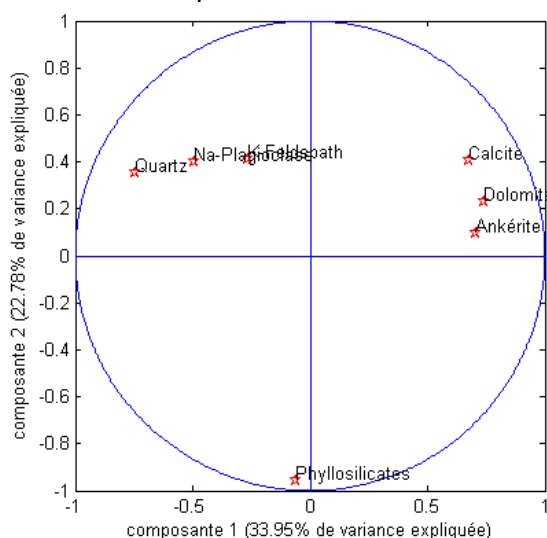


Figure 6.1 : cercle des corrélations (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse minéralogique de la roche totale pour la totalité des échantillons.

Cette configuration ne se retrouve cependant pas dans tous les profils. En effet, la calcite se retrouve parfois légèrement isolée de l'ankérite et de la dolomite. De plus, le coefficient de corrélation entre la calcite et l'ankérite et la dolomite n'est pas significatif (respectivement 0.2378 et 0.3458 sur l'ensemble des échantillons analysés par exemple, voir aussi annexe XXII). Même s'ils forment ensemble un pôle "carbonates", ils ne partagent pas tout à fait la même information. On peut par exemple imaginer une origine commune, puis une évolution différente par la suite (ankérite purement détritique altérée, calcite principalement détritique, mais aussi issue de la néogénèse et reprécipitée à partir, entre autre, de certains éléments de l'ankérite comme le manganèse), en relation avec la pédogénèse.

De même, les feldspaths alcalins ne sont parfois plus liés au quartz, ce qui indiquerait la présence de deux pôles détritiques à certaines étapes de l'évolution de la marnière. C'est par exemple le cas pour le profil Ec1 (figure 6.2). Les sources de sédiments doivent donc provenir de deux bassins versant. L'ankérite est cependant présente sur les deux axes du détritisme. Cela indique donc qu'elle était soit présente dans les deux bassins versant, soit présente dans la partie avale, là où les fleuves des deux bassins versants convergeaient. Cette configuration ne se retrouve cependant pas partout.

Le profil Ec1 présente également une autre particularité intéressante, puisque l'ankérite se retrouve liée avec les phyllosilicates, dont l'origine est surtout détritique (figure 6.2). Les phyllosilicates se déposent principalement dans la partie distale d'un fleuve, lorsque celui-ci est en étiage et qu'il ne transporte pratiquement plus que des particules fines, ainsi que de l'ankérite et de la dolomite. Ce profil doit donc avoir été créé dans un bras mort, avec des eaux lentes, une grande quantité de phyllosilicates, voire peut-être même des conditions locales d'anoxie (figure 6.2).

Ce scénario ne se répète pourtant pas sur les autres profils, situés plus hauts dans la marnière, où les conditions de sédimentation ont peut-être changés (figures 6.3 et 6.4).

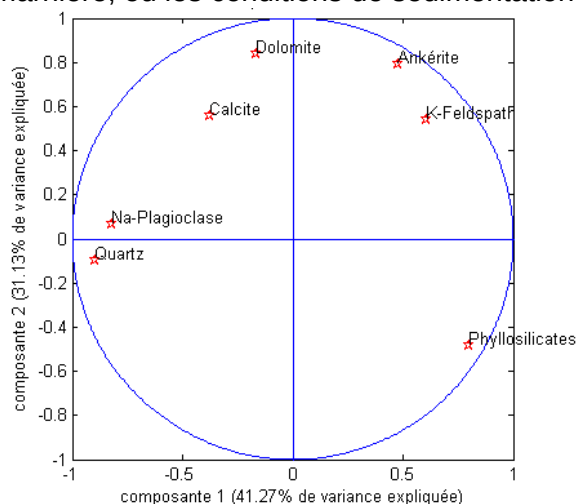


Figure 6.3 : cercle de corrélation (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse minéralogique de la roche totale pour le profil Ea3.

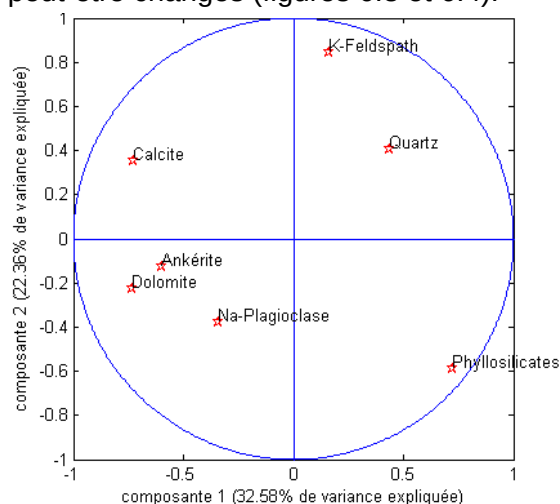


Figure 6.4 : cercle de corrélation (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse minéralogique de la roche totale pour le profil Ea4.

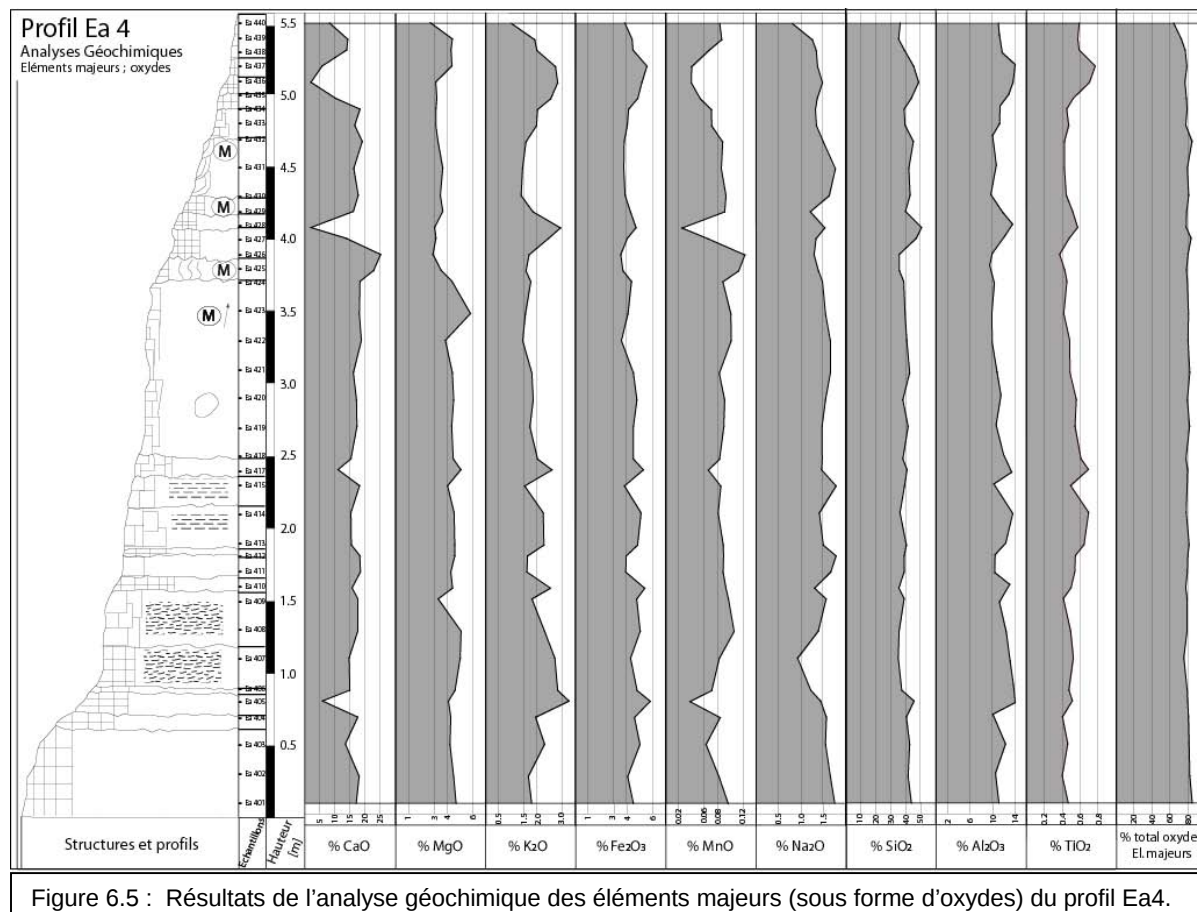
L'**analyse géochimique** a eu pour objectif de déterminer la quantité d'éléments majeurs dans les sédiments de la marnière d'Eclépens, et plus précisément dans les profils Ec1 et Ea4.

Même si la somme des oxydes des éléments majeurs ne donne pas un résultat de 100%, il est possible de déterminer un ordre de grandeur pour ces derniers. On trouve entre 3 et 5% de fer (Fe_2O_3), 0.03 et 0.1% de manganèse (MnO), 3 et 5% de magnésium (MgO), 10 à 25% de calcium (CaO) (avec quelques échantillons cependant compris entre 2 et 6%), 1 à 3% de potassium (K_2O), 9 à 14% d'aluminium (Al_2O_3), 35 à 49% de silice (SiO_2) et 0.3 à 0.8% de titane (TiO_2) (annexes XIV, XV et XVIII).

Après une première observation, différentes tendances semblent ressortir des différents graphiques (figure 6.5) :

- une corrélation entre le calcium et le manganèse ;
- mais anti-corrélation entre le manganèse et le fer ;
- une corrélation entre les pics du potassium et du fer qui semble correspondre à l'arrivée d'une fraction argileuse plus importante (voir analyse granulométrique), avec par exemple des micas, biotite, muscovite, phengite riches en K et Fe, mais aussi en Al. Or, Al semble également partiellement corrélé à Fe et K ;

- le sodium et le magnésium ne semblent être corrélés à aucun autre élément ;
- les maximums de concentration du fer se retrouvent en général dans les couches lie-de-vein, là où la couleur rouge est la plus importante. Il en est de même pour le potassium et l'aluminium. Pour le manganèse et le calcium par contre, ces maxima se retrouvent généralement juste en dessous des maxima du fer, là où les horizons ont une couleur rouge moins prononcée.



Les analyses statistiques de ces données permettent ensuite d'affiner et de compléter ces constatations.

Le cercle des corrélations des composantes 1 et 2 du profil Ea4 (figure 6.6) montre tout d'abord la présence d'un pôle détritique composé des éléments Al, Fe, K et Ti. Il s'agit d'ions pouvant être mobiles en fonction de leur valence.

Si et Na représentent un pôle détritique pur, alors que Ca et Mn représentent plutôt un pôle potentiellement influencé par la néogénèse. Ca et Mn se retrouvent anticorrélés au pôle détritique formé par Al, Fe, K et Ti. Ces informations peuvent être considérées comme fiables puisque les composantes 1 et 2 portent environ les $\frac{3}{4}$ de la variance de l'analyse géochimique (annexe XXI).

Pourquoi le calcium et le manganèse se retrouvent-ils liés (coefficient de corrélation de 0.9206 pour le profil Ea4), mais sont anticorrélés au fer ? En effet, une relation entre le fer et le manganèse serait attendue lors de fluctuations de nappes d'eau entraînant des changements dans l'oxygénation et la chimie des sols en fonction de leur assèchement ou de leur inondation. Pour essayer de comprendre cela, il est également important de les combiner avec les résultats de l'analyse minéralogique de la roche totale.

Le fait que Ca et Mn soient liés fait penser qu'ils ont probablement une même origine. Mais comment cela est-il possible ?

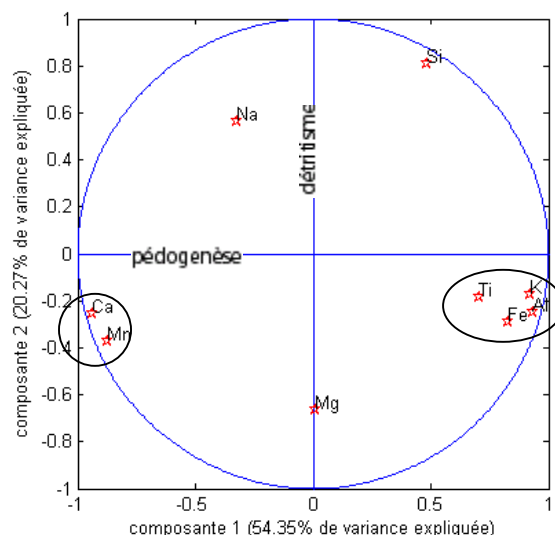


Figure 6.6 : cercle de corrélation (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse géochimique des éléments majeurs pour le profil Ea4.

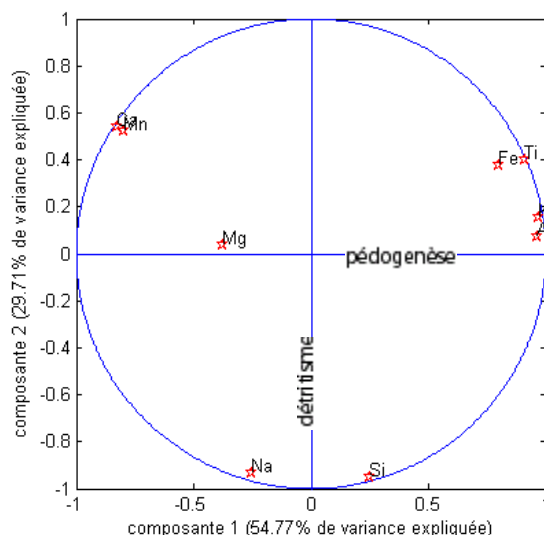


Figure 6.7 : cercle de corrélation (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'analyse géochimique des éléments majeurs pour le profil Ec1.

Et le fer? Le fer, qui est lié aux éléments Al, K et Ti, doit avoir une origine détritique (figures 6.6 et 6.7). Il doit donc être principalement bloqué dans les silicates et dans les feuillets des phyllosilicates. En effet, l'analyse minéralogique de la fraction argileuse montre que le fer se retrouve même en excès entre les feuillets des phyllosilicates (annexe XX). Les coefficients de corrélation entre Fe et Al, K, Ti sont respectivement, pour le profil Ea4, de 0.8252, 0.7855 et 0.5826. Le fer doit en outre provenir de plusieurs autres minéraux, comme la goethite par exemple.

Le manganèse, puisqu'il est anticorrélé au fer, ne peut avoir une origine argileuse. Il ne peut donc pas provenir des phyllosilicates. Il faut donc trouver une autre source pour cet élément. En effet, si la source de ces deux éléments était identique, ils auraient réagi de la même façon au changement des conditions redox qui ont affecté les paléosols de la marnière et ils seraient aujourd'hui sûrement corrélés. Comme Mn est de plus fortement corrélé au calcium, il est nécessaire de trouver une origine commune à ces deux éléments, c'est-à-dire un minéral pouvant potentiellement contenir, en plus d'une grande quantité de calcium, une certaine fraction de manganèse.

L'ankérite peut éventuellement être une source de manganèse et contient de plus une grande quantité de calcium. En effet, le manganèse peut être substitué au fer ou au magnésium dans la structure de l'ankérite, avec une valence de +2.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Al ₂ O ₃	—	—	0.00	0.28	} 0.60	—	} 0.66	0.31
Fe ₂ O ₃	—	—	0.00	0.10		—		—
FeO	3.31	6.57	7.84	12.06	13.72	16.43	20.20	26.00
MnO	4.28	0.35	1.70	0.77	1.90	0.75	2.38	—
MgO	15.92	13.70	14.91	12.85	10.33	10.49	6.24	14.47
CaO	30.52	33.78	29.70	29.23	29.20	23.10	27.80	13.68
CO ₂	46.08	45.69	45.10	44.70	43.33	44.09	42.07	42.32
Total	100.11	100.09	99.85	100.23	99.63	99.86	99.70	100.31

Tableau 6.1 : exemple de composition de l'ankérite (Deer, Howie & Zussman 1975)

Selon Deer, Wowie et Zussman (1975 et 1980), il est possible de trouver une quantité appréciable de manganèse dans l'ankérite, en substitution au fer et au magnésium. Diverses

analyses leur ont permis de mesurer de 0.35 à 4.28% d'oxyde de manganèse dans l'ankérite (tableau 6.1). Au vu de la faible concentration de manganèse présente dans les paléosols de la marnière, il peut sembler tout à fait possible que l'ankérite en soit la source. Comme nous l'avons déjà vu plus haut dans l'analyse minéralogique de la roche totale, la calcite et l'ankérite se retrouvent parfois faiblement décorrélés. L'origine de l'ankérite doit principalement être détritique ; néanmoins, la calcite, principalement essentiellement détritique, est en partie issue d'une néogénèse (pédogénèse, ciments), et donc reprécipitée en intégrant du manganèse issu potentiellement de l'ankérite en voie d'altération.

L'ankérite est rapidement altérée, et elle n'est plus guère présente dans les sédiments affleurant aujourd'hui. Cependant, le fait que l'on en trouve des traces montre bien qu'elle était présente, même si elle peut également avoir été formée par diagenèse. Lors de son altération, le calcium va être précipité sous forme de calcite de néogénèse et le manganèse sous forme d'oxydes ou accolé à d'autres minéraux comme les phyllosilicates.

Cela expliquerait donc l'anticorrélation avec le fer, qui provient essentiellement des argiles, et le manganèse, provenant essentiellement de l'ankérite. Cela explique également que le manganèse soit fortement corrélé au calcium, puisque leur origine "carbonate" et détritique au départ est identique. Même si le manganèse peut provenir d'autres minéraux, comme la goethite, la plus grande partie du manganèse présent dans la marnière doit avoir été apportée à l'aide de carbonates détritiques. Il s'agit en effet de la seule hypothèse permettant d'expliquer la si forte corrélation entre cet élément et le calcium.

L'ankérite, en tant que traceur, représenterait donc une forme du pôle détritique du calcium. Elle est de plus anticorrélée au pôle détritique du quartz, avec un angle entre les deux minéraux d'environ 150° (soit un coefficient de corrélation d'environ -0.8).

Quant au sodium, il doit essentiellement provenir des plagioclases sodiques, comme l'albite, qui sont peu résistants à l'altération. Il est donc libéré assez rapidement. Contrairement au potassium qui a un petit rayon ionique et qui peut facilement être intégré entre les feuillets des phyllosilicates, le sodium forme des gros ions qui ne sont pas intégrés entre les feuillets de ces derniers. Cela expliquerait donc pourquoi le potassium se retrouve dans le pôle formé par les éléments Al, Fe et Ti, mais pas le sodium (figures 6.6 et 6.7).

Le magnésium n'est corrélé à aucun autre élément. Comme on le voit lors de l'analyse minéralogique de la fraction argileuse, les chlorites sont assez riches en fer et magnésium (annexe XX). Or, les proportions de magnésium et de chlorite sont assez bien corrélées. Comme la chlorite présente des résultats assez aléatoires, on ne s'étonnera pas que le magnésium se retrouve isolé et non-corrélé aux autres éléments. De plus, 95% de la variance du magnésium est portée par la composante 3 qui ne porte qu'une petite fraction de la variance des autres éléments.

Le graphe des échantillons du profil Ea4 sur les composantes 1 et 2, ainsi que le dendrogramme établi pour ce profil permet de définir des classes d'échantillons (figures 6.8).

On y remarque tout d'abord la proximité entre deux groupes (groupes 2 et 3, figure 6.9). Il s'agit de couches peu colorées (vert-jaune, 2.5Y 4 à 6/4, 5Y 3 à 5/3, 5YR 4 à 6/4). Le groupe 3 se rapproche cependant de la dynamique du fer et du groupe 4. Le groupe 4 est composé des échantillons prélevés dans les couches plus rougeâtres (couleur lie de vin, 2.5 YR 4/4 ou 6/6) (figure 6.9), et le groupe 5 des couches de couleur rouge très prononcée (10R 3/3), très riches en fer (groupe 5, figure 6.10). On remarque que ce groupe n'est pas totalement centré sur la dynamique du fer, mais est légèrement décalé en direction du pôle détritique pur représenté par la silice. Le groupe 1, à part, doit être le résultat d'un ralentissement de l'activité du bassin, avec une subsidence très ralentie, une baisse relative des nappes d'eau, et donc potentiellement de phases d'assèchements (groupe 1, figure 6.9). C'est dans ces échantillons que la concentration de calcium et de manganèse est la plus importante.

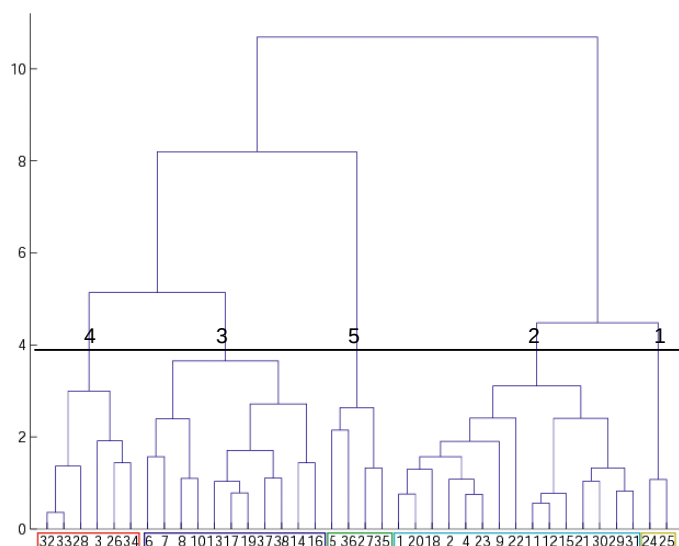


Figure 6.8 : dendrogramme permettant de classer les échantillons du profil Ea4 de la manière d'Eclépens en différentes catégories.

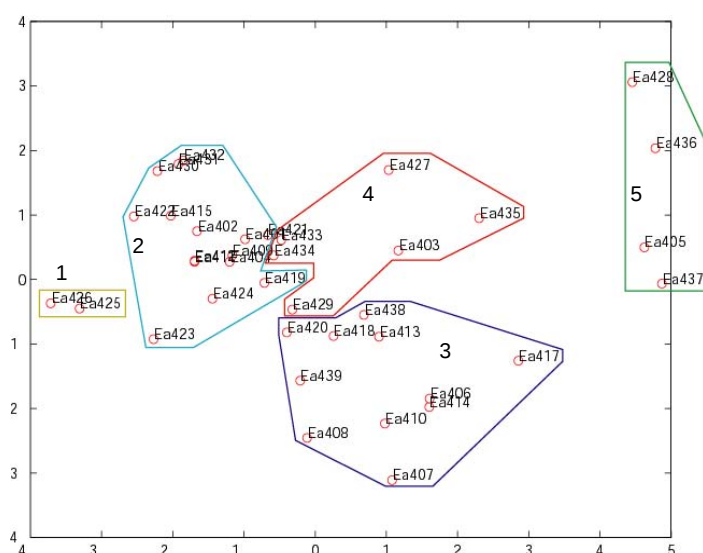


Figure 6.9 : report des différentes classes déterminées par le dendrogramme sur un graphique avec comme axe les composantes 1 et 2 de l'analyse géochimique du profil Ea4.

Il est alors possible d'établir une cyclicité dans l'évolution des sédiments de la marnière d'Eclépens :

- on a tout d'abord un apport continu de sédiments, avec une succession de phases de sédimentation trop rapides pour permettre un enregistrement des fluctuations ;
- le calcium et le manganèse sont libérés grâce à l'altération de la calcite et de l'ankérite et redistribués sous forme de calcite secondaire, d'oxydes, etc. (en environnement vadose) alors que le milieu de dépôt change progressivement (ex. lame mince Ea428), tout comme l'énergie du système. Le système s'assèche progressivement lorsque les sédiments sont exposés à l'air libre, ce qui augmente l'altération de l'ankérite, la précipitation de la calcite et la dynamique pédogénétique "calcium-manganèse" ;
- cependant, les cycles "sédimentation, altération" des carbonates et précipitation secondaire de la calcite lors de la formation des sols, sont trop rapides et se télescopent, ce qui forme un flot plus ou moins continu, sauf sans le cas des échantillons Ea425 et Ea426 où la sédimentation s'arrête durant une période beaucoup plus longue, avec un ralentissement de l'activité du bassin ; cette phase peut alors être enregistrée dans les sédiments ;
- les remises en eau sont accompagnées d'une augmentation du détritisme et dépôts de sédiments plus grossiers riches en fer (voir lames minces et analyse granulométrique) ;
- les battements de nappes permettent l'oxydation/réduction du fer et la formation des séquences de paléosols à dynamique "fer" en fonction de la redistribution de cet élément.

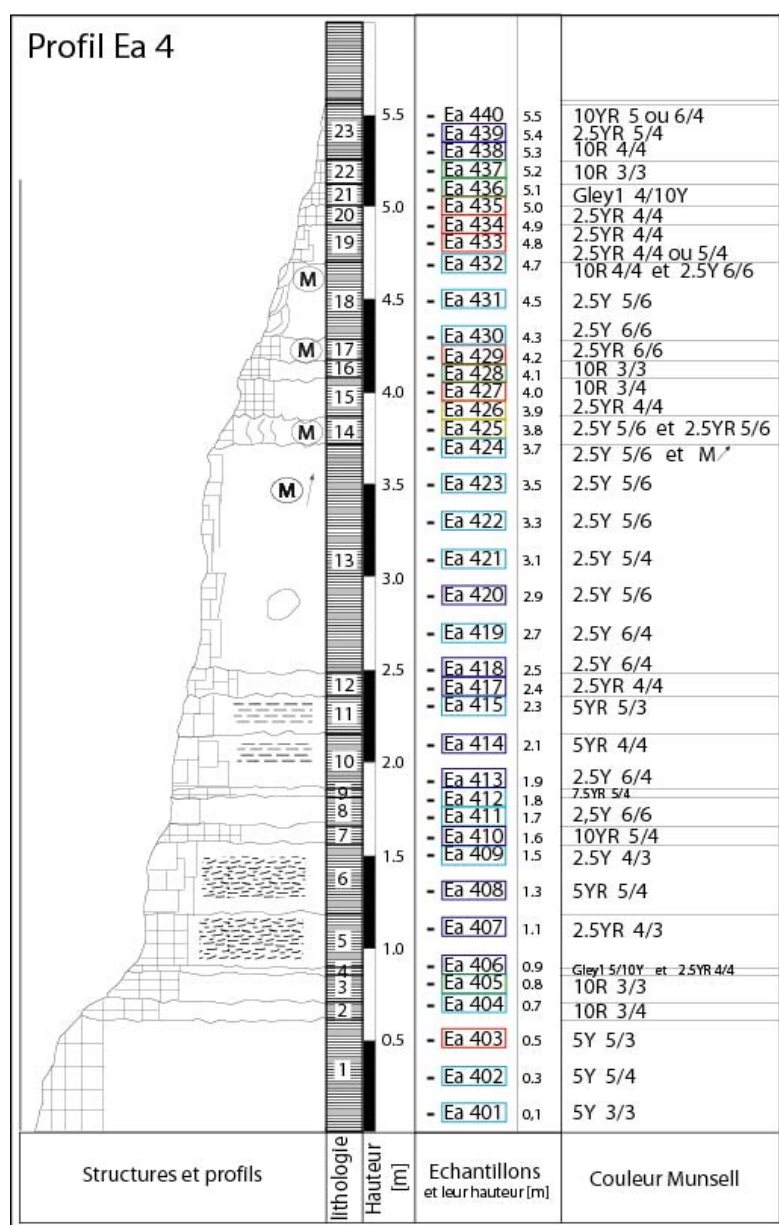


Figure 6.10 : Profil Ea4, couleur Munsell des échantillons et localisation dans le profil des différentes classes définies dans les figures 6.8 et 6.9.

Cette cyclicité a également été confirmée grâce à l'étude des lames minces (voir chapitre 6.2) et correspond aux successions et séquences de paléosols visibles sur le profil Ea4 (figure 6.10). On retrouve donc un gradient vers l'oxydo-réduction/hydromorphie (le fer en est le traceur), ainsi, comme nous le verrons plus bas, qu'un gradient granulométrique.

On observe donc le cycle élémentaire suivant :

- dynamique du calcium et du manganèse dans le flot sédimentaire continu (groupes 2 et 3, figure 6.9), avec émergence temporaire à longue ;
- puis la dynamique change, avec précipitation d'oxydes de manganèse donnant une couleur lie de vin (groupes 4, figure 6.9) ; les échantillons sont encore sous l'influence du flot sédimentaire continu ;
- la dynamique du fer devient importante avec des horizons de couleur rouge à violet (groupe 5, figure 6.9). Les battement de nappes deviennent alors prépondérants.

Cette succession se retrouve également dans le cas du profil Ec1 (voir annexe XXI), même si le nombre d'échantillons est beaucoup plus faible et que le système est perturbé par l'arrivée d'un chenal relativement important (pour cette marnière en tout cas).

On y remarque en effet un flot sédimentaire continu (échantillons Ec109, Ec110, Ec111 et Ec115) dominé plus ou moins par la dynamique du manganèse et du calcium, puis l'arrivée de la dynamique du fer (Ec112 et Ec113). Les échantillons Ec116, Ec117 et Ec118 prélevés dans le chenal montrent quant à eux clairement une signature du détritisme, puisqu'ils sont dominés par le pôle de la silice (Si).

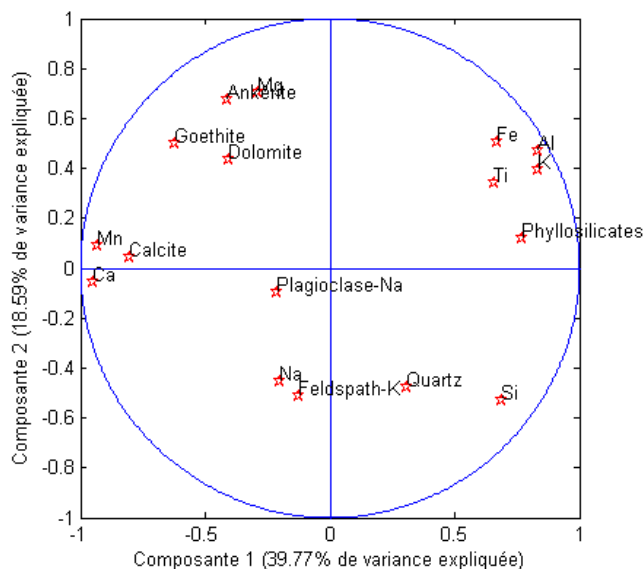


Figure 6.11 : cercle des corrélations (composantes 1 et 2 et leur variance expliquée) de l'ensemble des variables de l'analyse minéralogique de la roche totale et de l'analyse géochimique pour le profil Ea4.

La figure 6.11 présente le cercle des corrélations de l'ensemble des variables de l'analyse minéralogique de la roche totale et de l'analyse géochimique pour le profil Ea4. Le calcium et le manganèse se retrouvent dans le pôle composé de la calcite. Cela prouve bien qu'ils sont tous les deux arrivés avec le pôle "carbonate détritique" et qu'ils ont subi les mêmes redistributions. Le fer, l'aluminium et le potassium se retrouvent dans un pôle comprenant les phyllosilicates. Il semble donc bien que le fer soit tiré par les phyllosilicates et que le fer soit arrivé en grande partie dans les feuillettes de ces derniers. Le fer et le manganèse n'ont donc pas la même origine.

L'ankérite, la goethite et la dolomite forme un pôle légèrement décalé par rapport à la calcite. Il pourrait s'agir de minéraux formés lors de la diagenèse. On y trouve également le magnésium. Il est possible que l'ankérite présente aujourd'hui dans la marnière soit en grande partie issue de la diagenèse, tout comme la goethite et la dolomite. Après être arrivée sous forme détritique (carbonates), elle a dû être rapidement altérée et la majorité de l'ankérite présente aujourd'hui est peut-être d'origine diagénétique.

La silice et le sodium se retrouvent plus ou moins avec le pôle détritique des silicates, ce qui cadre bien avec nos hypothèses, puisque l'on avait supposé que Na et Si représentaient un pôle détritique "pur". Le sodium se retrouve en outre dans le même pôle que les plagioclases sodiques.

Les différents groupes déterminés à partir du dendrogramme de l'analyse géochimique se retrouvent plus ou moins, à quelques exceptions près sur les graphiques cette analyse (voir annexe XXI), les quelques échantillons changeant de groupes étant ceux qui étaient à la limite des différents groupes de la figure 6.9.

6.2 Apports de l'étude des lames minces :

L'étude des lames minces permet de confirmer et de compléter les observations effectuées lors des analyses géochimiques et minéralogiques. Des lames minces ont été préparées pour chaque type d'horizon de la marnière ("flot continu", horizon couleur lie de vin, horizon rouge très prononcé, chenaux). Au vu de la nature friable des sédiments, il a été nécessaire de les imprégner d'une résine avant d'y tailler les lames minces.

Echantillon **Ea428** (voir figure 6.10 pour sa localisation) :

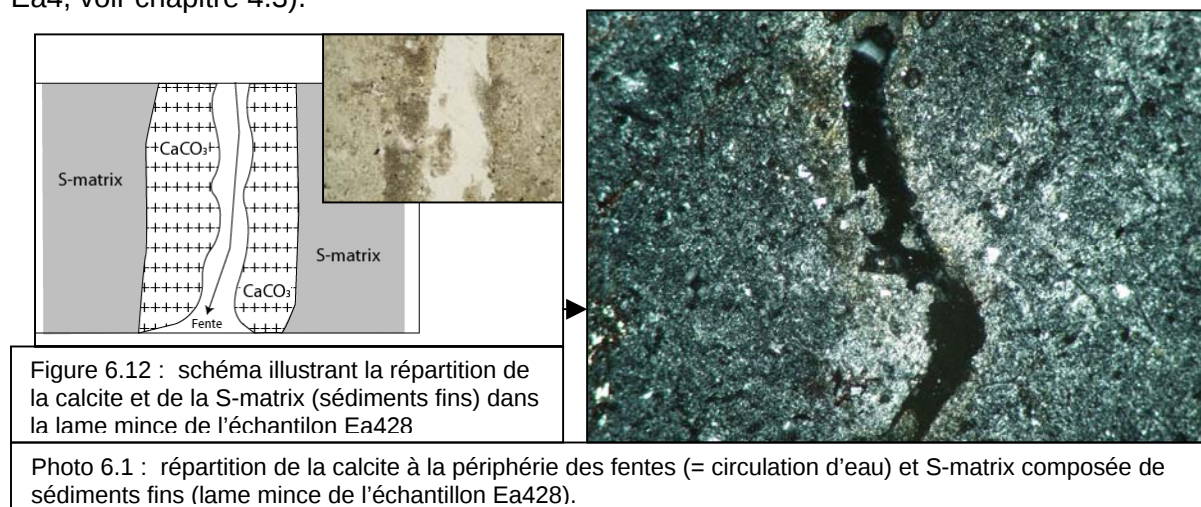
Cet échantillon se situe dans le groupe 5 de la figure 6.9, là où la dynamique du fer est la plus développée, avec un sédiment fortement coloré, de couleur rouge (10R 3/3).

On remarque tout d'abord la présence de plusieurs fente. A la périphérie de ces dernières, la présence d'une grande quantité de calcite est observée, alors que la S-matrix n'est constituée que de silts très fins. On remarque également la présence de sédiments plus grossiers dans les fentes avec des dépôts d'oxydes de fer.

Cela nous permet de proposer la chronologie suivante pour l'évolution des paléosols de la marnière d'Eclépens, permettant d'affiner et compléter celle avancée plus haut :

1. dépôt de sédiments fins ;
2. lors de l'émersion des paléosols, la calcite et l'ankérite sont altérées, du calcium et du manganèse sont libérés. Des fentes se forment également dans les sédiments sous l'effet de l'assèchement et de l'activité biologique ;
3. pédogenèse dominée par la dynamique du calcium. Accumulation de CaCO_3 par précipitation aux endroits où l'eau circule, c'est-à-dire le long des fentes et accumulation du manganèse entre les feuillets des phyllosilicates ou sous forme d'oxydes (figure 6.12 et photo 6.1) ;
4. 2^{ème} phase de sédimentation avec l'arrivée de sédiments plus grossiers qui remplissent les fentes. Circulation d'eau dans les fentes facilitée, présence d'éléments grossiers dans les fentes et mobilisation du fer (photo 6.2) en relation avec les nappes ;
5. lors du rabattement des nappes et de l'oxydation des profils, le fer mobilisé se dépose en bordure des fentes et cavités et diffuse un peu partout dans la porosité matricielle, jusqu'à l'intérieur des sédiments fins, donnant une couleur rouge aux paléosols.

Cette dernière étape est également visible sur l'affleurement avec une concentration de la couleur rouge le long des fissures entre les différentes couches (p.ex. couches 5 à 12, profil Ea4, voir chapitre 4.3).



Le fer arrive probablement avec des sédiments plus grossiers, même s'il est associé aux phyllosilicates. Sa concentration augmente aux alentours des fentes (photo 6.2).

Il s'agit donc de sols polygéniques et polyphasés, avec au moins deux phases de pédogenèse, la première dominée par la dynamique du calcium et la seconde dominée par la dynamique du fer en contexte de pseudogley.

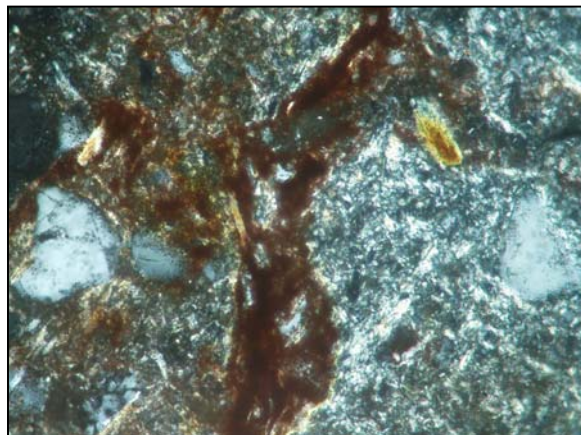


Photo 6.2 : concentration du fer aux alentours des fentes et des grains grossiers (lame mince de l'échantillon Ea428)

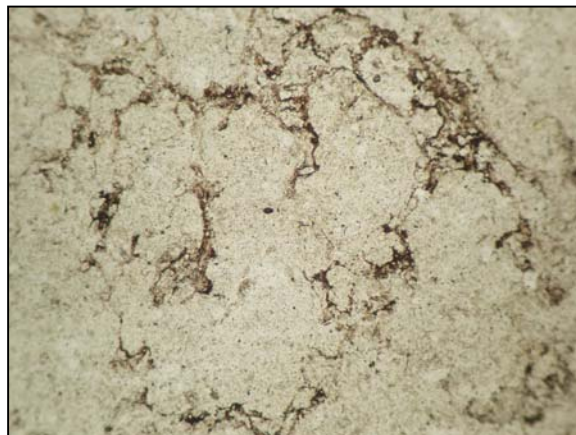


Photo 6.3 : présence de nodules et de fer à leur périphérie (lame mince de l'échantillon Ea428)

On remarque également la présence de nodulisation, avec agrégats (photo 6.3). Cela indique forcément une activité de la pédogenèse dans ces sols, car la formation d'agglomérats ne peut avoir lieu que dans ces conditions de structuration des sédiments. De plus, le fer se trouve à la périphérie de ces agrégats, ce qui confirme que le dépôt du fer appartient bien à une phase tardive de la pédogenèse.

Le fait que le fer ait été déposé dans une phase tardive de la pédogenèse, alors que le calcium et le manganèse ont été déposés avant, pourrait expliquer la surprenante anticorrélation entre le fer et le manganèse. En effet, comme l'a montré le graphique de la figure 6.5, les maxima de concentration du fer se retrouvent en général dans les couches lie-de-vin, là où la couleur rouge est la plus importante, alors que pour le manganèse et le calcium par contre, ces maxima se retrouvent généralement juste en dessous des maxima du fer, là où les horizons ont une couleur rouge moins prononcée. On pourrait alors imaginer que les carbonates, contenant en partie le calcium et le manganèse, aient pu être lixiviés et reprécipités lors des émergences, dans la période située entre leur dépôt et le dépôt du fer. Ils auraient été ensuite en dessous de la limite supérieure de la nappe d'eau lors de la solubilisation et de la précipitation du fer, et le manganèse n'a alors pas réagi comme le fer, ne subissant pas les variations du potentiel redox au même moment.

On remarque également des formes pouvant être interprétées comme des traces de pédoturbation créées soit par des racines, soit par des animaux fouisseurs. La calcite secondaire présente une couleur sale, ce qui montre bien qu'elle a été reprécipité avec des apports de silts et peut-être même de manganèse, lors de la redistribution des carbonates.

Echantillon **Ea422** (voir figures 6.10 pour sa localisation) :

Les sédiments de cette lame sont plus grossiers, avec une plus grande quantité de minéraux accessoires. Il s'agit d'un dépôt sédimentaire *sensu stricto*. Les micas et le quartz sont présents en grande quantité. Cet échantillon se trouve en effet dans une partie moins colorée de la marnière et se trouve dans le groupe 2 ("flot sédimentaire continu") de la figure 6.9.

Comme on s'y attendait, la pédogenèse y est beaucoup moins avancée, même si la redistribution de carbonate y est importante, avec une matrice imprégnée. On trouve également des carbonates détritiques.

La couleur brune présente dans la lame indique la présence d'oxydes et d'argiles. La redistribution du fer est également visible à certains endroits. Des glosses, formations purement chimiques sont en effet visibles. Il s'agit d'alternances de brun clair et foncé (photo 6.4). Ces alternances ayant lieu sans changement de la matrice, elles prouvent la migration du fer à l'intérieur du sédiment, avec des concentrations plus ou moins importantes d'oxydes de fer.

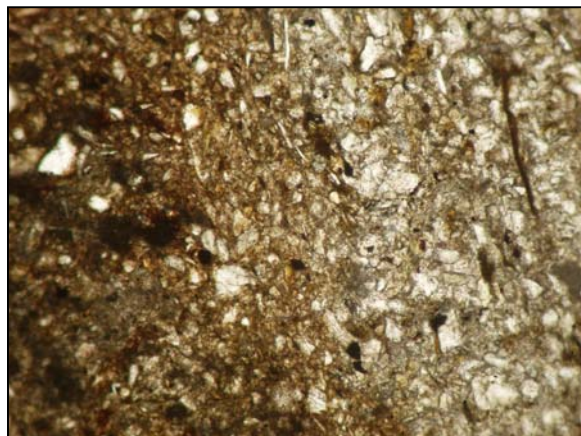


Photo 6.4 : formation de glosses indiquant des différences de concentration du fer (lame mince de l'échantillon Ea422) dues à une migration.

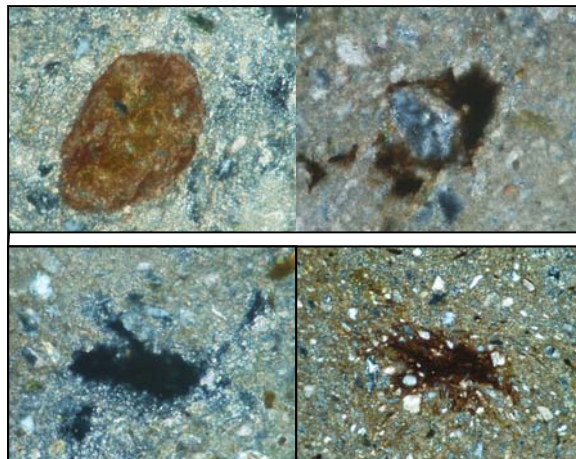


Photo 6.5 : imprégnations d'oxydes de fer et de carbonates à proximité de trous et fentes (lame mince de l'échantillon Ea426).

Echantillon **Ea426** (voir figure 6.10 pour la localisation):

Des traces de fer sont présentes un peu partout sur la lame mince, et on remarque une imprégnation de carbonates autour des fentes (carbonates secondaires ; calcitanes). Cependant, ces traces de pédogenèse ne sont pas homogènes dans toute la lame.

On remarque également la présence de quartz auréolé (photo 6.5). Lorsque l'eau est partie du sol (sol ressuyé), il reste de l'eau entre les quartz et les silts. Lorsque l'eau s'évapore, la calcite précipite tout autour du quartz, formant des auréoles. Cela indique la présence d'une phase d'assèchement temporaire durant la phase dominée par la dynamique du manganèse et du calcium, et confirme ainsi la chronologie et les interprétations proposées plus haut grâce à l'analyse géochimique. Cet échantillon se trouve en effet dans le groupe 1 de la figure 6.9, là où la sédimentation marque un arrêt et où l'assèchement est potentiellement important.

On trouve également des minéraux carbonatés ressemblant à de la calcite, mais avec des stries anormales et des traces de dissolution. On peut interpréter ces minéraux accessoires comme de l'ankérite.

Les sédiments de la marnière d'Eclépens ont été déposés dans la partie alluviale la plus distale des grands fans alpins, sur une plaine ayant un relief très faible et une granulométrie fine (figure 6.12).

L'échantillon Ea428 a été déposé dans une partie très distale, avec la présence d'éléments fins. Cet endroit n'était recouvert que lors d'inondations et la pédogenèse a alors pu se développer de façon efficace. L'échantillon Ea422 se trouve lui plus proche du chenal.

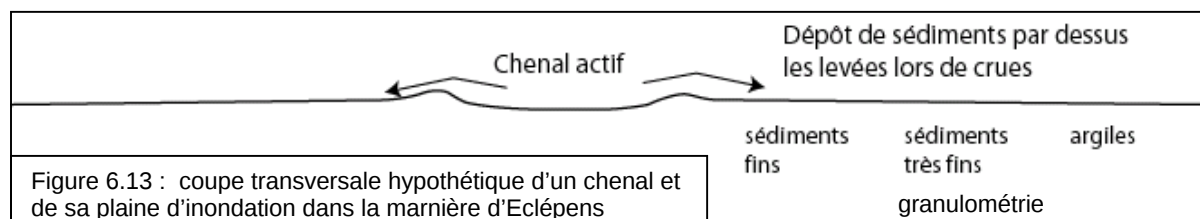


Figure 6.13 : coupe transversale hypothétique d'un chenal et de sa plaine d'inondation dans la marnière d'Eclépens

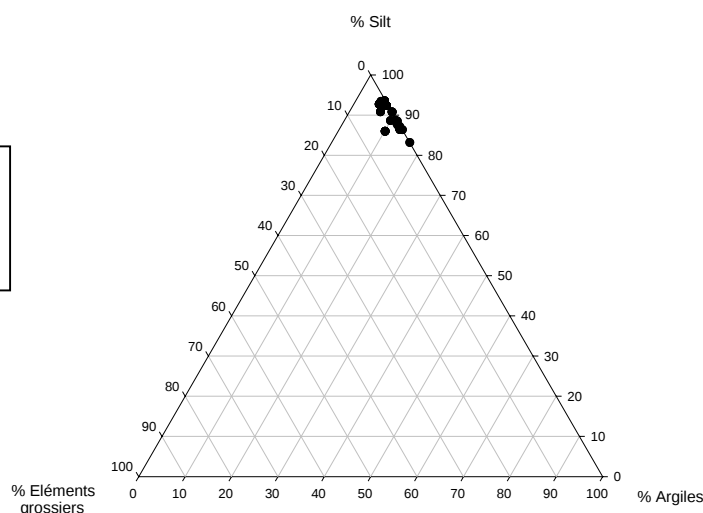
La pente d'un tel système sédimentaire étant faible, la vitesse de l'eau est moindre. De plus, le travail de terrain a montré que les chenaux étaient très étalés et ont donc un rayon hydraulique important. La puissance d'érosion d'un tel système est donc très faible. Les chenaux remplissent donc progressivement les terrains alentours et si une dépression se forme, ils changent alors leur cours. C'est la **divagation fluviale**. Lorsqu'un chenal change de lit, les différentes parties de la plaine d'inondation subissent alternativement une arrivée de sédiments plus grossiers ou de sédiments plus fins, des inondations répétées ou plus rares, permettant une mauvaise ou une bonne développement de la pédogenèse. Associé à d'autres éléments externes comme le climat (périodes plus sèches ou plus humides), ce phénomène a permis la création des différentes séquences à paléosols, ainsi que les cyclicités décrites plus haut.

C'est ainsi que l'échantillon Ea422, plus près du chenal, a subi un apport détritique d'éléments plus "grossiers" plus marqué que l'échantillon Ea428, plus haut sur le profil (= au même endroit géographique), et qui se compose d'une plus grande quantité de sédiments très fins. Le chenal a donc migré entre le dépôt de ces deux échantillons. Étant plus proche du chenal, l'échantillon Ea422 a été plus souvent inondé que l'échantillon Ea428, et la pédogenèse a eu moins de temps pour se développer. L'échantillon a par contre été immergé durant de plus longues périodes et la pédogenèse à pseudogley y est nettement plus avancée.

6.3 Apports de l'étude de la granulométrie :

Comme on l'a vu plus haut, les dépôts de la marnière d'Eclépens ont été déposés dans une partie très distale. Seuls des sédiments relativement fins ont donc pu parvenir jusqu'à cet endroit, la plaine d'inondation étant de plus très plate et la vitesse du courant sûrement assez faible. La granulométrie des sédiments de cette marnière est également influencée, comme on vient de le voir, par la divagation fluviale.

Figure 6.14 : diagramme ternaire %d'argiles, de silt et d'éléments grossiers (sables + graviers) du profil Ea4 de la marnière d'Eclépens



On ne s'étonnera donc pas dans ce contexte, que l'analyse granulométrique montre une très forte domination des sédiments fins dans les dépôts de la marnière, avec en moyenne, pour le profil Ea4, de 5 à 15% d'argiles, de 80 à 95% de silts et seulement 0 à 5% d'éléments grossiers (sables + graviers) (annexe VIII). Le diagramme ternaire ci-dessous (figure 6.14), montre d'ailleurs très clairement la prédominance des silts.

Indices granulométriques et P.S.D plot :

Les quartiles, ainsi que différents déciles et centiles ont été calculés pour la courbe granulométrique de chaque échantillon afin de déterminer différents indices granulométriques. Les indices choisis dans le cadre de ce travail sont les suivants (annexe XIV) :

- la distance inter-quartiles (H) ;
- l'écart standard graphique (σ_G) ;
- l'écart graphique global standard (σ_I) ;
- l'asymétrie (S_{KI}) ;
- la kurtose (K_G), qui mesure la dispersion autour d'un pic gaussien ;
- la moyenne graphique (M_G)

On remarque tout d'abord une certaine uniformité des valeurs de haut en bas du profil Ea4. Le mode graphique (Q50) est par exemple très stable et compris la plupart du temps entre 7 et 7.5 ϕ . On remarque cependant quelques exceptions, notamment pour les échantillons Ea430 et Ea431. Cette exception est également présente pour la distance inter-quartiles, beaucoup plus importante pour ces deux échantillons. La kurtose est relativement stable autour d'une gaussienne. Les valeurs sont en effet comprises entre 0.85 et 1.20, avec une majorité d'entre elles proche de 1. La sédimentation est donc "relativement" constante tout au long du profil, et ne témoignent que d'une seule population statistique.

Le P.S.D plot (Particle Size Distribution plot) permet de mieux visualiser la répartition des particules sur toute la hauteur du profil. Cette représentation graphique met en évidence certains processus de sédimentation et leurs variations dans les paléoenvironnements (Beierle, 2002).

La figure 6.15 montre une distribution granulométrique unimodale de taille 8 ϕ des sédiments sur toute la hauteur du profil. Les grains sont donc bien triés, ce qui n'est pas très étonnant puisque l'on se trouve dans une partie très distale du bassin versant (plaine d'épandage), avec uniquement des particules fines. Ce profil est en outre composé exclusivement de marnes, sans aucun banc de grès. On remarque cependant des variations plus ou moins importante de la kurtose, formant une sorte de cyclicité pouvant être mise en partie en parallèle avec celle observée grâce aux analyses géochimiques.

L'arrivée des horizons de couleur rouge (phase 4 et 5, figure 6.9) est souvent accompagnée d'un passage d'une courbe plutôt platikurtique à une courbe leptokurtique. La partie intermédiaire (phases 2 et 3 de la figure 6.9) présente une alternance de courbe platikurtique (plutôt pour la phase 2) et leptokurtique (plutôt dans le cas de la phase 3). En effet, comme le montre la figure 6.15 (flèches), les horizons à couleur lie de vin se rencontrent toujours lors d'une diminution de la granulométrie (cycle de sédimentation normal, du plus grossier vers le plus fin), preuve d'une sédimentation et d'une arrivée d'eau diminuant progressivement. Les sols peuvent alors être progressivement ressuyés et la pédogenèse devenir plus active. On remarque ensuite une cassure et un cycle de sédimentation inverse (du plus fin vers le plus grossier), preuve d'une sédimentation accrue et d'une arrivée d'eau plus active. Cela forme une sorte de cyclicité bien visible sur la figure 6.15, formé d'augmentations et de diminutions de la granulométrie entrecoupées de "cassures" dans la sédimentation.

Une particularité intéressante est celle des échantillons Ea430 et Ea431, avec un changement très prononcé dans la sédimentation. On y remarque en effet, outre une courbe plutôt platikurtique, un décalage vers des sédiments légèrement plus grossiers. Cette arrivée, indiquant peut-être un événement comme une inondation ou un débordement, pourrait avoir permis la fossilisation du paléosol se trouvant juste au-dessous (échantillon Ea 428). Les horizons de couleur rouge sont en effet toujours "scellés" par des sédiments ayant une courbe plutôt leptokurtique (phase 3, figure 6.9), sauf dans le cas des échantillon Ea430 et Ea431 où la courbe est plutôt platikurtique, et décalée vers des sédiments plus grossiers.

On retrouve donc la cyclicité évoquée lors de l'interprétation de l'analyse géochimique dans l'analyse granulométrique du profil Ea4 :

- alternance de courbes granulométriques leptokurtique et platikurtique dans les horizons peu colorés ;
 - courbes granulométriques plati- à leptokurtique dans les horizons de couleur rouge ;
- alternance de courbes granulométriques leptokurtiques et platikurtiques.

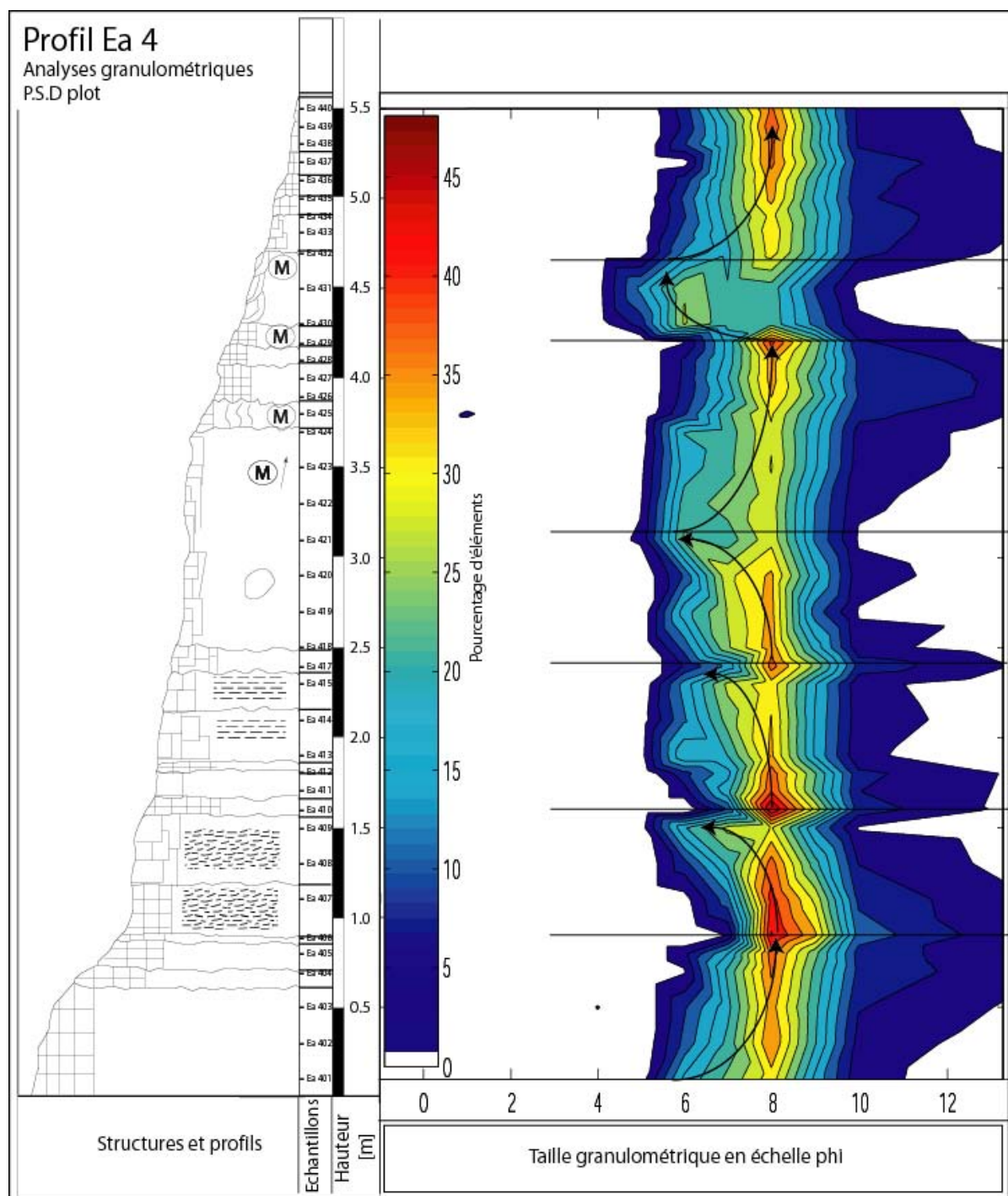


Figure 6.15 : Diagramme de la répartition des particules en fonction de leur taille granulométrique dans les sédiments du profil Ea4 de la marnière d'Eclépens (P.S.D plot). A comparer également avec les figures 6.9 et 6.10.

Les zones plutôt leptokurtiques pourraient indiquer des phases plus calmes, à sédimentation bien triée, et les zones platikurtiques des phases plus turbulentes, avec une sédimentation plus variable. Ces dernières précèdent la formation des paléosols ; on peut imaginer que, dans certains cas, la sédimentation diminue avant la formation de ces derniers, qui se développent alors dans une phase d'émersion, là où la pédogenèse peut être active. Ils sont ensuite fossilisés grâce à l'arrivée d'une plus grande quantité de sédiments. Cela confirme la cyclicité proposée au chapitre 6.1, puisque les remises en eau sont bien accompagnées d'une augmentation du détritisme et de dépôts de sédiments plus grossiers riches en fer. Dans les phases 2 et 3 de la figure 6.9, l'alternance des périodes plus sèches et plus humides est trop rapide pour permettre une bonne pédogenèse et la formation de paléosols.

6.4 Analyse minéralogique de la fraction argileuse :

Comme nous l'avons déjà vu plus haut, la formation des minéraux argileux dans un sol est fonction de la température annuelle moyenne, de la saisonnalité, du type de roche mère, de la topographie, ainsi que du temps disponible pour la maturation des sols.

L'argile dominante des sédiments de la marnière d'Eclépens est la chlorite, puisqu'elle représente environ 20 à 50 % de la fraction argileuse, avec une moyenne de 30% environ. On trouve également une grande quantité de micas, comprise entre 20 et 50%. Les micas et la chlorite représentent à eux deux entre 30 et 70% de la fraction argileuse (annexes XI/XII). La smectite est également présente en grande quantité, avec un pourcentage relatif de 5 à 55% dans la fraction inférieure à 2 microns, et montre donc une variabilité plus grande (annexe XI). On trouve également de la kaolinite (de 3 à 12%) qui reste assez stable dans les différents profils, des interstratifiés (1 à 15%), de la serpentine (surtout dans la fraction 2-16 μ m) et de la goéthite (annexes XI/XII). La fraction comprise entre 2 et 16 microns montre également la présence de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases de sodium (annexe XII).

La déconvolution des différents pics a montré la présence de différentes sortes de serpentines et de chlorites. La présence de certaines serpentines prouve en outre l'origine alpine, plus précisément des nappes les plus internes, des sédiments de la marnière d'Eclépens.

Les argiles peuvent également être très utiles lors de l'étude du climat. La chlorite et les micas sont par exemple caractéristiques des endroits présentant un relief important où l'on observe souvent une forte altération mécanique. Des températures annuelles fraîches et des précipitations annuelles basses empêchent une altération chimique intense et favorisent également la formation d'illite, de chlorite et d'interstratifiés. Elles représentent donc une arrivée de matériel frais, détritique.

La kaolinite et la smectite sont en général le produit d'une intense altération chimique. La kaolinite se forme préférentiellement sous des conditions climatiques tropicales à subtropicale. La smectite se forme sous des climats subtropicaux et tempérés avec une saisonnalité distincte alternant des périodes humides et sèches. Durant la saison humide, la solution de cations est activée, alors que durant la saison sèche, la formation de précipités est meilleure. Ainsi, une région mal drainée avec un relief modeste favorise la formation de smectite (Becker, 2003). La smectite peut également être reprise à partir d'autres vertisols en amont et resédimentés plus en aval.

Il faudra cependant faire attention aux problèmes posés par la diagenèse et les processus pédogénétiques qui peuvent modifier la composition minéralogique des paléosols.

Le profil Ec1 est caractérisé par la présence d'un chenal plus gréseux au-dessus des marnes. Dans ce dernier, le pourcentage de phyllosilicates diminue, alors que la quantité de plagioclases sodiques augmente. La fraction argileuse y est moins importante que dans le reste de la coupe. Le pourcentage relatif de smectite est plus faible dans ce profil (5-25%) que dans les profils se trouvant dans le bas de la marnière, alors que la chlorite et les micas représentent de 60 à 80% de la fraction argileuse (annexe XV). Les sédiments de ce profil ont donc dû se déposer dans un environnement mieux drainé que les profils suivants, puisque l'apport de matériel frais (détritique) y est plus important. Les températures annuelles devaient alors être plus basse, et l'air assez sec, afin d'inhiber l'altération chimique de ces minéraux. Cela correspond aux observations faites par Becker (2003, voir plus bas).

Dans le profil Ea2, la chlorite et les micas représentent encore plus de 40-45% de la fraction argileuse. Le pourcentage de smectite est par contre plus important que dans le profil Ec1 (15-45%). On peut donc imaginer que la région était alors moins bien drainée, et les saisons plus contrastées (Becker 2003). La smectite diminue cependant dans les horizons de couleur rouge. Une pédogenèse plus importante favorise l'attaque acide de la smectite qui pourrait être progressivement détruite. Une plus forte pédogenèse est également marquée par une plus grande quantité d'interstratifiés. Leur concentration n'est cependant pas très élevée dans les différents profils (annexe XVI).

Le profil Ea3 montre une baisse importante du pourcentage de smectite (~35% dans le 1^{er} horizon, < 15% dans les deux suivants). Il faut dire que le 2^{ème} et le 3^{ème} horizon sont très fortement pédogénésés et ce sur une épaisseur importante (environ 1m). La smectite a donc dû y être attaquée. Les micas et la chlorite représentent quant à eux plus de 55-60% de la fraction argileuse (annexe XVII).

Les sédiments du profil Ea4 contiennent une grande quantité de smectite. Cette concentration diminue cependant très fortement dans les horizons rougeâtres plus pédogénésés, où elle a dû être altérée. Comme dans le profil Ea2, les interstratifiés sont plus présents dans les horizons de paléosols, et donc anticorrélés avec la smectite. Les micas et la chlorite représentent quant à eux plus de 40% de la fraction argileuse (annexe XVIII).

Le profil Ea5, comme le profil Ec1, est caractérisé par la présence d'un chenal où la proportion de phyllosilicates diminue. En plus de l'augmentation des plagioclases sodiques, on remarque également une augmentation importante de la quantité de serpentine (jusqu'à 20% de la fraction argileuse du chenal) à cet endroit. La proportion de smectite est également beaucoup moins importante que dans les autres profils et la quantité importante de micas, surtout de chlorite, indique une arrivée importante de matériel plus frais (annexe XIX).

Mis à part quelques perturbations dues à la pédogenèse et à l'arrivée de chenaux, la proportion des différents minéraux argileux, et donc le contexte sédimentaire, reste assez stable d'un profil à l'autre de la marnière d'Eclépens. De plus, l'apport important de chlorite, micas et smectites est caractéristique du démantèlement des massifs alpin et des sédiments formant la molasse.

Une étude importante de la minéralogie de la molasse a été réalisée par Becker (2003), lors de sa thèse. Comme Becker (2003), nous trouvons une grande quantité de micas, chlorite et smectite dans les sédiments étudiés autour de MP 28/29 (Chattien ; voir Fig 1.1).

Ses interprétations sur les paléoclimats et paléoenvironnements sont les suivantes : vers MP28 = bas de la marnière), les formations des marnes bariolées s.l passent d'un réseau fluvial bien drainé à un système mal drainé avec l'apparition de petit lacs (on observe en effet, l'apparition des calcaires et marnes gris à gypse dans le haut de la marnière). Les grandes quantités de smectite trouvées ci-dessus doivent donc bien indiquer l'apparition d'un environnement moins bien drainé. La grande quantité de micas et chlorite indique une forte

altération dans les Alpes, ainsi que des températures assez basses et un air sec inhibant l'altération chimique de ces minéraux. La présence de smectite, sûrement issue de matériaux alpins et de vertisols déposés plus haut et remaniés indiquent des contrastes saisonniers (c'est-à-dire des périodes sèches alternant avec des périodes humides, ce qui fonctionne bien avec la cyclicité proposée ci-dessus lors des différentes analyses). Becker remarque à MP28 une diminution de la température et un assèchement. Or, on trouve bien des preuves d'assèchement dans les précédentes interprétations. Des figures de "slike and side" ont en outre pu être observées lors du travail de terrain. MP29 (= haut de la marnière) selon lui est marqué par une baisse des températures et de l'humidité (=assèchement, c'est-à-dire possibilité de pédogenèse, les sols étant plus longtemps émergés), et donc d'un climat plus sec.

Le taux de matière organique a également été estimé sur quelques échantillons d'une séquence de paléosol du profil Ea4 grâce à des pertes au feu à 450°C. Les résultats, pour les cinq échantillons analysés, représentant les différents types d'horizons, sont :

- Ea420 : 1.36% de matière organique ;
- Ea422 : 1.07% de matière organique ;
- Ea426 : 1.70% de matière organique ;
- Ea427 : 2.38% de matière organique ;
- Ea428 : 2.37% de matière organique.



7. Conclusions

Les différentes analyses minéralogiques, géochimiques et granulométriques réalisées sur les sédiments de la marnière d'Eclépens ont permis de mieux comprendre l'évolution des paléosols présents et de reconstituer les paléoenvironnements dans lesquels les sédiments de cette marnière se sont déposés. Différentes phases de sédimentation, altération, assèchement, pédogenèse, et battements des nappes d'eau ont ainsi pu être déterminées au sein d'un même profil.

Les analyses, effectuées en particulier sur le profil Ea4, montrent la présence d'une cyclicité dans la sédimentation et la pédogenèse de la marnière. Or, cette cyclicité correspond aux différentes séquences de paléosols.

Il y a tout d'abord dépôt de sédiments fins formant la S-matrix, formant une première phase de sédimentation. Lors de l'émersion, des paléosols se forment à partir des carbonates déposés lors de cette première phase de sédimentation. Des fentes se forment également dans les sédiments sous l'effet de l'assèchement et de l'activité biologique.

Cette première phase de pédogenèse est dominée par la dynamique du calcium. Les lames minces montrent en effet une accumulation de CaCO_3 par précipitation le long des fentes présentes dans les sédiments.

L'arrivée des carbonates doit également correspondre à l'arrivée du manganèse dans les sédiments. Celui-ci est en effet très bien corrélé avec le calcium et le pôle "carbonates détritiques". Il doit également participer à cette première phase de pédogenèse. Le manganèse pourrait être arrivé dans les sédiments avec les carbonates détritiques grâce à l'ankérite. L'ankérite peut être une source potentielle de manganèse qui peut y être substitué au fer ou au magnésium. Cette ankérite a dû ensuite être rapidement altérée et libérer le calcium et le manganèse. L'ankérite présente aujourd'hui dans les sédiments peut principalement être d'origine diagénétique.

Cette première partie de sédimentation et d'altération est principalement représentée par les horizons de couleur jaune-vert (2.5Y 4 à 6/4, 5Y 3 à 5/3, 5YR 4 à 6/4), et forme une sorte de "flot continu" où il est difficile de distinguer les changements dus à la pédogenèse. Il doit en effet s'agir d'une succession de phases de sédimentation/émersion trop rapides, variables et mélangées pour que l'on puisse distinguer diverses caractéristiques. La présence d'un certain degré de pédogenèse est cependant montrée grâce à la formation, par exemple, de nodules carbonatés.

Les phases successives de sédimentation ont cependant dû être entrecoupées de phases d'assèchements permettant la mise en place de la dynamique du calcium, en témoignent les échantillons Ea425 et Ea426 (figure 6.9). Ces échantillons forment en effet un groupe à part. Ils se trouvent à la base d'un paléosol rouge. Ces sédiments présentent de fortes concentrations en calcium et manganèse, peut-être lixiviés depuis le haut, ainsi que de nombreuses traces d'assèchement comme des quartz auréolés de calcite et des calcitanes. Ce groupe doit être le résultat d'un ralentissement de l'activité du bassin, avec une subsidence ralentie et une baisse relative des nappes d'eau entraînant une phase d'assèchement.

Cet événement ne se retrouve cependant pas dans tous les cycles. En effet, les cycles "sédimentation, altération" des carbonates et précipitation secondaire de la calcite lors de la formation des sols devaient être trop rapides le reste du temps et se télescoper, formant une sorte de flot continu. Des traces d'assèchement sont cependant visibles sur toutes les lames minces étudiées.

La granulométrie des sédiments de la marnière d'Eclépens reste très homogène, et montre une nette domination de la fraction silteuse, avec une moyenne de 80 à 95% de silts.

Combinée au fait que la plupart des chenaux sont assez larges et peu profonds, avec une granulométrie relativement fine, ce résultat indique que les sédiments de la marnière d'Eclépens ont été déposés dans une zone très distale du bassin versant, dans une région très plate où devait divaguer une rivière à chenaux anastomosés.

Même si la granulométrie varie peu dans les marnes, la création d'un "P.S.D. plot" a permis de montrer, dans les couches peu colorées, plusieurs cycles de sédimentation inverse, avec un décalage vers des sédiments plus grossiers. L'étude des lames minces montre en effet la présence d'une deuxième phase de sédimentation, composée d'éléments plus grossiers. Des cassures sont observées au haut de ces cycles de sédimentation inverse, avec un retour à des éléments plus fins.

Les remises en eau semblent donc être accompagnées d'une augmentation du détritisme et du dépôt d'éléments. Elles correspondent également à l'arrivée du fer dans les sédiments. En effet, les éléments grossiers remplissent les fentes et y facilitent la circulation de l'eau, et donc la mobilisation du fer en relation avec les nappes d'eau. Le fer montre en outre, sur les lames minces, une plus grande concentration aux alentours des fentes et autres cavités.

Le fer semble donc lié à une deuxième phase de sédimentation. En effet, sur certaines lames minces, il a été observé à la périphérie de nodules, montrant bien que le dépôt du fer appartient bien à une phase tardive de la pédogenèse. Le fer est relativement bien corrélé avec l'aluminium, le potassium et le titane. Ensemble, ils forment un pôle détritique, principalement corrélé et tiré par les phyllosilicates. On trouve en effet un excès de fer entre les feuillets de ces derniers. Le fer n'est donc que remobilisé localement à l'échelle du profil. La formation de glosses le confirme.

Le fait que le manganèse et le fer doivent appartenir à des phases de sédimentation /pédogenèse différentes explique la surprenante anticorrélation observée entre ces deux éléments. En effet, dans le contexte de fluctuation des nappes d'eau entraînant des changements dans l'oxygénation et la chimie des sols en fonction de leur assèchement ou de leur inondation dans lequel nous nous trouvons, une relation entre le fer et le manganèse serait attendue. Si la source de ces deux éléments était identique, ils auraient réagi de la même façon aux changements des conditions redox qui ont affecté les paléosols de la marnière et ils seraient aujourd'hui sûrement corrélés.

A l'approche des séquences de paléosols et de l'apparition de la couleur lie-de-vin, la granulométrie diminue progressivement (cycle de sédimentation normale), preuve d'une sédimentation et d'une arrivée d'eau diminuant progressivement. Les sols peuvent alors être progressivement ressuyés et la pédogenèse être plus active. La deuxième phase de pédogenèse est dominée par la dynamique du fer. Lors du rabattement des nappes d'eau et de l'oxydation des profils, le fer mobilisé se dépose en bordure des fentes et cavités et diffuse un peu partout dans la porosité de la matrice, jusqu'à l'intérieur des sédiments fins. Cela donne la couleur rouge lie-de-vin aux paléosols. Une preuve de la diffusion du fer est la présence de glosses sur certaines lames minces.

Le passage à une couleur plus rougeâtre se fait progressivement, au fur et à mesure de l'augmentation de la dynamique de pédogenèse. La couleur Munsell, tout d'abord de 2.5YR 4/4 ou 6/6, arrive finalement à une couleur rouge très prononcée de 10R 3/3.

L'analyse des échantillons de ces horizons lie-de-vin a montré qu'ils n'étaient pas tout à fait centrés sur la dynamique du fer, mais légèrement décalés en direction du pôle détritique pur formé par la silice et le sodium. Ces deux éléments sont très fortement tirés par le quartz et les plagioclases sodiques, mais également parfois par les feldspaths alcalins, qui forment eux aussi le pôle détritique "pur". Ces minéraux se retrouvent cependant parfois séparés sur les cercles de corrélation des différents profils, laissant supposer un apport de deux bassins versants potentiellement différents, principalement dans les sédiments du bas de la marnière.

Cela montre évidemment que le système présente de nombreuses exceptions et variations, et qu'il n'est donc pas si simple que cela.

Les paléosols sont ensuite scellés par l'arrivée de sédiments devenant plus grossiers, preuve d'une nouvelle augmentation de la sédimentation et de l'arrivée d'eau. La pédogenèse est alors arrêtée et le cycle recommence.

Cette cyclicité est influencée d'une part par la divagation fluviale, d'autre part par les variations saisonnières et climatiques.

La divagation fluviale va en effet influencer la distance entre les chenaux et les différents profils. Un échantillon proche du chenal aura une plus grande quantité d'éléments plus grossiers. Il sera également plus souvent immergé, et la pédogenèse aura peu de temps pour s'y développer. A l'inverse, un échantillon plus éloigné du chenal contiendra une plus grande quantité de sédiments fins, sera plus souvent émergé, et la pédogenèse aura plus de temps pour s'y développer. En fonction de la divagation des chenaux, la distance entre les profils et ces derniers variera et la pédogenèse aura plus ou moins de temps pour se développer. La granulométrie changera également et une certaine cyclicité pourra se former.

Les changements saisonniers et climatiques ont pu être étudiés grâce à la minéralogie de la fraction argileuse. Celle-ci montre tout d'abord une nette domination de la chlorite et des micas, principalement dans les profils du bas de la marnière, représentant à cet endroit 60 à 80% de la fraction argileuse. Ceux-ci indiquent une altération mécanique importante dans les massifs alpins, ainsi que des températures assez basses et un air sec, inhibant l'altération chimique de ces minéraux. Le plateau devait alors être bien drainé.

Dans le haut de la marnière, le pourcentage relatif de la smectite, également présente dans le bas de la marnière (5-25%), devient de plus en plus important. Pour atteindre un maximum de 45% de la fraction argileuse ($< 2\mu\text{m}$). La chlorite et les micas représentent alors environ 40% de la fraction. Cette grande quantité de smectite indique l'arrivée d'un climat à forts contrastes saisonniers (c'est-à-dire des périodes plus sèches alternant avec des périodes plus humides), ce qui fonctionne bien avec la cyclicité proposée ci-dessus. Les smectites se retrouvent également dans des régions moins bien drainées, avec un relief modeste.

Le pourcentage relatif de smectite diminue dans les horizons de couleur lie-de-vin. Cette diminution est accompagnée d'une augmentation des interstratifiés, preuve d'une pédogenèse favorisant l'attaque acide de la smectite, qui est progressivement détruite.

Cette étude a donc permis de mieux comprendre la mise en place et l'évolution des paléosols de la marnière d'Eclépens. Plusieurs aspects auraient également pu être abordés lors de ce travail, notamment afin de donner un "axe temps" aux différents cycles. Il aurait également été intéressant de pouvoir déterminer le taux de subsidence dans le bassin. Une étude des minéraux lourds a aussi été envisagée. Une recherche des différentes faunes aurait également permis de pouvoir estimer l'âge des différents profils et de mieux déterminer les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales en vigueur lors du dépôt des sédiments et de l'évolution des paléosols de la marnière d'Eclépens. Un futur travail pourra peut-être permettre de donner des réponses à ces questions et d'affiner la compréhension des différents phénomènes ayant conduit à la formation de paléosols. Cette étude a cependant déjà permis de mieux comprendre la dynamique de cette marnière et fournit des résultats inédits.

En conclusion, on trouve donc plusieurs phases dans l'évolution des paléosols de la marnière d'Eclépens, avec :

1. une 1^{ère} phase de sédimentation apportant entre autre les carbonates ;
2. une 1^{er} phase de pédogenèse dominée par la dynamique du calcium lors de l'assèchement et du ressuyage des sols ;
3. une 2^{ème} phase de sédimentation à passé détritique amenant entre autre le fer ;
4. une 2^{ème} phase de pédogenèse dominée par la dynamique du fer provenant de la goethite et des phyllosilicates, réalisée grâce aux battements des nappes d'eau.

Il s'agit donc de sols polycycliques et polyphasés.

Lors d'une exposition prolongée, la pédogenèse (dominée par la dynamique du fer ou du calcium) pourra bien se développer et différents horizons et séquences pourront se former. En conséquence, les périodes de forte sédimentation verront des horizons de couleur jaune-vert se développer, alors que les périodes d'assèchement seront accompagnées de la formation d'horizons de couleur lie-de-vin.

Le caractère pédogénétique de ces formations a également pu être démontré grâce à cette dynamique de mise en place, ainsi que par la présence de nodules et autres figures pédologiques.

On se trouve donc dans un contexte fluvial de rivière à chenaux anastomosés, dans une région très distale et très plate du versant, avec des sédiments très fins. Le climat était passablement aride, avec de forts contrastes saisonniers et une baisse des températures. Tous ces facteurs, ajoutés à ceux cités ci-dessus, ont ainsi permis la formation de paléosols à partir de la charge fine des rivières dans les plaines d'inondation.

8. Bibliographie :

- Adatte T., 2005, cours BENEFR1 clay-minerals sedimentology, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel
- Allan J.D., 1995, *Stream Ecology*, édition Chapman et Hall, London
- Atkins P. et Jones L, 1998, *Chimie, molécules, matières, métamorphoses*, éditions DeBoeck Université
- Baize D., 1988, *Guide des analyses en pédologie*, INRA, Lavoisier Tec et Doc, 172 p.
- Becker D., 2003, *Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène) : apport des Rhinocerotidea (Mammalia) et des minéraux argileux*, Geofocus 9, Thèse Université de Fribourg
- Beierle B. D., Lamoureux S.F., Cochburn J.M.H. and Spoorer L., 2002, *A new method for visualizing sediment particle size and distributions*, Journal of Paleolimnology 27
- Berger J.-P., 1989, *Paleogeographic evolution of the Swiss Molasse basin : a short view*, *Geologica carpathica*
- Berger J.-P. et Weidmann M., 1992-1995, données non publiées
- Berger J.-P., 1996, *Cartes paléogéographiques - palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur - Miocène moyen)*, N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh
- Berger J.-P., 2003, cours BENEFR1 d'introduction au bassin molassique, Institut de Géologie, Université de Fribourg
- Berger J.-P. et al., 2005a, *Tertiary stratigraphic chart of the Upper Rhine Graben and the Swiss Molasse Basin*
- Berger J.-P. et al., 2005b, *Paleogeography of the Swiss Molasse basin and the URG from Late Eocene to Pliocene*
- Bersier A., 1958, *Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne*, *Eclogae Helvetica* n°
- Bersier A., 1958, *Séquences détritiques et divagations fluviales*, *Eclogae Helvetica* n°
- Burkhard M., 2001, cours de Géologie régionale, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel
- Campy M. et Macaire J.-J, 2003, *Géologie de la surface ; Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, éditions Dunod
- Chalumeau L., 2003, *Etude stratigraphique de la séquence sédimentaire du site archéologique de Marin – Les Piécettes*, Diplôme, Université de Neuchâtel, 94p
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1975, *Rock-forming minerals vol.5 Non-Silicates*, Editions Longman, 371 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1980, *An introduction to the rock-forming minerals*, Editions Longman, 528 p.
- Duchaufour P., 1964, *Précis de pédologie*, éditions Masson, Paris
- Freytet P., Plaziat J.-C., 1982, *Contribution to Sedimentology n°12, Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of South France*, edited by Purser B. H.
- Gobat J.-M., 2002, cour de pédologie générale, laboratoire d'écologie végétale, Université de Neuchâtel

- Gobat J.-M., Aragno M., Matthey W., 2003, *Le Sol vivant*, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne
- Jordi H. A., 1995, *carte géologique de la Suisse, feuille n°1203 Yverdon-les-Bains*, Service hydrologique et géologique national
- Kissling D., 1974, *L'oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse, Stratigraphie et aperçu sédimentologique*, Université de Genève, Thèse
- Macherey-Nagel (Products for Analytical Chemistry), Chromatography
- Pansu M., Gautheyrou, 2003, *L'analyse du sol minéralogique, organique et minérale*, p.15 à 63 et 892 à 970, éditions Springer.
- Retallack, 1980, *Soils of the Past ; an introduction to paleopedology*, editions Unwin Hyman (Boston, London)
- Rivière A., 1977, *Méthodes granulométriques, techniques et interprétations*, édition Masson
- Sommaruga A., 1997, *Geology of the central Jura and the Molasse Basin*, Mémoire de la société neuchâteloise des sciences naturelles, Tome XII
- Strunck P., 2001, *The Molasse of Western Switzerland*, Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, 268 p.
- Tardy Y, 1969, *Géochimie des altération, études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*, mem. Serv. Low. 31, 199 p.
- Tardy Y, 1981, *Silice, silicates magnésiens, silicates sodiques et géochimie des paysages arides*. Bull. soc. Géol. France

9. Annexes

Sommaire des annexes :

Annexes I à VII

Modes opératoires

Annexe I	Méthodologies des analyses granulométriques
Annexe II	Décarbonatation et analyse de la fraction argileuse
Annexe III	Mode opératoire de la fusion alcaline
Annexe IV	Mode opératoire de l'analyse par absorption atomique
Annexe V	Analyse des métaux dans les eaux naturelles et dans les roches minéralisées : Méthode AAS en flamme
Annexe VI	Mode opératoire du four à graphite
Annexe VII	Mode opératoire de l'analyse par chromatographie ionique

Annexes VIII à XIV Tableau des résultats

Annexe VIII	Résultats de l'analyse granulométrique
Annexe IX	Indices granulométriques
Annexe X	Résultats de l'analyse minéralogique ; roche totale
Annexe XI	Résultats de l'analyse minéralogique ; argiles fraction <2 microns
Annexe XII	Résultats de l'analyse minéralogique ; argiles fraction 2-16 microns
Annexe XIII	Résultats de l'analyse géochimique ; % éléments
Annexe XIV	Résultats de l'analyse géochimique ; % oxydes

Annexes XV à XX Graphiques

Annexe XV	Profil Ec1 (minéralogie, géochimie)
Annexe XVI	Profil Ea2 (minéralogie)
Annexe XVII	Profil Ea3 (minéralogie)
Annexe XVIII	Profil Ea4 (minéralogie, géochimie, granulométrie)
Annexe XIX	Profil Ea5 (minéralogie)
Annexe XX	Diagrammes ternaires de la fraction argileuse

Annexes XXI à XXII Analyses statistiques

Annexe XXI	Analyses géochimiques
Annexe XXII	Analyses minéralogiques, roche totale

Annexe XXIII Planches 1 à 6

Méthodologies des analyses granulométriques

D'après Chalumeau (2003)

Les deux méthodes d'analyses granulométriques utilisées sont:

- le tamisage qui est fondé sur l'emploi de tamis et d'une vibreuse permettant de séparer les fractions grossières de taille supérieure à 63 microns.
- **l'utilisation d'Oriel qui, par un système de laser, donne le pourcentage des éléments de taille inférieure à 63 microns.**

Mais ces techniques granulométriques ne sont pas directement applicables aux sédiments bruts. Il faut donc les préparer afin d'isoler les particules détritiques insolubles en éliminant le reste. Elles comportent en principe les opérations suivantes.

1) Prélèvement des échantillons :

10 g pour un sédiment argileux fin, 50 g ou plus pour un sédiment très sableux suffisent en général.

2) Elimination des carbonates :

- a. Allumer la hotte de chimie et mettre sa blouse.
- b. Mettre l'échantillon dans un gobelet plastique de 200 ml allant à la centrifugeuse.
- c. Mouiller l'échantillon par un jet d'eau distillée (fiolle jaune ou robinet à pastille blanche).
- d. Ajouter de façon ménagée de l'HCl à 10% (verser progressivement), en vérifiant à la touche de papier pH, que le pH ne tombe pas en dessous de 3 ou 2 (pour réduire au minimum l'attaque des particules argileuses fragiles, cas très rare). Si c'est le cas contrer cette chute par un ajout de quelques gouttes de NaOH.
- e. Porter à ébullition modérée pendant 15 minutes en remuant régulièrement.
- f. Laisser refroidir (il est possible de le passer dans un bain d'eau froide).
- g. Elimination de la solution usée car quand des carbonates sont présents en quantité notable, l'attaque est rapidement freinée par les ions Ca et Mg présents dans la solution, même en présence d'un grand excès d'acide. Pour ce, centrifuger la solution usée pendant 5 min à 3000 tr/min, mais attention car la centrifugeuse à 8 gobelets bleus est très délicate et ne supporte pas qu'il y ait une différence de plus de 1/10 gramme entre les gobelets pour passer le cap des 870-890 t/min. Il faut donc peser flacons et gobelets, et si problème s'asseoir dessus pour la stabiliser en phase d'accélération. La régler à 5 min au minuteur, 20°C, 3000 tr/min, et appuyer sur start.
- h. Après les 5 min, sortir les flacons en plastique.
- i. Aspirer le liquide clair surnageant à l'aide de la pompe à vide, attention à ne pas perdre de matériel (il doit rester coller au fond et l'eau doit être limpide).
- j. 2^{ème} attaque : recommencer les phases d à i.

3) Rinçage :

- a. Disperser le culot dans de l'eau distillée : pour cela remplir à moitié le flacon, le boucher (les bouchons sont à disposition sur l'étagère de la table centrale) et agiter énergiquement.
 - b. Compléter jusqu'au trait supérieur toujours avec de l'eau distillée, repeser et de nouveau centrifuger (5 min à 3000 tr/min).
 - c. Aspirer le liquide clair à l'aide de la pompe à vide.
- Le processus est répété jusqu'au début de défloculation (souvent après avoir effectué 2 fois cette manipulation, le liquide surnageant est blanchâtre) et l'obtention d'un pH neutre (vérifier au papier pH), ce qui correspond à l'élimination apparente des carbonates (absence de Ca dans le liquide centrifugé contrôlée à l'oxalate d'ammonium en solution neutre). L'élimination totale des ions Cl⁻, contrôlable au nitrate d'argent n'est pas absolument nécessaire.

4) Elimination de la matière organique :

On doit ensuite éliminer les matières organiques et en particulier les composés humiques, dont l'absorption par les particules argileuses peut modifier profondément les propriétés physiques (taille des particules, propriétés de suspension,...).

- a. Transvaser le matériel dans un bûcher et se mettre sous la hotte.
- b. Disperser le culot de centrifugation précédemment obtenu dans environ 100 ml d'eau oxygénée à 15%. Porter la solution à un pH compris entre 8 et 8.5 à l'aide d'une solution de NaOH décinormale ou d'ammoniaque au 1/10 versée goutte à goutte en agitant,.

L'action de l'eau oxygénée se traduit par la formation de mousse (attention aux débordements) due au dégagement de CO₂ et la disparition progressive des teintes foncées des humâtes. Il faut alors éviter tout débordement, ce qui engendre une perte de matériel et fausse l'analyse. Si la mousse risque de déborder, ajouter un jet d'alcool éthylique. L'opération dure généralement plusieurs heures et peut devenir interminable lorsque les matières organiques sont présentes en grande abondance.

- c. La suspension, préalablement agitée est ensuite couverte par un verre de montre et laissée 12 heures (toute une nuit).
- d. Mettre au bain-marie ou sur une plaque chauffante (réglée à une température voisine de 50°C, de manière à ne pas produire d'ébullition,) afin d'accélérer la réaction et rajouter de petites doses (5 ml) d'eau oxygénée à 35% jusqu'à absence de réaction (la réaction est stoppée au bout d'une semaine).
- e. Porter à ébullition pour évacuer l'excédant d'eau oxygénée.
- f. Laisser refroidir.
- g. Transvaser dans les gobelets de 200 ml.
- h. Ajouter de l'eau distillée et centrifuger (voir point 3).
- i. Aspirer le liquide clair surnageant.

5) Pesage des échantillons :

- a. Peser des coupelles propres et sèches en marquant le nom des échantillons.
- b. Verser les échantillons traités dans les coupelles.
- c. Mettre à l'étuve.
- d. Une fois sec, peser coupelles plus échantillons.

6) Dispersion et défloculation :

- a. Mettre les échantillons dans un bûcher.
- b. Réhydrater l'échantillon avec de l'eau distillée.
- c. Mettre l'échantillon en suspension par agitation (à la main).
- d. Ajouter 20 ml d'une solution défloculante d'hexamétaphosphate de Na (Calgon) à 40 g/l (une bouteille de cette solution préparée se trouve sous la hotte à gauche en rentrant dans la pièce) à l'aide d'une pipette.
- e. Boucher le bûcher à l'aide d'un verre de montre.
- f. Mettre un poisson magnétique dans le bûcher, le mettre sur l'agitateur rotatif et le laisser tourner pendant 17 heures (en le mettant à 16h il est prêt vers 9h le lendemain matin).

La suspension est alors prête à être tamisée.

7) Tamisage :

- a. Vérifier si tous les tamis sont en bon état et propres (sinon les nettoyer à l'aide d'une brosse et d'un pic pour les mailles les plus importantes).
- b. Les tamis de maille 63 µm, 125 µm, 250 µm, 500 µm, 1 mm, 2 mm, 4 mm et 8 mm sont emboîtés et forment ainsi une colonne de mailles décroissantes de haut en bas.
- c. Positionner la tamiseuse vibrante sur la table en verre et la brancher.
- d. Raccorder le tuyau du couvercle à un robinet d'eau.

- e. Positionner sur la tamiseuse l'élément inférieur à fond plein qui permettra de récupérer les particules qui traverseront la colonne de tamis.
- f. Emboîter la colonne de tamis dans l'élément plein.
- g. Disposer un bac propre et assez grand dans l'évier.
- h. Faire arriver le tuyau du dernier élément dans le bac.
- i. Disposer l'échantillon dans le premier tamis, mettre le couvercle et, par la même occasion, l'arrivée d'eau en place (bien serrer car il permet de maintenir la colonne en place, de serrer les tamis afin d'éviter toute fuite). L'apport d'eau facilite l'entraînement des particules argileuses.
- j. Ouvrir l'arrivée d'eau et mettre en marche la tamiseuse avec une vitesse de vibration moyenne de 50 et ce, pendant approximativement 10 min (l'eau sortant de la colonne devant être propre).
- k. Pendant ce temps, préparer des coupelles pour chaque tamis en y indiquant le numéro de l'échantillon ainsi que la taille des mailles du tamis et les peser. Préparer aussi deux flacons en indiquant sur le flacon et le couvercle : le nom de l'échantillon ainsi que <63.
- l. Dès que l'eau sortant de la colonne est propre, arrêter la vibreuse, couper l'arrivée d'eau et enlever le couvercle.
- m. Nettoyer les grains retenus par les tamis à l'aide d'un pinceau à poils souples et d'un jet de pipette tout en restant au dessus de la colonne.
- n. Récupérer dans les coupelles correspondantes ce qui est resté dans les tamis et les mettre à l'étuve.
- o. Les particules ayant franchi le dernier tamis se trouvent dans le bac. Elles sont prélevées dans les petits flacons (préparés en k.) après avoir été remises en suspension par agitation (attention de ne rien renverser). L'analyse par le système Oriel est alors possible. Si elles doivent être stockées, mieux vaut les mettre à l'abri de la lumière et y ajouter une goutte d'alcool, évitant ainsi le développement d'algues mais il est préférable de faire l'analyse tout de suite.
- p. Une fois les coupelles et leur contenu secs, les peser et récupérer le matériel dans de petits sacs bien numérotés afin de pouvoir les stocker en vue d'analyses ultérieures.

8) Oriel :

Ce système par laser mesure la concentration des particules de la solution obtenue en 7.o. pour chaque fraction granulométriques. Pour avoir des résultats plus précis, chaque échantillon sera mesuré 3 fois et ce pendant 160 secondes.

- a. Regrouper tout le matériel nécessaire c'est à dire :
 - une poubelle ;
 - un flacon qui servira de poubelle pour les liquide ;
 - une fiole d'eau ultra pure prise dans la salle E 106 ;
 - un rouleau de papier essuie tout ;
 - les propipettes et leurs embouts (rangés dans le premier tiroir sous la machine) ;
 - une série de fioles plastiques carrées ;
 - un poisson (agitateur rangé avec les embouts des propipettes) ;
 - une chaise.
- b. Préparation du système Oriel :
 - Mettre sous tension l'ordinateur et la machine (multiprise) et allumer l'écran.
 - Taper sous DOS pour entrer dans le système : C:\>CIS1 puis Entrée.
 - Entrer dans le menu F5 (Set parametre)
 - Puis dans F1 : taper dans F3 (Acquis. range) : 0-63, au niveau de F6 (Stirrer speed) : speed 3 et au niveau de F8 (Flash) : Fast. Ressortir de F1 avec Esc.

- Entrer dans le menu F4 (Table ranges), puis tout effacer avec F3 (Delete all ranges, yes), puis F1 (Add range) et rentrer : 0-1 ; 1-2 ; 2-4 ; 4-8 ; 8-16 ; 16-32 ; 32-63 puis taper sur Esc 2 fois pour revenir sous F5.
- Entrer dans le menu F5 (Set repetitive parametre) et entrer les paramètres

suivant :

- * F1 (Acquisition type) : T
- * F2 (Acquisition time) : 372
- * F3 (Number of acq.) : 3
- * F4 (Delay between acq.) : 0
- * F5 (Pause between acq.) : No
- * F6 (Sample name) : nom de l'échantillon.sum
- * F7 (File name) : nom de l'échantillon

Puis sortir en tapant 2 fois Esc.

- Pour les mesures aller dans F10 (Repetitive mode), taper sur n'importe quelle touche afin que la machine se règle (ceci n'est valable que pour la première fois). Elle revient alors sous "Set repetitive parametre". Il faut alors préparer l'échantillon.

c. Préparation de l'échantillon :

- Secouer l'échantillon et s'il a été gardé un moment de côté avant l'analyse le passer 10 seconde aux ultra-sons et le resecouer.
- Prendre une fiole plastique carrée propre et y introduire le poisson en faisant attention au sens : il doit pouvoir tourner sur lui même selon un axe vertical.
- Remplir la fiole plastique carrée d'eau ultra pure jusqu'à 5 mm du dessus à l'aide d'une propipette munie d'un embout et dont on aura cassé le bout afin d'avoir des gouttes plus grosses. Lors de cette opération, il faut faire attention à ne pas former de gouttes sur les bords de la fiole.
- Préparer une deuxième propipette (de la même façon que pour la première).
- Mélanger le flacon de l'échantillon, prélever avec la propipette propre le liquide, attendre 3 secondes, jeter ce qui est dans la partie la plus fine et introduire 3 gouttes maximum dans la fiole plastique carrée préalablement préparée. Si la solution est très concentrée il faut moins de trois gouttes.

d. Mesures :

- Sous "Set repetitive parametre" vérifier le nom de l'échantillon et appuyer sur Ins.
- Insérer la fiole dans la machine en faisant attention au sens si elle a des côtés non lisses puis lancer les mesures en appuyant sur une touche.
- Vérifier que SDU soit entre 2 800 et 3 500, si ce n'est pas le cas arrêter tout en appuyant sur Esc et repréparer la solution et recommencer la mesure en retournant dans F10 ("repetitive mode").
- Quand on a les résultats, sortir du menu en appuyant une fois sur Esc, puis aller dans F4 ("Table") puis dans F6 ("Volume (ranges)"). Pour imprimer appuyer sur P. Puis sortir du menu "Table" avec la touche Esc.

e. Quand on change d'échantillon il faut :

- Retourner dans le menu F10 ("Repetitive mode") pour changer le nom de l'échantillon au niveau de F6 et de F7.
- Préparer le nouvel échantillon avec du matériel propre.

Remarque :

Les fioles plastiques carrées usagées sont mises à l'envers dans la boîte. Pour les nettoyer : les passer sous un jet d'eau distillée et rincer à l'aide d'eau ultra pure avant de les retourner sur une feuille de papier essuie tout.

Décarbonatation et analyse de la fraction argileuse :

Il faut dans un premier temps broyer les échantillons.

Etape 1 : décarbonatation :

1. Allumer la hotte de chimie.
2. Préparer dans la hotte les 8 ballons à 2 cols sur leur support noir.
3. Mettre 3 cc d'échantillon dans les ballons (à l'aide de la cuillère à café et de l'entonnoir) ; entre chaque échantillon nettoyer les ustensiles à l'aide d'un papier ménage.
4. Mouiller l'échantillon avec de l'eau distillée (bouteille jaune en plastique et robinet à pastille blanche)
5. Remplir les flacons en plastique 200 ml d'acide jusqu'au trait supérieur
6. Déclancher le chronomètre pour 24 min.
7. Verser la moitié de l'acide dans les ballons et brancher l'air.
8. Passer chaque échantillon 3 min aux ultra-sons (bac à ultra-sons avec trépied).
9. Après 12 min, verser le reste de l'acide dans les ballons toujours sous l'influence de l'air.
10. Pendant les temps morts, commencer à nettoyer 24 verres de montres. Ils se trouvent dans l'éthanol sur les étagères de la table de travail centrale. Noter au stylo indélébile une série de 12 avec le numéro de l'échantillon et < 2 et une deuxième série de 12 avec le numéro d'échantillon et 2-16. Les poser à l'envers sur la table en pierre avec la face écrite contre la pierre. Il faut écrire sur la face ébréchée pour les verres abîmés ou sur la face lisse pour les verres mats. Les verres ébréchés des deux faces passent directement à la poubelle. Préparer 3x12 petits godets en plastique avec le numéro d'échantillon et <2, 2-16 et total et sur le bouchon.
11. Après les 24 min à l'air et les 3 min aux ultra-sons, les ballons sont vidés. Le résidu soluble est versé dans le flacon en plastique 200 ml et le résidu insoluble passe à l'évier via un seau de décantation.

A ce moment là, on peut déjà rincer à l'eau chaude (2-3 fois) quatre des huit ballons, puis une fois à l'eau distillée, afin de répéter l'"Etape 1 : décarbonatation" points 2 à 11 pour les échantillons 9 à 12.

Etape 2 : lavage de l'acide :

Une fois les échantillons décarbonatés, il faut les laver, par centrifugation.

1. Comme la centrifugeuse à 8 gobelets bleus est très délicate, il faut peser les flacons en plastiques 200 ml avec les gobelets bleus. Au 1/10 de grammes, afin que la centrifugeuse passe le cap des 870-890 t/min. Si problème, s'asseoir dessus pour la tranquilliser en phase d'accélération.
2. Régler le minuteur sur 5 min (20°C, 3000 t/min) et presser le bouton start. Après les 5 min, sortir les flacons en plastique 200 ml, vider l'acide dans l'évier, en faisant attention que le reste reste bien collé au fond. Remplir le flacon en plastique 200 ml à moitié avec de l'eau distillée (robinet à pastille blanche), secouer pour décoller (des bouchons sont dans le tiroir du meuble où sont rangés les gobelets) puis compléter au trait supérieure et repeser au 1/10 de grammes avec les gobelets bleus.
3. Re-centrifuger 5 min à 20 °C et 3000 t/min.
4. Une fois que les 4 derniers échantillons ont passé les 20 min à l'air et 3 min aux ultra-sons chacun, les centrifuger dans la centrifugeuse à 4 gobelets également 2 fois 5 min en appliquant la méthode décrite au point 2.
5. Après les 2 fois 5 min, il faut continuer de laver l'acide des échantillons mais à coup de 10 min, jusqu'à ce que l'échantillon soit trouble (particules en suspension) en sortant de la centrifugeuse. Cela peut aller de 1, 2 à 3 fois 10 min. pendant ce temps préparer 2 fois 6 éprouvettes dans les deux blocs noirs (à disposition sur l'étagère centrale).

6. Quand l'échantillon est trouble, verser le jus trouble dans l'évier, ajouter de l'eau distillée jusqu'au trait inférieur, secouer pour décoller et verser dans l'éprouvette et dans le gobelet en plastique "total".

Etape 3.1 : séparation des fractions < 2 μm

C'est là que commence la phase de séparation des fractions souhaitées, par centrifugation, à l'aide de la centrifugation à 4 gobelets et des éprouvettes dans leur support noir. Il s'agit de centrifuger les échantillons 4 fois 1'28" à 1000 t/min. Pour le lancer (après avoir déclancher le chronomètre pour 1'28"), mettre à fond le *speed control*, puis régler la vitesse sur 1000 t/min. Après les 1'28", mettre sur OFF et à fond sur le *speed control* pour utiliser le frein moteur.

1. Après la première centrifugation, prendre la pipette jaugée de 20 ml, la plonger jusqu'au trait inférieur de l'éprouvette, pomper, remplir le petit gobelet en plastique < 2 et couler les 5 derniers centimètres sur le verre de montre correspondant. Bien rincer la pipette jaugée à l'eau désionisée entre chaque échantillon.
2. Secouer l'éprouvette après l'avoir bouché avec un bouchon en caoutchouc afin de décoller le fond. Compléter avec de l'eau désionisée jusqu'au trait et centrifuger une deuxième fois 1'28".
3. Pomper la moitié supérieure de l'éprouvette avec la pompe à vide en rinçant entre chaque échantillon. Secouer l'éprouvette après l'avoir bouché avec un bouchon en caoutchouc afin de décoller le fond. Compléter avec de l'eau désionisée jusqu'au trait et centrifuger une troisième fois 1'28".
4. Pomper la moitié supérieure de l'éprouvette avec la pompe à vide en rinçant entre chaque échantillon. Secouer l'éprouvette après l'avoir bouché avec un bouchon en caoutchouc afin de décoller le fond. Compléter avec de l'eau désionisée jusqu'au trait et centrifuger une quatrième fois 1'28".
5. Pomper la moitié supérieure de l'éprouvette avec la pompe à vide en rinçant entre chaque échantillon. Secouer l'éprouvette après l'avoir bouché avec un bouchon en caoutchouc afin de décoller le fond. Compléter avec de l'eau désionisée jusqu'au trait supérieur.

Etape 3.2 : séparation des fractions 2-16 μm :

Pour les fractions 2-16 μm , la méthode de séparation est particulière, puisqu'il faudra mettre en suspension toutes les fractions restant dans l'éprouvette et attendre 2'54" avant de pipetter. Après ce laps de temps, les fractions > 16 μm se seront décantées. L'opération se déroule sur 25 min de la façon suivante. Il s'agit de pipetter toutes les minutes paires + 06" et de secouer toutes les minutes impaires rondes. Ainsi :

1. Régler le chronomètre sur 25 min.
2. Secouer la première éprouvette, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus rien de collé au fond.

Au moment de la poser, déclencher le chronomètre.

3. Au temps 24' ne rien faire.
4. Au temps 23' finir de secouer la deuxième éprouvette.
5. Au temps 22'06", pipetter la première éprouvette avec la pipette jaugée, remplir le flacon et couler le verre de montre et rincer la pipette à l'eau désionisée.
6. Au temps 21' finir de secouer la troisième éprouvette.
7. Au temps 20'06", pipetter la deuxième éprouvette avec la pipette jaugée, remplir le flacon et couler le verre de montre et rincer la pipette à l'eau désionisée.

Et ainsi de suite jusqu'à la fin. Au temps 1' il n'y a rien à secouer alors qu'à 0'06" il faut pipetter le dernier échantillon.

Remarque :

Il ne faut pas disposer les verres de montre trop près les uns des autres sur la table en pierre, car il arrive qu'ils débordent. Dans ce cas, pomper avec du papier ménage et recouler à partir du gobelet en plastique. Lorsque les verres de montre sont trop clairs, il faut les recouler à partir du gobelet en plastique. Pour concentrer la solution il faut jeter le surnageant à l'évier avant de pipetter le reste et de la recouler sur le verre.

Mode opératoire de la fusion alcaline :

1. Broyer les échantillons à l'agate.
2. Peser précisément 0.250 ± 0.001 gr de l'échantillon broyé sec dans un des creusets en graphite.
3. Ajouter 0.7 gr de spectroflux (Alfa) constitué de 80% de métaborate de lithium (LiBO_2) et de 20% de tétraborate de lithium ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$).
4. Bien homogénéiser le mélange à l'aide d'une spatule et introduire le tout dans les récipients en carbone.
5. Préchauffer le four de la salle de la scie à 950° , ce qui prend environ une heure. Une fois que cette température est atteinte, ouvrir le four et y introduire les creusets (pour que les creusets ne s'usent pas trop rapidement, inverser leur ordre à chaque fusion, car la température est plus importante au fond du four que vers la porte).
6. La température s'abaissant lorsque le four est ouvert, attendre que celui-ci atteignent de nouveau une température de 950°C . Lorsque celle-ci est atteinte, laisser les préparations durant environ 20 minutes (15 à 30 minutes) à l'intérieur du four.
7. Arrêter le four et laisser les préparations refroidir.
8. Pendant ce temps, préparer des flacons en plastiques de 100 ml.
9. Introduire 30 ml d'eau ultra pure et 5 ml HCl 10% supra pure v/v (à l'aide de la propipette GEA-PM-4 et des embouts blancs) dans les flacons.
10. Lorsque les creusets ont un peu refroidi (c'est-à-dire qu'ils n'ont plus une couleur orange-blanc) et sont donc moins friables, les sortir du four.
11. Décoller les perles de fusion des creusets en graphite et sortir ces derniers des creusets en carbone.
12. Verser les perles de fusion dans les flacons contenant l'eau ultra pure et l'HCl.
13. Rincer les creusets avec 15 ml d'eau ultra pure (pour apporter le volume de liquide à 50 ml, en 2 à 3 fois) et bien décoller les résidus du fond des creusets en graphite à l'aide d'une spatule (surtout dans les bords), afin de récupérer le maximum de matériel.
14. Introduire un poisson dans les flacons en plastique, bien reboucher ces derniers et les placer sous agitation magnétique durant quelques heures (le cas échéant, durant une nuit). Pour dissoudre les perles de fusion plus rapidement, il est possible de placer les flacons durant quelques minutes dans le bac à ultrasons.
15. Bien nettoyer les creusets en graphite, le cas échéant à l'aide d'un goupillon, et bien rincer avec de l'eau chaude puis de l'eau distillée et ultra pure.
16. Introduire un entonnoir dans un ballon jaugé de 100 ml et ajouter un papier filtre en corolle (de 14.5 par exemple). Humidifier le filtre avec de l'eau ultrapure.
17. Verser le contenu des flacons en plastique dans les entonnoirs et bien rincer les flacons plusieurs fois avec de l'eau ultra pure, afin de récupérer tout le matériel.
18. Laisser les préparations jusqu'à ce que les filtres soient bien vides et secs afin que toutes les particules aient pu être filtrées.
19. Verser le contenu du ballon jaugé amené à 100 ml dans des flacons en plastiques de 100 ml et les conserver en chambre froide jusqu'à l'analyse par absorption atomique ou chromatographie ionique.

Mode opératoire de l'analyse par absorption atomique :

Il faut tout d'abord estimer la concentration maximale des 9 éléments majeurs étudiés dans les différents échantillons, ainsi que dans les solutions de 100 ml placées en chambre froide. On obtient, dans notre cas, les concentrations maximales suivantes (estimations) :

Dilution fusion				
Al	max 1-10%	100'000 ppm	→	25 – 250 ppm
Ca	max 30%	300'000 ppm	→	750 ppm
Fe	max 10 %	100'000 ppm	→	250 ppm
K	max 5 %	50'000 ppm	→	125 ppm
Mg	max 1 %	10'000 ppm	→	25 ppm
Mn	max 5%	50'000 ppm	→	125 ppm
Na	max 1%	10'000 ppm	→	25 ppm
Si	max 40%	400'000 ppm	→	1'000 ppm
Ti	max 0.5%	5'000 ppm	→	12.5 ppm

→ dilution fusion : $\frac{100g}{0.25g} = 400 \text{ ppm}$

Calculs des concentrations pour l'absorption atomique en mode flamme :

Fe, K, Mg et Na:

Dans notre cas, nous utiliserons les standards suivants pour Fe, K, Mg et Na (pris ensemble, car les rapports entre les dilutions sont les mêmes à partir de la solution "stock") préparés à partir de la solution stock :

	Blanc	std1	std2	std3	std4	Stock	
Fe	0	1	2.5	5	7.5	25	mg/l
K	0	1	2.5	5	7.5	25	mg/l
Mg	0	1	2.5	5	7.5	25	mg/l
Na	0	0.2	0.5	1	1.5	5	mg/l

Il faut donc tout d'abord préparer une solution stock en introduisant les volumes suivant des différentes solutions standards à 1000 mg/l de Fe, K, Mg, Na dans un ballon jaugé de 50 ml :

Fe : 1.25 ml K : 1.25 ml Mg : 1.25 ml Na : 250 µl

On diluera ensuite la solution stock par un facteur de 3.33 pour le std4, de 5 pour le std3, de 10 pour le std2 et de 25 pour le std 1.

On pipètera donc les volumes suivants de la solution stock pour chaque standard :

Std 4 :	50ml/3.33	=	15 ml
Std 3 :	50ml/5	=	10 ml
Std 2 :	50ml/10	=	5 ml
Std 1 :	50ml/25	=	2 ml

On y ajoute ensuite 0.5 ml de HCl et de l'eau ultrapure jusqu'à obtenir un volume de 50 ml. Les échantillons devant être dilués d'un facteur 25, pour que la concentration se trouvent dans la gamme de la droite d'étalonnage, on pipètera 2 ml de l'échantillon et on complètera jusqu'à 50 ml avec une solution d'eau ultrapure et de HCl (10 mg d'HCl par litre d'eau, afin que les standards et les échantillons contiennent environ les mêmes concentrations de HCl) (cependant, seulement 47.5 ml d'eau on été ajoutés, aucune pipete ne permettant d'ajouter 48 ml).

Mn :

Dans le cas de Mn, les standards utilisés seront les suivants :

	Blanc	std1	std2	std3	std4	Stock	
Mn	0	1	2.5	5	7.5	50	mg/l

Il faut donc tout d'abord préparer une solution stock en introduisant les volumes suivant des différentes solutions standards à 1000 mg/l de Mn, K dans un ballon jaugé de 50 ml :

Mn : 2.5 ml

On diluera ensuite la solution stock par un facteur de 6.66 pour le std4, de 10 pour le std3, de 20 pour le std2 et de 50 pour le std 1.

On pipetera donc les volumes suivants de la solution stock pour chaque standard :

Std 4 : 50ml/6.66 = 7.5 ml

Std 3 : 50ml/10 = 5 ml

Std 2 : 50ml/20 = 2.5 ml

Std 1 : 50ml/50 = 1 ml

Pour déterminer le pourcentage de Mn dans les échantillons, ceux-ci sont analysés sans dilution supplémentaire.

Lors de l'analyse, on utilisera donc les standards suivants, ainsi que les longueurs d'onde pour les lampes et les sensibilités suivantes :

élément	Std1	Std2	Std3	Std4	Wavelength (nm)	Slit (nm)	Relative Noise	Sensitivity (mg/l)	Sensitivity Check (mg/l)	Linear Range (mg/l)
Al	20	50	100	150	309.4	0.7	1.0	1.1	50.0	100.0
Ca	100	250	500	1000	239.9	0.7	14.0	13.0	600.0	800.0
Fe	2	5	10	15	302.1	0.2	0.46	0.40	20.0	10
K	2	4	10	20	769.9	1.4	1.4	0.083	4.0	20.0
Mg	1	2	5	10	202.6	0.7	3.9	0.19	9.0	10.0
Mn	1	2.5	5	7.5	280.1	0.2	0.88	0.11	5.0	5.0
Na	0.2	0.5	1	1.5	589.0	0.4	1.0	0.012	0.50	1.0
Si	20	50	100	150	251.6	0.2	1.0	2.1	100.0	150.0
Ti	2	5	10	14	364.3	0.2	1.0	1.8	80.0	100.0

Calculs des concentrations pour l'analyse au four à graphite :

Al, Si et Ti ont été analysés à l'aide du four à graphite. Dans notre cas, nous utilisons les standards suivants pour Al, Si et Ti préparés à partir de la solution stock :

	Blanc	std1	std2	std3	std4	Stock	
Al	0	0.02	0.05	0.10	0.15	5.0	mg/l
Si	0	0.20	0.50	1.00	1.50	5.0	mg/l
Ti	0	0.20	0.50	1.00	1.50	5.0	mg/l

Il faut donc tout d'abord préparer une solution stock en introduisant les volumes suivant des différentes solutions standards à 1000 mg/l de Al, Si, Ti dans un ballon jaugé de 50 ml :

Al : 0.25 ml Si : 0.25 ml Ti : 0.25 ml

On diluera ensuite la solution stock par un facteur de 33.3 pour le std4, de 50 pour le std3, de 100 pour le std2 et de 250 pour le std 1 lors de la préparation des standards de Al. On pipetera donc les volumes suivants de la solution stock pour chaque standard :

Std 4 : 50ml/33.3 = 1.5 ml

Std 3 : 50ml/50 = 1.0 ml

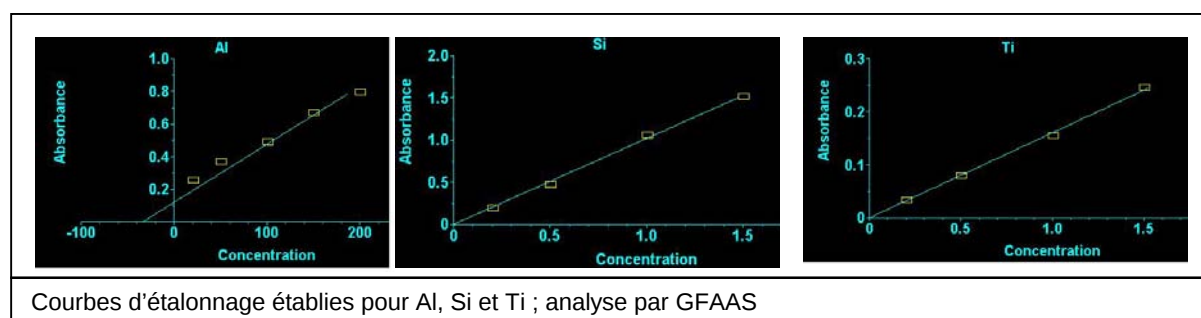
Std 2 : 50ml/100 = 0.5 ml

Std 1 : 50ml/250 = 0.2 ml

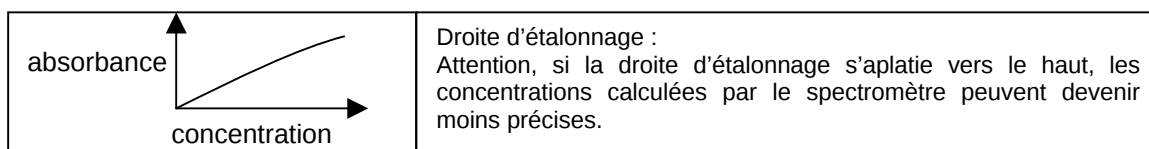
On diluera ensuite la solution stock par un facteur de 3.33 pour le std4, de 5 pour le std3, de 10 pour le std2 et de 25 pour le std 1 lors de la préparation des standards de Si et Ti. On pipetera donc les volumes suivants de la solution stock pour chaque standard :

Std 4 :	50ml/3.33	=	15 ml
Std 3 :	50ml/5	=	10 ml
Std 2 :	50ml/10	=	5 ml
Std 1 :	50ml/25	=	2 ml

On y ajoute ensuite, dans le cas de Al et Ti, 0.5 ml de HCl et de l'eau ultrapure jusqu'à obtenir un volume de 50 ml. Les échantillons doivent être dilués d'un facteur 500 pour Al et Si et d'un facteur 10 pour Ti, pour que la concentration se trouve dans la gamme de la droite d'étalonnage. Lors de l'analyse de Al et Ti, les échantillons sont également réacidifiés. La dilution des échantillons a été effectuée à l'aide d'un diluteur automatique. 0.5 ml de HCl 10% supra pure v/v ont ensuite été ajoutés dans les échantillons dilués pour les analyses de Al et Ti.



Une fois la droite d'étalonnage déterminée, les échantillons peuvent être analysés. Tous les dix échantillons, les concentrations des standards et des blancs seront refaites afin de contrôler la constance de l'appareil. Chaque échantillon est analysé trois fois de suite afin d'obtenir des résultats statistiquement plus robustes.



Analyses des métaux (Sr, Fe, Mn, Ca, Na, K, Mg etc.) dans les eaux naturelles et dans les roches minéralisées: Méthode SAA en flamme

préparé par:

Philipp Steinmann

1. Sommaire de la méthode

1.1. Description

Les éléments tels que le Sr, Fe, Mn, Ca, Na, K, Mg, Al, etc. peuvent être analysés dans des eaux naturelles, des solutions concentrées.

La solution à analyser est aspirée, puis elle passe à travers une flamme où elle est atomisée. On mesure l'absorbance d'une longueur d'onde spécifique pour un élément. La concentration est proportionnelle à l'absorption.

1.2. Limite de détection

1.3. Gamme de concentration et précision

2. Précautions et sécurité

2.1. Personnels

Toujours arrêter la flamme et fermer les vannes de gaz

2.2. Appareillage

2.3. Prélèvement et stockage des échantillons

Les échantillons sont filtrés puis stockés dans la chambre froide.
(Pour le strontium, les échantillons sont acidifiés avec HNO₃).

2.4. Qualification de l'opérateur

Laborantin en chimie

2.5. Interférences chimiques

Bien agiter les tubes après dilution (sinon les acides plus denses restent au fond du tube)

3. Appareils et matériels

3.1. Appareils

Spectrophotomètre atomique (5100)
avec brûleur air-acétylène (large)
ou brûleur protoxyde d'azote-acétylène

Micropipettes SOCOREX, pour la préparation des standards.

Ballons jaugés : Merck
Pipettes pasteurs : Milian
Godets plastiques : Semadeni
Godets en PP 30 ml : Droguerie Schneitter

3.2. solutions

4. Procédure d'analyse

4.1. Positionnement des lampes

Installer les lampes avant d'allumer l'appareil !

Pour utiliser la flamme les lampes doivent être installées de façon à ce que la lumière soit envoyée vers la gauche.

Pour utiliser le four à graphite, les lampes doivent envoyer la lumière vers la droite.

Tourner le bouton noir derrière les lampes sur la technique désirée ("AA" pour la flamme et "ICP/ZAA" pour le four à graphite).

4.2. allumage

- Contrôler le drain (grande bouteille sous la table).
- Allumer l'appareil (Spectrophotomètre atomique 5100 PC).
- Ouvrir les gaz (air, acétylène) vannes "Luft" et "C2H2" vers le mur et la bouteille d'acétylène dans l'armoire au couloir, ouvrir le clapet de ventilation et mettre la ventilation de la chapelle à côté en marche (ventilation pos. 2, "GV" s'allume).



- Cliquer sur **AA WinLab Analyst** (s'ouvre 2 fois, cliquer sur "fermer" pour arrêter la deuxième copie).

cliquer



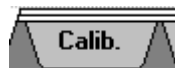
- Choisir la technique (flame ou fournaie) sous **Technique...** (tourner aussi le bouton noir derrière les lampes sur la technique désirée "AA" pour la flamme et "ICP/ZAA" pour le four à graphite).



- Choisir la méthode: cliquer **Method...** (méthode Fe, Mn, Sr...), contrôler la concentration



(et la position) des standards sous



- Cliquer sur icône **WkSpace** et choisir p.e. "manual"



- Choisir la lampe et contrôler l'énergie (align. Lamps).
- Noter l'énergie dans le fichier « carnet SAA » (fichier Excel sur le bureau).



- **SmplInfo** Samp info : introduire la liste des échantillons (Tous les 10 échantillons, insérer les 3 standards, un duplicat du premier échantillon et un blanc en tant qu'échantillons) et sauvegarder (File/Save/Sample Info File).



4.3. analyser

- ouvrir le clapet de ventilation et mettre la ventilation de la chapelle à côté en marche (ventilation pos. 2, "GV"s'allume).

- allumer la flamme  puis  . Attendre 10 minutes que la flamme se stabilise avant de commencer les analyses.

- Activer la fenêtre "manual analysis" en cliquant sur:  .
- Vérifier que sous "Sample information file" le bon fichier soit sélectionné.
- **Vérifier que sous "Result Data Set Name" un fichier soit indiqué et que l'option "save data" soit cochée!**
Si tel n'est pas le cas : « browse », puis noter le nom du fichier sous « Result Name ».
- Commencer les mesures par le blanc  (un autozero va être fait automatiquement).
- Analyser les standards avec  .
- ... et puis les échantillons (devinez avec quel bouton)!
- remesurer les standards comme échantillons à la fin.

4.4. Calibration

Les standards sont faits à partir des standards Merck à 1000 mg/l.

La calibration se fait avec un blanc et 3 standards : la concentration dépend de l'élément analysé.

Conc. du std3 = 2 x conc. du std2

Conc. du std2 = 3 x conc. du std1

N.B. Le blanc et les standards doivent avoir la même matrice que les échantillons.

Pour l'analyse du strontium, la courbe de calibration des standards acidifiés est meilleure que celle des standards non-acidifiés.

4.5. Arrêter

Eteindre la flamme, puis le spectromètre.

Remplir les informations demandées dans le « carnet SAA ».

Fermer le software, le clapet de ventilation et mettre la ventilation sur position 1.

Eteindre l'ordinateur et l'écran.

Détendre les tuyaux du passeur des échantillons.

Fermer le gaz (vers le mur et bouteilles dans l'armoire du couloir).

4.6. Calculs

- Pour ouvrir les résultats sur Excel: cliquer "Winlab reformat".
- Sous "open design", choisir "gea". (Caractéristiques de "gea": Sample : user dilution et calibration units; Mean : conc. in calibration, net signal, RSD, data et time ; Repl : net signal et 5.)
- Sous "Data Set Name", cliquer "browse" pour chercher le fichier.
- Pour les options : reformat design, introduire le nom du fichier dans lequel on veut sauver les résultats (C:\Auser\reports\), prn, TAB.
- "Save results"

4.7. Rapports

Vérification des résultats:

La courbe de calibration est-elle bonne?

Les standards et les duplicats (mesurés comme échantillons) sont-ils bons? Ils ne doivent pas différer de plus de 5%.

Les échantillons sont-ils dans la gamme de la courbe d'étalonnage?

Les RSD sont-ils bons? (<3%) sinon éliminer un éventuel "outlier" ou remesurer. S'ils sont compris entre 3 et 5% → corrections linéaires.

4.8. Stockage des résultats

Les résultats sont directement calculés en fonction de l'absorbance obtenue par le logiciel. Les résultats sont stockés dans l'ordinateur, chaque série a un numéro et ce numéro correspond au numéro d'identité pour le logiciel.

4.9. Dépannage

Configuration (passeur des échantillons etc.) : Démarrer/Programmes/Perkin-Elmer 5100 WinLab/Reconfigure

5. **Contrôle de qualité**

5.1. instrument check

5.2. control samples - blank

Tous les 10 échantillons un duplicat.

Tous les standards et le blanc sont remesurés à la fin comme échantillons.

Pour des longues séries, tous les standards et le blanc doivent être repassé comme échantillons régulièrement (éventuellement faire une recalibration).

5.3. essais interlaboratoires

Il est prévu de faire 1 test interlaboratoire par année.

Références

Mode opératoire four à graphite (GEA) :

Procédure d'analyse

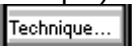
Mise en marche

- Ouvrir le gaz et l'eau
- Allumer l'appareil dans l'ordre
→ Spectrophotomètre 5100 → Zeeman 5100 → four HGA-600.
- Contrôler le niveau du liquide de rinçage (5 mL HNO₃ par L) et le niveau du « waste »

- Double-Clic sur **AA winlab Analyst**



(s'ouvre 2 fois, cliquer sur "fermer" pour la deuxième copie)

- Choisir la technique (flame ou fourneau) sous 
(tourner aussi le bouton noir derrière les lampes sur la technique désirée "AA" pour la flamme et "ICP/ZAA" pour le four à graphite).

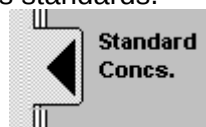
Nettoyage et contrôle du four

- Ouvrir le four en appuyant sur le bouton noir « Furnace » (situé sur l'unité HGA-600)
- Retirer la cuve et contrôler son état d'usure
- Démonter et nettoyer les fenêtres du four à l'aide d'un chiffon imbibé d'alcool
- Nettoyer les cônes à l'aide d'un Q-tips ou d'un chiffon
- Introduire la cuve et la positionner à l'aide du guide en plastique
- Refermer le four en appuyant sur le bouton noir « FURNACE » (le guide permet de positionner la cuve correctement ; ne pas oublier de retirer le guide !)

Choix des méthodes et contrôles

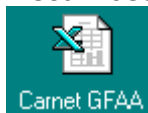
- Icon **Wk Space**  :choisir « auto.frn »

- Ouvrir la méthode désirée en cliquant sur 
- contrôler la concentration des standards.



Si la méthode est modifiée il faut enregistrer sous "File/Save/Methode..."

- **Lamps**  : choisir la lampe; régler l'alignement si nécessaire ; cliquer « set midscale » ; noter l'énergie dans le carnet (l'icône se trouve sur le bureau



- Activer la fenêtre **Furnace**



- Cliquer sur **align tip**  et contrôler l'ajustement de l'injecteur (position et profondeur de pénétration dans le four et les tubes; ca. 1 mm au-dessus la plateforme) puis cliquer à nouveau sur **align tip**
- Cliquer **flush sampler** pour purger les seringues
- Si la cuve est neuve, il faut la conditionner en cliquant sur l'icône « Condition Tube » () du fenêtre « Furnace » ().
- Cliquer sur **furnace on/off** (calibration de température)
répéter l'opération jusqu'à disparition d'un signal spécifique de plus de 0.003 unités d'absorbance. (On peut sauter les étapes de séchage et de calcination par « go to next step »)
- Fermer la fenêtre **Furnace**
- **Samp info**  : introduire la liste des échantillons
enregistrer le fichier "File/Save/Sample Info File..."

Etallonnage

Les Standards sont fait à partir des standards Merck à 1000 mg/l, diluée avec le diluteur (méthodes DLL) en ajoutant chaque fois un aliquot d'un acide concentré (HCl ou HNO₃ selon la matrice de l'échantillon)

Calibration : se fait avec un blanc et 3 standards : la concentration dépend de l'élément analysé.

Conc. du std3 = 2 x conc. du std2

Conc. du std2 = 3 x conc. du std1

N.B. Le blanc et les standards doivent avoir la même matrice que les échantillons.

Calculs

- Pour ouvrir les résultats sur excel : cliquer "Winlab reformat" , **open**
- **design** : GEA
- browse (chercher le fichier).
- Pour les options : reformat design, introduire le nom du fichier dans lequel on veut sauver les résultats (C:\Auser\reports\), prn,TAB.
- Aller sur Sample : choisir user dilution et calibration units
- Aller sur Mean : choisir conc. in calibration, net signal, RSD, date et time.
- Aller sur Repl : choisir net signal et 5.
- Save résultats

Analyse granulométrique par Tamisage (< 63 microns) et par Oriel (< 63 microns) :															
n° échantillon	Hauteur [m]	poids total [g]	% poids												
			0 à 1 mm	1 à 2 mm	2 à 4 mm	4 à 8 mm	8 à 16 mm	16 à 32 mm	32 à 63 mm	63 à 125 mm	125 à 250 mm	250 à 500 mm	500 mm à 1 mm	1 à 2 mm	2 à 4 mm
EA 401	0.1	24.13	1.66	4.23	16.11	32.53	24.75	17.94	1.30	1.33	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 402	0.3	23.67	1.80	5.44	20.86	37.58	21.48	11.23	0.00	1.52	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 403	0.5	26.42	3.12	7.05	21.34	35.61	19.33	9.65	0.00	3.56	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 404	0.7	24.37	4.85	9.21	22.91	38.03	21.36	2.94	0.00	0.62	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 405	0.8	24.80	4.60	8.59	24.96	39.15	16.93	5.63	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 406	0.9	22.99	4.60	12.26	34.83	44.72	3.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 407	1.1	23.30	4.32	9.35	29.86	42.31	12.24	1.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 408	1.3	24.58	2.51	6.72	21.82	39.14	20.96	8.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 409	1.5	24.51	1.96	3.09	13.65	30.94	28.42	20.12	1.54	0.24	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 410	1.6	23.78	2.85	8.65	30.06	48.12	10.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 411	1.7	24.30	3.07	6.89	23.22	40.76	19.45	5.18	0.00	0.18	0.10	0.10	0.03	0.17	0.85
EA 412	1.8	23.50	3.27	7.72	24.26	39.59	15.77	9.07	0.00	0.27	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00
EA 413	1.9	24.04	1.47	3.91	16.49	34.69	20.56	20.50	1.81	0.28	0.02	0.01	0.00	0.00	0.27
EA 414	2.1	24.24	1.98	4.74	16.81	34.32	25.41	13.07	1.20	2.37	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00
EA 415	2.3	25.61	1.59	4.24	17.40	32.80	28.22	15.04	0.00	0.65	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 417	2.4	23.97	3.62	9.05	26.64	39.32	14.11	7.06	0.00	0.11	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00
EA 418	2.5	24.19	1.89	4.34	19.10	36.20	26.77	11.45	0.00	0.08	0.02	0.01	0.01	0.02	0.13
EA 419	2.7	24.08	2.80	3.18	11.84	35.31	27.58	18.91	0.00	0.13	0.02	0.01	0.02	0.02	0.19
EA 420	2.9	22.89	1.58	4.63	18.32	34.82	29.82	10.61	0.00	0.20	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
EA 421	3.1	24.26	1.14	3.01	13.19	29.64	21.98	24.48	3.99	1.60	0.09	0.01	0.01	0.02	0.83
EA 422	3.3	23.96	1.62	3.92	13.69	29.11	25.38	22.18	3.02	1.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 423	3.5	24.1	2.16	5.05	17.56	30.99	22.80	18.71	2.29	0.42	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 424	3.7	24.21	2.16	5.54	18.09	30.19	22.15	20.58	0.91	0.36	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 425	3.8	24.2	3.61	8.01	19.48	31.13	23.25	9.61	0.00	0.25	0.04	0.03	4.15	0.07	0.36
EA 426	3.9	22.57	5.96	10.02	23.48	34.27	18.29	7.87	0.00	0.07	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
EA 427	4.0	22.79	6.12	9.30	21.47	35.49	20.18	7.35	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 428	4.1	24.39	4.93	9.46	24.00	35.58	18.46	7.30	0.00	0.25	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00
EA 429	4.2	22.5	2.29	7.31	26.17	42.30	18.13	3.12	0.00	0.63	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 430	4.3	23.59	1.56	3.97	12.37	22.73	21.58	27.66	8.32	1.69	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 431	4.5	23.23	0.64	2.50	10.01	22.24	20.63	27.22	14.45	2.16	0.14	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 432	4.7	23.32	2.98	7.75	20.52	32.38	19.65	13.97	1.31	1.12	0.06	0.01	0.00	0.07	0.19
EA 433	4.8	23.05	3.73	8.34	20.48	33.09	20.79	11.65	1.47	0.38	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00
EA 434	4.9	25.37	4.34	8.66	21.37	31.73	22.20	9.79	1.41	0.31	0.04	0.01	0.00	0.05	0.09
EA 435	5.0	24.17	3.50	7.32	19.78	35.26	23.10	10.88	0.00	0.11	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 436	5.1	24.92	3.67	7.87	21.07	35.95	22.59	8.47	0.00	0.28	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00
EA 437	5.2	23.71	4.14	9.02	24.61	38.49	21.44	1.83	0.00	0.41	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00
EA 438	5.3	22.52	2.70	6.31	22.21	38.46	20.25	9.99	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
EA 439	5.4	22.16	2.56	6.02	22.94	40.44	20.53	7.47	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
EA 440	5.5	22.58	2.34	5.80	20.64	38.24	24.41	8.53	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00

Résultats granulométrie					
n° échantillon	Hauteur	% Argiles	% Silt	% Sable	% Graviers
EA 401	0.1	5.89	92.62	1.49	0.00
EA 402	0.3	7.24	91.14	1.61	0.00
EA 403	0.5	10.18	85.92	3.90	0.00
EA 404	0.7	14.05	85.24	0.70	0.00
EA 405	0.8	13.19	86.68	0.12	0.00
EA 406	0.9	16.86	83.13	0.00	0.00
EA 407	1.1	13.67	86.33	0.00	0.00
EA 408	1.3	9.23	90.77	0.00	0.00
EA 409	1.5	5.06	94.67	0.29	0.00
EA 410	1.6	11.50	88.51	0.00	0.00
EA 411	1.7	9.96	88.61	0.58	0.85
EA 412	1.8	10.98	88.69	0.32	0.00
EA 413	1.9	5.38	94.05	0.31	0.27
EA 414	2.1	6.72	90.81	2.47	0.00
EA 415	2.3	5.83	93.47	0.69	0.00
EA 417	2.4	12.68	87.13	0.19	0.00
EA 418	2.5	6.22	93.52	0.13	0.13
EA 419	2.7	5.98	93.65	0.20	0.19
EA 420	2.9	6.21	93.56	0.23	0.00
EA 421	3.1	4.15	93.28	1.73	0.83
EA 422	3.3	5.54	93.38	1.08	0.00
EA 423	3.5	7.21	92.35	0.44	0.00
EA 424	3.7	7.70	91.91	0.38	0.00
EA 425	3.8	11.62	83.47	4.54	0.36
EA 426	3.9	15.98	83.92	0.11	0.00
EA 427	4.0	15.42	84.50	0.08	0.00
EA 428	4.1	14.39	85.33	0.29	0.00
EA 429	4.2	9.60	89.72	0.69	0.00
EA 430	4.3	5.53	92.67	1.80	0.00
EA 431	4.5	3.15	94.55	2.31	0.00
EA 432	4.7	10.72	87.82	1.25	0.19
EA 433	4.8	12.08	87.48	0.44	0.00
EA 434	4.9	12.99	86.50	0.42	0.09
EA 435	5.0	10.82	89.02	0.15	0.00
EA 436	5.1	11.53	88.07	0.39	0.00
EA 437	5.2	13.16	86.37	0.47	0.00
EA 438	5.3	9.01	90.91	0.08	0.00
EA 439	5.4	8.57	91.37	0.06	0.00
EA 440	5.5	8.13	91.82	0.06	0.00

Résultats de l'analyse granulométrique ; Indices granulométriques										
	Q25	Q50	Q75	Φ5	Φ10	Φ16	Φ45	Φ84	Φ90	Φ95
Ea401	6.1383	7.1049	7.8735	5.0889	5.3676	5.7021	6.9466	8.3381	8.7107	9.1766
Ea402	6.5323	7.3833	8.1149	5.2681	5.7135	6.1133	7.2502	8.5464	8.834	9.3796
Ea403	6.5584	7.4468	8.2713	5.0799	5.5982	6.0927	7.3064	8.693	8.9909	9.6997
Ea404	6.9659	7.6232	8.4883	6.0296	6.2637	6.5446	7.4917	8.8812	9.407	9.9501
Ea405	7.0249	7.6635	8.4932	5.8319	6.2166	6.571	7.5358	8.8538	9.3388	9.9209
Ea406	7.4448	8.0146	8.7324	6.9975	7.1093	7.2435	7.892	9.0367	9.5261	9.934
Ea407	7.222	7.8129	8.5863	6.2174	6.6259	7.0093	7.6947	8.8878	9.3583	9.8931
Ea408	6.7363	7.4816	8.2431	5.5308	6.0207	6.3069	7.3539	8.6555	8.9305	9.5952
Ea409	6.0733	6.953	7.7621	5.1238	5.3722	5.6704	6.7771	8.1633	8.6028	8.9805
Ea410	7.2706	7.7902	8.5163	6.4498	6.9338	7.0836	7.6863	8.8158	9.138	9.7161
Ea411	6.9111	7.5531	8.3179	5.6539	6.1398	6.4483	7.4304	8.7055	8.9639	9.685
Ea412	6.9555	7.5931	8.3881	5.4815	6.0043	6.3848	7.4668	8.7591	9.0934	9.7415
Ea413	6.0685	7.1547	7.8754	5.0932	5.3371	5.6298	7.0105	8.3212	8.685	9.0602
Ea414	6.2909	7.1946	7.9231	5.0675	5.4501	5.9092	7.0489	8.4138	8.7707	9.3286
Ea415	6.2939	7.1499	7.912	5.252	5.5843	5.975	6.9974	8.3818	8.7266	9.1637
Ea417	7.0583	7.694	8.5031	5.6469	6.1607	6.5858	7.5669	8.841	9.2613	9.8137
Ea418	6.4622	7.284	7.9828	5.3798	5.8165	6.126	7.1459	8.4539	8.7681	9.2478
Ea419	6.1728	7.0543	7.7622	5.21	5.4744	5.7917	6.8978	8.1187	8.6253	9.2701
Ea420	6.4407	7.2341	7.9521	5.4152	5.8866	6.1388	7.0905	8.4311	8.7586	9.2262
Ea421	5.7196	6.829	7.7078	4.5859	5.1068	5.3519	6.6015	8.0684	8.5232	8.9022
Ea422	5.9082	6.9004	7.7675	5.0063	5.2318	5.5023	6.7034	8.2017	8.6399	9.1035
Ea423	6.122	7.1517	7.9584	5.0871	5.3544	5.6751	6.9904	8.4652	8.8068	9.4032
Ea424	6.1073	7.1641	8.0101	5.1463	5.3892	5.6807	6.9985	8.5076	8.8392	9.4552
Ea425	6.4167	7.3588	8.2793	4.9761	5.4961	6.0296	7.1982	8.7414	9.1694	9.7939
Ea426	6.8964	7.6582	8.5814	5.5874	6.0763	6.4043	7.5123	8.9646	9.5619	10.497
Ea427	6.836	7.5964	8.5195	5.6346	6.0928	6.3901	7.4555	8.9387	9.5482	10.572
Ea428	6.9091	7.6391	8.5232	5.611	6.0964	6.4215	7.4986	8.8982	9.4285	9.9569
Ea429	7.0382	7.6292	8.3771	6.0317	6.3075	6.6383	7.511	8.721	8.9503	9.5942
Ea430	5.5038	6.5319	7.6535	4.3645	4.952	5.1784	6.3003	8.1195	8.6044	9.099
Ea431	5.2686	6.2578	7.433	4.1704	4.5086	4.9144	6.0154	7.8376	8.2803	8.7796
Ea432	6.3872	7.3867	8.2705	5.1267	5.4847	5.9143	7.2323	8.7091	9.0604	9.7058
Ea433	6.5159	7.4386	8.3347	5.2305	5.6598	6.0829	7.2875	8.7742	9.2147	9.814
Ea434	6.5646	7.4731	8.404	5.2808	5.7915	6.1592	7.3155	8.8251	9.3117	9.8893
Ea435	6.5705	7.4159	8.2496	5.4115	5.8709	6.1808	7.2741	8.7046	9.0797	9.7629
Ea436	6.6803	7.4818	8.3266	5.5099	6.0163	6.2819	7.3427	8.7538	9.1608	9.7962
Ea437	6.9985	7.648	8.4847	6.0916	6.3248	6.6047	7.5181	8.8503	9.316	9.8705
Ea438	6.7027	7.4773	8.2455	5.4578	5.9582	6.2583	7.3473	8.6507	8.9209	9.5996
Ea439	6.8169	7.5084	8.2492	5.6271	6.0862	6.3785	7.3847	8.6416	8.9032	9.5583
Ea440	6.6376	7.4101	8.1476	5.5444	6.0233	6.269	7.2793	8.5837	8.8744	9.5032

Résultats de l'analyse granulométrique ; Indices granulométriques								
	H	σ_G	σ_I	S_{KI}	asymétrie	K_G	Kurtose	M_G
Ea401	1.7351	1.318	1.2784	-0.0213	<0 = asymétrique vers les particules grossières ; ~0 = symétrique ; >0 = asymétrique vers les particules fines	0.9655	<1 = platikurtique ; ~1 = mésokurtique ; >1 = leptokurtique	7.0484
Ea402	1.5827	1.2166	1.2312	-0.0484		1.0647		7.3476
Ea403	1.7129	1.3001	1.35	-0.0356		1.1053		7.4108
Ea404	1.5224	1.1683	1.1782	0.2144		1.0554		7.683
Ea405	1.4682	1.1414	1.1902	0.1166		1.1414		7.6961
Ea406	1.2876	0.8966	0.8932	0.3999		0.9347		8.0983
Ea407	1.3644	0.9392	1.0265	0.2129		1.1041		7.9033
Ea408	1.5068	1.1743	1.203	0.0375		1.1055		7.4814
Ea409	1.6887	1.2465	1.2076	0.0405		0.936		6.9289
Ea410	1.2457	0.8661	0.9279	0.2838		1.0746		7.8965
Ea411	1.4069	1.1286	1.1751	0.06		1.1743		7.5689
Ea412	1.4326	1.1871	1.239	-0.001		1.2187		7.579
Ea413	1.8068	1.3457	1.2739	-0.1011		0.8998		7.0352
Ea414	1.6321	1.2523	1.2718	-0.0122		1.07		7.1726
Ea415	1.6181	1.2034	1.1944	0.0417		0.9907		7.1689
Ea417	1.4448	1.1276	1.1951	0.024		1.1819		7.7069
Ea418	1.5205	1.164	1.168	0.0172		1.0426		7.288
Ea419	1.5895	1.1635	1.1969	0.058		1.0469		6.9883
Ea420	1.5114	1.1461	1.1505	0.0664		1.0334		7.268
Ea421	1.9882	1.3582	1.3331	-0.0724		0.8897		6.7498
Ea422	1.8594	1.3497	1.2956	0.046		0.9031		6.8681
Ea423	1.8364	1.395	1.3515	0.0107		0.9633		7.0973
Ea424	1.9028	1.4134	1.3596	0.0436		0.928		7.1175
Ea425	1.8626	1.3559	1.4079	0.0137		1.06		7.3766
Ea426	1.685	1.2801	1.384	0.1768		1.1941		7.6757
Ea427	1.6835	1.2743	1.3852	0.254		1.2019		7.6417
Ea428	1.6141	1.2384	1.2776	0.0714		1.1035		7.6529
Ea429	1.3389	1.0413	1.0604	0.1108		1.0905		7.6628
Ea430	2.1498	1.4705	1.4526	0.1271		0.9026		6.6099
Ea431	2.1644	1.4616	1.4292	0.1406		0.8728		6.3366
Ea432	1.8833	1.3974	1.3925	-0.0164		0.9965		7.3367
Ea433	1.8188	1.3456	1.3673	0.0324		1.0328		7.4319
Ea434	1.8394	1.333	1.3648	0.055		1.0268		7.4858
Ea435	1.6791	1.2619	1.2902	0.0907		1.0621		7.4338
Ea436	1.6464	1.236	1.2674	0.0929		1.067		7.5058
Ea437	1.4862	1.1228	1.134	0.2292		1.0421		7.701
Ea438	1.5429	1.1962	1.2257	0.014		1.1002		7.4621
Ea439	1.4322	1.1315	1.1614	0.0398		1.1249		7.5095
Ea440	1.51	1.1573	1.1785	0.0615		1.0745		7.4209

Résultats de l'analyse minéralogique ; Roche totale									
Samples	Hauteur	Phyllosilicates	Quartz	Feldspath-K	Plagioclase-Na	Calcite	Dolomite	Ankérite	Indosés
EC 109	1.50	23.95	23.59	0.77	4.30	26.54	4.33	3.02	13.50
EC 110	1.70	19.88	31.96	3.51	7.32	24.71	3.27	0.62	8.74
EC 111	1.90	20.61	33.65	2.90	7.27	24.31	1.30	0.00	9.97
EC 112	2.10	24.22	52.59	2.56	8.37	0.00	0.00	0.18	12.08
EC 113	2.20	19.87	36.89	2.05	23.46	4.44	0.25	0.21	12.84
EC 114	2.30	19.12	17.96	7.15	6.23	46.71	1.34	0.15	1.34
EC 115	2.50	20.01	29.49	1.28	3.71	22.30	3.25	3.27	16.70
EC 116	2.70	11.11	55.37	10.01	7.28	11.53	0.56	0.31	3.82
EC 117	2.90	0.00	33.60	1.65	16.02	29.30	0.57	0.25	18.62
EC 118	3.10	6.64	59.97	4.89	9.36	8.56	0.00	0.00	10.59
EA 211	1.1	18.24	35.25	1.89	8.36	30.00	4.27	0.37	1.61
EA 212	1.2	17.37	34.22	5.17	8.89	27.11	3.34	1.68	2.23
EA 213	1.3	19.61	22.82	1.13	3.63	24.49	3.16	3.11	22.06
EA 214	1.4	21.47	35.79	1.43	4.10	29.45	4.33	1.17	2.27
EA 215	1.6	18.50	24.27	0.64	3.46	28.18	4.02	2.55	18.38
EA 216	1.8	26.19	28.85	0.65	4.26	29.80	4.00	2.86	3.39
EA 219	2.2	11.09	31.77	2.58	14.80	25.66	4.75	1.97	7.38
EA 220	2.4	15.23	36.38	0.00	5.97	37.62	2.48	2.30	0.02
EA 221	2.6	16.39	30.28	1.50	10.55	37.11	1.99	1.99	0.19
EA 222	2.8	22.52	31.85	1.28	5.11	36.89	1.02	0.82	0.52
EA 223	2.9	26.80	22.10	1.00	2.28	35.21	2.21	0.83	9.57
EA 224	3.0	39.61	33.98	1.32	5.18	18.25	0.50	0.26	0.90
EA 225	3.1	40.14	23.23	1.90	7.47	6.82	0.37	0.10	19.97
EA 226	3.2	37.89	34.68	1.15	6.15	3.26	0.49	0.13	16.25
EA 227	3.3	22.58	29.54	2.87	3.90	24.27	6.14	2.00	8.70
EA 228	3.4	18.23	33.96	0.77	4.77	39.33	1.50	1.16	0.28
EA 229	3.6	16.97	36.00	3.17	10.62	30.97	1.25	0.23	0.78
EA 230	3.8	18.98	32.31	1.61	5.94	37.75	1.71	0.50	1.20
EA 231	4.0	19.98	26.53	2.12	2.19	46.50	1.84	0.61	0.23
EA 232	4.1	22.92	42.67	1.33	23.88	3.31	0.26	0.16	5.48
EA 233	4.2	29.96	28.13	1.39	2.89	13.34	1.68	0.62	21.98
EA 301	0.3	21.74	35.21	1.38	11.01	25.61	3.55	1.25	0.24
EA 302	0.5	26.10	34.00	3.15	3.33	29.54	2.36	0.90	0.62
EA 303	0.7	39.11	23.02	2.31	3.53	18.39	1.37	1.49	10.78
EA 304	0.9	31.16	23.09	4.89	3.14	14.29	2.03	2.54	18.87
EA 305	1.1	34.16	24.07	2.34	4.01	14.24	4.53	2.22	14.44
EA 306	1.3	35.03	27.30	1.50	2.90	15.65	0.61	0.14	16.87
EA 307	1.5	32.47	29.80	1.61	7.07	10.44	0.58	0.13	17.91
EA 308	1.7	32.65	34.93	1.79	5.75	7.90	1.24	0.96	14.79
EA 309	1.9	27.59	31.40	0.98	5.86	13.63	2.30	1.16	17.08
EA 401	0.1	19.02	34.43	0.60	8.22	28.48	7.07	0.98	1.20
EA 402	0.3	18.77	37.94	4.26	2.34	32.64	2.18	1.24	0.63
EA 403	0.5	25.59	24.21	1.69	4.50	26.50	1.08	0.25	16.18
EA 404	0.7	21.79	32.76	4.93	3.55	35.54	0.35	0.00	1.08

Résultats de l'analyse minéralogique ; Roche totale									
Samples	Hauteur	Phyllosilicates	Quartz	Feldspath-K	Plagioclase-Na	Calcite	Dolomite	Ankérite	Indosés
EA 405	0.8	21.79	32.76	4.93	3.55	35.54	0.35	0.00	1.08
EA 406	0.9	28.92	17.76	1.99	3.11	30.40	1.08	1.93	14.80
EA 407	1.1	23.31	27.59	2.11	3.38	34.41	2.81	3.38	3.00
EA 408	1.3	29.19	23.48	0.42	3.25	35.78	2.32	2.76	2.80
EA 409	1.5	25.42	25.15	1.59	5.49	38.30	2.41	1.58	0.06
EA 410	1.6	24.61	24.61	0.95	3.15	32.14	3.39	1.51	9.64
EA 411	1.7	18.57	35.96	2.65	5.76	33.45	1.52	1.59	0.49
EA 412	1.8	28.93	18.60	1.92	2.14	24.22	2.17	0.90	21.12
EA 413	1.9	21.66	28.81	2.89	6.59	33.35	4.07	1.78	0.86
EA 418	2.5	22.27	30.58	0.51	5.57	24.72	3.72	1.97	10.66
EA 419	2.7	18.99	31.16	2.93	5.22	36.25	3.50	1.27	0.70
EA 420	2.9	20.24	33.39	1.41	6.46	32.09	3.82	2.03	0.56
EA 421	3.1	13.60	31.90	1.45	5.42	35.98	5.16	1.10	5.38
EA 422	3.3	16.32	31.16	3.54	8.34	37.61	1.09	1.00	0.95
EA 423	3.5	17.76	31.05	4.02	7.30	30.26	3.73	4.88	1.01
EA 424	3.7	22.13	30.93	2.52	3.52	35.62	1.96	2.48	0.83
EA 425	3.8	14.15	30.19	1.33	2.63	49.08	1.74	0.63	0.25
EA 426	3.9	23.23	22.72	2.10	4.19	47.04	0.10	0.61	0.01
EA 427	4.0	32.20	29.44	5.92	1.94	29.04	0.41	0.17	0.88
EA 428	4.1	34.31	37.41	2.12	2.51	9.98	0.53	0.00	13.12
EA 429	4.2	23.61	36.03	4.89	2.38	30.24	1.22	1.56	0.07
EA 430	4.3	18.52	35.31	2.41	9.33	31.86	1.84	0.36	0.37
EA 431	4.5	21.03	34.13	8.06	6.50	27.30	1.50	0.73	0.74
EA 432	4.7	15.16	41.01	6.86	2.01	32.47	1.62	0.43	0.45
EA 433	4.8	24.05	24.07	0.93	8.46	38.61	3.36	0.15	0.37
EA 434	4.9	30.89	22.86	0.00	11.22	34.25	0.44	0.20	0.14
EA 435	5.0	26.23	50.14	1.13	2.75	19.15	0.00	0.00	0.59
EA 436	5.1	42.33	43.59	1.09	6.51	3.03	0.00	0.00	3.45
EA 437	5.2	31.11	30.42	1.02	3.56	16.62	1.74	1.09	14.44
EA 511	2.0	29.71	31.75	2.12	7.35	10.24	0.00	0.00	18.82
EA 512	2.2	26.94	46.53	2.31	4.76	3.33	0.00	0.00	16.13
EA 513	2.3	28.24	17.56	1.17	5.03	34.26	1.92	0.92	10.90
EA 514	2.5	23.27	23.91	1.13	2.94	43.09	2.37	1.41	1.89
EA 515	2.7	22.11	24.94	4.74	3.96	36.19	3.68	1.34	3.04
EA 516	2.9	16.21	27.04	0.64	4.67	29.64	4.32	0.88	16.60
EA 517	3.1	18.96	38.83	0.48	6.58	30.88	2.25	0.86	1.16
EA 518	3.3	22.16	29.60	3.97	4.97	33.72	3.80	1.64	0.14
EA 519	3.5	24.44	22.26	1.02	2.93	38.35	3.23	0.73	7.04
EA 520	3.7	26.24	22.32	1.58	3.64	37.16	7.19	0.62	1.24
EA 521	3.9	21.89	25.57	5.09	4.97	36.81	4.34	1.10	0.24
EA 522	4.1	24.53	31.15	4.43	8.92	29.53	0.30	0.55	0.59
EA 523	4.2	32.17	40.75	2.05	7.27	16.53	0.70	0.39	0.14
EA 524	4.4	26.27	26.32	1.43	7.53	33.81	2.59	1.49	0.55
EA 525	4.6	17.89	43.20	1.65	9.00	26.30	0.79	0.18	0.99
EA 526	4.8	10.61	40.10	2.14	14.23	31.20	0.74	0.38	0.60

Analyse minéralogique, résultats argiles, fraction <2 microns

N° éch.	Hauteur [m]	%Micas	%Chlorite	%kaolinite	%IS	%Smectite	%Serpentine	SM/Micas	SM/Micas+ Chlorite	Kaolinite/ chlorite	kaolinite/chlo rite+micas	Smectite/ kaolinite	Goethite en CPS
EC 109	1.5	30.11	31.46	12.08	3.98	21.55	0.83	0.7156	0.3500	0.3839	0.1962	1.7840	20
EC 110	1.7	26.30	38.90	4.34	4.28	26.18	0.00	0.9957	0.4016	0.1114	0.0665	6.0399	0
EC 111	1.9	26.32	49.64	8.52	3.18	9.83	2.52	0.3736	0.1294	0.1716	0.1121	1.1543	0
EC 112	2.1	43.34	40.15	6.94	3.95	5.63	0.00	0.1298	0.0674	0.1729	0.0832	0.8105	8
EC 113	2.2	34.03	43.04	7.07	4.43	9.25	2.18	0.2717	0.1200	0.1643	0.0918	1.3074	9
EC 114	2.3	34.42	43.20	7.73	3.85	9.92	0.89	0.2882	0.1278	0.1789	0.0996	1.2835	0
EC 115	2.5	16.90	45.27	9.03	8.86	19.13	0.81	1.1320	0.3078	0.1994	0.1452	2.1196	7
EC 116	2.7	29.41	36.19	3.72	3.83	25.48	1.36	0.8662	0.3884	0.1028	0.0567	6.8515	7
EC 117	2.9	29.29	46.12	7.06	6.36	9.36	1.80	0.3197	0.1242	0.1532	0.0937	1.3254	0
EC 118	3.1	37.33	39.11	5.00	5.00	12.60	0.96	0.3376	0.1649	0.1279	0.0654	2.5195	17
EA 211	1.1	26.81	40.28	3.49	2.72	26.70	0.00	0.9962	0.3981	0.0866	0.0520	7.6542	8
EA 212	1.2	30.86	35.86	5.45	5.59	20.73	1.51	0.6718	0.3107	0.1520	0.0817	3.8037	31
EA 213	1.3	25.40	34.17	1.89	7.73	30.26	0.55	1.1915	0.5080	0.0552	0.0317	16.0435	42
EA 214	1.4	22.48	27.69	2.70	9.03	38.01	0.09	1.6906	0.7576	0.0976	0.0538	14.0693	82
EA 215	1.6	27.39	31.16	3.88	4.38	32.77	0.41	1.1967	0.5598	0.1245	0.0663	8.4482	83
EA 216	1.8	26.60	37.72	1.83	6.20	25.48	2.17	0.9578	0.3962	0.0485	0.0284	13.9311	55
EA 219	2.2	30.16	28.60	4.82	5.68	30.31	0.42	1.0051	0.5159	0.1687	0.0821	6.2836	68
EA 220	2.4	26.64	24.58	3.97	7.23	37.57	0.00	1.4104	0.7336	0.1617	0.0776	9.4538	137
EA 221	2.6	29.10	27.17	5.62	6.37	31.44	0.30	1.0805	0.5587	0.2068	0.0999	5.5951	92
EA 222	2.8	29.49	25.06	4.23	11.01	30.13	0.08	1.0218	0.5523	0.1688	0.0776	7.1209	49
EA 223	2.9	37.21	22.84	4.87	7.69	24.58	2.81	0.6606	0.4094	0.2131	0.0810	5.0515	18
EA 224	3.0	39.02	22.36	5.39	13.42	18.95	0.86	0.4856	0.3087	0.2411	0.0878	3.5150	7
EA 225	3.1	42.70	26.10	7.73	7.66	13.16	2.65	0.3081	0.1912	0.2964	0.1124	1.7011	0
EA 226	3.2	43.50	23.23	4.45	4.27	24.55	0.00	0.5644	0.3679	0.1916	0.0667	5.5150	0
EA 227	3.3	30.26	25.24	6.33	12.06	26.11	0.00	0.8630	0.4706	0.2509	0.1141	4.1245	52
EA 228	3.4	19.38	23.46	2.15	5.71	48.14	1.16	2.4840	1.1239	0.0918	0.0503	22.3538	96
EA 229	3.6	23.32	20.48	6.09	11.96	35.11	3.04	1.5052	0.8015	0.2976	0.1391	5.7613	77
EA 230	3.8	19.75	27.53	6.40	10.88	35.44	0.00	1.7940	0.7494	0.2323	0.1353	5.5407	93
EA 231	4.0	26.96	24.21	5.74	12.93	29.48	0.68	1.0934	0.5761	0.2371	0.1122	5.1354	86
EA 232	4.1	28.85	36.58	8.96	19.82	5.79	0.00	0.2007	0.0885	0.2449	0.1369	0.6465	26
EA 233	4.2	46.57	34.18	9.07	5.71	3.22	1.25	0.0691	0.0399	0.2653	0.1123	0.3550	88
EA 301	0.3	24.38	27.26	6.21	5.47	33.86	2.82	1.3891	0.6558	0.2278	0.1202	5.4545	0
EA 302	0.5	23.87	26.93	2.97	6.71	37.35	2.17	1.5650	0.7353	0.1103	0.0585	12.5734	119
EA 303	0.7	45.30	36.43	2.24	8.94	7.03	0.07	0.1552	0.0860	0.0614	0.0274	3.1417	24
EA 304	0.9	40.19	38.97	5.65	4.26	8.05	2.88	0.2002	0.1017	0.1450	0.0714	1.4236	14
EA 305	1.1	33.00	49.97	11.45	3.00	2.58	0.00	0.0783	0.0311	0.2291	0.1380	0.2257	0
EA 306	1.3	40.55	34.53	6.12	4.67	13.18	0.95	0.3251	0.1756	0.1772	0.0815	2.1539	0
EA 307	1.5	40.92	37.65	4.18	5.40	11.84	0.00	0.2894	0.1507	0.1111	0.0532	2.8307	0
EA 308	1.7	41.39	29.38	3.65	4.95	20.62	0.00	0.4983	0.2914	0.1243	0.0516	5.6455	0
EA 309	1.9	36.32	33.80	3.93	4.92	19.68	1.34	0.5418	0.2806	0.1164	0.0561	5.0036	24
EA 401	0.1	28.06	33.62	3.14	2.35	32.16	0.67	1.1463	0.5214	0.0934	0.0509	10.2451	68
EA 402	0.3	16.65	20.22	3.21	8.58	50.58	0.75	3.0380	1.3720	0.1590	0.0872	15.7382	85
EA 403	0.5	23.15	24.20	3.29	6.61	42.76	0.00	1.8469	0.9031	0.1358	0.0694	13.0155	63
EA 404	0.7	29.89	31.41	3.26	12.45	22.99	0.00	0.7689	0.3749	0.1038	0.0532	7.0517	36
EA 405	0.8	25.06	31.19	4.82	18.75	20.18	0.00	0.8052	0.3587	0.1546	0.0857	4.1846	26

Analyse minéralogique, résultats argiles, fraction <2 microns

N° éch.	Hauteur [m]	%Micas	%Chlorite	%kaolinite	%IS	%Smectite	%Serpentine	SM/Micas	SM/Micas+ Chlorite	Kaolinite/ chlorite	kaolinite/chlorite+micas	Smectite/ kaolinite	Goethite en CPS
EA 406	0.9	32.08	27.49	4.55	4.45	31.43	0.00	0.9798	0.5277	0.1655	0.0764	6.9080	72
EA 407	1.1	29.66	21.67	6.93	14.12	27.61	0.00	0.9310	0.5379	0.3199	0.1351	3.9818	128
EA 408	1.3	18.86	23.65	4.51	10.63	41.50	0.85	2.2007	0.9763	0.1906	0.1060	9.2084	103
EA 409	1.5	20.16	25.25	2.45	5.43	46.72	0.00	2.3177	1.0289	0.0968	0.0538	19.1063	61
EA 410	1.6	27.46	27.00	3.85	7.78	33.91	0.00	1.2348	0.6227	0.1425	0.0706	8.8171	90
EA 411	1.7	17.58	24.98	6.75	10.18	39.27	1.24	2.2340	0.9228	0.2704	0.1587	5.8141	96
EA 412	1.8	22.03	33.42	3.15	10.55	30.84	0.00	1.4002	0.5563	0.0943	0.0569	9.7839	61
EA 413	1.9	16.14	26.56	1.58	10.11	45.37	0.24	2.8120	1.0626	0.0593	0.0369	28.7870	81
EA 418	2.5	16.61	35.28	4.30	9.89	33.92	0.00	2.0415	0.6536	0.1218	0.0828	7.8973	62
EA 419	2.7	18.20	33.33	2.58	6.86	38.56	0.47	2.1185	0.7484	0.0773	0.0500	14.9603	90
EA 420	2.9	23.96	36.89	4.90	7.04	27.00	0.22	1.1269	0.4437	0.1328	0.0805	5.5104	81
EA 421	3.1	33.41	33.64	5.22	2.76	24.96	0.00	0.7470	0.3722	0.1552	0.0779	4.7799	51
EA 422	3.3	29.11	39.42	9.03	2.27	17.03	3.13	0.5850	0.2485	0.2290	0.1317	1.8863	71
EA 423	3.5	28.14	43.98	5.80	5.32	11.48	5.28	0.4080	0.1592	0.1318	0.0804	1.9799	63
EA 424	3.7	31.22	45.26	3.24	2.09	18.19	0.00	0.5827	0.2378	0.0716	0.0424	5.6102	41
EA 425	3.8	37.33	33.55	4.14	1.81	23.17	0.00	0.6207	0.3269	0.1233	0.0584	5.6017	85
EA 426	3.9	33.79	28.16	2.17	8.49	27.39	0.00	0.8105	0.4421	0.0772	0.0351	12.5988	30
EA 427	4.0	40.89	19.73	2.54	21.60	15.24	0.00	0.3727	0.2514	0.1286	0.0419	6.0071	0
EA 428	4.1	51.23	31.86	2.20	3.50	11.21	0.00	0.2189	0.1349	0.0689	0.0264	5.1077	7
EA 429	4.2	30.43	23.69	3.83	10.90	31.15	0.00	1.0234	0.5754	0.1615	0.0707	8.1384	101
EA 430	4.3	21.89	19.70	4.46	8.95	45.00	0.00	2.0557	1.0821	0.2266	0.1073	10.0819	69
EA 431	4.5	26.04	30.27	3.75	5.86	34.08	0.00	1.3091	0.6053	0.1240	0.0667	9.0820	64
EA 432	4.7	25.53	20.29	3.36	13.83	36.99	0.00	1.4488	0.8072	0.1654	0.0733	11.0189	42
EA 433	4.8	34.19	20.58	7.09	8.25	28.93	0.96	0.8463	0.5283	0.3447	0.1295	4.0785	33
EA 434	4.9	31.95	21.91	6.62	10.69	27.03	1.80	0.8459	0.5018	0.3024	0.1230	4.0805	16
EA 435	5.0	39.73	32.01	11.21	4.46	12.60	0.00	0.3171	0.1756	0.3502	0.1562	1.1239	0
EA 436	5.1	41.82	35.53	3.55	7.16	11.95	0.00	0.2857	0.1545	0.0999	0.0459	3.3669	9
EA 437	5.2	37.75	36.91	1.62	5.96	17.77	0.00	0.4707	0.2380	0.0439	0.0217	10.9604	0
EA 511	2.0	30.05	23.85	3.37	10.41	32.33	0.00	1.0758	0.5998	0.1413	0.0625	9.5919	0
EA 512	2.2	18.18	20.73	3.09	15.01	42.33	0.66	2.3281	1.0879	0.1491	0.0794	13.7003	0
EA 513	2.3	31.82	29.05	1.55	5.24	32.34	0.00	1.0163	0.5313	0.0533	0.0254	20.8979	59
EA 514	2.5	14.51	20.09	4.66	10.68	50.06	0.00	3.4502	1.4469	0.2320	0.1347	10.7438	96
EA 515	2.7	18.88	21.06	5.09	7.90	45.95	1.12	2.4339	1.1504	0.2418	0.1275	9.0209	59
EA 516	2.9	11.41	19.06	4.88	9.75	53.53	1.36	4.6919	1.7567	0.2561	0.1602	10.9638	95
EA 517	3.1	15.02	19.81	1.74	7.37	54.50	1.57	3.6274	1.5644	0.0877	0.0499	31.3588	80
EA 518	3.3	16.86	18.33	2.14	4.98	57.68	0.00	3.4203	1.6387	0.1169	0.0609	26.9089	93
EA 519	3.5	17.27	20.79	5.31	11.89	44.74	0.00	2.5904	1.1756	0.2557	0.1397	8.4180	94
EA 520	3.7	53.03	37.28	3.52	2.10	0.97	3.11	0.0183	0.0108	0.0943	0.0389	0.2763	0
EA 521	3.9	28.08	26.99	4.10	0.69	38.87	1.27	1.3841	0.7058	0.1519	0.0745	9.4788	116
EA 522	4.1	21.64	21.41	3.72	9.71	42.70	0.82	1.9734	0.9919	0.1738	0.0865	11.4709	121
EA 523	4.2	47.82	33.02	5.19	3.42	9.61	0.94	0.2010	0.1189	0.1572	0.0642	1.8520	0
EA 524	4.4	34.02	32.99	5.49	1.65	21.96	3.88	0.6457	0.3278	0.1664	0.0819	4.0011	77
EA 526	4.8	38.76	30.46	2.83	6.08	16.95	4.92	0.4374	0.2449	0.0928	0.0409	5.9951	15
EA 527	5.0	45.00	32.69	8.06	2.05	7.16	5.04	0.1591	0.0921	0.2467	0.1038	0.8875	13

Analyse minéralogique, résultats argiles, fraction 2-16 microns

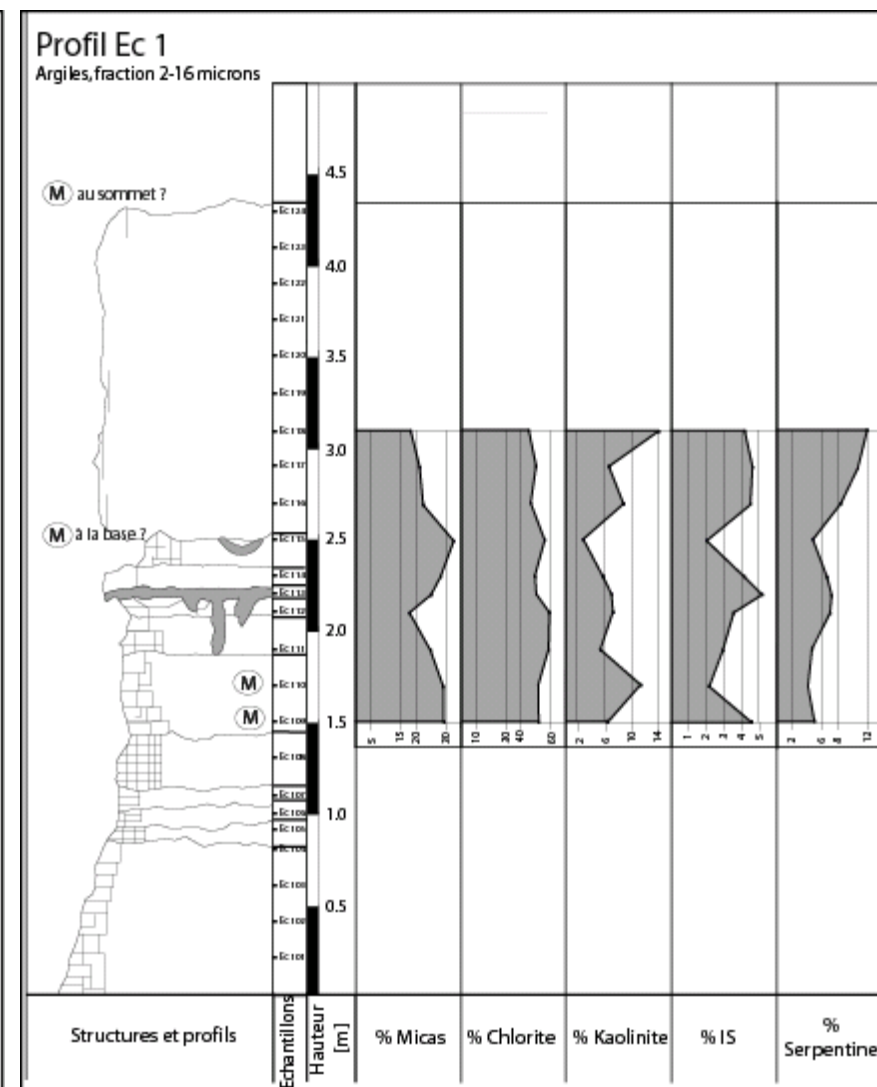
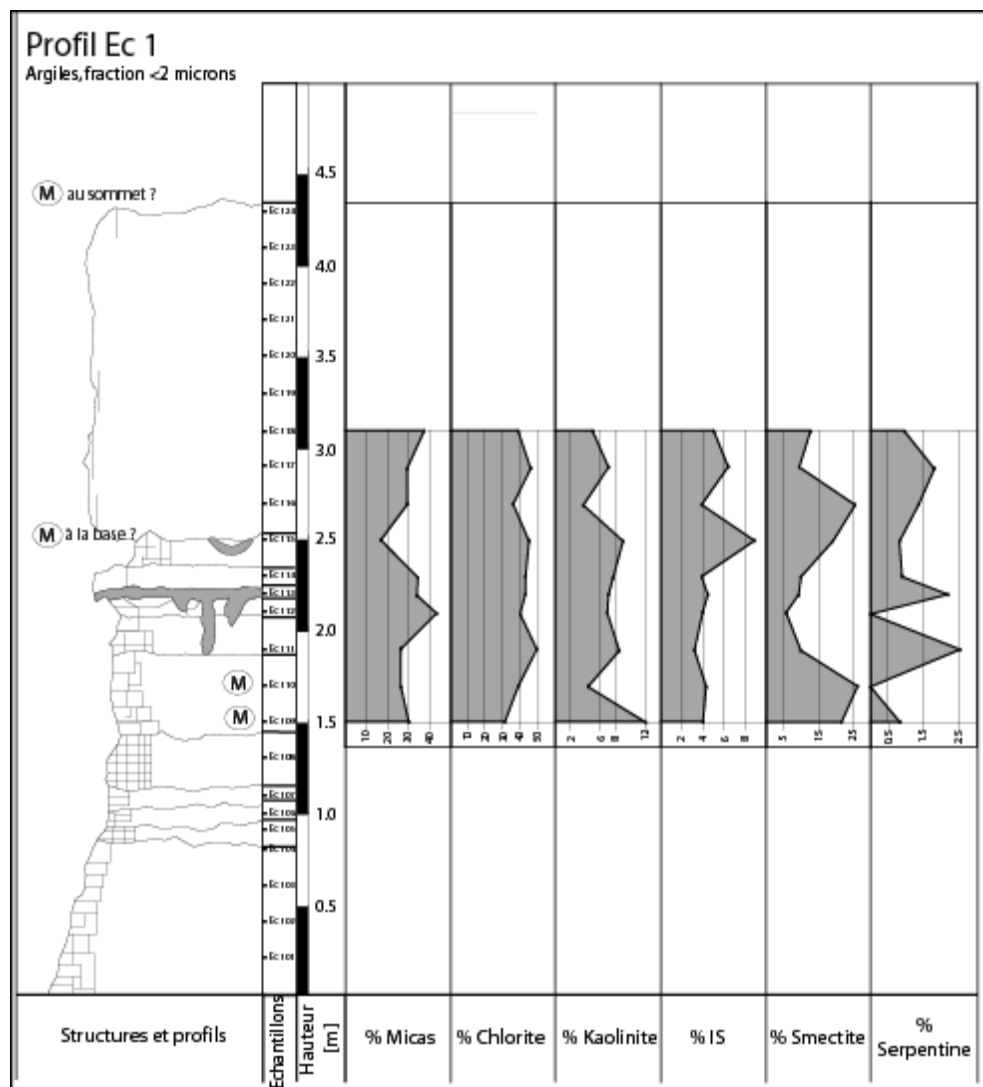
N° éch.	Hauteur [m]	% Micas	% kaolinite	% Chlorite	% IS	%Smectite 17A	%Serpentine	Kaolinite/Chlorite	Qtz/Fsp	Qtz/Micas	KF/plagio	Kaolinite/Chlorite+Micas	Goethite (CPS)
EC 109	1.5	29.28	6.31	52.06	4.57	2.86	4.93	0.1212	3.4278	0.8110	0.3849	0.0776	27
EC 110	1.7	29.03	11.31	51.64	2.16	1.79	4.07	0.2189	4.0674	0.7197	0.3716	0.1401	27
EC 111	1.9	24.90	5.21	58.49	2.92	3.88	4.61	0.0891	4.3509	0.9084	0.2701	0.0625	0
EC 112	2.1	17.83	7.12	59.21	3.54	5.32	6.98	0.1203	3.0365	2.5839	0.2253	0.0924	0
EC 113	2.2	25.07	6.93	50.37	5.16	5.32	7.16	0.1376	2.8466	0.9748	0.4085	0.0918	0
EC 114	2.3	28.21	5.60	49.45	4.15	6.02	6.57	0.1133	1.1170	0.8728	0.9237	0.0721	26
EC 115	2.5	32.57	2.63	55.99	2.01	2.09	4.70	0.0469	3.0205	0.5052	0.3822	0.0296	17
EC 116	2.7	22.45	8.76	46.61	4.50	9.32	8.36	0.1879	2.9213	0.8750	0.2906	0.1268	27
EC 117	2.9	21.23	6.50	50.22	4.62	6.81	10.62	0.1295	1.4286	0.2863	0.2298	0.0910	0
EC 118	3.1	18.33	14.09	45.34	4.17	6.22	11.85	0.3107	1.8571	1.3610	0.2847	0.2213	17
EA 211	1.1	27.86	7.03	51.91	6.03	3.31	3.86	0.1355	4.9404	1.0552	0.3038	0.0881	13
EA 212	1.2	37.96	2.93	52.03	2.12	1.67	3.29	0.0563	1.7133	0.2910	0.5921	0.0325	50
EA 213	1.3	37.51	3.97	50.35	1.39	2.63	4.14	0.0789	0.8765	0.2307	0.7774	0.0452	27
EA 214	1.4	35.41	6.81	43.37	3.10	3.00	8.31	0.1569	0.9835	0.2479	0.6923	0.0864	30
EA 215	1.6	31.19	6.89	47.34	6.27	6.78	1.52	0.1457	1.6825	0.3754	0.5450	0.0878	37
EA 216	1.8	30.85	13.18	48.93	3.66	2.10	1.29	0.2693	1.0298	0.3798	0.9155	0.1652	36
EA 219	2.2	36.80	3.94	47.94	0.00	6.40	4.93	0.0821	0.9881	0.2054	0.6963	0.0465	54
EA 220	2.4	34.41	4.38	48.37	2.39	6.33	4.12	0.0906	1.2264	0.3270	0.6658	0.0529	23
EA 221	2.6	30.02	10.90	40.96	2.40	7.91	7.81	0.2660	1.5545	0.4024	0.5288	0.1535	33
EA 222	2.8	24.47	8.76	52.36	6.27	5.00	3.13	0.1673	7.4333	2.1970	0.3659	0.1140	8
EA 223	2.9	39.90	11.45	38.39	3.49	5.83	0.94	0.2982	1.6712	0.3765	0.6518	0.1462	0
EA 224	3.0	42.61	4.57	33.04	14.11	2.94	2.74	0.1382	1.3095	0.2486	0.6857	0.0604	0
EA 225	3.1	43.14	5.39	39.70	3.08	4.97	3.73	0.1358	2.1746	0.5638	0.6774	0.0651	0
EA 226	3.2	46.32	7.22	33.96	3.51	4.80	4.19	0.2126	1.9796	0.3566	0.5792	0.0899	10
EA 227	3.3	42.62	2.67	43.58	2.39	0.72	8.02	0.0612	0.6342	0.1955	1.5587	0.0309	51
EA 228	3.4	41.06	7.48	47.72	1.81	1.94	0.00	0.1568	1.3561	0.3014	0.8012	0.0843	41
EA 229	3.6	39.86	6.53	47.77	4.34	0.45	1.05	0.1367	1.0356	0.3005	0.8047	0.0745	31
EA 230	3.8	35.30	3.13	45.94	3.63	4.21	7.79	0.0682	0.7509	0.3100	0.8994	0.0386	46
EA 232	4.1	40.04	8.34	41.24	3.93	3.08	3.38	0.2022	0.9151	0.3575	0.9120	0.1026	16
EA 233	4.2	41.24	4.39	44.88	2.75	3.25	3.48	0.0979	0.5317	0.1553	0.9973	0.0510	0
EA 301	0.3	35.26	8.24	45.05	2.95	0.76	7.75	0.1828	1.3542	0.3026	0.5985	0.1026	47
EA 302	0.5	38.91	3.13	43.75	1.13	2.93	10.15	0.0716	0.8213	0.2147	0.7368	0.0379	56
EA 303	0.7	41.47	2.67	38.19	2.93	2.80	11.94	0.0700	0.6019	0.1204	0.6474	0.0336	0
EA 304	0.9	50.78	7.02	33.92	4.05	0.92	3.30	0.2069	0.4352	0.0878	1.0047	0.0829	0
EA 305	1.1	48.58	0.00	40.96	3.09	2.80	4.56	0.0000	0.5761	0.1143	0.8932	0.0000	0
EA 306	1.3	49.24	7.89	36.46	2.06	2.55	1.80	0.2165	0.4963	0.1156	1.1864	0.0921	18
EA 307	1.5	38.76	4.33	46.41	2.65	3.19	4.67	0.0934	1.2992	0.3819	0.7299	0.0509	0
EA 308	1.7	32.25	7.12	47.27	5.92	1.23	6.20	0.1506	1.4197	0.4251	0.7211	0.0895	47
EA 309	1.9	40.46	1.79	50.05	2.77	4.49	0.44	0.0358	0.4053	0.1394	0.8102	0.0198	11
EA 401	0.1	32.74	3.23	52.95	2.95	5.54	2.59	0.0610	0.9715	0.3114	0.7960	0.0377	58
EA 402	0.3	34.23	2.60	35.42	3.83	12.10	11.82	0.0734	0.2308	0.0906	1.4498	0.0373	72
EA 403	0.5	39.85	6.66	31.96	2.91	10.91	7.70	0.2084	0.2181	0.0805	0.9313	0.0927	53
EA 404	0.7	45.45	5.29	37.79	3.42	5.98	2.06	0.1401	0.7934	0.1838	0.8974	0.0636	31
EA 405	0.8	43.90	3.79	37.94	3.35	4.23	6.79	0.1000	1.1264	0.3133	0.9023	0.0464	0

Analyse minéralogique, résultats argiles, fraction 2-16 microns

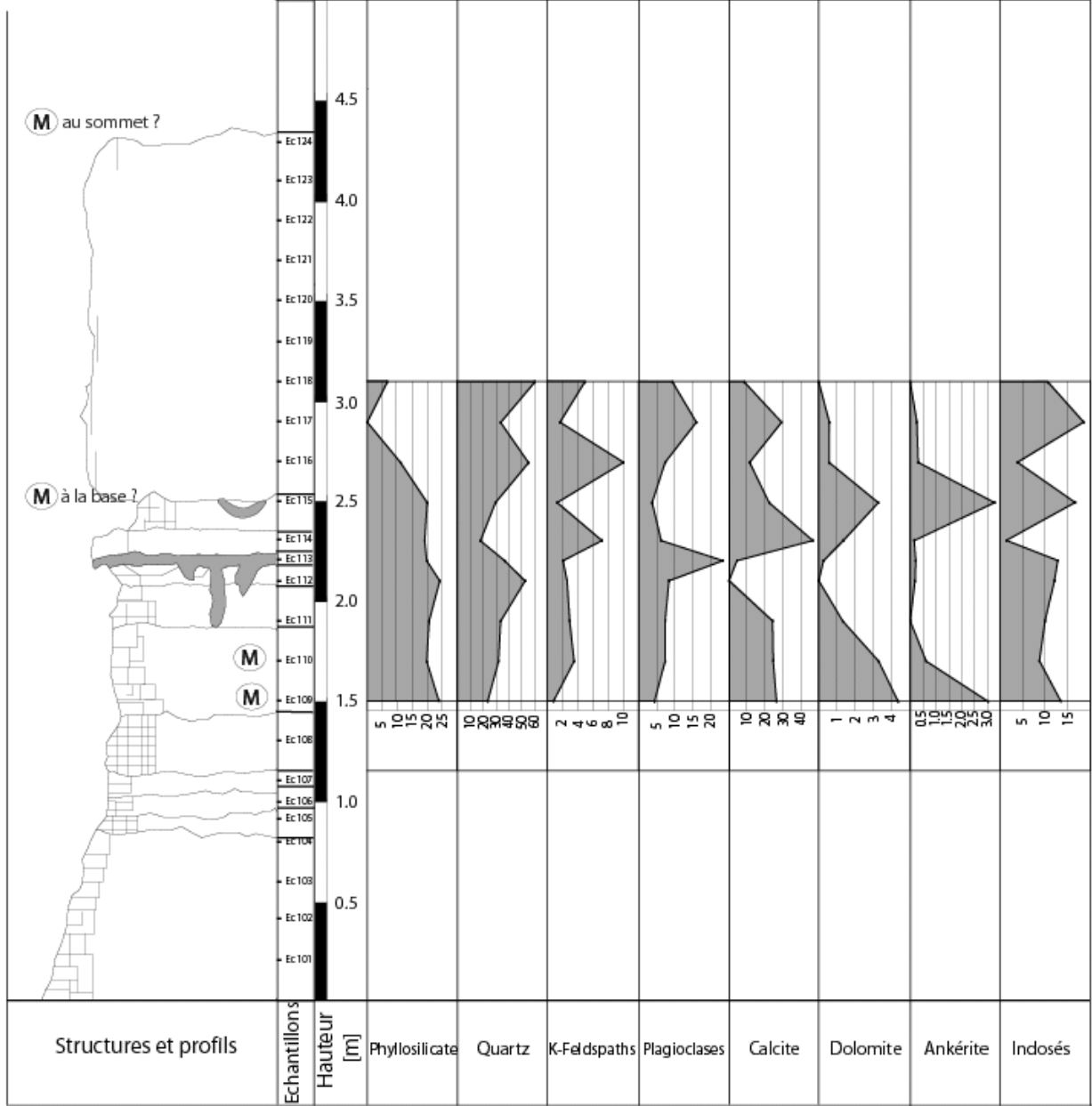
N° éch.	Hauteur [m]	% Micas	% kaolinite	% Chlorite	% IS	%Smectite 17A	%Serpentine	Kaolinite/ Chlorite	Qtz/Fsp	Qtz/Micas	KF/plagio	Kaolinite/Chl orite+Micas	Goethite (CPS)
EA 406	0.9	51.62	4.07	43.04	0.00	0.34	0.93	0.0946	0.5446	0.1292	0.9439	0.0430	51
EA 407	1.1	45.71	5.09	43.34	1.47	0.91	3.49	0.1173	0.7410	0.1515	1.1385	0.0571	34
EA 408	1.3	36.61	2.86	49.49	2.49	4.33	4.22	0.0578	1.1793	0.2633	0.8017	0.0332	40
EA 409	1.5	30.79	5.95	48.88	2.94	5.42	6.02	0.1218	1.5099	0.4670	0.6765	0.0747	47
EA 410	1.6	45.37	3.79	45.37	1.45	2.12	1.91	0.0834	0.9181	0.2207	1.0391	0.0417	43
EA 411	1.7	36.63	2.15	50.70	2.26	3.78	4.49	0.0425	0.9645	0.2363	0.7787	0.0247	36
EA 412	1.8	43.36	3.26	43.64	0.00	4.98	4.75	0.0747	0.4792	0.1134	1.0163	0.0374	72
EA 413	1.9	38.12	3.54	46.41	1.66	3.55	6.73	0.0762	0.7320	0.2179	0.8092	0.0418	50
EA 418	2.5	37.12	3.83	53.17	1.98	2.40	1.50	0.0721	0.8210	0.2964	1.5684	0.0424	39
EA 419	2.7	31.89	4.95	55.67	2.60	1.55	3.34	0.0888	0.9305	0.3400	0.8803	0.0565	38
EA 420	2.9	39.89	5.57	43.80	2.33	1.90	6.50	0.1272	0.7786	0.2126	0.9617	0.0666	33
EA 421	3.1	38.75	6.17	47.85	1.05	1.64	4.53	0.1289	0.9386	0.2423	0.8362	0.0712	43
EA 422	3.3	39.48	5.26	49.33	1.62	1.81	2.51	0.1065	1.2245	0.2542	0.7617	0.0592	42
EA 423	3.5	41.64	4.30	47.67	2.37	2.15	1.87	0.0903	0.8563	0.2172	0.8329	0.0482	34
EA 424	3.7	38.75	7.00	44.05	2.85	4.15	3.21	0.1589	0.9586	0.2713	0.9705	0.0845	15
EA 425	3.8	41.21	4.69	42.59	3.27	4.34	3.90	0.1100	0.6405	0.2114	0.9227	0.0559	26
EA 426	3.9	47.82	3.52	38.25	2.39	4.03	3.99	0.0921	0.5000	0.1271	0.9544	0.0410	14
EA 427	4.0	50.37	6.13	29.04	4.75	5.75	3.96	0.2111	0.5477	0.1524	0.8498	0.0772	15
EA 428	4.1	58.04	4.00	30.84	2.47	1.79	2.87	0.1297	0.6298	0.1574	1.0515	0.0450	0
EA 429	4.2	44.54	6.46	41.08	2.45	3.55	1.90	0.1573	0.7613	0.2080	1.1023	0.0755	41
EA 430	4.3	36.19	4.93	45.81	2.74	5.15	5.17	0.1077	1.1027	0.2266	0.6658	0.0602	64
EA 431	4.5	30.12	5.87	44.48	3.42	6.69	9.42	0.1321	1.8084	0.3902	0.5405	0.0788	26
EA 432	4.7	31.57	5.70	39.07	2.02	15.25	6.39	0.1459	0.9042	0.3081	0.9288	0.0807	33
EA 433	4.8	40.06	5.00	36.60	5.72	7.90	4.72	0.1365	0.6960	0.2302	0.9294	0.0652	18
EA 434	4.9	43.50	2.88	41.08	1.83	6.45	4.26	0.0702	0.9074	0.2287	0.7397	0.0341	8
EA 435	5.0	35.58	3.62	43.47	7.88	4.97	4.47	0.0833	1.2698	0.4790	0.6608	0.0458	20
EA 436	5.1	54.49	7.34	27.61	2.01	4.19	4.36	0.2658	0.7362	0.1884	1.1399	0.0894	14
EA 437	5.2	50.41	5.32	38.13	1.38	2.84	1.91	0.1396	0.4075	0.1033	1.0212	0.0601	0
EA 511	2.0	40.41	5.94	40.56	1.79	7.89	3.41	0.1465	2.2773	0.5453	0.6648	0.0734	0
EA 512	2.2	40.89	6.17	47.36	0.00	1.74	3.84	0.1303	2.5405	0.8017	0.7014	0.0699	0
EA 513	2.3	50.14	6.90	35.72	1.50	2.80	2.95	0.1931	0.8440	0.1643	1.3671	0.0803	21
EA 514	2.5	43.82	4.25	30.31	0.00	17.08	4.55	0.1401	1.0560	0.2745	1.0635	0.0573	38
EA 515	2.7	34.87	7.17	38.64	2.93	13.71	2.69	0.1856	1.9191	0.3874	0.6838	0.0976	30
EA 517	3.1	35.72	11.24	31.87	2.52	9.40	9.25	0.3527	1.7356	0.3695	0.7939	0.1663	58
EA 518	3.3	34.82	4.32	38.19	1.22	17.80	3.65	0.1130	1.9788	0.4212	0.8630	0.0591	38
EA 519	3.5	44.51	2.44	34.24	2.02	9.72	7.08	0.0714	2.0061	0.2396	0.5739	0.0310	98
EA 520	3.7	38.12	3.32	38.04	3.40	12.77	4.35	0.0873	1.5288	0.3664	0.9845	0.0436	49
EA 521	3.9	44.67	4.56	40.58	4.79	4.13	1.27	0.1122	1.3923	0.3060	1.0048	0.0534	62
EA 522	4.1	41.48	10.41	39.06	1.95	2.90	4.20	0.2664	1.8736	0.3140	0.8387	0.1292	86
EA 523	4.2	49.78	8.47	38.49	0.00	0.00	3.25	0.2200	1.5708	0.3678	1.0480	0.0960	12
EA 524	4.4	42.37	1.81	45.11	4.07	1.95	4.69	0.0400	0.9226	0.1963	1.0556	0.0206	38
EA 525	4.6	25.56	10.58	46.17	2.78	6.58	8.34	0.2291	0.7887	0.1485	0.4226	0.1474	23
EA 526	4.8	19.20	8.85	46.66	1.25	4.76	19.28	0.1898	5.5169	2.1348	0.2312	0.1344	41
EA 527	5.0	26.33	6.94	52.46	4.77	1.28	8.21	0.1323	3.6953	0.9220	0.4848	0.0881	33

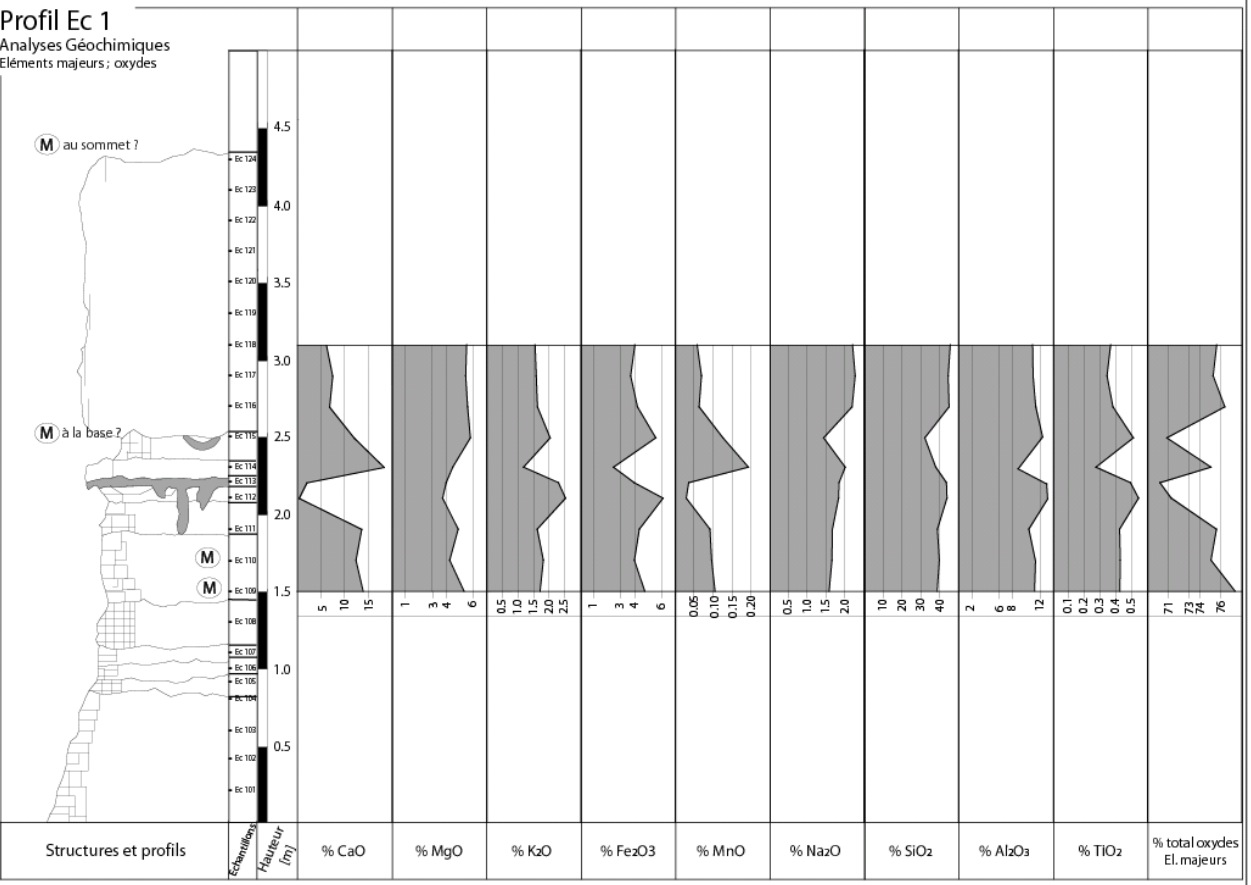
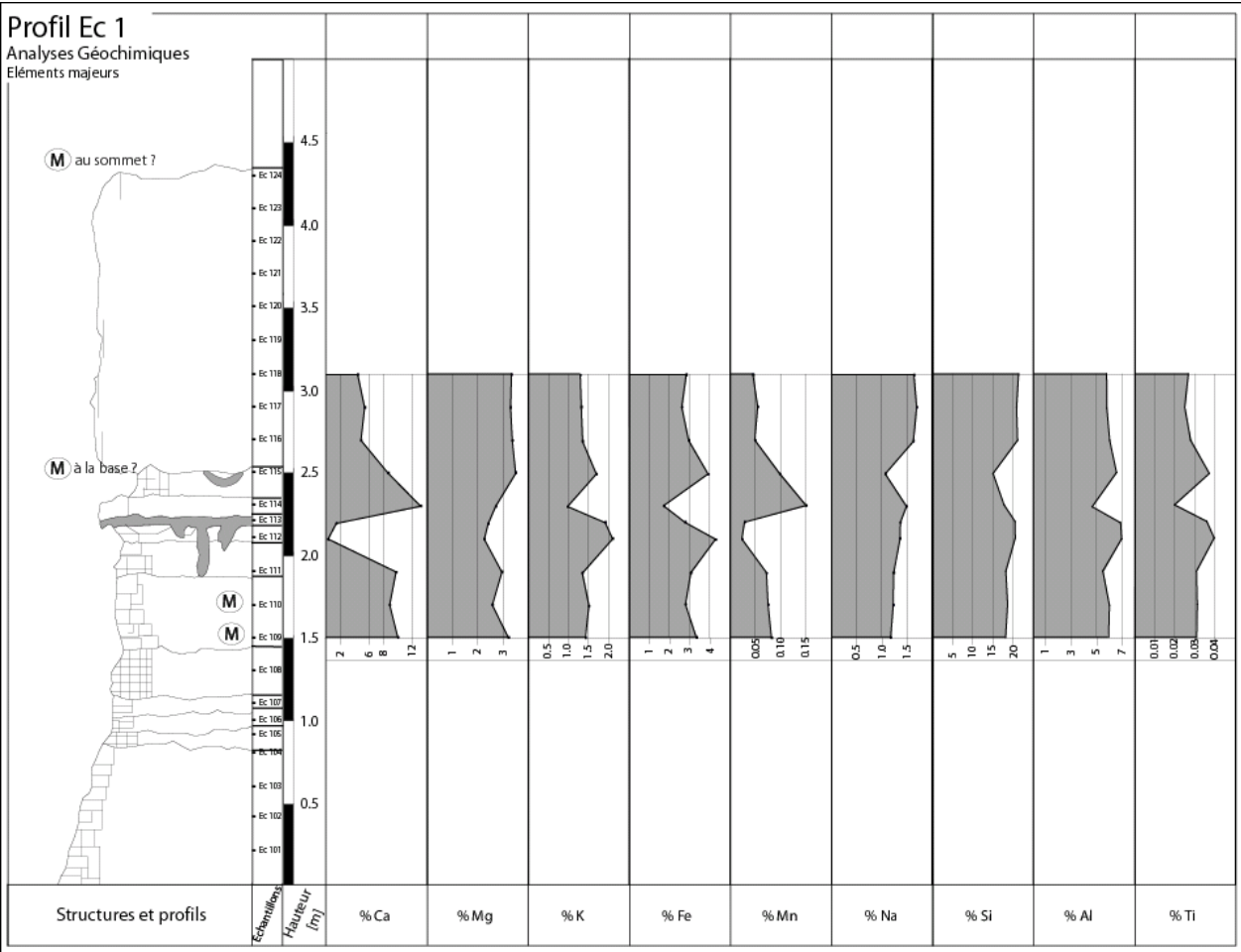
Résultats de l'analyse géochimique ; éléments majeurs										
N° éch.	Hauteur	% Fe	% Mn	% Mg	% Ca	% K	% Na	% Al	% Si	% Ti
Ea 401	0.1	3.16	0.08	2.84	12.24	1.48	1.30	5.91	20.47	0.03
Ea 402	0.3	2.85	0.06	2.72	12.91	1.38	1.23	5.58	19.50	0.03
Ea 403	0.5	3.51	0.05	2.55	9.67	1.90	1.15	6.51	19.95	0.03
Ea 404	0.7	3.21	0.07	2.58	12.60	1.61	1.17	5.33	18.90	0.03
Ea 405	0.8	4.07	0.03	2.48	4.23	2.70	1.07	7.44	21.30	0.04
Ea 406	0.9	3.35	0.06	2.78	10.71	2.34	0.91	7.26	17.47	0.03
Ea 407	1.1	2.99	0.06	3.03	10.55	2.24	0.69	6.96	16.36	0.04
Ea 408	1.3	3.53	0.08	3.06	12.58	1.91	1.03	6.58	16.64	0.04
Ea 409	1.5	3.33	0.08	1.99	12.60	1.49	1.16	5.95	18.22	0.03
Ea 410	1.6	3.77	0.07	2.66	11.20	2.10	0.97	6.92	16.61	0.04
Ea 411	1.7	2.74	0.07	2.59	13.20	1.33	1.24	5.50	18.22	0.04
Ea 412	1.8	2.77	0.07	2.77	13.08	1.35	1.33	5.52	18.22	0.04
Ea 413	1.9	3.38	0.07	2.77	11.06	1.88	1.12	6.53	18.94	0.05
Ea 414	2.1	3.57	0.06	2.74	10.95	1.86	1.05	7.21	16.92	0.05
Ea 415	2.3	2.66	0.07	2.43	13.02	1.26	1.33	5.43	18.40	0.04
Ea 417	2.4	3.70	0.05	3.06	7.91	2.15	1.08	7.11	19.14	0.05
Ea 418	2.5	3.16	0.06	2.70	10.95	1.68	1.10	6.33	17.83	0.04
Ea 419	2.7	3.16	0.07	2.63	12.35	1.42	1.09	5.64	19.50	0.04
Ea 420	2.9	3.35	0.07	2.71	12.26	1.53	1.15	6.09	17.84	0.04
Ea 421	3.1	3.15	0.06	2.65	11.55	1.49	1.23	5.71	19.99	0.04
Ea 422	3.3	2.50	0.08	2.33	13.43	1.19	1.23	5.26	19.06	0.04
Ea 423	3.5	2.85	0.08	3.50	12.94	1.27	1.15	5.24	18.51	0.03
Ea 424	3.7	3.04	0.07	2.64	13.11	1.46	1.10	5.47	18.13	0.03
Ea 425	3.8	2.58	0.09	2.14	16.31	1.30	1.04	5.03	16.73	0.03
Ea 426	3.9	2.46	0.09	1.74	17.97	1.40	0.96	5.26	16.71	0.03
Ea 427	4.0	2.82	0.05	1.89	9.81	2.03	0.99	6.45	22.02	0.03
Ea 428	4.1	3.29	0.02	1.83	1.51	2.43	1.14	7.19	23.68	0.04
Ea 429	4.2	2.99	0.07	2.20	11.52	1.53	0.90	6.26	18.65	0.04
Ea 430	4.3	2.71	0.07	2.09	12.69	1.14	1.21	5.14	20.09	0.03
Ea 431	4.5	2.63	0.07	2.21	11.65	1.18	1.32	5.64	19.65	0.03
Ea 432	4.7	2.66	0.07	1.98	13.63	1.30	1.12	5.30	21.14	0.03
Ea 433	4.8	2.83	0.06	1.88	11.87	1.64	1.00	5.97	18.48	0.03
Ea 434	4.9	2.90	0.06	1.89	13.09	1.68	0.99	6.00	18.24	0.03
Ea 435	5.0	3.38	0.04	1.94	7.41	2.11	1.01	6.84	20.40	0.04
Ea 436	5.1	3.62	0.03	1.88	1.51	2.33	1.10	7.22	22.75	0.05
Ea 437	5.2	3.89	0.03	2.64	4.13	2.26	1.02	7.43	21.20	0.06
Ea 438	5.3	3.13	0.05	2.60	9.97	1.66	1.00	6.22	18.33	0.04
Ea 439	5.4	3.09	0.07	2.66	10.21	1.58	0.93	5.93	16.50	0.04
Ea 440	5.5	2.69	0.06	1.63	5.91	0.82	0.60	5.83	17.03	0.04
Ec 109	1.5	3.33	0.08	3.22	9.91	1.41	1.17	5.92	18.08	0.03
Ec 110	1.7	2.79	0.07	2.57	8.82	1.50	1.22	5.99	18.62	0.03
Ec 111	1.9	3.05	0.07	2.95	9.68	1.34	1.24	5.48	18.17	0.03
Ec 112	2.1	4.28	0.02	2.26	0.31	2.09	1.36	6.94	20.49	0.04
Ec 113	2.2	2.77	0.03	2.42	1.46	1.91	1.37	6.86	20.40	0.04
Ec 114	2.3	1.70	0.15	2.71	13.08	0.97	1.49	4.64	17.72	0.02
Ec 115	2.5	3.90	0.10	3.49	8.58	1.69	1.07	6.55	15.03	0.04
Ec 116	2.7	2.94	0.05	3.37	4.87	1.35	1.62	6.01	21.02	0.03
Ec 117	2.9	2.59	0.05	3.29	5.34	1.32	1.69	5.80	20.78	0.02
Ec 118	3.1	2.81	0.05	3.33	4.41	1.29	1.63	5.77	21.30	0.03

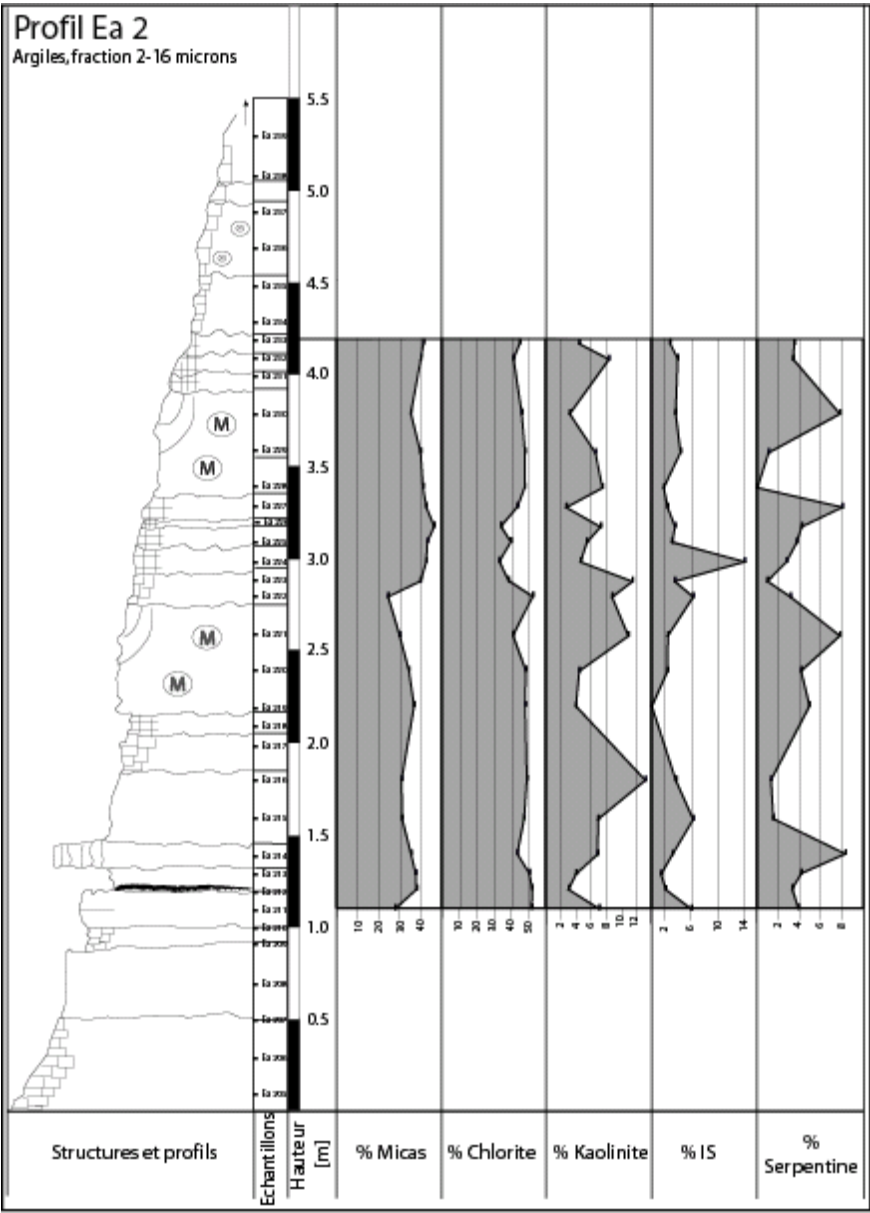
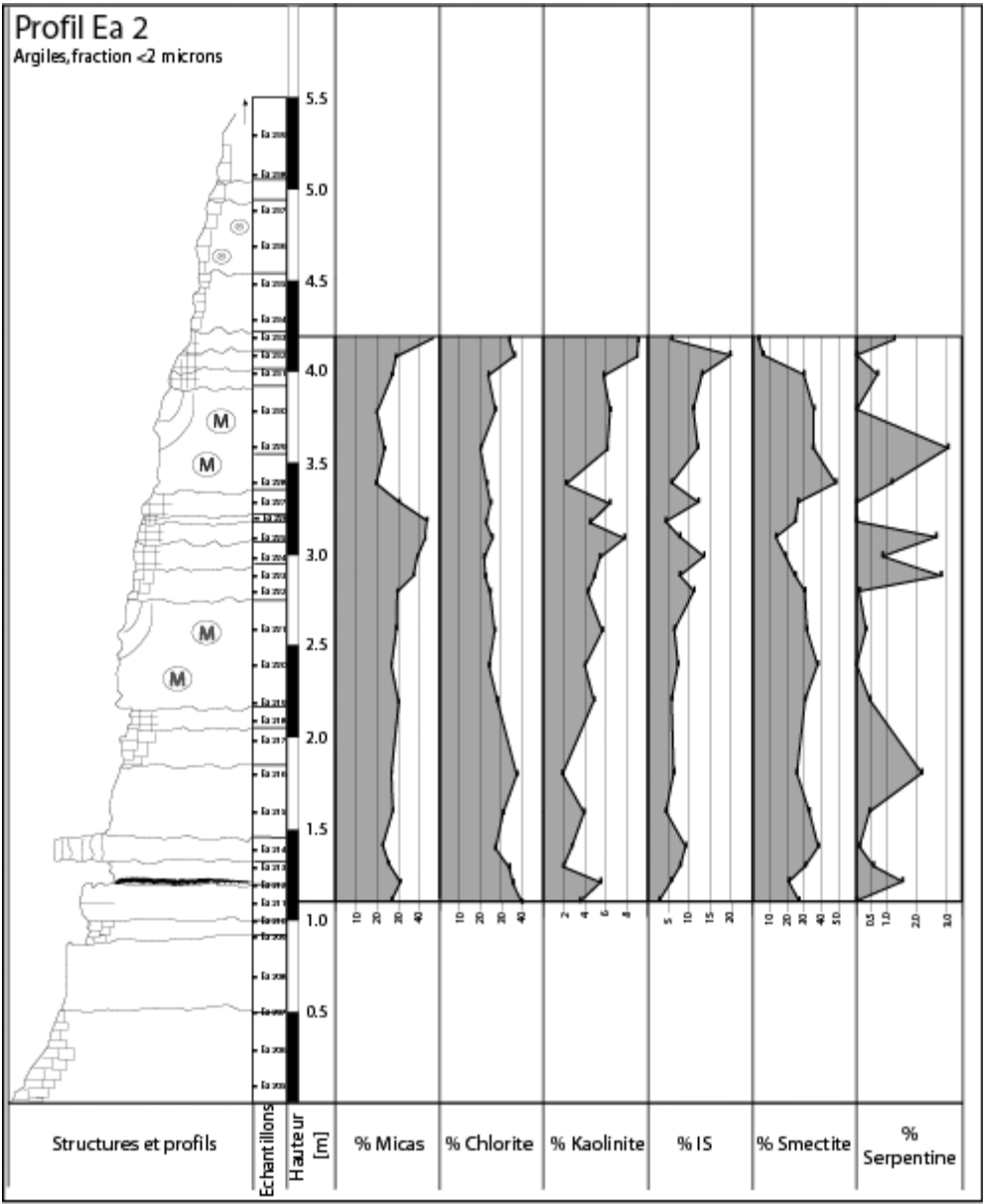
Résultats de l'analyse géochimique ; éléments majeurs											
N° éch.	Hauteur	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	TOTAL
Ea 401	0.1	4.51	0.10	4.70	17.12	1.79	1.76	11.17	43.79	0.47	85.41
Ea 402	0.3	4.07	0.08	4.51	18.06	1.66	1.66	10.54	41.71	0.40	82.69
Ea 403	0.5	5.01	0.06	4.22	13.53	2.29	1.55	12.31	42.69	0.46	82.13
Ea 404	0.7	4.60	0.08	4.28	17.63	1.94	1.57	10.07	40.44	0.40	81.01
Ea 405	0.8	5.82	0.04	4.11	5.91	3.26	1.44	14.06	45.57	0.51	80.72
Ea 406	0.9	4.79	0.07	4.60	14.98	2.81	1.22	13.71	37.36	0.48	80.04
Ea 407	1.1	4.28	0.08	5.02	14.76	2.70	0.93	13.15	34.99	0.52	76.45
Ea 408	1.3	5.04	0.11	5.08	17.60	2.30	1.39	12.44	35.59	0.49	80.04
Ea 409	1.5	4.77	0.10	3.30	17.62	1.79	1.57	11.25	38.98	0.41	79.79
Ea 410	1.6	5.39	0.09	4.42	15.67	2.52	1.31	13.07	35.54	0.50	78.52
Ea 411	1.7	3.92	0.09	4.29	18.47	1.60	1.67	10.39	38.97	0.54	79.94
Ea 412	1.8	3.96	0.09	4.59	18.30	1.63	1.79	10.43	38.98	0.55	80.31
Ea 413	1.9	4.83	0.09	4.59	15.47	2.27	1.51	12.35	40.53	0.64	82.27
Ea 414	2.1	5.10	0.08	4.54	15.32	2.25	1.42	13.62	36.19	0.69	79.22
Ea 415	2.3	3.81	0.09	4.03	18.21	1.51	1.79	10.27	39.36	0.49	79.55
Ea 417	2.4	5.29	0.07	5.07	11.07	2.59	1.46	13.43	40.95	0.69	80.63
Ea 418	2.5	4.51	0.08	4.47	15.32	2.02	1.48	11.96	38.14	0.61	78.61
Ea 419	2.7	4.52	0.09	4.36	17.28	1.72	1.48	10.65	41.71	0.54	82.33
Ea 420	2.9	4.79	0.09	4.50	17.15	1.85	1.55	11.51	38.16	0.56	80.16
Ea 421	3.1	4.51	0.08	4.40	16.16	1.79	1.66	10.79	42.76	0.49	82.64
Ea 422	3.3	3.57	0.10	3.86	18.79	1.43	1.66	9.94	40.78	0.48	80.61
Ea 423	3.5	4.08	0.10	5.81	18.10	1.54	1.55	9.89	39.60	0.42	81.09
Ea 424	3.7	4.35	0.09	4.37	18.35	1.76	1.48	10.33	38.78	0.45	79.95
Ea 425	3.8	3.69	0.11	3.55	22.83	1.56	1.40	9.51	35.79	0.43	78.87
Ea 426	3.9	3.52	0.12	2.89	25.14	1.69	1.30	9.94	35.74	0.37	80.71
Ea 427	4.0	4.03	0.07	3.14	13.72	2.44	1.34	12.20	47.11	0.48	84.53
Ea 428	4.1	4.71	0.03	3.03	2.11	2.93	1.54	13.59	50.66	0.57	79.15
Ea 429	4.2	4.27	0.09	3.65	16.11	1.84	1.21	11.82	39.90	0.52	79.43
Ea 430	4.3	3.87	0.09	3.47	17.76	1.37	1.64	9.71	42.98	0.45	81.33
Ea 431	4.5	3.76	0.09	3.67	16.30	1.42	1.77	10.66	42.03	0.43	80.13
Ea 432	4.7	3.80	0.09	3.29	19.07	1.57	1.50	10.02	45.22	0.42	84.98
Ea 433	4.8	4.04	0.07	3.11	16.60	1.98	1.35	11.28	39.54	0.47	78.45
Ea 434	4.9	4.14	0.07	3.13	18.32	2.02	1.33	11.34	39.01	0.45	79.81
Ea 435	5.0	4.84	0.05	3.21	10.37	2.54	1.36	12.92	43.65	0.52	79.46
Ea 436	5.1	5.17	0.04	3.12	2.11	2.81	1.49	13.64	48.66	0.70	77.74
Ea 437	5.2	5.56	0.04	4.38	5.78	2.72	1.37	14.04	45.35	0.77	80.03
Ea 438	5.3	4.48	0.07	4.31	13.95	2.00	1.34	11.75	39.21	0.59	77.70
Ea 439	5.4	4.41	0.09	4.41	14.28	1.91	1.26	11.21	35.29	0.57	73.44
Ea 440	5.5	3.85	0.08	2.70	8.26	0.99	0.81	11.01	36.43	0.59	64.73
Ec 109	1.5	4.76	0.11	5.33	13.87	1.70	1.58	11.19	38.67	0.43	77.63
Ec 110	1.7	3.99	0.10	4.27	12.34	1.81	1.65	11.32	39.83	0.43	75.74
Ec 111	1.9	4.36	0.09	4.90	13.55	1.61	1.67	10.36	38.88	0.42	75.83
Ec 112	2.1	6.12	0.03	3.74	0.44	2.52	1.83	13.11	43.83	0.54	72.16
Ec 113	2.2	3.96	0.04	4.01	2.05	2.30	1.84	12.97	43.65	0.49	71.30
Ec 114	2.3	2.43	0.19	4.49	18.29	1.17	2.01	8.78	37.90	0.27	75.54
Ec 115	2.5	5.58	0.13	5.79	12.01	2.03	1.44	12.38	32.16	0.51	72.03
Ec 116	2.7	4.21	0.06	5.59	6.81	1.62	2.19	11.35	44.98	0.38	77.19
Ec 117	2.9	3.71	0.07	5.46	7.48	1.58	2.28	10.96	44.46	0.34	76.34
Ec 118	3.1	4.02	0.06	5.51	6.17	1.55	2.20	10.90	45.56	0.37	76.34



Profil Ec 1
Roche totale

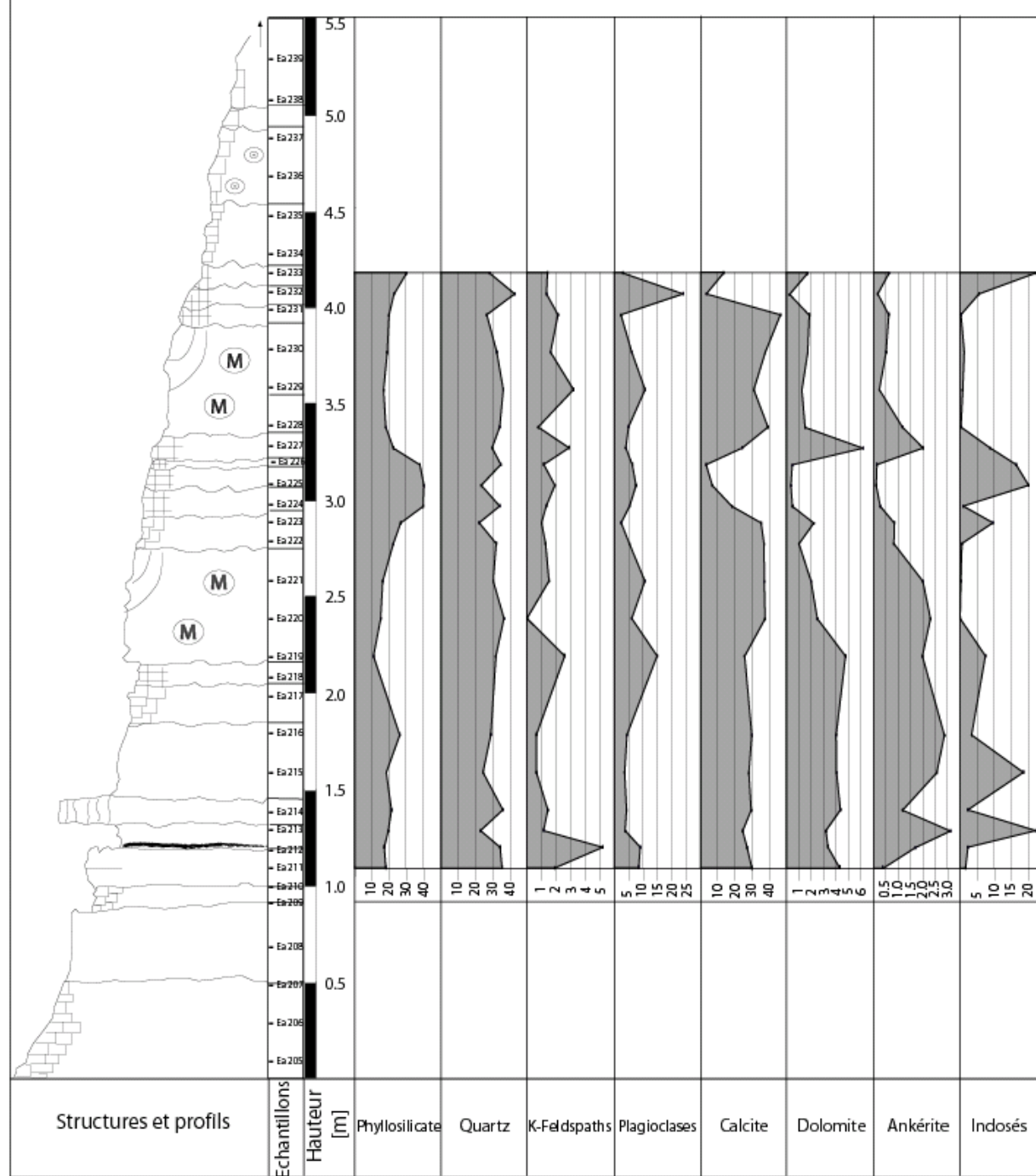


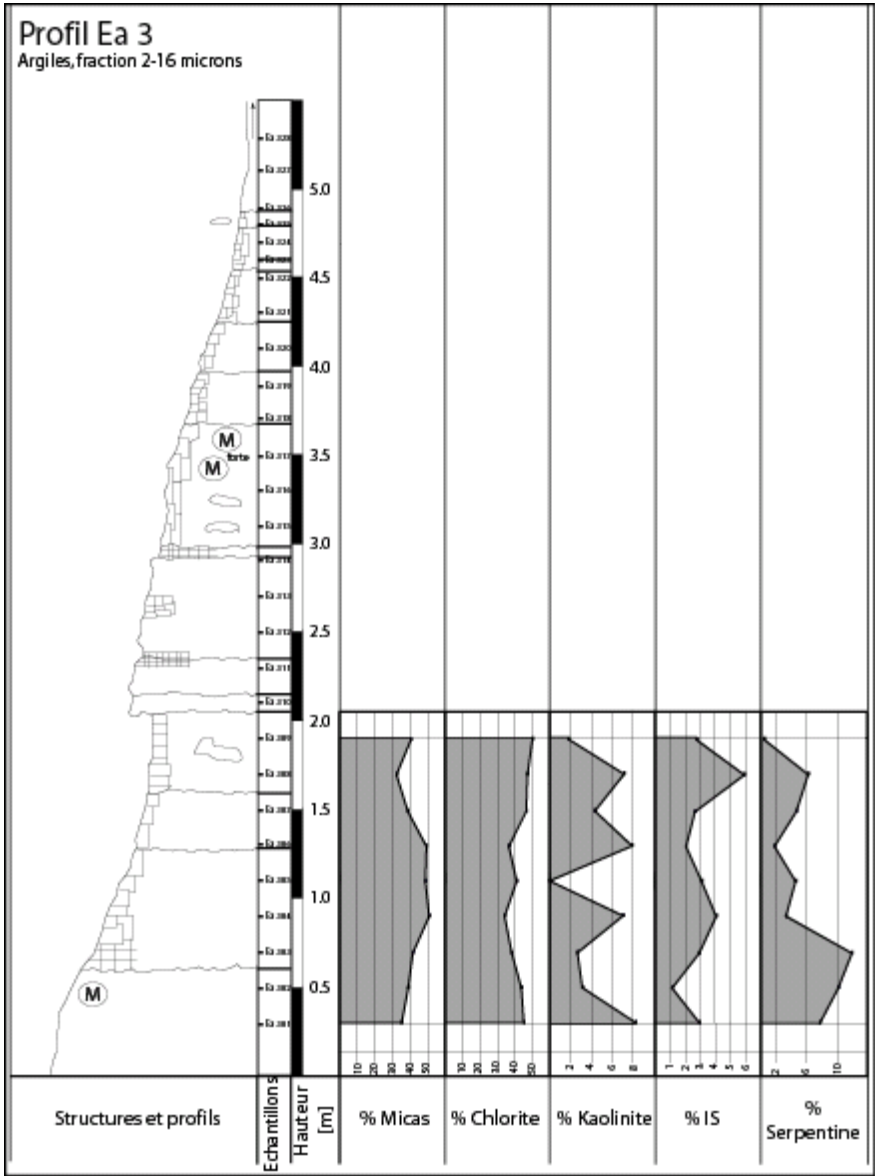
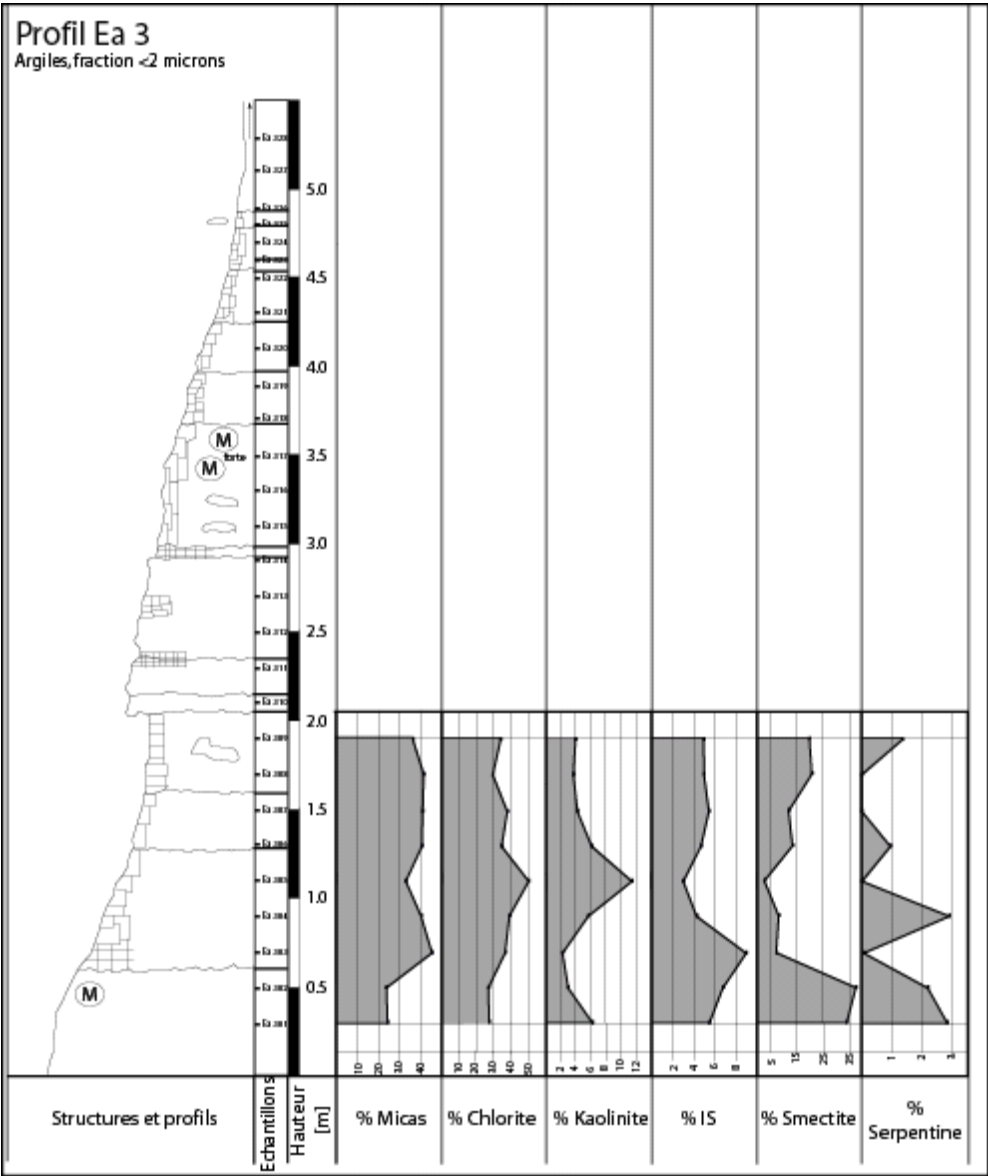




Profil Ea 2

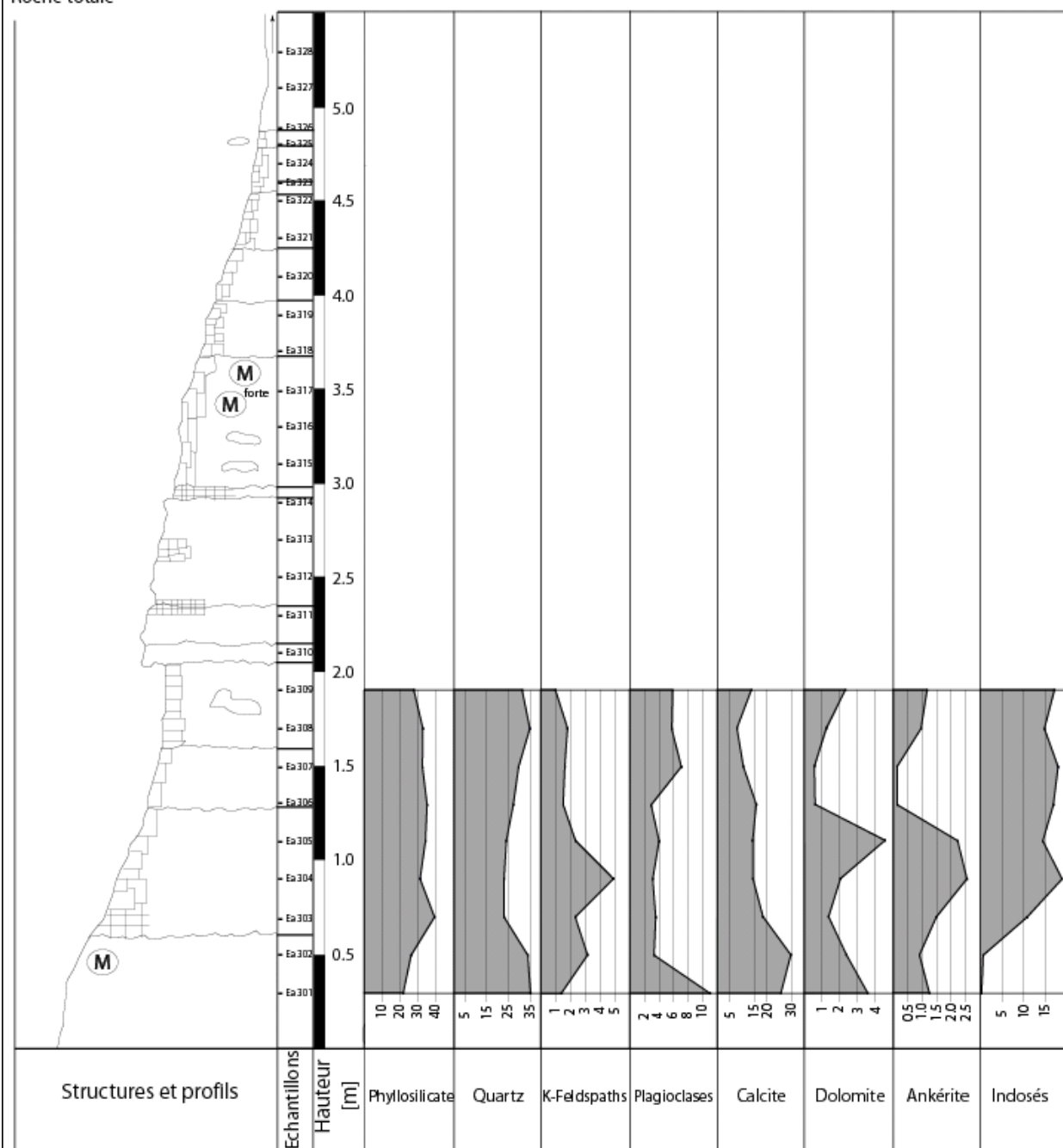
Roche totale

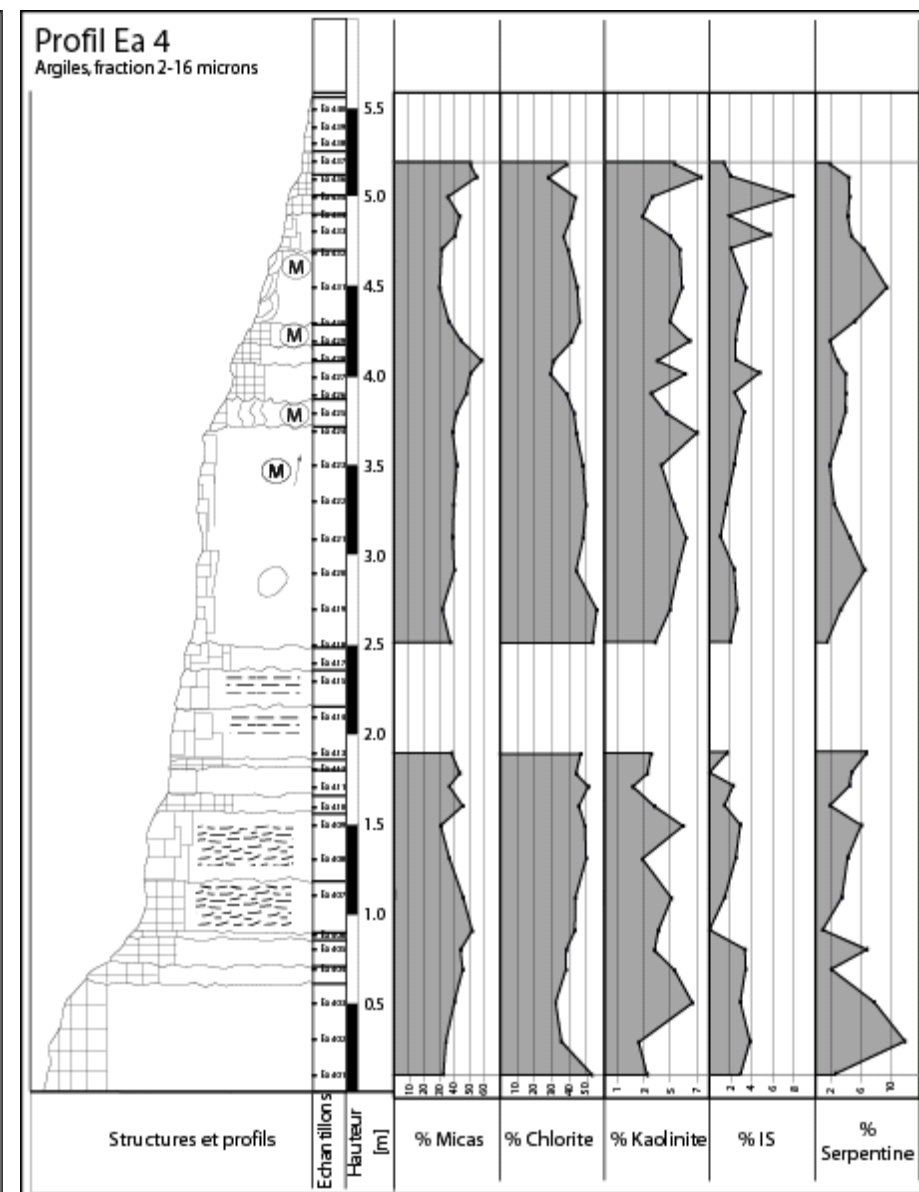
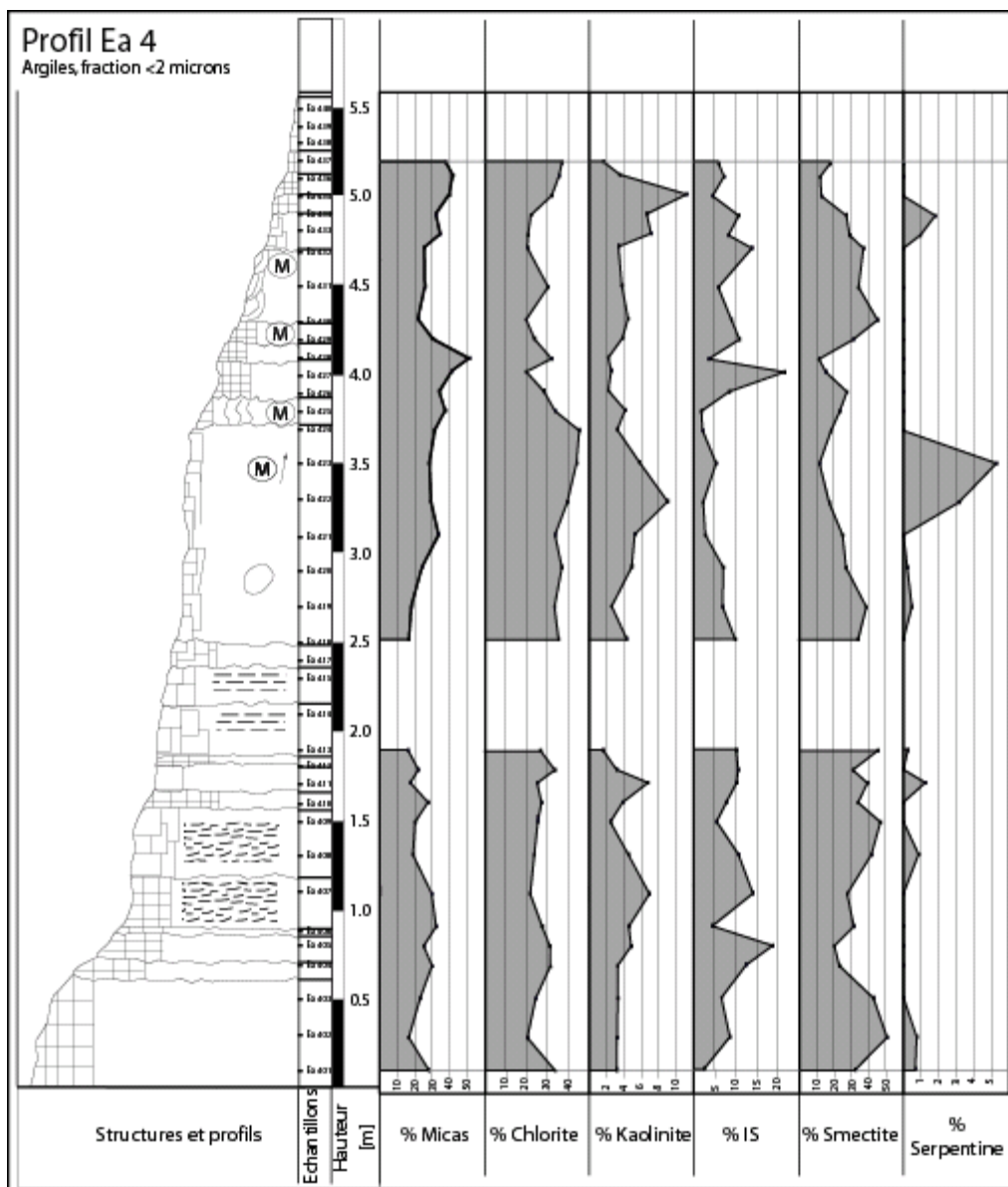




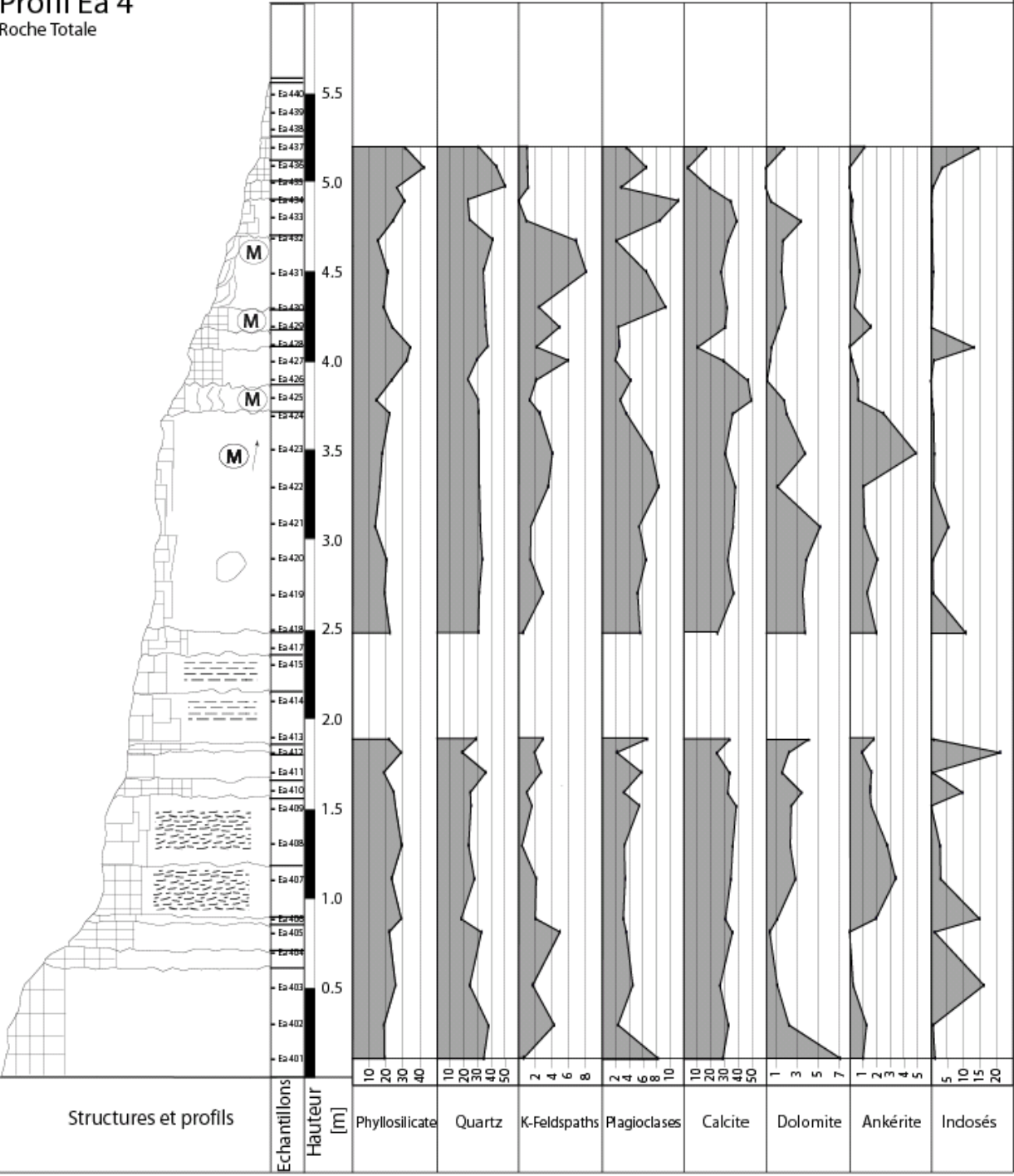
Profil Ea 3

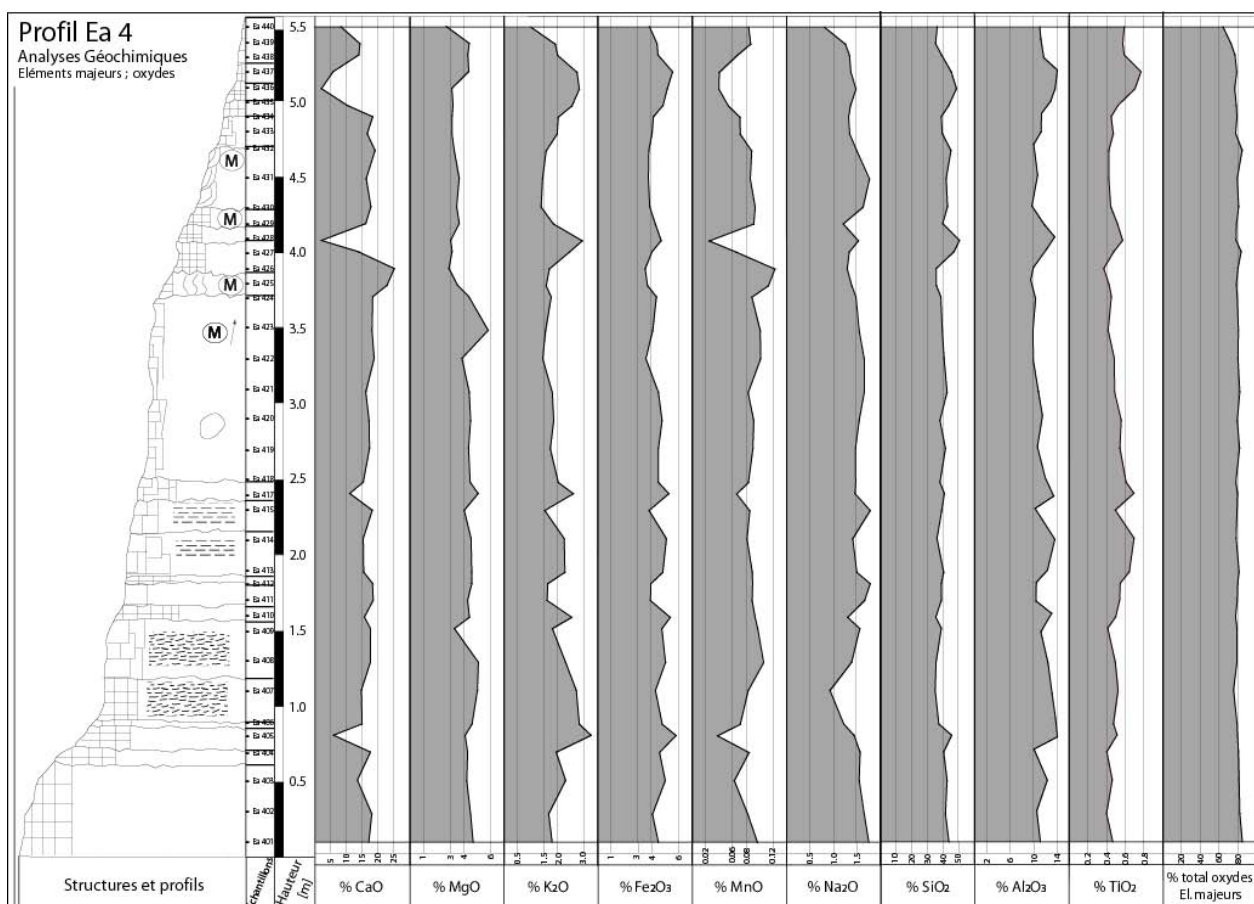
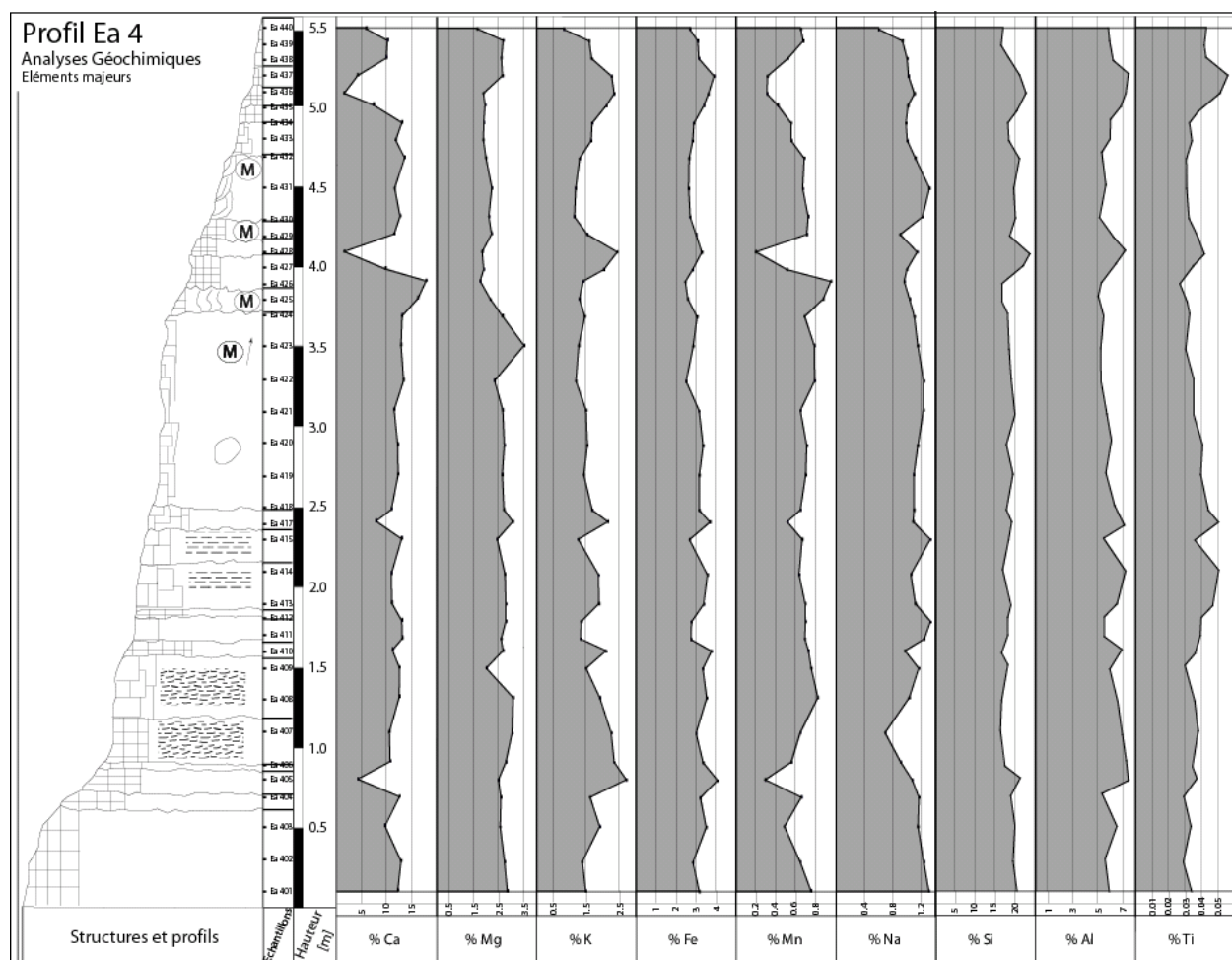
Roche totale

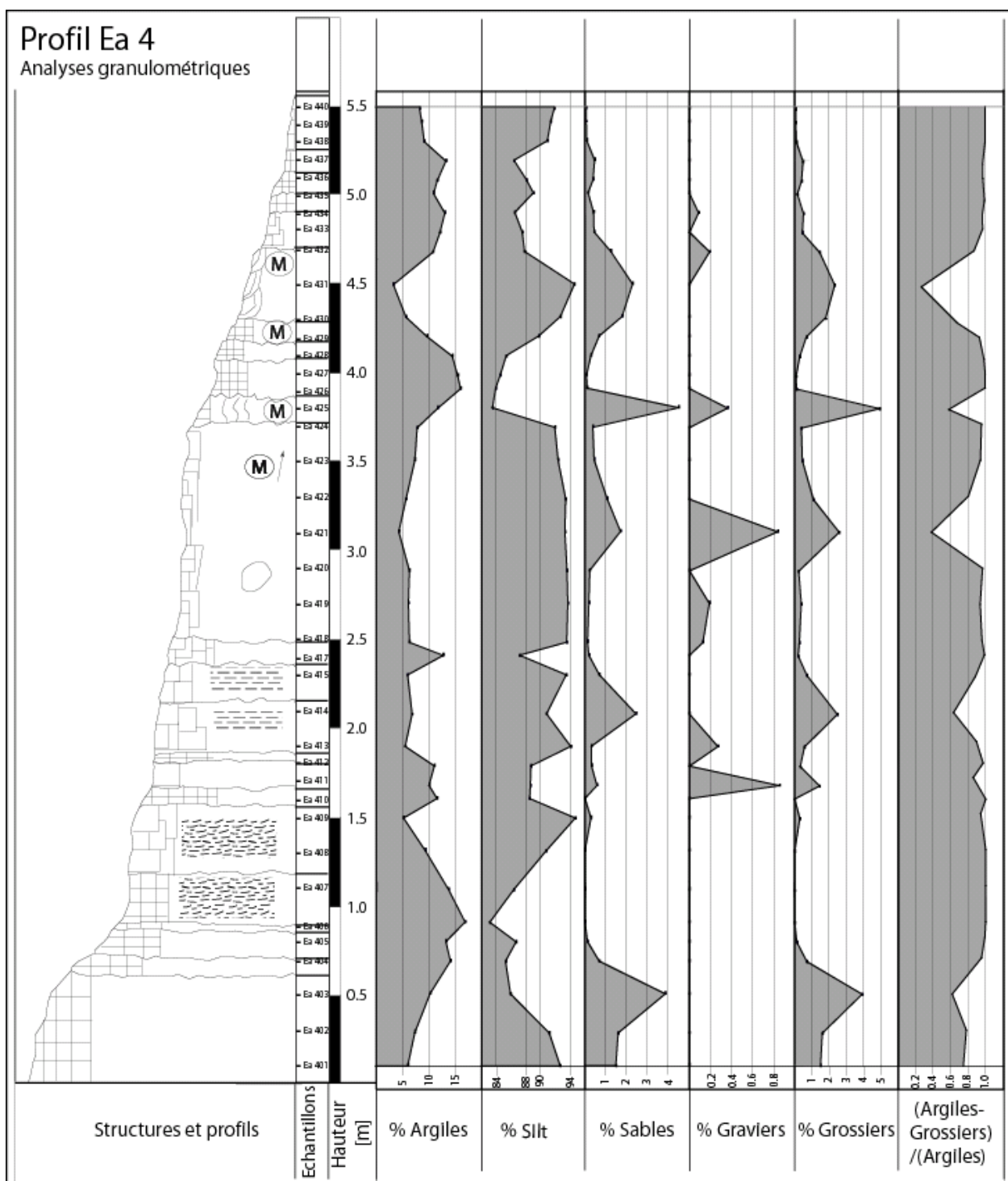


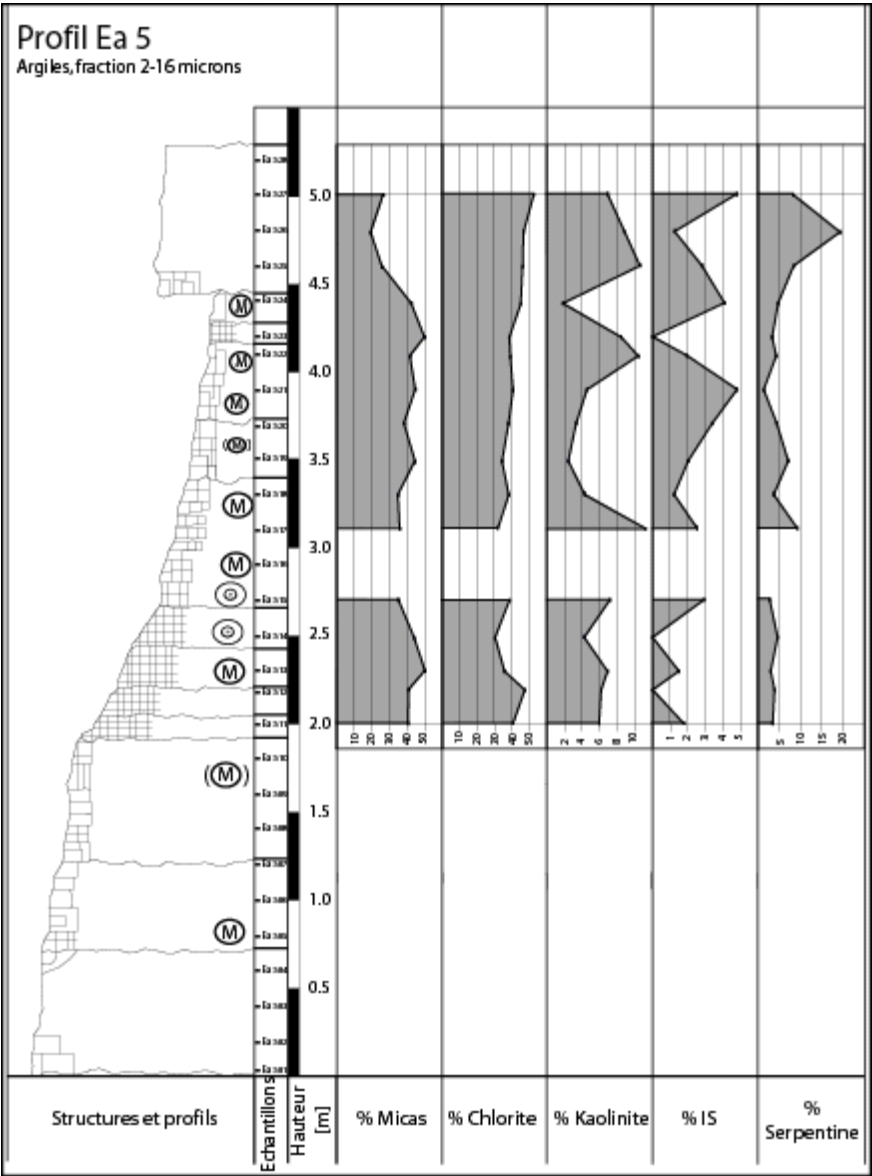
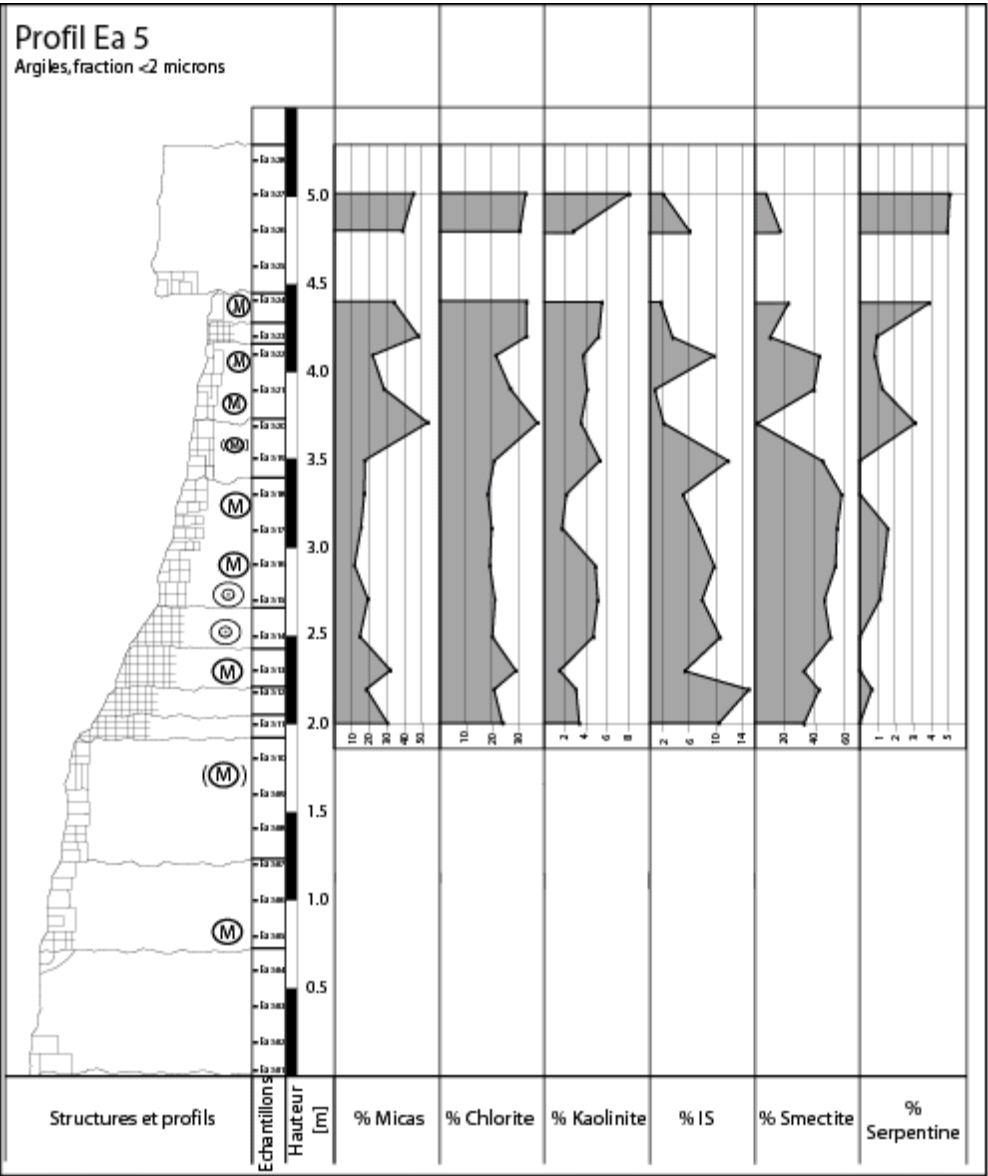


Profil Ea 4
 Roche Totale



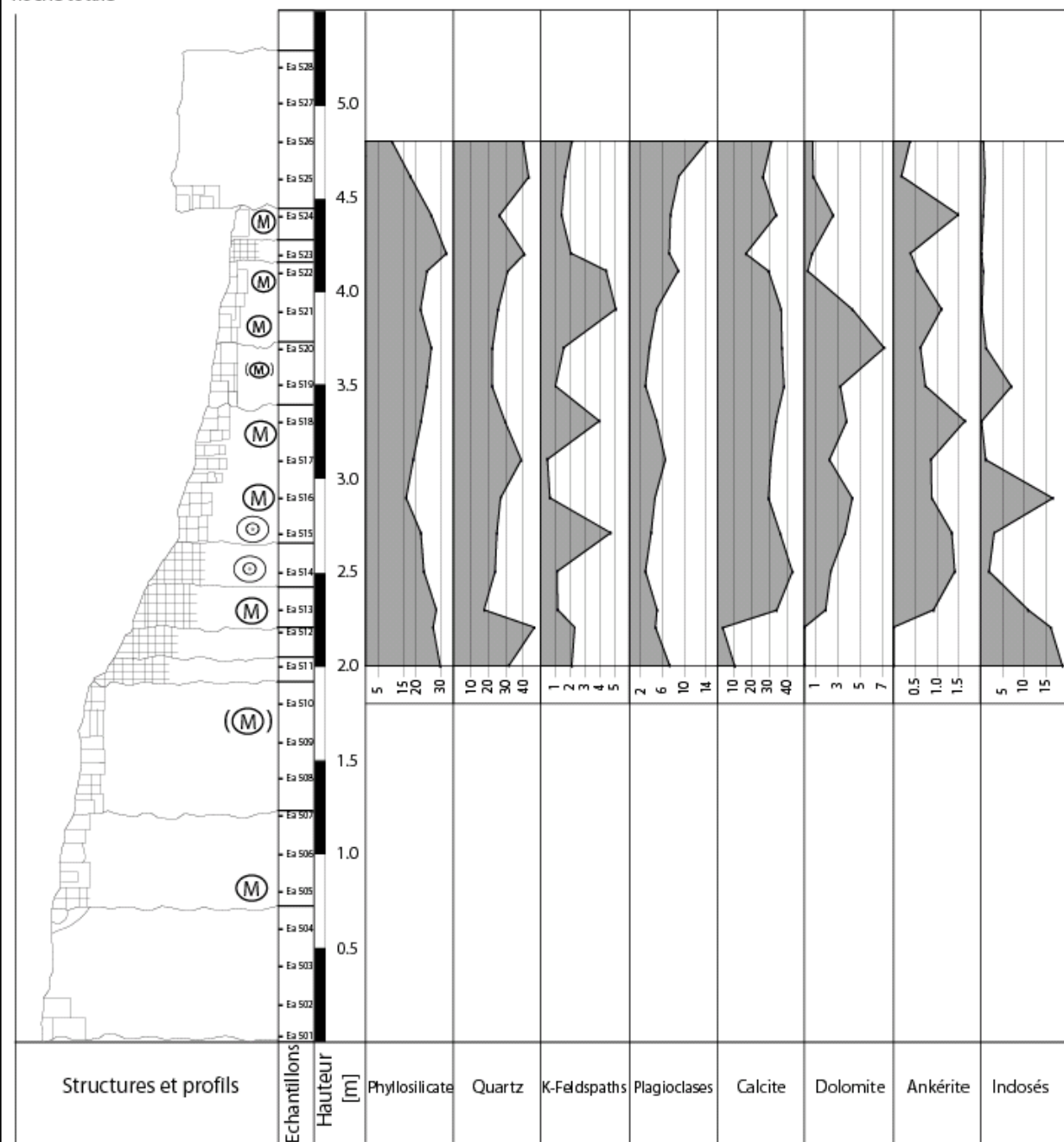


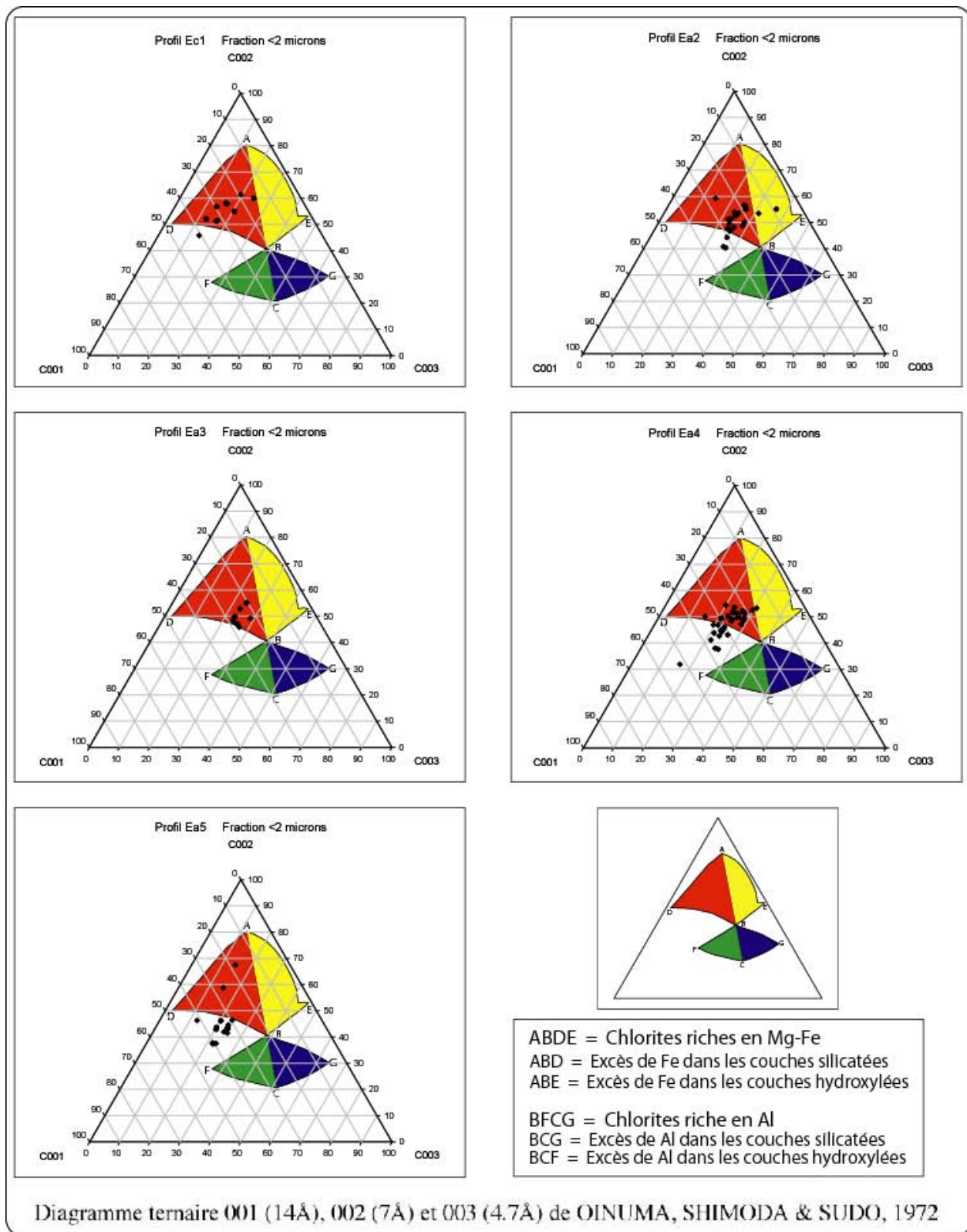


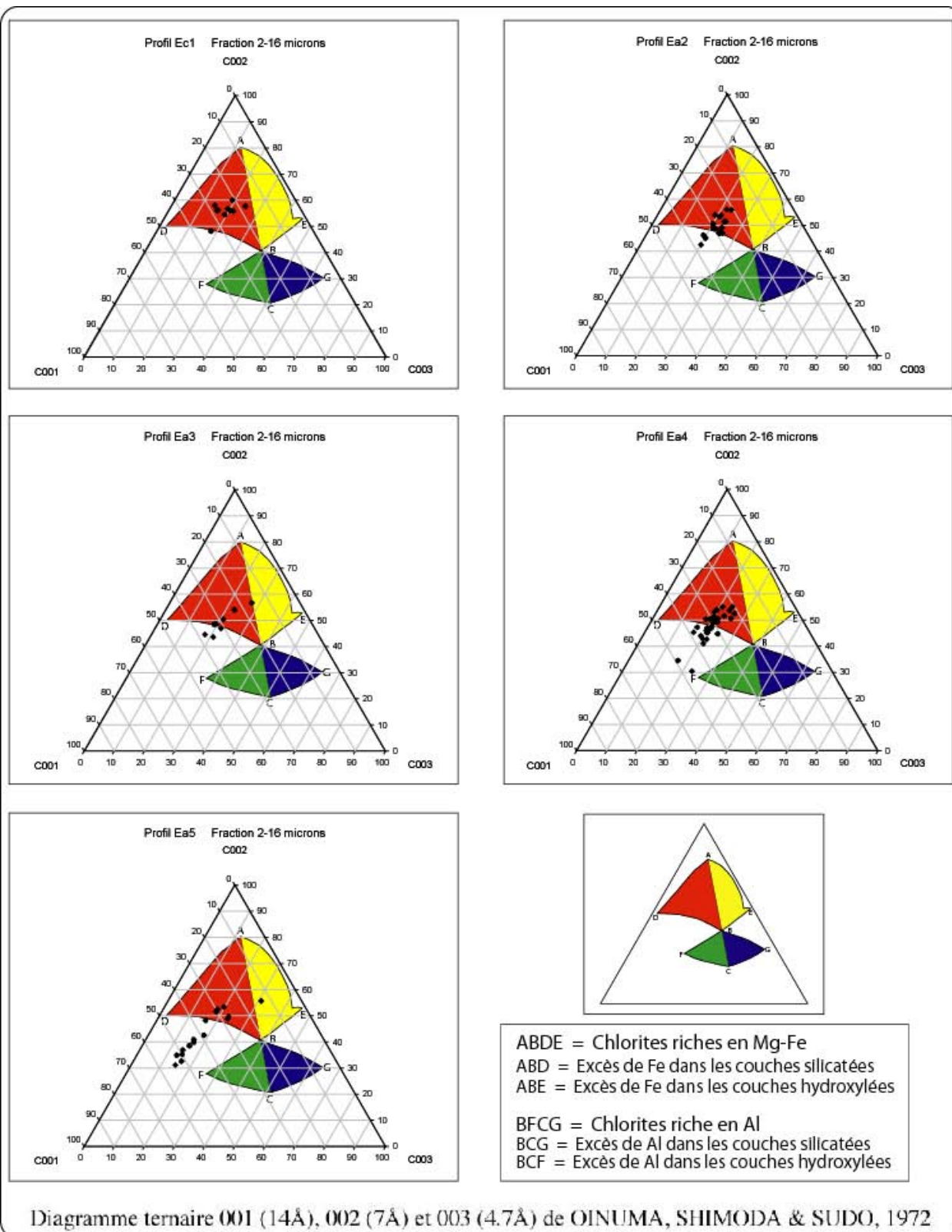


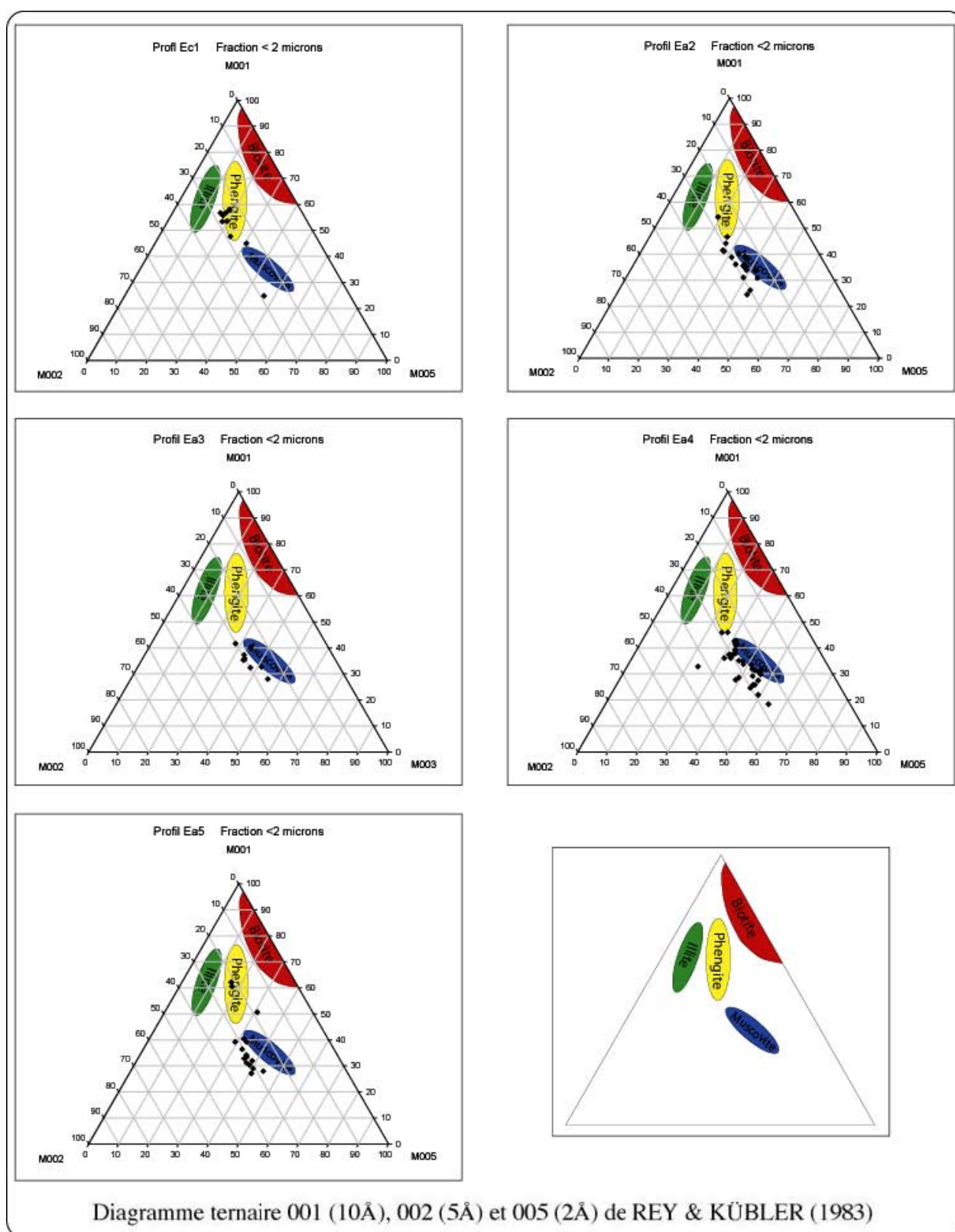
Profil Ea 5

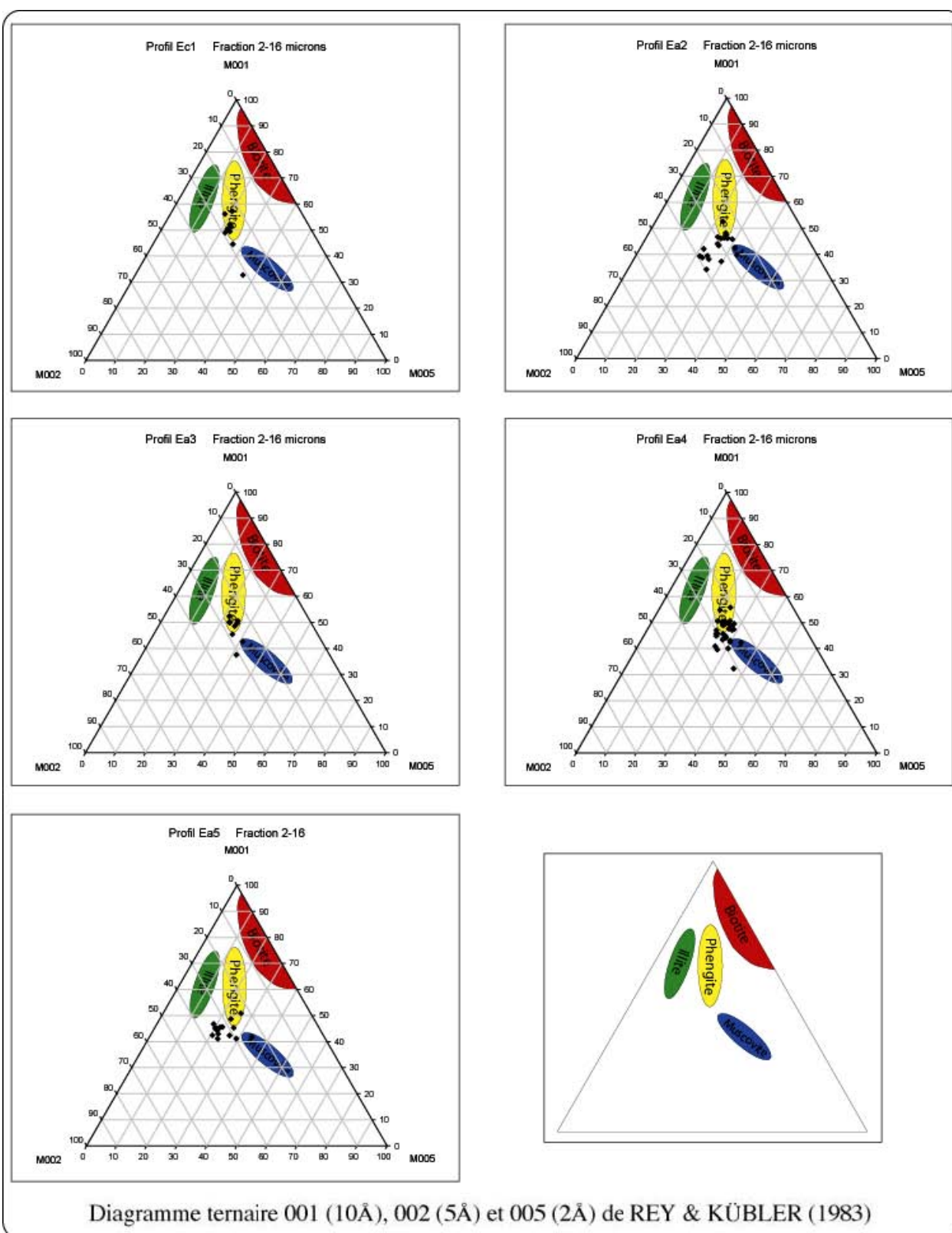
Roche totale











Résultats statistiques

Analyses géochimiques

Géochimie : TOTAL

Matrice de
corrélation

	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	Al	Si	Ti
Fe	1.0000	-0.5193	0.1298	-0.4870	0.7363	-0.3223	0.7771	0.0708	0.6144
Mn	-0.5193	1.0000	0.2113	0.7328	-0.6407	0.0127	-0.6532	-0.6534	-0.4663
Mg	0.1298	0.2113	1.0000	-0.0909	-0.1515	0.3174	-0.0062	-0.2889	-0.0756
Ca	0.4870	0.7328	-0.0909	1.0000	-0.5703	-0.2871	-0.6567	-0.6154	-0.3245
K	0.7363	-0.6407	-0.1515	-0.5703	1.0000	-0.4909	0.9300	0.2418	0.5971
Na	-0.3223	0.0127	0.3174	-0.2871	-0.4909	1.0000	-0.3704	0.3901	-0.4346
Al	0.7771	-0.6532	-0.0062	-0.6567	0.9300	-0.3704	1.0000	0.2095	0.6704
Si	0.0708	-0.6534	-0.2889	-0.6154	0.2418	0.3901	0.2095	1.0000	0.0866
Ti	0.6144	-0.4663	-0.0756	-0.3245	0.5971	-0.4346	0.6704	0.0866	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	0.0289	0.1112	0.1497	0.1514	0.8317	0.0420	0.2690	-0.1678	0.3840
Mn	0.0333	0.1329	0.6211	0.5674	-0.1574	0.0645	0.1496	-0.2615	-0.3921
Mg	-0.0131	0.0464	0.1643	-0.4808	-0.1821	-0.0463	0.8364	0.0334	-0.0588
Ca	0.0583	-0.6512	0.2074	-0.3661	0.2628	-0.1429	-0.1741	-0.3882	-0.3535
K	-0.6737	-0.2912	0.2331	-0.0093	-0.2171	0.3828	-0.0350	-0.1486	0.4359
Na	-0.1746	-0.5435	-0.1007	0.4084	0.1322	-0.1499	0.2681	0.6035	-0.1456
Al	0.6835	-0.3988	0.0053	0.1731	-0.2794	0.2019	0.1174	-0.1109	0.4460
Si	0.1574	0.0654	0.6751	-0.2717	0.0323	-0.1185	-0.2970	0.5452	0.2024
Ti	-0.1350	-0.0163	0.0400	0.1386	-0.1938	-0.8647	0.0143	-0.2363	0.3455

 λ_i

0.0389
0.0968
0.1872
0.2289
0.2711
0.4630
1.3070
1.9980
4.4091

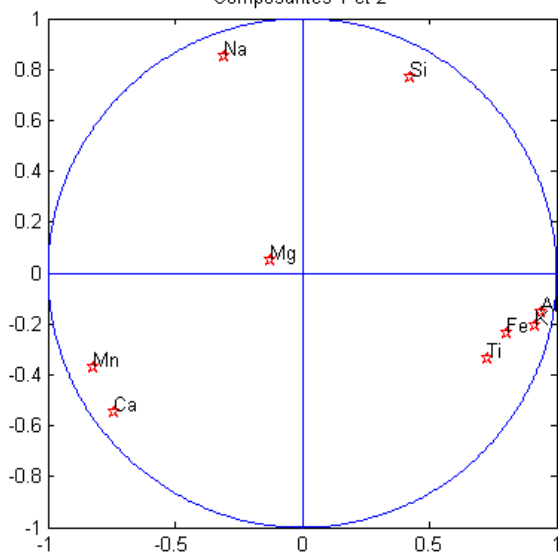
 $\lambda_i/9$

0.0043
0.0108
0.0208
0.0254
0.0301
0.0514
0.1452
0.2220
0.4899

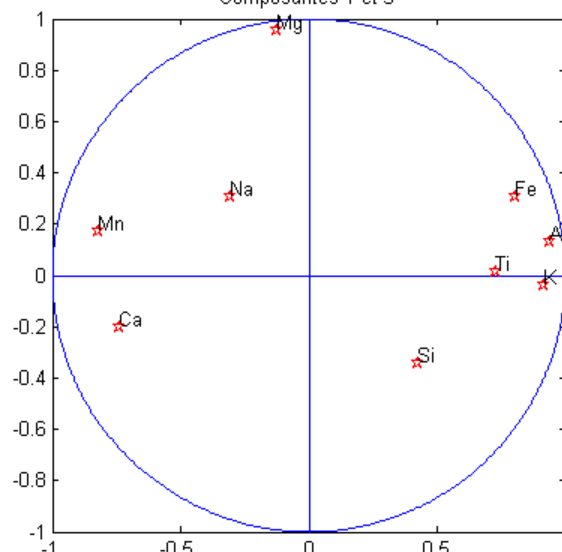
$$r(c_i, x_j) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_{ji}$$

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	0.8063	-0.2371	0.3076	0.0285	0.4330	0.0724	0.0648	0.0346	0.0057
Mn	-0.8233	-0.3697	0.1710	0.0439	-0.0820	0.2715	0.2688	0.0414	0.0066
Mg	-0.1234	0.0473	0.9562	-0.0315	-0.0948	-0.2300	0.0711	0.0144	-0.0026
Ca	-0.7424	-0.5488	-0.1991	-0.0972	0.1368	-0.1751	0.0897	-0.2026	0.0115
K	0.9152	-0.2101	-0.0400	0.2605	-0.1130	-0.0044	0.1009	-0.0906	-0.1329
Na	-0.3057	0.8530	0.3065	-0.1020	0.0689	0.1954	-0.0436	-0.1691	-0.0344
Al	0.9364	-0.1568	0.1342	0.1374	-0.1455	0.0828	0.0023	-0.1241	0.1348
Si	0.4249	0.7706	-0.3395	-0.0806	0.0168	-0.1300	0.2921	0.0203	0.0310
Ti	0.7255	-0.3340	0.0164	-0.5884	-0.1009	0.0663	0.0173	-0.0051	-0.0266

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



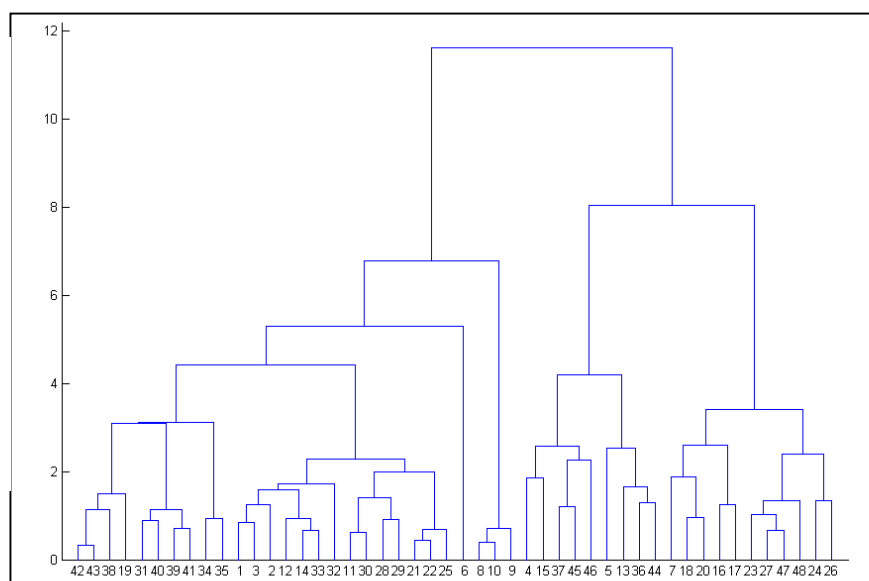
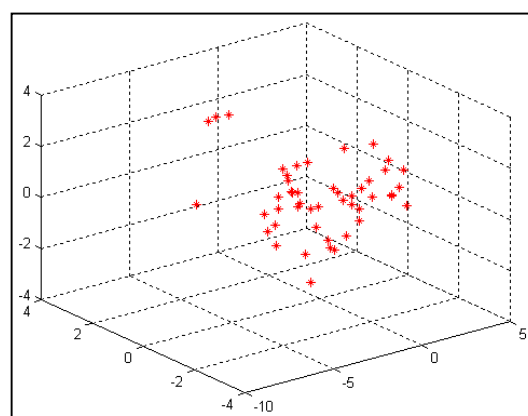
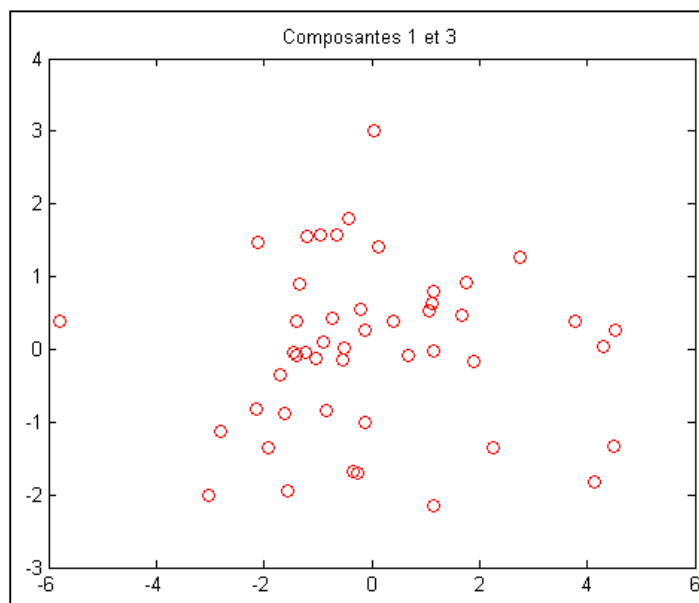
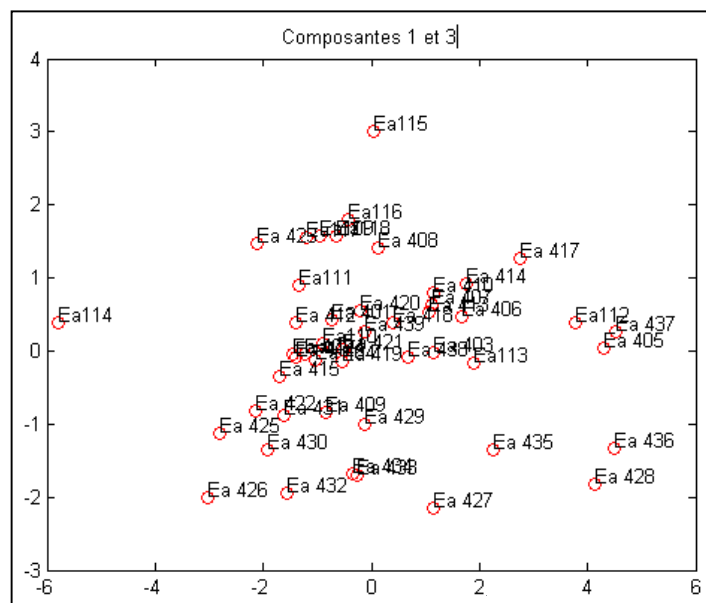
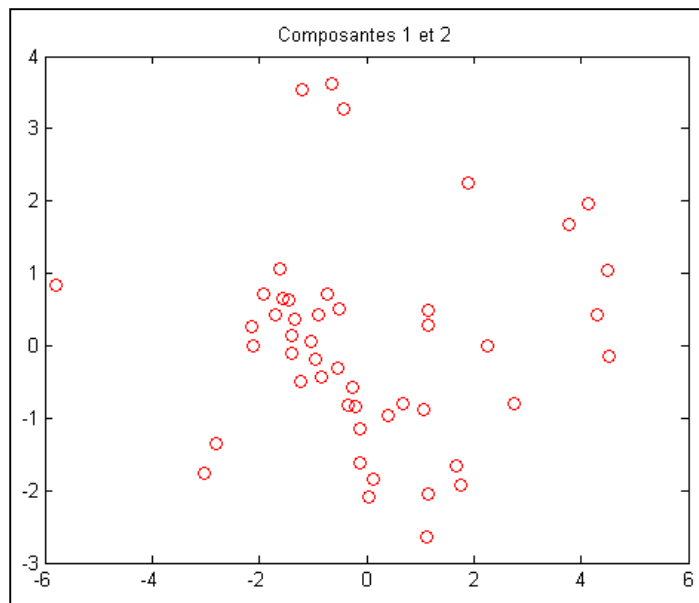
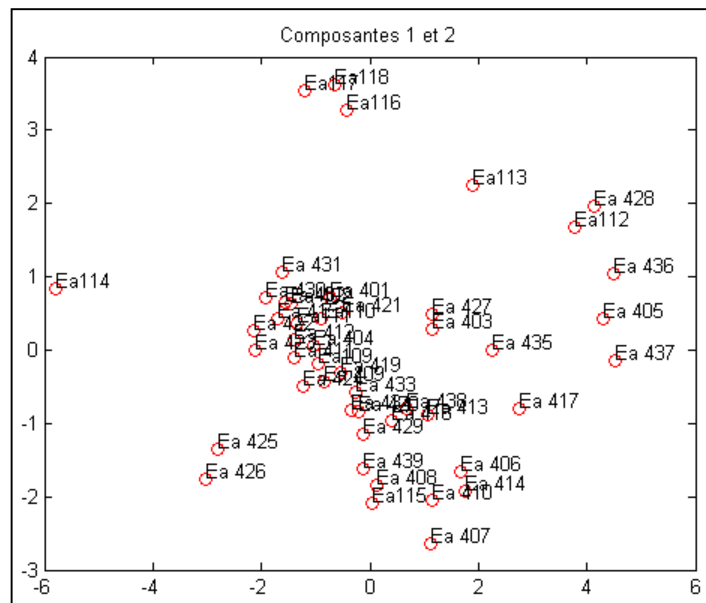
Variance :

Fe=0.2253 Mn=4.75·10⁻⁴ Mg=0.2158 Ca=15.6220 K=0.1575 Na=0.0374 Al=0.5229 Si=3.2486 Ti=5.04·10⁻⁵

Ecart-type :

Fe=0.4747 Mn=0.0218 Mg=0.4645 Ca=3.9525 K=0.3969 Na=0.1935 Al=0.7231 Si=1.8024 Ti=0.0071

Géochimie : TOTAL



Géochimie : Profil Ea4

Matrice de
corrélation

	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	Al	Si	Ti
Fe	1.0000	-0.5645	0.2895	-0.6848	0.7855	-0.2303	0.8252	0.1855	0.5826
Mn	-0.5645	1.0000	0.2108	0.9206	-0.7454	0.1146	-0.7070	-0.6917	-0.5133
Mg	0.2895	0.2108	1.0000	0.0849	0.0246	0.0370	0.0981	-0.3902	0.2175
Ca	-0.6848	0.9206	0.0849	1.0000	-0.7913	0.1317	-0.7868	-0.6604	-0.6419
K	0.7855	-0.7454	0.0246	-0.7913	1.0000	-0.5128	0.9369	0.2993	0.5046
Na	-0.2303	0.1146	0.0370	0.1317	-0.5128	1.0000	-0.4662	0.3266	-0.1544
Al	0.8252	-0.7070	0.0981	-0.7868	0.9369	-0.4662	1.0000	0.2317	0.6566
Si	0.1855	-0.6917	-0.3902	-0.6604	0.2993	0.3266	0.2317	1.0000	0.1794
Ti	0.5826	-0.5133	0.2175	-0.6419	0.5046	-0.1544	0.6566	0.1794	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	0.0197	-0.1099	0.4639	-0.3258	-0.5842	-0.3172	-0.1973	-0.2149	0.3731
Mn	-0.0891	0.4594	-0.4160	-0.5467	-0.2748	0.0322	-0.0296	-0.2734	-0.3962
Mg	0.0397	-0.0420	-0.0242	-0.0406	0.5509	-0.2716	-0.6126	-0.4917	0.0048
Ca	-0.0204	-0.8394	-0.1989	-0.0687	-0.1732	-0.0295	0.0721	-0.1863	-0.4242
K	-0.7192	-0.0525	-0.4024	0.1139	0.0007	-0.2776	0.1948	-0.1277	0.4168
Na	-0.1029	0.0411	-0.2529	0.3658	-0.3851	-0.1026	-0.6601	0.4167	-0.1478
Al	0.6519	-0.0279	-0.5523	0.1503	-0.1610	-0.0462	0.0823	-0.1834	0.4220
Si	0.0692	-0.2076	-0.1954	-0.6343	0.2705	-0.1382	-0.1069	0.6000	0.2192
Ti	-0.1789	-0.1491	-0.0497	-0.1305	-0.0489	0.8455	-0.2963	-0.1380	0.3196

 λ_i

0.0365
0.0512
0.1057
0.1426
0.2958
0.5024
1.1494
1.8247
4.8918

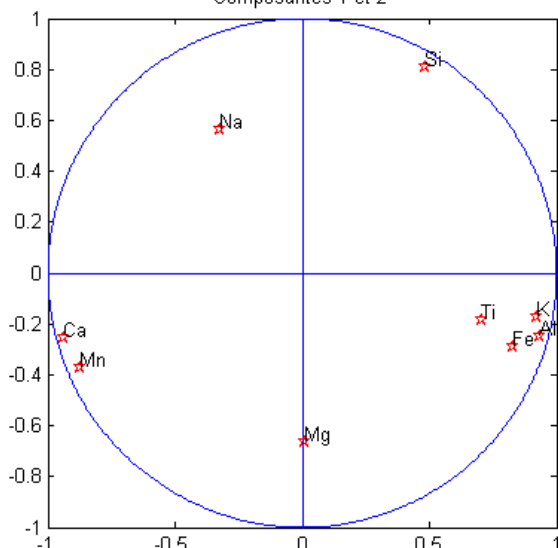
 $\lambda_i/9$

0.0041
0.0057
0.0117
0.0158
0.0329
0.0558
0.1277
0.2027
0.5435

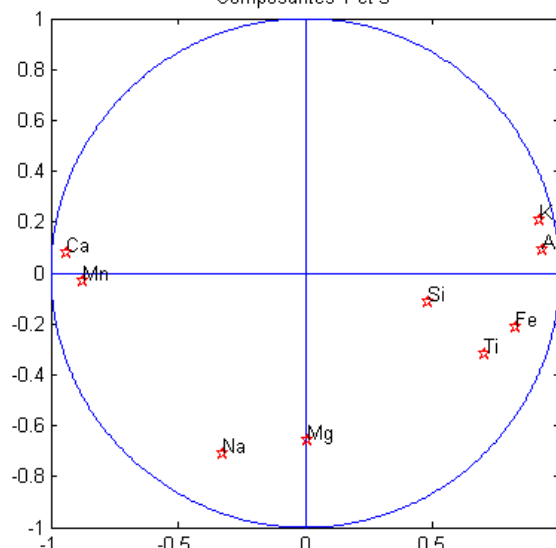
$$r(c_i, x_j) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_{ji}$$

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	0.8252	-0.2902	-0.2115	-0.2248	-0.3177	-0.1230	0.1508	-0.0249	0.0038
Mn	-0.8762	-0.3693	-0.0318	0.0228	-0.1495	-0.2064	-0.1352	0.1040	-0.0170
Mg	0.0106	-0.6642	-0.6568	-0.1925	0.2997	-0.0153	-0.0079	-0.0095	0.0076
Ca	-0.9383	-0.2517	0.0773	-0.0209	-0.0942	-0.0259	-0.0647	-0.1900	-0.0039
K	0.9219	-0.1725	0.2089	-0.1967	0.0004	0.0430	-0.1308	-0.0119	-0.1373
Na	-0.3269	0.5629	-0.7077	-0.0727	-0.2094	0.1381	-0.0822	0.0093	-0.0196
Al	0.9333	-0.2478	0.0882	-0.0327	-0.0875	0.0567	-0.1796	-0.0063	0.1245
Si	0.4848	0.8104	-0.1147	-0.0979	0.1471	-0.2395	-0.0635	-0.0470	0.0132
Ti	0.7068	-0.1864	-0.3176	0.5993	-0.0266	-0.0493	-0.0162	-0.0338	-0.0342

Composantes 1 et 2

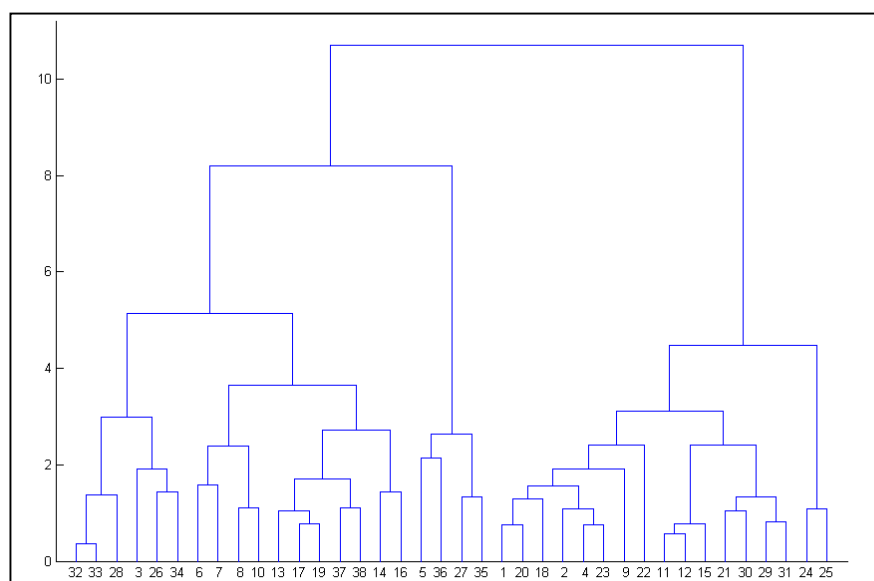
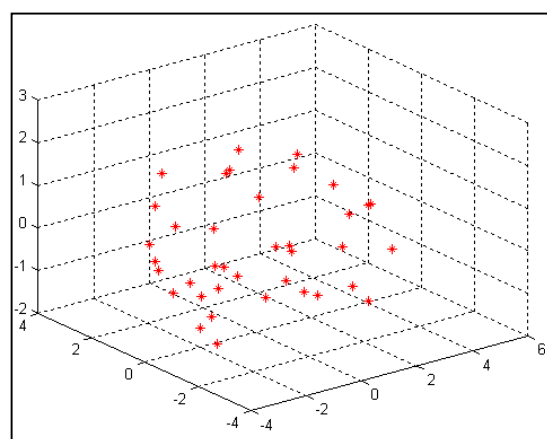
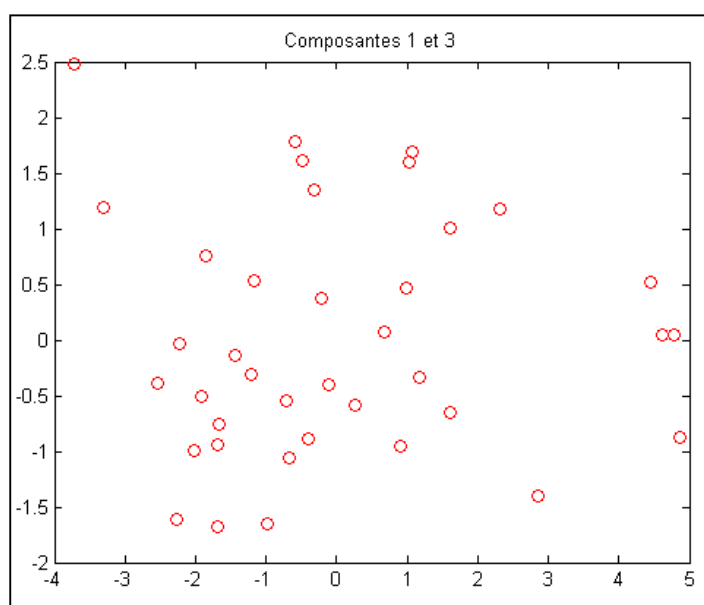
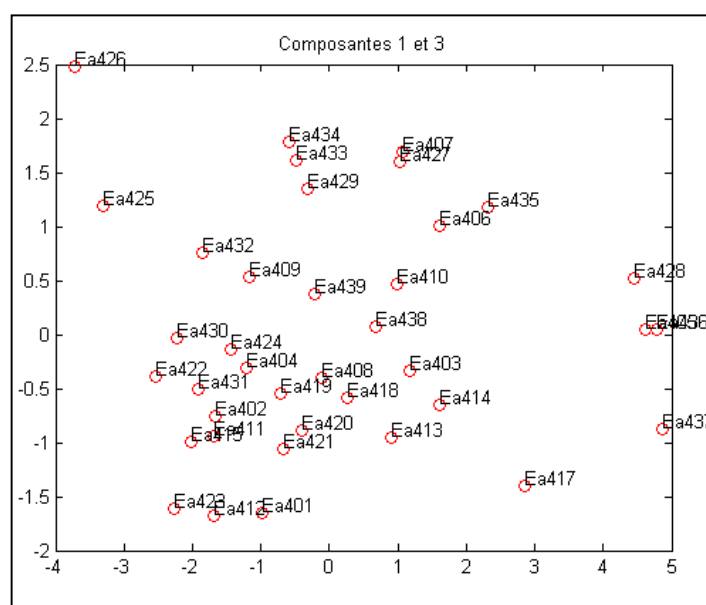
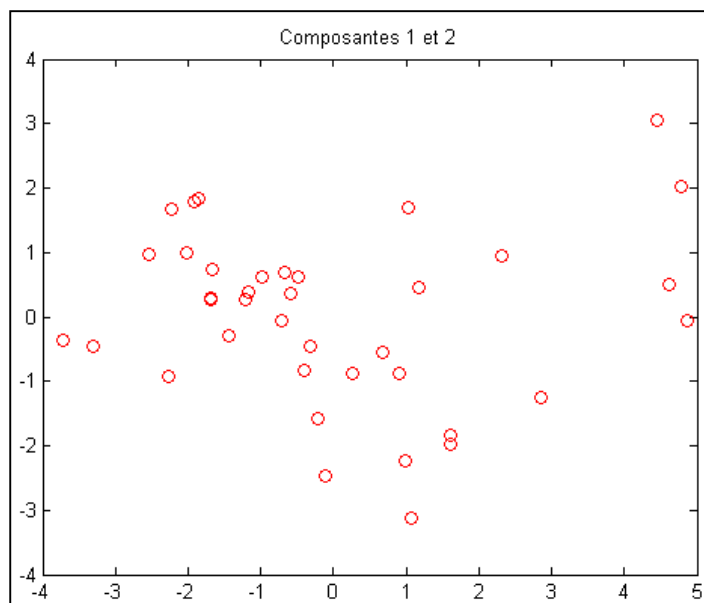
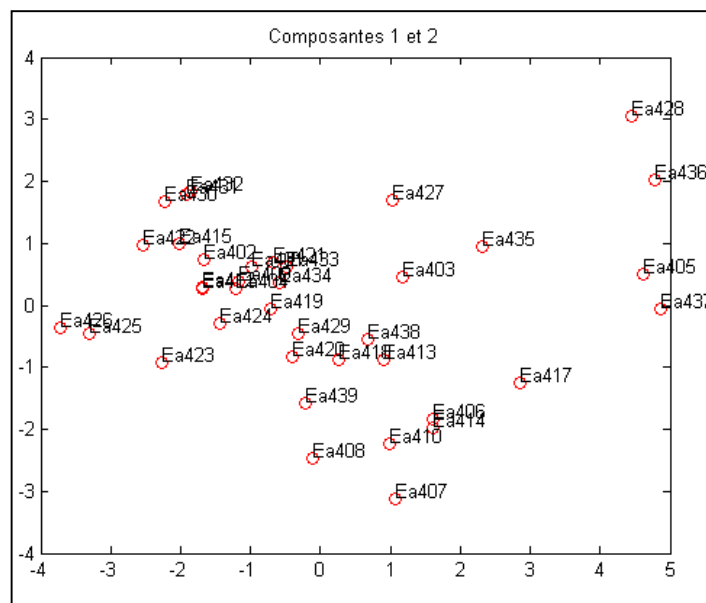


Composantes 1 et 3



Fe=0.1613	Mn=2.59·10 ⁻⁴	Mg=0.1743	Ca=11.8121	Variance :	K=0.1642	Na=0.0182	Al=0.5478	Si=3.1577	Ti=4.62·10 ⁻⁵
Fe=0.4016	Mn=0.0161	Mg=0.4175	Ca=3.4369	Ecart-type :	K=0.4052	Na=0.1348	Al=0.7402	Si=1.7770	Ti=0.0068

Géochimie : Profil Ea4



Géochimie : Profil Ec1

Matrice de
corrélation

	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	Al	Si	Ti
Fe	1.0000	-0.4744	-0.0101	-0.4543	0.7681	-0.4941	0.7707	-0.1483	0.8725
Mn	-0.4744	1.0000	0.1936	0.9211	-0.6526	-0.2489	-0.7282	-0.7197	-0.5308
Mg	-0.0101	0.1936	1.0000	0.2913	-0.4831	0.1517	-0.2429	-0.1794	-0.3155
Ca	-0.4543	0.9211	0.2913	1.0000	-0.7282	-0.3258	-0.7773	-0.6935	-0.5366
K	0.7681	-0.6526	-0.4831	-0.7282	1.0000	-0.3822	0.9516	0.0832	0.9410
Na	-0.4941	-0.2489	0.1517	-0.3258	-0.3822	1.0000	-0.2901	0.7890	-0.6114
Al	0.7707	-0.7282	-0.2429	-0.7773	0.9516	-0.2901	1.0000	0.1472	0.9050
Si	-0.1483	-0.7197	-0.1794	-0.6935	0.0832	0.7890	0.1472	1.0000	-0.1562
Ti	0.8725	-0.5308	-0.3155	-0.5366	0.9410	-0.6114	0.9050	-0.1562	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	-0.1665	0.0263	-0.0689	0.1584	0.5751	-0.5647	0.3322	0.2299	0.3589
Mn	0.1732	-0.0720	0.4877	0.3272	0.5139	0.3230	-0.1352	0.3210	-0.3608
Mg	0.2258	0.1281	0.1164	-0.0062	-0.1743	0.1827	0.9088	0.0242	-0.1694
Ca	0.3752	-0.2953	-0.5418	0.3492	-0.1833	-0.2715	-0.0386	0.3306	-0.3720
K	0.5999	0.5271	-0.2456	0.0460	0.1273	0.2542	-0.1393	0.0936	0.4369
Na	0.1519	-0.3514	-0.3819	-0.1655	0.5255	0.2329	0.1075	-0.5703	-0.1139
Al	-0.3239	-0.2966	-0.1654	0.5746	-0.1367	0.4789	0.1047	0.0431	0.4344
Si	0.3389	-0.0514	0.3772	0.4954	-0.1454	-0.3484	-0.0434	-0.5812	0.1122
Ti	0.3845	-0.6313	0.2730	-0.3751	-0.0944	-0.0104	0.0099	0.2459	0.4108

 λ_i

0.0006
0.0025
0.0066
0.0239
0.1535
0.1853
1.0243
2.6741
4.9292

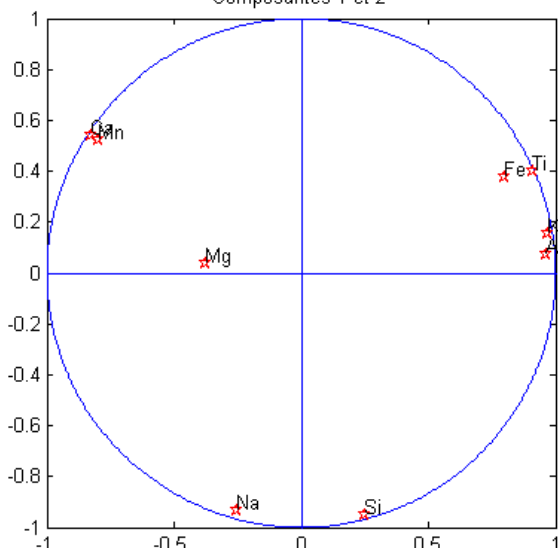
 $\lambda_i/9$

0.0001
0.0003
0.0007
0.0027
0.0171
0.0206
0.1138
0.2971
0.5477

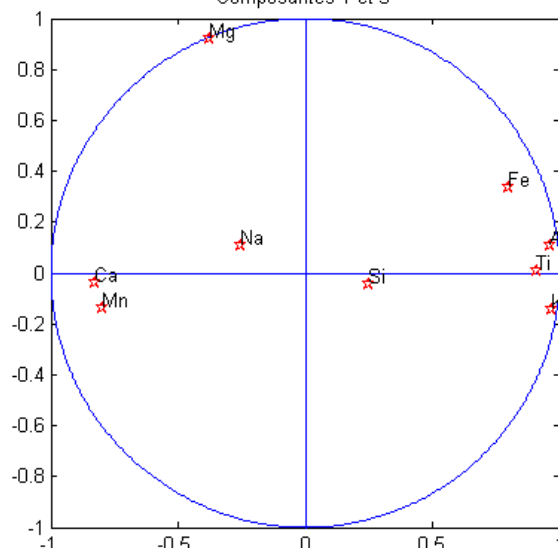
$$r(c_i, x_j) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_{ij}$$

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	0.7969	0.3760	0.3362	-0.2431	0.2253	0.0245	-0.0056	0.0013	-0.0040
Mn	-0.8011	0.5249	-0.1369	0.1390	0.2014	0.0506	0.0397	-0.0036	0.0042
Mg	-0.3760	0.0396	0.9198	0.0786	-0.0683	-0.0010	0.0095	0.0064	0.0055
Ca	-0.8259	0.5407	-0.0391	-0.1169	-0.0718	0.0540	-0.0441	-0.0147	0.0091
K	0.9700	0.1531	-0.1410	0.1094	0.0499	0.0071	-0.0200	0.0263	0.0146
Na	-0.2529	-0.9326	0.1088	0.1002	0.2059	-0.0256	-0.0311	-0.0175	0.0037
Al	0.9644	0.0705	0.1059	0.2061	-0.0536	0.0888	-0.0135	-0.0148	-0.0079
Si	0.2492	-0.9505	-0.0439	-0.1499	-0.0570	0.0765	0.0307	-0.0026	0.0082
Ti	0.9120	0.4022	0.0100	-0.0045	-0.0370	-0.0580	0.0222	-0.0314	0.0093

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



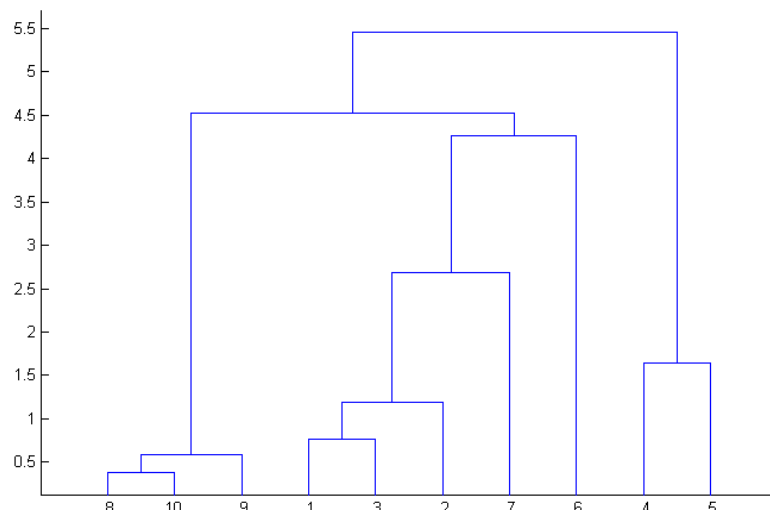
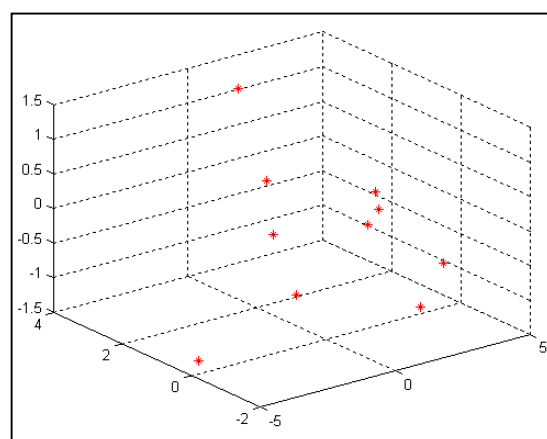
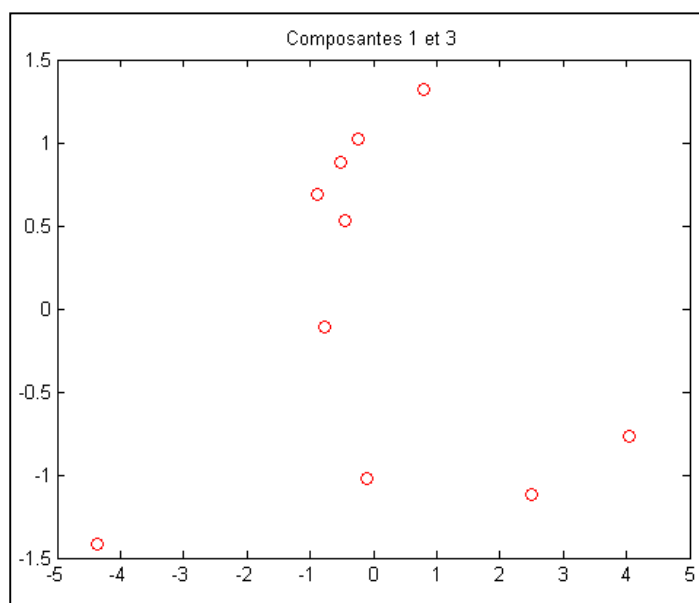
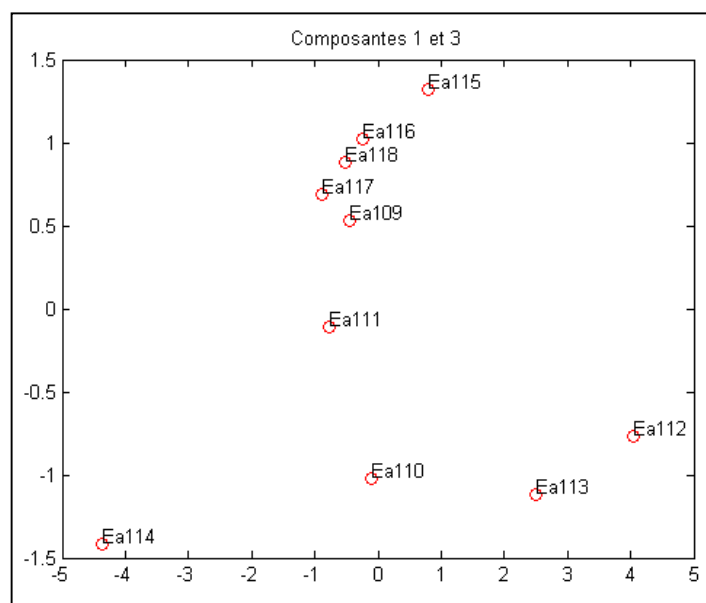
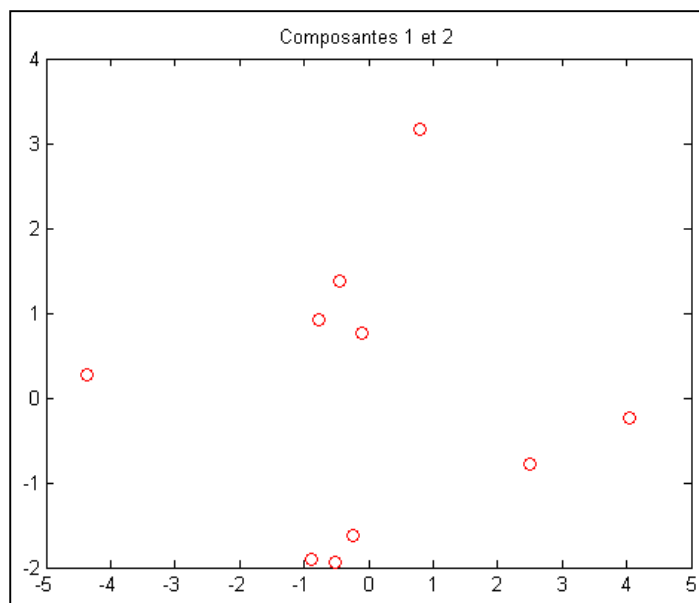
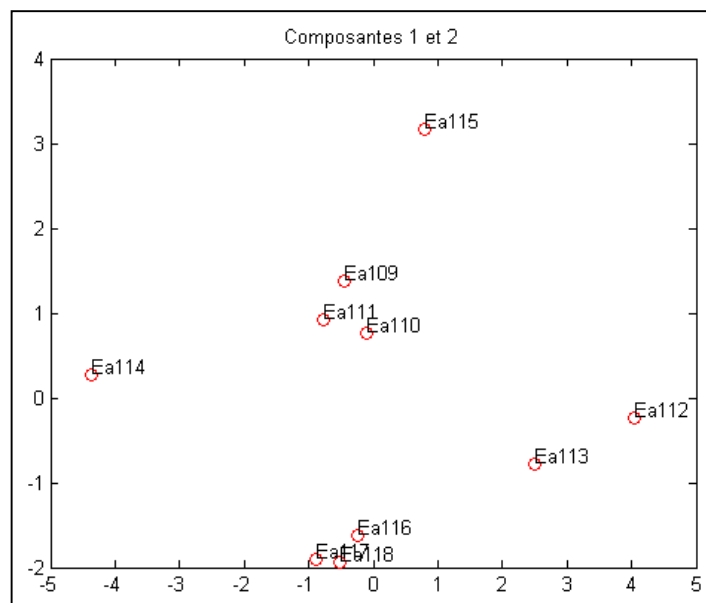
Variance :

Fe=0.5034 Mn=0.0014 Mg=0.1960 Ca=16.2811 K=0.1073 Na=0.0466 Al=0.4599 Si=3.9498 Ti=3.6·10⁻⁵

Ecart-type :

Fe=0.7095 Mn=0.0372 Mg=0.4428 Ca=4.0350 K=0.3276 Na=0.2160 Al=0.6782 Si=1.9874 Ti=0.0060

Géochimie : Profil Ec1



Résultats statistiques

Analyses minéralogiques Roche Totale

Roche Totale : TOTAL

Matrice de corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.2915	-0.2325	-0.3300	-0.4295	-0.2195	-0.1107
Q	-0.2915	1.0000	0.2484	0.3270	-0.4603	-0.3533	-0.3468
KF	-0.2325	0.2484	1.0000	-0.0447	0.0139	-0.1748	-0.1356
NaP	-0.3300	0.3270	-0.0447	1.0000	-0.2762	-0.1700	-0.2247
C	-0.4295	-0.4603	0.0139	-0.2762	1.0000	0.3458	0.2378
D	-0.2195	-0.3533	-0.1748	-0.1700	0.3458	1.0000	0.5381
A	-0.1107	-0.3468	-0.1356	-0.2247	0.2378	0.5381	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.6032	-0.1179	0.1882	0.0983	-0.0675	-0.7555	-0.0416
Quartz	-0.4596	0.0420	-0.5893	0.3518	0.0605	0.2806	-0.4833
K-Feld	-0.0787	-0.1566	0.4881	0.3559	-0.6847	0.3258	-0.1715
Plagio-Na	-0.2906	-0.0178	0.5795	-0.2018	0.5779	0.3189	-0.3211
Calcite	-0.5527	0.1398	-0.1126	-0.5356	-0.2829	0.3230	0.4372
Dolomite	-0.1140	-0.7490	-0.0666	0.3009	0.2589	0.1808	0.4809
Ankérite	-0.1257	0.6156	0.1617	0.5673	0.2048	0.0749	0.4579

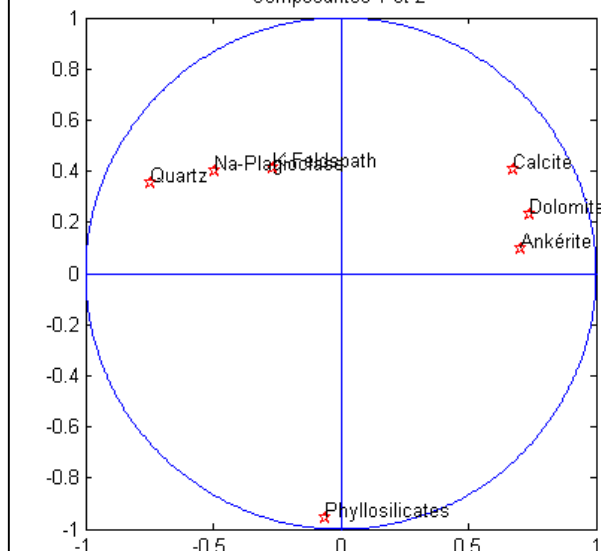
 λ_i

λ_i	$\lambda_i/7$
0.1306	0.0187
0.4378	0.0625
0.5332	0.0762
0.8216	0.1174
1.1052	0.1579
1.5949	0.2278
2.3767	0.3395

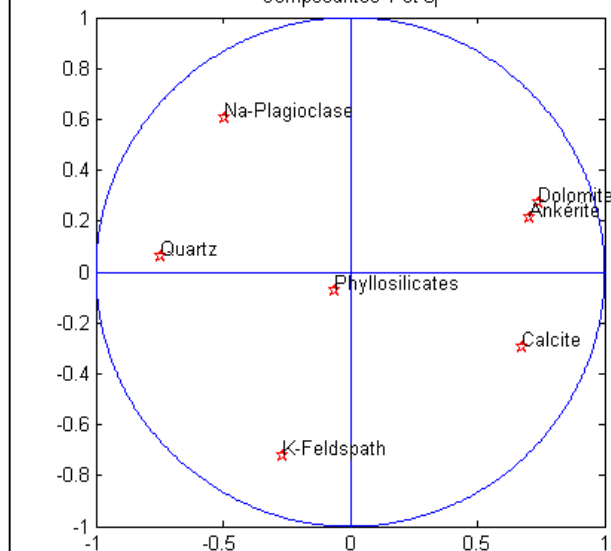
$$r(c_{ij}, x_j) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.0641	-0.9542	-0.0710	0.0891	0.1374	-0.0780	-0.2180
Quartz	-0.7451	0.3543	0.0636	0.3188	-0.4303	0.0278	-0.1661
K-Feld	-0.2644	0.4115	-0.7198	0.3226	0.3564	-0.1036	-0.0284
Plagio-Na	-0.4950	0.4027	0.6075	-0.1829	0.4231	-0.0118	-0.1050
Calcite	0.6740	0.4079	-0.2975	-0.4854	-0.0822	0.0925	-0.1997
Dolomite	0.7414	0.2283	0.2722	0.2728	-0.0486	-0.4956	-0.0412
Ankérite	0.7059	0.0946	0.2153	0.5142	0.1181	0.4073	-0.0454

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3

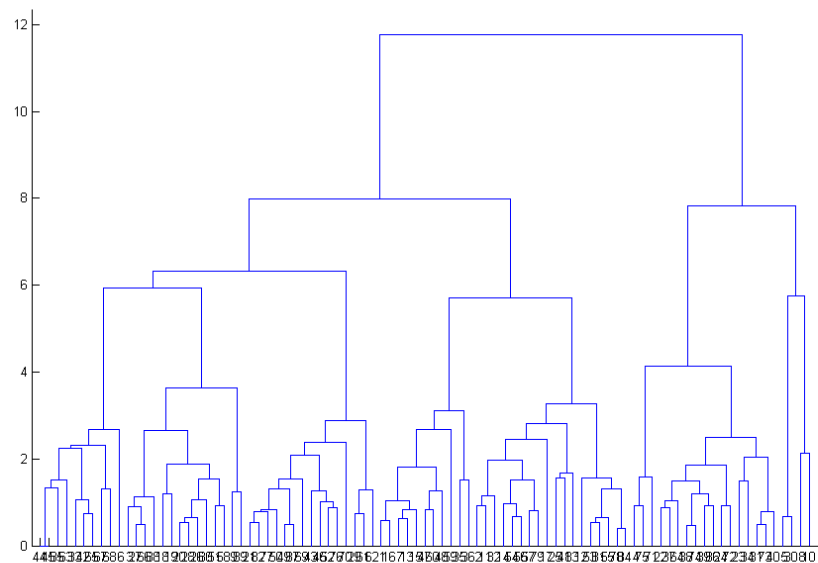


Variance :

Phyllo= 54.2685 Quartz=63.5327 K-Feld=3.3623 Na-Plagio=15.5529 Calcite=129.9077 Dolomite=2.7451 Ankérite=0.9544

Ecart-type :

Phyllo= 7.36674 Quartz=7.9707 K-Feld=1.8337 Na-Plagio=3.9437 Calcite=11.3977 Dolomite=1.6568 Ankérite=0.9770



Roche Totale : Profil Ec1

Matrice de
corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.3560	-0.2461	-0.3249	-0.0415	0.4570	0.3618
Q	-0.3560	1.0000	0.3501	0.1452	-0.8096	-0.6509	-0.4301
KF	-0.2461	0.3501	1.0000	-0.1852	0.0697	-0.3722	-0.4665
NaP	-0.3249	0.1452	-0.1852	1.0000	-0.3580	-0.5587	-0.4663
C	-0.0415	-0.8096	0.0697	-0.3580	1.0000	0.4684	0.1815
D	0.4570	-0.6509	-0.3722	-0.5587	0.4684	1.0000	0.8173
A	0.3618	-0.4301	-0.4665	-0.4663	0.1815	0.8173	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.2683	-0.0875	0.0197	0.8025	0.2983	0.3124	0.2989
Quartz	-0.6631	0.1774	-0.1214	-0.2784	0.4579	0.1856	-0.4387
K-Feld	0.0762	-0.0121	0.6202	0.1778	0.4063	-0.5984	-0.2336
Plagio-Na	-0.2832	0.1120	0.5604	0.1451	-0.6294	0.2802	-0.3123
Calcite	-0.6155	-0.1082	-0.1784	0.0218	-0.3266	-0.6036	0.3259
Dolomite	-0.0272	0.8009	0.2376	-0.1668	0.0894	0.0372	0.5140
Ankérite	-0.1509	-0.5433	0.4448	-0.4444	0.1595	0.2563	0.4423

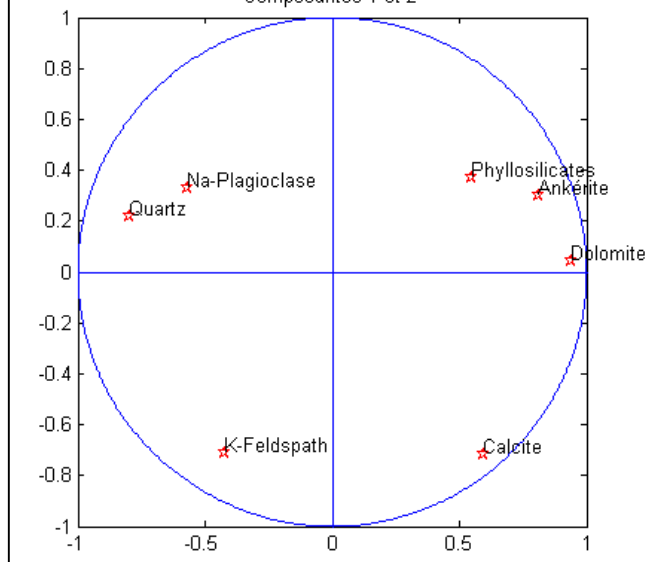
 λ_i

λ_i	$\lambda_i/7$
0.0016	0.0002
0.1157	0.0165
0.2592	0.0370
0.7138	0.1020
1.1797	0.1685
1.3999	0.2000
3.3302	0.4757

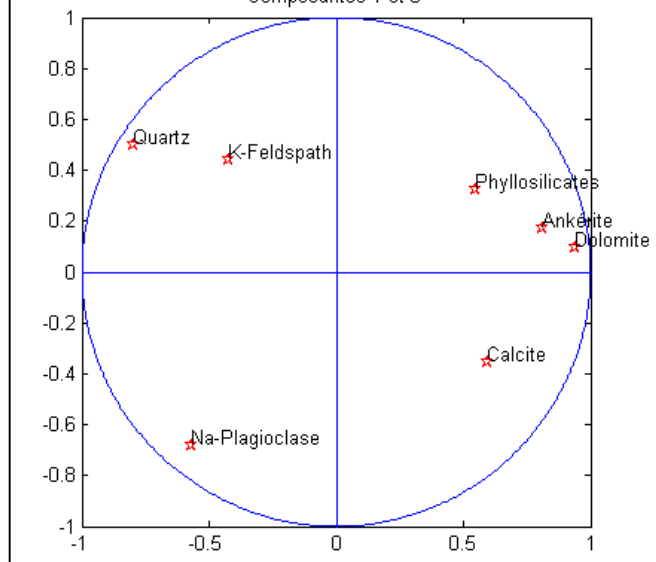
$$r(c_{ij}, x_i) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.5455	0.3696	0.3240	0.6780	0.0100	-0.0298	-0.0108
Quartz	-0.8006	0.2196	0.4974	-0.2352	-0.0618	0.0603	-0.0268
K-Feld	-0.4263	-0.7080	0.4413	0.1502	0.3158	-0.0041	0.0031
Plagio-Na	-0.5699	0.3315	-0.6836	0.1226	0.2853	0.0381	-0.0114
Calcite	0.5947	-0.7142	-0.3547	0.0184	-0.0908	-0.0368	-0.0248
Dolomite	0.9381	0.0440	0.0971	-0.1409	0.1210	0.2724	-0.0011
Ankérite	0.8072	0.3033	0.1732	-0.3754	0.2264	-0.1848	-0.0061

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



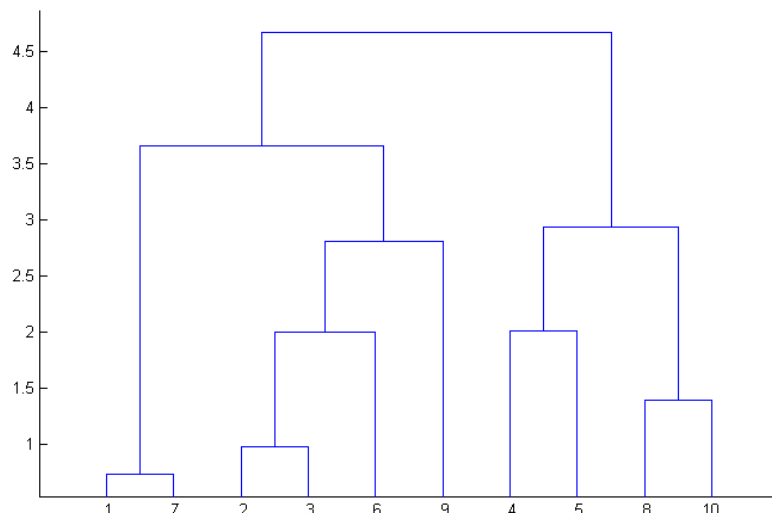
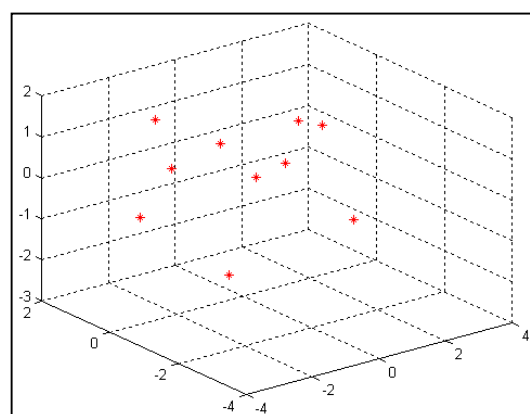
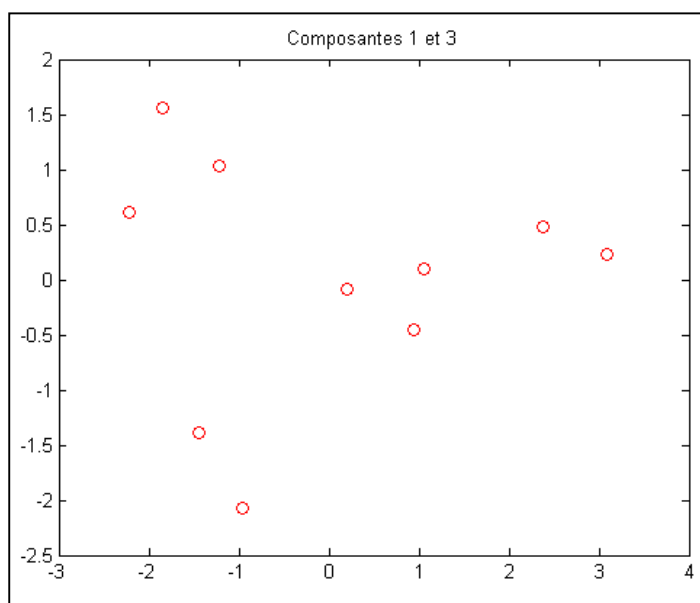
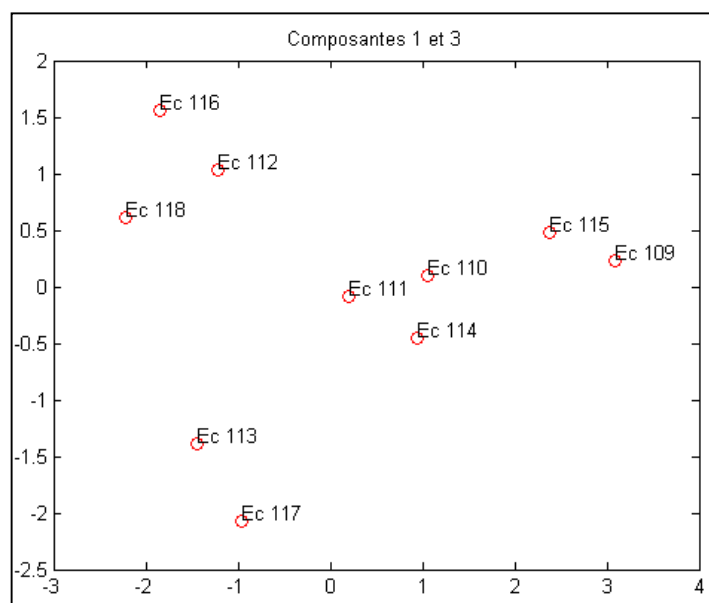
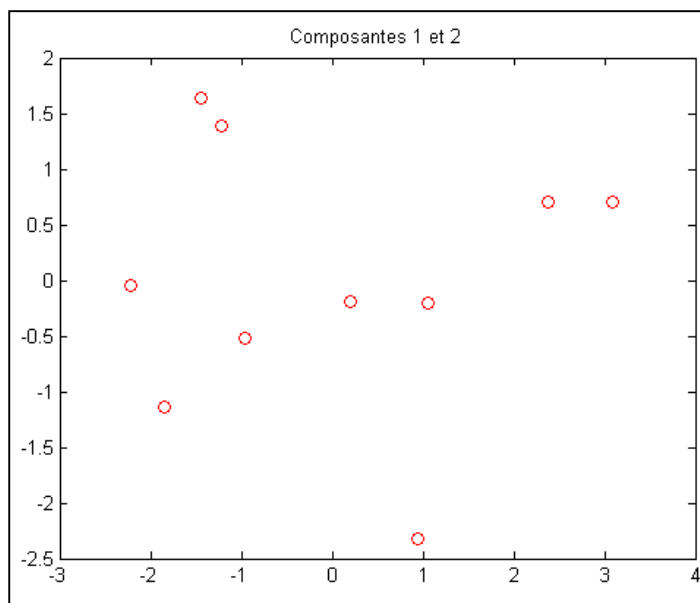
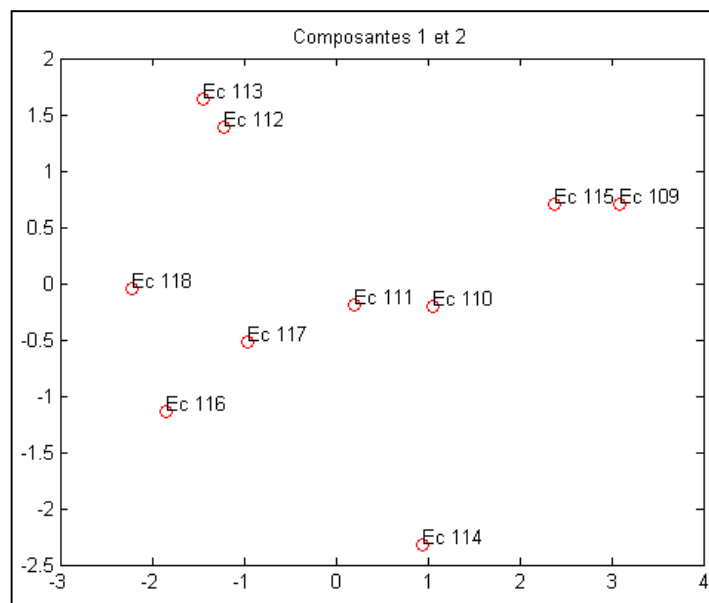
Variance :

Phyllo= 63.6071 Quartz= 194.7224 K-Feld= 8.4968 Na-Plagio= 36.0352 Calcite= 192.5787 Dolomite= 2.4532 Ankérite= 1.5599

Ecart-type :

Phyllo= 7.9754 Quartz= 13.9543 K-Feld= 2.9149 Na-Plagio= 6.0029 Calcite= 13.8773 Dolomite= 1.5663 Ankérite= 1.2490

Roche Totale : Profil Ec1



Roche Totale : Profil Ea2

Matrice de
corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.1881	-0.1935	-0.2185	-0.6427	-0.5023	-0.4758
Q	-0.1881	1.0000	0.1298	0.6141	-0.1499	-0.1682	-0.3354
KF	-0.1935	0.1298	1.0000	0.2365	-0.0376	0.2123	-0.1406
NaP	-0.2185	0.6141	0.2365	1.0000	-0.3957	-0.1981	-0.2164
C	-0.6427	-0.1499	-0.0376	-0.3957	1.0000	0.2834	0.3154
D	-0.5023	-0.1682	0.2123	-0.1981	0.2834	1.0000	0.6504
A	-0.4758	-0.3354	-0.1406	-0.2164	0.3154	0.6504	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.6593	0.1869	-0.2447	-0.0556	-0.2545	-0.4823	0.4123
Quartz	-0.0031	0.3725	-0.6389	-0.0753	0.3149	0.5296	0.2604
K-Feld	0.0167	0.3110	0.1077	0.5380	-0.6731	0.3858	0.0045
Plagio-Na	0.4573	-0.2647	0.4688	-0.3327	0.0188	0.5561	0.2842
Calcite	0.5499	0.0228	0.0400	0.5202	0.4715	0.0490	-0.4474
Dolomite	0.1974	-0.4908	-0.5136	-0.2206	-0.3903	0.1627	-0.4784
Ankérite	0.1207	0.6466	0.1876	-0.5213	-0.0893	-0.0018	-0.5023

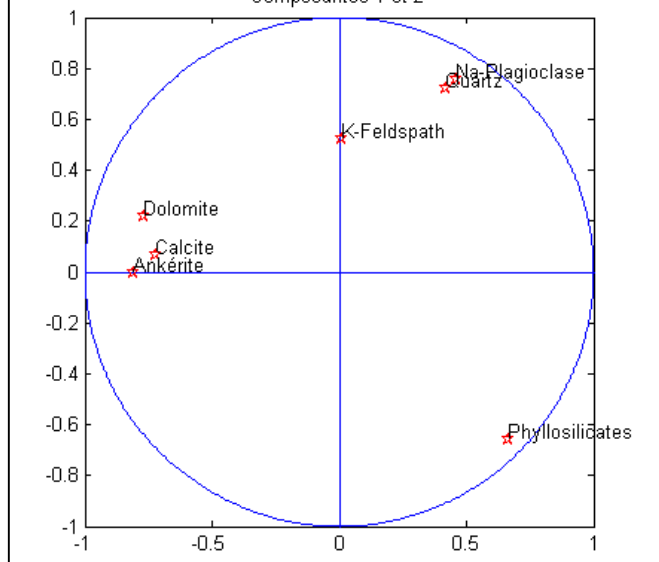
 λ_i

λ_i	$\lambda_i/7$
0.0709	0.0101
0.2077	0.0297
0.4281	0.0612
0.8684	0.1241
0.9903	0.1415
1.8463	0.2638
2.5883	0.3698

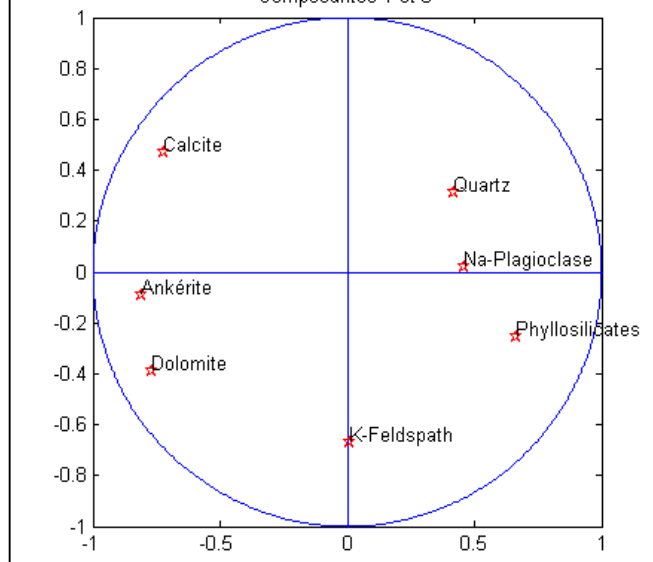
$$r(c_j, x_i) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.6633	-0.6553	-0.2533	-0.0518	-0.1601	0.0852	0.1756
Quartz	0.4190	0.7196	0.3133	-0.0702	-0.4180	0.1697	-0.0008
K-Feld	0.0072	0.5242	-0.6699	0.5013	0.0705	0.1417	0.0045
Plagio-Na	0.4572	0.7556	0.0187	-0.3101	0.3067	-0.1206	0.1218
Calcite	-0.7198	0.0666	0.4692	0.4848	0.0262	0.0104	0.1465
Dolomite	-0.7696	0.2210	-0.3884	-0.2056	-0.3361	-0.2237	0.0526
Ankérite	-0.8082	-0.0024	-0.0889	-0.4858	0.1227	0.2947	0.0322

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



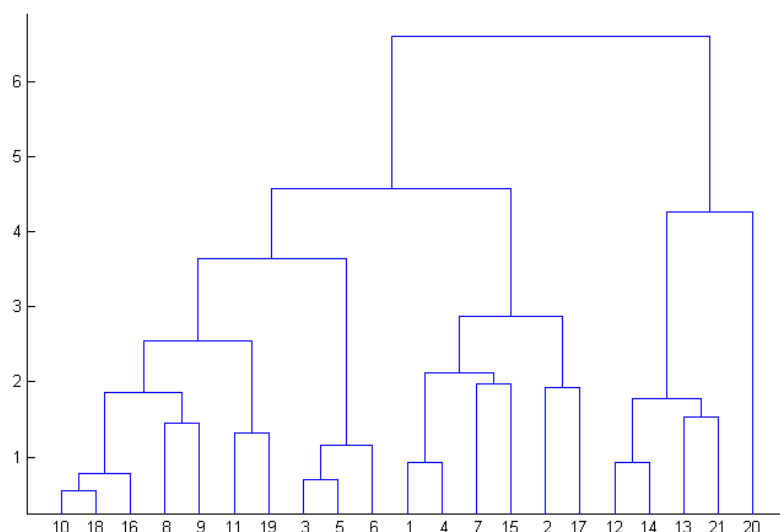
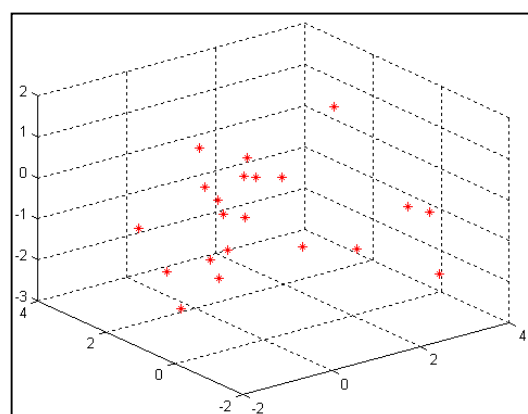
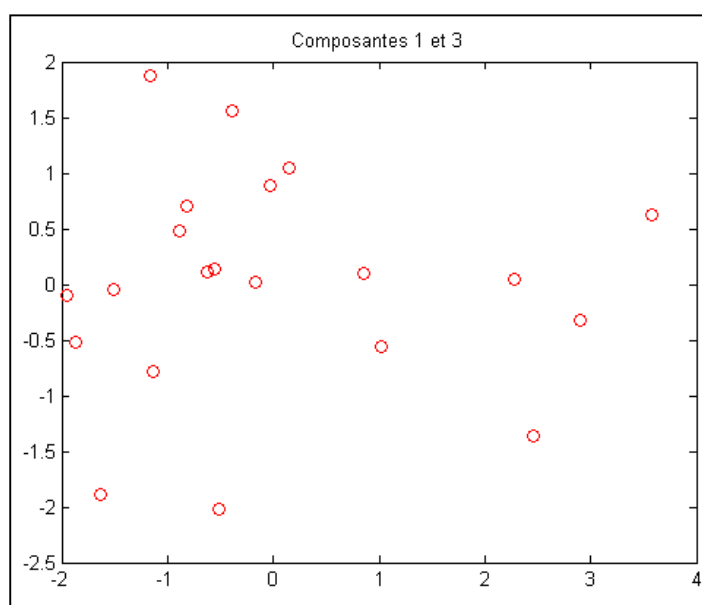
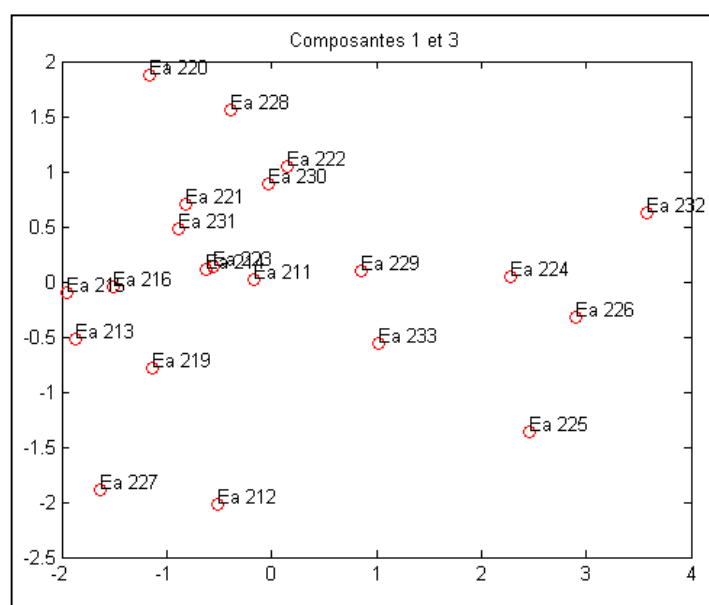
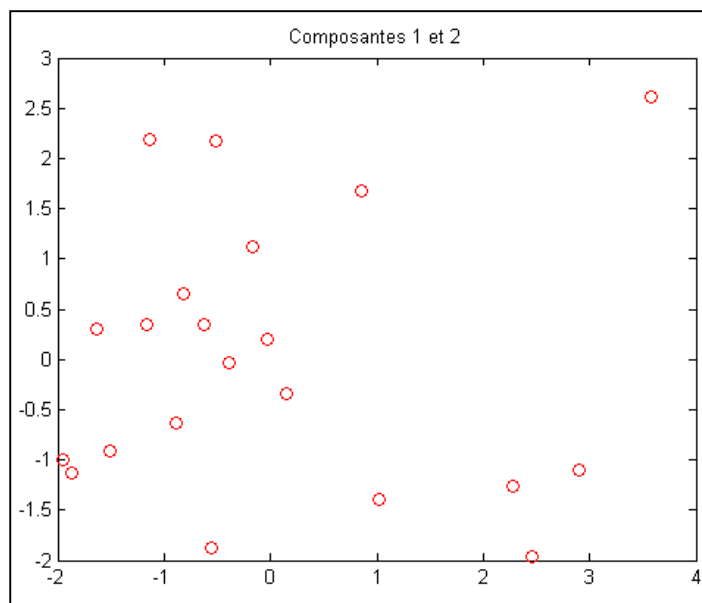
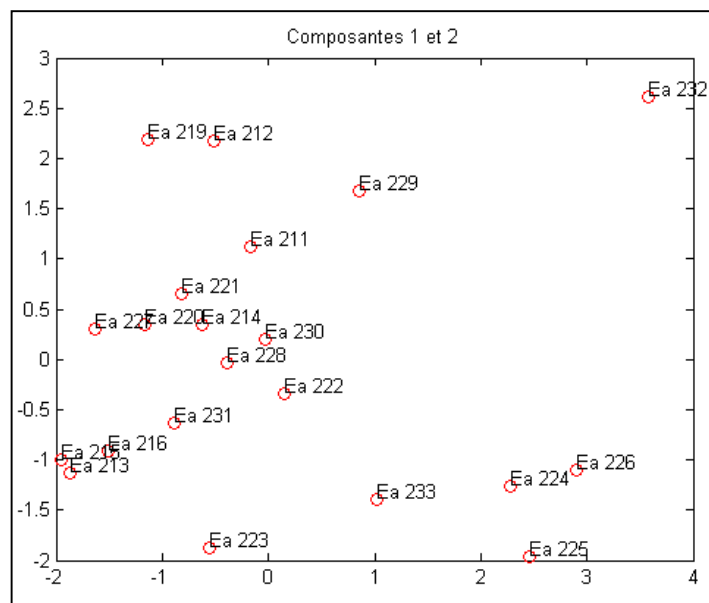
Variance :

Phyllo= 64.1671 Quartz= 28.1191 K-Feld= 1.2170 Na-Plagio= 25.1645 Calcite= 143.9335 Dolomite= 2.7426 Ankérite= 0.9465

Ecart-type :

Phyllo= 8.0104 Quartz= 5.3027 K-Feld= 1.1032 Na-Plagio= 5.0164 Calcite= 11.9972 Dolomite= 1.6561 Ankérite= 0.9729

Roche Totale : Profil Ea2



Roche Totale : Profil Ea3

Matrice de
corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.7196	0.0901	-0.6387	-0.5420	-0.4221	0.0203
Q	-0.7196	1.0000	-0.4645	0.6149	0.2615	-0.0025	-0.4998
KF	0.0901	-0.4645	1.0000	-0.5177	0.1518	0.0943	0.6393
NaP	-0.6387	0.6149	-0.5177	1.0000	0.1141	0.2398	-0.1938
C	-0.5420	0.2615	0.1518	0.1141	1.0000	0.3715	0.0306
D	-0.4221	-0.0025	0.0943	0.2398	0.3715	1.0000	0.6464
A	0.0203	-0.4998	0.6393	-0.1938	0.0306	0.6464	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.2500	-0.6906	0.0865	0.3278	0.1349	-0.3252	0.4709
Quartz	-0.0148	-0.5626	-0.5360	-0.2986	-0.1499	-0.0661	-0.5292
K-Feld	-0.4846	-0.0852	0.1334	-0.5750	-0.3850	0.3661	0.3568
Plagio-Na	-0.1856	-0.2105	0.6931	-0.1960	0.4079	0.0453	-0.4837
Calcite	0.1388	-0.2254	0.2988	0.5068	-0.6244	0.3796	-0.2234
Dolomite	-0.5030	0.0604	-0.3430	0.3771	0.3885	0.5685	-0.0967
Ankérite	0.6291	-0.3173	-0.0112	-0.1878	0.3223	0.5353	0.2788

 λ_i

0.0584
0.0996
0.2787
0.5441
0.9520
2.1784
2.8888

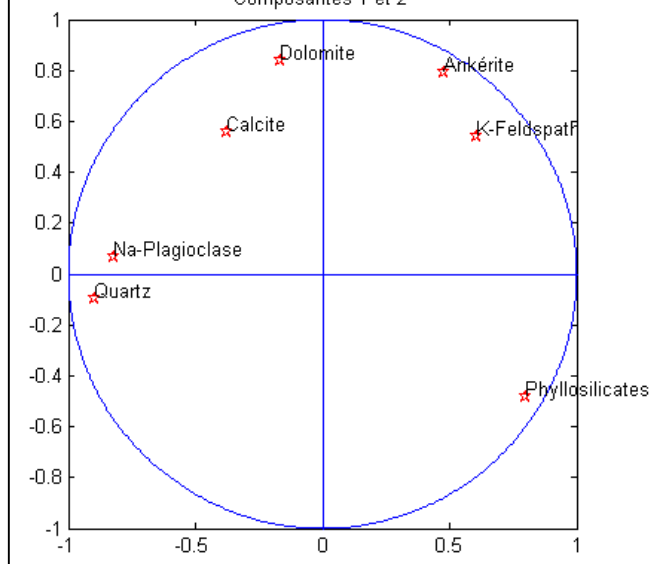
 $\lambda_i/7$

0.0083
0.0142
0.0398
0.0777
0.1360
0.3112
0.4127

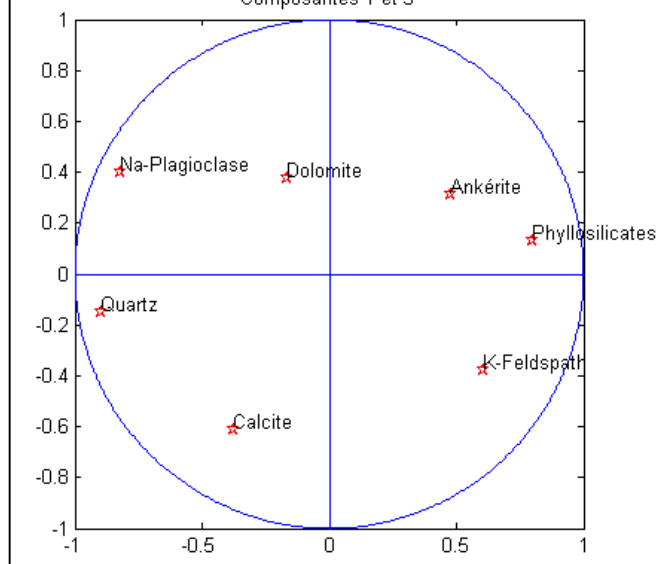
$$r(c_{ij}, x_i) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.8004	-0.4800	0.1317	0.2418	0.0457	-0.2179	-0.0604
Quartz	-0.8994	-0.0976	-0.1463	-0.2203	-0.2830	-0.1775	-0.0036
K-Feld	0.6064	0.5403	-0.3756	-0.4242	0.0705	-0.0269	-0.1171
Plagio-Na	-0.8221	0.0669	0.3980	-0.1446	0.3660	-0.0664	-0.0448
Calcite	-0.3797	0.5602	-0.6092	0.3738	0.1577	-0.0711	0.0335
Dolomite	-0.1643	0.8390	0.3791	0.2782	-0.1811	0.0191	-0.1215
Ankérite	0.4738	0.7901	0.3145	-0.1385	-0.0059	-0.1001	0.1520

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



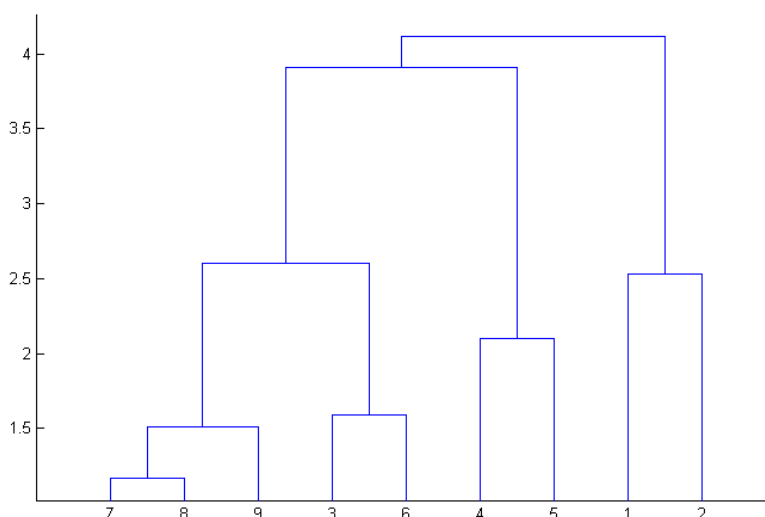
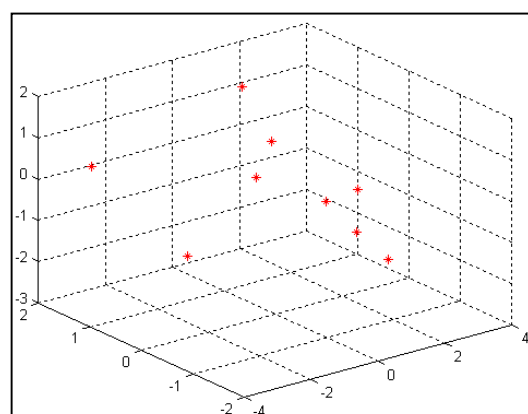
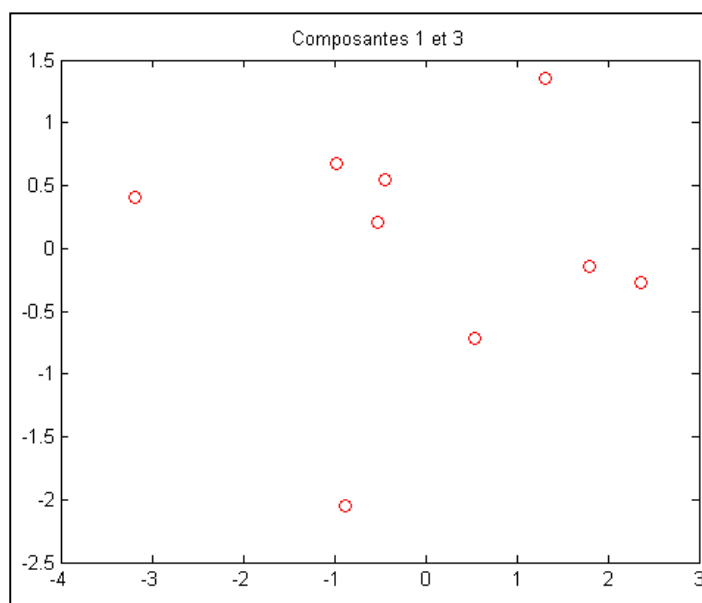
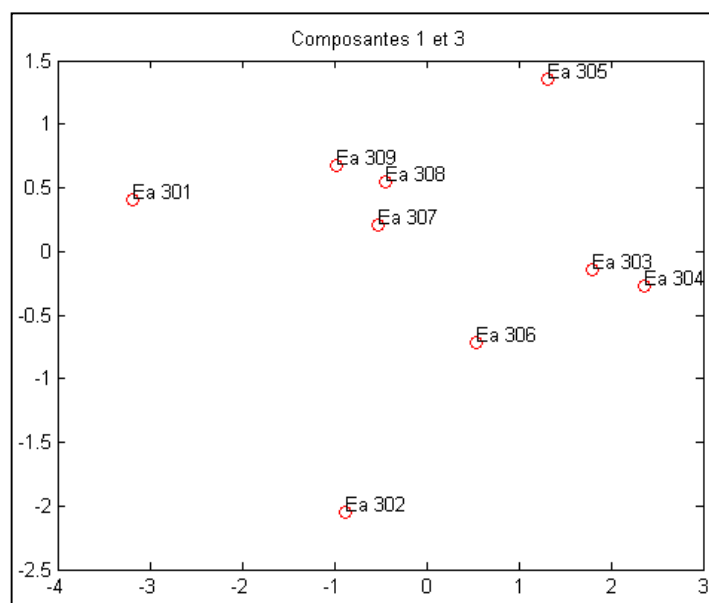
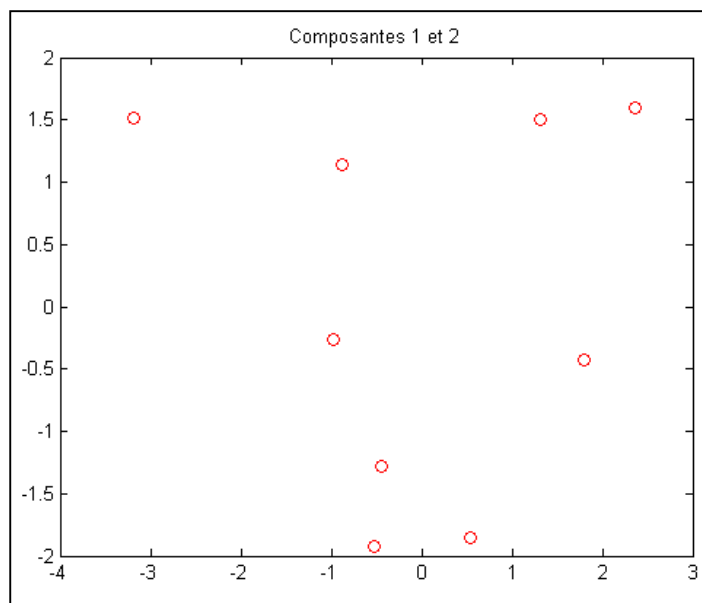
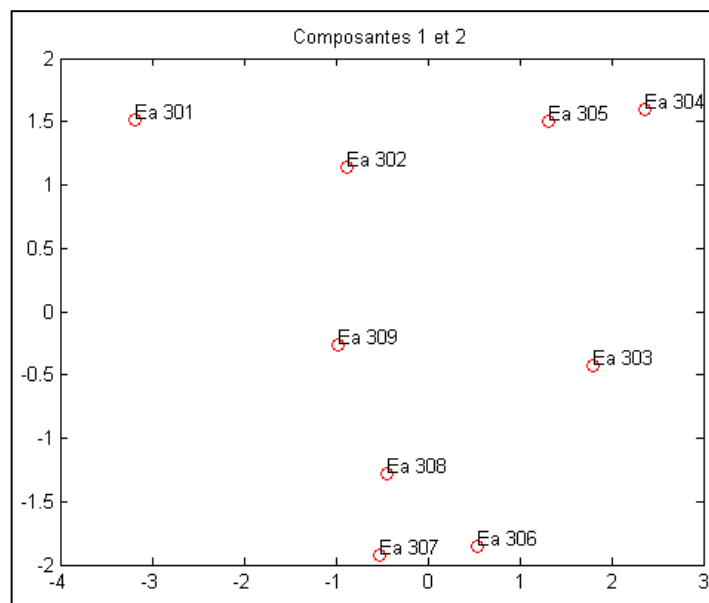
Variance :

Phyllo= 27.2725 Quartz= 25.3305 K-Feld= 1.4168 Na-Plagio= 6.9028 Calcite= 48.2604 Dolomite= 1.7389 Ankérite= 0.6675

Ecart-type :

Phyllo= 5.2223 Quartz= 5.0329 K-Feld= 1.1903 Na-Plagio= 2.6273 Calcite= 6.9470 Dolomite= 1.3187 Ankérite= 0.8170

Roche Totale : Profil Ea3



Roche Totale : Profil Ea4

Matrice de
corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.0958	-0.2772	-0.1235	-0.6742	-0.4575	-0.2364
Q	-0.0958	1.0000	0.2810	-0.0688	-0.4319	-0.1352	-0.2454
KF	-0.2772	0.2810	1.0000	-0.2592	0.0853	-0.2770	-0.0843
NaP	-0.1235	-0.0688	-0.2592	1.0000	0.0787	0.2950	0.0090
C	-0.6742	-0.4319	0.0853	0.0787	1.0000	0.1815	0.1851
D	-0.4575	-0.1352	-0.2770	0.2950	0.1815	1.0000	0.4569
A	-0.2364	-0.2454	-0.0843	0.0090	0.1851	0.4569	1.0000

Vecteurs propres

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.6591	0.1014	-0.2240	-0.1053	-0.2094	-0.4707	0.4781
Quartz	0.3499	-0.4131	0.1976	-0.1215	0.6811	0.3248	0.2892
K-Feld	0.1325	0.4401	-0.5602	-0.0692	-0.0186	0.6773	0.1050
Plagio-Na	0.0058	-0.0870	-0.5620	0.5742	0.4509	-0.3031	-0.2273
Calcite	0.5784	-0.2742	0.1424	0.3435	-0.3734	0.2825	-0.4823
Dolomite	0.3015	0.6044	0.2568	-0.2489	0.3845	-0.1789	-0.4859
Ankérite	0.0087	-0.4211	-0.4414	-0.6780	-0.0362	-0.1022	-0.3953

 λ_i

0.0882
0.3708
0.5689
0.9771
1.1498
1.5649
2.2804

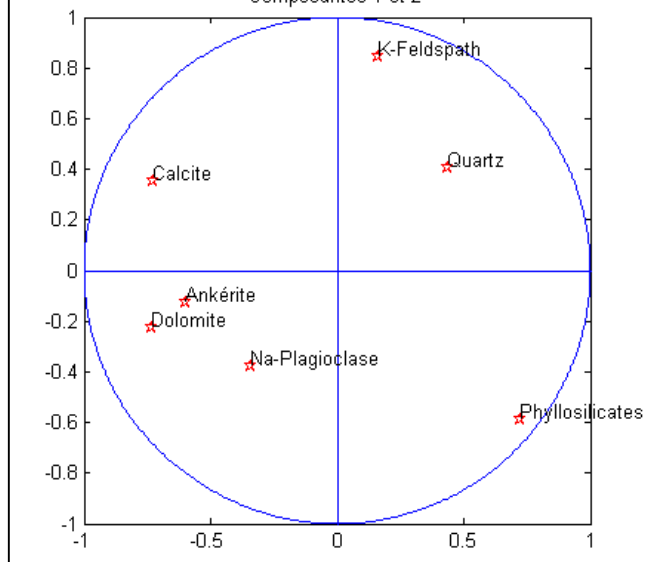
 $\lambda_i/7$

0.0126
0.0530
0.0813
0.1396
0.1643
0.2236
0.3258

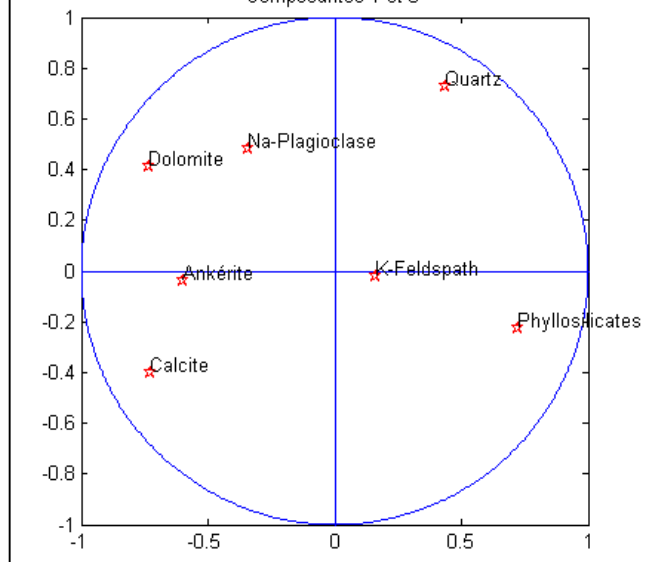
$$r(c_{ij}, x_i) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	0.7220	-0.5889	-0.2246	-0.1041	-0.1690	0.0617	0.1957
Quartz	0.4368	0.4064	0.7303	-0.1201	0.1490	-0.2516	0.1039
K-Feld	0.1586	0.8473	-0.0199	-0.0684	-0.4225	0.2680	0.0394
Plagio-Na	-0.3433	-0.3792	0.4835	0.5676	-0.4239	-0.0530	0.0017
Calcite	-0.7284	0.3534	-0.4004	0.3396	0.1074	-0.1670	0.1718
Dolomite	-0.7338	-0.2238	0.4123	-0.2460	0.1937	0.3680	0.0895
Ankérite	-0.5970	-0.1279	-0.0388	-0.6702	-0.3329	-0.2564	0.0026

Composantes 1 et 2



Composantes 1 et 3



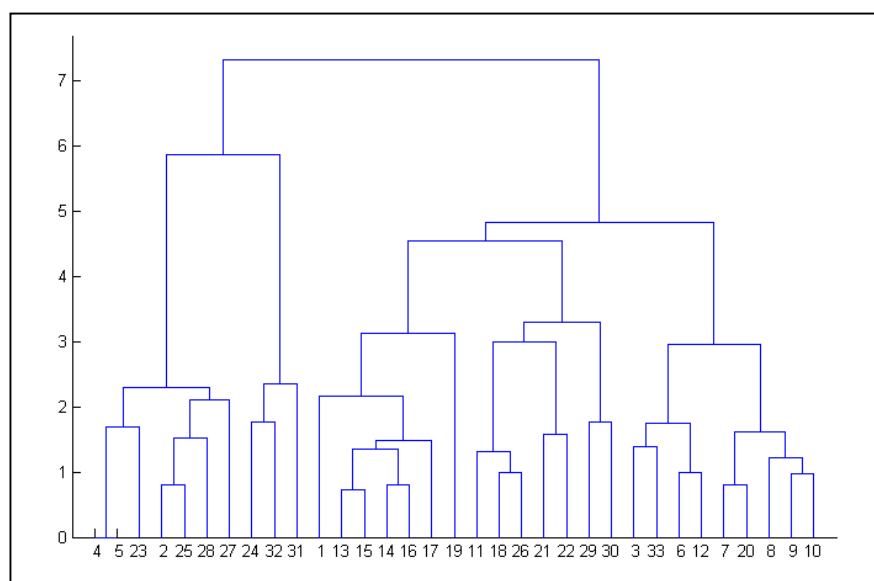
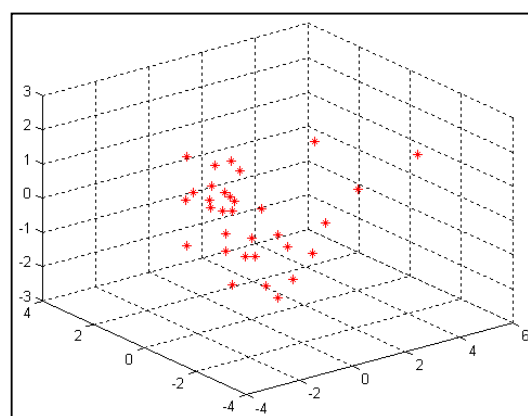
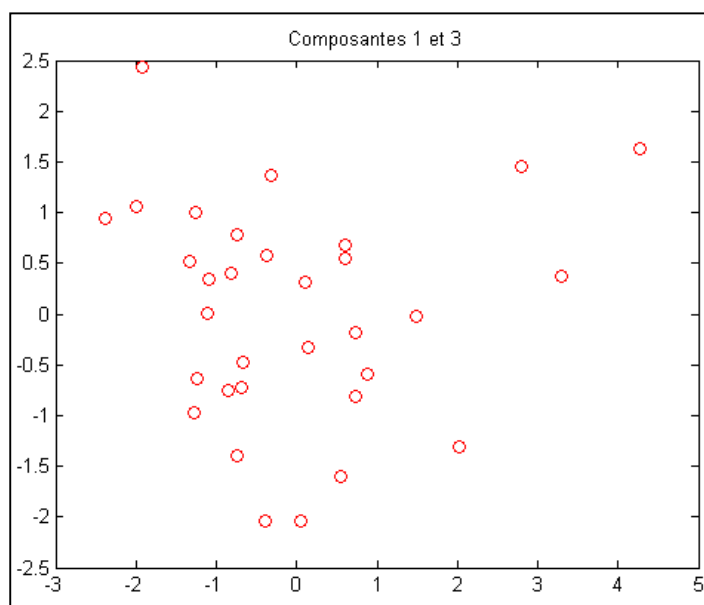
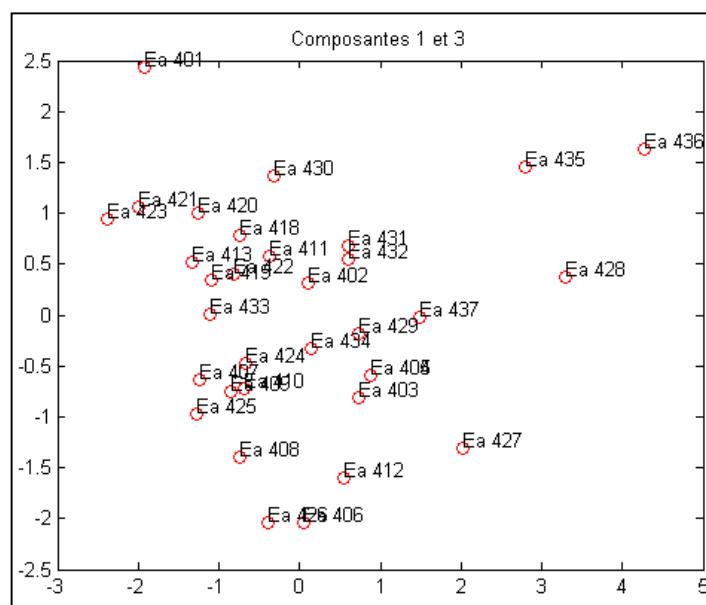
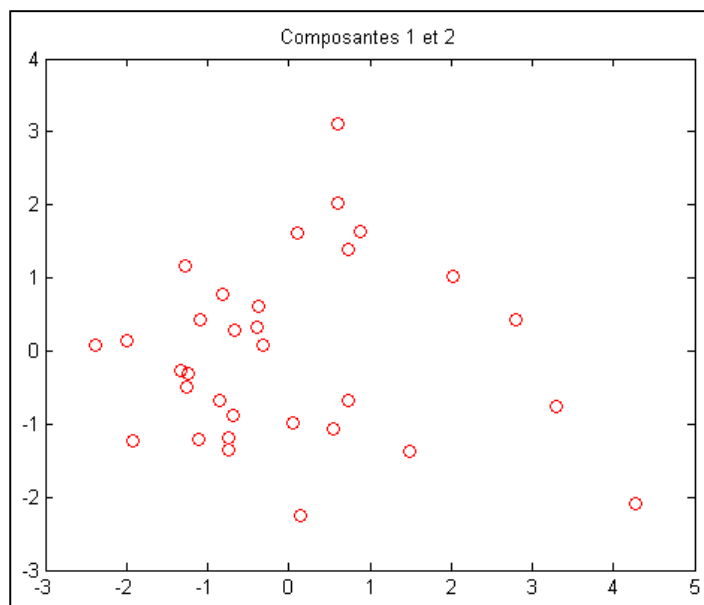
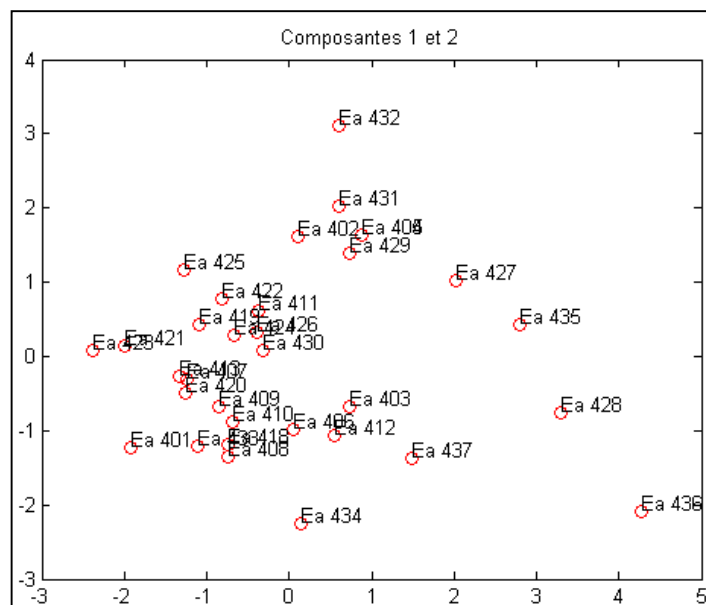
Variance :

Phyllo= 39.0240 Quartz= 47.7090 K-Feld= 3.7828 Na-Plagio= 5.8006 Calcite= 81.9060 Dolomite= 2.6311 Ankérite= 1.2085

Ecart-type :

Phyllo= 6.2469 Quartz= 6.9072 K-Feld= 1.9449 Na-Plagio= 2.4084 Calcite= 9.0502 Dolomite= 1.6221 Ankérite= 1.0993

Roche Totale : Profil Ea4



Roche Totale : Profil Ea5

Matrice de
corrélation

	Phyllosilicates	Quartz	K-Feldspath	Na-Plagio	Calcite	Dolomite	Ankérite
P	1.0000	-0.1976	0.0330	-0.4247	-0.3439	-0.1090	-0.0982
Q	-0.1976	1.0000	-0.0346	0.5626	-0.7012	-0.6336	-0.6152
KF	0.0330	-0.0346	1.0000	0.0477	0.0311	0.0344	0.1933
NaP	-0.4247	0.5626	0.0477	1.0000	-0.2477	-0.5648	-0.4086
C	-0.3439	-0.7012	0.0311	-0.2477	1.0000	0.6407	0.7444
D	-0.1090	-0.6336	0.0344	-0.5648	0.6407	1.0000	0.5473
A	-0.0982	-0.6152	0.1933	-0.4086	0.7444	0.5473	1.0000

Vecteurs propres

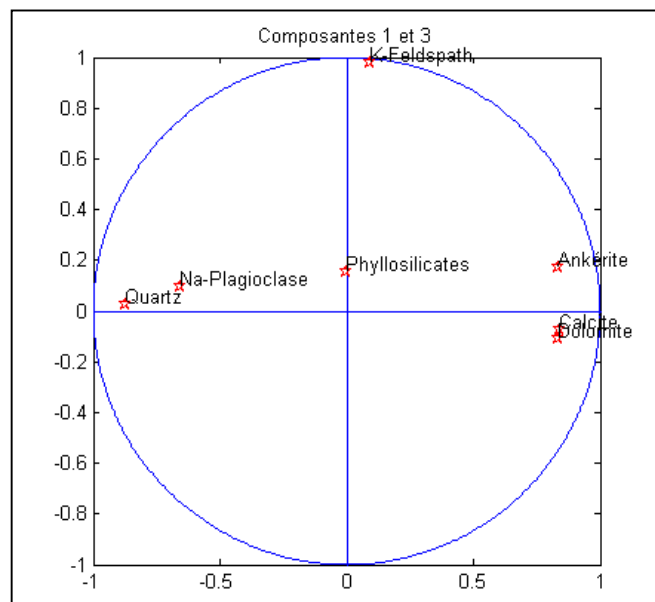
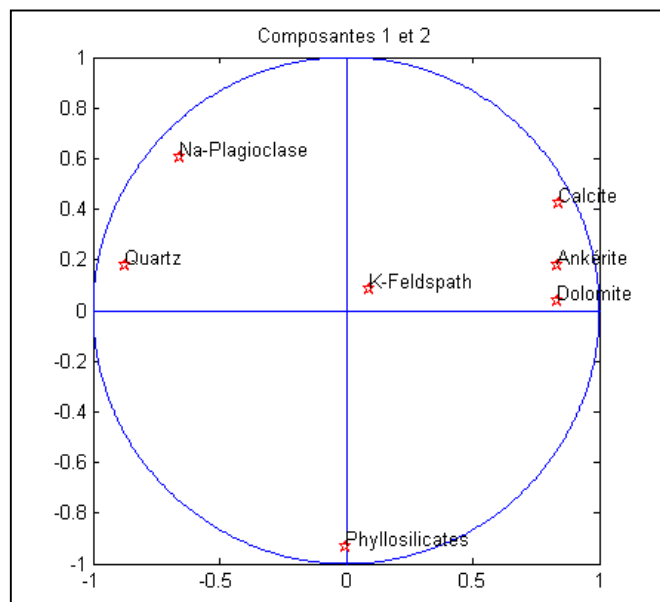
	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.2887	0.4325	-0.1126	-0.3338	0.1497	-0.7636	-0.0020
Quartz	-0.5037	0.3146	0.5237	0.3470	0.0255	0.1460	-0.4803
K-Feld	-0.0542	-0.1304	-0.1186	0.1900	0.9604	0.0693	0.0514
Plagio-Na	0.1453	0.5316	-0.3907	-0.3971	0.0941	0.4968	-0.3610
Calcite	-0.7452	-0.1019	-0.1460	-0.2685	-0.0707	0.3478	0.4635
Dolomite	0.0633	0.5536	-0.2688	0.6268	-0.1055	0.0334	0.4606
Ankérite	0.2820	0.3122	0.6729	-0.3309	0.1717	0.1481	0.4575

 λ_i

λ_i	$\lambda_i/7$
0.1073	0.0153
0.1951	0.0279
0.3608	0.0515
0.5121	0.0732
1.0374	0.1482
1.4915	0.2131
3.2958	0.4708

$$r(c_{ij}, x_j) = \sqrt{\lambda_i} \cdot u_i$$

	1	2	3	4	5	6	7
Phyllo	-0.0037	-0.9326	0.1525	-0.2389	-0.0676	0.1910	-0.0946
Quartz	-0.8720	0.1783	0.0260	0.2483	0.3145	0.1390	-0.1650
K-Feld	0.0933	0.0846	0.9782	0.1360	-0.0713	-0.0576	-0.0178
Plagio-Na	-0.6554	0.6067	0.0959	-0.2842	-0.2347	0.2348	0.0476
Calcite	0.8415	0.4248	-0.0720	-0.1921	-0.0877	-0.0450	-0.2441
Dolomite	0.8363	0.0408	-0.1075	0.4485	-0.1614	0.2445	0.0207
Ankérite	0.8305	0.1808	0.1749	-0.2368	0.4042	0.1379	0.0924



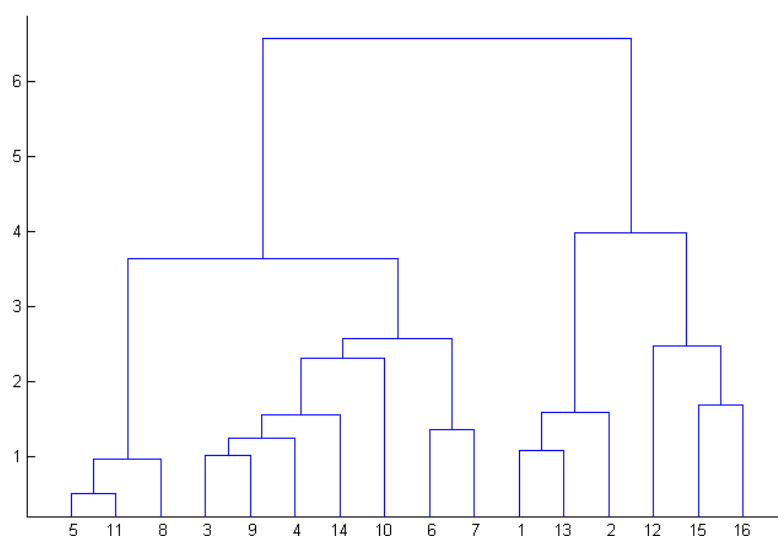
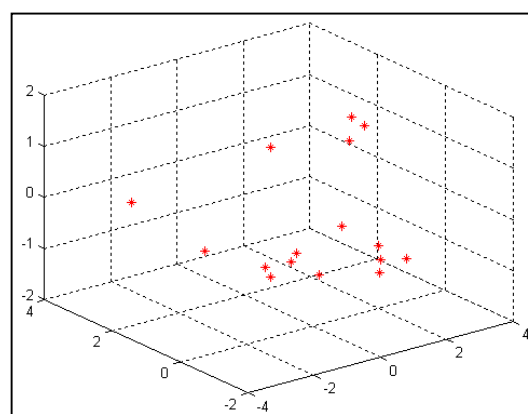
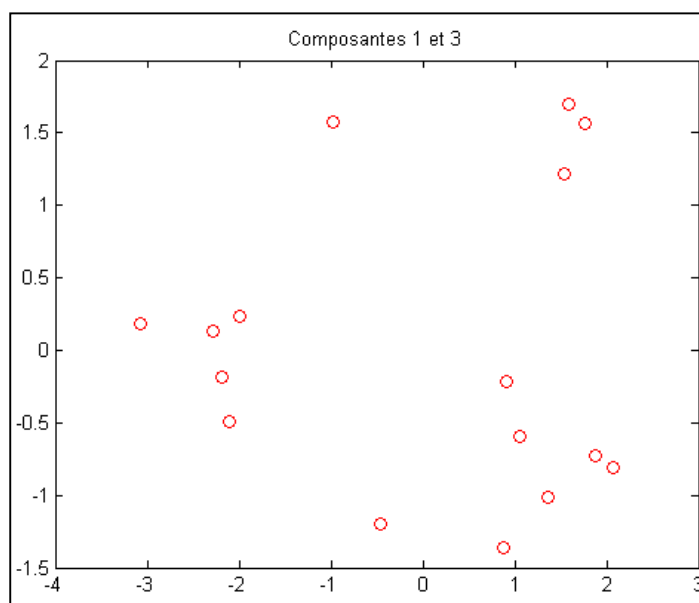
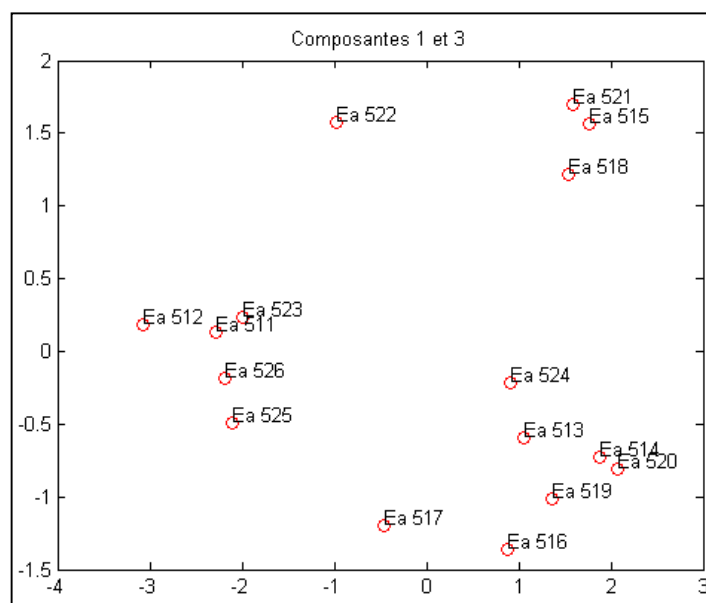
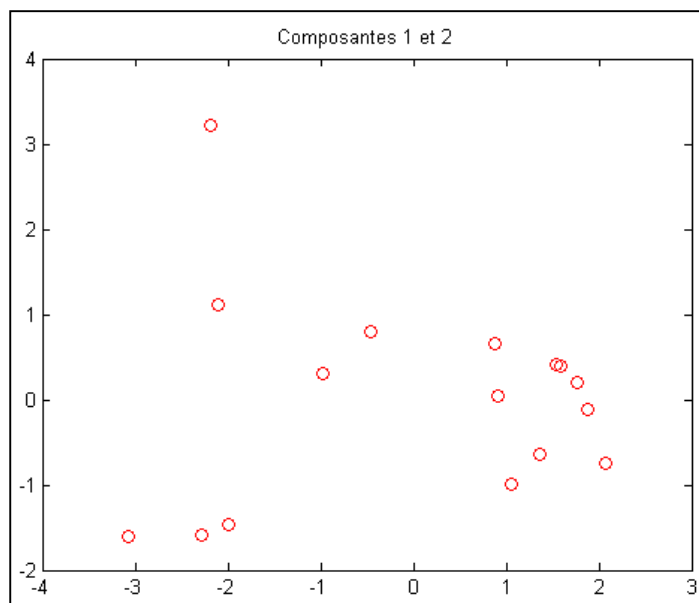
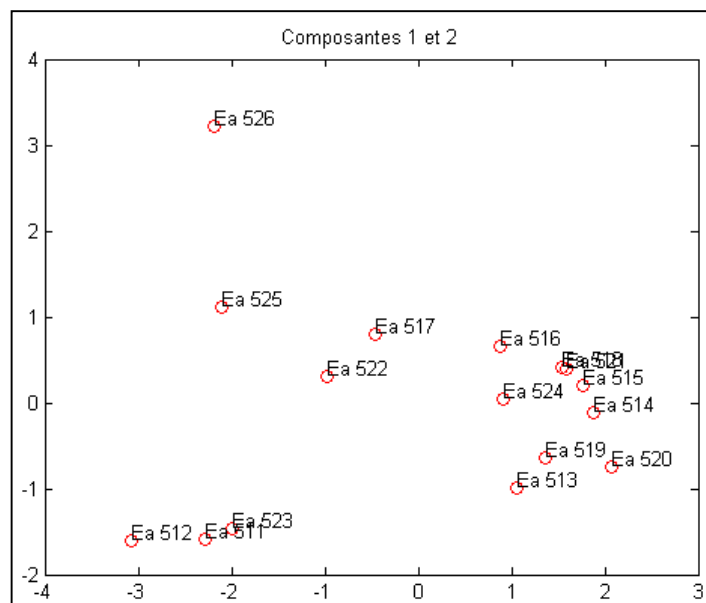
Variance :

Phyllo= 29.4482 Quartz= 74.4723 K-Feld= 2.2126 Na-Plagio= 8.3859 Calcite= 114.5303 Dolomite= 3.9425 Ankérite= 0.2708

Ecart-type :

Phyllo= 5.4266 Quartz= 8.6297 K-Feld= 1.4875 Na-Plagio= 2.89584 Calcite= 10.7019 Dolomite= 1.9856 Ankérite= 0.5204

Roche Totale : Profil Ea5



Annexe XXI

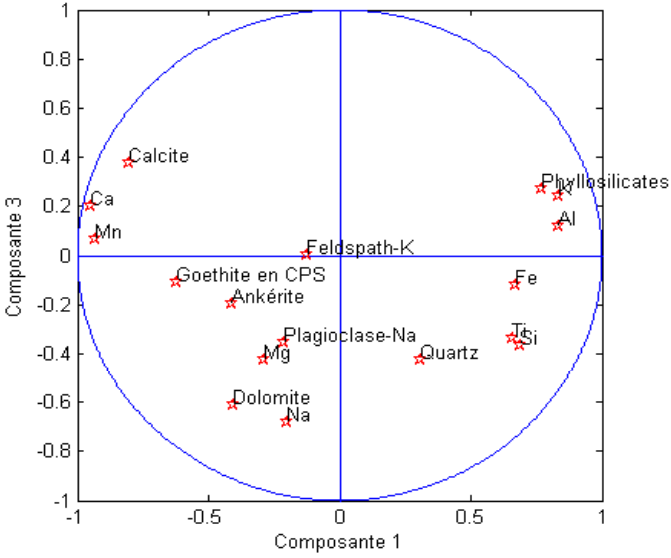
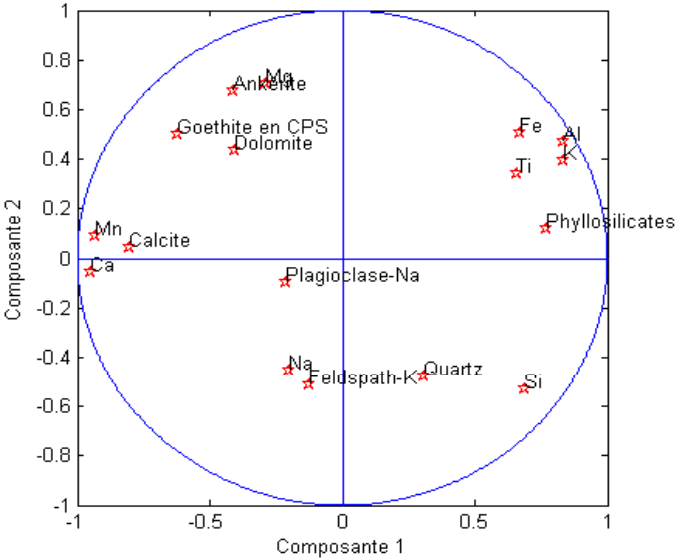
Coefficient de corrélation

	Phyllo	Quartz	K-Fsp	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Ankérite	Goethite	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	Al	Si	Ti
Phyllo	1	-0.0958	-0.27721	-0.1235	-0.67423	-0.45751	-0.23635	-0.48667	0.43211	-0.61375	-0.28944	-0.64208	0.65417	-0.29144	0.67064	0.32993	0.48161
Quartz	-0.0958	1	0.28096	-0.06878	-0.43191	-0.1352	-0.24539	-0.24593	0.026074	-0.31702	-0.25058	-0.37448	-0.00416	0.2113	0.004963	0.5813	0.1814
K-Fsp	-0.27721	0.28096	1	-0.25922	0.085268	-0.27703	-0.08428	-0.0088	-0.31612	0.028317	-0.08924	0.072913	-0.22191	0.18806	-0.25808	0.28595	-0.32326
Plagio-Na	-0.1235	-0.06878	-0.25922	1	0.078737	0.29503	0.008994	-0.00761	-0.18952	0.14173	-0.05364	0.14946	-0.3258	0.27413	-0.25862	-0.03532	-0.02664
Calcite	-0.67423	-0.43191	0.085268	0.078737	1	0.18151	0.18505	0.4374	-0.42061	0.73589	0.085383	0.8186	-0.4803	-0.12286	-0.57157	-0.66924	-0.65447
Dolomite	-0.45751	-0.1352	-0.27703	0.29503	0.18151	1	0.45694	0.45468	0.033697	0.37715	0.56139	0.26041	-0.2846	0.24875	-0.16924	-0.22931	0.049719
Ankérite	-0.23635	-0.24539	-0.08428	0.008994	0.18505	0.45694	1	0.5856	-0.01826	0.43303	0.77242	0.27686	-0.14735	-0.18575	-0.071	-0.54111	-0.01393
Goethite	-0.48667	-0.24593	-0.0088	-0.00761	0.4374	0.45468	0.5856	1	-0.17566	0.62606	0.56945	0.49391	-0.33822	-0.05447	-0.23816	-0.65032	-0.17867
Fe	0.43211	0.026074	-0.31612	-0.18952	-0.42061	0.033697	-0.01826	-0.17566	1	-0.57489	0.23492	-0.68714	0.77282	-0.19098	0.8027	0.23257	0.54318
Mn	-0.61375	-0.31702	0.028317	0.14173	0.73589	0.37715	0.43303	0.62606	-0.57489	1	0.25609	0.92605	-0.75669	0.10768	-0.73261	-0.73372	-0.54427
Mg	-0.28944	-0.25058	-0.08924	-0.05364	0.085383	0.56139	0.77242	0.56945	0.23492	0.25609	1	0.1367	-0.02515	0.081245	0.021308	-0.3824	0.10074
Ca	-0.64208	-0.37448	0.072913	0.14946	0.8186	0.26041	0.27686	0.49391	-0.68714	0.92605	0.1367	1	-0.79261	0.097235	-0.80756	-0.71723	-0.67793
K	0.65417	-0.00416	-0.22191	-0.3258	-0.4803	-0.2846	-0.14735	-0.33822	0.77282	-0.75669	-0.02515	-0.79261	1	-0.5221	0.94931	0.3151	0.51148
Na	-0.29144	0.2113	0.18806	0.27413	-0.12286	0.24875	-0.18575	-0.05447	-0.19098	0.10768	0.081245	0.097235	-0.5221	1	-0.47584	0.31527	-0.1035
Al	0.67064	0.004963	-0.25808	-0.25862	-0.57157	-0.16924	-0.071	-0.23816	0.8027	-0.73261	0.021308	-0.80756	0.94931	-0.47584	1	0.29392	0.62386
Si	0.32993	0.5813	0.28595	-0.03532	-0.66924	-0.22931	-0.54111	-0.65032	0.23257	-0.73372	-0.3824	-0.71723	0.3151	0.31527	0.29392	1	0.33704
Ti	0.48161	0.1814	-0.32326	-0.02664	-0.65447	0.049719	-0.01393	-0.17867	0.54318	-0.54427	0.10074	-0.67793	0.51148	-0.1035	0.62386	0.33704	1

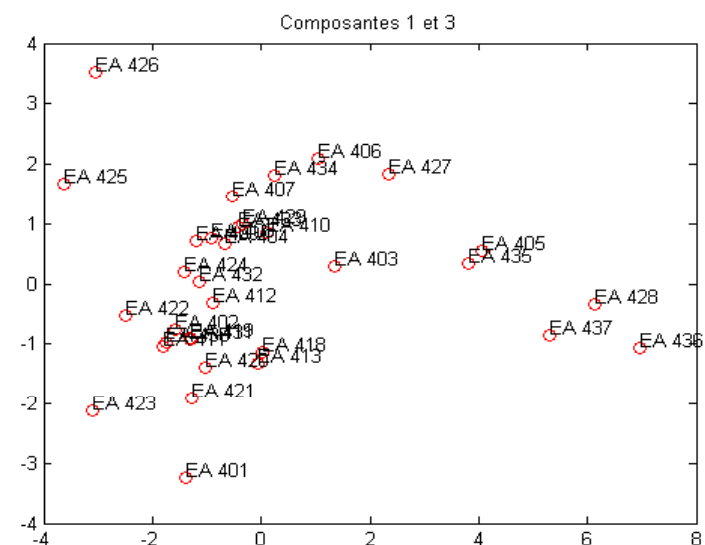
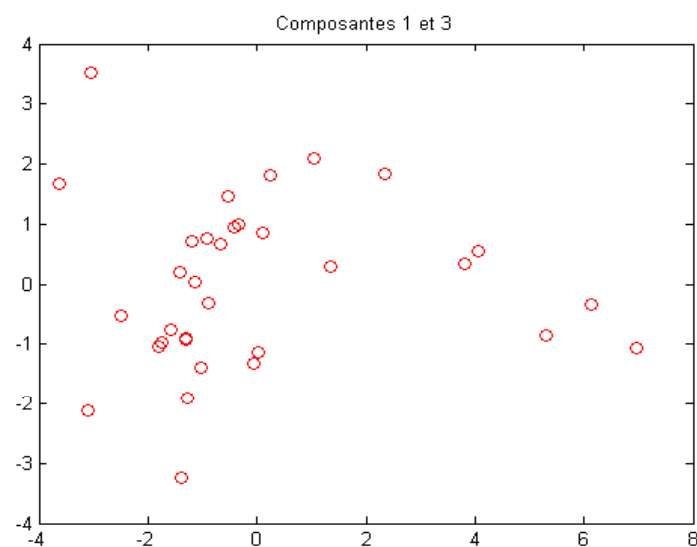
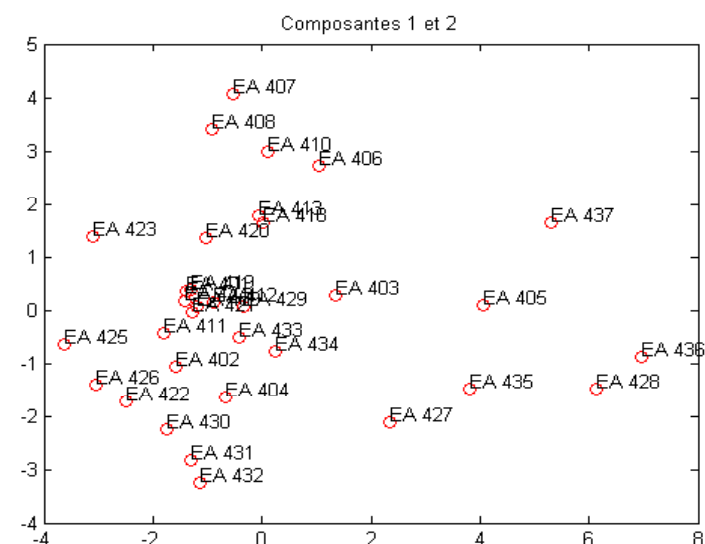
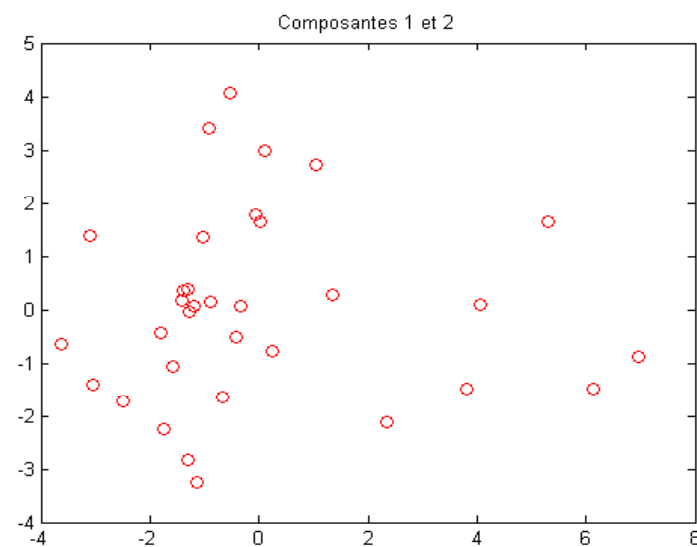
V

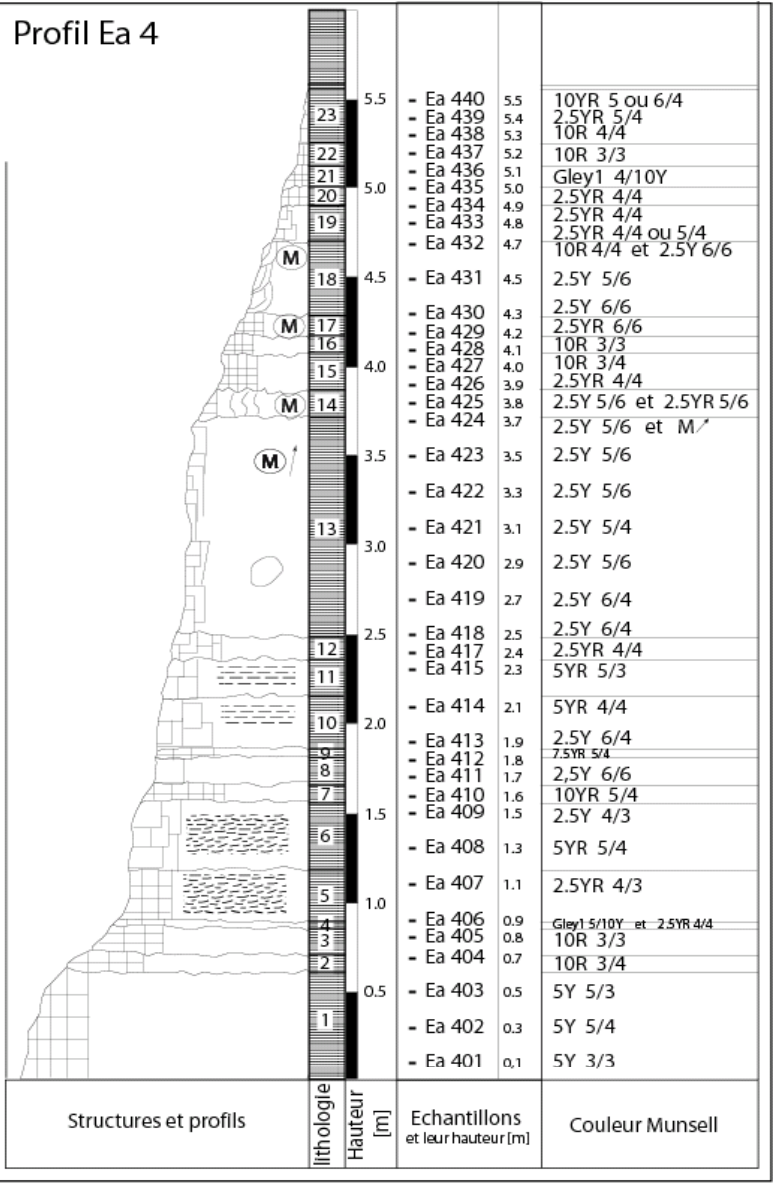
	Phyllo	Quartz	K-Fsp	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Ankérite	Goethite	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	Al	Si	Ti
Phyllo	0.090777	-0.09585	-0.50909	-0.06483	0.28467	0.049063	-0.33426	-0.29125	0.038668	-0.008	-0.06141	-0.32497	-0.39682	0.20595	0.19147	0.06726	0.2953
Quartz	0.040573	-0.10463	-0.25326	-0.18476	0.041807	0.14665	-0.12946	-0.04429	0.32852	-0.21816	-0.08417	0.63765	-0.14309	-0.28288	-0.30268	-0.2677	0.11903
K-Fsp	-0.05109	0.067106	-0.1123	0.027913	-0.13006	0.19638	-0.3408	0.071739	-0.19709	0.31647	0.44124	-0.22538	-0.01563	-0.5775	0.001542	-0.28666	-0.0481
Plagio-Na	-0.0337	0.005532	0.037669	-0.04383	0.049571	0.11027	-0.05656	0.048325	0.21261	0.18806	0.67306	0.13094	-0.06954	0.58895	-0.25118	-0.05505	-0.08247
Calcite	0.25002	-0.15639	-0.46812	-0.23911	0.20563	-0.35302	-0.0275	0.29318	-0.04199	0.050473	0.11814	0.13442	0.42216	0.00821	0.2699	0.024243	-0.30829
Dolomite	-0.0246	0.080824	-0.24861	0.035226	-0.11259	0.1356	-0.18438	-0.37519	-0.5685	-0.11545	-0.04378	0.12994	0.28201	0.12516	-0.43572	0.24356	-0.15588
Ankérite	-0.16442	-0.11787	0.008258	-0.01666	-0.19219	-0.5236	-0.1029	0.063334	0.004988	-0.38677	0.29102	-0.04939	-0.40408	-0.20539	-0.1413	0.3816	-0.15888
Goethite	-0.11552	-0.04204	-0.05187	0.11324	0.16754	-0.18878	0.17835	-0.4142	0.22928	0.65007	-0.08455	0.15873	-0.09987	-0.20372	-0.07861	0.2819	-0.24015
Fe	-0.13932	-0.01103	0.061902	0.41653	0.080503	-0.06089	-0.51436	0.13777	0.38289	-0.01832	-0.04124	-0.02652	0.45087	-0.03683	-0.0858	0.28621	0.25717
Mn	0.17155	0.31986	0.4349	-0.39732	0.24283	0.000322	-0.5276	-0.03333	0.021145	0.016192	-0.18001	0.042091	-0.11467	0.026064	0.048168	0.051664	-0.35933
Mg	0.25353	-0.02082	-0.03459	-0.08649	0.38081	0.44304	0.28745	0.19856	0.14748	-0.15897	0.093555	-0.29189	0.015055	-0.24375	-0.30321	0.39772	-0.11196
Ca	-0.48424	-0.66789	0.083888	-0.02207	0.086154	0.31873	-0.13697	0.052467	-0.04312	-0.05848	-0.12114	-0.01889	-0.0173	0.068951	0.14364	-0.03204	-0.36656
K	-0.57649	0.24791	-0.03089	-0.5647	0.06926	0.056336	0.12149	-0.07492	0.013536	-0.01741	0.14354	0.03781	0.21605	-0.08062	0.1732	0.22227	0.3208
Na	-0.07734	-0.08769	-0.11041	-0.35298	-0.27219	-0.20424	-0.01011	0.012166	0.28248	0.11193	-0.26178	-0.48577	0.15317	0.082232	-0.48547	-0.25451	-0.0774
Al	0.43432	-0.49611	0.27366	-0.31582	-0.33578	0.057963	-0.07966	-0.18133	-0.02396	0.154	0.11256	0.061488	0.11009	-0.05119	0.084191	0.26516	0.32
Si	-0.02713	-0.25036	0.295	0.000271	0.60591	-0.34909	0.051385	-0.14273	-0.26874	-0.05106	0.12037	-0.05625	0.10728	-0.08731	-0.2589	-0.29804	0.26473
Ti	-0.08708	-0.04222	-0.05192	-0.0699	0.035105	-0.02943	-0.08271	0.61819	-0.32489	0.4004	-0.24477	0.15774	-0.27432	0.08984	-0.24029	0.19107	0.25243

		diag(D)		ans./17		r1		r2		r3
Phyllo		0.009		0.0005		0.7678		0.1196		0.2694
Quartz		0.0256		0.0015		0.3095		-0.4758		-0.4259
K-Fsp		0.043		0.0025		-0.1251		-0.5096		0.0022
Plagio-Na		0.0677		0.004		-0.2144		-0.0979		-0.3534
Calcite		0.0837		0.0049		-0.8016		0.0431		0.3798
Dolomite		0.1034		0.0061		-0.4053		0.4329		-0.6131
Ankérite		0.2021		0.0119		-0.4131		0.6783		-0.1988
Goethite		0.2986		0.0176		-0.6244		0.5011		-0.1106
Fe		0.3623		0.0213		0.6687		0.5087		-0.1207
Mn		0.408		0.024		-0.9343		0.0918		0.0678
Mg		0.5728		0.0337		-0.2911		0.707		-0.4266
Ca		0.7112		0.0418		-0.9531		-0.0569		0.2021
K		0.7409		0.0436		0.8341		0.3951		0.2437
Na		1.4717		0.0866		-0.2012		-0.4524		-0.6831
Al		1.9798		0.1165		0.832		0.4713		0.1185
Si		3.1596		0.1859		0.6883		-0.5298		-0.3643
Ti		6.7606		0.3977		0.6563		0.3396		-0.3381

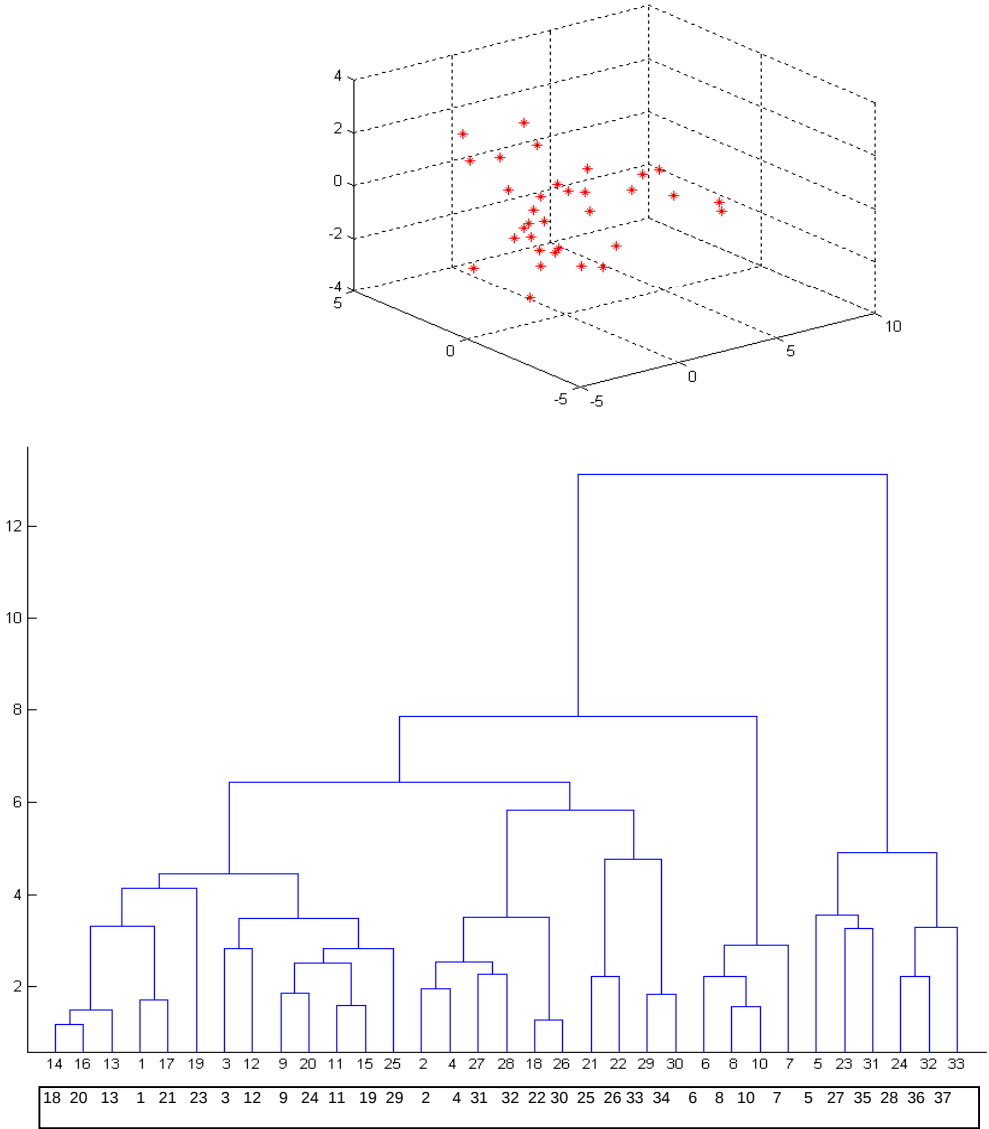


Graphiques





Graphiques (suite)



Profil Ec1



Profil Ec1 total



Profil Ec1 total



Profil Ec1 couche 1



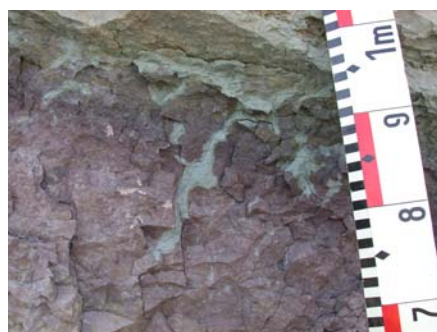
Profil Ec1 couches 2,3,4



Profil Ec1 couche 5



Profil Ec1 couche 6



Profil Ec1 couches 7,8,9



Profil Ec1 couche 10



Profil Ec1 couche 11



Profil Ec1 couche 10



- Planche 1 -

Profil Ec2 et Ec3



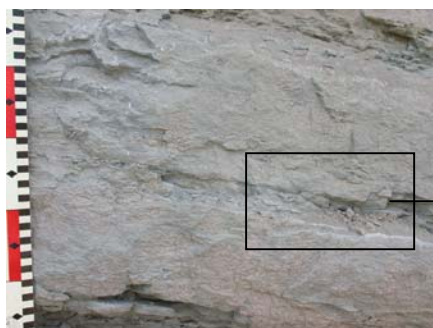
Profil Ec3, bas



Profil Ec3, haut, couches 13,14,15



Profil Ec3, couche 1



Profil Ec3, couches 2,3,4



Profil Ec3, couches 2,3,5



Profil Ec3, couche 12



Profil Ec2, Unios



Profil Ec2, débris organiques



Profil Ec2

- Planche 2 -

Profil Ea1 et Ea3



Profil Ea1



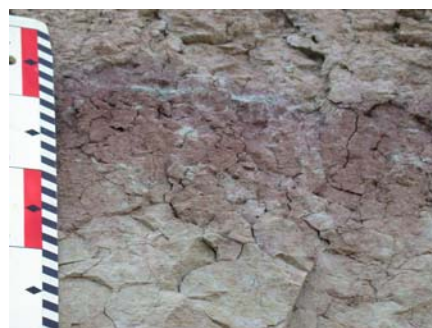
Profil Ea1, couches 1,2,3



Profil Ea1, couche 2



Profil Ea1, couches 8,9,10,11



Profil Ea1, couches 12,13,14,15



Profil Ea1, couches 12,13,14,15



Profil Ea3, couches 5 à 10



Profil Ea3, couche 1 à 4



Profil Ea3, couches 10 à 17



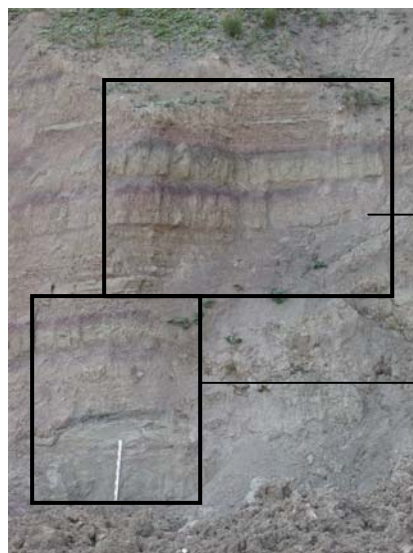
Profil Ea3, couche 10

- Planche 3 -

Profil Ea2



Profil Ea2



Profil Ea2, couches 1,2,3



Profil Ea2, couches 3,4,5



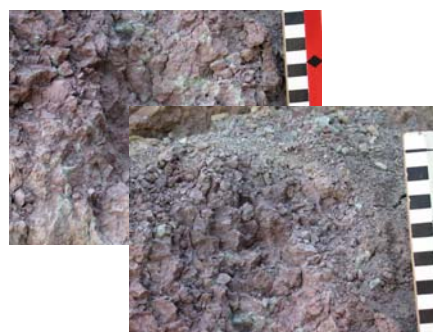
Profil Ea2, couche 6



Profil Ea2, couches 6,7



Profil Ea2, couches 10 à 15



Profil Ea2, couches 12 et 13



Profil Ea2, couches



Profil Ea2, couches 17,18



Profil Ea2, couche 20



Profil Ea2, couches 22,23

- Planche 4 -

Profil Ea4



Sommet de la marnière



Profil Ea4



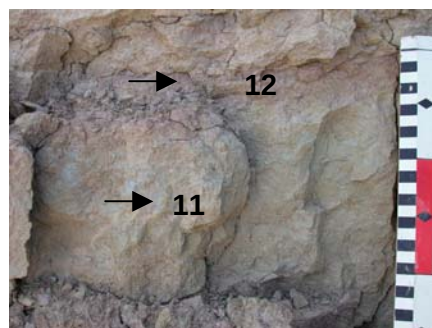
Profil Ea4, couches 5 à 12



Profil Ea4, couches 1 à 4



Profil Ea4, couches 8 et 9



Profil Ea4, couches 11 et 12



Profil Ea4, couches 13 à 16



Profil Ea4, couches 15 et 16



Profil Ea4, couches 20 et 21



Profil Ea4, couches 17 à 22

- Planche 5 -

Profil Ea5



Panorama haut marnière, Profil Ea5



Profil Ea5, couches 6 à 10



Profil Ea5, couches 9 à 12



Profil Ea5, couches 1 à 7



Profil Ea5, couche 2



Profil Ea5, couches 4 et 5



Profil Ea5, couche 6



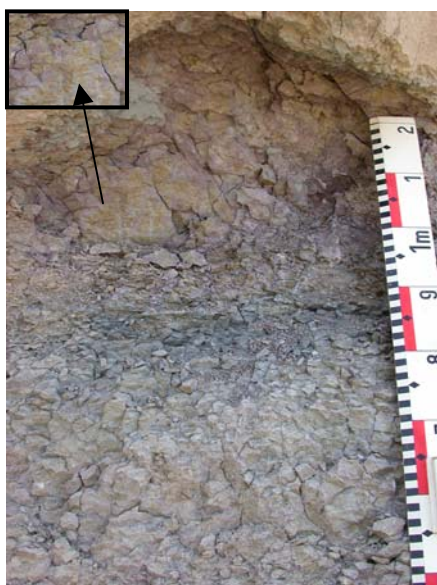
Profil Ea5, couche 11



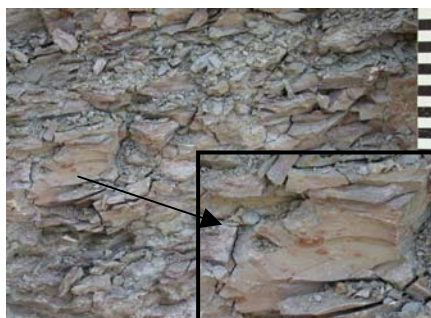
Profil Ea5, couche 8



Profil Ea5, total



Profil Ea5, couches 11 et 12



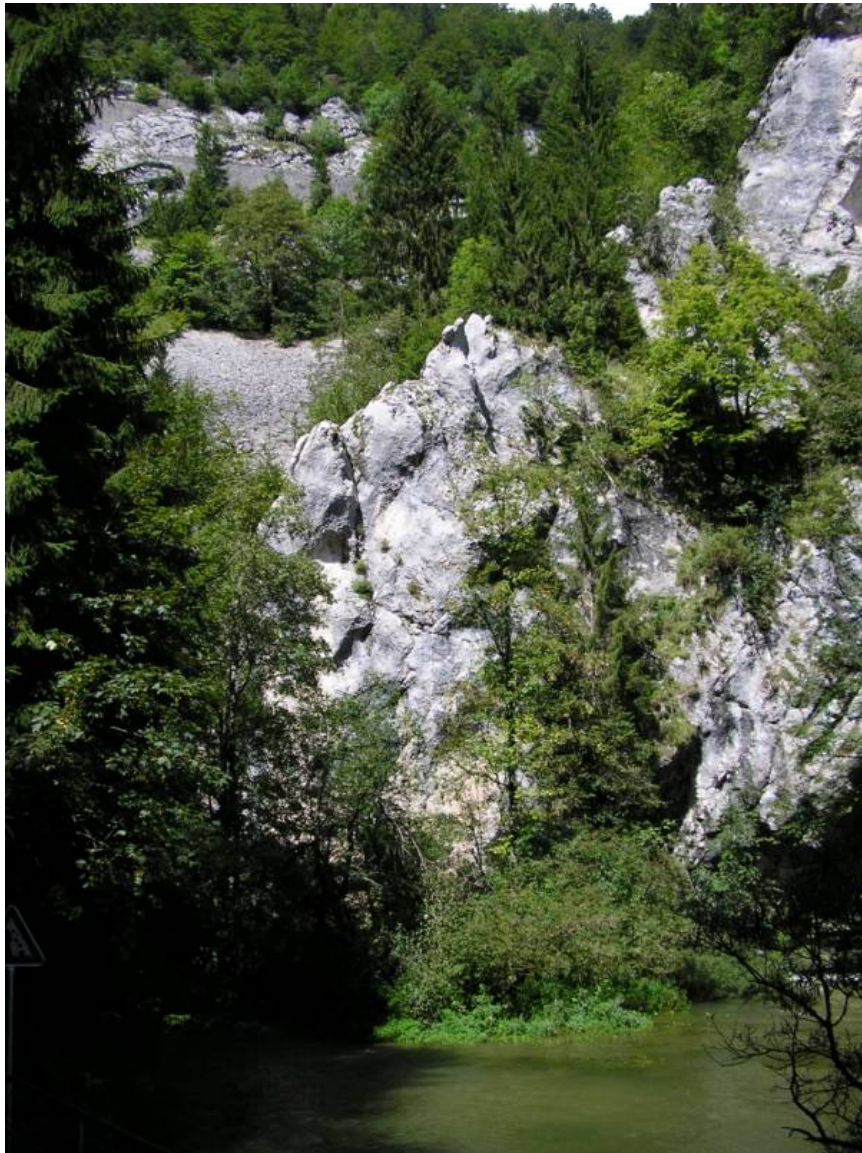
Profil Ea5, couche 7



Profil Ea5, couche 13

- Planche 6 -

Cartographie des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice, Jura neuchâtelois, Suisse



TRAVAIL DE DIPLÔME

Simon Jeannottat

Sous la direction du Pr. Eric Verrecchia

Présenté le 01 juillet 2005

Remerciements :

Je tiens à remercier toutes les personnes, qui par leurs connaissances, leur expérience et leur temps, m'ont aidé dans la réalisation de ce travail de diplôme.

Merci à Eric Verrecchia de m'avoir permis de réaliser ce travail et de découvrir le Cirque de St.-Sulpice, près duquel je vis depuis longtemps, sous un nouveau jour. Merci également pour m'avoir initié à la géomorphologie et à l'étude des formations superficielles.

Merci à Christophe Dupraz pour sa précieuse aide lors de la réalisation de ce travail sur Adobe Illustrator.

Merci à Laurent Chalumeau pour tous les conseils et renseignements donnés avant, pendant et après le travail de terrain.

Merci aux agriculteurs Walter Erb et Patrick Schlub, à St.-Sulpice, pour m'avoir permis de réaliser plusieurs fosses dans leurs champs.

Merci à mon grand-père pour son aide lors de la réalisation des nombreuses fosses à l'occasion de mon travail de terrain.

Résumé :

L'objectif principal de cette cartographie est l'étude des formations superficielles et quaternaires de la région du Cirque de Saint-Sulpice, dans le Val-de-Travers (Canton de Neuchâtel, Suisse). Il s'agit d'en étudier la dynamique de mise en place en tant que formations corrélatives de la morphogenèse. Ce travail doit en effet permettre d'établir les relations entre le relief, la morphologie, la géologie, et les formations superficielles, afin de comprendre l'évolution géologique de cette région durant le Quaternaire, en particulier dans les zones d'érosion et de dépôt.

Le Cirque de St.-Sulpice se situe dans le Val-de-Travers, dans la partie occidentale du Canton de Neuchâtel, en Suisse, dans un secteur caractéristique du Jura calcaire plissé. Les terrains du Jurassique supérieur y sont à découvert, le Malm couvrant la majeure partie de la région. Le Cirque de St.-Sulpice y forme un cirque d'érosion, à l'intérieur de l'anticlinal du Mont des Verrières - St.-Sulpice - Trémalmont. De par la nature de son substratum géologique, la région étudiée est caractérisée par un réseau hydrographique de type karstique, avec notamment la source vauclusienne de l'Areuse.

Le travail de terrain a permis, le long de transects perpendiculaire à la topographie, de réaliser une cinquantaine de fosses. Ces dernières ont en effet permis de caractériser les différentes formations quaternaires du Cirque de St.-Sulpice en fonction de leur épaisseur, leur couleur, leur texture, leur structure, leur porosité, leur consistance, et leur calcimétrie, ainsi que par la proportion des éléments grossiers. Ces différentes observations ont ensuite pu être interprétées, afin de déterminer les différents types de formations superficielles et de systèmes morphogéniques.

La partie supérieure du versant nord du Cirque est dominée par la présence de parois et arêtes calcaires. Quelques formations superficielles sont présentes à cet endroit, mais elles sont, soit de faible épaisseur, soit recouvrent une surface peu importante. En direction de l'ouest du Cirque, les affleurements calcaires couvrent une hauteur de plus en plus importante. En dessous, la pente est recouverte de colluvions non différenciées, héritées et/ou actuelles, dont l'épaisseur augmente vers le bas du versant. Finalement, le bas de la pente est recouvert d'une épaisseur assez importante de dépôts morainiques würmiens. Cette succession est parfois perturbée par la présence de plusieurs rivières coulant le long des pentes du Cirque, principalement sur son versant nord.

Cette succession se retrouve également sur le versant sud du Cirque, avec une exception dans la région de la Corbière. Cette dernière forme une sorte de cirque secondaire à l'intérieur du Cirque principal, et est remplie de champs de blocs, ainsi que de sédiments pouvant être interprétés comme des dépôts lacustres d'obturation et des moraines de névés.

Le fond du Cirque de St.-Sulpice, où coule l'Areuse, est dominé par la présence de dépôts anthropiques.

Sommaire :

1. Introduction à la cartographie des formations superficielles	2
1.1 Objectifs de l'étude	
1.2 Les formations superficielles	
2. Présentation du secteur et du contexte topographique	4
3. Contexte géologique	7
3.1. Lithologie	7
3.2. Histoire et formations quaternaires	12
3.3. Formation du Cirque de St.Sulpice	14
3.4. Tectonique	15
4. Contexte hydrologique et hydrogéologique	17
5. Formation du paysage et formes structurales	20
6. Introduction au travail de terrain et de cartographie	22
7. Description des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice et de quelques profils clés	30
7.1. Versant Nord du Cirque	30
7.2. Versant Sud du Cirque	38
7.3. Fond de du Cirque	47
7.4. Dépôts et activités anthropiques	48
8. Légende et description des faciès de la carte des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice	49
9. Conclusions	53
10. Bibliographie	54
11. Cartes et annexes	55



1. Introduction à la cartographie des formations superficielles :

1.1 Objectifs de l'étude :

L'objectif principal de cette cartographie est l'étude des formations superficielles (c'est-à-dire des roches meubles ou consolidées recouvrant un substrat géologique) et quaternaires de la région du Cirque de Saint-Sulpice, dans le Val-de-Travers (Canton de Neuchâtel, Suisse) afin d'en étudier la morpho-dynamique. Ce travail doit permettre d'établir les relations entre le relief, la morphologie, la géologie et les formations superficielles, afin de comprendre l'évolution géologique de cette région durant le Quaternaire, en particulier dans les zones d'érosion et de dépôt.

1.2 Les formations superficielles :

"Les formations superficielles sont des formations continentales meubles ou secondairement consolidées provenant de l'altération chimique ou biochimique (altérites) ou de la désagrégation mécanique (clastites) de roches préexistantes" (Joly 1997).

Selon Joly (1997), les formations superficielles peuvent être :

- **autochtones** et rester en place sur leur roche-mère. Elles témoignent alors des vicissitudes climatiques et paléoclimatiques subies par le site ;
- **subautochtones** et transiter sur un versant sous l'action de la gravité, du ruissellement diffus, de la solifluxion, Elles témoignent alors de la dynamique actuelle et passée en action sur le versant, ainsi que de l'évolution morphologique de celui-ci ;
- **allochtones** et être déplacées, remobilisées, dispersées, redéposées par les agents dynamiques de transport : rivières, glaciers, vents, mer. Elles sont alors révélatrices de l'agent transporteur.

"Les formations superficielles sont actuelles ou héritées. Les premières sont corrélatives de la dynamique actuelle. Les secondes témoignent de paléotopographies, de paléodynamiques, de paléoenvironnements. Elles sont, en ce sens, révélatrices de l'évolution du relief terrestre" (Joly 1997).

L'épaisseur des formations superficielles est variable, de décimétrique à décamétrique, voire, exceptionnellement, hectométrique.

Les formations superficielles sont également des décrypteurs importants de l'évolution et de l'histoire des formes du relief terrestre. Elles jouent également un rôle important comme roches-mères de sols, ainsi que comme supports de la végétation.

Elles ont également des rôles plus pratiques. Elles sont en effet le siège de travaux d'excavation, de terrassement, d'aménagement et de fondations et servent également de matériaux exploitables pour les travaux publics ou l'industrie. Elles sont également utilisées lors d'études archéologiques grâce à la présence d'anciennes implantations humaines.

Il existe différents types de dynamiques de mise en place des formations superficielles. On distinguera par exemple :

- les dynamiques fluviales et fluvio-lacustres ;
- les dynamiques fluvioglaciaires ;
- la dynamique éolienne ;
- la dynamique glaciaire ;
- la dynamique périglaciaire.

A sa surface, la région étudiée est surtout dominée par les dynamiques glaciaire et périglaciaire, en témoigne la présence d'anciennes moraines alpines et moraines de névé, ainsi que de solifluxion (avec, par exemple, la création de terrassettes) ou toute autre forme créée par l'action du gel et du dégel comme des éboulis, des groizes ("dépôt de pente formé de gélifracsts hétérométriques subautochtones, avec ou sans matrice" (Joly, 1997)) et des champs de blocs.

La dynamique karstique n'est évidemment pas à négliger dans cette région calcaire, avec la présence d'une hydrologie karstique importante. On citera notamment la source vauclusienne de l'Areuse, ainsi que d'autres formes de surface. Les dynamiques fluviales et fluvio-lacustres sont également présentes, principalement au fond du cirque de St-Sulpice, avec la présence de l'Areuse et de sédiments glacio-lacustres. Chaque système est placé sous l'influence directrice d'un agent dominant, plus ou moins assisté par des agents secondaires.

Le domaine karstique est principalement influencé par des processus de dissolution par l'eau circulant dans les vides et les interstices des roches carbonatées, calcaires (CaCO_3) et dolomitiques ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), mais également de certaines autres roches solubles comme le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou le sel (NaCl). La morphologie karstique comprend une très grande variété de formes spécifiques de toutes dimensions, parfois superficielles (exokarst) et parfois souterraines (endokarst). D'autres forment résultent de combinaisons avec des processus non karstiques (tectoniques, fluviales, nivo-glaciaires, anthropiques, ...). La morphologie glaciaire est également étroitement dépendante de l'abondance et de la circulation de l'eau et se diversifie donc beaucoup en fonction des différents climats.

Un système périglaciaire est un système morphogénique où les facteurs essentiels de l'évolution géomorphologique sont les alternances du gel et du dégel (Joly, 1997). Une dynamique périglaciaire peut donc affecter toutes les régions où la température peut descendre, pendant une partie plus ou moins longue de l'année, au-dessous de 0°C . On trouve donc ces systèmes principalement dans les hautes altitudes et latitudes, mais également dans une grande partie des pays tempérés, lors des hivers les plus froids (Jordi, 1997). Dans la région du Val-de-Travers, les systèmes périglaciaires ont également laissé leur empreinte lors de l'extension du froid durant les périodes glaciaires du Quaternaire.

L'évolution des formations superficielles dépend essentiellement de l'action de la gravité et des conditions atmosphériques (climat) (Joly, 1997). Les conditions climatiques influencent les processus d'altération des affleurements rocheux par l'intermédiaire de l'humidité, des précipitations, des températures, de la nature, ainsi que de l'intensité du couvert végétal en fonction du temps, des saisons ou des époques géologiques. Elles influencent également, dans une large mesure, le travail des agents de transport qui prennent en charge et déplacent les produits de l'altération des roches, sous l'effet de la pesanteur, vers les endroits où ils se déposent et s'accumulent (Joly, 1997). Chaque système est placé sous l'influence directrice d'un agent dominant, plus ou moins assisté par des agents secondaires.

Lors de l'étude des formations superficielles sur le terrain, un certain nombre de paramètres devront être observés. Il s'agit, selon Joly et Dewolf (sous presse) :

- des formes du relief, structurales, de transit, d'accumulation, ainsi que des formes emboîtées ou étagées ;
- de la dynamique ;
- de la texture ;

ainsi que de paramètres complémentaires comme :

- la lithologie des substrats géologiques ;
- l'épaisseur de la formation superficielle ;
- la chronologie des événements.

Les différentes méthodes permettant de classer et différencier les formations superficielles, le travail et les observations à effectuer sur le terrain, ainsi que les différentes notations de la cartographie sont décrits dans le chapitre 7 :

"Introduction au travail de terrain et à la cartographie"

2. Présentation du secteur et du contexte topographique :

Le Cirque de St.-Sulpice se situe dans le Val-de-Travers, dans la partie occidentale du Canton de Neuchâtel, en Suisse (Fig. 2.2). La direction générale de ce vallon, contrôlée par sa structure géologique, est environ SW-NE, dans un secteur caractéristique du Jura plissé.

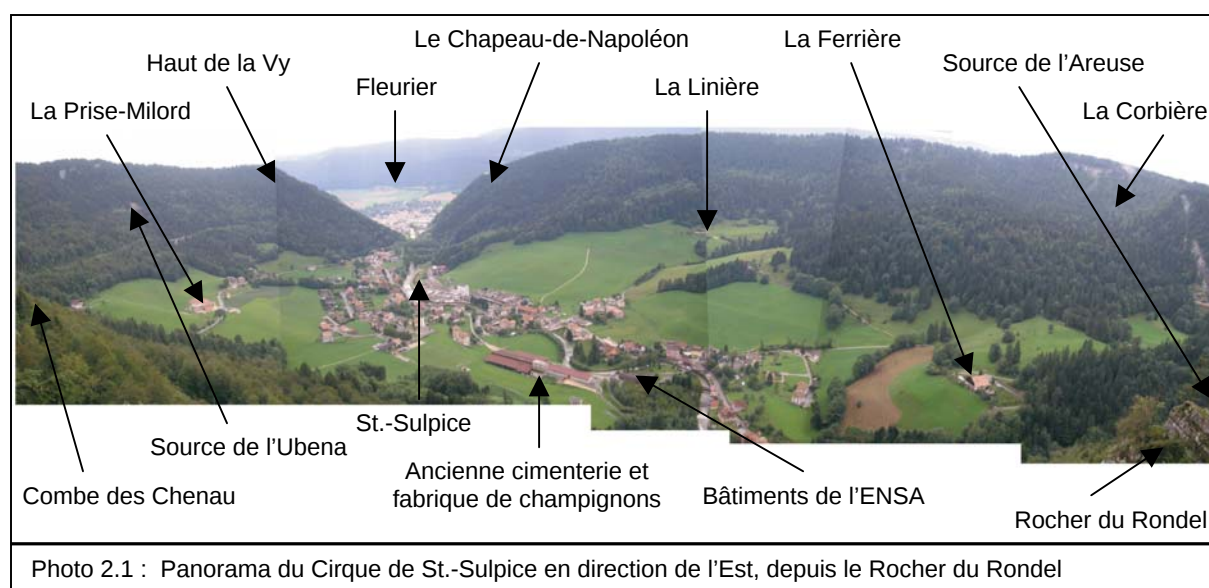
Ce cirque d'érosion forme une excavation quasi circulaire, d'environ 3 km sur 3 km, sur laquelle débouche un étroit couloir, en amont la vallée des Verrières, alors que le défilé abrupt des rochers à pics du Chapeau de Napoléon et de la montagne de la Caroline lui donne une issue du côté du Val-de-Travers (Schardt, 1906) (Fig.2.4). Si la pente du versant nord est la plus importante, le versant sud est également caractérisé par une déclivité assez forte, mise à part dans la zone de la Corbière où s'est formé une sorte de replat (Fig. 2.1).

Le fond du Cirque de St.-Sulpice se trouve à une altitude d'environ 745-750 m, alors que les sommets avoisinants peuvent s'élever jusqu'à une altitude de 1125 m environ (Fig. 2.1).

La végétation y est principalement dominée par la hêtraie-sapinière, ce qui s'explique par le climat océanique atténué qui y règne, avec 140-160 cm de précipitations annuelles.

Le fond de la vallée est principalement recouvert de dépôts anthropiques et abrite le village de St.-Sulpice. Plus haut, on trouve un certain nombre de champs, principalement utilisés pour la production d'herbe de fauche. On trouve ensuite, jusqu'au sommet une zone forestière, traversée par plusieurs chemins (Photo 2.1). On trouve également, en dessous de la Corbière, l'ancienne carrière des Chaux et Ciments.

La région étudiée est traversée par la rivière de l'Areuse. Elle traverse le cirque de sa source vauslusienne en direction de Fleurier et du Val-de-Travers (Fig. 2.1). Elle alimente ensuite le bassin du Rhin, via les lacs de Neuchâtel et de Bienne, et l'Aar (Fig 2.2).



Le Cirque de St.-Sulpice est également traversé par la route cantonale. Le village a abrité durant plusieurs années une cimenterie. Après sa fermeture, les bâtiments, qui occupaient une bonne partie du fond de la vallée, ont été détruits et le terrain a été acheté par l'ENSA® (Electricité neuchâteloise SA), qui a grandement réaménagé le site. Ce dernier est donc marqué d'une forte empreinte anthropique.

Les galeries creusées par la cimenterie ont également été utilisées par une fabrique de Champignons de Paris. Ces galeries sont aujourd'hui abandonnées et commencent à s'effondrer, ce qui provoque des fontis artificiels. La route cantonale, qui passe à la verticale, ne cesse donc de s'enfoncer et doit constamment être resurfacée.

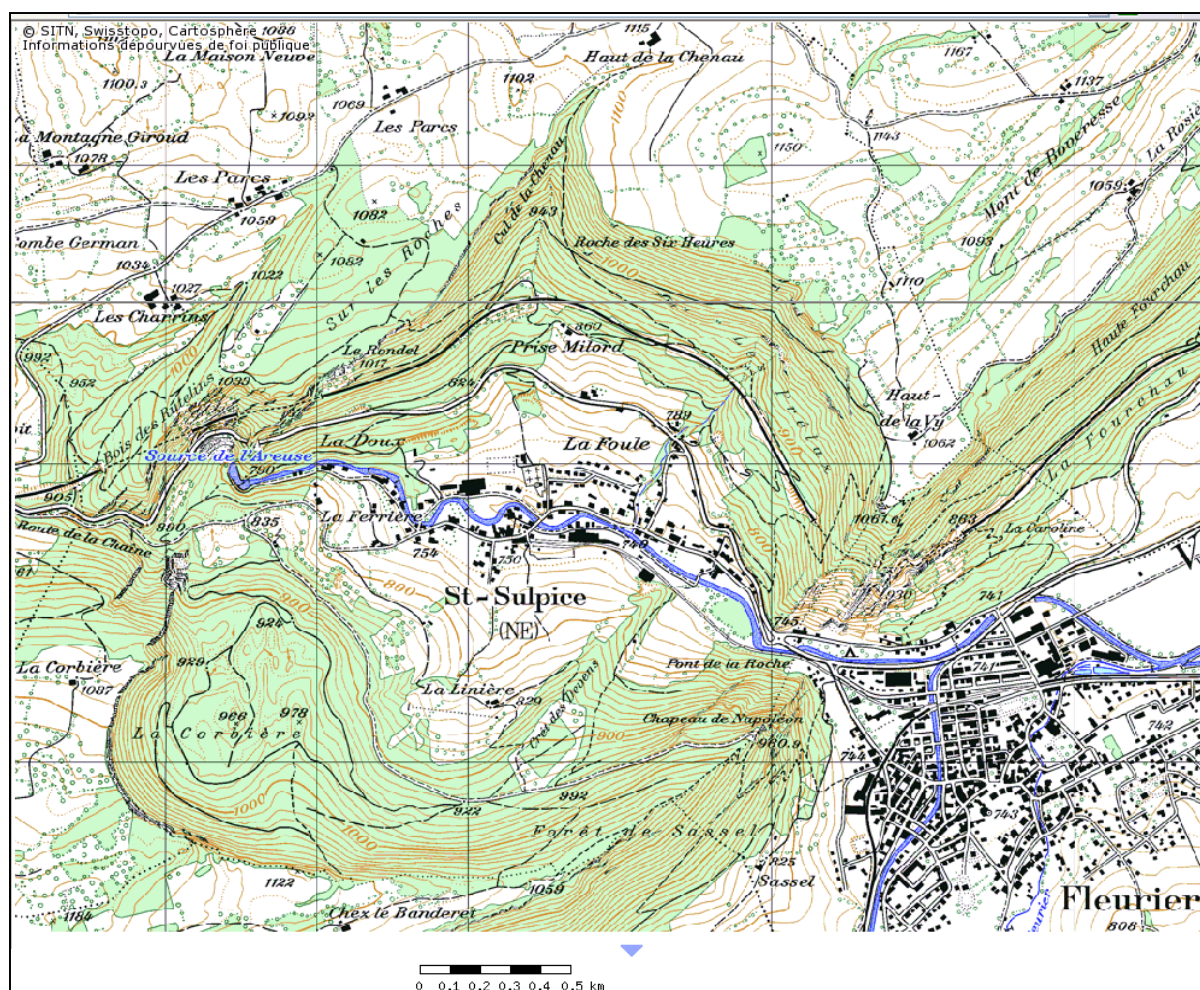


Figure 2.1 : Carte topographique de la région du Cirque de St-Sulpice, dans le Val-de-Travers (Jura neuchâtelois, Suisse) (SITN, 2005).

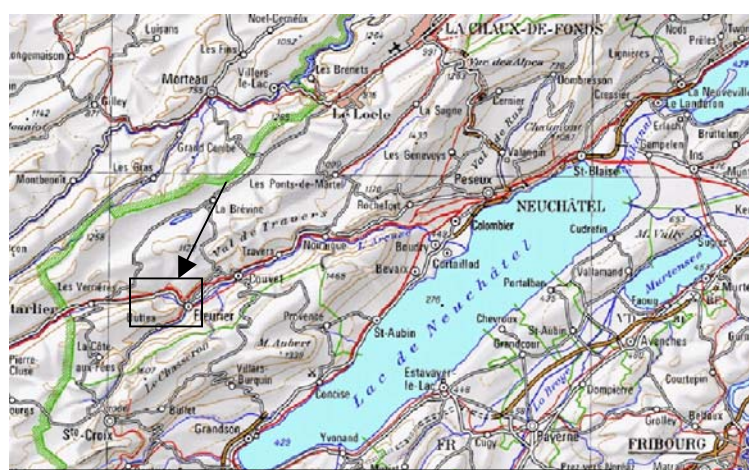
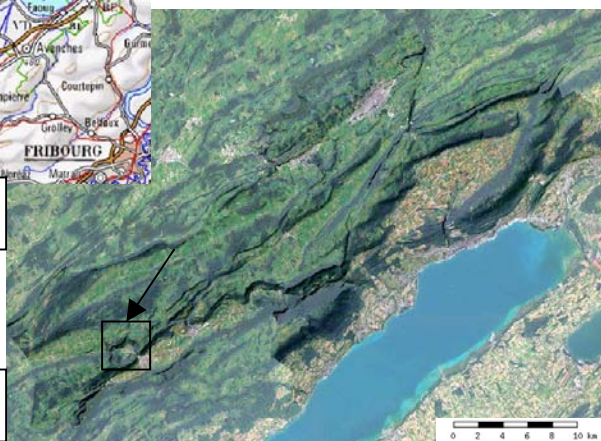
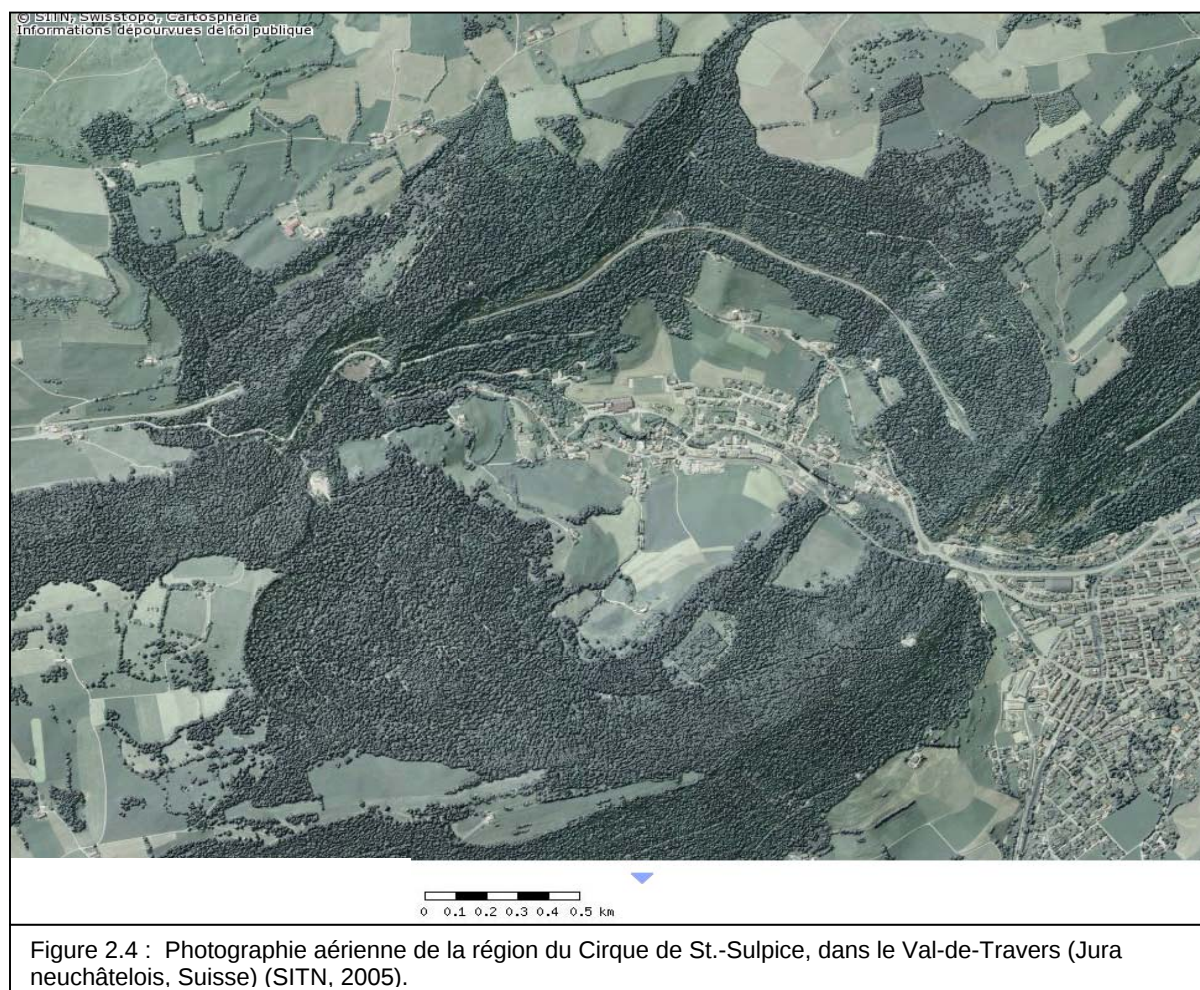


Figure 2.2 : Carte du Canton de Neuchâtel, Suisse (SITN, 2005) ↑

Figure 2.3 : Image satellite du Canton de Neuchâtel, Suisse (SITN, 2005) →





3. Contexte géologique

Le Cirque de St.-Sulpice se trouve dans le Jura calcaire, plus précisément dans un secteur caractéristique du Jura plissé, situé dans la partie médiane interne du faisceau des hautes chaînes jurassiennes. On y trouve en effet un alignement plus ou moins complexe d'anticlinaux et de synclinaux de direction générale SW-NE (Schwaar, 1963) (Fig. 3.4).

Ce cirque d'érosion est intéressant du point de vue de la stratigraphie. En effet, les terrains du Jurassique supérieur qui s'y trouvent sont admirablement à découvert et offrent des profils naturels renfermant de nombreuses couches fossilifères (Schardt, 1906) (Fig. 3.1).

Le Cirque de St.Sulpice est creusé dans l'anticlinal de Mont des Verrières - St.-Sulpice - Trémalmont (Rickenbach, 1925) (ou de Montlézi/du Malmont, Schardt, 1906) (Fig. 3.4). Cet anticlinal prend, en direction de l'ouest, le nom de Mont des Verrières (Schardt, 1906).

A l'entrée est du cirque (direction Val-de-Travers), les couches sont verticales, alors que du côté du passage vers les Verrières, les bancs montrent un plongement de 50 à 60° vers le NW. Entre ces deux extrémités, les couches du Malm supérieur forment un cintre d'une régularité parfaite, avec cependant quelques petits accidents (Schardt, 1906) (Fig. 3.5).

Le Jura forme un large croissant de chaînes. Les roches y sont principalement des roches sédimentaires de type calcaires durs et marnocalcaires, ainsi que quelques restes de moraines alpines contenant des roches siliceuses. Cette chaîne a donné son nom aux couches du Jurassique, qui affleurent essentiellement dans ces montagnes.

Le Jura peut être divisé géologiquement en deux parties. On distingue le jura externe légèrement faillé et sans grand relief du Jura plissé ou interne, également appelé Haute Chaîne qui consiste en une succession de plis bien développés. Les plus grands plis s'observent sur la bordure interne. L'amplitude de ces plis augmente fortement de l'Est en direction de l'Ouest, en fonction de l'épaisseur de la couche la plus compétente, **le Malm**.

Une troisième zone, le Jura tabulaire, est souvent associé à la Chaîne du Jura (Sommaruga, 1997).

3.1 Lithologie :

La formation couvrant la plus grande superficie du Val-de-Travers est le Malm, avec une épaisseur allant jusqu'à 600 m (Fig. 3.2). Les étages inférieurs, peu représentés, n'affleurent que dans des zones profondément entaillées à relief inversé. Les sédiments plus jeunes (Crétacé) se limitent aux flancs inférieurs des synclinaux, tandis que les plus récents (Tertiaire) en occupent fréquemment le centre ou le fond (Schwaar, 1963) (Fig. 3.5).

Les sédiments Crétacé et Tertiaire n'affleurent qu'exceptionnellement d'une part en raison de leur situation topographique et d'autre part de leur faible consistance. Ils sont abondamment recouverts de dépôts quaternaires et seuls des travaux artificiels ou des glissements de terrain permettent de les observer (Schwaar, 1963).

Selon Schardt (1906), l'intérieur de l'anticlinal formant le Cirque de St.-Sulpice est formé par le Malm inférieur et les marnes et marno-calcaires de l'Argovien. Le Dogger ne vient y affleurer que sous la forme de son étage supérieur, le Callovien (Fig. 3.5).

Description des différents étages présents dans le Cirque de St.-Sulpice présents sur la carte géologique du Cirque de St.-Sulpice au 1:25'000 de Rickenbach (1925) :

Les observations ci-dessous sont tirées (1)de la notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, Feuille n°277, établie par C. Muhlethaler (19...), (2)et pour la plupart des descriptions, de la notice explicative de la Carte géologique au 1:25'000 de la région du Val-de-Travers entre Travers et Fleurier, du Cirque de St.-Sulpice et de la Vallée de la Brévine, établie par E. Rickenbach (1925). Quelques observations établies lors de mon travail de terrain complètent l'étude.

Légende des signes et couleurs:

- | | |
|-------------------------------------|---------------|
| Direction et plongement des couches | Source |
| Couches verticales | Entonnoir |
| Couches horizontales | Grotte, baume |
| Contact anormal par dislocation | |
-
- | |
|------------------------|
| ✱ Bloc erratique isolé |
| ✱ Gisement fossilifère |
| △ Poche d'Albien |
| ⌒ Carrière |
| △ Gravière, grésière |

- | | |
|--|--|
| Alluvions | |
| Tourbe | |
| Talus de délitement, Végétation | |
| Talus d'éboulis | |
| Cône de déjection | |
| Fluvioglacière | |
| Glaciaire jurassien
avec digues morainiques | |
| Glaciaire alpin | |
| Molasse burdigalienne | |
| Molasse aquitanienne | |
| Albien et Aptien | |
| Urgonien supérieur
asphaltifère | |
| Urgonien inférieur | |
| Hauterivien supérieur | |
| Hauterivien inférieur | |
| Valangien supérieur | |
| Valangien inférieur | |
| Purbeckien | |
| Portlandien supérieur | |
| Portlandien inférieur | |
| Kimeridgien | |
| Séquanien | |
| Arg. sup. { Couches du Geissberg | |
| Arg. { Couches d'Effingen | |
| Argovien inférieur | |
| Divésien | |
| Callovien | |

Figure 3.1 : Carte géologique au 1 : 25 000 de la région du Val-de-Travers entre Travers et Fleurier et du Cirque de St.-Sulpice et de la Vallée de la Brévine.

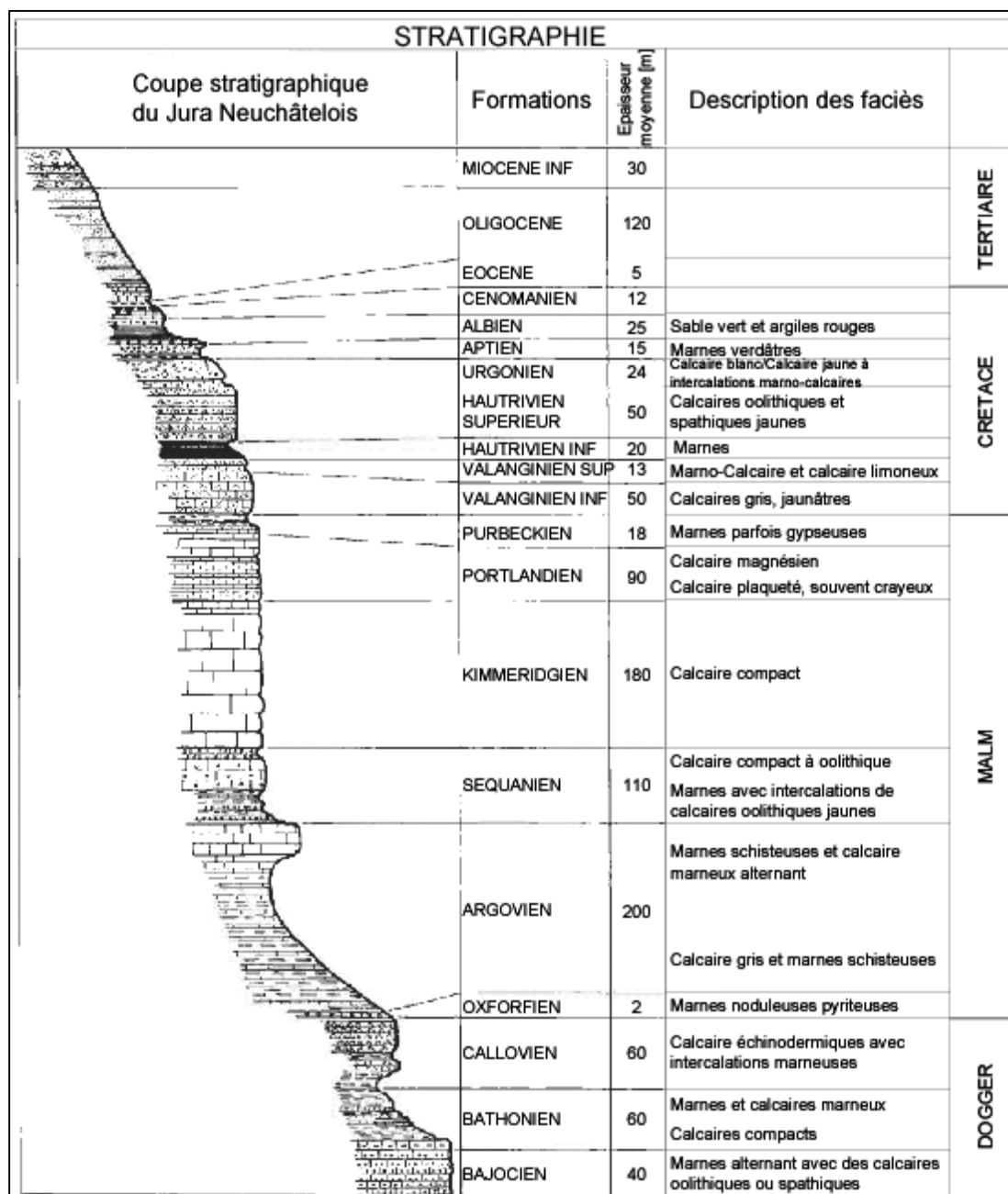


Figure 3.2 : Coupe stratigraphique du Jura, dans le Canton de Neuchâtel, et épaisseur des différentes formations (modifié d'après Kiraly (1973) et Schwaar (1963)).

- **Callovien** : il s'agit de calcaires très spathiques, gris ou bleu foncé à l'intérieur, jaune ou rougeâtre à l'extérieur, et qui sont généralement connus sous le nom de "Dalle nacrée". La stratification est assez nette. L'épaisseur des assises diminue vers le haut, alors que la teneur en oolithes ferrugineuses, jaunes ou vertes, augmente. On trouve ces calcaires, dans le Cirque de St.-Sulpice, sur le Crêt des Devens (voir annexe XX), qui forme à cet endroit un crêt boisé (Fig. 3.1). Un affleurement y a été mis à jour lors de la construction de la ligne de Chemin de fer.
- **Oxfordien** : il comprend une marne bleu clair, glauconeuse, presque stérile, des marno-calcaires et une marne bleuâtre, à oolithes ferrugineuses. On trouve ces marnes, dans le Cirque de St.-Sulpice, sur le même affleurement que celui du Callovien (Fig. 3.1).

- **Argovien inférieur** : il s'agit d'alternances de calcaires et de marnes schisteuses gris cendré. Les lits calcaires ne dépassent pas 20 cm, ceux des marnes ne dépassent pas 10 cm. Au contact avec l'Oxfordien, les bancs calcaires prédominent et sont plus épais. Ces calcaires sont caractérisés par leur inhomogénéité. Ils renferment souvent de petits brachiopodes, des ammonites, et quelques spongiaires. L'Argovien inférieur affleure, dans le Cirque de St.-Sulpice, sur la rive droite de l'Areuse (quelques mètres seulement), toujours au-dessus de la Dalle nacrée, ainsi que sur la rive gauche de l'Areuse, le long de la route cantonale (Fig. 3.1).

Les marnes et marno-calcaires de l'Argovien déterminent des talus plus doux, recouverts en outre d'une assez forte épaisseur de dépôts morainiques et d'éboulis.

- **Argovien supérieur** : il se subdivise en deux niveaux. Ce sont les Couches d'Effingen et les Couches de Geissberg.

Les couches d'Effingen forment des alternances régulières de bancs calcaires ou marno-calcaires et de marnes schisteuses, bleues à l'intérieur, gris cendré à l'extérieur. L'épaisseur des bancs calcaires varie entre 10 et 20 cm, alors que celle des marnes est plus variable, de minces feuillets à l'épaisseur des bancs calcaires. Malgré une épaisseur considérable, il est rarement possible d'étudier toute la série. En effet, en raison de sa composition marneuse et argileuse, ce terrain est presque toujours recouvert de végétation. Ces couches affleurent toutefois à plusieurs endroits dans le Cirque de St.-Sulpice. Ils ont été exploités pour la fabrication de ciment, sur la rive gauche de l'Areuse, avec plusieurs affleurements et un réseau de galeries. A cet endroit, les bancs calcaires sont de couleur bleu foncé à l'intérieur, gris, souvent à points roux ou entièrement jaune brunâtre à l'état oxydé. Sur la rive droite de l'Areuse, ils sont souvent recouverts par les moraines. Cependant, dans le lit du ruisseau descendant de la Corbière vers le fond du Cirque, les marno-calcaires bleus sont bien à découvert (photos 3.1 et 3.2).

Les Couches du Geissberg (ou Argovien coralligène) sont des calcaires riches en coraux. On les retrouve, dans le Cirque de St.-Sulpice, le long de la ligne du chemin de fer franco-suisse, avec une série de couches appartenant au Séquanien et à l'Argovien. On trouve de bas en haut, pour les couches de Geissberg et sur une épaisseur d'environ 20 mètres (Fig. 3.2) :

- des calcaires homogènes, non oolithiques, gris ;
- des marno-calcaires noduleux, homogènes, gris clair, devenant schisteux vers la base ;
- puis plusieurs récifs de coraux renfermant de nombreux radioles de *Cidaris florigemma*, *Rhynchonella corallina*, des huîtres, et quelques autres fossiles.

Suivent ensuite les couches du Séquanien, avec des marnes grises et des calcaires homogènes, sans fossiles, et devenant plus marneux vers la base.



- **Séquanien** : Il se compose de deux complexes différents, qui sont, de haut en bas :
 - un complexe exclusivement calcaire, blanc, parfois crayeux, homogène ou grossièrement oolithique, très pauvre en fossiles ;
 - un complexe de calcaires et de marnes bruns ou gris à l'extérieur, bleus à l'intérieur, presque toujours oolithique, riche en fossiles.

La route cantonale, dans le Cirque de St.-Sulpice, permet de suivre une série de couches du Malm assez bien à découvert, avec environ 72 mètres de Séquanien (Fig. 3.2).

Il est possible de comparer cette série à celle présente au-dessus de la ligne de chemin de fer franco-suisse, avec une relation dans l'ordre des alternances des calcaires homogènes et oolithiques (Fig. 3.1). Le Séquanien est surtout intéressant par ses oolithes. On en trouve de toutes les formes et de toutes les dimensions. Alors que les calcaires blancs supérieurs sont presque dépourvus de fossiles, les calcaires et marnes jaunes ou gris du Séquanien renferment des fossiles parfois bien conservés. Dans le Cirque de St.-Sulpice, à la Grand'Côte, *Waldheimia humeralis* forme parfois de véritables lumachelles. Les gastéropodes et les échinides sont cantonnés, eux, presque uniquement à la base de la série.

- **Kimméridgien** : il se compose en général de calcaires gris clair, parfois jaunâtres ou même rougeâtres, et souvent parsemés de grosses taches rouges. Les bancs sont épais et souvent fissurés transversalement. Des affleurements, situés le long de la route cantonale, dans le Cirque de St.-Sulpice, permettent d'étudier cet étage quasiment couches par couches. L'épaisseur de cette série est d'environ 150 mètres (Fig. 3.2). Le Kimméridgien est parfois oolithique. Il faudra donc prendre garde à ne pas le confondre avec le sommet du Séquanien. Les oolithes du Kimméridgien sont cependant plus irrégulières et de grandeurs très variables dans un même échantillon, alors que celles du Séquanien sont souvent roses et sphériques. Le Kimméridgien occupe la majeure partie de la partie supérieure du Cirque de St.-Sulpice et constitue les affleurements les plus nombreux (Fig. 3.1). Par son uniformité pétrographique et son manque de fossile, il peut facilement être caractérisé partout.

Il est souvent difficile d'établir une limite entre le Kimméridgien et le Portlandien. Cependant, la présence, quelques dizaines de mètres en dessous du sommet du Kimméridgien, d'un banc contenant, sur un mètre environ, de grosses Nérinées atteignant 5 cm, aide à fixer cette limite. Ce banc, très résistant, est présent dans le Cirque de St.-Sulpice et se prolonge jusqu'au sud Des Parcs

- **Portlandien inférieur** : cet étage est plus proche du Kimméridgien que du Portlandien supérieur. Il se distingue du Kimméridgien par des assises moins épaisses et bien litées. Un trait caractéristique du Portlandien inférieur réside dans la présence de taches bleues ou rouges dans des calcaires à matrice lithographique jaune. Des affleurements sont présents dans la série du Malm du Cirque de St.-Sulpice sur une épaisseur d'environ 50 à 55 mètres (Fig. 3.2).
- **Portlandien supérieur** : il est subdivisé en dolomie portlandienne et en calcaires plaquetés. Les couches dolomitiques ont une épaisseur d'environ 20 à 25 m, et les calcaires plaquetés de 6 m environ, dans la série du Malm du Cirque de St.-Sulpice (Fig. 3.2). Les calcaires plaquetés sont des calcaires lithographiques de couleur claire, lités en assises de 1 à 20 cm, dont la plupart se subdivisent en feuillets très minces, de couleurs jaunes ou grises pour les uns, de couleurs foncées, brunâtres ou roses pour les autres. Les dolomies portlandiennes, de teinte grise ou gris-brun, deviennent, vers le sommet de la série, blanc grisâtre, voire, lorsque le grain est grossier, d'une teinte verdâtre ou jaunâtre. Ce calcaire est lité en bancs dont l'épaisseur ne dépasse jamais 20 cm. L'état fissuré habituel cache cependant souvent la stratification naturelle. Les fossiles sont complètement absents de ces deux subdivisions.
- **Purbeckien** : bien que toujours bien indiqué par une combe entre les roches plus résistantes du Portlandien et du Valanginien, voire par quelques faibles sources ou suintements, le Portlandien n'affleure que rarement. Il est composé de marnes et marno-calcaires gris clair, voire de calcaires marneux brêchoïdes ou dolomitiques, à cailloux noirs, sur une épaisseur de 10 à 15 m (Fig. 3.2). Il s'agit d'un calcaire d'eau douce ou saumâtre.
- **Valanginien inférieur** : il s'agit de calcaires dont la couleur varie du blanc au jaune, voire même au brun. Il est tantôt finement oolithique, et tantôt finement spathiques.

Il existe également des bancs presque blancs à taches jaunâtres très irrégulières, et qui est appelé "marbre bâtard". Une variété d'aspect bréchiforme est assez fréquente. Il affleure notamment du côté du Haut de la Tour (Fig. 3.1). Son épaisseur est d'environ 50 mètres (Fig. 3.2).

- **Valanginien supérieur** : il se compose d'une zone fortement ferrugineuse, le "calcaire roux et limoniteux", de 10 mètres d'épaisseur, ainsi que d'une zone marno-calcaire inférieure (les "marnes d'Arzier"), de 2 à 4 mètres d'épaisseur (Fig. 3.2).
- **Glaciaire alpin** : on observe une grande quantité de moraine d'origine alpine dans le Cirque de St.-Sulpice, principalement déposées lors de la glaciation du Würm, la glaciation du Riss ne jouant qu'un rôle très effacé (voir chapitre suivant).
- **Glaciaire jurassien** : il s'agit de dépôts locaux, formés de blocs, de cailloux et de galets calcaires jurassiens, emballés sans ordre dans une boue glaciaire ou disséminés dans une masse sableuse-graveleuse, sans aucune stratification.
- **Fluvioglaciaire** : il se caractérise par des dépôts de lacs de rétention deltaïque à cailloutis graveleux à matrice sablo-limoneuse avec de nombreux blocs. 12% d'éléments alpins se retrouvent dans la fraction grossière (quartzites, granites du Mt-Blanc), mal stratifiés. De 1 à 12 m par niveau.
- **Alluvions fluviales et lacustres** : il s'agit de galets et graviers calcaires à matrice sablo-argileuse, à stratification relativement confuse, déposés par l'Areuse. On trouve également quelques sédiments lacustres, au fond du Cirque de St.-Sulpice (Fig. 3.1), déposés dans le lac de barrage formé lors du retrait du glacier du Rhône, à la fin de la glaciation du Würm. Les dépôts de lacs de rétention sont graveleux, avec un complexe limono-sableux, sablo-graveleux et gravelo-caillouteux, meuble, de faible profondeur (1 m à l'E mais augmente à l'W) recouvert de limon lacustre peu épais. Ces dépôts sont aujourd'hui peu visibles, suite à la forte anthropisation du fond du Cirque de St.-Sulpice.
- **Eboulis de pente** : ils sont abondants au bas de certains escarpements calcaires. Dans le Cirque de St.-Sulpice, là où les terrains affleurant sont peu résistants, les pentes sont largement recouvertes d'éboulis.

3.2 Histoire et formations quaternaires :

L'histoire quaternaire du Val-de-Travers et du Cirque de St.-Sulpice est dominée par les glaciations successives qui ont affecté la région. Selon Schwaar (1963), la plus ancienne, celle du Günz, a certainement été sans influence dans la région. Les traces de la glaciation du Mindel, de plus faible amplitude que les suivantes, ont été fortement effacées et demeurent indiscernables. Les deux dernières, celle du Riss et du Würm, ont par contre affectée de manière considérable la région du Val-de-Travers.

Si la glaciation du Riss ne se manifeste que par des blocs assez fréquents retrouvés au-dessus des limites de la glaciation würmienne, cette dernière se manifeste de façon beaucoup plus évidente (Rickenbach, 1925). En effet, le glacier alpin du Riss, avec son isochrone à 1100 mètres, est celui qui a recouvert la plus grande étendue. Il est le seul à avoir pu franchir directement la première chaîne du Jura et se répandre sur l'arrière pays (Schwaar, 1963).

La glaciation du Würm a laissé les traces les plus compètes. En effet, ses dépôts n'ayant pas été recouverts ou remaniés par une nouvelle invasion glaciaire, ils sont mieux préservés et donc plus faciles à étudier. On sait que le glacier du Rhône était alors trop bas pour franchir la première chaîne du Jura (Rickenbach, 1925). Il a cependant envoyé un émissaire dans le Val-de-Travers, grâce à l'abaissement de la chaîne du lac. Il atteignait alors une altitude de 960 mètres à Noiraigue, pour s'abaisser graduellement le long du vallon, jusqu'à environ 930 mètres dans le Cirque du St.-Sulpice (Rickenbach, 1925).

Les dépôts würmiens occupent en effet la majeure partie du fond du Cirque de St.-Sulpice, comme nous le verrons dans le chapitre n°7 (Fig. 3.1).

Les moraines alpines sont principalement composées d'éléments jurassiens, avec, selon Rickenbach (1925), des galets alpins représentant en général environ 10% du total. Ils sont surtout composés de granite très riches en quartz, de gneiss et finalement de schiste.

Le flanc sud du Val-de-Travers présente une couverture continue de dépôts glaciaires, qui se confondent souvent avec les éboulis provenant des coteaux rocheux situés au dessus. Le Cirque de St.-Sulpice possède une couche de matériel morainique alpin très étendue, mais souvent recouvert par des talus d'éboulis, eux aussi considérables. Mis à part la nappe assez nettement circonscrite au centre du Cirque, on notera la présence d'un dépôt près de la source de l'Areuse et d'un dernier vestige, celui du bloc du haut de la tour, à 923 mètres d'altitude (Rickenbach, 1925).

On remarque également la présence, dans le Cirque de St.-Sulpice, de dépôts locaux déposés lors de la glaciation du Würm, notamment dans la région de la Corbière (Fig. 2.1 et 3.1). On y remarque en effet des moraines de névés, composées de blocs, de cailloux et de galets calcaires jurassiens, emballés sans ordre dans une boue glaciaire ou disséminés dans une masse sablo-graveleuse, preuves de l'influence de la dynamique nivale dans la région, jusqu'à la limite des neiges éternelles.

Lors du maximum de la glaciation würmienne, les zones libres de glaces et de neiges éternelles ont dû être soumises à l'influence du ruissellement, de la gélifraction et de la gélifluxion. Au fur et à mesure du retrait des glaciers, l'importance de ces phénomènes (avec la solifluxion) a dû augmenter de façon constante et toucher des superficies toujours plus étendues. La végétation faisant alors défaut, ces phénomènes devaient alors avoir une ampleur considérable.

La solifluxion (localement la gélifluxion) a certainement pu avoir lieu dans la région grâce à la présence d'un permafrost superficiel ou de subsurface (Schwaar, 1963). La morphologie, et surtout la couverture quaternaire, en portent encore actuellement les traces, la première sous la forme d'une accentuation de son relief, la seconde par un remaniement de son matériel constitutif (Schwaar, 1963). En effet, sur les pentes, la couverture morainique "en place" disparaît très rapidement et il ne subsiste souvent qu'une couche solifluée provenant du remaniement d'anciennes moraines sus-jacentes.

Avec le réchauffement du climat et la fonte du permafrost, les phénomènes de solifluxion s'atténuèrent pour laisser la place à une infiltration en profondeur des eaux météorologiques et la région retrouva son évolution karstique. Cette période fut également le siège d'une gélifraction intense, principalement sur le flanc des montagnes, dans les anciens cirques, les gorges, les combes anticlinales, etc... (Schwaar, 1963). Il semble également vraisemblable que les éboulements aient été très nombreux, sitôt après le retrait des glaces et la décompression qui s'en suivit, avec effondrement de parois rocheuses entières.

Lors du retrait du glacier du Rhône du Val-de-Travers, un lac de rétention s'est formé dans le Val-de-Travers, l'écoulement des eaux de fonte ayant lieu en direction de Noiraigue où se trouvait encore le glacier. On remarque alors le dépôt de sédiments lacustres comme des argiles feuilletées à plusieurs endroits dans le vallon, ainsi que de sédiments deltaïques, notamment dans le Cirque de St.-Sulpice et à Buttes (Haut du vallon). On remarque, dans les sédiments, des variations du niveau de ce lac de rétention glaciaire (Schwaar, 1963).

Le fond de Val-de-Travers, notamment dans sa partie centrale, est aujourd'hui principalement composé de limons lacustres, mis à part les dépôts d'alluvions récents de l'Areuse (Fig. 3.1). Certains dépôts sont également présents sur les flancs des montagnes et s'étagent en terrasses tout au long du vallon. La cote moyenne de ce lac devait se situer autour de 800 mètres et tous les dépôts holocènes recouvrant la vallée jusqu'à cette hauteur datent vraisemblablement de cette époque (Schwaar, 1963).

Lorsque la région du Val-de-Travers et les chaînes avoisinantes se retrouvèrent dans des conditions périglaciaires, elles durent vraisemblablement être également soumises aux actions éoliennes. Si les dépôts de loess sont très peu présents dans le Jura, ils doivent cependant intervenir de manière non négligeable dans la composition d'autres sédiments d'origine différente (d'après Schwaar, 1963 et Pochon, 1980).

3.3 Formation du Cirque de St.-Sulpice :

Comme nous l'avons vu plus haut, le substratum géologique principal de la région est constitué par le Malm. Il conditionne donc les évolutions morphologiques et hydrographiques de la région.

En effet, dans les structures plissées auxquelles nous avons affaire, la surface topographique des flancs anticlinaux recoupe la surface structurale sous un angle assez prononcé dans les séries résistantes. Elle présente également au contact de bancs plus tendres, des ruptures de pentes pouvant donner naissance à des vallons (Schwaar, 1963).

Les dômes des anticlinaux ont été affectés par une tectonique brisante lors de leur formation (Schwaar, 1963). Ils sont alors caractérisés par une zone de plus faible résistance, ce qui a permis à l'érosion de les éventrer parallèlement à leur axe. La surface structurale sera alors brutalement recoupée par la topographie le long de charnières. Ceci mène à une inversion du relief, et à la présence de vallées anticlinales.

Comme les figures de Schwaar (1963) (Fig. 3.3) le démontrent, la morphologie d'un anticlinal passe par différents stades grâce à l'alternance des bancs calcaires et marneux. Ces phénomènes sont accompagnés de processus d'érosion mécanique et de délitement par gélifraction (Schwaar, 1963).

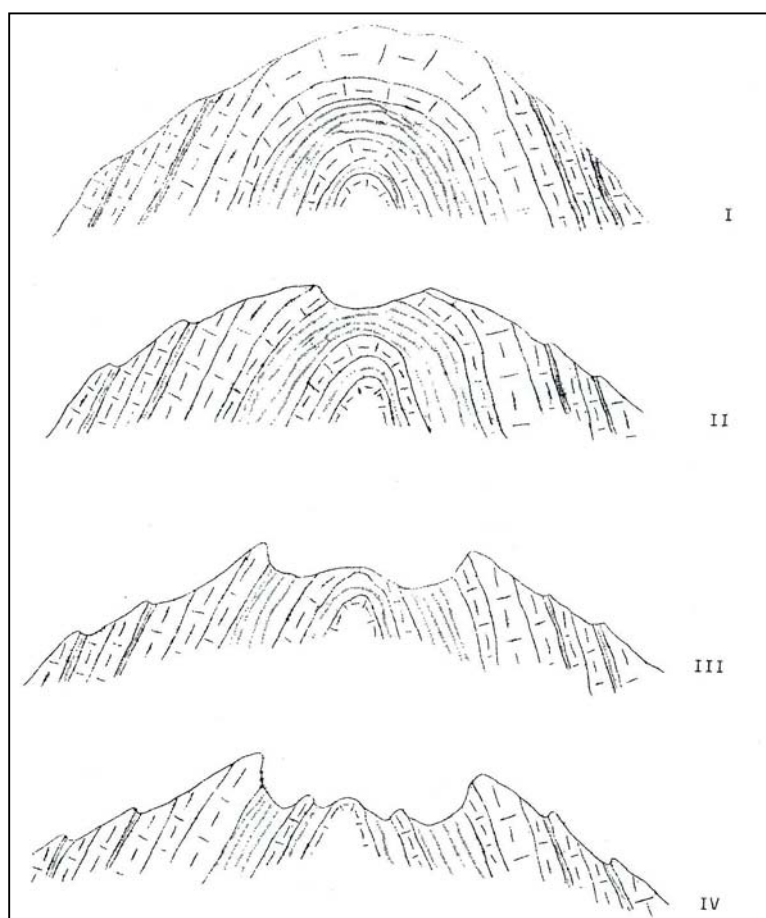


Figure 3.3 : Formation d'une vallée anticlinale dans une région calcaire (Schwaar, 1963)

Cette structure est en outre bien visible dans les profils géologiques réalisés par Rickenbach (1925) dans le Cirque de St.-Sulpice (Fig. 3.5).

3.4 Tectonique :

Les facteurs déterminant pour la tectonique du Jura sont l'existence d'un niveau de décollement basal sous forme de niveaux évaporitiques dans le Trias (Muschelkalk et/ou Keuper), la présence d'un socle rigide plongeant de 1° à 3° vers le Sud, la rhéologie des couches de la couverture, compétentes (Muschelkalk dolomies, lias calcaire, Dogger calcaire, Malm, Crétacé) et incompétentes (Muschelkalk évaporites, keuper anhydrite, Lias argileux, Aalénien, Argovien, Marnes d'Hauterive), la structure en forme de prisme de l'avant-pays jurassien, ainsi que la tectonique pré-alpine (d'après Sommaruga, 1997)

Tandis que les anciens auteurs dessinaient souvent des plis relativement symétriques ou coiffés, les plis sont en réalité souvent nettement asymétriques et actuellement, on les interprète soit comme fault-bend-folds, soit comme fault-propagation-folds. Partout où l'on possède des lignes sismiques à travers les plis du Jura, ces dernières interprétations sont confirmées. Les plis du Jura sont un peu cylindriques et se terminent latéralement soit aux abords de décrochements, soit simplement en plongeant. D'autres plis prennent le relais latéralement. Quelques grands "couloirs" de décrochement N-S recoupent les chaînes du Jura. Quelques décrochements E-W, apparemment conjugués aux premiers, sont également présents mais moins bien développés (Burkhard, 2001).

Les profils ci-dessous (Fig. 3.5) ont été établis par Rickenbach (1925) en même temps que la carte géologique du Cirque de St.-Sulpice au 1:25'000 (voir Fig. 3.1). Ces profils sont équidistants de 750 m et donne une vue d'ensemble précise de la structure du territoire étudié. Le Cirque de St.-Sulpice se trouve dans l'anticlinal du Mont des Verrières – St.-Sulpi

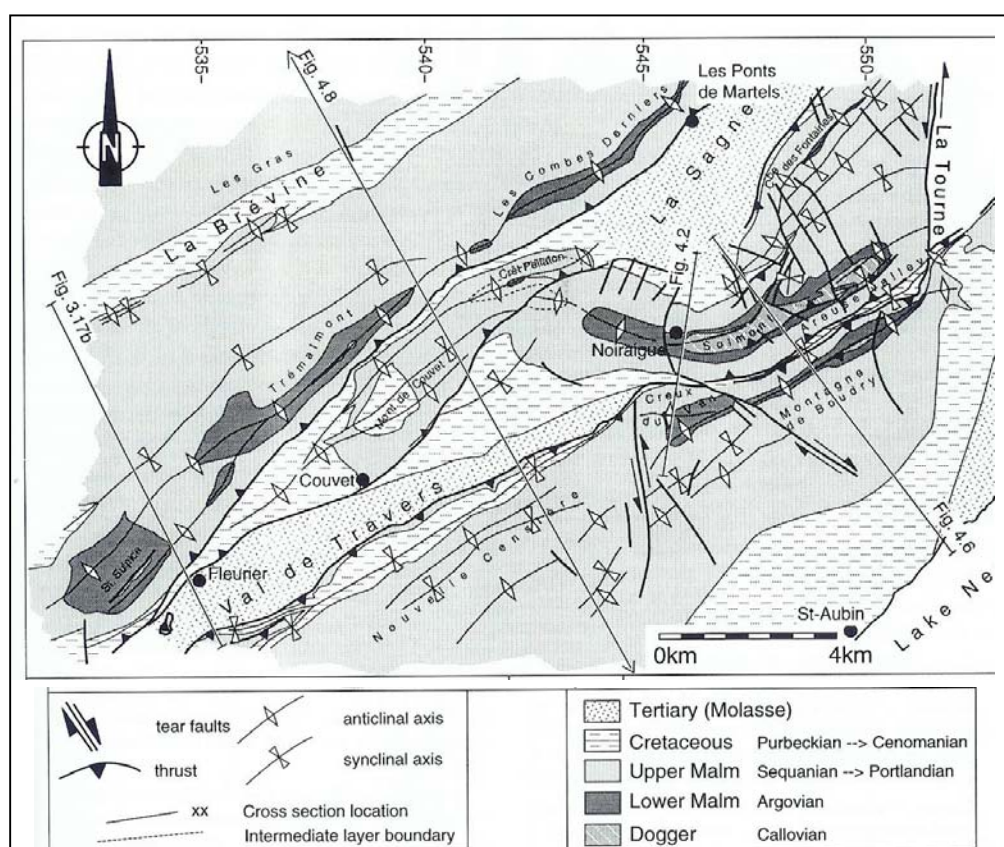


Figure 3.4 : Esquisse tectonique de la carte structurale de Travers. La bande plus claire au SE du Cirque de St.-Sulpice représente l'affleurement du Callovien (Dogger) (Sommaruga, 1997)

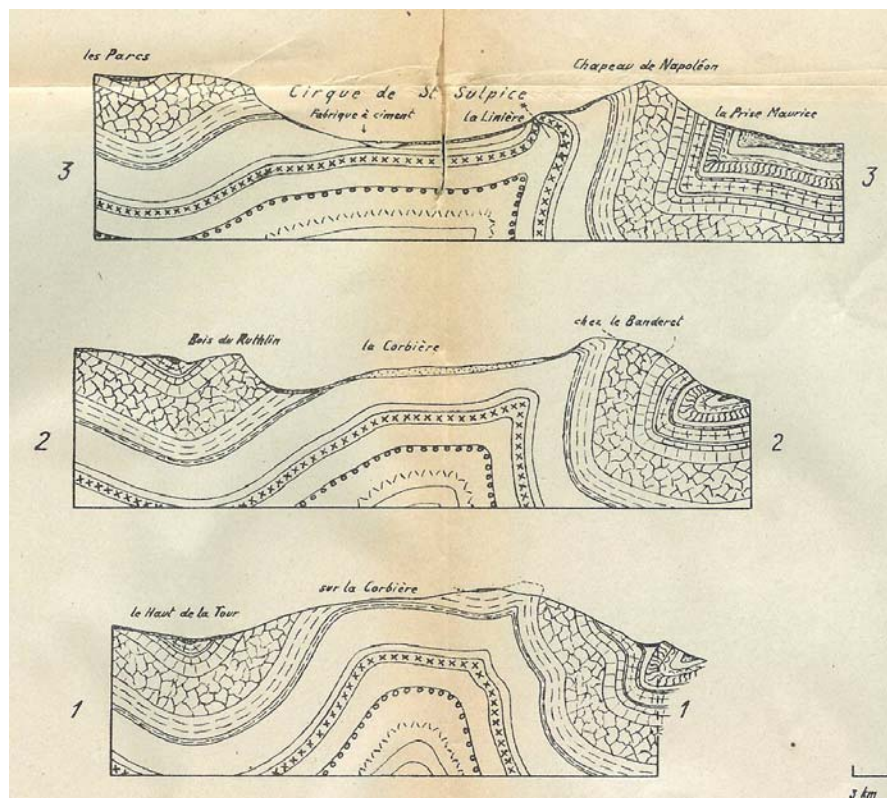
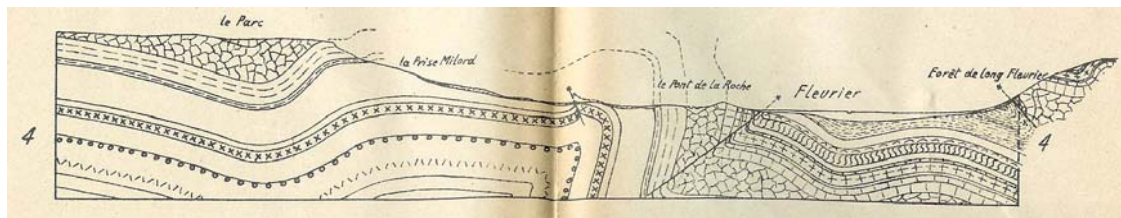
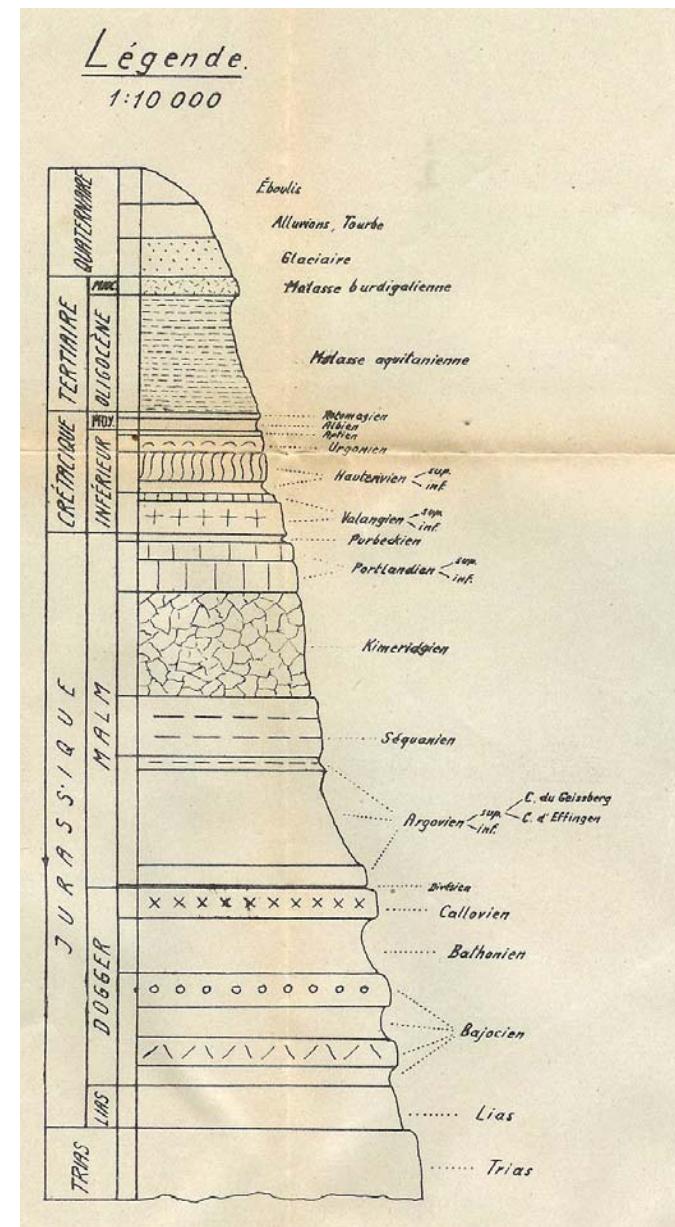


Figure 3.5 : Profils équidistants à travers la région du Cirque de St-Sulpice par E Rickenbach, 1925.
 Distance des profils : 750 m
 Direction des profils : N 30° W
 Direction de la vue : N 60° E
 Les numéros correspondent à ceux de la carte géologique (Figure 3.1)
 La base de tous les profils est à 300 m



4. Contexte hydrologique et hydrogéologique :

De par la nature de son substratum géologique, la région étudiée est caractérisée par un réseau hydrographique de type karstique (Schwaar, 1963). La densité de ce dernier, qui correspond à la longueur totale des cours d'eau superficiels en fonction de la superficie du bassin d'accumulation, est extrêmement faible, avec une valeur de 0.3, et ce, malgré des précipitations moyennes comprises en 1'000 et 1'500 mm (Schwaar, 1963).

La majorité des terrains de la zone étudiée étant presque exclusivement calcaires, les eaux superficielles y sont plutôt rares. L'eau s'infiltre en effet facilement dans ces roches toujours très fissurées et ne réapparaît plus bas qu'en présence de niveaux imperméables. Elle disparaît de nouveau lorsque qu'elle atteint des couches calcaires, et ainsi de suite. Pour expliquer l'origine des sources existantes dans la région du Cirque de St.-Sulpice, il faut connaître les horizons imperméables. Ce sont de haut en bas, pour la région étudiée (selon Rickenbach, 1925) :

- la Molasse aquitanienne,
- l'Albien supérieur,
- l'Aptien inférieur,
- l'Urgonien inférieur (en partie),
- l'Hautrivien inférieur,
- le Valanginien supérieur (en partie),
- le Purbéckien,
- le Séquanien inférieur,
- l'Argovien.

Les dépôts morainiques marneux, ainsi que les moraines de fond, représentent également un substratum imperméable, de même que les limons vaseux sédimentés au fond du lac post-glaciaire du Val-de-Travers. Un exemple de source glaciaire est celui de la source jaillissant du fond de la "moraine" de la Corbière, ainsi que les sources se trouvant au pied du chapeau de Napoléon (Fig. 2.1).

Le Cirque de St.-Sulpice renferme plusieurs sources, dont le champ collecteur est déterminé par l'extension des éboulis et du glaciaire (Rickenbach, 1925). Elles coulent sur l'Argovien sous-jacent.

La source de l'Ubena est par contre une source de délit. Elle est alimentée par les eaux du synclinal de la Roche Bulon. Lors de hautes eaux, elle ressort à l'air libre à la hauteur du contact entre le Séquanien et l'Argovien (Rickenbach, 1925). Le reste du temps, elle ne devient visible que 40 mètres plus bas et coule alors sur l'Argovien, cachée par des éboulis calcaires, dont elle suit les interstices (Fig 3.1).

La source la plus importante de la région est la source vaclusienne de l'Areuse, qui sort au fond du Cirque (à la Doux) sur des couches appartenant à la partie moyenne du Séquanien inférieur, à une altitude de 793 mètres (Fig. 3.1). Cette source représente l'exutoire de deux nappes situées dans le Malm des synclinaux de La Brévine et des Verrières (Király, 1973). Le fait que l'Areuse soit en communication avec le lac des Taillères, dans la vallée de la Brévine, est connu depuis longtemps.

Selon l'étude détaillée menée par Tripet (1971), la nappe de La Brévine se déverse dans le synclinal des Verrières par un seuil souterrain, dans la région du Bois de l'Halle. Le niveau de la nappe est supérieur à 1000 m dans le synclinal de La Brévine et supérieur à 800 m dans le synclinal des Verrières. L'amplitude des oscillations du niveau est supérieure à 50 mètres. La superficie du bassin d'alimentation de la source couvre une surface d'environ 130 km². Le débit moyen de celle-ci est de 4.72 m³/s, avec un minimum de 0.27 m³/s et un maximum de 50 m³/s.

La lame d'eau moyenne tombée sur le bassin s'élève à 1531 mm, le déficit d'écoulement étant de 333 mm. Le coefficient d'emménagement du réservoir est estimé à 4,5 ‰.

La source est en relation directe avec les pertes et emposieus de la vallée de La Brévine. D'après les mesures de niveau d'eau dans les forages existants, il apparaît que le gradient moyen (pente de la nappe) est relativement faible, de l'ordre de quelques pour-mille.

Le bassin du lac des Taillières doit certainement être indépendant du bassin souterrain argovien, son niveau ne dépendant pas de celui des eaux souterraines (Rickenbach, 1925). Une moraine de fond forme son fond étanche. Du côté des Cottards (ouest du lac), au Moulin du Lac, l'eau se déverse par-dessus un barrage morainique jurassien pour disparaître dans un emposieu (Rickenbach, 1925).

Les cours d'eau superficiels suivent la direction générale de la chaîne du Jura, que ce soit dans les vallées synclinales à fond tertiaire ou quaternaire imperméable, ou dans les vallées anticlinales où ils s'écoulent sur les marnes argoviennes (Schwaar, 1963). Dans les vallées fermées, les cours peuvent également se perdre dans des entonnoirs ou emposieus.

La carte hydrologique du canton de Neuchâtel établie par Kiraly (1973) (Fig. 4.1) représente, d'une façon synthétique, les principales caractéristiques des nappes d'eau souterraines les plus importantes du canton. Elle est complétée de cartes sur la perméabilité et les ressources en eau de la région (Fig. 4.2 et 4.3). Les résultats pour le Cirque de St.-Sulpice sont les suivants :

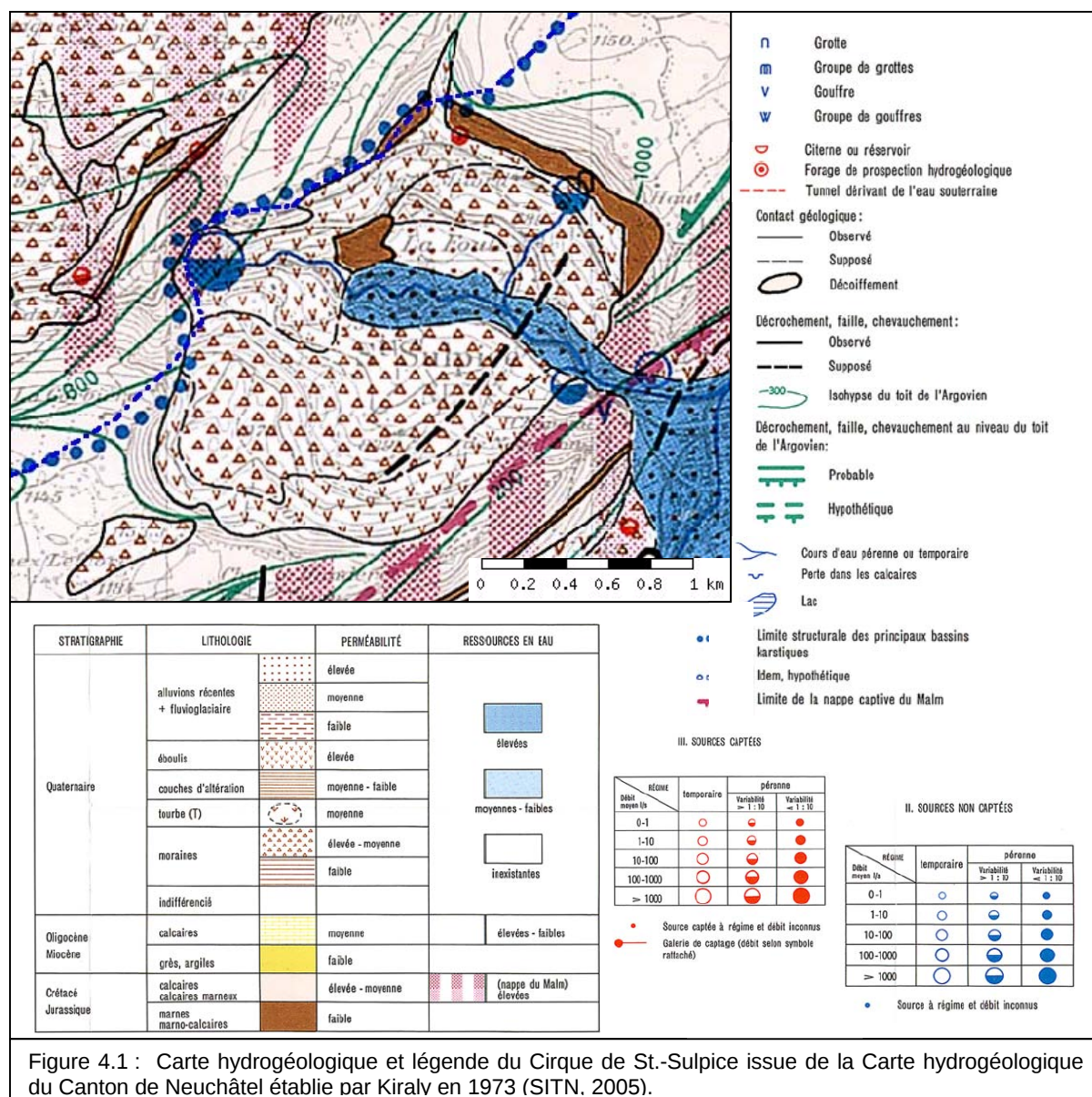


Figure 4.1 : Carte hydrogéologique et légende du Cirque de St.-Sulpice issue de la Carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel établie par Kiraly en 1973 (SITN, 2005).

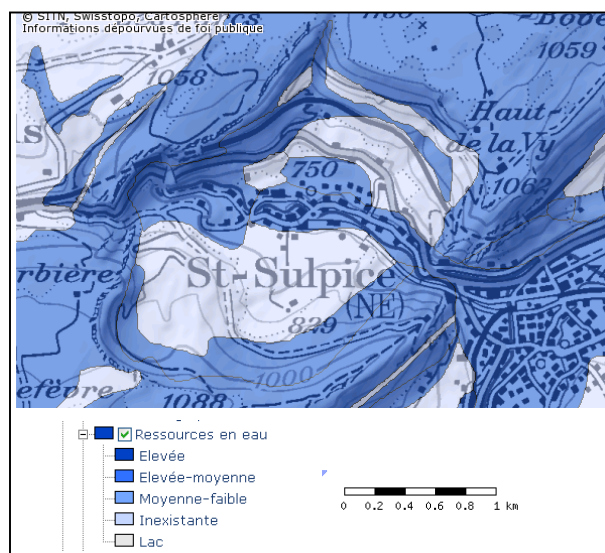


Figure 4.2 : Carte des ressources en eau du Cirque de St.-Sulpice par Kiraly (1973)(SITN, 2005)

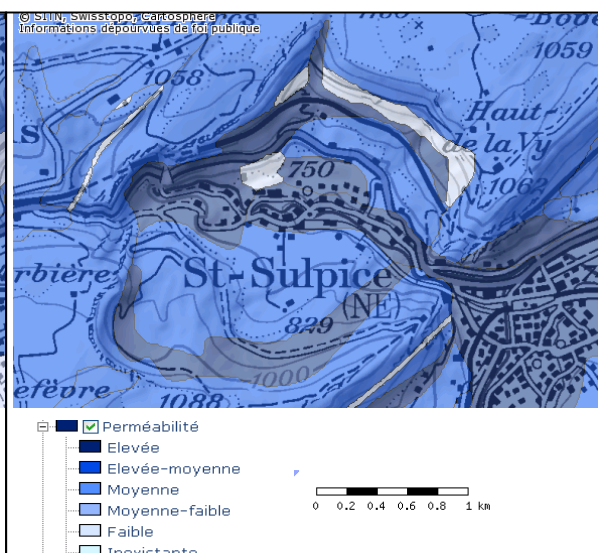


Figure 4.3 : Carte de perméabilité du Cirque de St.-Sulpice par Kiraly (1973)(SITN, 2005)

Les données des ressources en eau et de la perméabilité peuvent être également comparées aux cartes de la stratigraphie et de la lithologie établies par Kiraly (1973) en plus de la carte hydrogéologique (Fig. 4.2-4.4) :

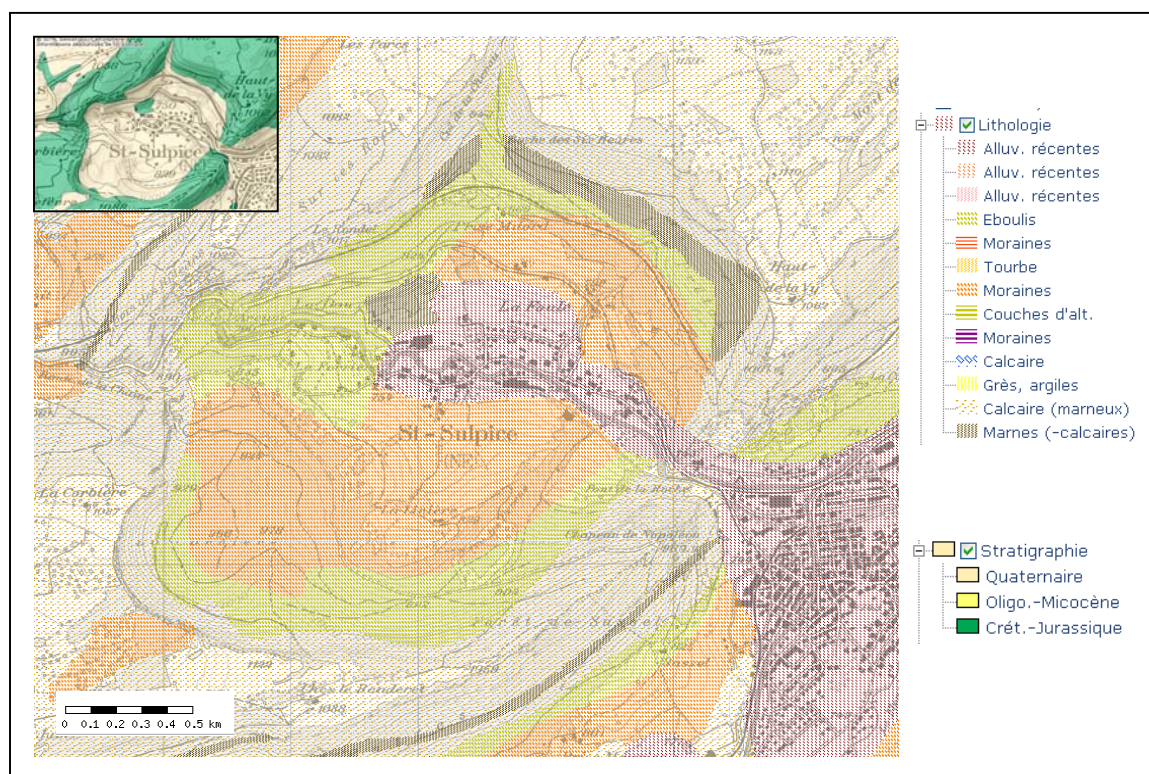


Figure 4.4 : Carte lithologique et stratigraphique (en médaillon) du Cirque de St.-Sulpice par Kiraly (1973) (SITN, 2005)

La perméabilité des éboulis et des alluvions est donc la plus importante, puis vient celle des moraines, qui est plus faible. Celle des calcaires (marneux) est moyenne, celle des marnes (-calcaires) est faible, voire inexistante.

5. Formation du paysage et formes structurales :

Comme nous l'avons vu plus haut, le substratum géologique principal de la région est constitué par le Malm, qui conditionne les évolutions morphologiques et hydrographiques de la région. Le relief d'une région est conditionné par l'intervention, sur le substratum, des agents géodynamiques internes et externes, ainsi que par son dispositif structural.

Les formes du relief du Cirque de St.-Sulpice sont tout d'abord contrôlées par la forme plissée de la chaîne jurassienne dans laquelle le Cirque se trouve. En présence d'une chaîne de montagnes, le dispositif structural est en effet sculpté par l'érosion qui en dégage les grands traits et fait ainsi apparaître le relief (Campy et Macaire, 2003).

Lors de la formation de la structure plissée qu'est l'anticlinal du Mont des Verrières – St.-Sulpice, la roche a subi une déformation plus ou moins cassantes, principalement au sommet de l'anticlinal, ce qui a permis à l'érosion de les éventrer parallèlement à leur axe. Cette zone, rendue moins résistante, a alors pu être éventrée par l'érosion. La forme dissymétrique de l'anticlinal accentue encore ce phénomène (Fig. 3.5).

Après une période plus ou moins longue d'érosion, des crêtes et combes se forment parallèlement à l'axe de plis. Ce relief apparaît de façon préférentielle lorsque l'alternance des séries résistantes (calcaires) et moins résistantes (marnes) sont peu épaisses (Campy et Macaire, 2003). Ceci mène à une inversion du relief, et à la présence de vallées anticlinales (Fig. 5.1)

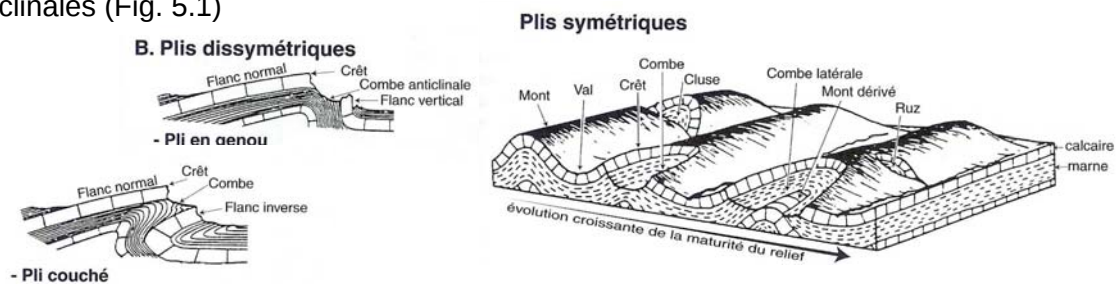


Figure 5.1 : Morphologie jurassienne et ses variantes (Campy et Macaire, 2003)

La présence de faille peut également conduire à la formation d'un relief. En effet, une zone faillée et fracturée présente une résistance amoindrie par rapport à celle des compartiments latéraux déplacés, surtout en contexte de roche cohérente, comme le calcaire. L'érosion y est alors plus intense, et une dépression se forme.

La lithologie est donc un facteur important. En effet, les roches calcaires présentent une forte solubilité. Même si elles sont imperméables, elles sont souvent fissurées. L'érosion suit alors cette fissuration et un relief karstique peut se former (Campy et Macaire, 2003).

L'alternance de marnes (imperméables) et de calcaires (perméables) est également un facteur important. Les bancs calcaires imperméables résistent mieux à l'érosion et forme des corniches, alors que les couches marno-calcaires forment des pentes plus douces recouvertes de végétation. La morphologie d'un anticlinal passe donc par différents stades du fait de l'alternance des bancs calcaires et marneux.

Comme on l'a déjà vu plus haut, le climat est également un agent important lors de la formation du relief. La région du Cirque St.-Sulpice a en effet subi, durant la glaciation würmienne, les effets des empreintes glaciaires et périglaciaires. Les formes périglaciaires d'érosion se caractérisent par la présence d'éboulement et d'avalanches graveleuses depuis les corniches. Les débris, formés d'amas de blocs, d'éboulis et de groise/grèze, s'accumulent alors au pied des corniches. Les parties superficielles des pentes faibles sont également soumises à un ruissellement intense, coulées de solifluxion et loupes de glissement.

Ces différentes observations nous permettent alors de définir les différentes formes et domaines structuraux présents dans le Cirque de St.-Sulpice. Sa forme générale est

principalement liée à sa tectonique et à la forme changeante de l'anticlinal dans lequel il s'est formé (voir fig. 3.5). Pour les observations suivantes, on se référera à la figure 5.3.

La topographie d'une combe est souvent représentée de la manière suivante (Fig 5.2) :

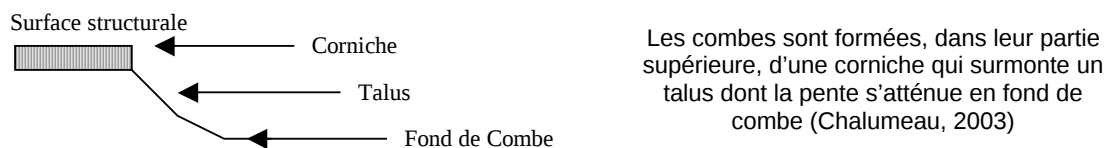


Figure 5.2 : Topographie schématique d'un versant de combe

Le versant Nord du Cirque présente, comme on le voit sur la photographie ci-dessous, une pente beaucoup plus raide que le versant Sud. Le fond du Cirque, est caractérisée par une zone beaucoup plus plane remplie d'alluvions et de limons lacustres.

Le versant Nord est tout d'abord caractérisé par une zone composée de corniches et d'éboulis formés sur une pente très raide (zone 2, Fig. 5.3), avec la présence locale de solifluxion. Dans la région du Haut de la Vy, on observe même la présence d'arêtes calcaires. On trouve ensuite une zone légèrement plus plane (zone 3, Fig. 5.3) avec la présence de matériel morainique

Le versant Sud possède une corniche beaucoup plus petite, mis à la part dans la région de la Corbière (zone 10, Fig. 5.3). On trouve ensuite un terrain avec une pente légère dans la Corbière, avec une grande quantité de blocs calcaires au pied de la corniche, cependant déposés là lors des avalanches de la période würmienne (zone 9, Fig. 5.3). Plus bas (zone 7, Fig. 5.3), la pente réaugmente légèrement, mais est cependant plus faible que dans la zone 3 du versant Nord, avec la présence de dépôts morainiques remaniés, de solifluxion et de glissements de terrain.

La combe de la Chenau et son cône d'éboulis (zone 4, Fig. 5.3), le crêt des Devens formé par le Callovien (zone 8, Fig. 5.3) remonté à la surface par dislocation, ainsi que la zone très raide formée presque exclusivement d'une corniche et d'éboulis dans la région des sources de l'Areuse (zone 6, Fig. 5.3) complètent le relief du Cirque de St.-Sulpice.

Le cirque de St.-Sulpice est bordé au nord par un plateau calcaire formé dans un synclinal (zone 1, Fig. 5.3) et par le crêt de l'anticlinal du Mont des Verrières – St.-Sulpice au sud. On retrouve ensuite le synclinal du Val-de-Travers (zone 11, Fig. 5.3)

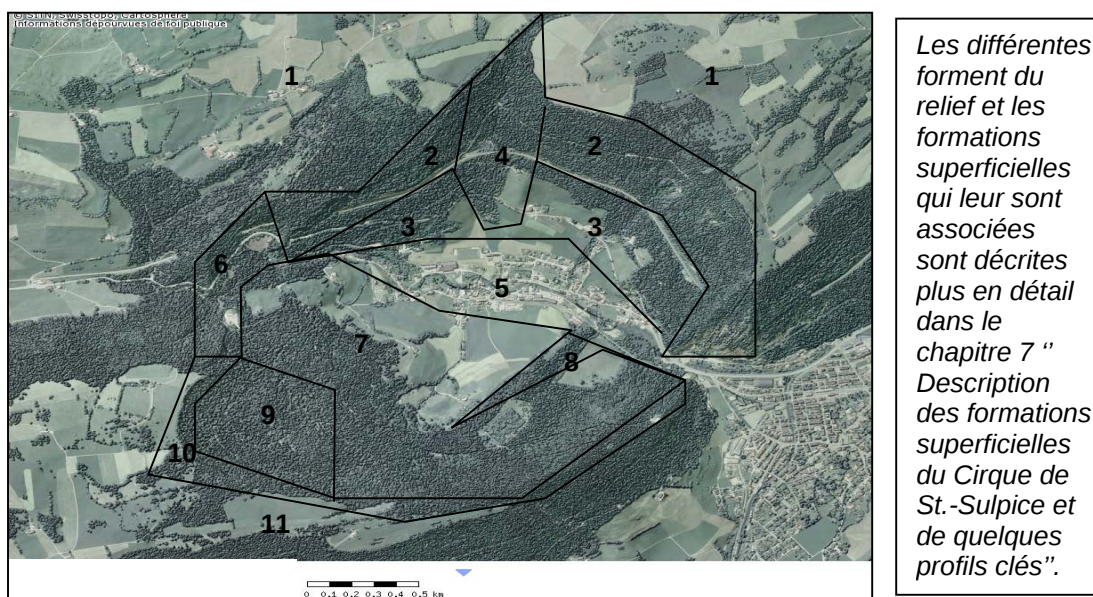


Figure 5.3 : Photographie aérienne du Cirque de St.-Sulpice (SITN, 2005) et zones (grossières) des différentes formes structurales.

6. Introduction au travail de terrain et de cartographie :

Cartes et transects :

Il faut tout d'abord récolter les différentes cartes déjà existantes de la région. La plus importante est évidemment la carte topographique, qui est utilisée pour la localisation des différents points d'observation et la réalisation de la carte des formations superficielles. Le fond de carte topographique utilisé pour cette étude est celui de la carte topographique du Canton de Neuchâtel au 1:10'000 éditée par le Service des Mensurations Cadastreales de Neuchâtel (1981/2000). Outre la présence de nombreuses courbes de niveaux et de nombreux autres détails, cette carte permet de connaître avec précision la localisation de chaque fosse, affleurements, etc. Tous les chemins et sentiers de la région y sont également représentés (annexe I).

Les autres cartes utiles à l'étude des formations superficielles sont la carte géologique et la carte hydrogéologique. Dans notre cas, la carte géologique est celle établie par Rickenbach en 1925 au 1:25'000 dans la région du Val-de-Travers, du Cirque de St.-Sulpice et de la vallée de la Brévine (Fig. 3.1). La carte hydrogéologique est celle établie par Kiraly en 1973, pour le canton de Neuchâtel (Fig. 4.1). Différentes cartes sont également disponibles, pour le canton de Neuchâtel, auprès du SITN (www.sitn.ch, Système d'Information du Territoire Neuchâtelois), et recouvre différents thèmes de l'aménagement du territoire notamment. Des photographies aériennes et le MNT du canton sont également disponibles et sont très utiles entre autre pour l'étude de la (géo)morphologie et des formations superficielles (Fig. 2.1-2.4).

Une fois tous ces supports étudiés, il est nécessaire d'établir des transects le long desquels sont réalisés les fosses. Dans notre cas, 6 transects ont été définis à travers le Cirque de St.-Sulpice, perpendiculairement à la topographie (annexe II). Une quinzaine de fosses ont été réalisées le long de chaque transect (annexe II). L'emplacement des fosses a été choisi en fonction de la topographie. Elles sont en effet plus espacées lorsque la pente est faible et doivent être plus rapprochées lorsque le terrain devient plus raide. Le risque de changement de formation est en effet plus important sur un versant qu'au niveau d'une zone "plate" (Chalumeau, 2003). De plus, la pente des versants n'étant pas uniforme, les fosses doivent se situer de préférence de chaque côté du changement de pente. Il faudra également, dans les zones difficiles d'accès ou avec un fort relief, tenir compte de l'accessibilité. Dans les zones habitées ou dans une zone agricole, les fosses ont été réalisées en accord avec les différents propriétaires. Il a également fallu tenir compte de l'anthropisation de ces terrains. Lorsque cela semblait pertinent, des fosses ont également été réalisées en dehors des transects, tout comme l'étude de certains affleurements. Au total, environ 55 fosses ont été réalisées (annexe II).

Réalisation des fosses :

Les fosses sont réalisées à la main à l'aide du matériel suivant :

- une pelle, une pelle américaine, et une pioche ;
- une tarière et sa rallonge ;
- un mètre pliant pour mesurer la profondeur de la fosse et l'épaisseur des différents horizons ;
- un marteau de géologue et/ou de sédimentologue.

Lors de l'étude des fosses, le matériel suivant est également nécessaire :

- une boussole pour la localisation et les mesures du pendage et des dénivellations ;
- un appareil photo ;
- le carnet de terrain, la carte topographique et les fiches d'observation.

Lors de cette étude, 55 fosses ont été réalisées, avec une profondeur allant de 10 à 190 cm, en fonction de la consistance du sol, de l'épaisseur des formations superficielles (et donc de la profondeur de la roche en place), du pourcentage de blocs, etc.

Une fois creusées, les fosses peuvent être étudiées. Les observations sont consignées dans le carnet de terrain, mais également grâce aux fiches d'observation. Chaque fosse est également photographiée et des échantillons sont prélevés à chaque horizon pour des analyses et observations futures. L'échantillonnage doit toujours se faire de bas en haut afin d'éviter toute contamination des prélèvements.

Observation des profils et fiches d'observations :

Une fiche d'observation sera établie pour chaque affleurement. Elle sera accompagnée de quelques notes afin d'emmagasinier le plus de renseignements possible pour la réalisation, plus tard, de la carte des formations superficielles. Les informations suivantes seront consignées pour chaque profil. Une partie de ces données est tirée du travail de diplôme de L. Bichsel (2005 ; Université de Neuchâtel) qui a effectué un travail très complet sur la cartographie des formations superficielles. Quelques paramètres sont décrits plus en détail ci-dessous. Les autres se trouvent sur l'exemple de "Fiche d'observation" (voir plus bas).

- Situation :

Il est nécessaire de localiser tous les profils sur la carte topographique et d'indiquer la date, ainsi que la météo du jour et de la veille, la couleur et l'humidité pouvant être influencées par l'hygrométrie. Le contexte géologique, la forme du relief, la pente et la végétation sont également des paramètres importants à déterminer. Les n° des photographies et des échantillons seront relevés.

- Profondeur et épaisseur des horizons :

- Couleur :

La couleur de chaque horizon est déterminée à l'aide de la charte Munsell. La couleur nous donne des renseignements sur la composition de chaque couche. La terre doit toujours être humidifiée pour en déterminer la couleur. Les indications ci-dessous sont tirées du Manuel des méthodes "1. Sur le terrain" du laboratoire d'écologie végétale (LEVP) de l'Université de Neuchâtel (2001):

Couleur de la terre	Signification
jaune	calcaire
jaune-ocre	calcaire riche en fer
jaune-beige	argiles calcaires (marnes)
brun	matière organique
brun-noir	matière organique en proportion élevée
noir	matière organique "pure", tourbe
rouge	oxydes de fer
taches rouilles	fer oxydé sous l'influence de l'eau
gris-vert	fer réduit sous l'influence de l'eau
gris-blanc	appauvrissement en éléments et en argiles
violet-noir	présence de manganèse

- Présence de taches :

Les taches de rouilles sont dues à l'oxydation du fer et les taches verdâtres à sa réduction. Des taches se présentant sous la forme de traînées ou pellicules plus claires indiquent la présence de dégradation et de ségrégation granulométrique, avec la disparition des argiles (Baize et Jabiol, 1995). Une décoloration du substrat indique par exemple le départ du fer. Des taches de matière organique peuvent également être présentes.

Les taches sont nombreuses si elles représentent moins de 2% de la surface, assez nombreuses 2 à 20%, nombreuses 20-50% et très nombreuses plus de 50%.

La couleur des taches est déterminée à l'aide de la charte Munsell.

- Transition :

Une transition entre deux horizons est diffuse si elle occupe plus de 8 cm, graduelle de 4 à 8 cm, distincte de 2 à 4 cm, nette avec moins de 2 cm, très net si elle est directe (LEVP, 2001).

La forme de cette transition est dite irrégulière en présence d'une sinuosité plus profonde que large, ondulée en présence d'une sinuosité plus large que profonde et régulière si la limite est à peu près parallèle à la surface du terrain.

- Humidité :

L'humidité d'un sol est une appréciation assez subjective et dépend également de la météo. Un substrat est dit sec lorsque l'humidité n'est pas décelable, humide, lorsqu'il est malléable mais sans eau libre visible, très humide (appréciation intermédiaire), ainsi que noyé lorsque l'eau libre sature toute ou une partie de la porosité (Baize et Jabiol, 1995).

- Calcimétrie

La teneur en carbonates d'un horizon est déterminée sur le terrain à l'aide de l'HCl 6M. Cette mesure est approximative et est déterminée par une échelle de 0 à 4, en fonction de l'effervescence (laboratoire d'écologie végétale (LEVP), 2001):

- 0/4 : effervescence nulle = teneur inférieur à 1 %
- 1/4 : effervescence audible mais non visible = teneur de 1 à 3 %
- 2/4 : effervescence faiblement visible (quelques bulles) = teneur de 1 à 10 %
- 3/4 : effervescence moyenne (bulles bien visibles) = teneur de 10 à 20 %
- 4/4 : effervescence forte (bulle abondante et bruit caractéristique du cachet effervescent dans un verre) = teneur supérieure à 20 %

- Texture

La texture d'un sol reflète et résume sa proportion relative de sables, de limons et d'argiles (texture minérale) ou de fibres et de microagrégats (texture organique). Elle s'obtient par une analyse granulométrique, dont les résultats sont traités de manière graphique dans un diagramme ternaire (Gobat, Aragno et Matthey, 2003).

Plus un échantillon est argileux, moins il s'effrite. Les argiles humectées collent aux doigts, forment des miroirs. En présence de sables, l'échantillon ne colle et ne brille pas. Il crispe. Les limons sont soyeux au touché, mais ne colle pas à l'état sec.

La détermination de la teneur en argiles, limons et sable est empirique et dépend du touché de chacun. Il est cependant possible d'utiliser les données suivantes (LEVP, 2001) :

- impossible de réaliser un boudin de 5 à 6 mm de diamètres après avoir mouillé et malaxé un peu de terre dans sa main : teneur en argiles inférieure à 10% ;
- possibilité de réaliser un boudin, mais il se fissure avant que l'on ait pu faire un demi-tour pour réaliser un anneau de 4 à 5 cm de diamètre : teneur en argiles de 10 à 15% ;
- possibilité de réaliser un boudin et fermeture au $\frac{3}{4}$ mais pas plus, lorsque l'on réalise l'anneau : teneur en argiles autour de 20% ;
- possibilité de réaliser un boudin et fermeture complète de l'anneau : teneur en argiles supérieure à 30%.

La part d'argiles, de sables et de limons peut également être déterminée de la manière suivante (Baize et Jabiol, 1995) :

- limon sableux : on détecte très bien la présence de sable, mais la sensation soyeuse domine ; échantillon non collant, boudin difficile à former ;
- sable argileux : les sensations dues au sable restent dominantes, mais l'échantillon devient plus collant ;
- argile sableuse : le matériel humide est plastique, dur à pétrir, collant mais gratte et crispe encore nettement ;
- argile limoneuse : échantillon doux et soyeux au touché comme le limon, mais moins souple (résiste plus à la pression) et légèrement collant.

- Structure

La structure reflète le mode d'assemblage des constituants du sol, à un moment donné. C'est un état du sol, susceptible de modifications dans le temps, par exemple à l'échelle saisonnière (Gobat, Aragno et Matthey, 2003) La structure dépend de la texture (mais pas l'inverse !), de l'état des colloïdes, du taux d'humidité ou de matière organique, et de l'activité

animale. Il faut toujours faire la distinction entre les structures sans agrégats (apédiques) et à agrégats (pédiques) (Baize et Jabiol, 1995).

	Dimensions pour les structures (mm)		
	grenues grumeleuses et lamellaires (1)	cubiques et polyédriques	prismatiques et colonnaires (2)
Très fine	< 1	< 5	< 10
Fine	1 à 2	5 à 10	10 à 20
Moyenne	2 à 5	10 à 20	20 à 50
Grossière	5 à 10	20 à 50	50 à 100
Très grossière	> 10	> 50	> 100

(1) épaisseur des lamelles; (2) largeur des prismes et des colonnes.

Figure 6.2 : Dimensions des agrégats et désignation conventionnelle de la taille de la structure (Stipa, 1982)

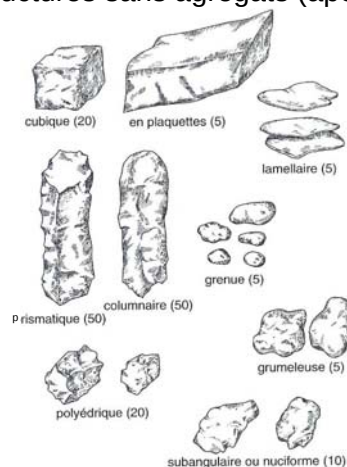


Figure 6.1 : Principaux types d'agrégats structuraux (Campy et Macaire, 2003 ; d'après Maignien, 1965) et dimensions moyennes en mm.

- Porosité

La porosité reflète le volume des vides du sol, exprimé en pourcentage du volume total. Selon le degré d'humectation, les vides du sol sont occupés en majeure partie soit par l'eau, soit par l'air. Leur ensemble représente la porosité totale (Gobat, Aragno et Matthey, 2003). L'échantillon est dit non poreux si le volume total des vides occupe moins de 2% de la surface, peu poreux entre 2 et 5%, moyennement poreux entre 15 à 40%, très poreux à plus de 40%. Ce pourcentage est estimé grâce à la charte de Hodgson (Fig. 6.3).

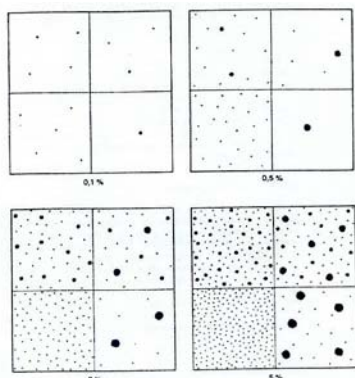


Figure 6.3 : Estimations du pourcentage des pores intra-agrégats par unité de surface (d'après Hodgson).

- Éléments grossiers

Les éléments grossiers représentent tous les fragments dont la taille est supérieure à 2 mm. De 0.2 à 2 cm, on a des graviers, de 2 à 7.5 cm des cailloux et au-delà, des blocs. L'abondance et la forme des éléments grossiers peuvent être déterminées à l'aide des chartes de Folk (1951) et Powers (1953) (Fig. 6.4 et 6.5).

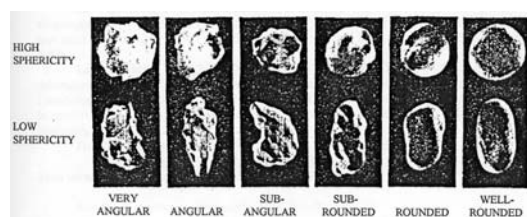


Figure 6.4 : Powers, J. Sedim. Res., 1953

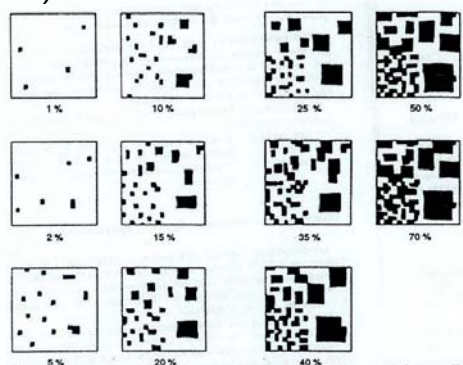


Figure 6.5 : % des éléments grossiers (Folk, 1951) →

- Consistance (Bichsel 2005, à partir de Baize et Jabiol, 1995) :

Un *test de plasticité* s'effectue sur un bout de terre largement humecté et roulé entre les doigts. La plasticité est estimée en fonction de ce bout de terre à se transformer en un mince boudin souple d'environ 3 mm de diamètre. Quatre modalités sont proposées :

- non plastique : il n'est pas possible de former un boudin avec le bout de terre ;
- peu plastique : un boudin peut être formé mais se brise sous son propre poids ;
- plastique : un boudin peut être formé mais se rompt sous une faible déformation ;
- très plastique : le boudin ne se rompt que difficilement sous l'effet de la déformation.

Un *test d'adhésivité* s'effectue en pressant un échantillon de terre suffisamment humidifié entre le pouce et l'index. Quatre modalités sont proposées :

- non collant : après relâchement de la pression, pratiquement aucune matière n'adhère au pouce et à l'index ;
- peu collant : après relâchement de la pression, l'échantillon adhère aux doigts mais sans laisser de traces ;
- collant : après relâchement de la pression, la terre adhère aux doigts. Elle s'étire et se déchire au lieu de se détacher lorsqu'on écarte les doigts ;
- très collant : après relâchement de la pression, la terre adhère fortement aux doigts et s'étire nettement lorsqu'on les écarte.

Un *test de fragilité* peut être effectué sur un échantillon séché à l'air. Il peut être :

- non fragile : l'agrégat/la motte ne se brise pas ou uniquement si on appuie très fort ;
- peu fragile : l'agrégat se brise dans la main, mais pas entre le pouce et l'index ;
- fragile : l'agrégat se brise facilement entre le pouce et l'index ;
- très fragile : l'agrégat s'effrite déjà sous une très légère pression des doigts.

D'autres paramètres seront également étudiés, ils se trouvent tous sur l'exemple de "Fiche d'observation" ci-dessous (2 pages).



Fiche d'observation des trous et fosses

Cirque de Saint-Sulpice / Val-de-Travers / Canton de Neuchâtel / Suisse

Lieu :	Date :
Situation dans la parcelle et forme du relief :	
Coordonnées X :	Y : Z :
Météo de la veille :	Météo du jour :
Végétation :	Trace de ruissellement :
Position géologique	
Pente :	Photos n° :
Profondeur atteinte :	Nombre d'horizons :
Echantillons n° :	

Formes structurales (crêtes, escarpement, falaise)

Formes de transits (cônes d'éboulis ou de déjection, glaciaires de transit)

Forme d'accumulation (plaine alluviale, glaciaires d'accumulation, bourrelets morainiques)

Formes emboîtées ou étagées (terrasses alluviales, fluviales ou marines, formes glaciaires de retrait, surfaces d'aplanissement ou d'érosion)

Dynamique (genèse (in situ ; clastites ou altérites) ; mise en place ; évolution)

Profondeur des Horizons

H1	de	à
H2	de	à
H3	de	à
H4	de	à
H5	de	à

Couleur munsell

H1
H2
H3
H4
H5

Taches moyennes [mm]

H1
H2
H3
H4
H5

CALCIMETRIE effervescence

1 2 3 4 5 6	aucune
1 2 3 4 5 6	faible
1 2 3 4 5 6	effervescence
1 2 3 4 5 6	vive
1 2 3 4 5 6	localisée
1 2 3 4 5 6	généralisée

TEXTURE

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	sableuse
1 2 3 4 5 6	limoneuse
1 2 3 4 5 6	argileuse

%argiles%ables

H1	
H2	
H3	
H4	
H5	
1 2 3 4 5 6	< 10% d'argiles
1 2 3 4 5 6	10-15% d'argiles
1 2 3 4 5 6	~ 20 % d'argiles
1 2 3 4 5 6	> 30% d'argiles
1 2 3 4 5 6	à sable fin
1 2 3 4 5 6	à sable grossier
1 2 3 4 5 6	ferrugineux
1 2 3 4 5 6	quartzeux
1 2 3 4 5 6	siliceux
1 2 3 4 5 6	micacé
1 2 3 4 5 6	calcaire
1 2 3 4 5 6	dolomitique
1 2 3 4 5 6	gypseux

STRUCTURE

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	particulaire
1 2 3 4 5 6	massive
1 2 3 4 5 6	fragmentaire

1 2 3 4 5 6 polyédrique

1 2 3 4 5 6	fibreuse
1 2 3 4 5 6	feuilletée

1 2 3 4 5 6	peu nette
1 2 3 4 5 6	nette
1 2 3 4 5 6	très nette

1 2 3 4 5 6	localisée
1 2 3 4 5 6	généralisée

1 2 3 4 5 6	à éclats anguleux
1 2 3 4 5 6	à éclats émoussés
1 2 3 4 5 6	lamellaire
1 2 3 4 5 6	en plaquettes obliques
1 2 3 4 5 6	grenue
1 2 3 4 5 6	grumeleuse

1 2 3 4 5 6	très fine
1 2 3 4 5 6	fin
1 2 3 4 5 6	moyenne
1 2 3 4 5 6	grossière
1 2 3 4 5 6	très grossière
1 2 3 4 5 6	fine et très fine
1 2 3 4 5 6	moyenne et fine
1 2 3 4 5 6	moyenne et grossière
1 2 3 4 5 6	grossière et très grossière

1 2 3 4 5 6	très fin
1 2 3 4 5 6	fin
1 2 3 4 5 6	moyenne
1 2 3 4 5 6	grossière
1 2 3 4 5 6	très grossière

1 2 3 4 5 6	associée
1 2 3 4 5 6	juxtaposée

POROSITE

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	faible
1 2 3 4 5 6	moyenne
1 2 3 4 5 6	forte

1 2 3 4 5 6	vides très faibles entre les agrégats
1 2 3 4 5 6	vide faible entre les agrégats
1 2 3 4 5 6	vides assez importants entre agrégats
1 2 3 4 5 6	vides importants entre agrégats
1 2 3 4 5 6	vides très importants entre agrégats

1 2 3 4 5 6	boulant
1 2 3 4 5 6	meuble
1 2 3 4 5 6	cohérent
1 2 3 4 5 6	pas de fente
1 2 3 4 5 6	fentes

1 2 3 4 5 6	agrégats sans pores visibles
1 2 3 4 5 6	agrégats à pores peu nbrx
1 2 3 4 5 6	agrégats à pores nbrx
1 2 3 4 5 6	agrégats à pores très nbrx
1 2 3 4 5 6	très fins
1 2 3 4 5 6	fins
1 2 3 4 5 6	moyens
1 2 3 4 5 6	larges
1 2 3 4 5 6	tabulaires
1 2 3 4 5 6	vacuolaire
1 2 3 4 5 6	vésiculaire
1 2 3 4 5 6	intergranulaire
1 2 3 4 5 6	interstitiels
1 2 3 4 5 6	verticaux
1 2 3 4 5 6	horizontaux
1 2 3 4 5 6	obliques
1 2 3 4 5 6	sans orientation dominante

1 2 3 4 5 6	non poreux
1 2 3 4 5 6	très peu poreux
1 2 3 4 5 6	peu poreux
1 2 3 4 5 6	poreux
1 2 3 4 5 6	très poreux

TRANSITION

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	diffuse
1 2 3 4 5 6	graduelle
1 2 3 4 5 6	distincte
1 2 3 4 5 6	nette
1 2 3 4 5 6	très nette
1 2 3 4 5 6	interrompue
1 2 3 4 5 6	irrégulière
1 2 3 4 5 6	ondulée
1 2 3 4 5 6	régulière

ELEMENTS GROSSIERS

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	sans éléments grossiers
1 2 3 4 5 6	avec éléments grossiers
% H1	%H2 %H3
%H4	%H5

1 2 3 4 5 6	très peu de graviers
1 2 3 4 5 6	graviers peu abondants
1 2 3 4 5 6	graviers
1 2 3 4 5 6	graviers abondants
1 2 3 4 5 6	graviers très abondants

1 2 3 4 5 6	très peu de cailloux
1 2 3 4 5 6	cailloux peu abondants
1 2 3 4 5 6	cailloux
1 2 3 4 5 6	cailloux abondants
1 2 3 4 5 6	cailloux très abondants

1 2 3 4 5 6	très peu de blocs
1 2 3 4 5 6	blocs peu abondants
1 2 3 4 5 6	blocs
1 2 3 4 5 6	blocs abondants
1 2 3 4 5 6	blocs très abondants

1 2 3 4 5 6	tendre
1 2 3 4 5 6	dure

1 2 3 4 5 6	forme arrondie
1 2 3 4 5 6	forme sphérique
1 2 3 4 5 6	forme allongée
1 2 3 4 5 6	forme aplatie
1 2 3 4 5 6	forme irrégulière

1 2 3 4 5 6	arêtes anguleuses
1 2 3 4 5 6	arêtes émoussées
1 2 3 4 5 6	non altéré
1 2 3 4 5 6	faiblement altéré
1 2 3 4 5 6	altéré
1 2 3 4 5 6	fortement altéré
1 2 3 4 5 6	dissolution / karstification

1 2 3 4 5 6	localement
1 2 3 4 5 6	dans la masse

DEBRIS ORGANIQUES

1 2 3 4 5 6	débris organiques
1 2 3 4 5 6	MO direct. décelable
1 2 3 4 5 6	MO pas direct. décelable
1 2 3 4 5 6	semble non organique

Teneur en MO % :	H1		
H2	H3	H4	H5

1 2 3 4 5 6	débris coquilles
1 2 3 4 5 6	cavités
1 2 3 4 5 6	terriers
1 2 3 4 5 6	nids
1 2 3 4 5 6	galeries
1 2 3 4 5 6	turricules
1 2 3 4 5 6	horizons labourés
1 2 3 4 5 6	semelle de labour
1 2 3 4 5 6	travail du sol
1 2 3 4 5 6	horizon défoncé
1 2 3 4 5 6	trace d'irrigation

Squelette :

	H1	H2	H3	H4	H5
2-10 mm					
10-50 mm					
5-10 cm					
+ de 5 cm					

HUMIDITE

% Humide :	H1	H2
H3	H4	H5
1 2 3 4 5 6	pas de faces luisantes	
1 2 3 4 5 6	faces luisantes	
1 2 3 4 5 6	pas de faces de glissement	
1 2 3 4 5 6	faces de glissement	

OXYDES

horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	élé. ferrugineux
1 2 3 4 5 6	élé. ferro-magnésien
1 2 3 4 5 6	élé. alumineux
1 2 3 4 5 6	élé. non identifiés
1 2 3 4 5 6	formes diffuses
1 2 3 4 5 6	en tâches
1 2 3 4 5 6	de forme nodulaire
1 2 3 4 5 6	en concrétions
1 2 3 4 5 6	en pellicules
1 2 3 4 5 6	en carapaces

1 2 3 4 5 6	diffus
1 2 3 4 5 6	en amas
1 2 3 4 5 6	en nodules friables
1 2 3 4 5 6	en nodules
1 2 3 4 5 6	en encroûtement
1 2 3 4 5 6	en croûtes
1 2 3 4 5 6	en dalles
1 2 3 4 5 6	en pellicules
1 2 3 4 5 6	en macrocristaux
1 2 3 4 5 6	lithique
1 2 3 4 5 6	en revêtement autour des élé. grossiers

REVETEMENTS

1 2 3 4 5 6	pas de revêtement
1 2 3 4 5 6	argileux
1 2 3 4 5 6	organo-argileux
1 2 3 4 5 6	organo-ferrugineux
1 2 3 4 5 6	siliceux
1 2 3 4 5 6	limoneux
1 2 3 4 5 6	argileux
1 2 3 4 5 6	sableux
1 2 3 4 5 6	complexe
1 2 3 4 5 6	minces
1 2 3 4 5 6	épais
1 2 3 4 5 6	très épais
1 2 3 4 5 6	sur agrégats
1 2 3 4 5 6	sur squelette
1 2 3 4 5 6	ass. aux vides
1 2 3 4 5 6	peu cimenté
1 2 3 4 5 6	très cimenté
1 2 3 4 5 6	induré
1 2 3 4 5 6	non cimenté
1 2 3 4 5 6	rigide
1 2 3 4 5 6	malléable
1 2 3 4 5 6	pâteux
1 2 3 4 5 6	élastique

Activité biologique

1 2 3 4 5 6	activité nulle
1 2 3 4 5 6	activité faible
1 2 3 4 5 6	activité moyenne
1 2 3 4 5 6	activité forte
1 2 3 4 5 6	activité très forte

1 2 3 4 5 6	clastite
1 2 3 4 5 6	altérite

Nom de la formations :

CONSISTANCE

Horizons	descripteurs
1 2 3 4 5 6	non plastique
1 2 3 4 5 6	peu plastique
1 2 3 4 5 6	plastique
1 2 3 4 5 6	très plastique
1 2 3 4 5 6	non collant
1 2 3 4 5 6	peu collant
1 2 3 4 5 6	collant
1 2 3 4 5 6	très collant
1 2 3 4 5 6	non friable
1 2 3 4 5 6	peu friable
1 2 3 4 5 6	friable
1 2 3 4 5 6	très friable
1 2 3 4 5 6	non fragile
1 2 3 4 5 6	peu fragile
1 2 3 4 5 6	fragile
1 2 3 4 5 6	non fragiles
1 2 3 4 5 6	croûtes
1 2 3 4 5 6	carbonatées

RACINES

1 2 3 4 5 6	pas de racines
1 2 3 4 5 6	qqs racines
1 2 3 4 5 6	racines
1 2 3 4 5 6	nbrs racines
1 2 3 4 5 6	fin
1 2 3 4 5 6	moyennes
1 2 3 4 5 6	grosses
1 2 3 4 5 6	entre les agrégats
1 2 3 4 5 6	sur faces agrégats
1 2 3 4 5 6	pénétrant agrégats
1 2 3 4 5 6	entre agr. et déviées
1 2 3 4 5 6	ds agr. et déviées
1 2 3 4 5 6	revêtant agr. et déviées
1 2 3 4 5 6	ds la masse
1 2 3 4 5 6	revêtant fissures

Couleur / taches :

1 2 3 4 5 6	sans taches
1 2 3 4 5 6	qqs taches
1 2 3 4 5 6	taches
1 2 3 4 5 6	nbrs taches
1 2 3 4 5 6	très nbrs taches
1 2 3 4 5 6	très très nbrs taches
1 2 3 4 5 6	peu étendues
1 2 3 4 5 6	étendues
1 2 3 4 5 6	irrégulière
1 2 3 4 5 6	arrondies
1 2 3 4 5 6	traînées verticales
1 2 3 4 5 6	traînées horizontales
1 2 3 4 5 6	raies
1 2 3 4 5 6	bandes
1 2 3 4 5 6	hétérogènes
1 2 3 4 5 6	limites pu nettes
1 2 3 4 5 6	limites nettes
1 2 3 4 5 6	limites très nettes
1 2 3 4 5 6	peu contrastées
1 2 3 4 5 6	contrastées
1 2 3 4 5 6	très contrastées
1 2 3 4 5 6	cohérentes
1 2 3 4 5 6	pas autres taches
1 2 3 4 5 6	qqs autres taches
1 2 3 4 5 6	autres taches
1 2 3 4 5 6	nbrs autres

% H1	H2	H3
H4	H5	

1 2 3 4 5 6	liées aux faces des unités structurales
1 2 3 4 5 6	associées aux vides
1 2 3 4 5 6	ass. aux élé. grossiers
1 2 3 4 5 6	ass. aux racines
1 2 3 4 5 6	sans relations visibles

La cartographie des formations superficielles doit répondre à deux sortes de demande : celle des scientifiques qui cherchent à connaître l'évolution du relief terrestre, et celle des praticiens de l'environnement confrontés aux projets d'aménagement et aux problèmes posés par ces formations de surface (Joly et Dewolf, sous presse).

Lors de l'établissement de carte des formations superficielles, la couleur sera affectée aux dynamiques (Joly et Dewolf, sous presse), et non à l'âge comme sur les cartes géologiques. La couleur peut être accompagnée ou remplacée par des lettres ou indices significatifs (en gris foncé), en caractères gras pour les formations superficielles, en caractère maigre pour les substrats (Joly et Dewolf, sous presse). Il est recommandé d'utiliser les couleurs et symboles adoptés sur les cartes géomorphologiques en utilisant le *Glossaire de géomorphologie* de F. Joly (1997).

Les données suivantes sont tirées de "Cartographie des formations superficielles" par Joly et Dewolf (sous presse) :

Formations autochtones (C pour clastites, A pour altérites) :

- Les couleurs permettent alors d'évoquer la structure du substrat (rouge pour les substrats cristallins, bistre pour les substrats sédimentaires, orangé pour les substrats volcaniques et vert bronze pour les substrats organiques).
- Les lettres indices peuvent également préciser la nature du substrat (γ pour le granite, ζ pour les gneiss, Gr pour les grès, Ca pour les calcaires, $A\gamma$ pour les isaltérites (s/granite).

Formations subautochtones :

- Les couleurs ou lettres caractérisent les grands types de dépôts de pente (E ou brun foncé pour les éboulis, C ou vert olive pour les colluvions, P ou pourpre pour les dépôts périglaciaires, $A\gamma$ ou les allotérites (s/granite).

Formations allochtones :

- Les couleurs sont représentatives des différents systèmes de transport (F et vert émeraude pour le fluvial, G et violet pour le glaciaire, FG et bandes alternées vert et violet pour le fluvio-glaciaire, OE et ocre jaune pour l'éolien, L et bleu hydro pour le lacustre, M et bleu outremer pour le marin et le littoral).
- Les dépôts anthropiques sont représentés en noir et avec la lettre X.

Les formations superficielles peuvent également être identifiées sur le terrain par leur composition granulométrique, et donc par leur texture. On distingue trois classes (lutites ($<50\mu$), arénites (50μ à 2mm) et rudites ($>2\text{mm}$) représentées par un aplat et leurs sous-classes (b pour blocs et blocailles, g pour graviers et granules, s pour sables, l pour limons, a pour argiles, sg pour sables grossiers, sf pour sables fins, la pour limon argileux, al pour argiles limoneuses, etc...) représentées par des indices-lettres.

La dynamique de remaniement, l'épaisseur de la formation et la chronologie peuvent également être représentées.

La morphologie doit, elle, se limiter aux formes directement en rapport avec les formations superficielles avec :

- les formes de départ ou d'érosion (crêtes, escarpement, parois, falaises, ...) ;
- les formes de transit ou de transfert (éboulis, cônes de déjection, bourrelets de solifluxion, ...) ;
- les formes de construction ou d'accumulation stables (fluviales, glaciaires, éoliennes, ...) ;
- les formes emboîtées ou étagées (terrasses) ;

avec une couleur brun foncé sur le fond coloré des dynamiques (pour les symboles, voir Joly, 1997).

Le fond de carte doit comporter, lui, tous les renseignements utiles à l'usage de la carte et à son objet. On y fera figurer l'orographie (courbes de niveau et/ou cotes d'altitude en gris foncé), l'hydrographie (sources, rivières, ... en bleu hydro), les infrastructures (routes, bâtiments, ... en gris foncé ou noir), la toponymie (en noir).

7. Description des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice et de quelques profils clés :

Pour tous les lieux cités dans ce chapitre, se référer à la carte topographique de l'annexe I.

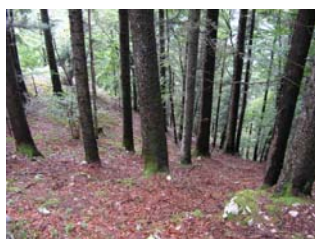
7.1 Versant Nord du Cirque :

Région du Rondel et Sur les Roches :

On accède à cette zone par la combe des charrins, à la sortie Est du Cirque de St.-Sulpice. Le trou T1, réalisé dans le bas de la combe des charrins montre la présence d'un horizon humique et d'un horizon organo-minéral, suivis d'un horizon ayant une matrice sablo-argileuse calcaire de couleur jaune-beige sur une profondeur totale d'environ 50 cm.

Plus haut dans la combe, on trouve surtout de la terre mélangée à une grande quantité de débris calcaires très anguleux sur une faible épaisseur. Le pendage des couches calcaires suit à peu près la pente topographique. Le substratum calcaire affleure donc à certains endroits.

La région du Rondel est caractérisée par la présence de corniches calcaires. En dessous de ces corniches, la pente est très raide, avec une grande quantité d'éboulis. Au-dessus des corniches, la pente est par contre très faible, avec une sorte de replat. A l'ouest du Rondel, T23 et T24 (photos 7-1-7.4) sont caractérisés par la présence d'un horizon humique, puis d'un horizon composé de blocs et cailloux calcaires, d'un enchevêtrement de racines de tailles très diverses et d'une matrice organo-minérale plutôt terreuse. La structure de la matrice est grenue, avec une porosité moyenne à forte. Les éléments grossiers sont composés de beaucoup de graviers et de cailloux de formes irrégulières aux arêtes anguleuses. Après environ 35-40 cm, on arrive sur une couche calcaire très fracturée. Cette succession est confirmée par les nombreux chablis présents dans cette zone.



Photos 7.1 à 7.4 : Chablis et pente dans la région du Rondel et de T23/24.

T25 a été réalisé sur un replat, à la verticale d'une corniche. On y trouve, sur environ 30 cm, un mélange d'argiles et de sables, avec quelques taches d'oxydation de couleur orangée. Ce profil est caractérisé par 5 cm d'argiles limoneuses grisâtres (10YR4/3), puis par un horizon plus sableux sur 7 cm avec des taches d'oxydation, probablement causées par du fer. On retrouve ensuite un horizon gorgé d'eau et plus argileux sur 5 cm, et finalement un horizon limoneux très compact de couleur beige (10YR4/6). L'effervescence à l'HCl est nulle dans chacun de ces horizons, mis à part sur les quelques graviers calcaires trouvés dans la matrice. Ces marnes se retrouvent plus loin et continuent en direction de Sur les Roches, preuve d'une certaine extension.

Le rocher du Rondel présente également une caractéristique intéressante. En effet, ce rocher n'est aujourd'hui plus stable et menace de s'effondrer. Des câbles y ont été disposés et reliés et permettent, en fonction de leur tension, de déterminer si le rocher bouge ou non.

Le panorama sur le Cirque de St.-Sulpice y est également très intéressant et a permis d'observer la présence de terrassettes dans les champs de la Ferrière et un glissement dans la région de la Prise Milord (voir photo 2.1, chapitre 2, p.4).

La région de Sur Les Roches est également caractérisée par la présence de corniches et falaises calcaires. On y remarque la formation de fortes dépressions et parfois même de véritables gouffres (photos 7.5-7.7). Ces dépressions, à peu près parallèles les unes aux autres, semblent s'être formées entre les différentes couches calcaires, qui ont ici un pendage presque vertical. Certaines de ces dépressions sont très profondes. L'une d'entre elles présente même un trou dont on ne peut voir le fond. On peut supposer que le pendage des roches, en combinaison avec la dynamique karstique de la région (on se trouve sur un replat calcaire où l'eau s'infiltre rapidement), a pu former ces dépressions ayant une direction SW-NE.



Photos 7.5 à 7.7 : dépressions de la région de Sur Les Roches

Région des Rochats, des Rochers de Lanvoine et des Prélas :

Le haut de cette zone est caractérisé par la présence de corniches et falaises calcaires (photo 7.8). Celles-ci dominent en effet la partie supérieure du Cirque de St.-Sulpice. Elles forment, parfois, des sortes de terrasses, avec des éboulis entre chacune d'elles. En dessous de ces parois calcaires, la pente est très forte, avec une importante solifluxion comme en témoigne la base très recourbée de la plupart des arbres (photo 7.9). Les formations superficielles peuvent y être de deux types. On y trouve en effet soit un mélange de terre et de cailloux/blocs calcaires, sur une faible épaisseur, soit un profil plus complet composé tout d'abord de blocs/cailloux calcaires mélangés à une matrice terreuse, puis à une matrice sablo-limoneuse de couleur jaunâtre (photos 7.10 et 7.11).



Photos 7.8 et 7.9 : falaises calcaires et base d'arbre courbée par la solifluxion



Photos 7.10 et 7.11 : T2

T2 (photos 7.10 et 7.11) :

le trou T2 se trouve en dessous d'une falaise calcaire dans la partie supérieure de la région des Prélas à une altitude d'environ 1050 m. La pente est très raide à cet endroit et est recouverte par quelques arbres. La profondeur atteinte est de 50 cm et quatre horizons ont pu être différenciés :

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (très fine) et la porosité est forte. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec des graviers et peu de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 10YR 2/3 ;

- le 2^{ème} horizon a une profondeur de 7 cm et est composé d'une matrice organo-minérale. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est forte. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et quelques cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 10YR 2/3 ;
- le 3^{ème} horizon a une profondeur de 15 cm. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est graduelle. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont des tailles diverses. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 10YR 5/4 ;
- le 4^{ème} horizon est composé principalement de cailloux calcaires, avec de moins en moins de matrice. La matrice est identique à l'horizon n°3. Couleur Munsell : 10YR 4/4.

T3 :

Le trou T3 se trouve en dessous des falaises calcaires dans la région des Rochers de Lanvoine à une altitude d'environ 1000 m. La pente est très raide à cet endroit et est recouverte par quelques arbres et de longues herbes. La profondeur atteinte est de 60 cm et deux horizons ont pu être différenciés.

- le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (très fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec des graviers et peu de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Les racines sont nombreuses et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 10YR 2/2 ;
- le 2^{ème} horizon est composé d'une matrice terreuse et d'une grande quantité de graviers et cailloux calcaires ayant une forme allongée plus ou moins irrégulière et des arêtes anguleuses. La porosité est moyenne. La matrice possède une texture plutôt sableuse et contient < 10% d'argiles. La structure est plutôt grenue. On remarque la présence de quelques grosses racines.

Les blocs et cailloux calcaires ont la plupart du temps des arêtes tranchantes, ce qui laisse supposé qu'il s'agit là d'un produit de gélifraction des saillies calcaires se trouvant au-dessus.

Les formations superficielles ont souvent une épaisseur faible à cet endroit (max. 50 cm). Les profils les plus complets se trouvent juste au pied des falaises. En aval, on trouve surtout de la groize. On remarque en outre une certaine corrélation avec la végétation et l'épaisseur des formations. Les endroits dominés par les longues herbes présentent en effet des formations superficielles de plus grandes profondeurs (50 cm voire plus) que les endroits où les arbres dominent (15 à 20 cm, voire pas de formations superficielles du tout). L'épaisseur de ces éboulis et cailloutis calcaires augmente ensuite de plus en plus vers le bas.

On notera cependant quelques exceptions à cette description. On trouve également des parois à saillies calcaires plus en aval. La base de l'une d'elle abrite la source de l'Ubena (photo 7.12). Une autre a créé un éboulis avec une faible matrice terreuse. T11 montre en effet la présence de nombreux cailloux et blocs calcaires, aux formes irrégulières et aux arêtes anguleuses (photos 7.13 et 7.14). La porosité est moyenne. La structure de la matrice est plutôt grenue et contient < 10% d'argiles (sablo-limoneuse). La solifluxion, montrée par la base courbée des arbres, est très prononcée à cet endroit.

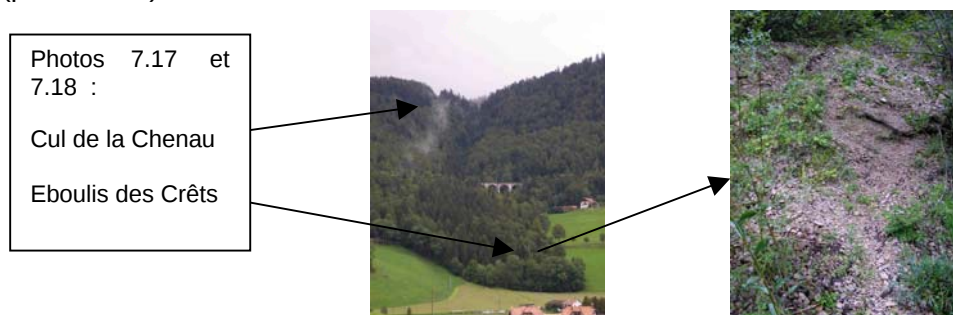


Un éboulis intéressant est présent au lieu dit des Rochers de Lanvoine (photos 7.15 et 7.16). On y remarque en effet une alternance de cailloux calcaires aux arêtes tranchantes et de débris organiques (bouts de feuilles dans le haut du profil, puis devenant de plus en plus difficile à déterminer). En montant au sommet de ce cône de déjection, on remarque la présence du lit d'un ruisseau qui disparaît sous la masse rocheuse.



Région du Cul de la Chenau et des Crêts :

Le Cul de la Chenau forme une combe plus ou moins centripète au centre du Cirque de St.-Sulpice (photo 7.17). Cette combe s'est formée au cours des crues successives de la Chenau. L'une d'elles, en 1944, a arraché une grande quantité de rochers et a inondé le village de St.-Sulpice. Des pontons avaient même dû être construits dans les rues pour permettre le déplacement des habitants. Cela a également renforcé le cône de déjection présent dans la région des Crêts et changé la topographie dans la région du Cul de la Chenau (photo 7.18).



Région de La Grande Côte :

Au-dessus de la ligne de chemin de fer, à l'intersection entre le chemin forestier et le sentier montant en direction de Sur les Roches, un affleurement intéressant a été mis à jour. Il s'agit d'un éboulis de plusieurs mètres, sans aucune matrice, mis à part un enduit calcaire de couleur blanchâtre (photos 7.19 et 7.20). Cet enduit calcaire a été observé à plusieurs endroits dans le Cirque de St.-Sulpice, notamment par Schwaar (1963). On trouve cependant une matrice sablo-limoneuse à certains endroits. Lorsque cette matrice est absente, on observe la présence d'eau libre entre les cailloux. Ceux-ci montrent d'ailleurs les traces d'une altération chimique. Le tout est recouvert par un faible horizon organo-minéral mélangé à des cailloux calcaires. On y observe un nombre important de racines qui permettent sûrement la stabilisation du sol dans cette zone très pentue.

En montant en direction de Sur Les Roches, on remarque également des éboulis, avec une matrice sablo-limoneuse, parfois pris entre deux saillies rocheuses. Plus haut, on retrouve une zone dominée par les parois calcaires. T6 se trouve à la base de ces parois calcaires et présente, au-dessous d'un horizon humique, un mélange de gros blocs, de cailloux et de graviers calcaires pris dans une matrice sablo-argileuse (photos 7.21 et 7.22). La forme des éléments grossiers est plutôt irrégulière, avec des arêtes anguleuses. La texture de la matrice devient de plus en plus collante, et donc argileuse, vers le bas du profil où la couleur Munsell est de 5Y 5/4 et 6/4. L'effervescence à l'HCl de la matrice diminue vers le bas. La profondeur atteinte est d'environ 120 cm. Au-dessus de ce profil, des cailloux continuent de s'ébouler. La solifluxion, montrée par la base très courbée des arbres, est présente partout dans cette zone. On notera également la présence de quelques chablis.



Photo 7.19 à 7.20 : Enduit calcaire blanchâtre



Photo 7.21 à 7.22 : T6



En dessous, dans la zone des trous T7 à T9, on observe la présence d'un horizon terreux (10YR3/2 à 2/1) avec beaucoup de racines et des cailloux calcaires. On trouve ensuite un horizon sablo-limoneux de couleur gris-brun (10YR 3/3) contenant une grande quantité de cailloux calcaires. Il est très vite impossible de creuser profondément, la proportion des cailloux et blocs calcaires devenant de plus en plus importante. L'enchevêtrement assez dense de racines, fines à moyennes, complique également la réalisation des fosses.

Région du Haut de la Vy, des Vieux Communs et de la Toffière :

Cette région se trouve à la sortie du Cirque de St.-Sulpice en direction du Val-de-Travers. Elle est caractérisée par la présence d'arêtes calcaires du haut en bas de la montagne de la Caroline, créées grâce au pendage presque vertical des couches calcaires.

Le haut de cette zone est dominé par les affleurements calcaires. Les formations superficielles, composées principalement d'éboulis et d'une matrice terreuse, ont une épaisseur très faible. La pente est très forte à cet endroit et on remarque de nombreuses traces de solifluxion, notamment par la base courbée des arbres. Les cailloux éboulés ont la plupart du temps des arêtes vives, et doivent donc être issus des processus de gélifraction.

L'épaisseur augmente ensuite vers l'aval, ainsi qu'en s'éloignant des arêtes calcaires. La quantité de cailloux éboulés a par contre tendance à diminuer vers le bas.

En passant au-dessous de la ligne de chemin de fer, l'aspect des formations superficielles change progressivement.

T17 montre en effet, en dessous de l'horizon humique et de l'horizon organo-minéral de couleur gris-brun très collant et contenant beaucoup de petites racines, une couche de transition vers un matériel moins pédogénésé et de couleur beige-jaune. L'horizon suivant est constitué d'une matrice calcaire argilo-limoneuse qui devient progressivement plus sableuse et moins collante. La taille des cailloux calcaires devient également de plus en plus importante vers le bas du profil.

T17 (photo 7.23) :

Le trou T17 se trouve dans la région des vieux communs à une altitude d'environ 860 m. La pente est raide à cet endroit et est recouverte par une forêt. La profondeur atteinte est de 80 cm et quatre horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec des graviers et très peu de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Des racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 10YR 3/2.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de 12 cm et est composé d'une matrice organo-minérale. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est forte. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et quelques cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une taille petite à moyenne. On remarque également l'absence de taches. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 2.5Y 5/4.
- Le 3^{ème} horizon a une profondeur de 15 cm. La matrice possède une texture sablo-limoneuse à graveleuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est graduelle. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont des tailles diverses. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 10YR 5/4.
- Le 4^{ème} horizon est composé principalement de cailloux calcaires. La matrice possède une texture sableuse à graveleuse et contient <10% d'argiles. La structure est peu nette et la porosité est moyenne. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux, ainsi que des blocs calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. Ils deviennent de plus en plus importants vers le bas du profil. La matrice est non plastique, non collante et friable. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 2.5Y 6/4.



Photos 7.23 à 7.26 : (de gauche à droite) T17, affleurement A1, matrice affleurement A1, affleurement de La Toffière ; moraines latérales d'un glacier alpin.

Quelques mètres plus bas, un affleurement présente la même succession à son sommet. L'horizon à matrice calcaire sablo-limoneux présente alors une épaisseur de plusieurs mètres. Outre les cailloux et blocs calcaires, on y trouve également des cailloux et blocs alpins, allant de quartzites, à des schistes et gneiss divers, avec des arêtes plus émoussées (photos 7.24 et 7.25). Il s'agit donc du vestige d'une des moraines latérales du glacier du Rhône. Cette moraine, déposée lors de la glaciation du Würm, a ensuite été remaniée en partie par la solifluxion et peut contenir des apports non morainiques (Schwaar, 1963).

Plus bas, au lieu dit de La Toffière, un autre affleurement du même type a été observé (photo 7.26). Les formations superficielles y sont également composées d'une matrice sablo-limoneuse, ainsi que de cailloux calcaires et alpins.

Région de la Prise Milord et de la Foule :

La région de la Prise Milord et de la Foule est également caractérisée par la présence de moraines latérales de glaciers alpins. Alors que T12 présente encore un profil composé de cailloux calcaires mélangés avec un peu de matrice terreuse, comme les profils se trouvant plus haut sur le versant, T14 est caractérisé par la présence de sédiments fins, très collants et gorgés d'eau que l'on ne trouve pas plus haut. On y trouve peu d'éléments grossiers.

Plus bas, T13 présente tout d'abord un horizon humique avec de nombreuses racines sur environ 10 cm. L'horizon suivant est composé de cailloux calcaires gélifracés et soliflués mélangés à une matrice terreuse. L'horizon suivant est très différent et composé d'une matrice graveleuse à sablo-limoneuse jaune-beige et de cailloux, principalement calcaires, mais également d'origine alpine. Il s'agit donc là également d'une moraine latérale de glacier alpin. La granulométrie y est très hétérogène et la matrice calcaire. Les cailloux calcaires dominant. Un profil identique, mais un peu moins profond, a pu être réalisé aux alentours de la Prise Milord.

T13 (photos 7.27 à 7.29) :

Le trou T13 se trouve au-dessus du Podjet, à une altitude d'environ 835 m, à la lisière de la forêt. La pente est moyenne à cet endroit. La profondeur atteinte est de 120 cm et quatre horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 10 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une très grande quantité de graviers et de quelques cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. De nombreuses racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 10YR 3/3.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de 50 cm et est composé d'une matrice plutôt terreuse. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est distincte. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et beaucoup de cailloux qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une taille petite à moyenne. On remarque également l'absence de taches. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 10YR 5/4.
- Le 3^{ème} horizon a une profondeur de 30 cm. La matrice possède une texture sablo-limoneuse à graveleuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est graduelle. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de caillou, ainsi que quelques blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont des tailles diverses. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 10YR 6/4 Présence de débris alpins aux arêtes plus émoussées !



Photos 7.27 à 7.29 : T13, moraine latérale de glacier alpin partiellement remaniée et

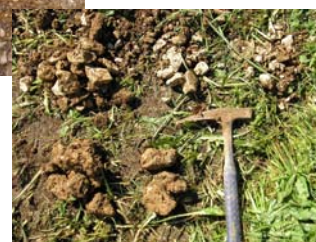
- Le 4^{ème} horizon est composé principalement de cailloux calcaires et alpins. La matrice possède une texture sableuse à graveleuse et contient <10% d'argiles. La structure est peu nette et la porosité est moyenne. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux, ainsi que des blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. Ils deviennent de plus en plus importants vers le bas du profil. La matrice est non plastique, non collante et friable. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive.

Région des Crêts :

La composante du paysage la plus visible de cette zone du Cirque de St.-Sulpice est le cône d'éboulis des Crêts, à la sortie de la combe de la Chenau (photo 7.30). Cette zone n'étant pas cultivable, des arbres ont poussé sur les éboulis et permettent de bien différencier cette zone des champs alentours.

Les trous T18 et T19 ont été réalisés dans des champs servant notamment de prés de fauche. Ils sont principalement caractérisés par un horizon terreux dominant, surtout dans le haut du profil. La proportion de cailloux calcaires augmente après environ 20 cm. Quelques cailloux non calcaires (quartzites) ont également été trouvés. Les cailloux calcaires ne sont cependant pas de très grande taille.

T21 se trouve en dessous de l'éboulis des Crêts (photo 7.32). Il se trouve dans un champ, à un endroit plus ou moins plat, mais pas encore au fond de la vallée. On y trouve tout d'abord un horizon terreux de 20 cm contenant des graviers calcaires. Il y a ensuite une limite nette au-dessous de laquelle commence à apparaître un horizon très riche en cailloux calcaires pris dans une matrice plutôt terreuse. La description établie par Schwaar (1963) décrit très bien ce système. Il s'agit en fait de dépôts de lacs de rétention deltaïque composés de cailloutis graveleux à matrice sablo-limoneuse. On y trouve de nombreux blocs et environ 10% d'éléments alpins. Le tout est grossièrement stratifié. La taille des cailloux calcaires augmente progressivement vers le bas du profil, ce qui semble confirmer la présence d'un certain granoclassement (photo 7.33). Après 65 cm, les cailloux et blocs deviennent relativement gros et denses et seraient presque parfois imbriqués.



Photos 7.30 à 7.31 : Eboulis des Crêts

Photos 7.32 et 7.33 : T21

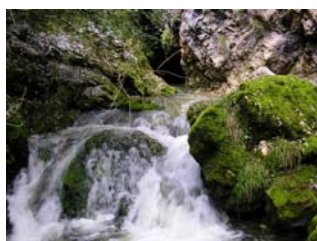
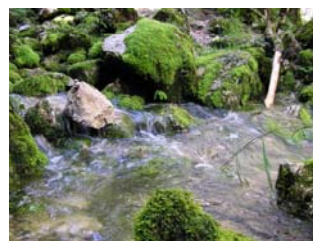
La région des sources de l'Areuse est caractérisée par une pente très raide et par de nombreux éboulis. Cependant, la présence des installations hydroélectriques de l'ENSA a considérablement changé le paysage et une grande quantité de dépôts anthropiques sont présents.

La source de l'Areuse est donc une source vaclusienne dont les eaux proviennent des plateaux supérieurs du Canton de Neuchâtel, en particulier de la vallée de la Brévine et du Lac des Taillères et, secondairement, de la région des Verrières, avec, parfois, quelques déversements du bassin du Doubs dans la région du lac de St.-Point (photos 7.34 à 7.40). Ces eaux mettent en moyenne douze jours pour traverser les couches géologiques de la chaîne du Jura.

Une description plus complète est donnée au chapitre 4 "Contexte hydrologique et hydrogéologique". A noter que l'Areuse est la principale rivière du Canton de Neuchâtel. Son cours, long de 25 km, la conduit de St.Sulpice au lac de Neuchâtel.

Il est parfois possible d'observer un léger "voile gazeux" à la sortie de la source, preuve du dégazage d'un mélange de gouttelettes d'eau de vapeur et de CO₂ à partir des eaux saturées du karst arrivant à la surface. On peut supposer que les conditions sont réunies pour la formation de tufs calcaires.

Au-dessus des sources, des éboulis importants, en partie naturels seulement, ont été grandement alimentés lors de la construction de la route cantonale et de la ligne de chemin de fer. Cette zone est peu étroite, située à la sortie Ouest du Cirque de St.-Sulpice, et caractérisée par la présence de falaises calcaires, et ce, sur presque toute la hauteur de ce dernier.



Photos 7.34 à 7.40 : Source de l'Areuse et environs

7.2 Versant Sud du Cirque :

Région de la Ferrière et du Pré de Sapel:

Le Pré du Sapel est caractérisé par une morphologie particulière (photos 7.41 et 7.42). Il forme en effet un replat sur lequel on peut observer une sorte de coulée de débris. Ce cône s'évase à sa partie terminale et forme une sorte de bourrelet. Les trous T26 à T27 présentent, au-dessous d'un mince horizon humique et d'un horizon terreux labouré, un horizon de couleur beige contenant des cailloux et blocs calcaires de différentes tailles. La taille et la quantité de ces derniers deviennent de plus en plus grandes vers le bas du profil.

La partie supérieure de l'horizon T27 est constituée d'un horizon terreux labouré contenant une certaine quantité de cailloux calcaires (photo 7.43). La couleur de la matrice est alors 2.5Y 3/3. La texture de la matrice est plutôt sableuse sur l'ensemble du profil et devient de plus en plus graveleuse au bas de celui-ci. La couleur devient également plus jaunâtre (2.5Y 5/6 ou 5/4), et les horizons donc toujours plus calcaires, ce qui est confirmé par l'augmentation progressive de l'effervescence à l'HCl. La structure de la matrice est grenue à grumeleuse, plutôt fine. La proportion de graviers et de cailloux calcaires augmente de plus en plus vers le bas du profil. Quelques blocs ont aussi été trouvés après environ 30 cm. Trois horizons ont été définis sur une profondeur d'environ 65 cm. Le dernier horizon semble non organique et est plus collant. On remarque quelques racines tout au long du profil.



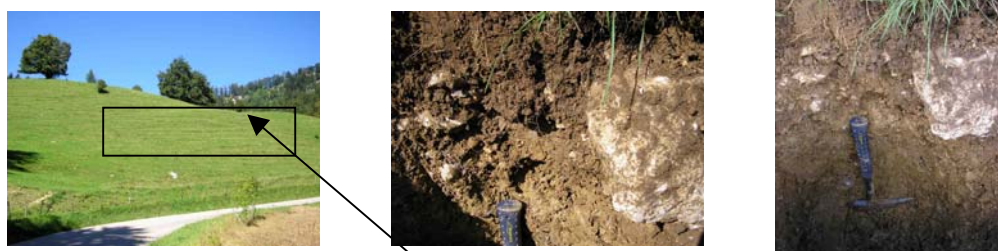
Photos 7.41 à 7.43 : Morphologie du Pré du Sapel et trou T27

La région de la Ferrière (environ 850 m) est caractérisée par la présence de nombreuses terrassettes, preuve de solifluxion (photo 7.44). Les champs qui s'y trouvent ont une pente assez raide. Le trou T48 qui y a été réalisé montre la succession suivante :

- Un horizon de 15 cm composé de terre plus ou moins aérée et labourée contenant quelques cailloux et abritant une grande quantité de vers de terre.
- Un horizon de transition de 25 cm entre l'horizon terreux et l'horizon glaciaire, composé de terre et de cailloux/blocs calcaires.
- Un horizon d'origine glaciaire de plus de 45 cm composé d'une matrice sablo-limoneuse jaunâtre
- Après 85 cm, la proportion de cailloux calcaires devient trop importante pour pouvoir creuser plus profondément.

Le trou T48 se trouve au-dessus de La Ferrière, à une altitude d'environ 845 m, à la lisière de la forêt (photos 7.45 et 7.46). La pente est forte à cet endroit. La profondeur atteinte est de 85 cm et trois horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 15 cm et est composé d'un horizon terreux contenant une grande quantité de petites racines et de vers de terre. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (très fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec un peu de graviers et peu de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. De nombreuses racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est faible. Couleur Munsell : 10YR 4/4.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de 25 cm et est composé d'une matrice plutôt terreuse. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est distincte. On remarque la présence d'éléments grossiers avec beaucoup de graviers et des cailloux, ainsi que quelques blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. La matière organique n'est pas directement décelable. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 10YR 4/3.
- Le 3^{ème} horizon a une profondeur de 45 cm. La matrice possède une texture sablo-limoneuse à graveleuse et contient 10-15% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux, ainsi que quelques blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses (calcaires) ou émoussées, voire arrondies (débris alpins). La matrice est non plastique, collante et peu friable. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est vive. Couleur Munsell : 2.5Y 5/4 à 6.
La présence de débris alpins (p.ex. micaschistes) semble confirmer qu'il s'agit d'une ancienne moraine latérale alpine remaniée et solifluée.



Photos 7.44 à 7.46 : Région de la Ferrière, terrassettes et trou T48

Région du Bois des Combes :

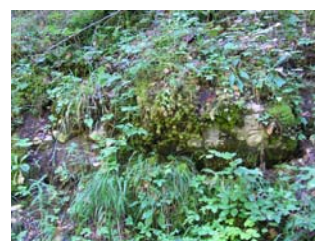
La région du Bois des Combes est principalement recouverte par de la forêt (photo 7.47.). La pente y est assez prononcée, même si elle est plus faible que sur le versant Nord du Cirque de St.-Sulpice. Les trous T29 et T35 sont très caractéristiques de cette zone. La solifluxion est importante dans cette zone et est indiquée par la base recourbée de plusieurs arbres.

T29 est principalement composé de cailloux et blocs calcaires pris dans une matrice terreuse avec une grande quantité de racines (photo 7.48). En remontant le versant, on remarque également la présence de gros blocs (plusieurs dizaines de cm) dispersés le long de la pente (photo 7.49).

T29 (photo 7.48) :

Le trou T29 se trouve dans la région du Fiolet, au-dessus du Pré de Sapel à une altitude d'environ 965 m. La pente est raide à cet endroit et est recouverte par de la forêt. La profondeur atteinte est de 45 cm et deux horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et quelques cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. Des racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est faible. Couleur Munsell : 10YR 3/2.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de plus de 40 cm et est composé d'une matrice plutôt terreuse. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et de cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes, avec des tailles diverses. On remarque également l'absence de taches. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est faible. Couleur Munsell : 10YR 3/2.



Photos 7.47 à 7.49 : (de gauche à droite) Alentours du trou T29, trous T29, blocs au alentours du trou T29

T35 (photos 7.50 et 7.51) :

Le trou T35 se trouve dans la région du Bois des Combes à une altitude d'environ 940 m. La pente est moyenne à cet endroit et est recouverte par une forêt. La profondeur atteinte est de 85 cm et deux horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est semblable au 1^{er} horizon décrit pour le trou T29.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de plus de 80 cm et est composé d'une matrice organo-minérale. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité moyenne à faible. La face des grumeaux est luisante. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et des cailloux calcaires, ainsi que quelques blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est peu plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes, avec des tailles très diverses. On remarque également l'absence de taches. La matière organique n'est pas directement décelable. L'effervescence à l'HCl est faible à nulle. Couleur Munsell : 10YR 3/3 à 4/4.

Le Profil de T35 est confirmé par la présence de plusieurs chablis dans cette zone (photo 7.50).



Photos 7.50 et 7.51 : Chablis aux alentours de T35 et T35

On notera également la présence d'une carrière dans la région du Fiolet, en dessus de T29. Cette carrière a été utilisée par la fabrique de Chaux et Ciments de St.-Sulpice et est aujourd'hui abandonnée. On n'y voit plus aujourd'hui qu'un affleurement calcaire.

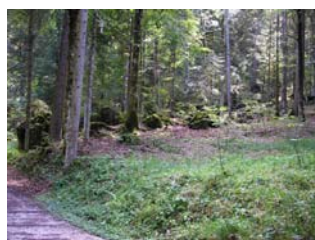
Plus haut dans le versant, en s'approchant de la Corbière, la forme du paysage, la pente et les formations superficielles changent progressivement. La pente devient en effet plus faible. Le trou T30 est semblable au trou T29, surtout dans son 1^{er} horizon. Cependant, la matrice devient ensuite beaucoup plus calcaire, ce qui est montré par une effervescence à l'HCl vive et une couleur jaune-beige. La matrice devient plus collante et limoneuse, avec une plus grande quantité d'éléments fins, même si une grande quantité de cailloux calcaires anguleux sont encore mélangée dans cette dernière. On remarque également la présence de "poches" de sables et de graviers à certains endroits du profil.

Plus haut, on remarque également la présence d'une plus grande quantité de blocs calcaires disséminés dans la pente.

Région de la Corbière :

La région de la Corbière forme une sorte de Cirque au sud-ouest du Cirque de St.Sulpice. Cette zone est tout d'abord caractérisée par la présence de falaises et corniches calcaires de forte puissance. En dessous, la pente, très raide, est recouverte d'éboulis et de gros blocs calcaires allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres de diamètre (photo 7.52 et 7.54). Certains sont d'ailleurs toujours en mouvement actuellement... et les plus vieux rochers servent même de support à des arbres (photo 7.53). Des signes de solifluxion sont également visibles, notamment par la présence d'arbres avec une base courbée. Certains arbres sont également cassés (par l'éboulement de gros blocs calcaires) et quelques chablis sont présents.

Les formations superficielles de la région de la Corbière sont caractérisées par la présence d'une grande quantité de sédiments fins, ainsi que des sortes de digues que l'on pourrait interpréter comme des moraines de névés (photos 7.59 et 7.60).



Photos 7.52 à 7.54 : Topographie et blocs calcaires éboulés dans la région de la Corbière

Le trou T31 se trouve au fond de la Corbière, au pied d'une sorte de butte. La succession des horizons est très difficile à différencier, car il s'agit plutôt d'une transition graduelle tout au long du profil. La couleur Munsell est de 10YR 3/3 dans le haut du profil à 10YR 5/6 plus bas. On trouve tout d'abord un horizon terreux contenant une grande quantité de petites racines. Puis, les dépôts deviennent plus limono-argileux avec des graviers et quelques cailloux calcaires. Cet horizon est très compact et collant, et devient de plus en plus argileux vers le bas du profil (de <10% d'argiles dans la partie supérieure à 10-15%, voire même 20 % dans la partie inférieure).

Des taches d'oxydation de couleur "rouille", ainsi que des taches de couleur noire (sûrement de la matière organique) sont également présentes. Plus bas, les taches d'oxydations disparaissent et on remarque de plus en plus de cailloux et graviers calcaires, surtout à la base du profil où ils deviennent assez abondants.

L'effervescence à l'HCl est moyenne dans le haut du profil et diminue de plus en plus vers le bas de celui-ci. Le profil total a une profondeur d'environ 60 cm

Le trou T32 est caractérisé par une matrice sablo-argileuse très compacte dominante (photo 7.55). La matrice présente une sorte de marmorisation grise et jaunâtre, ainsi que des taches de couleur "rouille", et contient une certaine quantité de graviers et de cailloux, principalement dans le bas du profil. L'effervescence à l'HCl est nulle dans le haut du profil et augmente progressivement à partir de 40 cm environ pour devenir moyenne.

T32 (photo 7.55) :

Le trou T32 se trouve dans la région de la Corbière à une altitude d'environ 970 m. La pente est très faible à cet endroit et est recouverte par une forêt. La profondeur atteinte est de plus de 65 cm et trois horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (très fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est nette. On remarque la présence d'éléments grossiers avec quelques graviers calcaires. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également l'absence de taches. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est nulle.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de 35 cm. La matrice possède une texture sablo-argileuse et contient <10% d'argiles. La structure est massive et la porosité est faible. La transition avec l'horizon suivant est distincte. On remarque la présence d'éléments grossiers avec quelques graviers et peu de cailloux calcaires. La matrice est peu plastique, non collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. On remarque également la présence de taches de couleur "rouille". La matière organique semble absente. L'effervescence à l'HCl est nulle. Couleur Munsell : 2.5Y 4/4 à 2.5Y 5/4.
- Le 3^{ème} horizon a une profondeur de plus de 20 cm. La matrice possède une texture sablo-argileuse et contient 10-15% d'argiles. La structure est massive et la porosité est faible. On remarque la présence d'éléments grossiers avec des graviers et quelques cailloux calcaires. La matrice est peu plastique, peu collante et friable. On remarque également la présence de taches formant une sorte de marmorisation gris/jaune. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est moyenne. Couleur Munsell : 2.5Y 5/4 à 2.5Y 6/4.

En conclusions, on observe tout d'abord un horizon terreux assez aéré contenant une grande quantité de racines. Puis, la matrice devient sablo-argileuse devient plus claire et contient quelques graviers. Des taches d'oxydation de couleur "rouille" sont présentes entre 15 et 25 cm de profondeur. Une limite assez nette est remarquée après 35-40 cm, là où la matrice sablo-argileuse passe de la couleur brune à une couleur gris-jaune (sorte de marmorisation). La couleur change cependant progressivement tout au long du profil. On voit également progressivement apparaître plus de cailloux calcaires.



Photo 7.55 : T32

Photos 7.56 à 7.58 : T33

Le trou T33 est caractérisé par la présence d'une sorte de marmorisation et de taches d'oxydation, ce qui pourrait s'expliquer par le fait que la Corbière est une région très humide (photos 7.56-7.58). La profondeur atteinte est de 125 cm, mais l'épaisseur de ces sédiments doit être encore plus importante. Cinq horizons ont plus ou moins pu être différenciés, avec des transitions graduelles.

Comme pour T32, l'effervescence à l'HCl est nulle dans le haut du profil, puis augmente de plus en plus vers le bas de celui-ci, surtout à partir de 20-25 cm.

Les premières taches de couleurs orangées (oxydation du fer) apparaissent autour de 10 cm environ, tout comme les taches de couleur grisâtre (lixiviation). Après environ 40 cm, les taches de couleur "rouille" s'estompent progressivement et les taches de couleur grisâtre forment une sorte de marmorisation avec la matrice. Cette marmorisation jaune/gris augmente jusqu'à 75-80 cm, pour s'estomper ensuite progressivement. Des "halos" jaunâtres sont également visibles à proximité des cailloux calcaires. On remarque également la présence de zones de couleur rouge foncé.

Les couleurs Munsell des taches (de quelques mm) sont : 5YR 5/8, 2.5Y 7/1, 2.5Y 5/6 dans la première partie du profil, 2.5Y 5/1, 2.5Y 6/1, 2.5Y 5/6, 2.5Y 6/6 dans la deuxième.

La matrice sablo-limoneuse à limono-sableuse, très massive et compacte, devient également de plus en plus fine, avec <10% d'argiles dans les 20 premiers centimètres et 10-15% ensuite, et de moins en moins poreuse vers le bas du profil. Les éléments grossiers sont également peu abondants, avec quelques cailloux et graviers calcaires. La proportion de graviers augmente légèrement cependant vers la partie inférieure du profil.

La couleur Munsell de la matrice est de 2.5Y 4/3 dans le haut, 2.5Y 5/6 et 5/4 dans la partie médiane et de 2.5Y 5/3 dans la partie inférieure du profil.

Plus haut dans la Corbière, on retrouve surtout des éboulis, ainsi que des gros blocs calcaires. La pente devient ensuite très raide et les affleurements calcaires dominent.

Même si les profils T32 et T33 montrent surtout la présence de sédiments fins au fond de la Corbière, certains formes du paysage contiennent une grande quantité de cailloux et blocs calcaires emprisonnés dans une matrice plutôt sableuse et forment des sortes de digues que l'on retrouve à intervalles réguliers au fond de la Corbière. Ils pourraient être interprétés comme des moraines de névé. T34 a été réalisé sur une de ces buttes (photos 7.59 et 7.60).

T34 (photos 7.59 et 7.60) :

Le trou T34 se trouve au fond de la Corbière, sur une moraine de névé à une altitude d'environ 975 m. La pente est moyenne à cet endroit et est recouverte par une forêt. La profondeur atteinte est de 60 cm et trois horizons ont pu être différenciés.

- Le 1^{er} horizon a une profondeur de 3 cm et est composé d'un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La structure est grenue (très fine) et la porosité est forte. La transition avec l'horizon suivant est nette. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille. Des débris organiques sont visibles et la matière organique est directement décelable.
- Le 2^{ème} horizon a une profondeur de 25 cm et est composé d'une matrice organo-minérale. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient <10% d'argiles. La structure est grumeleuse (fine) et la porosité est moyenne. La transition avec l'horizon suivant est distincte. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une grande quantité de graviers et cailloux calcaires qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est non plastique, non collante et friable. De nombreuses racines sont présentes, avec des tailles petites à moyennes. On remarque également l'absence de taches. La matière organique est directement décelable. L'effervescence à l'HCl est faible. Couleur Munsell : 10YR 3/3.
- Le 3^{ème} horizon a une profondeur de plus de 30 cm. La matrice possède une texture sablo-limoneuse et contient 10-15% d'argiles. La structure est massive et la porosité est moyenne. On remarque la présence d'éléments grossiers avec une très grande quantité de graviers et de cailloux calcaires, ainsi que d'une grande quantité de blocs qui ont des formes irrégulières avec des arêtes anguleuses. La matrice est peu plastique, peu collante et friable. Quelques racines sont présentes et ont des tailles diverses. On remarque également l'absence de taches. L'horizon semble non organique. L'effervescence à l'HCl est faible. Couleur Munsell : 10YR 4/6.



Photos 7.59 et 7.60 : Blocs trouvés dans le trou T34 et matrice du trou T34

La Cernia :

Le trou T36 réalisé dans les environs de la Cernia se trouve entre les dépôts de la Corbière et les dépôts glaciaires de l'intérieur du Cirque de St.-Sulpice. On y trouve un profil assez inhabituel, avec surtout un horizon horizontal de couleur noire, visiblement riche en matière organique, qui ne suit pas la topographie actuelle (photos 7.61 à 7.63). S'agit-il d'un dépôt formé dans une sorte de petit "lac de barrage" pris entre les dépôts de la Corbière et les anciennes moraines glaciaires d'origine alpine? Cette couche noire pourrait cependant également être une ancienne racine, un horizon de surface enfoui, etc.

L'effervescence à l'HCl est nulle dans les 30 premiers centimètres du profil, puis augmente ensuite progressivement. La texture limoneuse de la matrice devient de plus en plus argileuse (<10% d'argiles jusqu'à 30 cm, 10-15% d'argiles jusqu'à 70 cm et ~20% d'argiles jusqu'à 100 cm de profondeur). La matrice devient donc de plus en plus collante et plastique. Sa structure est plutôt massive et la porosité faible. Les éléments grossiers sont peu abondants, avec quelques graviers et cailloux calcaires. On notera cependant la présence d'un galet de quartz/quartzite (!) à environ 30 cm de profondeur et de nodules argileux de couleur grise à environ 70 cm. Quelques "poches" noires riches en matière organiques se retrouvent également autour de 70 cm de profondeur.

La couleur de la matrice est plutôt grisâtre (2.5Y 3/2 ou 2.5Y 3/3) sur 25 cm, avant la couche noire riche en matière organique (5 cm environ) et devient ensuite légèrement orangée (10YR 2/1, puis 10YR 4/6). La profondeur atteinte est de 100 cm.



Photos 7.61 à 7.63 : T36

En dessous de T36, l'affleurement A2 et T39 sont caractérisés par la présence de débris alpins de tailles diverses (de graviers à des blocs schisteux d'environ 30 cm). Il pourrait donc s'agir d'une moraine frontale de glacier alpin en partie remaniée et solifluée de la période würmienne (photos 7.64 à 7.67).

T39 (photos 7.64-7.66) est tout d'abord caractérisé par un horizon humique contenant une grande quantité de petites racines et autres débris végétaux. La matrice possède une texture sableuse et contient <10% d'argiles. La structure est grenue (très fine) et la porosité est forte. Quelques racines sont présentes et ont plutôt une petite taille.

L'horizon suivant, épais de 30 cm, est constitué d'une marne grisâtre (2.5Y 3/3) et compacte une grande quantité de graviers et cailloux calcaires, ainsi que de nombreuses racines de toutes tailles.

L'horizon n°3, épais de 25 cm, est constitué d'une matrice plus limoneuse et collante de couleur brunâtre (2.5Y 4/4), avec une augmentation du pourcentage en argiles (10-15% d'argiles). Les éléments grossiers sont caractérisés par la présence de nombreux graviers et cailloux calcaires et alpins, ainsi que par quelques blocs. La matrice est de plus en plus compacte et la porosité diminue.

L'horizon n°4 est principalement composé de graviers, cailloux et blocs calcaires et alpins. La matrice limoneuse a alors une teinte beige-jaunâtre (10YR 4/6).

L'effervescence à l'HCl de la matrice est nulle tout au long du profil.



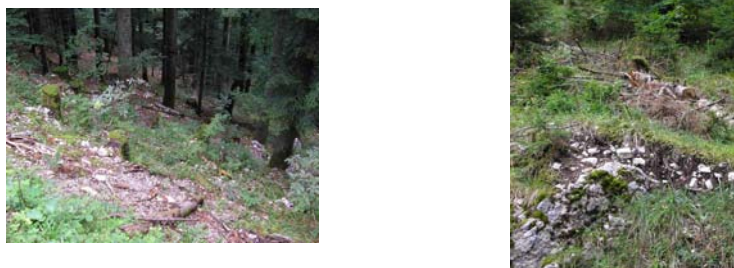
Photos 7.64 à 7.67 : Trou T39 et affleurement A2 : moraine latérale du glacier du Rhône

Région de la Forêt de Sassel:

Cette partie du versant Sud du Cirque de St.-Sulpice est caractérisée, dans sa partie supérieure, par des corniches calcaires, puis par une pente assez raide avec une quantité parfois importante de matériel éboulé à la surface. Les formations supérieures sont alors peu épaisses et composées principalement de cailloux calcaires mélangés à une matrice terreuse, de couleur noire (10YR 3/2), sur une épaisseur de 20 cm environ. L'effervescence à l'HCl de la matrice terreuse est souvent nulle et sa structure grenue à grumeleuse. La présence de solifluxion est également indiquée par la base recourbée de la plupart des arbres. De nombreuses racines de toutes tailles sont également présentes dans les trous T37 et T38 réalisés dans la région de la forêt de Sassel (photos 7.68 et 7.69).

Plus bas sur le versant, l'épaisseur de ces formations augmente de plus en plus. On trouve également parfois des horizons possédant une matrice calcaire de couleur jaunâtre (10YR 5/6 ou 6/6) en dessous de l'horizon plus terreux. Sa structure est grumeleuse et la proportion d'éléments grossiers calcaires de toutes tailles est toujours assez importante. Des blocs d'environ 40 cm de diamètres se sont également éboulés le long de ce versant, dans la zone de T37. Quelques chablis ont également été observés

Les profils étudiés dans la région de la forêt de Sassel sont du même type que les profils T29 et T35 réalisés sur le versant Sud dans la région du Bois des Combes, en dessous de la Corbière (photos 7.48 à 7.51). La proportion de matériel éboulé et la pente est cependant beaucoup plus importante dans la région de la forêt de Sassel.



Photos 7.68 et 7.69 : Groize et affleurements calcaires et topographie du haut de la forêt de Sassel

La partie est de la forêt de Sassel, dans la région du Chapeau de Napoléon, est caractérisée par la présence d'arêtes calcaires et par une pente très importante. Ces couches calcaires sont les mêmes que celles étudiées dans la région du Haut de la Vy (photos 7.68 et 7.69).

Région de la Linière :

La région de la linière est une zone agricole composée de nombreux champs de fauche et de culture, et ce depuis très longtemps. Quelques champs sont également utilisés pour faire paître le bétail. Les parties supérieures des trous réalisés dans cette région ont donc subi une grande influence anthropique et ne peuvent donc être utilisées dans le cas de l'étude des formations superficielles. En dessous, par contre, on observe la présence de nombreux débris alpins, preuve que cette partie du Cirque de St.-Sulpice a été envahie par le glacier du Rhône lors de la dernière glaciation.

Le trou T41 se trouve à une altitude de 790 m et la profondeur atteinte y est de 50 cm (photo 7.70). En dessous d'un horizon terreux labouré, on trouve une matrice sablo-limoneuse contenant une grande quantité d'éléments grossiers. La teneur en argiles est <10%. Les graviers forment par exemple des agrégats autour des cailloux calcaires et non calcaires (alpins). Les cailloux ont des formes irrégulières. La matrice a une couleur beige clair (2.5Y 5/4), une structure grumeleuse, est non plastique et devient de plus en plus compacte à partir de 40 cm de profond. Le squelette augmente de plus en plus vers le fond du profil où l'on trouve même des blocs imbriqués les uns dans les autres. La porosité est moyenne.

Le trou T42 est tout d'abord caractérisé par un horizon labouré très riche en vers de terre (photos 7.71 et 7.72). En dessous, une matrice sablo-limoneuse très compacte contenant une très grande quantité de graviers, ainsi que beaucoup de cailloux et blocs calcaires et non calcaires (alpins), prouvent bien que l'on se trouve sur une moraine latérale de glacier alpin, comme dans toute la partie centrale du Cirque de St.-Sulpice. Cette matrice possède une structure grumeleuse et est moyennement poreuse. Elle contient ~10% d'argiles et a une couleur jaunâtre (2.5Y 5/3). Les éléments grossiers ont des formes irrégulières, avec des arêtes anguleuses. Au bas de la fosse, le pourcentage de squelette devient très important et certains blocs sont imbriqués les uns dans les autres, formant même des galets poinçonnés, preuve de la très grande force induite par le glacier à cet endroit. La profondeur atteinte est d'environ 60 cm, mais cette couverture doit être plus profonde.

Le trou T43 comporte une grande épaisseur de terre labourée en dessous de laquelle on trouve une matrice sablo-limoneuse très compacte (photo 7.73). Dans le haut du profil, cette matrice contient une grande quantité de petits cailloux et graviers calcaires. Plus bas, les éléments grossiers sont peu abondants. La couleur de cette matrice est gris-beige (2.5Y 3/2 dans le haut, 2.5Y 4/3 dans la partie médiane et 5Y 5/4 dans le bas du profil), avec la présence de quelques taches de couleur ocre.

Le profil de référence T13 pour la partie centrale du Cirque de St.-Sulpice est formé sur la moraine latérale du glacier du Rhône, déposée lors de la dernière glaciation.



Photos 7.70 à 7.73 : (de gauche à droite) trou T41, trou T42, cailloux trou T42, trou T43

Région du Crêt des Devens et de la Fin des Iles :

Le Crêt des Devens forme, comme son nom l'indique, une sorte de crête formée par le Callovien. Elle est recouverte par une forêt et contraste avec les champs alentours. Le trou T47 a permis d'y mettre à jour un calcaire très altéré et pédogénétisé, presque friable.

Le Crêt des Devens est dominé par les affleurements calcaires et les formations superficielles y sont très minces et composées d'une matrice terreuse mélangée à des cailloux calcaires plus ou moins altérés. Certains bouts de calcaire y sont même friables et ont donc subi une altération très forte. On y trouve également une grande quantité de racines de toutes tailles.

Le trou T45 a été réalisé dans un champ de la Fin des Iles (photo 7.74). Il est composé presque exclusivement d'une matrice terreuse contenant des graviers, cailloux et blocs calcaires en grande quantité. Cependant, la proportion de débris alpins non calcaires est très importante à cet endroit et est presque aussi importante que celle des débris calcaires. La roche en place est atteinte après environ 90 cm.

Dans la partie supérieure du champ de la Fin de Iles, à la lisière de la forêt, les formations superficielles ont une épaisseur très faible, parfois même presque nulle (photo 7.75). Le trou T44 réalisé dans cette zone montre cependant un profil intéressant (photos 7.75 et 7.76).

Le trou T44 se compose tout d'abord d'un horizon organo-minéral terreux (10YR 3/2) d'environ 10 cm contenant de petites racines et de petits cailloux calcaires. On trouve ensuite une couche de 20 cm composée d'une matrice sablo-limoneuse jaunâtre (2.5Y 5/4) très graveleuse entourant des cailloux et blocs calcaires. Ces derniers forment un horizon de cailloutis très denses avec plus ou moins de matrice. La matrice possède une structure grumeleuse. L'horizon suivant (15 cm) est plus limoneux et grisâtre (2.5Y 5/3), compact et collant (contient environ 20% d'argiles). Plus bas, cette matrice redevient plus sableuse et jaunâtre (2.5Y 5/3) et retrouve une structure grumeleuse. Le dernier horizon forme une matrice sablo-limoneuse grumeleuse, très dense et compacte, contenant de nombreux cailloux calcaires. Sa couleur Munsell est de 2.5Y 5/4. L'effervescence à l'HCl est presque nulle dans le haut du profil et augmente vers le bas. La porosité est moyenne.

Ce profil se trouve à l'entrée Est du Cirque de St.-Sulpice, juste après le défilé calcaire étroit de la montagne de la Caroline et du Chapeau de Napoléon (photo 7.77).



Photos 7.74 à 7.77 : (de gauche à droite) trou T45, alentours T44, Trou T44, défilé de la sortie est du Cirque

7.3 Fond du Cirque de St.Sulpice :

Les formations superficielles du fond du Cirque de St.Sulpice sont décrites, par d'anciens auteurs comme Rickenbach (1925) et Schwaar (1963), comme des dépôts de lacs de rétention deltaïque formés de cailloutis graveleux à matrice sablo-limoneuse. La proportion des éléments alpins dans la fraction grossière y est d'environ 12%, avec des quartzites, et granites du Mt-Blanc. Ces dépôts sont grossièrement stratifiés, et de 1 à 12 m d'épaisseur selon les niveaux (Schwaar, 1963).

Tout au fond du Cirque, on trouve des dépôts de lacs de rétention lacustre graveleux. Il s'agit de complexes limono-sableux, sablo-graveleux et gravelo-caillouteux, meubles, de faible profondeur (1 m à l'E mais augmente à l'W) recouvert de limon lacustre peu épais (Schwaar, 1963) (Fig. 3.1). En sortant du Cirque et en débouchant dans le Val-de-Travers, ces sédiments deviennent des dépôts de lacs de rétention lacustre formant des complexes limono-argileux parfois finement stratifiés à intercalations de sable fin. Ils peuvent alors atteindre et dépasser 48 m d'épaisseur (Schwaar, 1963) (Fig. 3.1).

Le fond du Cirque de St.-Sulpice est également occupé par les alluvions déposés par l'Areuse (Fig. 3.1).

Le fond du Cirque a cependant été passablement construit depuis ces observations et de nombreux remblais et autres dépôts anthropiques ont recouvert ces formations qui ne sont plus guère visible. Les dépôts "actuels" sont décrits dans le paragraphe suivant.

7.4 Dépôts et activités anthropiques :

Le fond du Cirque de St.-Sulpice est donc caractérisé par une forte empreinte anthropique. La partie plane n'étant pas très grande, la plupart des habitations et routes s'y concentrent. De nombreux remblais ont également été créés. La route cantonale et le chemin de fer qui traversent le Cirque ont également causé quelques changements dans la morphologie de la région et ont provoqué la création de quelques éboulements, comme par exemple au-dessus des sources de l'Areuse.

L'exploitation du calcaire par les Chaux et Ciments, de 1885 à 1946, a induit la formation d'une carrière dans la région du Bois des Combes et la création de galeries souterraines, utilisées ensuite par l'usine de champignon qui a pris la suite des Chaux et Ciments. Ces galeries s'effondrent aujourd'hui et cela provoque des fontis.

La fermeture des Chaux et Ciments a également entraîné une complète modification du paysage dans la région des sources de l'Areuse et de la Doux, lors de la reprise du terrain par l'ENSA. La réalisation d'une conduite forcée en béton pour alimenter la centrale électrique en est un exemple. De plus, tous les sédiments allant de la fin de cette conduite forcée à l'ancienne usine de champignons sont formés de remblais et la topographie de cette zone a été complètement modifiée afin de correspondre aux nouveaux besoins, lors de la démolition de la fabrique de ciment.

Les anciennes cultures de champignons et la fabrique de pâte de bois ont également créée une quantité importante de déchets. Une partie du fumier de l'ancienne fabrique de champignons a été déposée à l'est de la Fin des Iles, afin de créer un remblai et d'éviter les inondations dues à l'Areuse. Une forêt "artificielle" a également été créée. La présence d'orties, nitrophiles, sur toute la surface de la forêt indique bel et bien la présence du fumier de champignon, très riche en azote. Le tracé de l'Areuse a même été modifié à cet endroit, comme le montre l'ancien Pont des Iles, aujourd'hui environ 20 mètres au nord de l'Areuse. Plus haut dans le village, des forages ont montré jusqu'à 8 mètres de restes de bois et de fumier de champignon !

Les remplissages anthropiques au fond du Cirque de St.-Sulpice sont donc très nombreux. Le trou T46, réalisé sur la rive gauche de l'Areuse à la hauteur de la Fin des Iles a montré une épaisseur de 180 cm de remblais formés de sédiments plus ou moins fin et de débris anthropique de toute sorte, ainsi que des traces d'hydrocarbures.



8. légende et description des faciès de la carte des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice

Pour toutes les fosses citées dans ce chapitre, il est nécessaire de se référer au chapitre 7 pour les descriptions et à l'annexe II pour leur localisation. Pour tous les lieux cités dans ce chapitre, la carte topographique de l'annexe I permet de les situer. La carte des formations superficielles citées dans ce chapitre se trouve en annexe III.

Versant Nord du Cirque :

La partie supérieure du versant est dominée par la présence de parois et arêtes calcaires. On observe en effet la présence d'une corniche calcaire suivie d'une pente assez raide. Quelques formations superficielles sont présentes à cet endroit, mais elles sont, soit de faible épaisseur, soit recouvrent une surface peu importante. En direction de l'Ouest du Cirque, et donc de la région du Rondel, les affleurements calcaires couvrent une hauteur de plus en plus importante ; elles représentent même la hauteur totale du versant dans les régions des sources de l'Areuse, là où la pente est la plus raide et le Cirque le plus étroit.

Comme nous l'avons déjà vu plus haut, le versant Nord du Cirque de St.-Sulpice est très raide, surtout dans sa partie supérieure qui est recouverte de nombreux éboulis et colluvions non différenciées. Il est en effet difficile de donner une origine précise aux processus ayant conduit à la formation des débris calcaires présents sur le versant. Il s'agit de formations subautochtones, c'est-à-dire de formations superficielles déplacées sur un versant. Elles témoignent de la dynamique actuelle et passée en action sur le versant, et de l'évolution morphologique de celui-ci (Joly 1997). En effet, une grande partie des débris calcaires doit avoir été mise en mouvement durant et à la fin de l'époque glaciaire würmienne et a donc une origine périglaciaire. Seulement, tous ces débris n'ont pas été formés par l'action du gel et du dégel, mais également par d'autres processus de fragmentation mécanique (et peut-être aussi chimique), après la période glaciaire, et jusqu'à nos jours ; en témoignent les débris récents et actuels présents à la surface du versant.

On trouve donc des débris calcaires de toutes tailles pris dans une matrice calcaire sablo-limoneuse, plus ou moins terreuse, ayant une proportion plus ou moins importante (T2, T3).

Il est assez difficile de déterminer une limite précise entre la zone dominée par les affleurements calcaires et la zone dominée par les colluvions non différenciées. En effet, l'épaisseur des colluvions non différenciées est assez hétérogène et le recouvrement des affleurements calcaires variable d'un endroit à l'autre.

A noter que les saillies calcaires forment des sortes de replats structuraux dans la pente dans la région des Prélas et des Rochers de Lanvoine. De plus, l'axe de l'anticlinal de Mont des Verrières - St.-Sulpice – Trémalmona a été observé à l'est des Rochers de Lanvoine.

Cette région est également caractérisée par la présence d'éboulis, principalement en dessous des parois calcaires, et de cônes de déjection. C'est par exemple le cas aux Rochers de Lanvoine (T_E), où l'éboulis présente des débris calcaires de taille relativement homogène et avec une sorte de stratification. Un autre est présent dans la région des Rochats (T11). Il doit être plus ancien que le précédent, puisqu'il est recouvert d'une mince couche terreuse qui s'est également infiltrée entre les cailloux calcaires. Un autre, plus épais, et présent en dessous de Sur les Roches. On notera la présence d'un enduit calcaire blanchâtre et gluant entre les débris calcaires formant l'éboulis. Cet éboulis est également recouvert par une faible couche de terre et de végétation.

La région située en dessous du Haut de la Vy, sur la montagne du Signal, est dominée par la présence d'arêtes et saillies calcaires ayant un pendage presque vertical. Elles se trouvent à la sortie du Cirque de St.-Sulpice du côté du Val-de-Travers, là où celui-ci devient très étroit.

La couverture de formations superficielles y est soit de très faible épaisseur, soit inexistante, et dominée par la présence d'éboulis, ainsi que de pierriers (T15). Ces arêtes calcaires se retrouvent sur le versant Sud du Cirque, sur la montagne du Chapeau de Napoléon.

La région du Cul de la Chenau est formée d'une vallée en V creusée par la rivière du même nom qui y coule. Quelques blocs calcaires, ainsi que des masses éboulées, sont présents dans le lit de la rivière, surtout en s'approchant du bas du Cirque. A l'extrémité de la vallée, dans la région des Crêts, là où la pente diminue fortement, on remarque la présence d'un important cône de déjection (T19).

L'Ubena prend sa source en dessous d'une paroi rocheuse et d'une zone d'éboulis. Cet endroit est caractérisé par la présence d'une niche d'arrachement à paroi subverticale emplantée dans des formations résistantes calcaires (Schwaar 1963). En dessous, des blocs et cailloux calcaires ont été charriés par la rivière. A noter que la résurgence de la Chenau a lieu sur une zone de plusieurs dizaines de mètres de large et que, plus bas, elle coule à la surface des dalles calcaires, qui se retrouvent ainsi à découvert.

La source vaclusienne de l'Areuse est sûrement le processus hydrogéologique le plus marquant du Cirque de St.-Sulpice (description dans les chapitres 4 et 7.1). Cette région, très encaissée, est entourée de falaises et arêtes calcaires, du fond du Cirque au sommet des versants, du moins pour sa partie nord. Un éboulis très important, en partie naturel seulement, est également présent au-dessus des sources. Cette zone, tout comme celle de la Doux, a subi une forte empreinte anthropique à cause des différentes activités industrielles qui s'y sont succédées.

L'Areuse, qui coule au fond du Cirque de St.-Sulpice, est pratiquement endiguée sur toute sa longueur, notamment pour le compte de l'usine hydroélectrique, mais également pour éviter de trop forts débordements lors de crues. Son lit a même été déplacé, dans la région de la Fin des Iles notamment. Des alluvions et autres dépôts fluviaux doivent être présents de part et d'autre de la rivière, mais les fosses réalisées dans le fond du Cirque de St.-Sulpice n'ont révélé la présence que de dépôts anthropiques (voir aussi chapitres 7.3 et 7.4).

La région de la Combe des Charrins est également recouverte de colluvions non différenciées (T1). La proportion de matrice est cependant plus importante que sur le versant Nord du Cirque de St.-Sulpice. L'épaisseur de cette formation est de plus de 60 centimètres dans la partie aval de la combe, puis diminue progressivement en montant en direction de Sur les Roches. On trouve alors des formations superficielles très minces en dessus des couches calcaires plus ou moins parallèles à la pente topographique. Plus haut, dans la région de sur les Roches, on trouve une faible épaisseur de cailloux calcaires ayant subi une fragmentation mécanique, ainsi que de nombreux chablis (T23 et T24). Dans la région du Rondel, des sédiments argilo-limoneux recouvre le substrat calcaire sur une épaisseur de 30-40 centimètres (T25). Plus loin, Sur les Roches, des gouffres sont présents entre les arêtes calcaires presque verticales. La couverture des formations superficielles est très faible dans toute cette zone.

La partie inférieure du versant Nord, dans la région des Vieux Communs, de la Toffière, du Podjet, de la Foule et de la Prise Milord est recouverte d'une épaisseur assez importante de dépôts morainiques würmiens. Il s'agit d'une formation très différente de celles présentes sur le reste du versant, avec une matrice sablo-limoneuse, ainsi que des débris calcaires et alpins (T13 et Fig. 8.1). L'affleurement le plus intéressant se trouve dans la région des Vieux Communs (A1). C'est également dans cette zone que la pente commence à s'adoucir progressivement. Cette moraine a cependant été en partie remaniée et solifluée, avec parfois des apports non morainiques.

En dessous, dans la région des Crêts, des dépôts deltaïques de lac de rétention sont présents et formés de cailloux et blocs calcaires dans une matrice sablo-limoneuse.

De plus, un peu plus à l'ouest, des calcaires de l'Albien (ou Aptien) se retrouvent presque à découvert.

Versant Sud du Cirque :

Le versant Sud du Cirque de St.-Sulpice est moins raide que le versant Nord. En revanche, comme pour ce dernier, le bas du versant sud est recouvert par des dépôts morainiques de glacier alpin (glacier du Rhône) remaniés et soliflués (Fig. 8.1). Ces dépôts se retrouvent dans la région de la Ferrière, de la Fin de la Sagnette, de la Linière, de la Fin des Envers et de la Fin des Iles (p.ex. T41, T42, T45 et T48).

Le Crêt des Devens coupe les dépôts morainiques en deux. Il s'agit d'une arête calcaire du Callovien entourée de dépôts de colluvions non différenciés dans une matrice terreuse sablo-limoneuse.

La région du Pont de la Roche et du Chapeau de Napoléon, ainsi que le haut de la Forêt de Sassel, est dominée par les affleurements et arêtes calcaires. Les formations superficielles, présentes sous forme de colluvions non différenciées ou d'éboulis, ont des épaisseurs faibles, inférieures à 30 centimètres, et sont parfois absentes (T38). Comme pour le versant Nord, la sortie Est du Cirque est dominée par la présence d'arêtes calcaires verticales sur toute la hauteur du versant.

Entre les dépôts glaciaires du bas du versant et les affleurements et arêtes calcaires, des colluvions non différenciées sont présentes, avec des débris calcaires de différentes tailles pris dans une matrice terreuse ou calcaire sablo-limoneuse plus ou moins importante (T30, T35 (avec chablis), T37). Comme pour le versant Nord, les débris calcaires doivent être en partie hérités et en partie plus récents. En effet, si certains doivent avoir été détachés des parois calcaires dans un régime périglaciaire, la formation de débris calcaires continue toujours à l'heure actuelle. Cette formation se retrouve dans la forêt de Sassel, dans la partie supérieure du Crêt de la Sagnette, au Fiolet, au Pré du Sapel, et en dessus de la Ferrière. La région de la Ferrière est en outre caractérisée par la présence de terrassettes bien visibles. Des traces de solifluxion sont cependant présentes sur la plupart des pentes du Cirque de St.-Sulpice. Par ailleurs, le Pré du Sapel, qui forme un endroit plus plat, est recouvert par un cône de déjection, sûrement d'origine périglaciaire, et déposé par exemple grâce à des avalanches (T27).

La région de la Cernia présente une formation superficielle très différente des autres formations présentes dans le Cirque. La fosse T36 a en effet révélé la présence de sédiments pouvant être interprétés comme des sédiments lacustres d'obturation (voir aussi chapitre 7.2), déposés dans un lac formé à l'avant de l'émissaire du glacier du Rhône présent dans le Val-de-Travers lors de la dernière glaciation.

La Corbière, qui forme une sorte de cirque dans le Cirque, présente des caractéristiques intéressantes, ainsi que des formations superficielles que l'on ne trouve pas ailleurs dans le Cirque de St.-Sulpice. Il existe tout d'abord une corniche calcaire, avec des falaises imposantes. A leur pied, le relief s'adoucit brusquement pour former une sorte de cuvette. Lorsque la pente commence à diminuer, et jusqu'au fond de la Corbière, des grandes quantités de blocs se sont éboulés, formant un véritable champ de bloc. Certains débris calcaires ont même un diamètre de plusieurs mètres. Si certains ont dû tomber à cet endroit il y a longtemps (certains blocs sont en effet recouverts de végétation, voir d'arbres), cet éboulement continue encore à l'heure actuelle.

Le fond de la Corbière est également caractérisé par la présence de morphologie en "digues" formant des cordons semi-circulaires. Ces formations peuvent être interprétées comme des moraines de névés, avec de grande quantité de blocs et débris calcaires de tailles diverses pris dans une matrice sablo-limoneuse (T34).

Le fond de la Corbière est occupé par des sédiments fins sablo-limoneux à limono-argileux ne contenant qu'une très faible quantité de graviers et cailloux calcaires (T31 à T33). Au-dessus, on trouve par contre les champs de blocs et les moraines de névés.

Ces sédiments fins ont une épaisseur d'au moins deux mètres, et pourraient être interprétés comme des dépôts lacustres d'obturation. Un lac d'obturation aurait pu se former grâce à la présence des moraines de névés, ou à l'avant du glacier du Rhône (des dépôts glaciaires ont en effet été trouvés dans la région du Haut de la Tour, vers environ 925 mètres, alors que le fond de la Corbière où se trouvent ces sédiments est situé entre 925 et 970 mètres d'altitude) ; cette zone n'a cependant pas été recouverte par les moraines et le glacier du Rhône lors de la dernière glaciation (voir aussi la carte géologique, Fig. 2.1).

Ces sédiments peuvent également être interprétés d'une autre façon. En effet, les champs de blocs et les moraines de névés se trouvent au-dessus de ces sédiments fins. Les sédiments sablo-limoneux à limono-argileux sont donc antérieurs aux blocs et moraines déposés lors de la glaciation du Würm. On pourrait donc supposer que ces sédiments ont été déposés lors du retrait des glaces à la fin de la glaciation du Riss. Un lac de barrage aurait alors pu se former. La Corbière n'a pas été touchée par la glaciation du Würm.

A l'ouest de la Corbière, à la sortie amont du Cirque de St.-Sulpice, des arêtes calcaires sont présentes sur presque toute la hauteur du versant, comme dans le cas du versant Nord, avec des affleurements calcaires dominants ou des formations superficielles ayant une faible épaisseur.

On notera également la présence d'une carrière à cet endroit, créée dans le calcaire lors de l'exploitation des calcaires et marnes du Cirque de St.-Sulpice par l'entreprise de Chaux et Ciments.

A l'extrémité de la route de la chaîne, dans la région du Haut de la Tour, à une altitude de 920 mètres environ, un bloc erratique alpin a été trouvé (photo 8.2). A proximité, on trouve également quelques autres blocs non calcaires alpins, vestiges d'une ancienne moraine du glacier du Rhône, déposée lors de la dernière glaciation.



Photo 8.1 : exemple de cailloux alpins trouvés dans les différentes fosses réalisées dans le Cirque de St.-Sulpice



Photo 8.2 : Bloc erratique d'origine alpine aperçu dans la région du Haut de la Tour, à l'extrémité de la route de la chaîne.

9. Conclusions :

Grâce au travail de terrain qui a permis la description de fosses réalisées le long de différents transects perpendiculaires à la topographie du Cirque, il a été possible de déterminer les différents types de formations superficielles et de systèmes morphogéniques. Différentes zones ont pu être ainsi différenciées.

Du haut en bas des versants, on trouve, sur différentes hauteurs, la succession suivante :

- des corniches et arêtes calcaires dominantes, avec peu ou pas de formations superficielles ;
- des colluvions non différenciées héritées (périglaciaires) ou actuelles, dont l'épaisseur augmente progressivement vers le bas du versant ;
- des dépôts morainiques würmiens en partie soliflués et remaniés ayant une épaisseur relativement importante ;
- des dépôts anthropiques épais recouvrant des alluvions fluviales et lacustres.

A noter que les corniches et arêtes calcaires dominant presque entièrement la totalité du versant aux extrémités du Cirque.

Le versant nord du Cirque, plus raide que le versant Sud, présente également plusieurs types d'éboulis. Deux rivières, la Chenau et l'Ubena descendent également le long du versant, perturbent la succession citée ci-dessus. La combe de la Chenau se termine en outre par un important cône de déjection. A l'avant de celui-ci, des dépôts deltaïques de lac de rétention ont été observés.

Du côté sud du Cirque, la Corbière, qui représente une sorte de cirque dans le Cirque, contient des sédiments très différents du reste de la région étudiée, avec des champs de blocs, des dépôts interprétés comme des moraines de névés et des dépôts de sédiments fins lacustres d'obturation. Leur origine précise serait cependant encore à déterminer.

Le fond du Cirque de St.-Sulpice, où coule l'Areuse, est dominé par les dépôts anthropiques, sur des épaisseurs importantes, déposés par les différentes industries ayant occupé le site. En dessous se trouvent cependant des alluvions lacustres.

Des analyses en laboratoire, notamment sur la granulométrie ou la minéralogie, auraient permis de mieux déterminer certaines caractéristiques des formations superficielles, comme leur origine, et de comprendre les dynamiques ayant conduit la mise en place des différentes formations quaternaires du Cirque de St.-Sulpice. Elles auraient également permis de confirmer les différents types de formations superficielles et de systèmes morphogéniques avec une plus grande certitude, principalement dans la région de la Corbière. Cependant, le travail de cartographie effectué a déjà permis de bien définir et comprendre l'histoire quaternaire du Cirque de St.-Sulpice.

10. Bibliographie :

- Baize D. et Jabiol B., 1995, *Guide pour la description des sols*, I.N.R.A
- Bichsel L., 2005, *Etude géomorphologique et des formations superficielles du Val-de-Ruz*, Diplôme, Université de Neuchâtel
- Burkhard M., 2001, cours de Géologie régionale, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel
- Campy M. et Macaire J.-J., 2003, *Géologie de la surface ; Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, éditions Dunod
- Chalumeau L., 2003, *Carte géomorphologique de la région de Morey-Saint-Denis (France)*, Diplôme, Université de Neuchâtel, 94p
- Joly F., 1997, *Glossaire de géomorphologie ; Base de données sémiologiques pour la cartographie (p.113 à 198 et 235 à 244)*, éditions Armand Colin
- Joly F. et Dewolf Y., sous presse, *Cartographie des formations superficielles*, in *Géomorphologie et formations superficielles*
- Kiraly L., 1973, *Carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel et sa notice explicative*, Bulletin de la SNSN (Société neuchâteloise des Sciences naturelles), tome 96
- Laboratoire d'écologie végétale (LEVP) de l'Université de Neuchâtel, 2001, travaux pratiques de pédologie générale
- Muhlehalter C., 1932, *Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, feuille 277 Les Verrières et sa notice explicative*, Bulletin de la SNSN (Société neuchâteloise des Sciences naturelles), tome 56
- Rickenbach E., 1925, *Carte géologique au 1:25'000 du Val-de-Travers, du Cirque de St.-Sulpice et de la vallée de la Brévine et sa notice explicative*, Bulletin de la SNSN (Société neuchâteloise des Sciences naturelles), tome L
- Pochon M., 1978, *Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse : phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide*, mémoire de la Société helvétique des sciences naturelles vol. 90, Gebrüder Fetz AG Zürich
- Powers, 1963, *Journal of Sedimentary Petrology (JSP)*,
- Schardt H., 1906, *Notes sur la géologie du Cirque de St.-Sulpice*, Bulletin de la SNSN (Société neuchâteloise des Sciences naturelles), tome ?
- Schwaar C., 1963, *Carte provisoire au 1:25'000 de la couverture quaternaire du Val-de-Travers et sa notice explicative*, données non publiées
- Service des Mensurations Cadastrales de Neuchâtel, 1981/2000, carte topographique du Canton de Neuchâtel au 1:10'000, feuilles 2774 et 2803, St.-Sulpice
- SITN, Système d'Information du Territoire Neuchâtelois, 2005, www.sitn.ch, différentes cartographies du Canton de Neuchâtel disponibles, ainsi que des photographies aériennes et le modèle numérique de terrain (au mètre) du Canton de Neuchâtel
- Sommaruga A., 1997, *Geology of the central Jura and the Molasse Basin*, Mémoire de la société neuchâteloise des sciences naturelles, Tome XII
- Tripet J.-P., 1971, *Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse*, Thèse Université de Neuchâtel

12. Annexes

Sommaire des annexes :

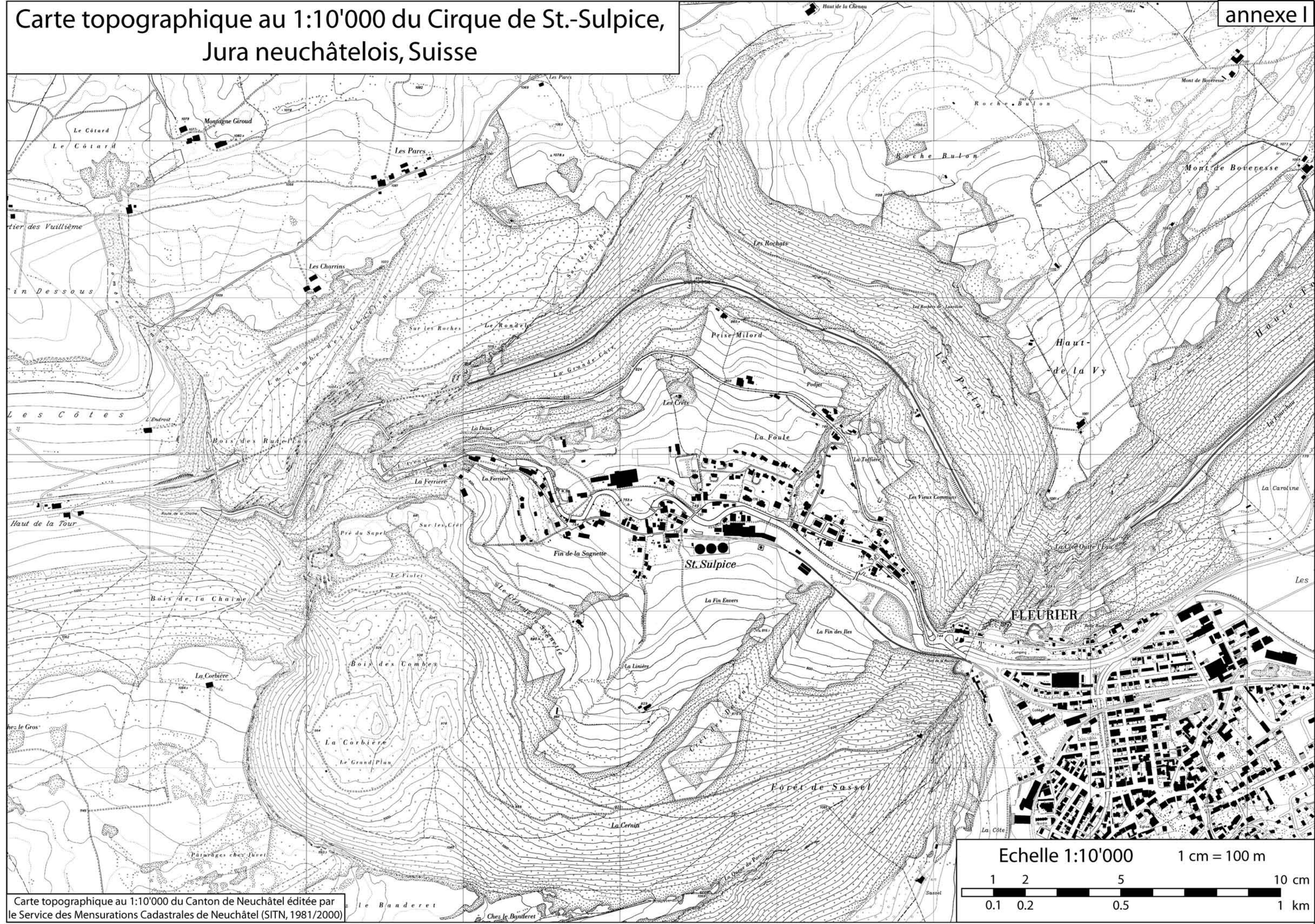
Annexes I à IV

Cartes

Annexe I	Carte topographique au 1:10'000 du Cirque de St.-Sulpice
Annexe II	Carte des transects, fosses et affleurements au 1:10'000 du Cirque de St.-Sulpice
Annexe III	Carte des formations superficielles au 1:10'000 du Cirque de St.-Sulpice
Annexe IV	Modèle numérique de terrain au 1:10'000 du Cirque de St.-Sulpice

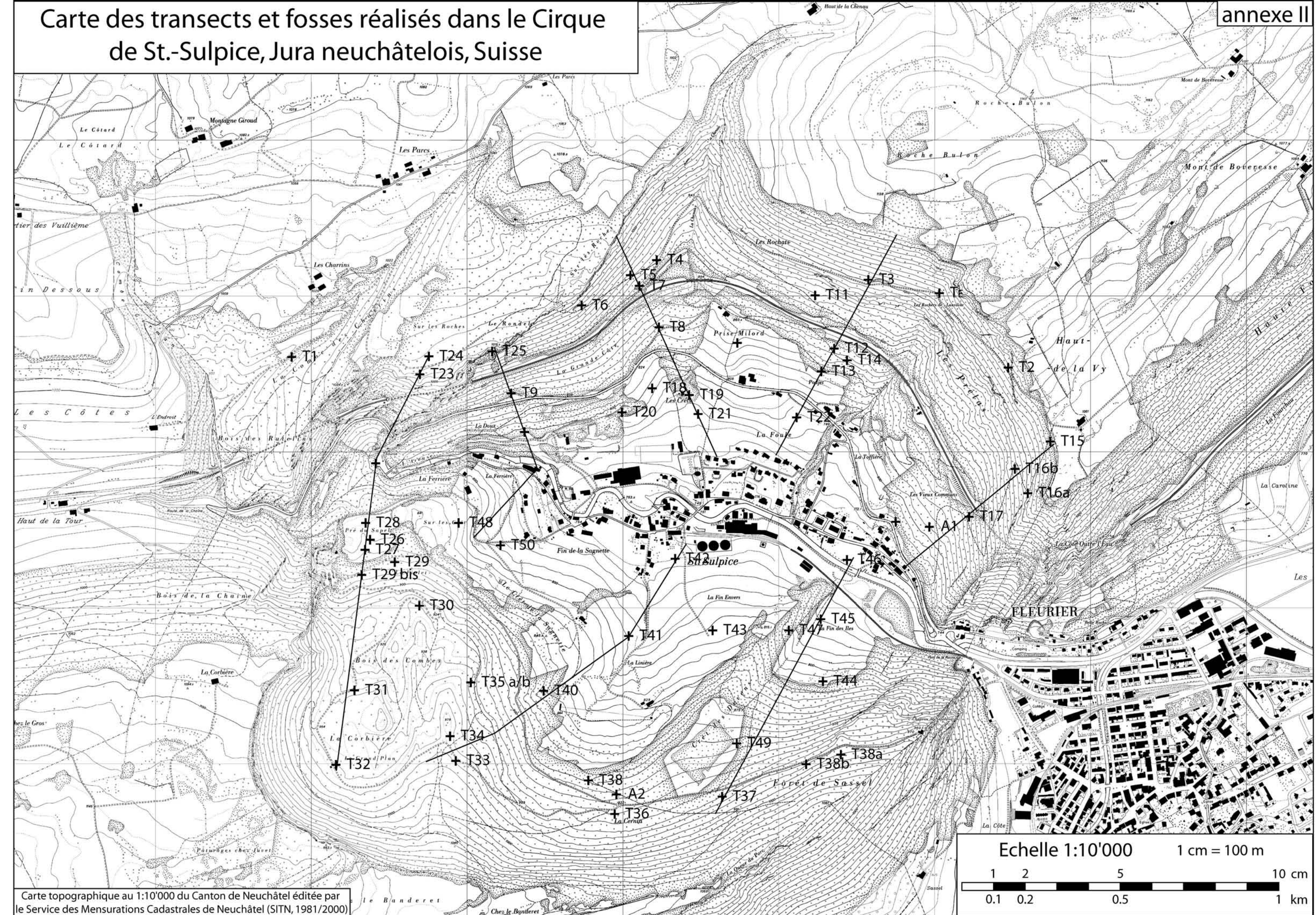
Carte topographique au 1:10'000 du Cirque de St.-Sulpice,
Jura neuchâtelois, Suisse

annexe I



Carte des transects et fosses réalisés dans le Cirque de St.-Sulpice, Jura neuchâtelois, Suisse

annexe II



Carte au 1:10'000 des formations superficielles du Cirque de St.-Sulpice, Jura neuchâtelois, Suisse

Légende

Topographie

Equidistance des courbes :
10 m

Hydrographie

- Cours d'eau permanent
- Cours d'eau temporaire
- Nappe d'eau permanente
- Source vauclusienne
- Résurgence

Lithologie

Calcaires et marno-calcaires
(Malm)

Formes structurales

- Corniches /Escarpelements
- Crête de roche dure
- Combe
- Replat structural

Morphogenèse

Formes et formations d'origine glaciaire

- Moraines
- Dépôts lacustres d'obturation
- Dépôts lacustres deltaïques
- Bloc erratique

Formes et formations d'origine pérglacière

- Colluvions non différenciées
héritées
- Champ de blocs
- Moraine de névé
- Eboulis stratifié
- Eboulis pérglacière
- Pierrier
- Cône pérglacière
indifférencié

Légende

Formes et formations résultant de l'action des eaux courantes

- Colluvions non différenciées
récentes
- Cône de déjection
- Vallée en V
- Alluvions
- Terrassettes ou
pied-de-vaches
- Niche de décollement
- Bourrelet de solifluxion

Formes et formations karstiques

- Dolines
- Aven / Gouffre
- Travertins

Formes et formations éoliennes

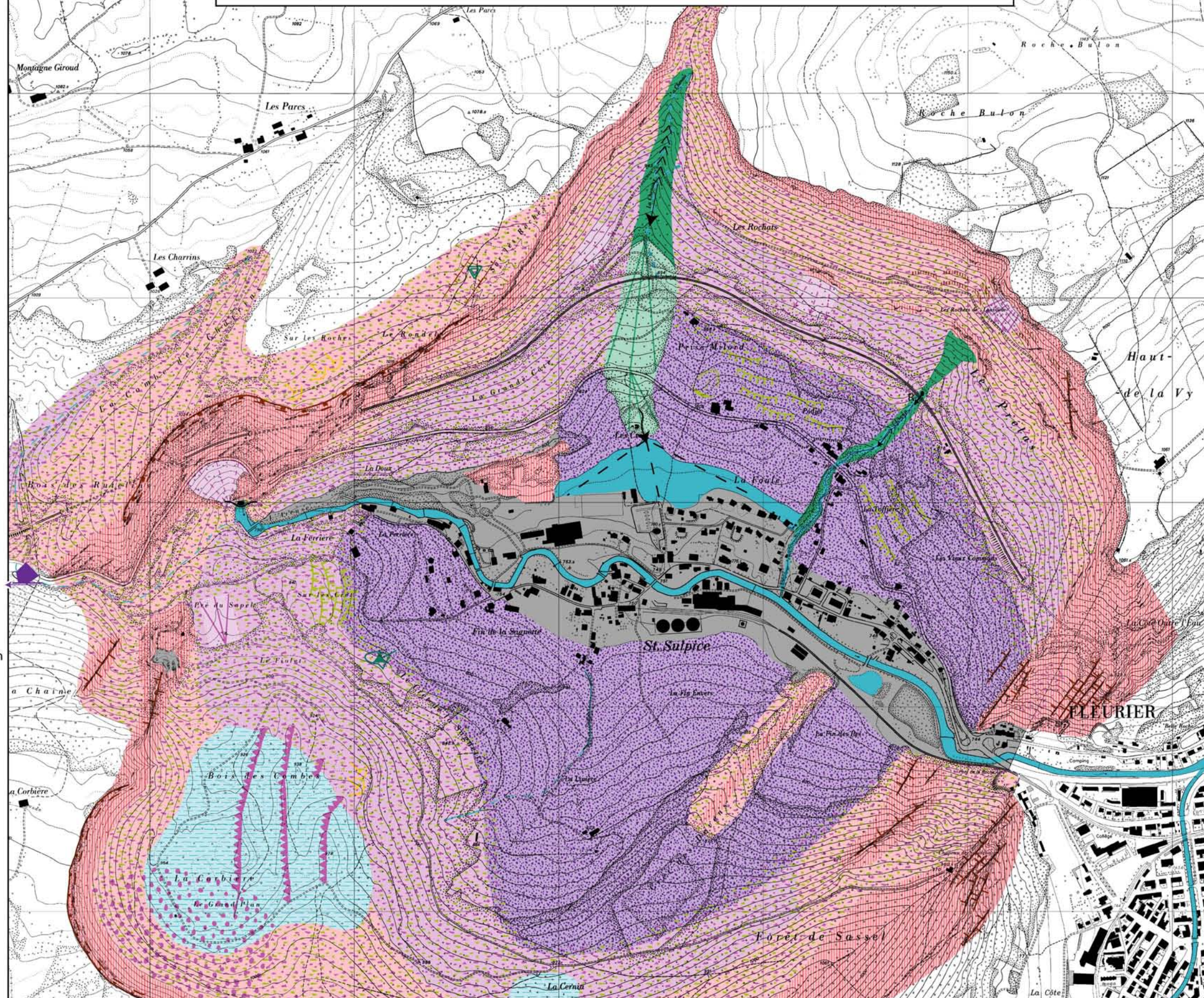
- Chablis

Remarques sur l'épaisseur des formations

- Calcaires dominants, < 25 cm
de formations superficielles
- 25 à 75 cm de formations
superficielles
- > 75 cm de formations
superficielles

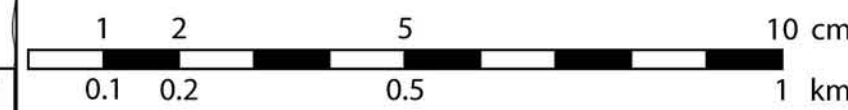
Couleurs des fonds de carte

- Calcaires et marno-calcaires
- Ruissellement concentré
(Fluvial)
- Action diffuse des eaux
- Action du gel (pérglacière)
- Action de la glace (glaciaire)
- Hydrographie, lacs
- Anthropique



Echelle 1:10'000

1 cm = 100 m



annexe III

