

Maîtrise universitaire ès Sciences en biogéosciences
Master of Science in Biogeosciences

Modélisation de la réserve hydrique des sols dans les Alpes vaudoises
méridionales

Barbara Zingg

Sous la direction du Dr. Pascal Vittoz

Et du Prof. Antoine Guisan

Institut des dynamiques de la surface terrestre (IDYST)



Fig.1 : clichés de la zone d'étude, pris durant l'été 2014, par l'auteur

Remerciements

Pascal Vittoz pour son soutien et ses conseils, ses réponses rapides à mes interrogations, et surtout de m'avoir donné envie de mieux connaître les plantes et d'arriver à reconnaître certaines espèces végétales, leur milieu et leur fonctionnement. Merci aussi pour les nombreuses corrections (projet, présentation, matériel et méthodes, travail de mémoire).

Antoine Guisan pour sa correction du projet de mémoire, pour m'avoir conseillé sur la présentation à la Journée des Grands Témoins, pour avoir mis à ma disposition un espace pour les échantillons de terre et pour sa correction de ce travail.

Carmen Cianfrani pour avoir déterminé les emplacements à étudier et pour son aide, son travail et ses explications lors de la modélisation de la teneur en eau avec R ainsi que pour ses corrections.

Aline Buri pour ses conseils et apports d'informations concernant les analyses en laboratoire. Pour son investissement, son soutien et son aide au travers de la modélisation de la teneur en eau. Pour sa relecture du travail de mémoire et ses corrections.

Gwénaél Gropetti pour son aide et son soutien tout au long de ce travail.

Karine Vernez Thomas et **Elena Rossel** pour leur aide précieuse, leurs explications, conseils concernant les analyses de teneur en eau, densité apparente sèche et porosité et surtout pour m'avoir donné la possibilité de pouvoir faire ces mesures.

Thierry Adatte pour son travail d'analyse des échantillons à la XRD, ses explications du fonctionnement de la machine et de la manière de traiter et d'interpréter les données.

Laurent Decrouy pour avoir été de bon conseil quand au matériel nécessaire sur le terrain et son aide précieuse tout au long des analyses de granulométrie laser.

Jean-Claude Lavanchy pour m'avoir expliqué précisément les différentes manipulations de perte au feu et humidité résiduelle.

Magali Matteodo pour ses conseils et son aide lors de la présentation du début du travail lors de la Journée des Grands Témoins.

Pascal Boivin pour m'avoir introduit à la notion de fonction de pédotransfert.

Frédéric Lamy pour m'avoir prêté du matériel de prélèvement d'échantillons de terre non-remaniés et pour m'avoir montré comment mesurer une teneur en eau à de faibles potentiels.

Natalie Diaz et **Fabienne Dietrich** pour leurs réponses et conseils à propos des analyses de laboratoire.

Alicia Fantasia pour ses conseils concernant la préparation des échantillons pour la XRD.

Louis Georgy pour son merveilleux accueil à la cabane Barraud, durant l'été 2014.

François Bonnet pour son accueil au jardin botanique du Pont de Nant.

Stephan Zingg et **Lena Maërki** pour leur visite à Anzeinde.

Mais aussi **Eric Verrecchia**, **Guillaume Cailleau**, **Benita Putlitz** et **Nathalie Dakhel Robert**.

Résumé

Ce travail de mémoire s'intéresse à la réserve hydrique des sols des Alpes vaudoises méridionales (Suisse), en lien avec la végétation sus-jacente.

Dans un premier temps, 122 profils de sol sont creusés et décrits dans des fiches pédologiques.

Puis différentes analyses sont effectuées sur une partie des échantillons de sol : part pondérale de squelette et de racines, humidité résiduelle, perte au feu, granulométrie laser, diffraction aux rayons X, porosité, densité apparente sèche et teneur en eau à différents potentiels.

Ensuite, à partir des observations de terrain et des données de laboratoire, différentes interactions sont présentées entre certaines caractéristiques pédologiques et les états de l'eau dans le sol.

Différentes fonctions de pédotransfert sont testées afin de trouver des corrélations acceptables entre les valeurs prédites et observées de teneur en eau. C'est celle de Bastet (1999) qui est choisie pour les pF 2.5 et 3.0 (r^2 : 0.83 et 0.85) utilisant des variables de taux de matière organique, texture et densité apparente.

Ensuite, plusieurs modélisations (modèle linéaire généralisé, modèle linéaire généralisé polynomial, modèle additif généralisé et forêt d'arbres décisionnels) ont été effectués pour pouvoir prédire la teneur en eau à différents potentiels à partir de variables pédologiques. La meilleure correspondance est pour pF 2.5 avec un GLMp (r^2 : 0.59). Dans un deuxième temps, les mêmes modèles sont utilisés pour prédire la variation spatiale de la valeur de teneur en eau sur toute la région étudiée, mais elles n'ont pas permis de trouver des prédictions suffisamment précises.

Finalement, une classification de quelques alliances végétales en fonction du pH et de la teneur en eau est proposée.

Mots-clés : teneur en eau, profil pédologique, fonction de pédotransfert, alliances végétales, porosité, minéralogie, altération, squelette, structure, texture, matière organique, flétrissement permanent, capacité au champ, GLM, GAM, RF, SDM

This master thesis focuses on the link between the soils hydric storage and the aboveground vegetation in the southern part of the Vaud Alps (Switzerland).

First, 122 soil profiles were dug and described.

Then, part of the soil samples were analysed with the following techniques: mass percentage of rocks and roots, residual humidity, loss of ignition, laser particle sizing, X-ray diffraction, porosity, dry apparent density and water retention at diverse potentials.

Afterwards, field observation and laboratory data were synthesized to characterize interactions between soil characteristics and the water states in the soil of the study area. Different pedotransfer functions were tested to find acceptable correlations between predicted and observed values of water retention. The Bastet (1999) function performed the best for pF 2.5 and 3.0 (r^2 : 0.83 et 0.85) using the variables of organic matter rate, grain size and apparent density.

Then, several modelling techniques were used (i.e. generalized linear model, polynomial generalized linear model, generalized additive model and random forest) to predict water retention from soil predictors. The best fit is for pF 2.5 with a GLMp (r^2 : 0.59). Then the same modelling techniques were used to spatially predict the variation in the water retention values for the entire study area. Models quality was not good enough to go deeper in that direction.

Finally, a classification of some vegetation alliances in function of pH and water retention was done.

1. Introduction

L'objectif de ce travail de mémoire est de modéliser la teneur en eau des sols des Alpes vaudoises méridionales, à différents potentiels, à partir de variables pédologiques, topographiques et environnementales. Cette index d'eau pourrait ensuite être utilisé pour améliorer les modèles de prédiction des espèces végétales (SDM : species distribution modelling).

La première hypothèse est que les caractéristiques du sol (pH, composition de la roche mère, nutriments), et plus particulièrement la teneur en eau, déterminent la répartition des espèces végétales.

La seconde hypothèse est qu'il est possible de déterminer la teneur en eau à partir de données pédologiques obtenues par analyses simples et/ou à partir de différentes variables environnementales (topographiques, géologiques, climatiques et obtenues sur le terrain). Cette introduction va présenter les SDM et le principe par lequel ils vont pouvoir déterminer la répartition des espèces végétales, en fonction de différentes variables. Ensuite, certaines variables pédologiques, dont la réserve hydrique du sol, pouvant présenter un intérêt pour l'amélioration des SDM vont être abordées.

Puis, l'utilité de l'eau pour les plantes ainsi que le chemin qu'elle va suivre au travers de la géosphère, de la biosphère et de l'atmosphère, à différentes échelles, va être expliqué, en mettant l'accent sur le sol et les plantes. Finalement, certaines méthodes d'analyses ainsi que le principe des fonctions de pédotransfert (FPT) vont être discutés.

Pour finir, la région d'étude va être présentée selon sa situation, son histoire, son climat, sa géologie, sa pédologie, sa faune et sa flore.

1.1. Prédiction de la distribution des espèces végétales : critères à disposition, prédictors

Les SDM sont utilisés afin de déterminer la dispersion spatiale de populations en fonction de différents paramètres comme la topographie, le climat (Engler et al., 2011), l'influence d'espèces invasives (Bellard et al., 2013), la transformation de la composition du sol (engrais, polluants, métaux) ou les impacts anthropiques (autoroute, urbanisation, agriculture).

Pour prédire la distribution spatiale d'espèces végétales, il faut commencer par récolter des données géo référencées, soit par prélèvement puis analyses, par relevés ou par consultation de bases de données existantes. Ces données sont ensuite utilisées pour définir les différentes niches réalisées possibles (Fig.1) (concept élaboré par Elton (1927),

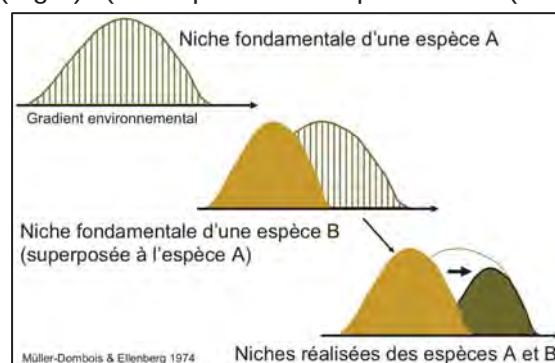


Fig.1 : niche fondamentale et niche réalisée, tiré de Vittoz (2014)

Gause (1934), Hutchinson (1959), Ellenberg (1953), etc. (Guisan, 2014)), c'est à dire la probabilité qu'une espèce soit présente à un endroit ou non. La **niche fondamentale** d'une espèce est déterminée par les différentes conditions environnementales nécessaires à l'existence de cette espèce, comme le taux de radiations solaires, l'apport en eau, l'ombrage ou l'exposition. La **niche réalisée** est la niche fondamentale soustraite d'autres paramètres rencontrés dans un environnement non contrôlé, comme des situations de compétition, de symbiose, de facilitation ou d'allélopathie avec d'autres espèces (Vittoz, 2014). Plus le nombre de variables écologiques pertinentes est important et plus la niche réalisée théorique (prédite) peut être proche de la niche réalisée réelle (observée). Actuellement de nombreuses **variables écologiques** sont intégrées dans les SDM, comme les précipitations journalières, les radiations solaires, l'enneigement, l'altitude, l'exposition, la température, la pente ou la topographie (Guisan et al., 2014). Cependant, malgré l'importance des **facteurs pédologiques**, ceux-ci sont rarement intégrés aux SDM (Austin et al., 2011), du fait de la complexité liée à l'acquisition de ces données. En effet, pour obtenir des données de pH, de taux de nitrates, phosphates, capacité de rétention en eau ou autre, il est nécessaire de prélever un échantillon de terre, remanié ou

non, puis de l'analyser en laboratoire. Les caractéristiques du sol peuvent aussi varier sur de très courtes distances selon le type de végétation/faune, de formation superficielle, de perturbations, du climat, du temps, ou de la topographie (Gobat et al., 2010), ce qui nécessite de nombreux prélèvements. L'acquisition des données relatives au sol est longue et coûteuse et ainsi elles sont encore manquantes ou lacunaires pour de nombreuses régions non cultivées, peu peuplées ou difficiles d'accès comme les Alpes vaudoises méridionales.

1.2. Facteurs édaphiques : importance en tant que prédicteur

Les caractéristiques pédologiques revêtent une importance capitale pour les espèces végétales. En effet le sol est indissociable de la végétation : la flore fournit la matière organique nécessaire à la formation du sol et le sol fournit l'eau et les éléments minéraux nécessaires à la croissance des plantes (Gobat et al., 2010).

En fonction du type de sol, certaines espèces végétales seront présentes ou non.

Un sol à **pH** acide favorisera des espèces **acidiphiles**, comme *Rhododendron ferrugineum*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium sp.* (Eggenberg et al., 2013), qui déposeront une litière acidifiante, perpétuant ainsi l'acidité du sol et le rendant inhospitalier pour d'autres espèces neutrophiles (Duchaufour, 1997). En milieu acide, la minéralisation de l'azote par les bactéries est peu efficace. Un sol acide a tendance à favoriser un recyclage de la matière organique par les champignons. En dessous d'un pH de 4 des enchytréides sont présents mais pas de lombrics. Entre pH 4 et 5 seuls les lombrics épigés sont adaptés. Il faut un pH de plus de 5 pour voir apparaître les autres types de vers de terre, anéciques et endogés (Girard et al., 2011). Les lombrics, acidofuges, étant très important pour la formation du complexe argilo-humique par incorporation des éléments minéraux et organiques (Gobat et al., 2010), l'aération du sol, l'infiltration de l'eau et le brassage du sol, leur absence se marque par une accumulation de la matière organique à la surface du sol ainsi qu'un développement ralenti du sol.

À des pH neutre à alcalins, ce sont principalement les bactéries qui décomposent la matière organique et minéralisent l'azote pour le

mettre à disposition des plantes, les champignons sont peu présents (Girard et al., 2011). Le taux d'**azote** peut être déterminant pour certaines espèces végétales. Par exemple *Urtica dioica* ou *Chenopodium bonus-henricus* sont des **nitratophiles** qui ont besoin de beaucoup d'azote pour croître (Gobat et al., 2010).

Certaines espèces ne peuvent supporter des sols aux taux trop importants en **calcaire**, comme *Vaccinium myrtillus* (Eggenberg et al., 2013) qui est **calcifuge** (Gobat et al., 2010). Il est possible d'observer au microscope, dans certains sols riches en calcaire, que les plantes stockent le calcium sous forme de calcite dans leurs vacuoles pour éviter sa toxicité, laquelle va subsister après leur mort en tant que cellules calcifiées.

Des sols très riches en **NaCl** ou autres sels vont sélectionner les espèces végétales, en fonction de leur pouvoir de prélèvement de l'eau à l'encontre d'une pression osmotique extrêmement négative, du fait de la haute teneur en sels dissous. Les **halophytes** ont un mécanisme de défense qui consiste à faire sortir les sels de l'épiderme foliaire, afin d'éviter une concentration interne qui pourrait être toxique (Campbell et al., 2007).

La quantité d'**eau** présente dans le sol, dépendante des précipitations, des températures (gel) et/ou du caractère drainant ou imperméable du substrat, va déterminer le type de plantes qui peuvent y habiter. Certaines plantes sont capables, lorsque le sol est inondé, de produire de l'éthanol pour détruire certaines cellules de l'écorce racinaire, et ainsi créer un espace permettant l'approvisionnement en oxygène des racines (Campbell et al., 2007). A l'inverse, dans des sols très drainants ou peu arrosés, la végétation indigène a développé des adaptations lui permettant d'économiser l'eau. Pour diminuer les pertes d'eau par échanges gazeux avec l'extérieur, certaines espèces sont dotées de feuilles épaisses, ayant proportionnellement moins de surface de contact. D'autres n'ouvrent leurs stomates que de nuit pour capter le CO₂ nécessaire à la photosynthèse en évitant les pertes hydriques (CAM). Une autre adaptation consiste à déployer de longues racines, afin de puiser l'eau plus profondément dans le sol (Campbell et al., 2007). Ainsi, les caractéristiques d'un sol peuvent fortement varier en fonction du pH, de la quantité de minéraux dissous dans la solution

du sol, de son anoxie ou de sa sécheresse, influençant le type de végétation pouvant y être présente.

Dans ce travail, la réserve hydrique du sol, sera choisie comme variable pédologique, car sans apport d'eau externe (pluie, rosée, irrigation), la plupart des plantes ne peuvent survivre très longtemps si elles n'ont pas de stock d'eau dans la terre. Le type de sol, son épaisseur et ses caractéristiques intrinsèques sont déterminantes quant à la quantité d'eau qu'il peut retenir et mettre à disposition des végétaux. La question est de savoir, si l'ajout de cette variable aux SDM standards permet de définir plus finement la répartition des espèces végétales, sous nos latitudes

1.3. Utilité de l'eau pour les végétaux

1.3.1. Cycle de l'eau planétaire

La présence d'eau sur notre planète, sous ses trois états, est possible grâce à la distance qui la sépare du Soleil (0.95 à 1.1 Unité Astronomique). Celle-ci qui permet de maintenir une température moyenne de 15°C à la surface de la Terre, avec un refroidissement suffisant à 15 km d'altitude pour empêcher la vaporisation de l'eau et sa perte dans l'Univers (Campy et al., 2013).

L'eau est concentrée en une fine pellicule à la surface de la Terre : l'**hydrosphère**, qui comprend les lacs, cours d'eau, mers, océans (65.4%), glaciers, nappes phréatiques, les écoulements souterrains, l'eau de l'atmosphère, des êtres vivants, du sol ou des roches (23%) (Caron et al., 2003).

A la surface de la Terre, l'eau suit un mouvement cyclique (Fig. 2).

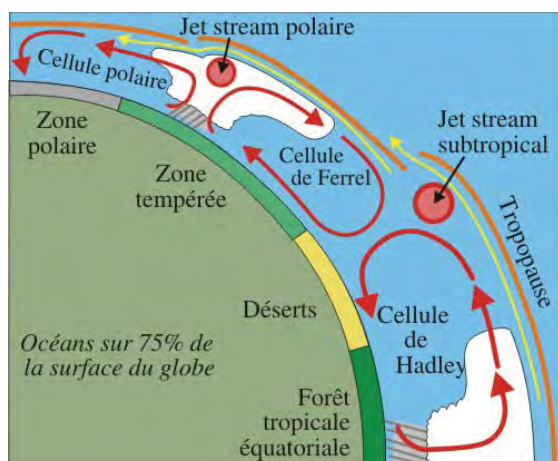


Fig. 2 : circulation atmosphérique, tiré de De Callataÿ (2009).

Elle s'évapore grâce à l'énergie solaire, avec un maximum à l'Équateur et aux Tropiques (en fonction de la saison) et un minimum aux pôles. Les masses d'air s'élèvent, de l'Équateur, et se refroidissent provoquant d'importantes précipitations, ensuite elles redescendent au-dessus des Tropiques engendrant des zones de hautes pressions et un climat sec et chaud (cellule de Hadley). Aux latitudes moyennes (environ 60° nord et sud), une autre zone de dépression se caractérise par le passage de l'air chaud et humide, provenant des Tropiques, au-dessus d'une masse d'air froid issue des pôles, son élévation provoquant des pluies (cellule de Ferrel). En régions polaire, la descente de masses d'air froid et sec (cellule polaire) engendre l'installation d'anticyclones et donc de zone de désert froid (Campy et al., 2013, Fallot, 2011). Plus localement, les montagnes forcent les masses d'air à s'élever/se refroidir et ainsi à se saturer en eau ce qui génère des précipitations sous forme de neige ou de pluie. Les zones en arrière des reliefs seront, elles, à l'abri. La rareté des précipitation sera aussi dépendante de la proximité d'étendues d'eau, pouvant alimenter les masses d'air en vapeur d'eau (Campy et al., 2013, Fallot, 2011).

L'eau sous forme de pluie, neige, rosée ou grêle, va prendre plusieurs chemins, en s'écoulant à la surfaces de roches non fissurées ou poreuses. Elle va humidifier la terre, suivre des réseaux karstiques souterrains, se concentrer en cours d'eau ou se stocker dans des nappes phréatiques, des étendues d'eau et des glaciers. Elle peut aussi retourner directement à l'atmosphère sous forme de vapeur ou simplement être interceptée par les organismes vivants (Fallot, 2011) (Fig. 3). Selon son emplacement, l'eau aura un plus

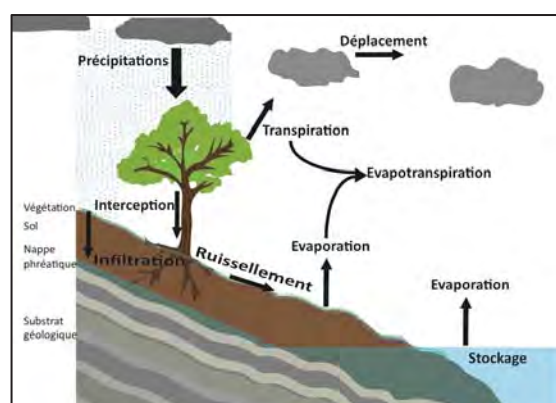


Fig. 3 : cycle de l'eau, schéma de l'auteur

ou moins long temps de résidence avant de retourner sous forme de vapeur dans les masses d'air et de recommencer le cycle.

1.3.2. L'eau et la végétation

L'eau est d'une importance capitale pour les espèces végétales : pour leur permettre de faire la photosynthèse, pour leur amener des nutriments, les protéger du gel, les aider dans la dispersion des graines, pour l'intégration de la matière organique ou même pour permettre la présence d'organismes vivants bénéfiques comme les lombrics ou champignons.

Pour comprendre l'utilité de l'eau pour les végétaux, nous allons passer, au niveau cellulaire, par les mécanismes, les organes en jeu et les types de circulation.

Pour croître et pour leur métabolisme, les plantes ont besoin de pouvoir prélever de l'eau et des minéraux du sol, avec leurs racines, et du CO_2 de l'atmosphère, avec leurs feuilles, pour ensuite le transformer en glucose et le redistribuer à l'ensemble des organes.

Les **racines** sont constituées d'un épiderme qui se subdivise en de multiples radicle. Les radicules sont en contact avec la solution du sol. L'eau transite à travers la membrane plasmique des cellules de l'épiderme par **osmose**, c'est-à-dire que l'eau va se déplacer du côté de la membrane le plus concentré en ions, selon la formule suivante (Campbell et al., 2007) :

$$\Psi = \Psi_P + \Psi_O$$

Ψ : potentiel hydrique (eau en direction du potentiel hydrique le plus négatif)

Ψ_P : potentiel de pression (pression exercée sur une solution)

Ψ_O : potentiel osmotique (proportionnel à la quantité de molécules d'eau non-liées à des ions ou molécules, le zéro étant fixé pour une eau pure)

Afin de pouvoir être turgescents, et de pouvoir extraire des **ions minéraux** de la solution du sol, les cellules vont utiliser de l'énergie sous forme d'ATP pour forcer la sortie de protons H^+ et ainsi engendrer un potentiel de membrane comportant plus de charges négatives à l'intérieur qu'à l'extérieur de la cellule : c'est la **pompe à protons** (Fig. 4).

Le potentiel de membrane va permettre le transport actif de cations (K^+) ou le cotrans-

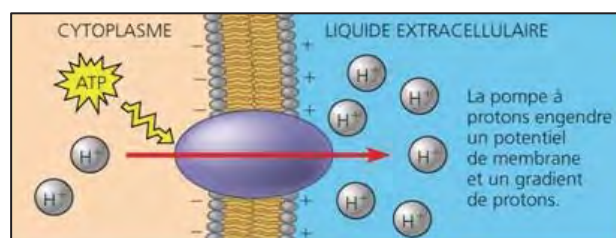


Fig. 4 : pompe à protons, tiré de Campbell et al. (2007)

port d'anions ($\text{NO}_3^- + \text{H}^+$) ou de molécules (saccharose + H^+) au travers de la membrane plasmique des cellules.

La racine (Fig. 5) est constituée de

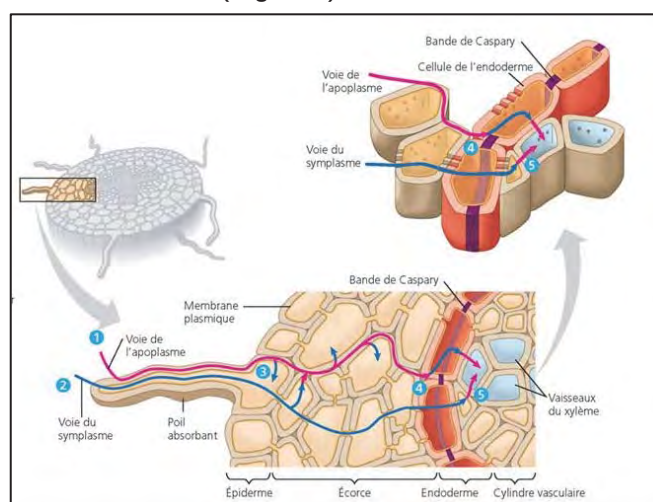


Fig. 5 : physiologie du transport de l'eau et des minéraux dans la racine, tiré de Campbell et al. (2007)

l'épiderme, de l'endoderme et du xylème, constitués eux mêmes de cellules ayant chacune une paroi séparée par une membrane plasmique du cytosol, lui même séparé de la vacuole par le tonoplaste. Les parois des cellules sont reliées entre elles par la voie de l'apoplasme tandis que les différents cytosols sont reliés entre eux par la voie du symplasme. Ainsi, lorsque les solutés entrent dans la paroi, ils peuvent soit traverser directement la membrane plasmique pour suivre la voie du symplasme et rejoindre le **xylème**, soit suivre la voie de l'apoplasme jusqu'à la bande de Caspary dans l'endoderme, où ils seront forcés de traverser la membrane plasmique pour pouvoir entrer dans le xylème. Ainsi, l'endoderme contrôle l'entrée des ions, molécules et de l'eau dans le système vasculaire et empêche leur retour à la solution du sol (Campbell et al., 2007).

Au niveau des **feuilles** (Fig. 6) a lieu l'évaporation de l'eau ainsi que l'absorption du **CO_2** nécessaire au processus de photosynthèse. A l'intérieur du mésophylle se trou-

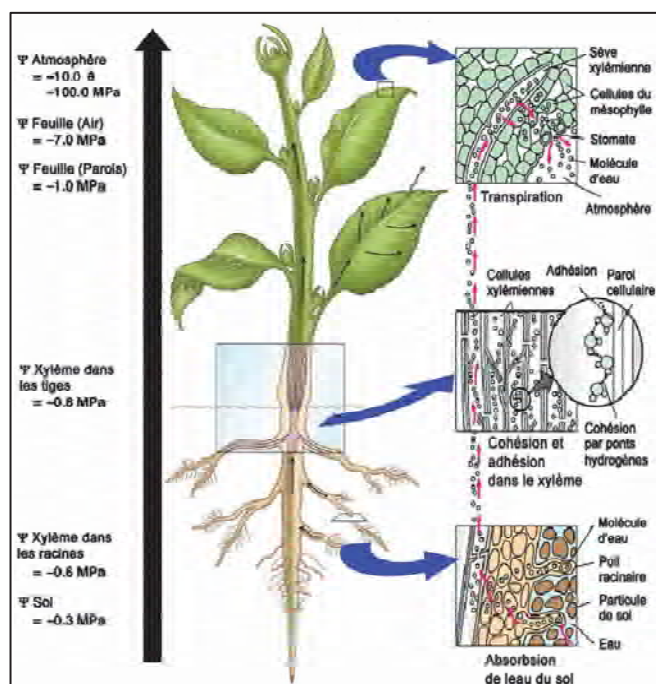


Fig. 6 : Ascension de la sève dans la plante, tiré de Barigah, et al. (2013)

vent des lacunes qui sont saturées en eau, par contact avec des cellules humides, et qui vont diffuser la vapeur vers l'atmosphère, selon le potentiel hydrique. Le CO_2 lui va entrer dans le mésophylle au travers des ostioles (ouvertures) des **stomates**. Selon la turgescence des cellules stomatiques contrôlée par la concentration en ions K^+ et par des aquaporines, l'ouverture sera présente ou non, ceci afin de contrôler les pertes en eau par évaporation contrebalancées par l'absorption de CO_2 nécessaire à la production du glucose (Campbell et al., 2007).

L'**évaporation** de l'eau, grâce au soleil, est nécessaire à la plante pour faire monter l'eau et les ions dans le xylème. Lorsque l'eau quitte la feuille par les stomates, cela augmente la différence de potentiel hydrique entre l'atmosphère et l'intérieur de la plante. La **tension superficielle** des molécules d'eau du xylème va augmenter jusqu'à ce que celles-ci soient attirées vers l'extérieur. Comme toutes les molécules d'eau du xylème sont liées par des **liaisons hydrogènes**, le fait qu'une molécule d'eau soit attirée vers l'extérieur fait que l'ensemble de la colonne d'eau, à l'intérieur de la tige, va se déplacer en direction de la feuille. Les forces d'**adhérence** de l'eau aux parois cellulaires facilitent ce déplacement, en contrant la force de gravité.

La nuit, et lorsque la plante est dénudée de ses feuilles, l'ascension de l'eau et des nutriments dans le xylème peut toutefois avoir lieu, sur quelques mètres. Ce phénomène s'explique par la différence de potentiel hydrique entre la racine et le sol, résultant de la concentration en ions dans la racine (approvisionnement constant). Par osmose, l'eau va pénétrer dans la racine, puis être « poussée » vers le haut, dans le xylème (Campbell et al., 2007).

Après transformation de l'eau et du CO_2 en glucose par **photosynthèse**, selon la formule suivante :



la sève élaborée retourne aux différents organes par le phloème. Le **phloème** est composé de cellules criblées séparées par des cellules poreuses (les cribles), laissant passer la sève. Le saccharose est concentré à une des extrémités d'une **cellule criblée** au moyen d'une pompe à protons, ceci engendre une entrée d'eau par osmose, suivie par un courant de masse qui va faire déplacer la sève élaborée de l'organe source (où a lieu la photosynthèse) à l'organe cible (lieu de consommation ou de stockage sous forme d'amidon) (Campbell et al., 2007).

Pour croître une plante a besoin de 17 **éléments**, en quantités variables (Tab. 1). Ceux-ci sont extraits des roches par dissolution, altération chimique et mécanique, puis déplacés dans le sol par lixiviation, chéluviation, et remontés vers la surface par évaporation et capillarité avant d'être amenés aux plantes.

La plante utilise le système de la pompe à protons pour extraire les nutriments du sol. Cela signifie que des protons sont émis en échange des cations extraits de la solution du sol. Lorsque la solution du sol est en contact avec la surface de la roche, les protons H^+ viennent se substituer aux cations constituant les minéraux (Campy et al., 2013). Ainsi l'altération des roches est dépendante de l'acidité de la solution du sol, qui peut provenir des exsudats racinaires, des EPS des bactéries, de la respiration des organismes vivants (CO_2), ou d'apports atmosphériques (CO_2 , SO_2) dissous. Ainsi, la plante extrait les éléments chimiques des roches au travers de la solution du sol, ce qui explique l'importance de la présence d'eau dans le sol.

Tableau 1 : substances indispensables au fonctionnement du métabolisme végétal, déterminé par culture hydroponique, modifié de Campbell et al. (2007)

Quantité [% de la matière sèche]	Elément ou molécule accessible	Rôle métabolique
45	carbone (CO ₂)	Structure des molécules organiques
45	oxygène (CO ₂)	
6	hydrogène (H ₂ O)	
1.5	Azote (NO ₃ ⁻ , NH ₄ ⁺)	Acides nucléiques, protéines, hormones, chlorophylle, coenzymes
1	potassium (K ⁺)	Protéines, activation enzymatique, équilibre hydrique et acidobasique, stomates (ouvert/fermé)
0.5	calcium (Ca ²⁺)	stabilité de la paroi et des membranes, défense, sens de la gravité, activation enzymatique, réaction aux stimulus
0.2	Phosphore (H ₂ PO ₄ ⁻ , HPO ₄ ²⁻)	Acides nucléiques, phosphoglycérolipides, ATP, coenzymes
0.2	magnésium (Mg ²⁺)	Chlorophylles, production d'ATP
0.1	soufre (SO ₄ ²⁻)	Protéines, coenzymes
0.01	chlore (Cl ⁻)	Photolyse de l'eau (photosynthèse), équilibre hydrique
0.01	fer (Fe ³⁺ , Fe ²⁺)	Transport d'e ⁻ (cytochromes), activation enzymatique
0.005	manganèse (Mn ²⁺)	Photolyse de l'eau (photosynthèse), synthèse des protéines, activation enzymatique
0.002	bore (H ₂ BO ₃ ⁻)	Synthèse de la chlorophylle et des acides nucléiques, transport des glucides, paroi cellulaire
0.002	zinc (Zn ²⁺)	Synthèse de la chlorophylle, activation enzymatique
0.001	cuivre (Cu ⁺ , Cu ²⁺)	Oxydoréduction, synthèse de la lignine, dégradation de O ₂ ⁻ (toxique)
0.001	nickel (Ni ²⁺)	Métabolisme de l'azote
0.0001	molibdène (MoO ₄ ²⁻)	Symbiose avec bactéries fixatrices d'azote, réduction des nitrates

En effet la teneur en eau du sol détermine la possibilité de ces échanges ioniques.

L'accès en eau et nutriments des végétaux peut être augmenté par certaines **associations mutualistes**. Par exemple, les racines de la plupart des végétaux s'associent avec des **hyphes mycorhiziens** afin d'augmenter leur aire de prélèvement de l'eau ainsi que la concentration en minéraux, en échange de glucose (Campbell et al., 2007). Les mycor-

hizes permettent aussi à la plante d'avoir accès à de l'azote et à du phosphore minéralisé et assimilable, tout en fonctionnant comme un espace de stockage des nutriments lorsqu'il y a un apport trop important en matière organique (Gobat et al., 2010).

1.4. L'eau du sol

1.4.1. Facteurs influençant la réserve en eau du sol

Le facteur prépondérant quand à l'eau que peut retenir un sol est la **texture** en-dessus de pF 2.5, en-dessous elle va plutôt dépendre de la structure, ou l'arrangement des pores (Mathieu et al., 1998).

Selon les auteurs, les limites texturales peuvent différer, ici nous allons utiliser les suivantes : sable : 0.05-2mm, limons : 2-50µm, argiles : <2µm (Gobat et al., 2010 ; Musy et al., 1991), (Fig. 7).

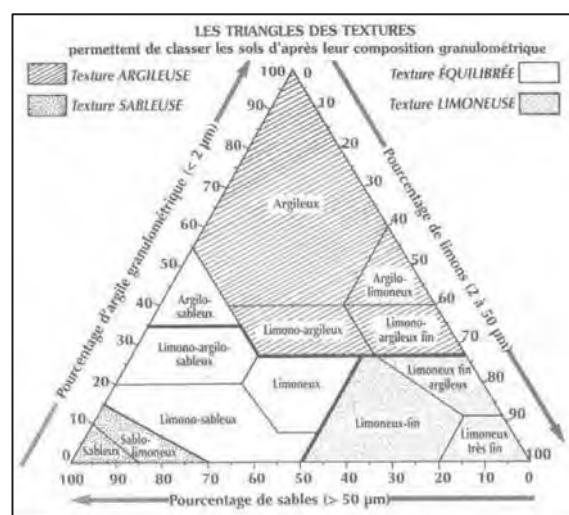


Fig. 7 : Triangle des textures tiré de Le potager facile (2011)

Le diamètre des particules (la texture) va définir l'espace (les pores) laissé entre celles-ci. Si les pores sont de diamètre très important (sables), l'eau ne pourra pas être retenue par le sol, et s'écoulera rapidement, c'est « **l'eau gravitaire** » (Chossat, 2005) : la force de gravité est plus importante que la force de rétention par le sol (Gobat et al., 2010).

Si les pores sont trop petits (argiles), la force exercée par le sol sera trop importante pour que les plantes puissent avoir accès à l'eau, même si le sol en contient beaucoup, cette partie de l'eau du sol est nommée « **eau hygroscopique** » (Chossat, 2005 ; Mathieu et

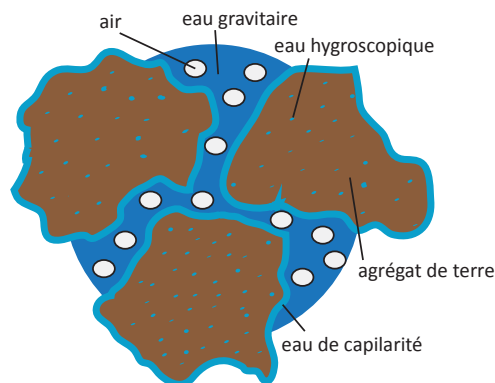


Fig. 8 : Différentes formes de l'eau dans un agrégat de sol

al., 1998) (Fig. 8). Une taille moyenne des pores (limons) est idéale pour les plantes, car le sol retient passablement d'eau, mais la force de rétention du sol est plus faible que la force de succion par les plantes et les plantes arrivent à puiser dans ce stock (Gobat et al., 2010 ; Mathieu et al., 1998) , c'est « **l'eau de capillarité** » (Chossat, 2005), c'est-à-dire l'eau utilisable par les plantes, entre le « **point de flétrissement permanent** » (Fig.9), où la

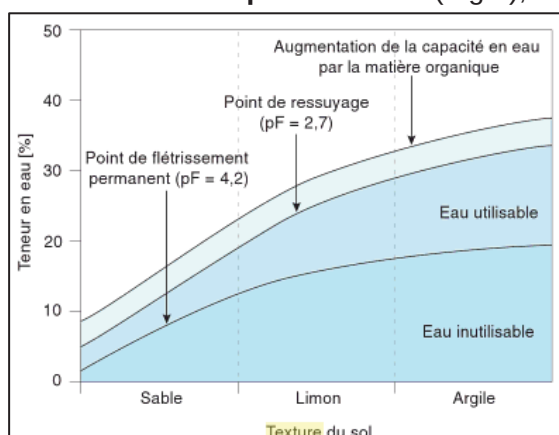


Fig. 3.12 Relation entre la teneur en eau et le pF à différentes textures. Noter l'augmentation de la capacité en eau en présence de matière organique (d'après Soltner, 2005).

Fig. 9 : Teneur en eau du sol en fonction de la texture tiré de Gobat, et al. (2010).

force de rétention par les sols égale la force de succion par les plantes, et le « **point de ressuyage** » où la force gravité égale la force de rétention par le sol (Gobat et al., 2010), aussi appelé « **capacité au champ** » (Baize et al., 1995).

La **porosité** du sol est une conséquence d'un travail important de la faune et de la flore du sol : vers de terre, oribates, gaz émis par des bactéries, racines, etc. (Baize et al., 2013). Les pores auront une influence variable selon leur organisation, leur morphologie, s'ils sont

connectés ou non (Chossat, 2005), et selon leur stabilité. L'arrangement des agrégats, de formes diverses, qui va définir la **structure**, aura une influence sur la « porosité effective » (Gobat et al., 2010), c'est-à-dire sur les pores qui sont connectés et qui permettent la circulation des fluides (air et eau). La structure des sols dépend de beaucoup de paramètres : de la pédogenèse, des climats passés, de la végétation et de la faune du sol antérieurs ainsi que des mouvements ayant impacté le sol (Chossat, 2005).

La **matière organique** du sol permet de retenir plus d'eau que la partie minérale du sol, cependant elle la retient aussi plus fortement. Elle a aussi une influence sur le maintien de la structure et des pores (Brady et al., 2008). La quantité de **sels** contenus dans le sol aura une influence sur la capacité des plantes à avoir accès à l'eau, par un effet d'osmose : plus il y aura de sels et moins la plante aura accès à l'eau (Brady et al., 2008).

1.4.2. L'eau du sol

Les différentes formes de l'eau du sol sont dépendants du **potentiel matriciel** (Ψ_m) du sol, c'est-à-dire la pression négative que le sol exerce sur l'eau. Quand l'eau est libre, le Ψ_m est nul, le Ψ_m diminue lorsque la liaison du sol à l'eau augmente. Plus les particules de sol sont petites et plus il y a de liaisons car la surface est plus importante pour une même masse.

De manière théorique, le point de ressuyage est fixé à **pF2.7** (= -511 cm d'eau = -375 mm de mercure = -0.493 atmosphères = -50 KPa = -0.5 bars) et le point de flétrissement permanent à **pF4.2** (= -15'499 cm d'eau = -11'251 mm de mercure = -15.2 atmosphères = -1 '500 KPa = -15bars) (Mathieu, Pieltain, 1998). Ces valeurs sont très variables en fonction des espèces végétales, dépendant du milieu auxquelles elles sont adaptées : des plantes de zones arides pourront encore puiser de l'eau dans le sols quand celles adaptées à l'agriculture industrielle auront atteint leurs limite.

1.4.3. Mesures de l'eau du sol

La **porosité** (ensemble des vides potentiellement remplis d'eau) peut être mesurée à l'aide d'un pycnomètre à air, utilisé ici, (porosimètre

de Bouvier, de Loebell) ou d'un pycnomètre à eau (Musy et al., 1991).

La **densité** ou **masse volumique** du sol peut être mesurée avec un porosimètre de Loebell, utilisé ici (Chossat, 2005, Musy et al., 1991), un porosimètre au mercure (Chossat, 2005), par les méthodes au cylindre, au sable, à la paraffine, au pétrole ou la gammamétrie (Chossat, 2005).

La **teneur en eau** peut être mesurée avec une table à succion, ou une presse/marmite à pression (Jordan et al., 1982), deux méthodes utilisées ici.

1.4.4 Fonctions de pédotransfert

La recherche d'une méthode pour connaître la réserve en eau des sols de manière rapide, facile et fiable, sans devoir procéder à des analyses fastidieuses existe depuis de nombreuses années. La réserve hydrique est corrélée à de multiples facteurs comme la texture, le taux de carbone organique, la fréquence des précipitations, la pente, le type de matériau parental et sa porosité, la profondeur et le type de racines, la structure du sol, les pores (faune, taux de dessiccation, racines, compaction), la présence d'argiles incorporant de l'eau (smectites, montmorillonites), la proximité d'une zone hydrique (rivière, lac, nappe phréatique), le pH, etc.

De nombreux chercheurs s'intéressent à des fonctions de pédotransfert (FPT) ou à des classes de pédotransfert (CPT). En 1987, Bouma et van Lanen sont les premiers à parler de « fonction de transfert », qui en 1989 va devenir une fonction de pédotransfert, suite au colloque de Riverside. Une FPT est une « fonction de transfert de l'information appliquée au sol (Bouma, 1989) » (Bastet et al., 1998). Ces FPT permettent de déterminer différentes propriétés du sol comme la réserve hydrique, la stabilité structurale, la densité apparente (Bruand, Cousin et al., 2002) ou la conductivité en fonction de différents paramètres comme la texture, le taux de carbone organique, la densité apparente, l'épaisseur de l'horizon ou autre. De multiples FPT existent (annexe 4). Par exemple, une manière de calculer le **réservoir en eau maximal utilisable par les plantes** est la suivante : le réservoir utilisable maximal (RUM) est équivalent à l'eau présente à la capacité au champ (HCC) dont il faut soustraire l'eau présente au point de flétrissement (HPF), pour un même

horizon, multiplié par l'épaisseur de cet horizon en mm (E), et multiplié par la densité apparente (Da) (Baize, 2000) :

$$\text{RUM} = E * Da (\text{HCC-HPF})$$

Les FPT sont limitées dans leur application. Elles ne peuvent être utilisées pour des sols qui n'ont pas subi les mêmes processus de pédogenèse, ou qui sont issus de roches-mères géologiquement différentes, ainsi que n'étant pas positionnés dans un même type de position géographique (Morvan et al., 2004).

La recherche de FPT s'est principalement concentrée sur les zones agricoles, de plaines. Il y a un manque d'intérêt pour les sols contenant beaucoup de cailloux (Morvan et al., 2004), d'autant plus que les méthodes utilisées n'y sont pas adaptées (Bruand et al., 2002), malgré l'importance d'étudier leurs réserve hydrique pour connaître les besoin en irrigation ou le type de plantes qui pourraient y être adaptées. Les sols utilisés pour l'élevage ont aussi été très peu étudiés (Bruand et al., 2002).

1.4.5 Modélisation

La modélisation de différentes variables pédologiques et environnementales pourrait être un moyen d'obtenir un index de teneur en eau pour l'ensemble de la surface d'étude.

Différents modèles existent, prédisant plus ou moins bien une valeur recherchée à partir des valeurs observées. Ici, quatre modèles vont être utilisés (GLM, GLMp, GAM, RF), puis leur performance va être testée au moyen d'une validation croisée. Leur principe est succinctement exposé ci-dessous.

Un **modèle linéaire généralisé** (GLM) permet de prédire une variable dépendante (y), au moyen d'une fonction, avec différentes variables explicatives ou prédictives ($x_1, x_2, \dots, x_n$). Un GLM consiste en une généralisation de la régression linéaire (Guisan, 2014). La variable dépendante prédite (ici, la teneur en eau), au travers d'une fonction identité, par des variables explicatives quantitatives va suivre une loi normale (Modgen, 2007).

Un **modèle linéaire généralisé polynomial** (GLMp) utilise une fonction de régression linéaire multiple, c'est-à-dire que chaque variable explicative va être élevée à une puissance (ici au carré).

Un **modèle additif généralisé** (GAM) comprend une fonction de lissage (spline ou loess) qui recalcule la valeur d'un point à partir de la valeur des points voisins (INVS, 2005).

Une **forêt d'arbres décisionnels** (RF) est constituée de plusieurs arbres, non corrélés entre eux, ayant des nœuds séparant chaque branche en deux branches. A chaque nœud, l'observation pour une variable va suivre une des deux branches, selon qu'elle vérifie ou non une condition. La condition est d'être supérieur à un seuil fixé pour une variable explicative. Une moyenne de toutes les réponses pour chaque variable en fonction du seuil va permettre de définir la variable dépendante par régression (Gadat,...). Le nombre d'embranchements va être limité afin de ne pas surajuster la variable dépendante (Rakotomalala, 2005).

Une **validation croisée** consiste à diviser le set de données en k parties égales. Puis une à une, chaque partie est retirée au set de données. Le set de données moins k est modélisé. Ensuite les valeurs prédites sont comparées aux valeurs observées. Si la différence est plus grande entre les valeurs observées et prédites qu'avec l'ensemble du set de données, alors cette valeur est retirée du set de données. Puis le set de données, moins les variables amenant une « désinformation » ou une augmentation de l'erreur entre valeurs prédites et observées, est à nouveau modélisé. La différence entre valeurs prédites et observées est recalculée pour connaître l'erreur finale (Guisan, 2014).

Le taux d'erreur entre la teneur en eau prédite et observée va déterminer si le modèle pourra être utilisé ou non. La déviance au carré (déviance expliquée / déviance totale) permet de connaître l'écart entre les valeurs observées et prédites. La déviance au carré ajustée prend en compte l'effet du nombre de prédicteurs.

1.5. Espace d'étude

1.5.1. Situation

La région considérée dans ce travail se situe au nord-ouest de la Suisse, dans les Alpes vaudoises méridionales, sur le versant nord des Alpes, en rive droite du Rhône. Le Vallon de Nant bénéficie de peu d'ensoleillement au vu de sa position nord-sud (Cherix et al., 2009), contrairement à la région d'Anzeinde, qui a une disposition de vallée est-ouest.

La zone d'étude (Fig. 10 et Annexe I) est limi-

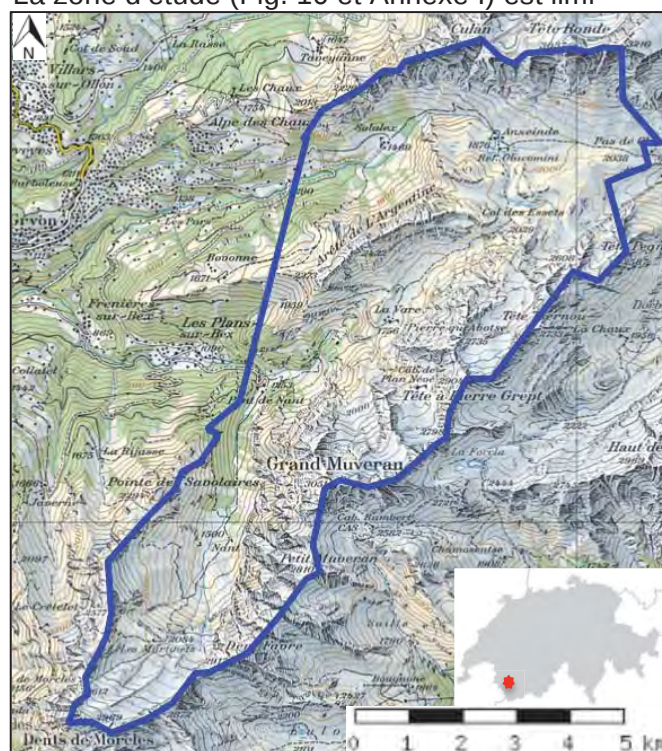


Fig.10 : Carte topographique de la zone d'étude tiré de www.geo.admin.ch

tée au nord par le massif des Diablerêts, à l'est par la frontière cantonale Vaud-Valais, au sud par la Dent de Morcles et à l'ouest par la crête rocheuse qui descend jusqu'au Pont de Nant puis par une ligne droite qui rejoint le début de la chaîne de montagne comprenant les Diablerêts.

En entrant dans ce périmètre du côté nord-ouest, la route sort de la forêt pour traverser des pâturages boisés. Sur la droite, en amont de l'Avançon d'Anzeinde, se succèdent une forêt pionnière, des éboulis puis la paroi du Miroir d'Argentine. Deux restaurants, une étable, une ferme et un parking forment le village de Solalex. Ensuite le chemin de rocaille commence à monter au travers d'une forêt à dominance de *Picea Abies*, en rive



Fig. 11 : Pointe d'Aussel et Pointe de Châtillon depuis le Trou à l'Ours

Fig. 12 : Culan, Tête d'Enfer, Tête Ronde et Sommet des Diablerêts

Fig. 13 : Lapiez des Filasses

Fig. 14 : de gauche à droite, Tête Pegnat, Tête à Grosjean et Tête de Bellalué

Fig. 15 : de gauche à droite, arête Tsernou, Tête à Pierre Grept, Pierre qu'Abotse et Fer à Cheval
Clichés de l'auteur

droite de la rivière. Au sud, en-dessus des éboulis, avant la falaise, une anfractuosité signale le « Trou à l'ours ». A gauche, les reliefs : Chaux Ronde, Le Coin, Pointes de Châtillon (Fig. 11), Culan, Tête d'Enfer et Tête Ronde, forment le massif des Diablerêts (Fig. 12).

Peu à peu, la limite de la forêt est atteinte, autour des 1'700 m d'altitude. Avant d'arriver à Anzeinde, il faut passer le lit profond de trois torrents. En allant à l'est, en suivant la plaine alluviale, on arrive au Pas de Cheville. En grimpant au sud, entre le Roc de la Vache et la Tour d'Anzeinde, le sentier traverse des zones humides (Conche). En contournant le Roc de la Vache, en direction de l'est, des champs de lapiez (Fig. 13) apparaissent (L'Ecuelle et Les Filasses) en contrebas de la Tête Pegnat, Tête   Grosjean et Tête de Bellal   (Fig. 14). En allant en direction du glacier de Panerosse, au sud, en passant par le col des Essets, il est d'abord possible d'observer une multitude de fossiles d'oursins, de bivalves, d'ammonites à l'intérieur des roches, puis de voir des plissements se dessiner dans l'Arête Tsernou (Fig. 15), avant de voir le glacier au bas de la Tête   Pierre Grept. En faisant un crochet par la crête du Fer   Cheval, la vue plongeante permet d'apercevoir l'Argentine (Fig.16) surplombant une vallée qui s'ouvre sur la Vare. A l'est du glacier de Panerosse, un passage vertigineux (col des Chamois nord) permet de rejoindre le glacier de Plan Névé (Fig. 17) par Pierre qu'Abotse, puis de redescendre sur la Vare (Fig. 18), Le Richard, jusqu'au Pont de Nant. La végétation est de plus en plus fournie, de plantes de roccaille, en passant par des landes, pelouses, prairies à des forêts. Dans le Vallon de Nant (Fig. 19), le climat devient plus frais, ombragé et humide dû aux reliefs qui l'encerclent et aux vents catabatiques descendant du glacier des Diablerêts. En partant de Pont de Nant, au pied du Grand Muveran (Fig. 20), le chemin longe l'Avançon d'Anzeinde, sous une forêt mixte, traverse le pâturage de Nant, puis une forêt parsemée de mélèzes avant de se séparer. Au nord-ouest, en direction de la Chaux, par des forêts et prairies, passage du Col des Pauvres, Pointe des Savolaires pour redescendre au Pont de Nant le long d'une crête de blocs éboulés puis de landes et de forêts mixtes. Au sud-ouest, le sentier serpente en travers d'une falaise longitudinale qui sépare le haut du bas du



Fig. 16 : L'Argentine

Fig. 17 : de gauche à droite, Le Pacheu, glacier de Plan Névé, Grand Muveran

Fig. 18 : L'Argentine à gauche, les Diablerêts à droite et La Vare, les Caoffins, Le Richard dans la vallée

Fig. 19 : Vallon de Nant

Fig. 20 : Le Grand Muveran

Clichés de l'auteur

Vallon de Nant, entre le Nant des Têtes et le Torrent des Martinets. Arrivé aux Martinets (Fig. 21), la paysage est tout de suite plus minéral, entre moraines presque à nus, blocs éboulés, et éboulis, avant le glacier des Martinets. Seul quelques pelouses et landes parsemées de troupeaux de chamois et de bouquetins, viennent recouvrir les pentes exposées au sud-est. Les parois des reliefs (Dent Favre, Tête Noire, Dent de Morcles (Fig. 22)) dévoilent une histoire mouvementée, en plusieurs étapes au travers du plissement et l'empilement des couches géologiques.

Tout au long de ces paysages des profils de sols ont été creusés et échantillonnés, entre 1260m et 2630m. Cette zone d'étude mesure environ 46.7 km².

Au niveau hydrographique, le Torrent des Martinets descend depuis le glacier des Martinets. Il rejoint le Nant des Têtes (« nants » en patois signifie torrent), issu de la Pointe des Perris Blancs, au lieu dit des « Larzettes » (« larze » pour mélèze en latin), pour devenir L'Avançon de Nant (« ava » signifie eau en latin). Ensuite, le « Nant d'Ayerne » se jette dans « L'Avançon de Nant » au début du village des Plans sur Bex. Lorsque « L'Avançon de Nant » rencontre « L'Avançon d'Anzeinde », regroupant les torrents des versants de la région d'Anzeinde, ceux-ci deviennent L'Avançon, qui se jette par la suite dans le Rhône au niveau de Massongex (Carte pédestre, *Chablais vaudois*, 2010), et le Rhône dans la mer Méditerranée, etc. Au début du XX^{ème} siècle, « L'Avançon de Nant » était utilisé pour faire flotter le bois jusqu'à Bex (parcours didactique).

1.5.2. Histoire

Le Vallon de Nant est une vallée ayant une biodiversité très importante, environ 2'000 espèces différentes y cohabitent (Cherix et al., 2009).

Déjà en 1708, Pierre Thomas aide à l'élaboration de la première flore de Suisse, en collectant des plantes du vallon pour Albert de Haller, directeur des Salines de Bex (Vittoz et al., 2009). Par la suite, ses descendants commercialisent un thé constitué d'un mélange d'herbes et des minéraux de la région. En 1891, le **jardin botanique** « La Thomasia » est créé, sous l'impulsion de la

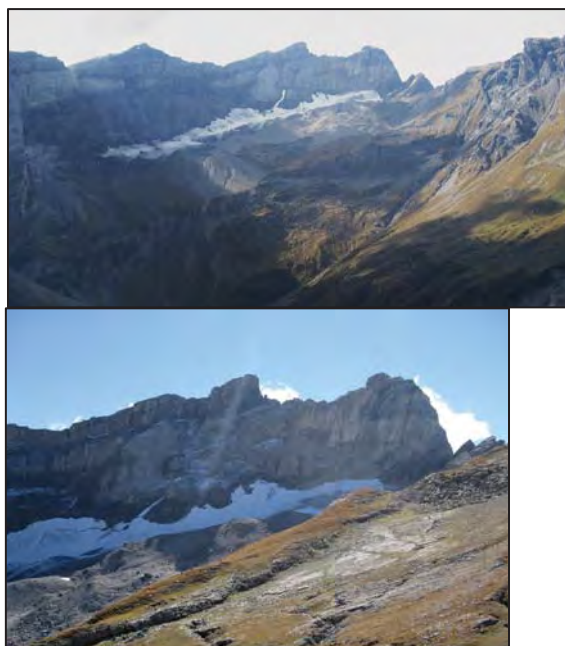


Fig. 21 : haut du Vallon de Nant

Fig. 22 : Dent de Morcles

Clichés de l'auteur

société de développement de Bex, et encore aujourd'hui il est possible de le visiter.

Le Vallon de Nant ayant des versants particulièrement instables, plusieurs **aménagements** contre les avalanches sont créés, en 1900 et 1996: Senglioz I et Senglioz II (parcours didactique).

En 1896, le vallon de Nant bénéficie d'une protection de ses milieux naturels et de sa faune et en 1961, il est classé comme réserve naturelle par le Grand Conseil vaudois. Toutefois, dès 1962, le Département militaire fédéral a l'ambition d'utiliser cet espace pour faire des tirs à partir de chars d'assaut. Après discussions au Grand Conseil, le Conseil des Etats délimite une zone de protection. Puis, suite à un accord qui est rédigé entre le canton de Vaud, la commune de Bex et la Ligue Suisse pour la Protection de la Nature (actuellement Pro Natura), ratifié par le Grand Conseil, le Vallon de Nant est à nouveau considéré comme **réserve naturelle** à partir du 25 novembre 1969 (parcours didactique). Depuis, seul 130 génisses peuvent pâturer ces terres. Les nouvelles constructions, le passage motorisé (sauf pour l'amodiateur) et l'extraction de bois, plantes est interdit. La chasse et la pêche sont fortement réglementés (Vittoz et al., 2009).

Dès 2000, le Vallon de Nant devient un lieu d'observation et de **recherche**. En 2006, une convention est signée entre l'Université de Lausanne et les jardins botaniques et musée

cantonaux, le Service Faune Forêts Nature, Pro Natura, Bex et la Fondation pour le jardin alpin du Pont de Nant. En juillet 2008, deux Journées de la biodiversité sont organisées afin de réunir une cinquantaine d'experts dans le but d'avoir une meilleure connaissance des espèces présentes et pouvoir ainsi établir un plan de gestion de la réserve naturelle (Vittoz et al., 2009).

Les Alpes vaudoises méridionales regroupent aussi plusieurs **alpages**. Mille moutons sont regroupés entre la Vare et le Richard, une centaine de génisses dans le bas du Vallon de Nant, 80 vaches à Bovonne pour produire du gruyère d'alpage, environ 600 génisses entre Anzeinde et la Vare, une centaine de chèvres dans la région d'Anzeinde et quelques vaches à Solalex (parcours didactique). Les génisses sont amenées par camion, depuis différentes « fermes » de Suisse, au début de l'été, et ramenées à leur propriétaire après 4 mois de pâture. Ainsi, les bêtes ne produisant pas encore de lait, les paysans économisent sur les frais de fourrage tandis que les génisses profitent de la liberté et du bon air des montagnes.

1.5.3. Climat local des Alpes vaudoises méridionales

En Suisse, de nombreuses stations météorologiques existent, mesurant différents paramètres comme la température, les précipitations, l'épaisseur de neige, l'humidité de l'air, le rayonnement solaire, la durée d'ensoleillement, l'évaporation, la vitesse et la direction du vent, la phénologie des plantes, etc. Toutefois, les mesures se concentrent principalement dans les zones habitées, de faible altitude. C'est pourquoi, la région étudiée ici ne possède aucune station météo. Ainsi, les données devront être extrapolées à partir des mesures existantes les plus proches: Aigle (381 m) et les Diablerêts (2964 m) et dans le meilleur des cas, pour les précipitations: Aigle (381 m), Bex (402 m), Gryon (1146 m), Les Diablerêts (1191 m), la cabane des Diablerêts (2485 m) et Les Plans sur Bex (1070 m).

Les **précipitations** à la surface du globe varient selon plusieurs facteurs: la latitude, la longitude, l'altitude et la topographie.

Les Alpes vaudoises méridionales se situent sur le versant nord des Alpes. Elles subissent l'influence océanique par le vent humide du

nord-ouest venant de L'Atlantique, l'influence continentale par la bise sèche venant du nord-est ainsi qu'une rare influence méditerranéenne. Le maximum des pluies en été ainsi qu'un maximum secondaire en hiver caractérisent un « régime pluviométrique **semi-continental de type lorrain** » (Fallot, 2011). Avec l'augmentation de l'altitude, les pluies deviennent aussi plus abondantes (Fig. 23).

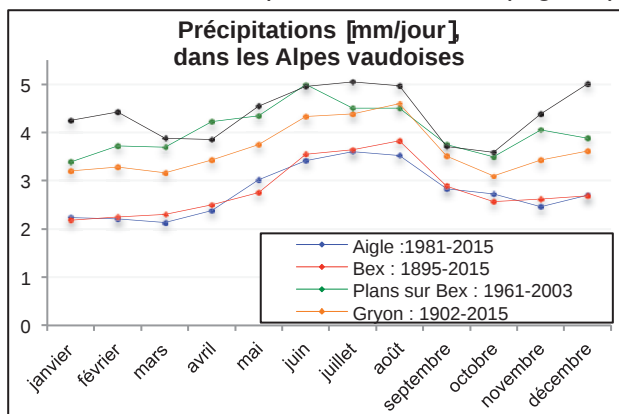


Fig. 23 : pluviométrie mensuelle de la zone d'étude d'après les données de météo suisse

Ainsi la zone d'étude (1260m-2630m) pourrait se situer aux abords des valeurs des Diablerêts ou de sa cabane, entre 1'500 et 2'500 mm de précipitations annuelles, voir plus (Fig. 24).

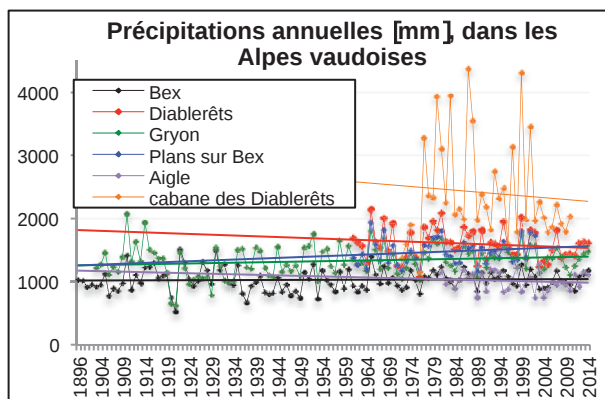


Fig. 24 : pluviométrie interannuelle de la zone d'étude d'après les données de météo suisse

La **pluviosité** est de 11 à 17 jours par mois, avec un maximum en été (Fig. 25). Toutefois, comme le nombre de jours de pluie augmente avec l'altitude (7 jours de plus par an aux Diablerêts qu'à Aigle, pour 810m de différence d'altitude), il semblerait qu'il y ait aussi plus de jours de pluie sur le terrain d'étude qu'aux Diablerêts (1-2 par mois).

Ainsi, le terrain d'étude est très humide, avec annuellement 1'5 à > 2'5 m de pluie, sur plus de 160 jours.

Différentes mesures effectuées à Aigle (381

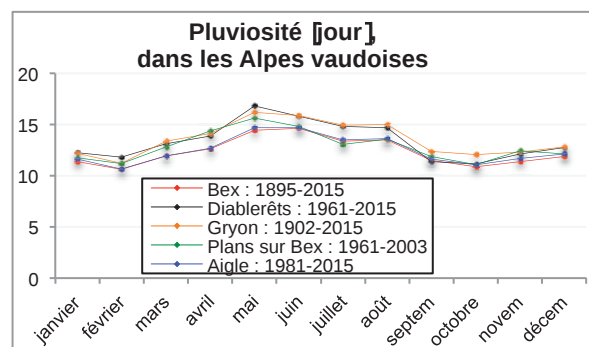


Fig. 25 : pluviosité mensuelle de la zone d'étude d'après les données de météo suisse

m) et aux Diablerêts (2964 m) permettent de préciser le contexte climatique de la zone d'étude, se situant à l'intersection de ces deux stations.

La **durée d'ensoleillement** (Fig. 26) est

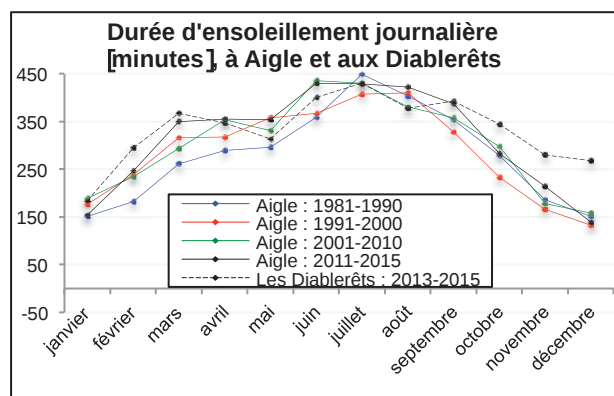


Fig. 26 : durée d'ensoleillement à Aigle et aux Diablerêts selon les données de météo suisse

maximale en été, avec environ 7 heures de soleil par jour en moyenne, et minimale en hiver avec 2 à 4 heures par jour.

La durée d'ensoleillement est globalement plus importante en altitude, sauf en été, du fait d'une nébulosité moins fréquente. De plus, à Aigle, le maximum d'ensoleillement semble se déplacer vers le début de l'été, et annuelle-

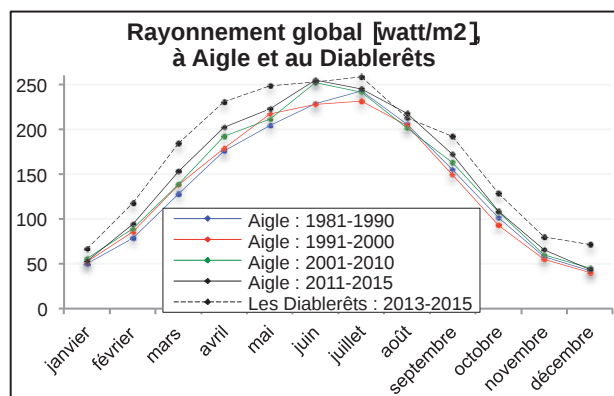


Fig. 27 : rayonnement global mensuel, à Aigle et aux Diablerêts selon les données de météo suisse

ment la durée d'ensoleillement a augmenté de 33 minutes par jour entre la période 1981-90 et 2011-15.

Le **rayonnement solaire** (Fig. 27) reçu aux Diablerêts est plus important que celui qui arrive à Aigle, en raison de la masse d'air qui les sépare, absorbant une partie du rayonnement. Il est intéressant de remarquer l'augmentation du rayonnement reçu à Aigle entre les périodes 1981-90 et 2011-15 (14 watt/m²/an), probablement dû à l'émission de gaz nocifs pour l'atmosphère.

L'**évaporation** est moins forte en été en altitude qu'à Aigle (Fig. 28), car la température y

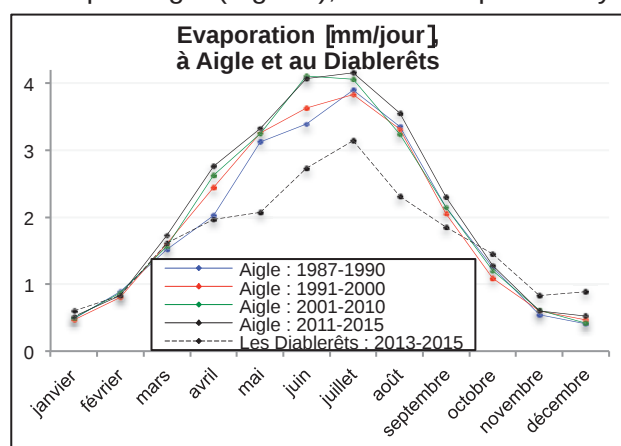


Fig. 28 : évaporation moyenne mensuelle, à Aigle et aux Diablerêts selon les données de météosuisse

est plus basse. Toutefois en hiver, c'est l'inverse, probablement lié à la force du vent qui augmente fortement en altitude aux Diablerêts (Fig. 30), favorisant une plus forte évaporation (Fallot, 2011). A noter que l'évaporation a augmenté, en moyenne, de

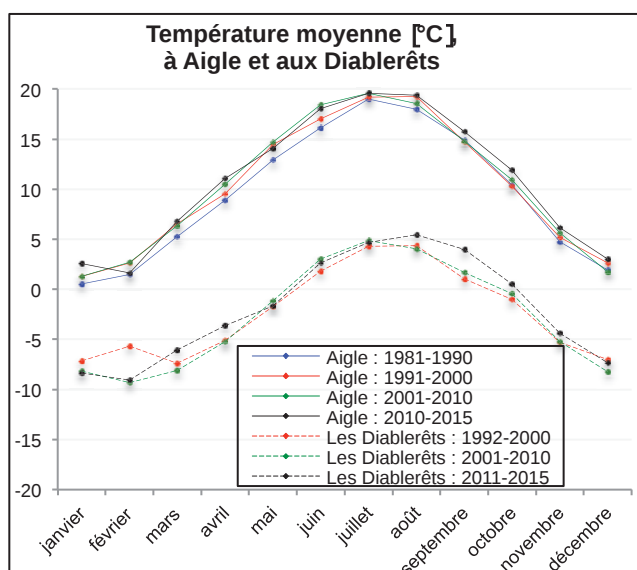


Fig. 29 : température moyennes mensuelles à Aigle et aux Diablerêts selon les données de météosuisse

0.22 mm/jour à Aigle, entre 1987-90 et 2013-25.

Les **températures** varient, en moyenne, en Suisse, de 0.56°C par 100 m d'altitude (Fallot, 2011). A Aigle, les températures moyennes mensuelles (Fig. 29) vont de 1.42°C à 19.32°C et aux Diablerêts de -8.04°C à 4.62°C. Entre Aigle et les Diablerêts, la différence est d'environ 10°C l'hiver et 15°C l'été, pour 2'583 m de distance verticale, c'est à dire qu'il serait possible d'approximer la température des sites de la zone d'étude par un coefficient de 0.36°C à 0.60°C par 100 m d'altitude, en fonction de la saison, ou 0.49°C/100 m annuellement.

La **vitesse du vent** (Fig. 30) est maximale, à

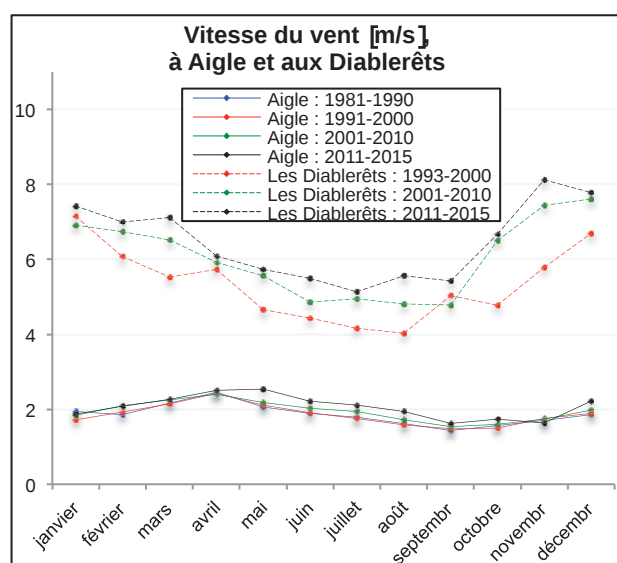


Fig. 30 : vitesse du vent moyenne mensuelle à Aigle et aux Diablerêts selon les données de météosuisse

Aigle, au début de l'été, car le réchauffement du sol diurne plus important favorise les brises remontant de la plaine vers les versants. Aux Diablerêts, la vitesse du vent est maximale au début de l'hiver, car les surfaces recouvertes de neige favorisent l'apparition de vents catabatiques. Il est à noter que la vitesse du vent est 3 fois plus rapide aux Diablerêts qu'à Aigle, freiné par la rugosité du sol en-dessous de 500 à 1000 m d'altitude, et accéléré sur les sommets par effet de Venturi suite à la convergence des vents (Fallot, 2011). A remarquer aussi qu'en deux décennies, l'intensité du vent a augmenté de 21 % aux Diablerêts.

Cette vue d'ensemble du climat local est très générale. Les conditions peuvent fortement varier sur de très faibles distances, en fonction de la **topographie**.

Par exemple, l'adret (versant au sud) est plus exposé au soleil que l'ubac (versant au nord), ce qui engendre des températures plus élevées et donc une plus forte évaporation et plus de brises. Une crête est plus exposée aux vents qu'une dépression, favorisant l'évaporation, ainsi qu'une disparition plus rapide de la neige et donc une période végétative plus longue. Les vallées canalisent les vents, qui deviennent plus rapides lors de resserrement (par exemple au « Pas de Cheville »). Les surfaces terrestres ont un albédo plus ou moins élevé selon leur couleur, emmagasinant plus ou moins bien la chaleur du soleil. Ainsi, la température au sol est plus faible sur un glacier que sur des rochers. L'échelle prise en compte est donc déterminante pour étudier la végétation.

1.5.4. Géologie

La région d'étude appartient aux unités tectoniques Hélvétique et Ultrahélvétique. La partie Hélvétique (Fig. 31) est constituée de la

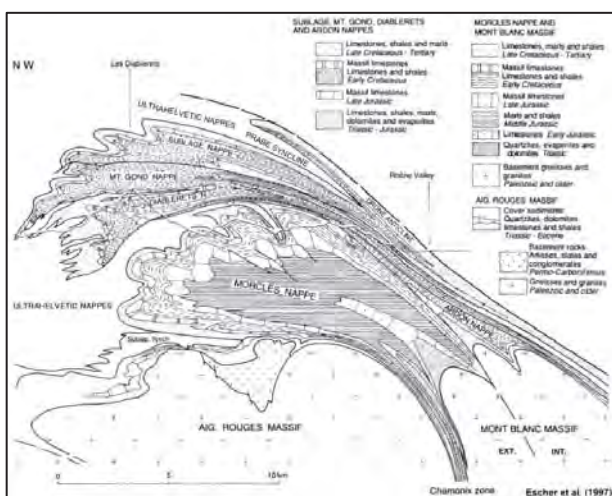


Fig. 31 : Représentation selon une coupe NW-SE des nappes de l'Hélvétique (Escher et al., 1997)

nappe de Morcles, pli couché qui prend sa racine sur la nappe du Mont Blanc externe (Steck et al., 2001), surmontée des nappes d'Ardon, des Diablerets, et du Wildhorn (Mont Gond, Sublage).

L'Ultrahélvétique (Fig. 32) vient enrober l'Hélvétique. Il est constitué entre autres des nappes de la Plaine Morte, d'Anzeinde, du Sex Mort, de Bex et d'Arveyes (Badoux, 1963).

La nappe de Morcles est un pli qui s'est couché sur la nappe des Aiguilles Rouges, ce qui engendre aujourd'hui, après érosion, une

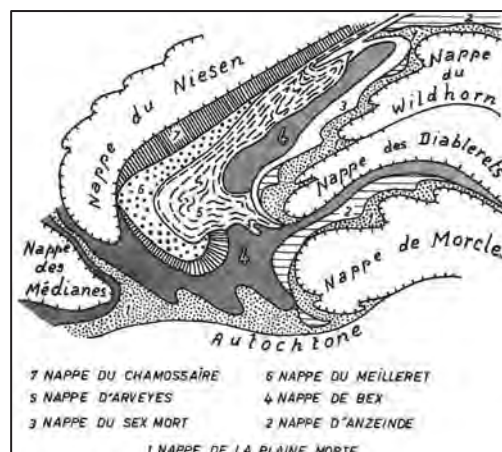


Fig. 32 : Représentation selon une coupe NW-SE des nappes de l'Ultrahélvétique (Badoux, 1963)

stratigraphie chronologiquement inversée, avec les roches les plus anciennes en surface. Pour les nappes qui le coiffent (Wildhorn, Ardon, Ultrahélvétique), dans un premier temps, il y a eu dislocation (Fig. 33), c'est-à-dire que couche par couche, d'abord

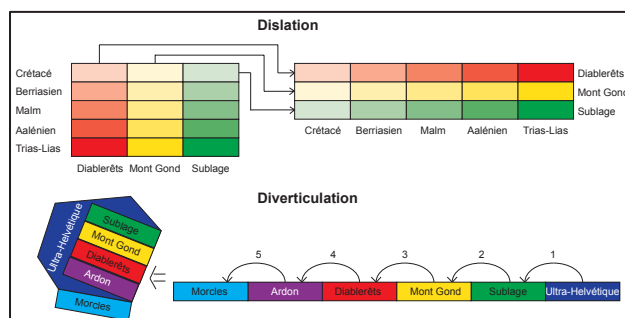


Fig. 33 : Principes de dislocation et de diverticulation, modifié de Epard, 2012

les couches les plus jeunes jusqu'aux plus anciennes, sont venues s'empiler de la nappe la plus proche à la plus lointaine. Ainsi la série sédimentaire s'est inversée. Après retournement à 45°, par un processus de diverticulation d'origine gravitaire (Fig. 33), la nappe de l'Ultrahélvétique est venue recouvrir la nappe du Sublage. Puis il y a eu empilement du Sublage sur le Mont Gond et sur les Diablerets (synclinal de raccord), et sur la nappe d'Ardon. L'Ultrahélvétique est venu recouvrir ces nappes avant qu'elles se positionnent sur la nappe de Morcles.

La majeure partie des roches est sédimentaire, créées principalement par sédimentation dans des mers ou eaux saumâtres (Fig. 34, 35, 36, 37).

Les plus anciennes roches (Saillon) datent du **Trias** (251-200 Ma), lorsque la Pangée se déchire pour faire place aux prémisses de

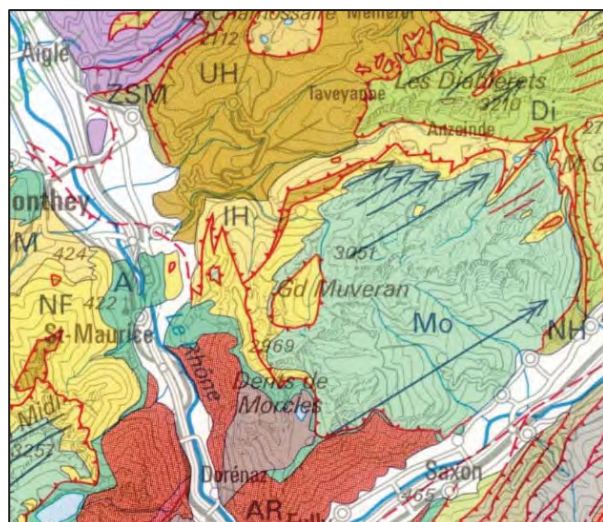
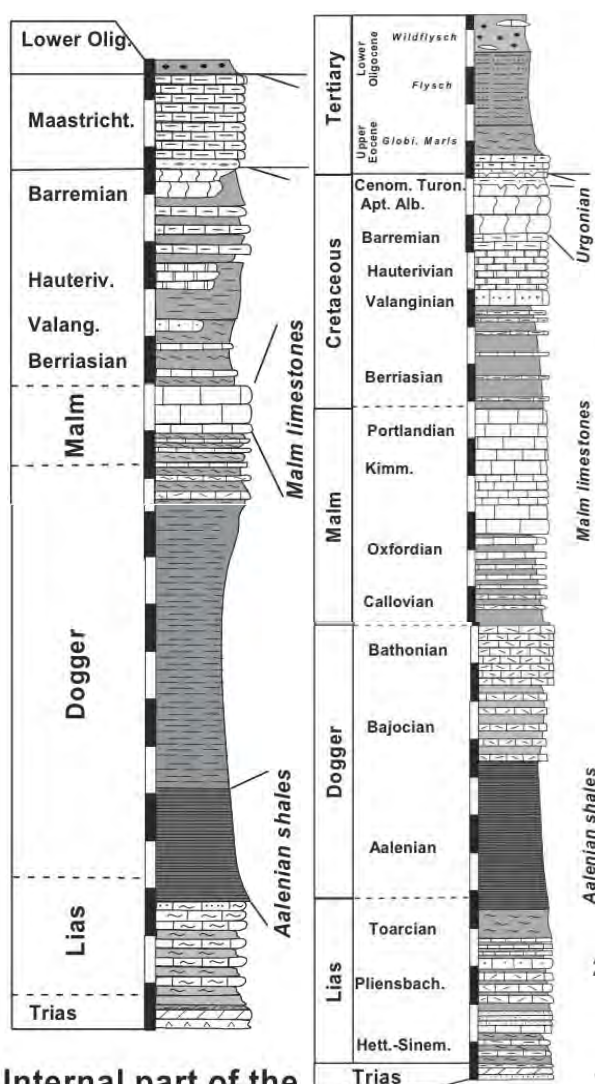


Fig. 34 : Carte tectonique des Alpes vaudoises méridionales (Epard, 2012)



Internal part of the
Wildhorn nappe
Helvetic basin

Morcles nappe
North-Helvetic basin

Fig. 35: Stratigraphie de
la nappe du Wildhorn
(Epard, 2012)

Fig. 36 : Stratigraphie
de la nappe de
Morcles (Epard, 2012)

l'océan Thétys. Elles sont créées dans des estuaires (argilites), sur des bord de plage (grès) ou dans des étendues d'eau peu profondes subissant une forte évaporation (gypses, dolomies) (Epard, 2012).

Au **Lias** (200-176 Ma) (Saillon, Ardève), au début du Jurassique (200-146 Ma), ces « terres » ne sont plus recouvertes par les océans et des roches (marnes, calcaires et grès échinodermiques, calcaires et grès argileux, calcaires bioclastiques) sont surtout créées par érosion et recyclage de débris minéraux issus du Trias (Epard, 2012). A ce moment, un mouvement d'éloignement des plaques Laurasia (eurasienne) et Gondwana (africaine) (Marthaler, 2001) a lieu, avec de fréquentes éruptions volcaniques et la formation de « horst » et de « graben » (Foucault et al., 2010). Ceci engendre des sédimentations plus ou moins importantes en fonction de la position de seuil ou de bassin des nappes. Par exemple, la nappe de Mocles était en position de bassin à cette époque et elle a ainsi une série peu lacunaire et épaisse, contrairement à la nappe d'Ardon, en position de seuil, qui a une série très mince et discontinue.

Au début du **Dogger** (176-161 Ma) (Petit Muveran), à l'Aalénien (176-172) (autour des Mayens-de-Chamoson), des argilites sont formées. Elles constituent un niveau de décollement, déformable et friable, qui génère de nombreux glissements de terrain (Epard, 2012).

Au **Malm** (161-146 Ma) (Dent Favre Trou à Chamorel, Tête de l'Ortière, La Tour, Truche du-Liapay, Grand Muveran, Pointe des Encremets, Sex Perché, Le Pacheu, Tête à Pierre Grept, Pointe de Panerosse, Tête Tsernou, Tête Bellaloue, Roc du Châtelet, Tour d'Anzeinde, Roc de la Vache, Filasses, Pas de Cheville, de la Tête d'Enfer à la Pointe des Diablerets entre environ 2100 et 2500 m), la plaque Laurasia s'éloigne de la plaque Gondwana, permettant l'ouverture de la Thétys. La croûte océanique créée au niveau de la ride médio-océanique s'alourdit en s'éloignant de la dorsale et s'enfonce par subsidence thermique. Ceci engendre un ennoyement, avec formation de calcaires massifs.

Au **Berriasien** (145-140 Ma), début du Crétacé (145-65 Ma), des marnes sont formées, constituant un deuxième niveau de décollement.



Fig. 37 : Carte géologique des Alpes vaudoises méridionales (geoamin.ch, 2015)

Au **Valanginien** (140-134 Ma) (couche de la falaise à l'est du Vallon de Nant qui passe par Le Lavanchy, Les Caofins, Les Pouettots au bas de l'Argentine, bifurque à la Pierre qu'Abotse avant de se diriger vers la Tête de Bellalue, Tête à Grosjean et Tête Pognat, Pointe de Châtillon jusqu'au Toulars au-dessus du Malm), du calcaire subrécifal puis une alterance de marnes noires et de calcaires argileux sombres (geoadmin.ch) sont constitués.

A l'**Hauterivien** (134-130 Ma) (Pointe des Savolaires jusqu'à avant le Pont de Nant, et au bas du Valanginien dans le Vallon de Nant jusqu'à Pont de Nant et à partir de Pierre qu'Abotse en-dessus du Valanginien, au nord du Valanginien dans le massif des Diablerêts) apparition de calcaire siliceux.

Au **Barrémien** (130-125 Ma) (au nord-ouest de l'Hauterivien et autour entre La Pointe des Savolaires et Pont de Nant, Pointe de Châtillon et Tête Ronde), des calcaires sont formés lorsque la nappe est dans une position de plateforme (avant subduction).

A l'**Urgonien**, (environ 120-130 Ma) (nord-ouest du Barrémien, sauf autour de la Pointe des Savolaires, aval de la Tête Ronde, Pointe de Châtillon) formation de calcaires massifs

vert foncé contenant des rudistes et des coraux lorsque la plaque passe d'une position de plateforme à celle de talus (Epard, 2012).

A la fin du **Crétacé** (nord-ouest de l'Urgonien sauf autour de la Pointe des Savolaires), il y a une lacune stratigraphique due à une émergence de la nappe. En effet, à cette époque, les roches sont altérées, érodées et il est possible d'observer des traces de dissolution karstiques.

Au **Tertiaire** (65-2.6 Ma) (à l'intérieur et à l'ouest du Vallon de Nant, au nord-ouest du Crétacé, Flysch et Grès de Taveyanne de les Chaux à la Pointe d'Aussel), il y a une subduction : la plaque eurasiennne plonge sous la plaque africaine, en subissant un bombement. Peu à peu, les cavités créées par érosion sont à nouveau comblées par de nouvelles roches (paléokarst, sidérolites, brèches, microcodium). Ensuite, un faciès de plage (grès) est observable. Puis, arrivée à une position de plateforme, des calcaires contenant des numulites sont formés. Dans les turbidites, des flysch sont déposés. A l'approche du bord de la plaque africaine, des blocs en position instable s'écroulent avant d'être recouverts. Ils sont matérialisés sous forme de wildflysch (Epard, 2012). Finalement, la plaque est subductée, plissée et une partie des roches existantes est métamorphisée.

Au **Quaternaire** (2.6 Ma- auj.), les roches sont principalement érodées et déplacées. Ces **formations géomorphologiques** se matérialisent par des **éboulis** (en aval des principaux reliefs : Diablerêts, Argentine, bas et bords du Vallon de Nant, La Larze, etc), des **éboulements** (les Ayers, aval de la Pointe des Pré Fleuri, Col des Pauvres, Les Crottets, La Porasse, en aval du Grand Sex, au sud de Solalex, au nord de Moncui), des bords d'érosion ou des **terrasses** (Cernement, La Benjamine, sud de Solalex, Tseneri, Lué du Vélard, Lué Tortay, Pierre aux Cuirs), des **niches d'arrachement** (sud de Solalex), des **glissements de terrain** (trou à l'Ours), des **glissements fossilifères** (nord de la Pointe des Martinets) des **tassements**, des **cônes de déjection et plaines alluviales** (surtout à l'est du Vallon de Nant, Pont de Nant, nord-est de La Vare, Boëllaire, toute la zone entre Moncui et Cernement le long de l'Avançon d'Anzeinde), des **marais** (La Vare, Conches, sud d'Anzeinde, Sur Dzeu, Pas de Cheville, Tête de Filasses), des

bassins fermés (La Vare, est du Fer à Cheval, Hauts Crots), des **dolines** (La Porreyre, Les Chaudannes, nord de Solalex, Col de la Poreyrette, Anzeinde, Roc de la Vache, Haut et Bas Crots, Pas de Cheville, Plan des Bouis, Les Etroits), des **sources** (autour de la Benjamine, sud de Solalex, autour de la Tour d'Anzeinde, Pas de Cheville, Tête des Filasses, Les Planards, Ayerne, Les Confins, Le Richard, de la Glacière aux Plans sur Bex, La Larze, Chaux de Nant, Les Ayers, en aval des Outans), des **moraines** et **dépôts glaciaires** (en aval des éboulis : Chaux de Nant, Martinets, Pont de Nant, Richard, Hauts et Bas Crots, aval des Diablerêts, en aval des glaciers de Panérosse et Plan Névé).

1.5.5. Types de sols

Les types de sols rencontrés dans les Alpes vaudoises méridionales, et définis ci-dessous selon Baize et al. (2008), Gobat et al. (2013) et (Zanella et al., 2011), sont les suivants :

LITHOSOL (Lithic Leptosol), **LITHOSOL strict** (Nudilithic Leptosol) : sol dont l'épaisseur est limitée, à un maximum de 10 cm (litière organique non comprise), par un substrat minéral autochtone, ou allochtone, dur, cohérent et de composition indifférente, et qui ne peut quasiment pas être creusé (et dont l'origine peut être précisée au moyen de qualificatifs).

RÉGOSOL ((non Lithic) Leptosol, 25 cm de profondeur maximale) : sol de moins de 10 cm d'épaisseur, reposant sur une couche minérale, dépourvue d'organismes vivants ou d'organisation pédologique, et pouvant être travaillée à l'aide d'instruments. Ces sols sont souvent le fruit d'une érosion fluviale, glaciaire ou éolienne ou au contraire d'un apport par le vent ou le résultat d'un manque de précipitations/végétation ou sinon, ayant subi un décapage du solum par l'homme.

COLLUVIOSOL (Colluvic Regosol, Cambisol ou autre) : sol situé en bas de versant, constitué de colluvions sur au moins 50 cm d'épaisseur. La limite entre le colluviosol et son substratum peut être floue. Elle est mise en évidence par des différences de composition (types d'humus, matériel parental), de structure pédologique ou d'histoire. Selon les conditions d'origine et de déplacement, ces caractéristiques seront plus ou moins conservées. Si une nappe phréatique remonte à moins de 20 cm de la surface (REDOXISOL) ou si un horizon

X (minimum 50 cm épaisseur) est présent, le rattachement au colluviosol n'est pas possible. Ce type de sol hérite des éléments des horizons de surface de l'amont (matière organique, cations, fertilité), il est peu compact et est bien alimenté en eau, parfois même engorgé.

Fluvisol (Fluvisol), **FLUVIOSOLS BRUNIFIÉS** (Fluvisol Cambisol) : sol situé en bordure de lac ou de cours d'eau, dans le fond des vallées. Les alluvions constituées des matériaux les plus résistants, sont amenées le long des vallées et déposées sur les berges. Lors des crues, la force de l'eau peut emporter le haut de la couverture pédologique. La taille granulométrique des dépôts ou des retraits est dépendante de la force du courant et donc aussi de la position du solum sur les bords de la rivière. En fonction de la distance à la rivière, respectivement à la fréquence des crues, le type de solum observé sera de plus en plus évolué, plus il sera éloigné du cours d'eau: FLUVIOSOL BRUT -> FLUVIOSOL JUVÉNILE (la matière organique commence à être intégrée, grâce aussi à des dépôts racinaires) -> FLUVIOSOL TYPIQUE (début du complexe argilo-humique par altération des roches, qui vont libérer des argiles pouvant se lier aux ions relâchés par les racines)-> FLUVIOSOL BRUNIFIÉ (structure bien développée).

PEYROSOL (Hyperskeletal Leptosol, Hyperskeletal Podzol ou suffixe "episkeletic") : superposition d'horizons, contenant 60% minimum de cailloux, pierres ou blocs, sur une épaisseur d'au moins 50 cm. La végétation peut être absente à très développée (érables, tilleuls), en fonction de la stabilité du versant. Les PEYROSOLS sont issus d'un dépôt gravitaire, alluvial, glaciaire, anthropique ou d'un retrait de la fraction fine.

Organosol, **ORGANOSOL HOLOGANIQUE** (Folic (ou Cumulifolic) Histosol), **ORGANOSOL CALCAIRE** (Folic Umbrisol (Hyperhumic, Calcaric)), **ORGANOSOL SATURÉ** (Folic ou Mollic Umbrisol (Hypereutric)), **ORGANOSOL INSATURÉ** (Folic Umbrisol (Hyperhumic)) : solum constitué d'horizons horganiques ($\geq 30\%$ de carbone organique) et hémiorganique ($\geq 8\%$ de carbone organique) sur plus des 2/3 de son épaisseur et reposant sur une roche support. L'accumulation de matières organiques peut provenir des conditions climatiques humides, d'une roche sous-jacente fracturée et drainante, d'une forte croissance végétale, de la présence de calcaire dans le sol ou d'anciens

élevages extensifs. Ces sols se localisent souvent entre 800 et 2500 m d'altitude.

RENDOSOL (Rendzic Leptosol ou Epileptic Cambisol (Calcaric)) : solum pourvu d'un horizon organo-minéral calcaire, dont l'épaisseur est inférieure à 35 cm et dont la teneur totale en carbone n'excède pas 8%. La profondeur de l'ensemble des horizons pédologiques (sans la litière) doit être supérieure à 10 cm.

CALCOSOL (Cambisol (Calcaric)) : séquence d'horizons pédologiques comprenant un horizon organo-minéral au-dessus d'un horizon structural carbonaté, souvent caractérisé par des agrégats polyédriques. Une décarbonatation en surface est possible avec des dépôts de résidus insolubles. Lorsqu'il reste des carbonates, le pH ne descend pas au-dessous de 7.3, et les autres minéraux ne sont que faiblement altérés.

CALCISOL (Cambisol (Hypereutric)) : solum comprenant, sur au moins 35 cm d'épaisseur, un horizon structural calcique au-dessous d'un horizon organo-minéral. La terre prélevée ne réagit pas à l'ajout d'acide chlorhydrique. En amont, à l'intérieur ou à la base du profil pédologique, la roche doit être calcaire. Pour les RENDOSOL, CALCOSOL, CALCISOL, les contraintes hydriques pour les plantes dépendent de la porosité des roches, de leur fissuration, de la texture et de la structure du sol, de la profondeur ainsi que de l'ensoleillement. Le calcium élève le pH du sol, améliore la disponibilité en azote, augmente la stabilité structurale grâce à ses liaisons à l'argile et est nécessaire au métabolisme des végétaux.

Le carbonate de calcium empêche la « minéralisation secondaire des matières organiques » engendrant des carences en éléments nutritifs. Le calcaire peut aussi amener des problèmes de chlorose, les plantes stockant le carbonate de calcium excédentaire dans leur vacuole.

BRUNISOL DYSTRIQUE (Cambisol (Dystric)) : solum où un horizon organo-minéral A est superposé à un horizon structural S composé de petits agrégats bien formés, en polyèdres principalement, et séparés par des micropores (fentes, galeries). La forte activité biologique (lombrics anéciques), permet de construire le complexe argilo-humique entre les argiles libérés par les roches (schistes, calcaires, argilites, alluvions, etc.), le fer (qui donne sa couleur caractéristique aux brunisols) et la matière organique. Ce type de sol met à disposition des plantes suffisamment de

nutriments et d'azote, et sa fertilité est liée à sa profondeur qui détermine sa réserve en eau. Le BRUNISOL DYSTRIQUE a un pH inférieur à 5.5 pour l'horizon A et est oligosaturé.

REDOXISOL (Stagnosol) : solum exposé à des périodes d'anoxie, résultant de la présence d'une nappe phréatique temporaire ou d'un sol à perméabilité réduite, recevant des apports en eau, météoriques et des versants latéraux. Cette situation se matérialise par la présence de taches, de trainées ou d'horizons, de couleur rouille, suite à l'immobilisation du fer oxydé (enrichissement), et d'autres de couleur gris-verdâtre, bleuâtre, suite à la mobilisation du fer réduit (appauvrissement). Ces marques d'oxydo-réduction apparaissent à moins de 50 cm de profondeur et s'accroissent sur au moins un demi mètre. Les longues périodes de saturation en eau engendrent une perte de cohésion structurale du sol ainsi qu'une adaptation nécessaire de la végétation qui sera plutôt hygrophile. Ce type de sol connaît un ralentissement de la dégradation des matières organiques (puits de carbone) et un stockage temporaire et/ou une transformation de certains éléments traces polluants.

Alocrisol (Cambisol (Hyperdystric)) : suite d'horizons commençant par une forme d'humus de type OLIGOMULL ou MODER, avant un horizon organo-minéral A, biomacrostructuré, friable et fin, puis un horizon Sal, aluminique de structure « fluffy » (macrostructure polyédrique qui se casse en microstructure arrondie), de couleur ocre, de pH inférieur à 5.0 et à fort taux d'argiles, et finalement un horizon d'altération C stockant parfois des argiles ayant migré des horizons supérieurs. Ce type des sols, a peu de nutriments et est acide. Il peut être issu de roches cristallines, schistes, grès ou altérites.

NÉOLUVISOL (Luvic Cambisol) : solum soumis à un processus d'argilluviation, où un horizon éluvial E, faiblement coloré et structuré, a perdu une partie de son argile et fer au profit d'un horizon illuvial BT, à structure polyédrique/prismatique et couleur bien marquée. La concentration des argiles dans l'horizon BT peut provoquer une imperméabilisation du sol, pouvant engendrer la présence temporaire d'une nappe phréatique perchée. Le manque d'argile respectif dans les horizons de surface fragilise la structure pédologique, induit des problèmes de battance et ainsi de ruissellement superficiel.

PODZOSOL DURIQUE (Ortsteinic Albic Podzol) : type de sol a une texture pédologique grossière, se rencontre sous végétation plutôt acidifiante (éricacées, résineux), climat frais et humide et sur une roche décarbonatée ou silicatée. Ses horizons ont des couleurs très contrastées, apparaissant suite au processus de podzolisation. Dans un premier temps, les acides organiques de la litière, de type MOR ou MODER, sont amenés au contact des minéraux, par l'eau de pluie ou de la nappe. Les roches sont altérées et des complexes organométalliques sont formés entre les molécules organiques et des ions aluminium et fer. Ces chélates vont migrer de l'horizon éluvial E, clair, vers les horizons illuviaux BPh, brun sombre, avec dépôt des composés organiques, et ensuite BPs, ocre-rouille, avec l'immobilisation des sesquioxydes de fer et d'aluminium. Le BPh des PODZOSOLS DURIQUES est induré (alios), en réponse à une podzolisation soutenue, suite à une forte présence de litière liée par exemple à une déforestation intense, soit suite aux mouvements fréquents d'une nappe de profondeur.

1.5.6. Faune et flore

Pour qui est attentif et silencieux, les Alpes vaudoises méridionales dévoilent une multitude d'espèces animales (Fig. 38). Il est possible d'y rencontrer des bouquetins (depuis 1970, date de sa réintroduction), chamois, cerfs, chevreuil, marmotte, hermine des Alpes, belette, lézard des murailles, vipère aspic, vipère péliade, salamandre noire, triton alpestre, grenouille rousse, grand corbeau, chocard à bec jaune, chouette chevêchette, aigle royal, loup, etc. (Cherix et al., 2009).

La flore de la zone d'étude est aussi très diversifiée. Elle se compose de plus de 40% des espèces de la Suisse (parcours didactique,). Les plantes se répartissent selon plusieurs caractéristiques : ensoleillement, humidité, topographie, pH, altitude (Fig. 39), géologie, anthropisation, latitude, etc.

Dans ce travail, la végétation sera abordée au niveau de 15 alliances végétales différentes, pour 10 classes, qui sont décrites succinctement ci-dessous selon Gallandat et al. (2012) et Delarze et al. (2008).

Thlaspion rotundifolii, de la classe *Thlaspietea rotundifolii*, est une végétation de l'étage alpin, qui évolue dans un milieu méso-ophile à sec, sur des roches calcaires durs non

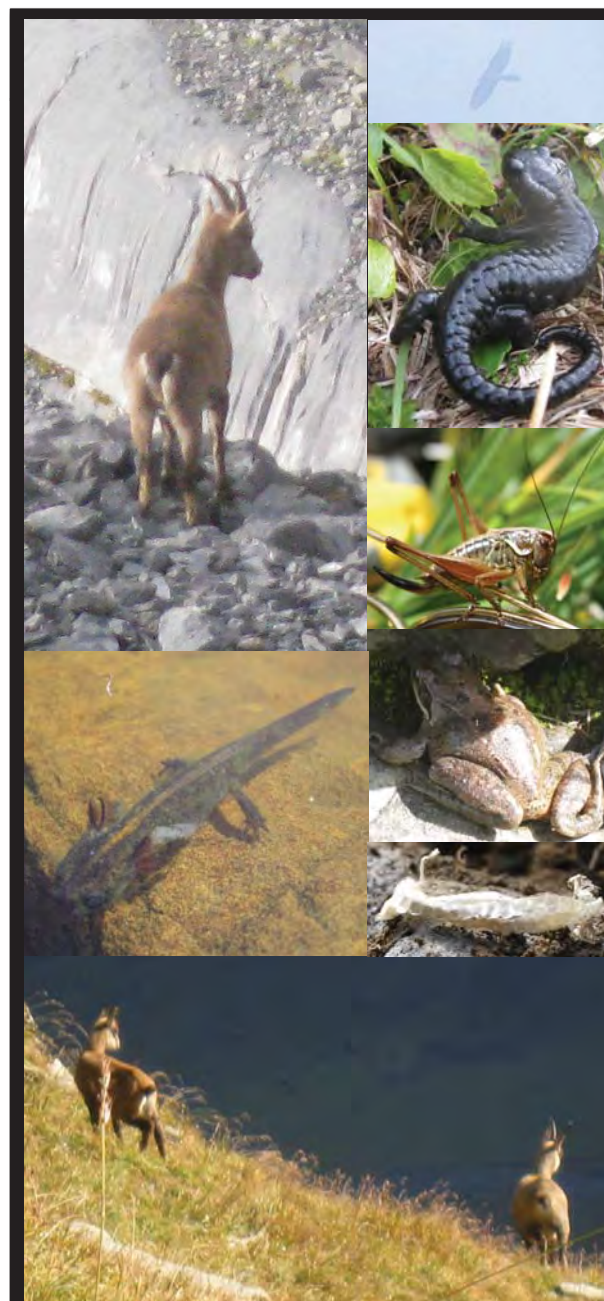


Fig. 38 : Faune rencontrée dans les Alpes vaudoises méridionales. clichés de l'auteur

stabilisées (éboulis, moraines, pierriers, fissures). Les plantes ont la spécificité de s'adapter à une croissance dans des pentes en mouvement.

Petasition paradoxi, de la classe *Thlaspietea rotundifolii*, est une alliance typique des éboulis, pierriers et moraines calcaires à marneux, de l'étage montagnard à subalpin, comportant une fraction humifère et ayant de bonnes ressources en eau.

Potentillion caulescentis, de la classe *Asplenieta trichomanis*, se rencontre dans des fissures de parois rocheuses calcaires, à l'étage montagnard à alpin. Sa végétation

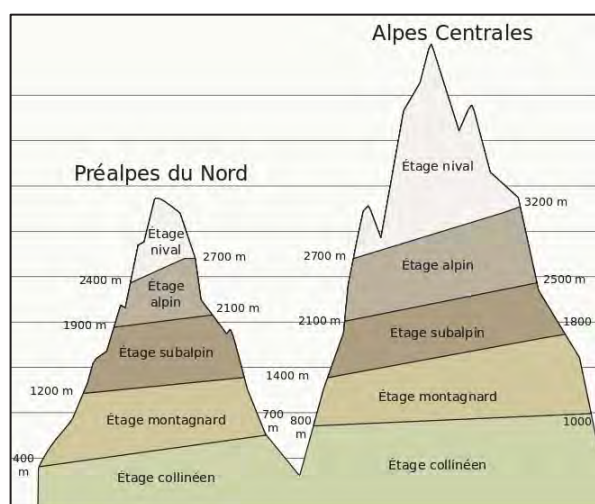


Fig. 39 : Etages de végétation tiré de Wikipedia (2006)

vasculaire doit faire face à de fortes variations de températures, ainsi qu'à des manques d'eau, dus à sa position exposée au soleil.

Mesobromion, de la classe *Festuca-Brometea*, est une prairie maigre, fauchée où pâturée, mésophile à sèche, très riche en espèces, contenant peu d'azote dans le sol et reposant sur un substrat calcaire drainant. Laisse à lui-même, le *Mesobromion* sera peu à peu envahi par les broussailles, puis la forêt, engendrant une perte de biodiversité.

Seslerion, de la classe *Seslerietea*, est une pelouse de l'étage montagnard à alpin, s'arrangeant en étages parallèles à la pente, plutôt xérophile du fait de sa localisation sur des sols peu épais et caillouteux au substrat calcaire dur, et ayant une longue période végétative.

Caricion firmae, de la classe *Seslerietea*, est une pelouse du haut de l'étage alpin (2'300-2'800 m), aux sols humifères, de caractéristiques similaires au *Seslerion*, mais ayant une période de végétation plus courte.

Caricion ferrugineae, de la classe *Seslerietea*, est une pelouse, de l'étage montagnard à alpin, d'exposition nord, bien approvisionnée en eau, sur roche marno-calcaire ou argilo-schisteuse.

Elynion, de la classe *Carici rupestris-Elyneta*, est un gazon des crêtes venteuses subnivales, ne bénéficiant que d'une faible couverture neigeuse en hiver pour le protéger du froid. L'*Elynion* a besoin d'une épaisseur de sol, riche en nutriments, souvent obtenue par héritage.

Nardion, de la classe *Nardo-Callunetea*, est un pâturage maigre de l'étage montagnard,

subalpin et alpin inférieur, colonisant les sols pauvres en nutriments et acides naturellement ou par extraction des bases par le bétail.

Arabidion caeruleae, de la classe *Salicetea herbaceae*, est une végétation de l'étage subalpin à subnivale, sur substrat calcaire, perméable et mobile, localisée dans des combes à neige, riches en eau.

Salicion herbaceae, de la classe *Salicetea herbaceae*, est une alliance localisée dans des combes à neige de l'étage subalpin à subnivale. Le sol où elle pousse est souvent acide, sa forme d'humus est épaisse et l'eau y est bien retenue.

Cynosurion, de la classe *Molinio-Arrhenatheretea*, est un pâturage abondamment exploité, de l'étage collinéen à montagnard, sur substrat riche et perméable.

Poion alpinae, de la classe *Molinio-Arrhenatheretea*, est un pâturage gras, montagnard à subalpin, de versant exposé au nord, dont les sols sont riches en nutriments et en eau.

Loiseleurio-Vaccinion, de la classe *Cetrario-Loiseleurietea*, est une lande de l'étage alpin, localisée sur des crêtes exposées au vent et donc soufflées de leur neige en hiver, impliquant des températures extrêmement froides. La couverture pédologique a un pH très acide (< 4.5) et accueille une végétation résistante, à petites feuilles épaisses ou de type lichen.

Rumicion alpini, de la classe *Artemisietea vulgaris*, est une alliance de l'étage montagnard supérieur à alpin, se situant en zone piétinée par le bétail et enrichie par leurs déjections en azote et en phosphore.

2. Matériel et Méthodes

2.1. Terrain



Fig. 36 : Matériel de terrain : de haut en bas : cartes topographiques de la Dent de Morcles et des Diablerets, fiche de relevés (annexe. 1), protocole de description des sols, clé de sol, stylo bille, assiettes, sachets plastiques, stylo indélébile, HCl 10% et pipette, pH Hellige, 10 marqueurs d'horizon, double mètre, pelle, pellette, spatule, parapluie, boussole, appareil photo, GPS, cercles plastiques, sachets plastiques minces, préleveur de carottes, maillet, tarière.

Les sites ont été définis à l'avance, selon un échantillonnage stratifié et aléatoire, avec des données connues d'orientation (nord, sud, à plat), de pente (0-5 °, 5-20°, 20-40°), d'altitude (<1'900m, 1'900-2'200m, >2'200m), et de végétation (combe à neige, crêtes, éboulis, pelouse calcaire fraîche, pelouse calcaire sèche, pelouse sol profond, rochers), pour obtenir un maximum de diversité, tout en ayant des duplicas ou triplicatas. Un inventaire de la flore a préalablement été effectué.

Après repérage du site au moyen d'un GPS (Trimble, GeoExplorer 2008 Series) (Fig. 36), relevé de la position (1-2 m à gauche en étant face à la pente, pour éviter de perturber les relevés de végétation suivants) et de l'altitude, des clichés de l'emplacement et de la végétation sont pris. Puis, l'orientation est mesurée au moyen d'une boussole, la pente avec une équerre. La date et la situation météorologiques sont aussi notées.

Le profil est creusé le plus perpendiculairement par rapport à l'horizontale possible jusqu'à la roche mère, la fin des racines ou jusqu'à la profondeur accessible depuis la surface (dépendante de la pente). Dans le cas de certains peyrosols, la profondeur maximale des racines et/ou la fin de la présence de terre fine déterminent la fin du processus d'approfondissement du profil. La fosse mesure environ 50/60 cm de côté, le « capuchon » est déposé à droite et le reste de la terre est arrangé en fer à cheval depuis la gauche (Fig. 37). Si le substrat n'est pas atteint avec la pelle, la tarière est utilisée. Les différents horizons sont ensuite délimités à l'aide de marqueurs. Chaque horizon est décrit comme suit : profondeur, squelette, racines, activité biologique, porosité, limites et transitions



Fig. 37 : profil de sol



Fig. 38 : séchage à l'air

entre horizons, texture, structure, pH, HCl, roche sous jacente, autres remarques.

Le squelette est décrit selon sa taille, sa forme et sa proportion en % par rapport au volume total du sol.

La taille des éléments minéraux se répartit en graviers (0.2-2 cm), cailloux (2-5 cm), pierres (5-20 cm) et blocs (plus de 20 cm). Il va sans dire que les blocs n'ont pas été ramenés pour l'analyse en laboratoire.

La forme du squelette a été décrite en fonction de deux paramètres, la sphéricité (sphérique, sub-sphérique, aplati, plat) et l'arrondi (arrondi, sub-arrondi, sub-anguleux, anguleux).

La porosité des horizons a été estimée visuellement, selon une échelle de 1 (non poreux) à 9 (très poreux, plus de 40%).

La texture a été évaluée selon différents critères, sur un échantillon de terre malaxé et humidifié (si nécessaire), selon Gobat (2013):

- Les empreintes digitales s'impriment => présence d'argiles
- S'il n'est pas possible de créer un boudin de 5-6 mm => moins de 10% d'argile
- Un boudin peut être créé, mais il se fendille avant qu'il soit recourbé de moitié pour former un anneau => 10-15% d'argile
- Un boudin peut être créé, mais il se fendille s'il est recourbé de plus de 3/4 pour former un anneau => environ 20% d'argile
- Un boudin peut être créé et il est possible de former un anneau => plus de 30% d'argile
- Les limons peuvent être déterminés par le brillant de leurs micas
- Les sables laissent entendre un crissement lorsque la terre est étalée

Ces critères permettent de déterminer la texture sur la base du triangle des textures USDA.

L'effervescence du sol en présence d'acide chlorhydrique est dépendante de sa proportion de carbonates. Elle a été mesurée sur une échelle de 0 à 4, correspondant au taux de carbonates (0 : moins de 1%, 1 : 1-3%, 2 : 1-10%, 3 : 10-20%, 4 : plus de 20% (Gobat, 2013)).

Finalement le nom des horizons et du sol sont définis selon le «protocole de description des sols » (Gobat, 2013) et la « clef de sol » (Gobat, Le Bayon, 2013). Toutes ces observations sont consignées dans la fiche de relevés (Annexe II).

Ensuite, prélèvement d'échantillons de chaque horizon (environ 350 g) dans des emballages étiquetés. Si le sol le permet, c'est-à-dire s'il y a peu ou pas de squelette, et si la profondeur est suffisante, prélèvement de carotte(s) sur les 10 voire 20 premiers centimètres (sans la végétation). Fermeture du profil, en remettant la terre dans l'ordre.

Au retour du terrain, séchage à l'air des échantillons, dans des assiettes (Fig. 38).

2.2. Choix des échantillons à analyser

Afin de déterminer quels horizons, et quels profils de sols vont être analysés en laboratoire, des graphiques sur excel sont établis afin de faire un choix selon la répartition des profils en fonction de l'altitude, de la pente, de l'orientation et des alliances végétales. Un choix de manière aléatoire a été abandonné au vu de la grande proportion de peyrosols, difficiles à analyser. Le choix des sols s'est fait selon plusieurs critères :

- disponibilité de carottes
- représentation de tous les types de sol
- couverture d'une diversité la plus grande possible

Ainsi, 52 sur 122 sols avec 196 sur 398 horizons sont identifiés pour l'analyse de la texture et de la teneur en matière organique.

Pour la minéralogie, un éventail de 80 horizons a été sélectionné en prenant l'horizon le plus superficiel et le plus profond d'un maximum des 52 sols.

Sur les 25 carottes de sols prélevées, comportant 75 horizons, 73 horizons ont pu être analysés au pycnomètre à air.

Finalement, pour la teneur en eau, 30 horizons de sols non-remaniés, sur 75, ont été sélectionnés.

tionnés. Trente groupes sont formés en faisant une analyse en composantes principales suivie d'une classification ascendante hiérarchique, sur matlab,. L'échantillon le plus représentatif de chaque groupe est choisi. Toutefois si un type d'horizon est manquant, il sera retenu au détriment d'un horizon représentatif.

2.3. Préparation des échantillons

Les échantillons sont d'abord séchés à l'étuve à 45°C pendant quelques jours, puis pesés. Ensuite ils sont passés au travers d'un tamis, à mailles carrées, de 2 mm de côtés (Kohler, et al., 2013).

Les racines sont mises de côté. Les roches ne passant pas au travers du tamis sont lavées, puis séchées. Ensuite, la part de terre, de racines et de minéral sont pesés séparément. Une partie de la terre (50-100g) est broyée avec un mortier et quelques roches sont broyées à l'agate (Scheibenschwingmühle-TS de SIBTECHNIK) (Fig. 39) pour l'analyse à la XRD. Les carottes de sol sont conservées au frigo dans un emballage hermétique.



Fig. 39 : broyage des roches à l'agate

2.4. Granulométrie laser sans décarbonatation

La granulométrie est un critère important pour connaître combien l'eau va être retenue par un sol. Cette méthode permet de déterminer la taille des grains minéraux de l'échantillon ainsi que la proportion de chaque taille.

Avant d'être analysés, les échantillons ont subi une destruction de la matière organique et une dispersion des argiles (Martignier, et al. 2010). La décarbonatation n'a pas été faite pour éviter de détruire les grains de calcaires (en grande quantité dans la région d'étude).

Les étapes effectuées sont les suivantes :

- Etaler la terre (<2 mm) sur une feuille de papier, prélever en 4 points équidistant jusqu'à atteindre 0.25-0.3 g. Ceci permet de prendre une part représentative de l'échantillon.

- Destruction de la matière organique : préparer une solution de bleu de bromothymol (BBT) en mélangeant 0.4 g de BBT, 20 ml d'éthanol, 20 ml d'eau désionisée, puis ajouter goutte à goutte du NaOH 0.1 mol/l jusqu'à ce que la solution vire au vert.
- Sous la hotte, ajouter dans chaque éprouvette contenant la terre humidifiée à l'eau désionisée : 1 ml H₂O₂ 35% (pour oxyder la matière organique, ce qui entraîne une diminution du pH), 1/8 ml BBT (indicateur coloré qui permet de contrôler le pH au moyen de la couleur : doit rester vert (pH neutre), jaune si trop acide, bleu si trop basique), NaOH 0.5 N jusqu'à ce que la solution tourne au vert (base qui permet de remonter le pH), de l'éthanol si la solution menace de déborder (pour diminuer la tension de surface), puis agiter et laisser reposer 4 heures à couvert.
- Mettre les échantillons au bain-marie (WNB 14 de Memmert) (Fig. 40), à 50°C, laisser reposer une nuit.



Fig. 40: destruction de la matière organique des échantillons de sol au moyen d'eau oxygénée

- Ensuite, 3 fois par jour, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de réaction, ajouter : 1 ml de H₂O₂ 35%, 1 goutte de BBT, NaOH 0.5 N => vert, (éthanol).
- Laisser reposer 4-5 heures au bain-marie pour enlever l'excédent de H₂O₂.
- Afin de nettoyer les particules du BBT, centrifuger 6 minutes à 4'000 tours/minute dans une centrifugeuse (Rotanta 460 de Hettich). Jeter le surnageant. Ajouter 30 ml d'éthanol, agiter. Immerger 15 min dans un bain à ultrasons. Centrifuger 6 minutes à 4'000 tours/minute. Jeter le surnageant, etc. jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de BBT.
- Dispersion des argiles : ajouter 10 ml d'eau désionisée et 0.5 ml d'hexamétaphosphate

de sodium. Déposer sur un plateau agitateur (100 tours/min) (GFL 3016) pendant une nuit.

- Transvaser les échantillons dans des cuves numérotées et les installer dans l'autosampler du Mastersizer 2000. Suivre les instructions pour l'analyse.
- Analyse des résultats.

L'appareil utilisé est un granulomètre laser de la marque Mastersizer 2000 de Malvern (Fig. 41), comprenant un module par voie humide, Hydro 2000S. Un rayon laser est émis, en direction de l'échantillon en solution (Fig. 42), et est dévié par ses particules, selon un angle de diffraction dépendant de la taille des grains et une intensité relative à leur nombre. Ensuite ce rayon va être réceptionné par des détecteurs, qui vont pouvoir ensuite envoyer l'information à un ordinateur, dont le programme calculera la taille (volume) et le nombre relatif des particules.



Fig.41 : granulomètre laser (Mastersizer 2000 de Malvern)

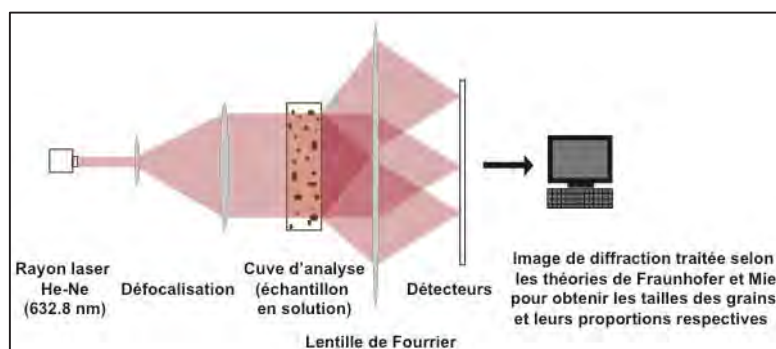
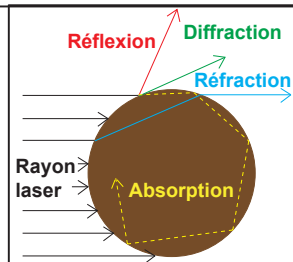


Fig. 42 : Ci-dessus, principe de l'analyse au granulomètre laser, modifié de Analyses et surfaces (2014)

Ci-contre, déviation du rayon laser incident par une particule de la cuve d'analyse, selon Gutierrez (2006)



2.5. Diffraction aux rayons X (XRD)

La XRD permet de connaître la minéralogie des échantillons étudiés ainsi que la proportion d'argiles gonflantes (pouvant incorporer de l'eau dans leur structure cristallographique), en utilisant par exemple le thermo-xtra de Thermo Fisher Scientific Inc (Fig. 43).



Fig. 43 : analyse par diffraction aux rayons X avec le thermo-xtra de Thermo Fisher Scientific Inc.

Pour la préparation à l'analyse de la composition des roches totales, après séchage à l'étuve à 45°C, les sols (<2 mm) doivent être broyés au mortier et les roches (>2 mm) à l'agate. Ensuite cette poudre est disposée en une surface lisse sur un verre de montre, puis est analysée.

La préparation à l'analyse des argiles (< 2 µm, 2-16 µm) des sols ou des roches, par série de huit échantillons (ISTE, 2014), est la suivante:

- Décarbonatation (Fig. 44): mettre les échantillons de sol (séchés à 45°C et passés au tamis à 2mm) dans des bicols, les humidifier, puis ajouter 140 ml de HCl 10%. Laisser chaque bicol, alimenté en air soufflé, dans un bain à ultrasons (Retsch) pendant 3 minutes. Ajouter 60 ml de HCl, après 12 minutes.
- Élimination de l'acide chlorhydrique (HCl) : centrifuger (Rotanta 460 de Hettich) à 3'000



Fig. 44 : décarbonatation par ajout de HCl, d'air soufflé et passage dans un bain à ultrasons

tours/minute pendant 5 minutes, puis jeter le surnageant. Compléter à 200 ml avec de l'eau désionisée, agiter, centrifuger, jeter le surnageant, etc. jusqu'à ce que l'eau devienne trouble

- Isoler la fraction argileuse de moins de 2 μm : transférer dans des éprouvettes (60ml), agiter, centrifuger à 1'000 tours/minute pendant 1 minute 15 secondes, puis prélever les 35 ml supérieurs (particules de moins de 2 μm en suspension) pour pouvoir les mouler sur les verres de montre.
- Isoler la fraction argileuse de 2-16 μm : centrifuger 3 fois à 1'000 tours/minute pendant 1 minute 15 secondes, en jetant les 35 ml supérieurs entre chaque sédimentation et en le remplaçant par de l'eau désionisée. Agiter, puis prélever à la surface, avec une seringue, après 3 minutes 19 secondes, pendant 5 secondes, les particules de 2-16 μm en suspension, et les mouler sur des verres de montre (Fig. 45)
- Laisser sécher quelques jours, puis analyser à la XRD, qui se déroule selon le principe expliqué ci-dessous.



Fig. 45 : argiles moulés sur des verres de montre

Un rayon X incident, de longueur d'onde équivalente à la distance moyenne entre les atomes des structures cristallines (1.53 angström), est projeté, selon un angle défini (θ), sur une surface composée de poudres de sol, d'argiles ou de roches (Fig. 46). Lorsqu'il rencontre un atome d'un plan cristallin d'un minéral, le rayon est diffracté selon un angle spécifique à chaque minéral, dépendant de sa structure cristallographique. Le détecteur enregistre l'intensité (en coups par seconde) des rayons reçus pour chaque angle (θ) puis l'envoie à un ordinateur, où il sera possible d'avoir l'information sous forme d'un diffractogramme (intensité en fonction de l'angle) qui sera constitué d'un ensemble de

pics primaires et secondaires correspondant aux minéraux de l'échantillon. Ensuite en utilisant un logiciel, il sera possible d'obtenir l'abondance relative des différents minéraux présents (Kohler, et al., 2013).

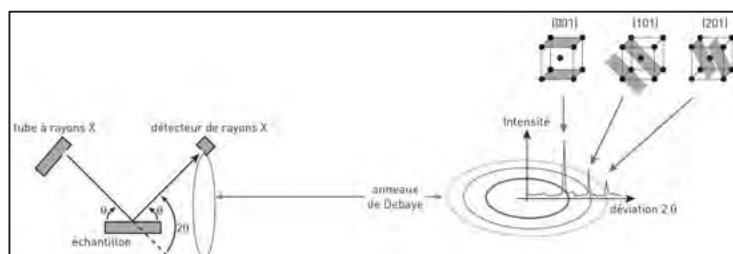


Fig. 46: Principe de la XRD: émission d'un rayons X, selon un angle θ , diffracté au contact des atomes d'un plan cristallin et réceptionné, selon son intensité, par un détecteur puis retransmis sous forme d'un diffractogramme, selon CNRS (2015)

2.6. Perte au feu et humidité résiduelle

L'analyse de l'humidité résiduelle (Kohler, et al., 2013) permet de connaître la quantité d'eau encore retenue entre les grains d'un échantillon de sol séché à l'étuve à 45°C. Pour cela, il suffit de faire la différence de poids entre l'échantillon avant et après qu'il soit passé à l'étuve à 105°C pendant 24 heures (Fig. 47).



Fig. 47 : à gauche, étuve à 105°C pour enlever l'humidité résiduelle, à droite, four pour la carbonisation à 450°C

L'analyse de la perte au feu (Kohler, et al., 2013) permet de connaître la quantité de matière organique contenue dans un échantillon de sol. Pour cela un échantillon de sol séché à l'étuve à 105°C est carbonisé dans un four (Borel) (Fig. 47) à 450°C pendant 4 heures. La différence de masse entre avant et après la carbonisation correspond à la masse de matière organique de l'échantillon de sol.

2.7. Teneur en eau

Afin de connaître la quantité d'eau retenue par un sol à un certain potentiel matriciel (pF), il est possible d'appliquer une force de succion (pression négative) à une carotte de sol saturée en eau, jusqu'à atteindre un équilibre entre les forces de rétention par le sol et la force de succion appliquée, soit avec un bac à succion (Eijkelkamp 08.01.11) (Fig. 48, 50) pour les

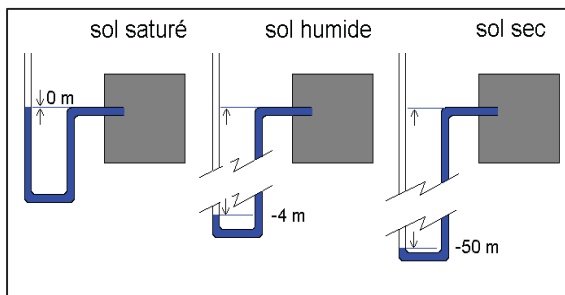


Fig. 48 : Principe de la table à succion, schéma tiré de Beauchamp (2015)

faibles pressions, soit au moyen d'une marmite/plaque à pression (Soil Moisture Equipment Corp, ceramic plate extractor 1500, pressure membrane extractor 1000) (Fig. 49, 51) pour les pressions plus importantes.

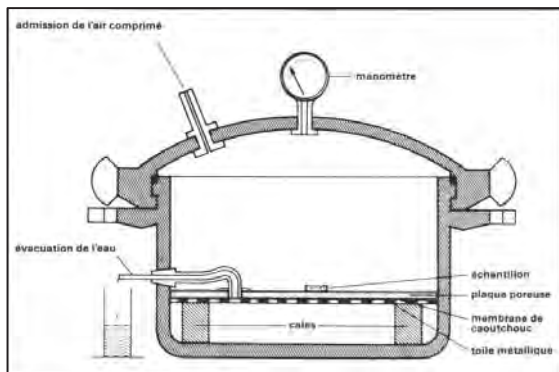


Fig.49: schéma d'une presse à membrane, tiré de Jordan et al., 1982.

L'échantillon de terre étant pesé à chaque point de pF ainsi qu'à la fin du processus, après avoir été séché à 105°C, par calcul, il est possible d'obtenir la teneur en eau massique et volumique :

$$w = (M_w/M_s) \cdot 100$$

$$\theta_w = (V_w/V_t) \cdot 100$$

$$w = M_w/M_s = (M_w/V_w) \cdot (V_w/V_t) \cdot (V_t/M_w) = \theta(\rho_w/\rho_{as})$$

w : teneur en eau massique [g/g]
 θ_w : teneur en eau volumique [cm^3/cm^3]
 M_w : masse de la phase liquide à différents pF [g]
 V_w : volume de la phase liquide [cm^3]
 M_s : masse de la phase solide [g]
 V_t : volume total apparent [cm^3]
 ρ_w : masse volumique de la phase liquide [g/cm^3]
 ρ_{as} : masse volumique apparente sèche [g/cm^3]

Les étapes sont les suivantes (CEAL, 2014):

- Prélever des carottes de sol (sans l'herbe ou les formes d'humus supérieures) et les stocker au frigo (pour éviter que la végétation ne pousse avant analyse)
- Enlever la partie superficielle des extrémités de la carotte, prélever l'horizon à analyser et le mettre dans un cercle dont la partie inférieure est couverte d'une gaze
- Mesurer la hauteur et le rayon de la carotte ($V_t = \pi \cdot r^2 \cdot h$)
- Pour les basses pressions, dans le bac à succion (Fig. 50), déposer la carotte sur une



Fig. 50 : bac à succion permettant de gérer la distance de l'eau à l'échantillon

couche de kaolinite saturée en eau. Lorsque la carotte est saturée en eau, la peser ($M_{w, 0, 1} + M_{s1}$). Abaisser le niveau d'eau (pF 0.7 = -5 cm, pF 1 = -10 cm, pF 1.5 = -31.5 cm, pF 1.8 = -63.1 cm), afin d'exercer une pression négative, et attendre l'équilibre entre les forces de rétention par le sol et les forces de succion, peser la carotte (M_w).

- Pour les hautes (jusqu'à 10 bar) et très hautes pressions (jusqu'à 16 bar), avec les presses à membrane/marmites à pression (Fig. 51): commencer par mettre les plaques poreuses (1, 5 et 15 bar) à tremper



Fig. 51 : presses à membranes pour les hautes pressions à droite et pour les pressions très élevées à gauche

dans de l'eau désionisée pendant 24 heures. Enlever la gaz de la carotte, puis la déposer sur un papier buvard, sur la plaque poreuse et mettre la plaque poreuse dans la presse à membrane. Relier la sortie d'eau. Fermer avec les boulons. Ouvrir le gaz et régler la pression désirée (pF 2.5 = 0.33 bar, pF 2.7 = 0.5 bar, pF 3.0 = 1 bar, pF 3.7 = 5 bar, pF 4.0 = 10 bar). Attendre que l'équilibre soit atteint entre les forces de rétention du sol et la pression environnante (plus de sortie d'eau) pour peser l'échantillon.

- Sécher les carottes à 105 °C, les peser (M_{s1}), puis les remettre à saturer dans de l'eau déminéralisée
- Découper 2 disques dans chaque carotte, correspondant aux cylindres pour la marmite à pression à 16 bar, les peser ($M_{w, 0, 2} + M_{s2}$) et les déposer sur une membrane saturée en eau dans la presse à membrane à 16 bar et apposer la pression jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. Peser les échantillons ($M_{w4.2}$), les mettre à sécher à 50°C et les peser à nouveau (M_{s2})
- Effectuer les calculs

2.8. Porosité

L'analyse de la porosité permet de connaître la proportion de vides d'un échantillon de sol non-remanié. Elle est effectuée au moyen d'un pycnomètre à air ou porosimètre de Loebell (Fig. 52 et 53). Celui-ci est constitué de deux tubes, fermés hermétiquement. Lorsque le cylindre recevant la terre est vide, le mercure atteindra la hauteur (h_1 et h_2) graduée zéro dans les deux tubes. Si le cylindre contient un

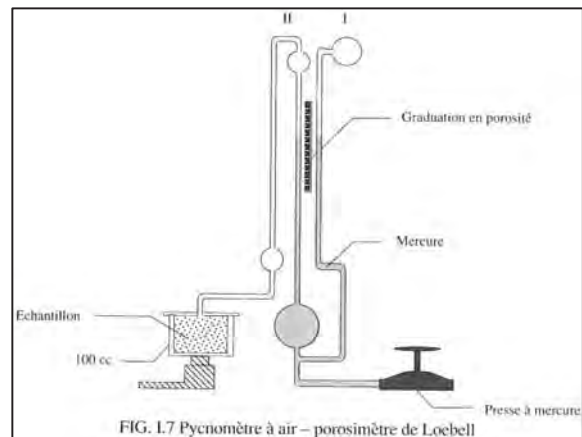


Fig. 52 : schéma d'un pycnomètre à air, tiré de Mussy et al., (1991)

certain volume de terre, la pression devra augmenter des deux côtés du tube, à droite en compressant l'air et à gauche en entrant dans les pores de la terre, afin d'égaliser les hauteurs de mercure dans les deux tubes. La



Fig. 53 : pycnomètre à air

hauteur de mercure graduée correspond au volume occupé dans le cylindre.

Cette méthode est basée sur la loi de Mariotte :

$$(P_A + (h_1 \rho_{Hg}))(V + (I_s)) = (P_A + (h_2 \rho_{Hg}))(V + (I_s) - V_s)$$

P_A : pression atmosphérique

h_1, h_2 : hauteur de mercure dans le tube de droite et de gauche respectivement

ρ_{Hg} : masse volumique du mercure

V : volume des tube droite ou gauche

I : longueur du tube

s : sorptivité

V_s : volume solide de l'échantillon

Pour l'analyse de la porosité, une carotte de sol, de volume apparent connu (V_t), est séchée à 105°C. Ensuite elle est enfermée hermétiquement dans le cylindre du porosimètre. En appliquant une pression sur la réserve de mercure, le liquide va se propager

dans le tuyau gradué et indiquer le volume occupé (V_s) du cylindre.

Par le calcul suivant, la porosité (Q) est déterminée :

$$Q = ((V_t - V_s) / V_t) * 100$$

Q : porosité

V_t : volume total de l'échantillon

V_s : volume des particules solides

2.9. Détermination d'une fonction de pédotransfert (FPT)

Une sélection de fonctions de pédotransfert (FPT) de la littérature est choisie pour déterminer la teneur en eau à différents potentiels matriciels, à partir de la densité apparente sèche et des teneurs en argiles, limons, sable, et matière organique. Elles sont ensuite testées avec les données à disposition. La FPT faisant correspondre au mieux les données de teneur en eau modélisées avec celles observées (30) en laboratoire est adoptée.

2.10 Modélisation de la teneur en eau

Dans un premier temps, au moyen du logiciel R, plusieurs valeurs de teneur en eau (à différents points de potentiel matriciel) sont prédites, avec 4 modèles (GLM, GLMp, GAM, RF (cf. 2.4.5)) utilisant des données connues (sables, limons, argiles, matière organique, racines, squelette) des 30 horizons de sol ayant des valeurs de teneur en eau mesurées. Ensuite les valeurs de teneur en eau prédites par modélisation sont comparées aux valeurs observées par validation croisée. Par la suite, une autre validation croisée (cf. 2.4.5.) est effectuée afin de sélectionner les variables les plus importantes : celles qui permettent au modèles d'approcher au plus près des valeurs observées.

Le modèle, utilisant un certain nombre de variables pour prédire une valeur de teneur en eau, à un certain potentiel matriciel, ayant les meilleurs résultats est sélectionné.

Dans un deuxième temps, ce modèle est utilisé pour prédire une valeur de teneur en eau, à un potentiel matriciel, pour les 166 horizons

n'ayant ni de données de teneur en eau, ni de données de densité apparente sèche.

Par la suite, au moyen du logiciel ArcMap, des variables environnementales pouvant avoir une influence sur la valeur de teneur en eau sont sélectionnées dans différentes bases de données. Ces variables sont transformées pour pouvoir être utilisées dans R. Les valeurs qualitatives sont transformées en valeurs quantitatives. Ceci est obtenu en déterminant une valeur pour chaque « pixel » de la zone d'étude, en faisant la moyenne des présences/absences (1/0) de 3x3 et 5x5 « pixels » voisins. Cette ensemble de données est stocké sous forme de fichier shapefile qui doit être transformé en fichier texte. Le fichier texte doit inclure les valeurs des coordonnées pour chaque emplacement ayant une/des information(s).

Puis, comme précédemment, ces variables environnementales sont utilisées pour prédire la teneur en eau de 196 horizons (teneur en eau connue), au moyen de modèles (GLM, GLMp, GAM, RF), et leur pertinence est testée au moyen d'une validation croisée.

Si les valeurs prédites sont suffisamment proches des valeurs observées (prédites précédemment), une valeur de teneur en eau pourra être extrapolée à toute la zone d'étude et cartographiée.

3. Résultats

Les résultats présentés ci-dessous sont issus des observations de terrain, des analyses de laboratoire (tamisage, perte au feu, humidité résiduelle, granulométrie, diffraction au rayons X, teneur en eau, porosité), des fonctions de pédotransfert ainsi que des modélisations (GLM, GAM, RF).

3.1. Terrain

L'ouverture de 122 profils de sol, selon la sélection (échantillonnage aléatoire, stratifié) (Fig. 55), a permis de faire différentes

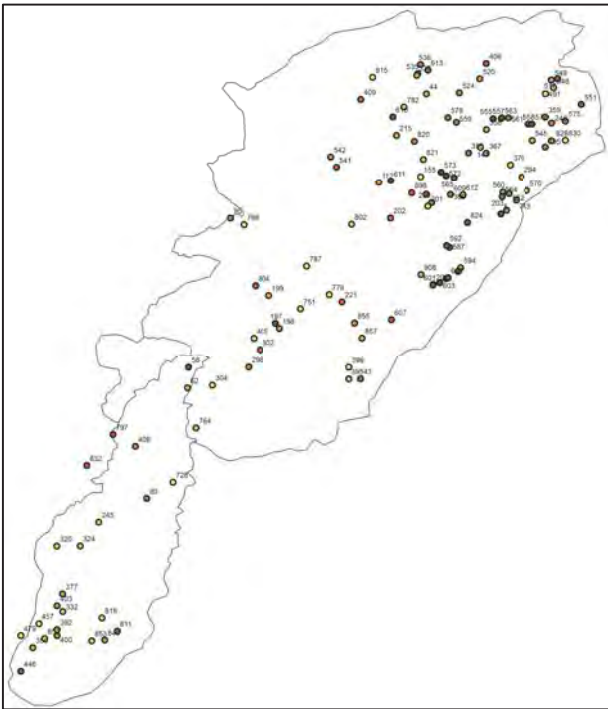


Fig. 55 : emplacement des profils de sol, avec indication de la pente de 0° à 40° (respectivement vert

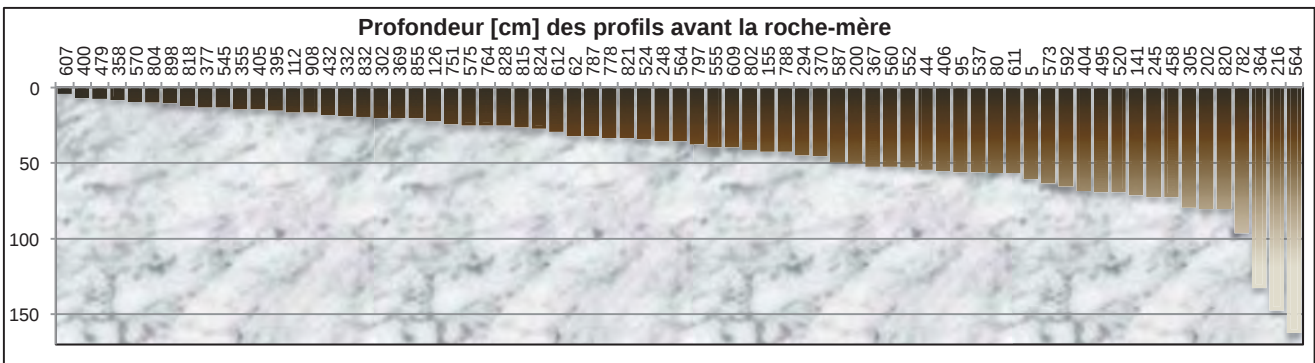


Fig. 56 : Profondeur, en cm, des sols dont la roche-mère a été atteinte

observations, comme le type de structure, texture, squelette, pH, réaction au HCl, organismes vivants, racines, etc. (Annexe III). Les sol et leurs horizons sont répertoriées dans une table par n° d'emplacement et n° de couche (Annexe IV). Par exemple le 597.3 correspond au troisième horizon depuis la surface, du sol n° 597.

L'activité biologique (lombrics, turricules, galeries, coquilles, arthropodes, diptères, mollusques, larves, coléoptères, mycéliums, etc.) va de faible (20, 43, 58, 126, 203, 221, 350, 392, 446, 479, 491, 524, 549, 570, 587, 597, 600, 601, 603, 811, 818, 824, 840, 853, 857, 898, etc.) à forte (199, 200, 432, 609, 764, etc.), en fonction du nombre d'organismes observés (non exhaustif).

Les profondeurs des différents horizons et sols ont été relevées lorsque les profils ont été creusés. Parfois la roche-mère n'a pas été atteinte. En moyenne (roche-mère rencontrée ou non), les profils mesurent 52 cm de profondeur, avec un minimum à 2 cm et un maximum à plus de 197 cm (Fig. 56 et Tab. 2).

Tab. 2 : Profondeur moyenne, minimale et maximale des sols creusés quand la roche-mère a été atteinte ou pas

	Profondeur du début de la roche-mère	Profondeur maximale creusée
Nombre de sols	71	51
Minimum [cm]	2	21
Maximum [cm]	160	197
Moyenne [cm]	40.56	67.75

La profondeur des sols est comparée à la pente et à l'altitude (Fig. 57 et 58). Les sols de plus grande profondeur sont principalement répartis où la pente est faible et autour de 2'000 m d'altitude.

La profondeur maximale d'extension des racines est de 76 cm, pour le sol 820, et la

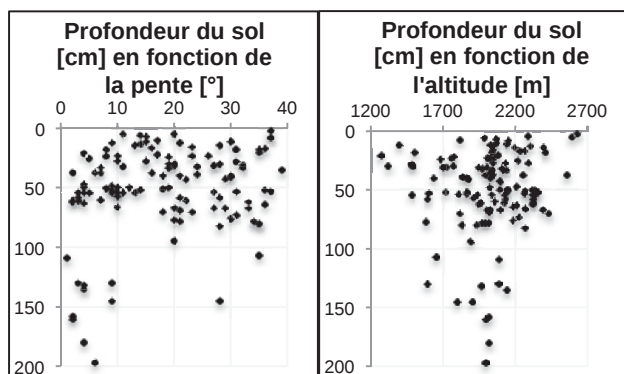


Fig. 57 et 58 : profondeur, en cm, des sols en fonction de la pente (à gauche) et de l'altitude (à droite).

profondeur minimale est de 2 cm pour le 607. Les autres sols ont des profondeurs racinaires régulièrement réparties entre ces deux valeurs. L'importance du réseau racinaire a été observée sur le terrain, par horizon, selon une échelle de 1 à 5 et en laboratoire, selon un pourcentage pondéral par rapport au sol. La diminution de l'importance des racines semble graduelle depuis la surface, jusqu'à la roche-mère (Tab. 3).

Tab. 3 : Maximum, minimum et moyenne, par horizon de l'estimation racinaire sur le terrain et du taux pondéral de racines analysés.

		1er horizon	2ème horizon	3ème horizon	4ème horizon	autres
Racines, terrain [1-5]	max.	4.5	4.0	3.5	3.0	1.0
	min.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	moy.	3.0	2.3	1.1	0.6	0.1
Racines, laboratoire [% pondéral]	max.	27.7	5.0	0.6	1.7	0.5
	min.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	moy.	3.3	0.3	0.0	0.1	0.0

Le taux de squelette (0 à 100%) ainsi que la forme (arrondi à anguleux, aplati à sphérique) (Tab. 4) et la taille de ses éléments (graviers à

Tab. 4 : Forme du squelette des horizons de sol. Parfois il y a plusieurs types de formes de squelette par sol

Nombre de sols	arrondi	sub-arrondi	sub-anguleux	anguleux
sphérique	23	0	25	18
sub-sphérique	0	1	7	2
aplatis	5	1	10	11
plat	4	2	3	12

blocs) est très variable.

En moyenne les sols contiennent 19 % de squelette. Celui-ci est approximé à 30% de graviers, 32 % de cailloux, 19% de pierres et 9 % de blocs en moyenne.

La **porosité** observée est répartie de faible, 2 à 5 % (5, 95, 215, 245, 304, 363, 520, 555, 557, 558, 563, 572, 573, 577, 578, 609, 611, 821, 830, 908) à très poreux, plus de 40 % (43, 200, 221, 350, 359, 409, 446, 524, 535, 536, 549, 592, 594, 613, 728, 820, 840), variant selon le type d'horizon et de sol.

L'étendue des **pH**, mesurés avec la méthode Hellige (pH 4 à 9), va de 4 à 9⁻, des plus acides aux plus basiques. Généralement, le pH du sol augmente avec la profondeur. Toutefois, quelques sols ont leur horizon superficiel plus basique que plus en profondeur (95, 201, 358, 520, 549, 570, 820, 821). Certains autres sols deviennent plus acide au contact de leur roche-mère (155, 202, 524, 548, 557, 587).

Il est aussi possible de remarquer une incidence du pH sur la distribution racinaire (Fig. 59), ou même sur le type d'alliance végétale présente (Tab. 5).

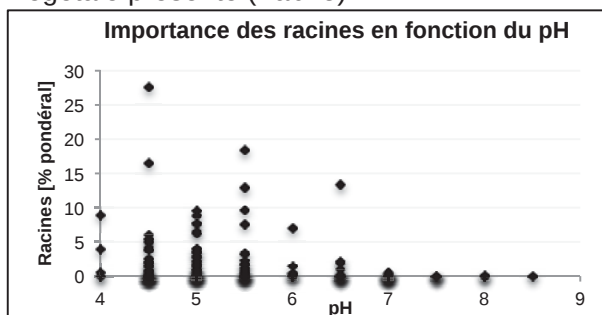


Fig. 59 : masse de racines par horizon [%] en fonction du pH [4-9]

Tab. 5 : répartition des alliances végétales en fonction de pH observé et selon Delarze et al., 2008.

Alliances végétales	nombre de sites	pH moyen	Delarze et al., 2008
Nardion	14	4.7	acide à neutre
Caricion firmiae	4	4.9	neutre à alcalin
Salicion herbaceae	4	4.9	acide à neutre
Cynosurion	1	5.0	neutre
Loiseleurio-Vaccinon	2	5.0	acide à neutre
Rhododendro Vaccinon	1	5.0	acide à neutre
Rumicion alpini	6	5.3	neutre à alcalin
Poion alpinae	15	5.5	neutre à alcalin
Mesobromion	1	5.5	neutre à alcalin
Caricion ferrugineae	19	5.6	neutre à alcalin
Seslerion	12	5.9	neutre à alcalin
Elynion	1	6.5	neutre
Petasition paradoxii	12	7.0	neutre à alcalin
Arabidion caerulae	14	7.1	neutre à alcalin
Thlaspiion rotundifolii	15	7.2	alcalin

La réaction des sols au test du **HCl** (0-4) va de nulle à effervescence forte, indiquant la présence de carbonates. Plusieurs cas de figure se présentent :

- L'ensemble du sol est carbonaté (20, 43, 202, 203, 221, 298, etc.)
- Seul la surface est décarbonatée (320, 391, 406, 548, 551, 557, etc.)
- Seul le dernier horizon avant la roche-mère est carbonaté (367, 370, 400, 403, 432, 570, 612, 764, etc.)
- Aucun horizon n'est carbonaté (363, 609, 610, 611, 782, 788, etc.)
- 1^{er} et dernier horizon carbonaté (304, 495)

Il est aussi intéressant de remarquer une corrélation entre le pH et la réaction au HCl (Fig. 60).

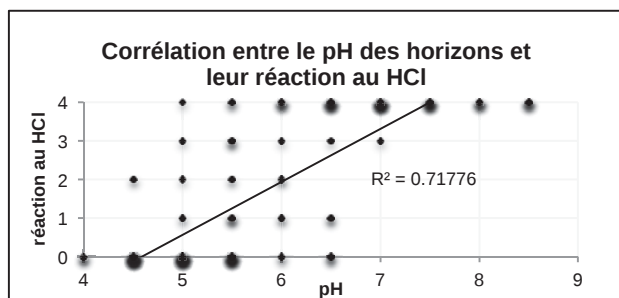


Fig. 60 : réaction de la terre fine des horizons au HCl [1-4] en fonction du pH [4-9]

Les **textures** sont principalement limoneuses, avec certaines exceptions à tendances sableuses (332, 403, 457, 491, 535, 557, 592, 594, 611, 612, 613, 818, etc.) ou argileuses (221, 406, 518, 557, 563, 565, 573, 575, 577, 578, 764, 788, etc.).

Les **structures** observées sont très diverses. Les premiers horizons, depuis la surface, se caractérisent souvent par des structures grenues, grumeleuses ou particulières. Viennent ensuite des structures plus construites : polyédriques, subpolyédriques, columnaires, lamellaires, prismatiques, fluffy, massives cimentées et fondues.

Au-dessus du sol, une forme d'humus est souvent présente de type : EUMULL, MESOMULL, OLIGOMULL, PEYROMULL, PSAMMOMULL, RHIZOMULL, EUMODER, HÉMIMODER, DYSMODER ou PACHYAMPHI. En caractérisant les horizons de chaque profil (Annexe IV) sur le terrain, corrigé par les résultats d'analyses en laboratoire, il a été

possible de déterminer le **type de sol** (Fig. 61)

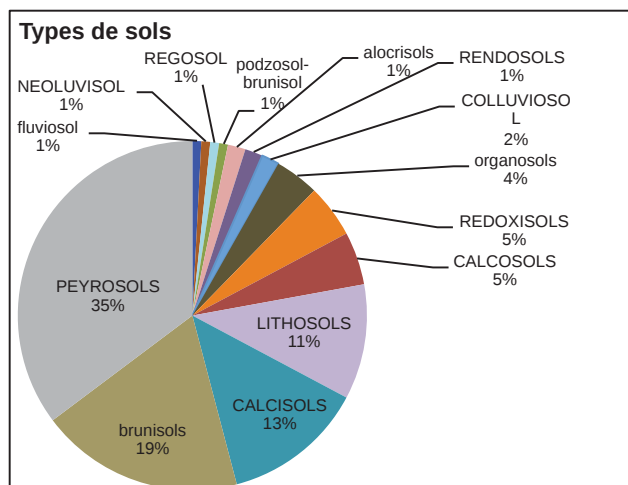


Fig. 61 : distribution des différents types de sols rencontrés dans les Alpes vaudoises méridionales

associé. Ainsi, les 122 profils ont été distribués en 14 types de sols : 43 PEYROSOLS, 23 brunisols, 16 CALCISOLS, 13 LITHOSOLS, 6 CALCOSOLS, 6 REDOXISOLS, 5 organosol, 2 RENOSOLS, 2 alocrisols, 2 COLLUVIOSOL, 1 fluviosol, 1 NEOLUVISOL, 1 REGOSOL et 1 podzsol-brunisol.

Différents qualificatifs ont été ajoutés en fonction des particularités des horizons, de la situation topographique, géologique, anthropique, etc.

3.2. Choix des échantillons à analyser

Les horizons de sols ont été sélectionnés en fonction des analyses à effectuer, pour obtenir les échantillons les plus représentatifs (Fig. 62).

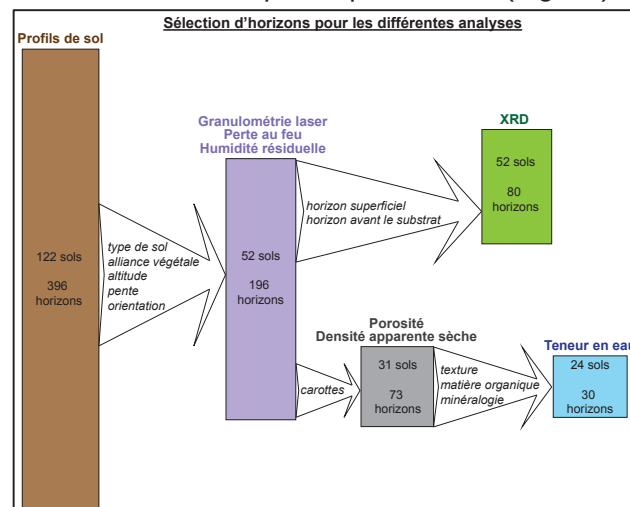


Fig. 62 : Sélection des horizons et des sols pour les différents types d'analyses

Un premier choix (Annexe V) a été porté sur les sols où il a été possible de prélever une (des) carotte(s), c'est-à-dire pas trop de cailloux et assez de profondeur. Cela représente 29 profils de sol. Ensuite, les types de sols ne comptant qu'un à deux exemplaire(s) ont été choisis, cela ajoute 5 profils.

Pour les brunisols, le n° 58 a été rajouté, malgré les 15 profils déjà choisis, car il se démarque des autres par l'altitude et l'alliance végétale.

Pour les CALCISOLS, en plus des 4 profils déjà sélectionnés, ont été rajoutés les n° 5, 332 et 824 car malgré leur situation similaire en altitude, pente et orientation (moins pour le n° 332), leurs alliances végétales sont différentes.

Pour les CALCOSOLS, les n° 62, 369 et 406 ont été choisis ayant les caractéristiques les plus éloignées les uns des autres. Au niveau des LITHOSOLS, les n° 358, 405 et 479 ont été sélectionnés car ils sont le plus éloignés les uns des autres, au niveau de l'altitude, ainsi que le 898 qui a une pente importante contrairement aux autres profils.

Pour les organosols, le n°832, car c'est le seul à être calcaire et le 126 ayant à peu près les plus faibles altitudes, pentes, et une végétation différente (buissonnante), tout en étant bien développé.

6 PEYROSOLS (446, 518, 548, 559, 592, 852) en plus de celui carotté, ont été choisis de manière à couvrir la diversité d'altitude, de pente et d'alliances végétales. Finalement, pour les REDOXISOLS, seul les 4 sols déjà sélectionnés, car carottés, ont été choisis. Ainsi, les profils de sols qui sont analysés sont au nombre de 52. Tous les horizons sont analysés pour la granulométrie et la perte au feu. Pour les teneurs en eau, seul 30 horizons sont analysés, sélectionnés par ACP puis CAH (Annexe VI). Pour la minéralogie l'horizon le plus proche de la roche support est analysé, ainsi que parfois l'horizon de surface lorsque son origine pédologique est incertaine (loess, éboulis), et finalement pour la porosité, tous les horizons des échantillons de sol non remaniés et intacts sont analysés (73).

Au total, au maximum 196 horizons sont analysés.

3.3. Composition du sol

Lors de la préparation des échantillons, le pourcentage pondéral de racines et de squelette a été déterminé. La perte au feu a permis de connaître le pourcentage de matière organique dans la fraction de sol de moins de 2 mm et la granulométrie a établi les parts de sables, limons et argiles. La figure 63 montre la

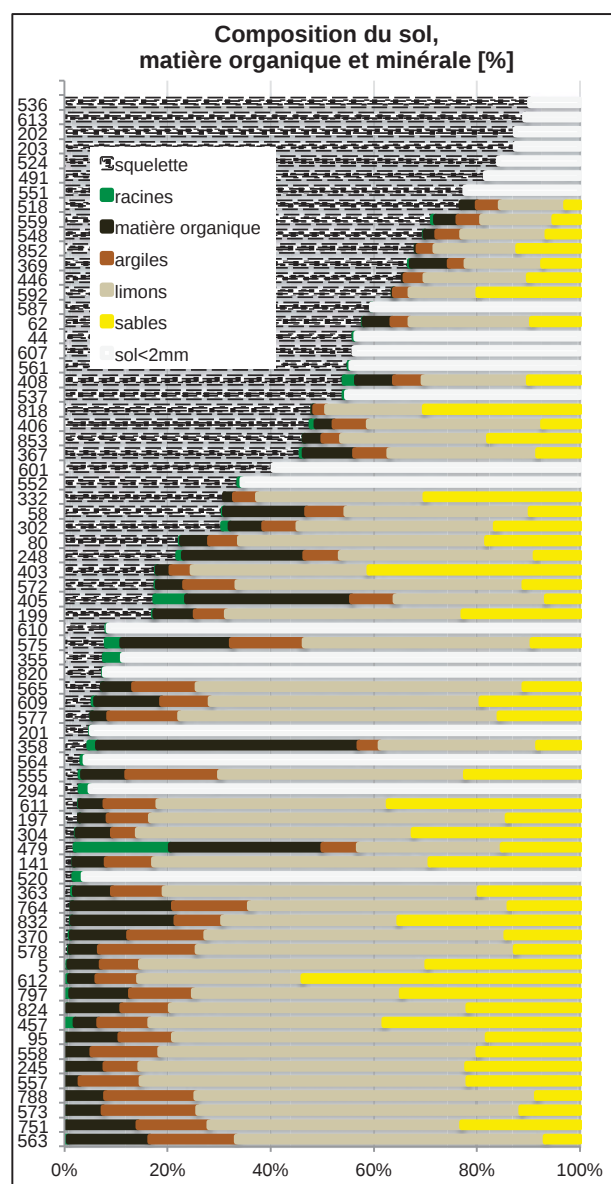


Fig. 63: Parts pondérales (squelette, racines, matière organique) et volumique (argiles, limons, sables) des composés de différents sols. La terre fine (moins de 2 mm) n'a pas été analysé pour la texture et le taux de matière organique.

distribution de ces différents éléments, en fonction des différents sols.

En moyenne les sols contiennent 7.6 % de matière organique et 92.4 % de matière minérale (Tab. 6).

Tab.6 : moyennes, minimum et maximum des différents composants du sol, et n° de sol relatif

%	min.	n° de sol	max.	n° de sol	moy.
squelette	0		90.19	536	27.17
racines	0		18.47	479	0.79
matière organique	0.26	818	50.75	358	6.76
argiles	2.30	818	18.98	578	6.03
limons	12.74	518	69.08	197	28.94
sables	2.72	518	53.75	612	13.02

La composition des sols est très variable. Le taux de **squelette** des sols se situe entre 0 et plus de 90% pour le n° 536. Au niveau des horizons, le taux de squelette augmente jusqu'au 3^{ème} horizon avant de diminuer à nouveau (Tab. 7). Toutefois ces chiffres

Tab. 7 : Taux pondéral de squelette analysé, par horizon. Maximum, minimum et moyenne, par horizon.

Squelette [% pondéral]	1er horizon	2ème horizon	3ème horizon	4ème horizon	autres
max.	89.9	92.0	94.4	85.9	64.4
min.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
moy.	15.8	24.0	28.1	13.7	5.4

résultent de mesures omettant une partie du squelette, celui-ci étant trop massif pour être déplacé pour analyse.

Le taux de **racines** ne passant pas au travers d'un tamis de 2 mm, varie de 0 à 18 %, en fonction des sols, avec un maximum pour le n° 479. La **matière organique** contenue dans le sol de moins de 2 mm est la plus abondante (51 %) dans le sol n° 358, alors que le n° 818 en contient le moins, 0.26 %.

L'analyse de la terre de moins de 2 mm, avec un granulomètre laser, a permis de déterminer les différentes tailles de grains minérales :

- les argiles, moins de 2 µm
- les limons, 2 à 50 µm
- les sables, 50 à 2000 µm

Il ressort que la taille des grains minéraux d'une fraction de sol peut être très variable (Fig. 63). Par exemple le n° 818 contient le moins d'**argile**, alors que le n° 578 en contient le plus. Les **limons** sont le plus représentés dans le sol n° 197, alors qu'il sont en plus faible proportion dans le n° 518. Le n° 518, recèle aussi la

proportion minimale de **sable**, avec 2.72 %. En revanche, c'est le n° 612 qui en contient le plus. Les différentes fractions minérales permettent de déterminer la **texture** des différents sols analysés, en les rapportant sur le triangle des textures (Fig. 64).

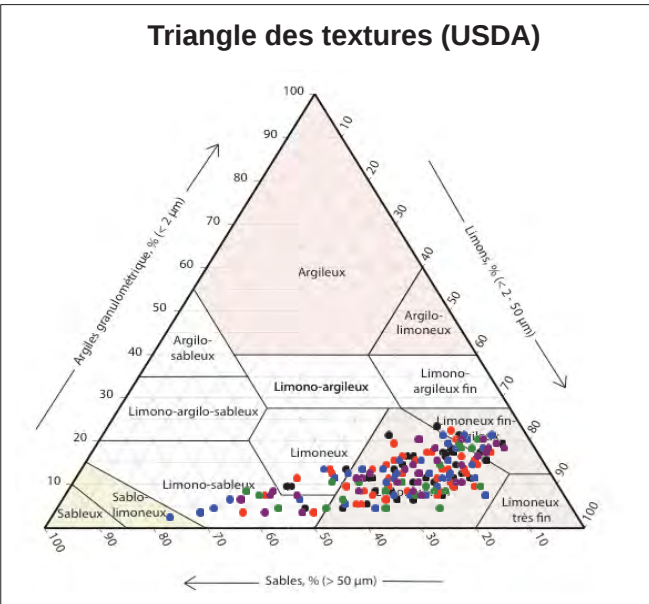


Fig. 64 : Répartition des différents horizons (1^{er} en noir, 2^{ème} en rouge, 3^{ème} en bleu, 4^{ème} en vert et derniers en violet) dans le triangle des textures, modifié de USDA (?).

Dans l'ensemble, les horizons sont principalement limoneux, avec une majorité à texture limoneuse-fine (Tab. 8). Le seul horizon sablo-limoneux appartient au sol n°403. A l'opposé, le n°559 est le sol ayant l'horizon qui se rapproche le plus d'une tendance argileuse.

Tab. 8 : n° de sol et texture des horizons représentés dans le graphique 3.

sablo-limoneux	limono-sableux	limoneux	limoneux-fin			limoneux-fin argileux
403	126	62	5	363	558	405
	304	559	58	367	559	406
	332	612	62	369	572	518
	403	797	80	370	573	557
	457	832	95	403	577	558
	592		141	405	578	559
	611		197	406	592	563
	612		199	408	609	565
	818		245	446	611	573
			248	457	751	575
			302	479	764	577
			304	548	824	578
		332	555	852	788	
			358	557	853	

En général les mesures de laboratoire sont assez proches des observations de terrain (Tab. 9). Seul 2% des mesures ne correspondent pas du tout.

Tab. 9 : correspondance entre les valeurs de texture estimées sur le terrain et celles issues des analyses au granulomètre laser

Texture labo	Texture terrain pareil à la texture labo	Texture terrain proche de la texture labo	Texture terrain différente de la texture labo	Nombre d'occurrences totales
L	0	7	10	10
LF	93	34	34	127
LFA	9	17	17	28
LFALF	0	1	1	1
LFL	0	1	1	1
LFLFA	0	9	9	9
LFLS	0	1	1	1
LLF	1	0	0	1
LLS	0	1	1	1
LS	11	4	5	16
SL	0	1	1	1
Total [%]	58.2	38.8	40.8	100.0

Il est possible de mettre en relation la texture avec les teneurs en eau mesurés pour le point de ressuyage (pF 2.7) et pour le point de flétrissement permanent (pF 4.2) (Fig. 65 et Tab. 10). Les textures grossières semblent moins retenir d'eau que les textures fines.

D'autre part, en montant en altitude, la proportion de sables tend à être plus importante, et celle des limons plus faible (Fig. 66 et 67).

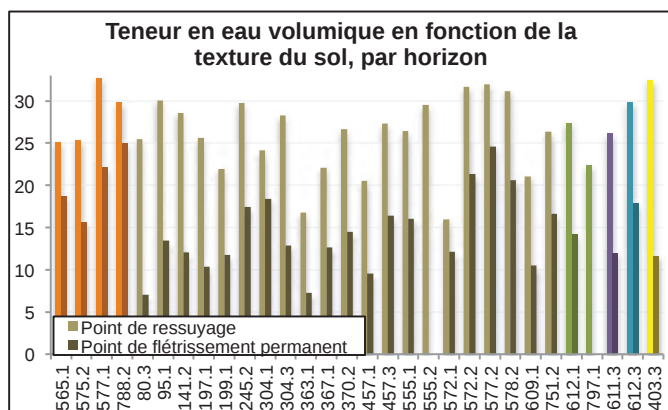


Fig. 65: teneur en eau volumique, au point de ressuyage et de flétrissement permanent, par horizon en fonction de la texture

Tab. 10 : moyennes des teneurs en eau volumique, au point de ressuyage et de flétrissement permanent, par horizons de même texture

Moyennes	Nombres d'horizons	Teneur en eau à pF 2.7	Teneur en eau à pF 4.2
limoneux-fin argileux	4	28	20
limoneux-fin	21	26	14
limoneux	2	25	14
limoneux à limono-sableux	1	26	12
limono-sableux	1	30	18
sablo-limoneux	1	32	12

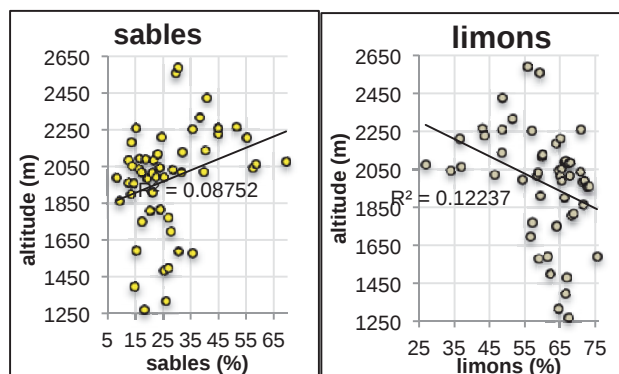


Fig. 66 et 67 : pourcentage de sables et de limons, dans la fraction de sol de moins de 2 mm sans matière organique, en fonction de l'altitude

3.4 Diffraction aux rayons X (XRD)

La diffraction aux rayons X (XRD) a permis d'établir la composition minérale des fractions de terre fine de moins de 2 mm, de 2 à 16 µm et de moins de 2 µm, pour 80 horizons de sol et pour celle des roches de 29 de ces horizons (Fig. 68, 69, 70). Les horizons sélectionnés sont soit des horizons de surface, soit des horizons de profondeur, ceci afin de déterminer s'il y a un apport externe (éboulis, loess). Différents minéraux sont détectés avec cette méthode, dans les différentes fractions de sol et de roches.

- Fraction de moins de 2 mm : goethite, phyllosilicates, ankérite, quartz, dolomite, calcite, feldspath potassique, feldspath plagioclase
- Fraction de 2 à 16 µm : mica, kaolinite, chlorite

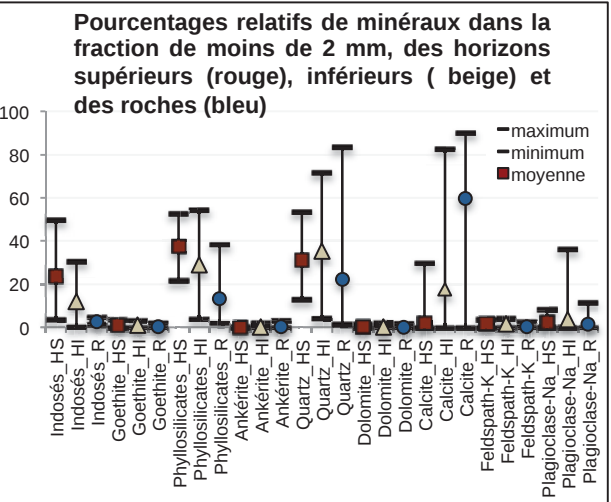


Fig. 68 : Répartition des minéraux (pourcentage relatif), de la fraction de moins de 2 mm, entre les horizons de surface (HS), de profondeur (HI) et les roches (R)

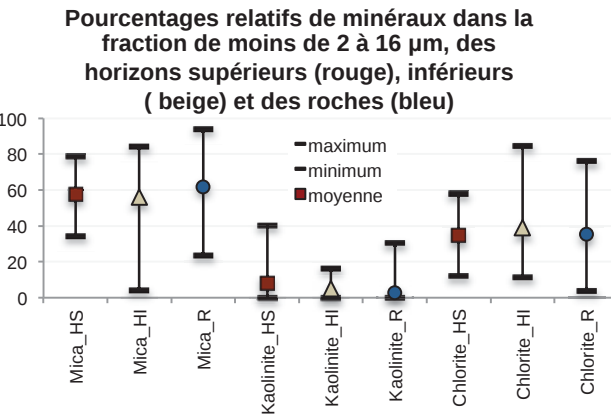


Fig. 69 : Répartition des minéraux (pourcentage relatif), de la fraction de moins de 2 à 16 µm, entre les horizons de surface (HS), de profondeur (HI) et les roches (R)

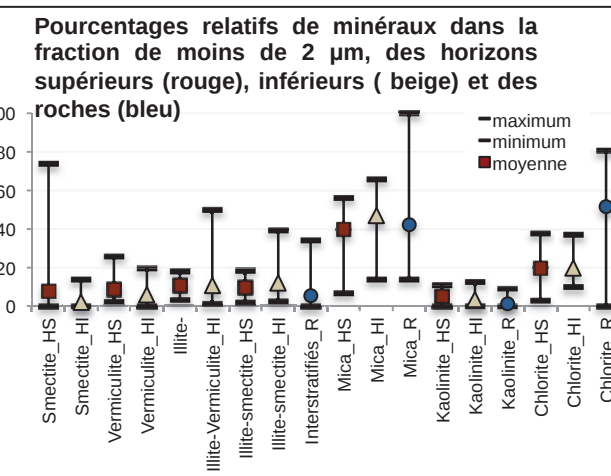


Fig. 70 : Répartition des minéraux (pourcentage relatif), de la fraction de moins de 2 µm, entre les horizons de surface (HS), de profondeur (HI) et les roches (R)

- Fraction de moins de 2 µm : smectite, vermiculite, illite-vermiculite, illite- smectite, interstratifiés, mica, kaolinite, chlorite

Dans la fraction de moins de 2 mm (Fig. 68), plusieurs tendances sont à noter. En premier lieu, les minéraux les plus représentés sont la calcite, le quartz et les phyllosilicates. Ensuite, en comparant les fractions de sol et de roches, il est possible de remarquer que mis à part la calcite et l'ankérite, les autres minéraux sont en plus grande quantité dans les sols que dans les roches. Finalement, certains minéraux (quartz, feldspath plagioclase, dolomite) sont en plus grande quantité dans l'horizon supérieur que dans les roches ou les horizons inférieurs. Dans la fraction de 2 à 16 µm (Fig. 69), il y a plus de micas que de chlorite et la kaolinite n'est présente qu'en faibles proportions. Les micas sont le plus représentés dans les roches, puis les horizons supérieurs. La chlorite se manifeste surtout dans les horizons inférieurs, puis dans les roches. La kaolinite est principalement présente en surface, et dans le sol.

Enfin, dans la fraction la plus fine (moins de 2µm), ce sont les micas et la chlorite qui dominent (Fig. 70). Les micas apparaissent surtout dans les horizons inférieurs. La chlorite est deux à trois fois plus présente dans les roches que dans les sols. Les autres argiles sont plus représentées en surface qu'en profondeur, plus particulièrement la kaolinite.

Ainsi la XRD a permis de montrer qu'il existe des différences de types de minéraux entre les différentes tailles de grains analysés. De plus ceux-ci sont répartis selon des abondances relatives variables, selon qu'il s'agisse des horizons supérieurs, des horizons de profondeur (juste avant les roches) ou des roches (récoltées dans la partie inférieure des sols) (Tab 11).

Tab. 11 : répartitions préférentielle des minéraux en fonction de leur taille et de leur position dans le sol.

Présence principale des minéraux	fraction de moins de 2 mm	fraction de 2-16 µm	fraction de moins de 2 µm
Horizons supérieurs	goethite, phyllosilicates, dolomite, feldspath	kaolinite	smectite, vermiculite, kaolinite
Horizons inférieurs	quartz, plagioclase	chlorite	interstratifiés, mica
Roches	ankérite, calcite	mica	chlorite

3.5 Perte au feu et humidité résiduelle

L'humidité résiduelle (45-105°C) des horizons est en moyenne d'environ 4% et au maximum de 27%. Il est possible de rapporter l'humidité résiduelle des horizons à leur texture (Tab. 12).

Tab. 12 : comparaison entre la texture des sols analysés et leur humidité résiduelle

humidité résiduelle	argileux	limoneux	sableux	autres
0-1 %	0	14	1	11
1-4 %	0	91	0	10
4-8 %	0	45	0	5
>8 %	0	18	0	1

Les horizons limoneux semblent avoir une humidité résiduelle plus importante que l'horizon sableux.

Le taux de matière organique, déterminé par perte au feu à 450°C, varie de 0.2 % pour le 818.3 à 68 % pour le 363.1. En moyenne, les horizons de sol contiennent 12% de matière organique.

3.6 Teneur en eau

La teneur en eau des horizons de sol est mesurée en pourcentage volumique et est rapportée à la force de succion/pression appliquée (Fig. 71).

Les différents stades d'humidités analysés sont pF 0.0, 0.7 (0.05 bar), 1.0 (0.1 bar), 1.5 (0.0315 bar), 1.8 (0.0631 bar), 2.5 (0.33 bar), 2.7 (0.5

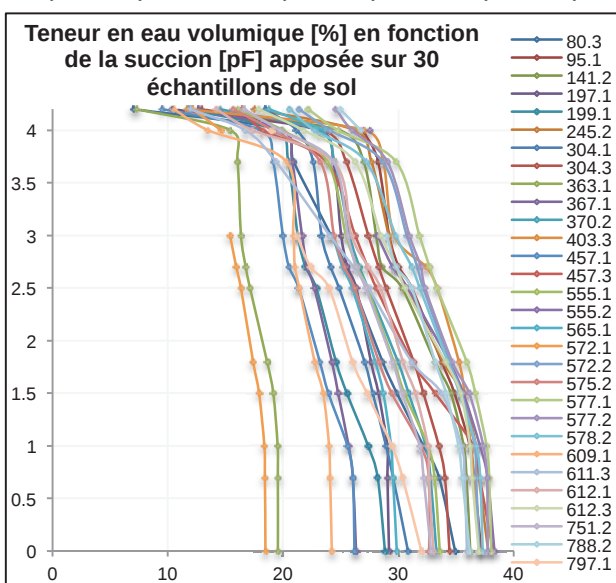


Fig. 71: teneur en eau volumique [%] en fonction de la force de succion ou potentiel matriciel en point de pF

bar), 3.0 (1 bars), 3.7 (5 bars), 4.0 (10 bars) et 4.2 (16 bars). Les teneurs en eau volumiques sont comprises entre 0.06 et 0.38 [cm³/cm³].

La perte en eau n'est pas linéaire. Tous les échantillons perdent rapidement une partie de leur eau au début. Ensuite, entre 1 et 16 bar, trois tendances sont suivies :

- Diminution de la perte en eau puis augmentation
- Perte en eau plus ou moins linéaire
- Augmentation de la perte en eau puis diminution

Le tableau ci-contre (Tab. 13) liste les différents

Tab. 13: évolution de la courbe de teneur en eau volumique, en fonction de la succion, selon les horizons pédologiques

Tendance de perte en eau par horizon					
Diminution puis augmentation			Linéaire	Augmentation puis diminution	
80.3	304.1	457.1	555.1	457.3	612.1
95.1	304.3	565.1	555.2	572.2	751.2
141.2	363.1	609.1	572.1	575.2	
197.1	367.1	611.3	612.3	577.1	
199.1	370.2		788.2	577.2	
245.2	403.3		797.1	578.2	

horizons selon leur tendance de perte en eau (forme de la courbe).

Ainsi, la teneur en eau d'une carotte de sol diminue, non linéairement, lorsque la force de succion / pression appliquée augmente.

Il est aussi possible d'observer que la teneur en eau est corrélée au taux de matière organique (Fig. 72). Ce phénomène est d'autant plus important que l'échantillon est humide.

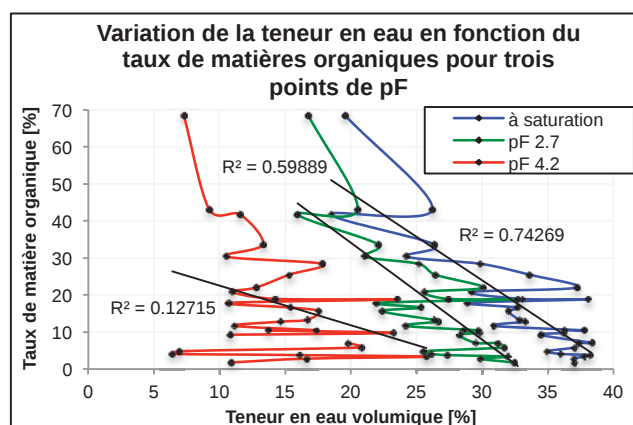


Fig. 72 : variation de la teneur en eau, pour trois potentiels matriciels, en fonction du taux de matières organiques

3.7 Porosité et densité apparente sèche

La porosité totale, mesurée avec un pycnomètre à air, révèle une proportion importante de vides dans les horizons sélectionnés, en moyenne 75% (Fig. 73, 74 et Tab. 14).

L'horizon 363.1 a la porosité la plus importante et le 403.1 la plus restreinte. La porosité observé sur le terrain et en laboratoire, par horizon semble diminuer avec la profondeur (Tab. 15).

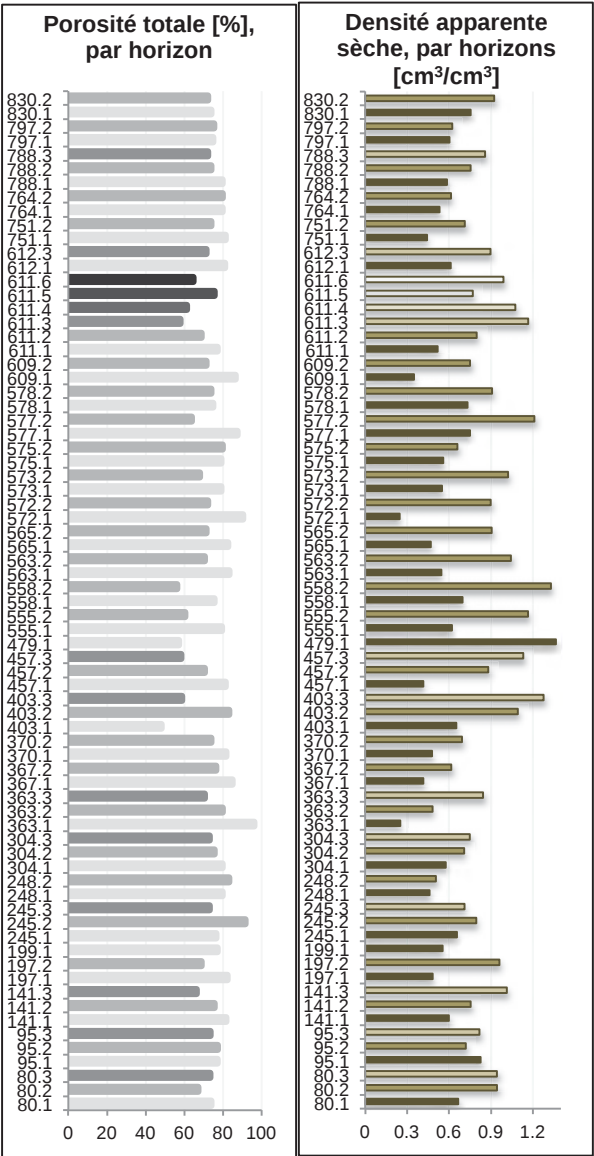


Fig. 73 : densité apparente sèche en g/cm3, pour 73 horizons

Fig. 74 : porosité en % volumique sec, pour 73 horizons

Tab. 14 : valeurs maximales, minimales et moyennes de porosité et densité apparente sèche pour 73 horizons

	Porosité [% vol.]	Densité apparente sèche [g/cm ³]
max.	96.22	1.37
min.	48.27	0.25
moy.	74.66	0.75

Tab. 15 : porosité observée sur le terrain [1-9] et en laboratoire [%] sur des échantillons de sol non-remaniés, en fonction de la position de l'horizon depuis la surface.

horizons analysés	1er horizon	2ème horizon	3ème horizon	autres horizons
porosité labo [%]	78.9	73.4	68.6	67.2
porosité terrain [1-9]	4.5	3.4	3.7	3.0

La densité apparente sèche (D_{as}), obtenue par la masse sèche divisée par le volume total d'humidité naturelle des carottes de sol, est en moyenne de 0.75 g/cm³. L'horizon le plus lourd est le 479.1 et le plus léger, le 572.1. De manière générale, la D_{as} des horizons de surface est moins importante que celle des horizons inférieurs.

Les horizons de surface contiennent en général un plus grand volume poral que les horizons de profondeur (Fig. 73). Toutefois c'est le contraire pour les sols 95, 245, 797 (BRUNISOLS DYSTRIQUES), 403 (PODZOSOL DURIQUE-BRUNISOL DYSTRIQUE), 248 et 575 (CALCISOLS).

De manière générale, plus la densité apparente sèche augmente et plus la porosité diminue et ceci semble être lié au type de structure (Fig. 77) et à la proportion de racines présentes (Tab. 16).

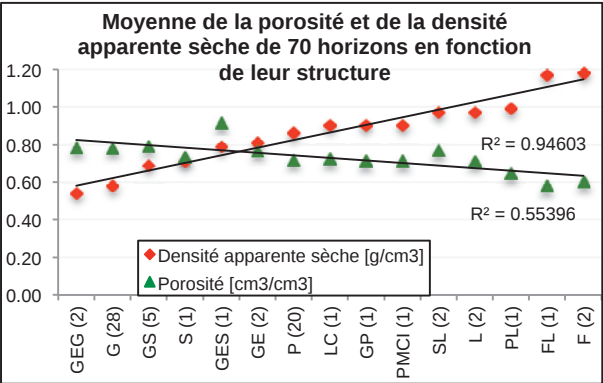


Fig. 77 : Moyennes de porosité [cm³/cm³] et de densité apparente sèche [g/cm³] en fonction de la structure de 70 horizons (abrégés avec nombre de valeurs entre parenthèse).

Tab. 16: Moyennes de taux racinaire [% pondéral], de porosité [cm³/cm³] et de densité apparente sèche [g/cm³] en fonction de la structure pour 70 horizons.

Structure	Racines [% pondéral]	Densité apparente sèche [g/cm ³]	Porosité [cm ³ /cm ³]	nombre de valeurs
grenue à grumeleuse	5.53	0.54	0.78	2
grumeleuse	3.75	0.58	0.78	28
grumeleuse à subpolyédrique	0.26	0.69	0.79	5
subpolyédrique	0.05	0.71	0.73	1
grenue à subpolyédrique	0.15	0.79	0.92	1
grenue	17.53	0.81	0.77	2
polyédrique	0.15	0.86	0.72	20
lamellaire à colonnaire	0.01	0.90	0.72	1
grumeleuse à polyédrique	0.00	0.90	0.71	1
polyédrique à massive cimentée	0.00	0.90	0.71	1
subpolyédrique à lamellaire	0.01	0.97	0.77	2
lamellaire	0.01	0.97	0.71	2
polyédrique à lamellaire	0.00	0.99	0.65	1
fluffy à lamellaire	0.08	1.17	0.58	1
fluffy	0.02	1.18	0.60	2

3.8 Détermination d'une fonction de pédotransfert (FPT)

Parmi les FPT trouvées dans la littérature (Annexe VII), seules quelques-unes ont pu être testées (Annexe VIII, Tab. 17) avec les données obtenues par les analyses en laboratoire, les autres FPT nécessitant des données non analysées.

Les meilleures correspondances sont avec les FPT de Bastet (1999) pour les pF 2.5 et 3.0 et avec la FPT de Rawls et al. (1982), 1^{er} modèle, pour pF 4.0 et Hall et al. (1977) pour pF 4.2. (Tab. 18).

Tab.17 : FPT utilisées avec les données obtenues en laboratoire, leur(s) auteur et l'année de publication

Année	Auteur(s)	FPT
1965	Salter et Williams	$RU = 1.5 - (0.012Sag) + (0.0123Saf) + (0.302CO)$
1977	Hall et al.	$\theta = a(Ar) + b(Li) + c(CO) + d(Da, h)$
1979	Gupta et Larson	$q = bSa + cLi + dAr + eMO + fDa$
1982	Rawls et al.	$q = a + bSa + cLi + dAr + eMO + fDa$ $\theta = a + b(Sa) + c(Li) + d(Ar) + e(MO) + f(Da, h) + g(\theta 330) + h(\theta 15000)$
1999	Bastet	$W = a + b(Da) + c(CO) + d(Ar) + e(Li)$
2000	Baize	$RUM = E * Da (HCC-HPF)$

Tab. 18 : concordance entre les résultats prédits avec différentes FPT et les données observées

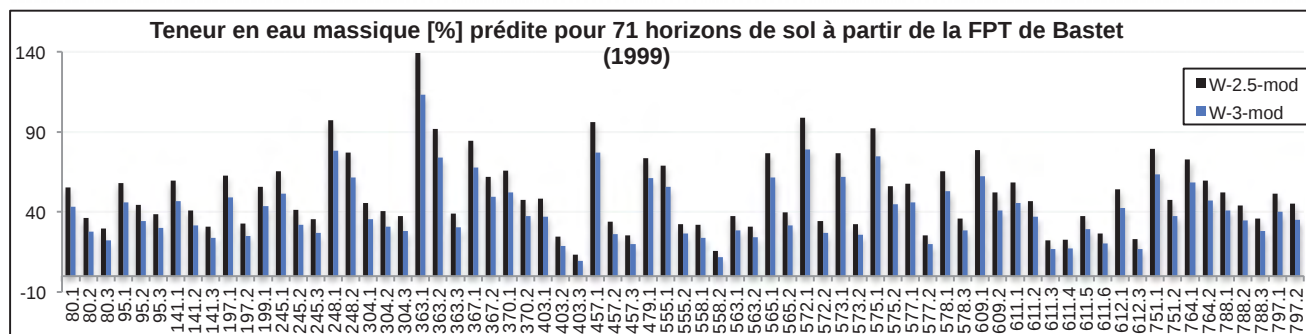
régression linéaire	FPT	pF 1.5	pF 2.5	pF 3.0	pF 4.0	pF 4.2
Bastet, 1999	W	0.258	0.845	0.828	-	0.032
Rawls et al., (1), 1982	θ	-	0.596	0.529	0.257	0.154
Rawls et al., (2), 1982	θ	-	0.527	0.403	0.033	-
Rawls et al., (2 bis), 1982	θ	-	-	0.035	-	-
Gupta et Larson, 1979	θ	-	0.411	0.27	-	0.005
Hall et al., 1977	θ	-	-	-	-	0.184

La proportion de variance expliquée par le modèle de Bastet pour pF 2.5 est de 0.8454, pour pF 3.0 de 0.8281 et pour le modèle de Rawls et al., pour pF 4.2, de 0.6204. Ainsi, la meilleure FPT est celle de Bastet, pour pF 2.5. La teneur en eau des horizons prédite par la FPT de Bastet (1999) pour 71 horizons de sols montre une diminution avec la profondeur (Fig. 78).

Ensuite, il est possible de mettre en relation cette teneur en eau prédite pour pF 2.5 et 3.0 ainsi que la teneur en eau observée à pF 4.2, avec les espèces végétales situées au-dessus des sols (Fig.79). Le *Seslerion* repose sur les sols les plus humides et le *Salicion herbaceae* sur les sols les plus secs.

Finalement il est intéressant de comparer cette classification avec les données existantes dans

Fig. 78 : Teneur en eau prédite avec la FPT de Bastet (1999) pour 71 horizons de sol



la littérature (Delarze et al., 2008) (Tab. 19).

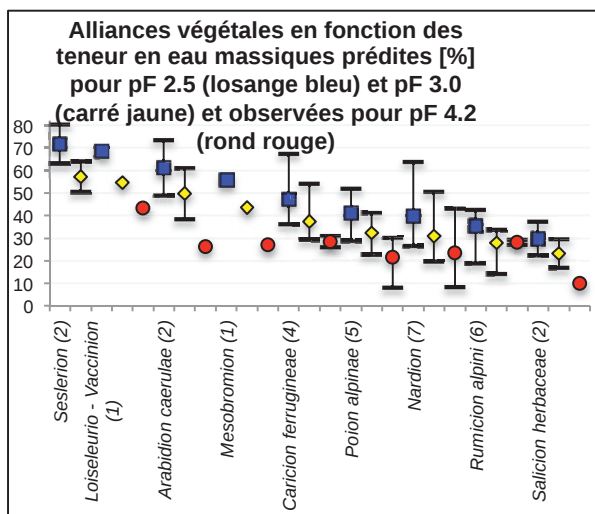


Fig. 79 : teneur en eau volumique à pF 2.5 en fonction de l'alliance végétale

Tab. 19 : comparaison des données théoriques (Delarze et al., 2008) d'humidité du sol avec celles prédites par les FPT pour 30 sols, et leur désorption entre pF 2.5 et 3.0, pour 9 alliances végétales

Alliance végétale	Humidité du substrat selon Delarze et al. (2008)	Teneur en eau massique moyenne		
		pF 2.5	pF 3.0	désorption
Seslerion	sec à mésophile	71.8	57.3	14.5
Loiseleurio - Vaccinon	mésophile à sec	68.4	54.6	13.8
Arabidion caeruleae	humide	61.2	49.8	11.4
Mesobromion	sec	55.8	43.6	12.3
Caricion ferrugineae	mésophile	47.3	37.4	9.9
Poion alpinae	mésophile à humide	41.2	32.3	8.9
Nardion	mésophile à sec	39.9	30.9	8.9
Rumicion alpini	mésophile à humide	35.6	27.9	7.7
Salicion herbaceae	humide	29.9	23.2	6.6

Les teneurs en eau prédites semblent très différentes des indications d'humidité selon Delarze et al. (2008), pour les différentes alliances végétales.

3.9 Interpolation de la teneur en eau

Les FPT permettent de sélectionner des variables pour modéliser la teneur en eau avec R. Les variables choisies [%] sont : sables,

limons, argiles, matière organique, racines et squelette.

Dans un premier temps ces variables sont utilisées pour prédire une valeur de teneur en eau à pF 2.5, pF 2.7, pF 4.0 et pF 4.2 (les plus proches du point de ressuyage et point de flétrissement permanent), pour les 30 horizons analysés.

Quatre modèles sont utilisés : un modèle linéaire généralisé (GLM), un modèle linéaire généralisé polynomial (GLMp), un modèle additif généralisé (GAM) et un modèle de forêt d'arbres décisionnels (RF).

Puis, afin de déterminer l'importance de chaque variable, une validation croisée (k-fold) est effectuée en utilisant le modèle FUN (Tab. 20).

Tab. 20: Meilleurs résultats des modélisations de teneurs en eau à pF 2.5, 2.7, 4.0 et 4.2, avec les GLM, GLMp, GAM, RF. Moyennes et déviations standards des R^2 ajustés et variables sélectionnées par validation croisée.

	modèle	moyenne R^2 ajusté	déviations standard R^2 ajusté	variables
pF2.5	GLMp	0.592	0.031	sab, lim, MO, arg, sqe, 3/10 : sab, lim, MO
pF2.7	GLMp	0.577	0.034	sab, lim, MO, arg, sqe, 2/10 : sab, lim, MO, 1/10 : sab, MO
pF4.0	GLMp	0.376	0.059	lim, sab, MO
pF4.2	GAM	0.429	0.025	MO, arg, sqe

Le meilleur modèle est le GLMp pour pF 2.5, avec 59.2 % de prédiction correcte.

Dans un deuxième temps, les variables les plus importantes sont utilisées pour modéliser la teneur en eau à pF 2.5 (meilleurs résultats) pour les 196 horizons ayant été analysés pour les variables sélectionnées (Fig. 80). Le calcul de la teneur en eau par sol est effectué en faisant une moyenne des teneurs en eau par horizon, pondérée par l'épaisseur moyenne de

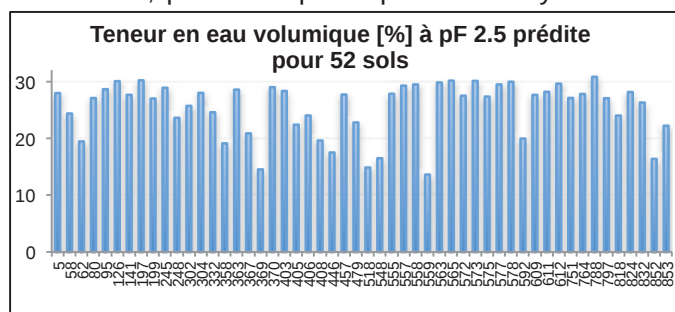


Fig. 80 : teneur en eau prédite avec un GLMp pour pF 2.5, pour 52 sols

leurs horizons respectifs. Le sol 559 est celui qui retient le moins d'eau et le 788 celui qui en retient le plus, à pF 2.5.

Il est aussi possible de comparer ces différents teneurs en eau à pF 2.5 avec les alliances végétales qui recouvrent les sols (Fig. 81). Ainsi le Petasition paradoxi croît sur les sols ayant le moins d'eau et le Rumicion alpini sur les sols les plus humides, au point de ressuyage.

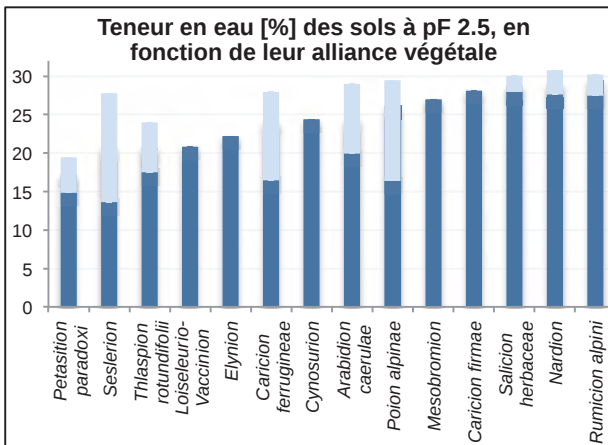


Fig. 81 : alliance végétales au-dessus des différents profils de sols dont la teneur en eau (moyenne, minimum et maximum) a été prédite à pF 2.5 et 3.0 et mesurée pour pF 4.2

Pour le dernier stade de la modélisation, différentes variables environnementales existantes sont sélectionnées dans des bases de données :

- Géologie de la nappe de Morcles et des Diablerêts (UnilGIS)
- index de végétation normalisé (Ndvi_mv_25)
- index d'eau normalisé (Ndwi)
- index de neige normalisé (NDSI_Pre_1)
- index topographique d'humidité (Twi_25s)
- index d'humidité, par saison (Mind)
- précipitations, par saison (Prec)
- radiations solaires, par saison (Rad)
- température, par saison (Temp)
- équilibre hydrique moyen annuel du site selon les propriétés du sol (Swb)
- modèle numérique de terrain (Mnt_1m)
- pente par pixel de 25 m de côté (Slope_25)
- incurvations du terrain, pixel de 25 m de côté (Curv_25)

- incurvations du terrain, pixel de 3 m de côté (Convexity_3m)
- orientation, pixel de 1 m de côté (Aspect_5m)
- orientation, pixel de 1 m de côté (Aspect_1m)
- distance euclidienne à une rivière (River_dist)

La variable géologique est retravaillée pour passer d'une information qualitative à quantitative.

Ensuite, ces variables géoréférencées sont extraites avec ArcGIS, en utilisant les coordonnées x et y comme lien entre elles et les emplacements de sols analysés, afin d'obtenir un seul tableau. Puis ce fichier « shapefile » est transformé en « texte » afin de pouvoir être utilisé avec R. Puis, les modèles GLM, GLMp, GAM, RF et la validation croisée sont utilisés afin de prédire la teneur en eau à pF 2.5, à partir des variables environnementales ci-dessus, et de contrôler sa validité.

Les résultats sont décevants et ne permettent pas d'interpoler la teneur en eau au site d'étude (Tab. 21). Le meilleur résultat, obtenu avec la moyenne de 10 modélisations avec le GAM et déterminé par une k-fold validation croisée, n'atteint que 0.251 d'explication de la teneur en eau par les variables environnementales.

Tab. 21 : Modélisation de la teneur en eau à pF 2.5, pour les 196 horizons partiellement analysés, à partir de variables environnementales

modèle	moyenne R2_ajusté	déviations standard R2_ajusté	Variables
GLM	0.000	0.034	toutes
GLMp	0.019	0.072	toutes
GAM	-0.001	0.022	toutes
RF	0.052	0.023	toutes
GLM	0.152	0.028	topo
GLMp	0.102	0.089	topo
GAM	0.251	0.055	topo
RF	0.065	0.016	topo

4. Discussion

Ce travail de mémoire n'a pas été en mesure de répondre à la problématique, à savoir si la réserve hydrique des sols avait une influence sur la répartition des espèces végétales. En effet, la modélisation de la teneur en eau, à partir d'un modèle linéaire généralisé polynomial (GLMp), a permis d'obtenir une valeur de teneur en eau acceptable (R^2 ajusté = 0.592) pour 196 horizons, 52 sols, à partir de différentes données pédologiques comme la texture, le taux de matière organique et de squelette. Cependant, la modélisation n'a pas été concluante pour prédire cette valeur de teneur en eau pour tout le site d'étude, car le meilleur résultat ne dépassait pas 25.1 % de proportion de variance expliquée (modèle généralisé additif utilisant des variables topographiques). Ainsi, il aurait été absurde d'utiliser cette valeur de teneur en eau prédite dans des modèles de distribution des espèces végétales (SDM), pour espérer les améliorer. C'est pourquoi, le but n'a pas été atteint.

Toutefois, d'autres informations ont pu être obtenues. Par exemple, il a été possible de déterminer une valeur de teneur en eau à pF 2.5, 3.0 en utilisant des fonctions de pédotransfert (FPT), avec de bonnes correspondances, respectivement 84.5% et 82.8%. Pour les valeurs de teneur en eau plus élevées (pF 4.0 et 4.2), les valeurs observées et prédites sont trop éloignées pour être valables.

Les différentes observations et analyses de laboratoires vont être discutées et comparées à la littérature, afin de comprendre leur influence sur la réserve en eau du sol.

En utilisant les résultats obtenus par prédiction de la teneur en eau, l'accent va être mis sur une possible relation entre ces données et des données existantes de végétation, issues de relevés de terrain. Cette démarche va être effectuée afin de pouvoir infirmer ou confirmer la première hypothèse qui suppose l'existence d'une influence des caractéristiques du sol, et plus spécialement de sa réserve hydrique, sur la répartition des espèces végétales.

4.1 Détermination des emplacements des profils de sol

Les emplacements pour creuser des profils de sol ont été déterminés par un échantillonnage stratifié, aléatoire. Différentes

variables environnementales (végétation, altitude, orientation, pente) ont été utilisées afin d'avoir un maximum de diversité, tout en ayant des groupes de 2-3 sites ayant les mêmes caractéristiques environnementales, selon les critères choisis.

Toutefois une multitude d'autres critères auraient pu être choisis comme la présence de bétail et animaux sauvages, l'accessibilité, l'exposition aux vents, la distance à une nappe phréatique, les radiations solaires reçues, la durée de temps depuis le dernier retrait glaciaire, les apports et retraits de matière minérale et organique, etc.

Cependant, même si un grand éventail de données est disponible pour cette région d'étude, beaucoup de données sont encore à déterminer et donc inaccessibles.

Les variables environnementales choisies correspondent à des données corrélées à d'autres informations et amenant déjà une bonne diversité.

Par exemple, l'orientation a une influence sur le taux de radiations reçues selon les saisons et le moment de la journée, sur la force du vent, sur la durée de présence des animaux, sur la fonte des neiges, etc.

La pente est liée à l'importance des mouvements d'origine gravitaire et fluviales, à l'épaisseur du sol, au type de végétation et d'animaux présents, aux effets d'ombres et d'exposition, à la taille des grains minéraux, au type d'enracinement, etc.

L'altitude est corrélée à l'importance des précipitations, aux températures, aux types de faune et de flore, à la durée de présence de neige, à la date du dernier retrait glaciaire, à l'intensité des mécanismes de recyclage de la matière organique, au type d'érosion, etc.

Le type de végétation va dépendre des variables ci-dessus ainsi que de différents autres paramètres comme l'importance du vent, l'ensoleillement, la durée d'enneigement, l'eau à disposition, l'acidité/alcalinité du sol, la fracturation des roches sous-jacentes, le recouvrement par des matériaux de l'amont, la dispersion des graines, etc.

Ainsi le choix des variables environnementales utilisées pour déterminer l'emplacement des profils de sols peut être justifié, même si plusieurs autres alternatives auraient pu être envisagées.

Pour le prélèvement des 25 carottes de sol (75 horizons) nécessaires à l'analyse de la

densité apparente, de la porosité et de la teneur en eau, le choix n'a pas été difficile. Effectivement, un grand nombre de sols contenait une part si importante de squelette, qu'il rendait le prélèvement impossible au moyen des outils à disposition. Ainsi, un maximum de sols, où un échantillon de terre non remanié a pu être pris intact, a été prélevé et analysé.

4.2. Observations de terrain

Les profils de sols sont situés avec un GPS. Il existe un risque d'imprécision avec le GPS lié à la situation météorologique et aux reliefs ayant une influence sur les ondes des satellites et avions qu'il arrive à intercepter. Plus leur nombre est important et leur position dispersée et plus l'information sera précise. Ainsi l'emplacement repéré peut sensiblement diverger de la coordonnée ciblée. Pareil pour l'altitude. Les données de pente et d'orientation sont à prendre avec des précautions, car les outils à disposition sont très rudimentaire.

Certaines caractéristiques n'ont pas pu être décrites pour les horizons prélevés avec la tarière comme la structure, le taux, la taille et la forme du squelette, l'importance des racines et des organismes vivants, les limites et transitions d'horizons. En effet la structure est détruite par la tarière et les autres caractéristiques nécessitent l'observation d'une coupe ayant une surface raisonnable (ici 50-60 cm de largeur).

L'observation du profil permet dans un premier temps de délimiter des horizons, qui seront ensuite individuellement caractérisés.

4.2.1. Activité biologique

Lors de la mise au jour du profil de sol, toute une faune est dérangée qui a parfois été reconnue et inventoriée. Différents indices ont été remarqués, comme des turricules de vers de terre en surface, différentes boulettes fécales ou des galeries de différents diamètres. Dans les horizons de surface, il a parfois été possible d'observer des réseaux mycéliens.

Toutefois pour avoir un inventaire précis des organismes vivants présents, il aurait fallu installer des pièges à la surface du sol de type Barber et à l'intérieur du sol de type Berlese-Tullgren (Gobat, 2013). Malgré tout, le relevé de l'activité biologique (de faible à forte, 5

niveaux), permet de se faire une idée. Les remarques indiquent parfois le type d'organismes présents ou leurs indices.

La présence d'une faune du sol a un impact sur l'infiltration de l'eau dans le sol. Les galeries, par exemple, mises en place par des lombrics, permet un écoulement préférentiel de l'eau dans le sol jusqu'aux horizons de profondeur (Baize et al., 2013).

4.2.2 Profondeur

De manière générale, les sols les plus profonds (563, 577, 578, etc.) sont situés dans des dépôts fluviaux de l'Avançon d'Anzeinde et de l'Avançon de Nant.

En zone d'éboulis, l'épaisseur peut être très importante (559, 409, 857, etc.). Toutefois la limite inférieure du sol est difficile à définir car des matériaux fins peuvent être trouvés à des profondeurs importantes et pouvoir amener suffisamment de nutriments à certaines espèces végétales. Cependant, il ne faut pas oublier que ce type de sol est constamment recouvert par de nouveaux matériaux issus de l'amont.

Certains sols profonds sont situés sur des zones exposées au vent (363, 611, etc.) sur des crêtes. Des apports éoliens (loess) pourraient expliquer leur épaisseur.

A l'opposé, les falaises escarpées (607, 804, etc.) ne sont souvent recouvertes que d'une fine pellicule de sol, qui parfois ne subsiste que dans quelques fissures et replats.

Lors de la comparaison entre la profondeur des sols et leur degré de pente, on remarque que les sols les plus profonds se situent là où la pente est la plus faible, l'inverse n'est pas vérifié. Toutefois ces variables ne sont que très faiblement corrélées.

L'épaisseur des sols en zone de faible pente peut s'expliquer par l'accumulation de matériaux provenant de l'amont, lorsqu'ils sont en position basse, ou par des loess en position haute (Baize et al., 2008). L'importance de l'érosion mécanique (fissures des roches occupées par des racines de plantes en croissance, de l'eau qui change de volume en gelant et dégelant) et chimique (dissolution calcaire) va engendrer une instabilité des versants. Ces mouvements gravitaires incessants impliquent d'importants dépôts de fragments rocheux, qui vont être occupés par des espèces végétales supportant des recouvrements fréquents

(*Valeriana montana*, *Thlaspi repens*, etc.) (Vittoz, 2011).

L'altitude est aussi un facteur qui peut avoir son importance sur l'épaisseur du sol. En effet, les endroits les plus élevés sont ceux où les glaciers ont subsisté le plus longtemps. Leur mouvement, leur masse et leur recouvrement a eu un effet destructeur sur les sols et la faune. Ainsi, une période de temps après le retrait glaciaire est nécessaire pour permettre le retour de la vie. Des apports éoliens, fluviaux et gravitaires permettent le dépôt de particules qui vont être à l'origine du sol. Des graines pourront coloniser ce substrat, former des plantes et amener la matière organique nécessaire à l'élaboration d'un sol, qui pourra lui-même accueillir de nouvelles espèces végétales. Par dépôts successifs, le sol pourra s'approfondir. Toutefois, les déplacements de matériaux par colluvionnement, par le vent, les cours d'eau, les glaciers ou les organismes vivants sont incessants. Ceci implique l'apparition de différentes zones, connaissant plutôt des apports et d'autres des retraits de matière organique et minérale.

La région d'étude se caractérise par une profondeur plus importante autour des 2'000 m d'altitude. Cela pourrait correspondre avec la présence de l'Avançon d'Anzeinde et des apports qu'il reçoit des différents torrents riches en matériaux issus des versants.

La profondeur du sol a son importance pour la réserve hydrique du sol. En effet, plus il est épais et plus le volume pouvant retenir de l'eau pour les plantes sera important, dépendant toutefois aussi d'autres paramètres comme de la texture ou du taux de matière organique.

4.2.3 Racines (terrain et laboratoire)

L'importance du réseau racinaire a été observée, selon une échelle de 1 à 5, par horizon, et la proportion de racines semble diminuer en fonction de la profondeur.

En laboratoire, la masse pondérale des racines, par horizon, a été pesée et calculée. Les pourcentages de racines sont un peu aléatoires car, étant donné leur forme longiligne, il est difficile de déterminer si elles appartiennent à la fraction de sol de plus ou de moins de 2 mm. Ainsi il est possible qu'il y ait eu transfert entre le pourcentage de matière organique et de racines. De manière géné-

rale, il est possible d'observer que le taux de racines est le plus important dans le 1^{er} horizon.

Ensuite ce taux diminue progressivement, avant une augmentation au contact de la roche-mère.

Les 16 sols ayant les racines les plus superficielles sont des LITHOSOLS ou des PEYROSOLS.

Ceci s'explique par le fait que les plantes ont besoin de lumière, d'éléments minéraux et d'eau. Elles commencent à croître à la surface, où les graines ont été déposées, puis leurs racines s'allongent à la recherche d'eau et d'éléments nutritifs. Cependant cette augmentation de masse cellulaire leur demande de l'énergie. Ainsi, si les éléments nécessaires à leur métabolisme sont présents à proximité, les végétaux ne vont pas utiliser d'énergie pour leur croissance racinaire. Cependant, s'ils manquent en surface, les racines vont s'allonger pour les trouver en profondeur, par exemple en altérant les roches au moyen de leurs sécrétions racinaires. L'eau peut aussi manquer en surface suite à une période de sécheresse. La surface de la nappe phréatique va alors se situer plus en profondeur, et l'eau ne remontera pas autant par capillarité dans les sols. Les racines vont devoir croître pour atteindre le stock d'eau.

La longueur du réseau racinaire des végétaux est un reflet du manque d'eau ou de nutriments (Gobat et al., 2010). Plus la plante va manquer de ces éléments et plus elle va croître pour les atteindre. Ainsi, il semblerait que les LITHOSOLS ou les PEYROSOLS amènent suffisamment d'eau et d'éléments essentiels aux plantes sur quelques cm de terre. La proximité des roches permettant de libérer différents ions minéraux (calcium, potassium, phosphore, magnésium, soufre, fer, manganèse, etc.) qui vont pouvoir être directement assimilés par les plantes. Les roches ont aussi un volume poreux leur permettant de stocker l'eau (Tetegan, 2011). La symbiose avec des mycéliums peut augmenter le rayon de prélèvement des végétaux.

Les racines ont aussi leur importance pour aérer le sol et le nourrir en exsudats racinaires et matière organique. En s'insinuant dans le sol, les racines créent des chenaux qui vont subsister après leur mort et leur décomposition. Ainsi, elles construisent des passages pour une meilleure infiltration de l'eau (Baize et al., 2013).

Les racines, par leurs sécrétions racinaires et leur croissance, permettent aussi un approfondissement du sol par altération et fracturation des roches. Consécutivement, la réserve en eau du sol va aussi augmenter.

4.2.4 Squelette (terrain et laboratoire)

Sur le terrain la taille, la forme et la proportion de squelette a été observée.

Certains PEYROSOLS ont une part pondérale de squelette mesurée inférieure à 60%, car les éléments minéraux trop massifs n'ont pas été échantillonnés.

La taille du squelette peut indiquer le taux d'érosion de la roche, la distance depuis son arrachement, sa dureté, son emplacement dans une pente, etc.

La forme du squelette peut révéler le type de roche (par exemple les ardoises se délitent en couches), son moyen de déplacement (cours d'eau, glacier, gravité), le type d'érosion (dissolution gélifraction, frottement), etc.

La proportion de squelette peut indiquer l'âge du sol (les roches étant peu à peu altérées et intégrées au sol), si il y a des apports de l'amont, etc.

Il est difficile de tirer des conclusions d'ensemble de ces estimations. Toutefois, ces informations ont leur importance. Elles peuvent indiquer la présence d'eau (roulement par une rivière, érosion karstique).

Les sols contiennent en moyenne 24% de squelette (non compris les gros éléments non transportables). Un sol (613) en contient 90% alors que 8 (sur 75) sols n'en contiennent pas du tout. A partir de 60 % de squelette, un sol appartient au type PEYROSOL, ceci représente environ 1/3 des sols étudiés. Ainsi la compréhension de l'impact du squelette sur la rétention en eau revêt une grande importance.

Malheureusement, lorsque les sols contiennent trop de squelette, ils ne peuvent être échantillonnés sous forme de carottes. Ainsi les données de teneur en eau, densité apparente et porosité ont un biais lié à la sélection d'un type de sol sans ou avec très peu de squelette. Ce biais est très important, car sur 122 sols, seuls 25 ont pu être carottés, les autres ayant une part trop importante de fragments minéraux. De plus, l'importance des roches dans les sols influence leurs caractéristiques. Par exemple, la densité apparente est plus élevée tout comme la macropo-

rosité, et une grande proportion de squelette en profondeur peut protéger les sols de la compaction (Ravina et al., 1984) et ainsi faciliter l'infiltration de l'eau. La présence d'éléments minéraux grossiers a aussi une influence sur la température de l'horizon (Saini et al., 1967, Flint et al., 1987). En effet les roches emmagasinent la chaleur du soleil la journée et la redistribuent pendant la nuit. Ceci peut avoir une influence sur la durée de temps pendant laquelle le sol est gelé, et sur la longueur de la période végétative des plantes. Lorsque le sol est gelé, l'eau n'est pas accessible pour la flore. Le squelette a aussi une fonction protectrice contre l'effet « splash » (Valentin, 1994), empêchant la formation de croute de battance. Ainsi, le risque d'imperméabilisation de la surface du sol diminue et l'infiltration de l'eau est favorisée. Le ruissellement est aussi évité, permettant au sol de conserver ses horizons supérieurs riches en éléments essentiels aux plantes. Toutefois, plus il y a de squelette, plus l'évaporation sera importante sur sol sec et faible sur sol humide (Van Wesemael et al., 1996). Les roches des sols ont une influence sur la rétention en eau, selon leur type, leur arrangement ou leur taille. Elles sont capables de retenir de l'eau dans leurs pores (21% pour la craie, 9% pour les calcaires, et 6% pour les silex) qu'elles pourront ensuite transférer à la terre fine ou directement aux racines des plantes (Tetegan, 2011).

4.2.5 Porosité (terrain et laboratoire)

Les horizons de sols analysés en laboratoire ont une porosité comprise entre 48.3 % et 96.2 %. Ce sont principalement des horizons prélevés entre la base de l'horizon OL et 20 cm en dessous, c'est-à-dire les premiers horizons.

De manière générale, la majorité des sols (68) a une porosité qui diminue avec la profondeur. Toutefois c'est l'inverse pour 7 sols, et 21 sols ne montrent pas vraiment de différence de porosité entre les horizons. Les 26 sols restants ont une porosité moindre en leur centre.

En comparant ces données de porosité observées sur le terrain avec le résultat des analyses en laboratoire, sur des échantillons de sol non remaniés (carottes), il apparaît une corrélation. De manière générale, les horizons

ont une porosité qui diminue avec l'augmentation de la profondeur.

Selon Girard et al., (2011), la majorité des sols est constituée en moyenne de 50% de vides.

La différence entre cette valeur de porosité et celle des horizons analysés ici peut refléter le type d'horizons observés.

En effet, le prélèvement de carottes de sol n'a été effectué que sur les 20 premiers centimètres de sol, alors qu'en moyenne les sols (profondeur atteinte) mesurent 68 cm. Cette moyenne de profondeur se base sur une profondeur creusée et non sur la profondeur maximale réelle du sol, donc elle est plus petite qu'en réalité. Quoi qu'il en soit, nos résultats montrent une tendance à la diminution de la porosité avec la profondeur, et donc en prenant en compte des valeurs de porosité pour l'ensemble du sol, celles-ci devraient être moins importantes que les valeurs de sol superficiel. Ainsi, elles pourraient tendre vers les valeurs de Girard et al., (2011).

D'autre part, certains sols dont la porosité a été observée sur le terrain, font apparaître une augmentation des espaces lacunaires avec la profondeur. Ces sols sont un ALOCRISOL TYPIQUE polyphasé (611), un CALCOSOL (537), un COLLUVIOSOL superposé à un PEYROSOL (44) et 4 PEYROSOLS (198, 518, 551, 852). En regardant ces sols de plus près, ils font tous apparaître des horizons plus ou moins structurés au-dessus d'horizons peyriques (X), sauf le 611. Comme ce type d'horizon se caractérise par un arrangement de graviers, cailloux, pierres ou blocs, si les espaces laissés ne sont pas entièrement complétés par de la terre fine, les vides peuvent être importants. De plus il ne faut pas oublier que les roches elles-mêmes peuvent avoir un volume poral. Pour l'ALOCRISOL TYPIQUE polyphasé, la différence de porosité pourrait s'expliquer par l'empilement de sols ayant des caractéristiques dissemblables, le sol le plus ancien étant plus aéré. Une autre explication pourrait être la présence des vaches, qui par leur piétinement, auraient opéré un tassement de la surface du sol. Toutefois, une multitude d'autres sols accueillent du bétail à leur surface et cette diminution de la porosité n'a pas été observée. Il semblerait que la population bovine est suffisamment faible, par rapport à la surface, pour ne pas engendrer de tasse-

ment du sol, ou que leur poids/surface (masse de la vache répartie sur la surface de ses quatre sabots) n'est pas assez important pour diminuer la porosité du sol. D'autre part l'impact anthropique est faible, car limité aux sentiers de randonnées et en hiver à certaines zones franchissables à ski, peaux de phoque.

4.2.6 pH

Le pH varie fortement sur le site d'étude, autant dans la dimension horizontale que verticale. Généralement le pH augmente avec la profondeur, sauf pour 7 % des sols qui sont plus basiques en surface (95, 201, 358, 520, 549, 570, 820, 821) et 5 % des sols qui s'acidifient en profondeur (155, 202, 524, 548, 557, 587).

Le potentiel hydrogène est dépendant des protons dans la solution du sol (acidification), tamponnés par la présence de cations (neutralisation).

Les protons H^+ sont libérés lorsque les végétaux ou les champignons prélèvent des cations pour leur nutrition et lorsque les acides organiques qu'ils sécrètent s'accumulent ou sont dissociés. Différentes réactions chimiques engendrent aussi la production de protons comme la dissolution de $CaCO_3$, l'oxydation d'azote ou de soufre, l'hydratation de fer ou la précipitation de celui-ci suite à une chéluviation. Des apports de l'atmosphère, riches en azote et soufre participent aussi à cette acidification.

En contrepartie, la présence de cation (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) permet de neutraliser cette acidité en ayant un effet tampon (du plus au moins efficace : carbonates, silicates, argiles, hydroxyde d'aluminium et de fer). Les cations sont libérés par la roche lors de son altération, dépendant de sa dureté et de sa composition. Les végétaux vont alors prélever ces éléments pour leur nutrition et les redéposer en surface au travers de leur litière. Ainsi, les plantes ont un rôle non négligeable dans l'augmentation du pH dans les premiers horizons du sol. Cependant, si ces plantes sont consommées par du bétail dévolu à la production de lait ou qui est rentré à l'étable, les cations seront prélevés et perdus pour le sol, ce qui va engendrer une acidification.

Le substrat va déterminer la direction de la pédogenèse des sols. S'il est constitué de roches cristallines, ce sera plutôt un sol acide

de type BRUNISOL ou PODZOSOL. Les BRUNISOLS peuvent aussi être présents lorsqu'il y a une décarbonatation, en présence de fer et d'argiles (Gobat et al., 2010).

Au contraire s'il est constitué de roches calcaires, le sol sera plutôt alcalin à neutre. Lorsque le sol est carbonaté, lorsqu'il y a du calcaire par exemple, il est possible d'observer des CALCOSOLS et des RENDOSOLS. Après décarbonatation, les sols seront plutôt de type CALCISOLS ou RENDISOLS. Et s'il y a un fort lessivage des argiles, celui-ci sera plutôt de type NÉOLUVISOL. Une acidification peut intervenir par lixiviation des cations, ou par une érosion insuffisante de la roche (Gobat et al., 2010).

Sur des roches calcaires dures, par exemple, déposées pendant la période géologique du Kimméridgien ou du Portlandien et non fragmentées, se présentant sous forme de lapiez ou de blocs de grande taille, la matière organique va plutôt s'accumuler (Gobat et al., 2010). En effet, au vu de la faible altération de la roche, les résidus argileux et calcaires seront en trop petites proportions pour permettre l'intégration de la matière organique, sous forme de complexe argilo-humique. Ce type de sol (LITHOSOL, ORGANOSOL) sera acide, en résultat du manque de cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) libérés par la roche.

Des apports de loess (limons éoliens), de matériaux colluviaux ou alluviaux peuvent ensuite modifier la direction de la pédogenèse par une différence de composition de la roche et donc des éléments relâchés.

Ainsi, une explication de la variation du pH des sols étudiés peut être que les sols dont le substrat est un calcaire suffisamment altérable verront leur pH augmenter à leur base. Ce sera le contraire pour les sols reposant sur une roche très peu érosive ou sur des loess.

La variation du pH en surface peut dépendre de plusieurs facteurs.

Un pH acide peut résulter :

- d'apports atmosphériques (loess, soufre, azote)
- d'une mise en pâture (déplacement ou perte des cations)
- des précipitations entraînant le lessivage des argiles et la lixiviation des cations
- du climat froid, qui engendre un ralentissement de la décomposition de la matière organique

Une remontée du pH en surface peut provenir :

- de dépôt de litière par les végétaux, riche en cations
- d'apport de roches ou de terre de composition différente, de l'amont

Les éléments dissous dans la solution du sol seront différents en fonction de la valeur du pH. En sol acide, certains éléments toxiques seront à l'état soluble, alors qu'un pH alcalin permettra de les précipiter sur les particules du sol (Girard et al., 2011).

La proportion d'éléments dissous dans le sol aura aussi une influence sur la quantité d'eau absorbée par les plantes par osmose. Plus la concentration en éléments dissous dans la solution du sol sera importante et plus la plante aura des difficultés à accéder à l'eau (l'eau se déplaçant en direction du « réservoir » le plus concentré en solutés). La solution d'un certain sol a une concentration assez constante, du fait que lorsque les plantes prélèvent des cations dans la solution du sol, ceux du complexe argilo-humique viennent les compenser.

Ainsi le pH d'un sol va déterminer les éléments chimiques à disposition des plantes ainsi que la facilité avec laquelle elle aura accès aux réserves d'eau du sol, dépendant du potentiel osmotique.

Il est intéressant de remarquer que la proportion de racines est la plus importante pour des horizons acides, et que la masse racinaire est très faible pour des horizons neutres à alcalins. Ainsi, il semblerait que la plante doit fournir plus d'énergie pour la croissance des racines dans un sol pauvre en cations. Il serait à croire que le manque d'eau dans le sol ne soit pas le seul facteur qui nécessite une importante croissance racinaire. Ceci peut aussi résulter de la période de temps étudiée, ici qui a correspondu à une fréquence et une intensité des précipitations très élevée, et donc pas une période de manque d'eau pour les plantes.

Ainsi, le pH du sol est une valeur qui détermine fortement la distribution des espèces végétales (Dubuis et al., 2013). En comparant les alliances végétales présentes sur la région d'étude au pH du sol, il est possible de voir une classification qui correspond environ à la littérature, du plus acide au plus alcalin : *Nardion* (14) > *Caricion firmæ* (4) > *Salicion herbaceæ* (4) > *Cynosurion* (1) > *Loiseleurio-Vaccinion* (2) > *Rhododendro-Vaccinion* (1) >

Rumicion alpini (6) > *Poion alpinae* (15) > *Mesobromion* (1) > *Caricion ferrugineae* (19) > *Seslerion* (12) > *Elynion* (1) > *Petasion paradoxi* (12) > *Arabidion caeruleae* (14) > *Thlaspion rotundifolii* (15). Le nombre de sites étudiés par alliance (entre parenthèse à côté de l'alliance) détermine la fiabilité de ces informations ainsi que la distance aux valeurs moyenne de pH.

4.2.7 HCl

La connaissance du taux de carbonates dans le sol permet de savoir à quelle référence il peut être rattaché (CALCOSOL, CALCISOL, RENDOSOL, RENDISOL), et à quel stade évolutif il appartient.

D'autre part, les zones carbonatées du sol indiquent qu'il y a (eu) présence de roches carbonatées (calcaire) à proximité.

Ainsi en revenant aux résultats obtenus, lorsque l'ensemble du sol est carbonaté, il pourrait s'agir de sols issus d'une roche-mère carbonatée, recevant des apports externes constants de roche carbonatée (818, 302). Il peut aussi s'agir de PEYROSOLS calcaires contenant des fragments rocheux sur toute leur profondeur (20, 43, 202, 203, 221, 298, etc.). Lorsque la surface du sol est décarbonatée, ceci correspond à une lixiviation des cations Ca^{2+} par les précipitations avec perte des carbonates.

Lorsque le dernier horizon seulement est carbonaté, cela peut correspondre à des sols dont la pédogenèse est issue d'une roche mère différente de la roche support, mais qui est tout de même influencé à sa base par le substrat calcaire. Cela peut aussi correspondre à des sols dont la décarbonatation a été très intense, suite à une forte perte de ses cations par pâture, fauche ou lixiviation.

Lorsqu'aucun horizon n'est carbonaté, cela peut signifier que ni la roche-mère, ni la roche support n'est pas carbonatée et que la pédogenèse est plutôt de type acide.

Lorsque le premier et le dernier horizon sont carbonatés, cela dénote la présence de roches carbonatées à la base et en surface (colluvionnement, alluvionnement).

Il est à noter que la majorité des sols contient un squelette calcaire, favorisant un caractère carbonaté du sol.

La présence de carbonates est corrélée à un pH élevé, et ainsi indirectement à la facilité avec laquelle les plantes auront accès à l'eau,

en fonction de la concentration ionique de leur solution du sol.

4.2.8 Texture terrain et granulométrie laser

La texture a été évaluée selon différents critères, sur un échantillon de terre malaxé et humidifié (si nécessaire), selon Gobat (2013). Ensuite, la texture a été déterminée selon le triangle des textures USDA.

Plusieurs autres manières de déterminer la texture sur le terrain existent (FAO, ?, Girard et al., 2011, Gobat et al., 2010, etc.).

En comparant les données de texture obtenues sur le terrain avec celles obtenues en laboratoire avec la mesure à la granulométrie laser, dans un peu moins de 60 % des cas, la même réponse a été obtenue. Lorsque la classe obtenue sur le terrain est contigüe à la classe obtenue en laboratoire, elle est considérée comme proche, c'est à dire dans un peu moins 40 % des cas. Seul 4 estimations de texture d'horizons sur le terrain sur 196 sont très différents des résultats d'analyses en laboratoire.

Pour l'analyse de la granulométrie en laboratoire, il aurait été possible d'utiliser la méthode de la pipette Robinson. La granulométrie laser a l'inconvénient de sous-estimer la part des limons, surtout grossiers, et principalement pour les sols ayant moins de 20% de limons. Cependant au contraire de la méthode « pipette Robinson », elle a l'avantage de pouvoir mesurer la part des argiles fines et grossière (Delaune et al., 1991). L'idéal serait de pouvoir utiliser les deux méthodes pour minimiser les erreurs. Toutefois, ici par soucis d'économie de temps et d'argent une seule méthode a été utilisée, celle de la granulométrie laser.

Lors de l'analyse, différentes manipulations ont pu amener de l'erreur. Lors du prélèvement de terre de l'horizon, seule une partie a été échantillonnée, qui est peut-être sensiblement différente de l'ensemble de l'horizon

Un des risques d'erreur réside dans l'étape de nettoyage des particules minérales du BBT. Suite à une centrifugation, le surnageant a été oté. Il est possible que certaines particules très fines (argiles) aient été évacuées avec le surnageant. Ainsi la part d'argiles pourrait être plus importante que les valeurs obtenues.

Le traitement des données est calculé sur des particules sphériques, alors qu'en réalité

aucune n'est exactement sphérique. Le taux d'erreur peut être plus important pour un horizon que pour un autre.

Même si le plus grand soin a été amené aux données, le risque d'erreur lors de l'utilisation des données pour les ranger dans un tableau, les utiliser pour différentes comparaisons, etc., existe.

En se concentrant maintenant sur les résultats de texture obtenus, il est possible de les interpréter. Tout d'abord, comme vu précédemment, la majorité des sols de la région d'étude ont une texture limoneuse fine. L'ensemble des horizons analysés se répartit entre une texture sablo-limoneuse et limoneuse fine-argileuse.

La texture a un rôle très important pour la rétention en eau du sol. En effet, plus les grains sont fins, et plus l'eau sera retenue dans le sol. Certains argiles sont même capable de retenir de l'eau dans leur structure minéralogique, comme la smectite ou la vermiculite par exemple. Cette eau sera trop fortement retenue pour pouvoir être disponible pour les plantes. A l'opposé, les sables ne vont retenir que faiblement l'eau, qui sera emportée par gravité. Ainsi le temps de rétention de l'eau dans un sol de texture très sableuse sera faible, et le manque d'eau pour les plantes pourra se faire ressentir plus rapidement. Un sol à texture limoneuse sera le plus favorable pour les plantes. En général tous les sols naturels sont composés d'un mélange de toutes ces particules, les différences vont résider dans leurs proportions respectives.

Lors de la comparaison des teneurs en eau (à pF 2.7 et 4.2) des sols à leur texture, il est possible de remarquer, même si la tendance n'est pas flagrante, que les horizons à texture plus fine semblent retenir une plus grande proportion d'eau que les horizons à texture plus grossière. Toutefois, les trois horizons ayant la texture la plus grossière sont en unique exemplaire pour leur texture, et ne suivent pas vraiment la tendance générale à pF 2.7. Le 612.3 (limono-sableux) ne la suit pas non plus pour pF 4.2.

Plusieurs explications peuvent être avancées :

- Le nombre d'horizons analysés par texture n'est pas suffisant
- La méthode d'analyse n'est pas suffisamment fine

- Les sols n'avaient pas atteint l'équilibre ou avaient séché au moment de leur pesée
- La resaturation des carottes de sol après étuvage ne s'est pas fait complètement (plus particulièrement pour la matière organique des sols)
- D'autres variables interviennent pour expliquer la teneur en eau

En comparant la texture analysée des horizons avec la position altitudinale de ceux-ci, certaines tendances sont à observer. Il semblerait que plus les sols sont situés haut en altitude et plus la proportion de sables est importante. Les limons au contraire sont moins présents en hauteur. Les argiles semblent être présents en proportions constantes en fonction de l'altitude.

Ce tri granulométrique peut s'expliquer par la distance parcourue par les grains minéraux depuis l'origine de leur arrachement à une couche géologique.

Ainsi, au vu des observations ci-dessus à propos de la teneur en eau, et des écrits à ce sujet ; il semblerait que les sols situés plus haut en altitude auraient une réserve en eau moins importante. En effet, comme les sols situés plus haut en altitude ont une granulométrie plus grossière, l'eau devrait être moins retenue dans leurs pores que dans ceux de leurs voisins en aval.

Toutefois, la texture n'est qu'un des nombreux facteurs qui influencent la rétention en eau des sols.

4.2.9 Structure

La structure est une caractéristique importante pour déterminer l'infiltration ou le ruissellement de l'eau dans le sol ainsi que l'accessibilité de la réserve hydrique pour les plantes.

La structuration en forme d'agrégats est la condition sine qua non pour l'existence d'un sol, sinon les matériaux accumulés ne sont considérés que comme étant des sédiments (Girard et al., 2011).

A l'intérieur d'un sol il est possible de trouver une multitude d'éléments de type minéraux ou organiques. Une spécificité du sol est la liaison qui est créée entre ses matières humifiées et ses argiles. Ces deux entités ont des charges négatives à leur périphérie. Le lien humus-argile est rendu possible par la présence de cations (H^+ , Fe^{3+} , Al^{3+} , Ca^{2+} , Na^+). Si la majorité des liens est opérée au

moyen du calcium, la structure sera particulièrement stable et de couleur noirâtre. Si le complexe argilo-humique contient plutôt des ions ferriques, la structure sera aussi assez stable, mais de couleur plutôt rougeâtre (Gobat et al., 2010). Au contraire une liaison sodique générera une structure fragile.

L'agrégation est favorisée par des phénomènes mécaniques qui vont changer le volume du sol, comme les phases d'humectation et de dessiccation, des phases de gel et de dégel, la croissance des racines, le passage d'organismes vivants, etc. D'autres part, la présence d'argiles (surtout gonflantes) favorise la délimitation de fentes entre les agrégats (Girard et al., 2011). L'agrégation est aussi opérée par la mise en place de liants organiques au travers de gels bactériens, de sécrétions racinaires, de mycéliums de champignons, ou même de revêtements d'hydroxydes ou de carbonates (Girard et al., 2011).

Ainsi, en fonction de la composition du sol (taille des minéraux, taux matière humifiée, type de roche-mère, organismes vivants, etc), du climat (régularité des précipitations), du relief (gél/dégel,) et du temps depuis les premières agrégations, le sol aura un type de structure qui lui sera propre. L'arrangement des agrégats en une structure particulière aura une influence sur la rétention et la circulation de l'eau dans le sol.

En effet, la macroporosité ($> 50 \mu\text{m}$ (Gobat et al., 2010)) existante entre les agrégats, s'ils sont connectés (porosité effective) va permettre à l'eau de s'infiltrer dans le sol. Cette macroporosité favorise aussi la pénétration des racines dans le sol. Par contre si elle est faible ou inexistante (structure massive, lamellaire), l'eau ne pourra percoler dans le sol et va ruisseler à sa surface, créant une érosion de sa partie superficielle. Si ce type d'horizon, faiblement poreux se situe en profondeur, il va bloquer l'infiltration de l'eau et pourra générer des phénomènes d'engorgement et même la création de nappes temporaires perchées (Girard et al., 2011).

La microporosité ($< 0.2\mu\text{m}$ (Gobat et al., 2010)) aura un rôle de rétention de l'eau par capillarité, d'échange ionique tout en étant un habitat pour de nombreux microorganismes. Toutefois, les racines des plantes n'y ont pas accès.

Les observations de la structure des sols sur le terrain ont dévoilé un vaste éventail d'arrangements différents.

De manière générale les horizons superficiels ont été caractérisés par des structures grenues, grumeleuses et particulières. Ces trois types de structures permettent une bonne circulation de l'eau et des racines. Toutefois, la structure particulière ne permet pas de bien retenir l'eau, ni de mettre beaucoup d'éléments nutritifs à disposition et sa structure n'est que faiblement construite. La structure grumeleuse, au contraire, contient un important volume poral dédié à la rétention en eau.

Les horizons de profondeur de la zone d'étude sont plutôt constitués de structures polyédriques, subpolyédriques, columnaires, prismatiques, fluffy, lamellaires, massives cimentées et fondues. Certains arrangements (polyédriques, subpolyédriques, columnaires, prismatiques) permettent une bonne circulation de l'eau grâce à des agrégats biens délimités car constitués en bonnes parts d'argiles (parfois gonflantes). La structure fluffy ou floconneuse a des agrégats polyédriques fragiles qui se cassent en plus petits agrégats arrondis solides (Gobat et al., 2010). Les structures lamellaires et massives ne présentent qu'une infime porosité qui ne permet pas la pénétration de l'eau dans le sol. Les racines contournent en général ce type d'horizons (Girard et al., 2011).

En comparant les données de la région d'études ayant des valeurs de porosité, densité apparente sèche et racines, il est possible de faire certaines observations. Les horizons à structures grenue et grumeleuse présentent le taux de racines le plus important, pour une densité faible et un important espace poral. Viennent ensuite les horizons à structure subpolyédrique, puis polyédrique, massive, lamellaire pour finir avec la structure fluffy (floconneuse) qui a les valeurs de porosité les plus faibles toute en ayant une densité élevée. Il faut toutefois noter que l'horizon à structure grenue à subpolyédrique présente une porosité spécialement importante au vu de sa densité apparente. Ceci peut être expliqué par la présence de fragments de roches dans la carotte. Il va sans dire que la moyenne de porosité et de densité d'un plus grand nombre d'horizons ayant la même structure permet d'obtenir des valeurs plus fiables. Toutefois, il

semblerait que ces résultats correspondent à ce qui est écrit dans la littérature. Ainsi, généralement plus l'espace poral diminue et plus la densité augmente, et ceci a un lien avec le type de structure. Le type de structure permettant de connaître s'il y a infiltration ou ruissellement/stagnation de l'eau au niveau d'un horizon.

4.2.10 Types de sols

En fonction des différentes caractéristiques observées sur le terrain, corrigées par les analyses de laboratoire, il a été possible de définir les différents types de formes d'humus et de sols, qui sont présentés sous forme de fiches pédologiques (Annexe III).

L'épisolum humifère, composé principalement de débris végétaux plus ou moins décomposés, est situé au-dessus et au début du sol. Il existe des formes terrestres (Terroformes, Entiformes, Paraformes) et semi-terrestres (Hydroformes, Histoformes, Epihistoformes) (Gobat et al., 2013). Dans la région d'étude, seul des formes terrestres ont été observés. Chaque forme d'humus est subdivisée en plusieurs catégories, d'une part définissant l'efficacité de l'intégration de la matière organique et le type d'organismes présents (suffixe Mull, Amphi, Moder, Tangel, Mor) et d'autre part reflétant la continuité et l'épaisseur des horizons (préfixe Eu, MésO, Oligo, Dys, Hémi, Lepto, Eumacro, EumésO, Pachy, Humi) pour les Terroformes (Baize et al., 2008). Les formes d'humus sont formées d'horizons organiques (OLn, OLv, OLg, OR, OF, OH), organiques histiques (Hf, Hm, Hs) et organo-minéraux (Ag, miA, meA, maA, sgA, msA), pas toujours tous présents (Zanella et al., 2011, Jabiol et al., 2013).

Les formes d'humus rencontrées sont des:

- RHIZOMULL (OR-meA et maA)
- EU(TERRO)MULL ([OLn]-maA)
- MESO(TERRO)MULL (OLn-[OLv]-maA)
- OLIGO(TERRO)MULL (OLn-OLv-[OFzo]-meA ou maA)
- EU(TERRO)MODER (OL-OFzo-OH ≤1cm-miA)
- HÉMI(TERRO)MODER (OL-OFzo-[OH]-miA)
- DYS(TERRO)MODER (OL-OFzo-OH >1cm-miA)
- PACHY(TERRO)AMPHI (OL-OFzo-OH >3cm-miA ou meA)

- PEYROMULL (OL-OFzo discontinu-miA et/ou meA-débris de roches > 2cm)
- PSAMMOMULL (OL-OFzo discontinu-miA et/ou meA-débris de roches < 2cm)

Plus la litière présente est récente et en faible quantité, plus les organismes actifs sont efficaces pour décomposer et intégrer la matière organique dans le sol. Ceci dépend aussi du type de climat et de végétation.

Dans l'éventail de sols observés, les formes d'humus (MULL, MODER) sont plutôt caractéristiques d'une activité faunique efficace.

Les PEYROMULLS et PSAMMOMULLS sont principalement situés au-dessus de PEYROSOLS.

Il est intéressant de noter que tous les CALCOSOLS sont surmontés d'un RHIZOMULL (présence d'énormément de racines en surface). Ceci peut être dû à l'importance des cations Ca^{2+} , qui favorisent la constitution d'un complexe argilo-humique à l'origine d'une structure stable. Cette structure va permettre une bonne alimentation en eau et pénétration des racines (voir ci-dessus).

Les différents indices récoltés sur le terrain et en laboratoire ont permis de classer chaque profil dans un type de sol. Tout d'abord, le nom de chaque horizon a été déterminé, puis la succession d'horizons a permis de connaître le nom du sol et ses qualificatifs spécifiques grâce à la « Clé de Sol » (Gobat et al., 2013) et au « Référentiel pédologique » (Baize et al., 2008).

Toutefois, il y a une part de subjectivité dans la définition des types de sols.

Par exemple un horizon peyrique (horizon diagnostic d'un PEYROSOLS) doit contenir un minimum de 60% de squelette. Toutefois, la part volumique de squelette a été évaluée visuellement (parfois vérifiée par pesée en laboratoire, sauf les trop gros éléments). Cela signifie qu'il est possible que certains sols, dont la part de squelette des horizons avoisinait les 60%, aient pu être considéré comme des PEYROSOLS à tort ou inversement. Ce risque concerne 2 sols, le 199 (17 %) et le 601 (41 %) considérés comme des PEYROSOLS alors qu'ils ont moins de 60% de squelette (part pondérale mesurée).

D'autre part il est délicat de différencier un BRUNISOLS EUTRIQUE d'un BRUNISOLS DYSTRIQUE, avec des observations de terrain. En effet, ce qui les différencie est d'une part le taux de saturation (cations échangeables (S) /

capacité d'échange cationique (CEC)) de l'horizon S qui doit être inférieur à 50% pour un BRUNISOL DYSTRIQUE et supérieur à 50% pour un BRUNISOL EUTRIQUE (Baize et al., 2008, Gobat, 2013). Ceci nécessite une analyse en laboratoire qui n'a pas été jugée indispensable, car peu importante pour la problématique de cette étude. D'autre part, le pH de l'horizon A peut être un autre indicateur. Il doit être supérieur à 5.0 pour un BRUNISOL EUTRIQUE et inférieur à 5.5 pour un BRUNISOL DYSTRIQUE (Gobat, 2013). Toutefois, comme le pH n'a pas été analysé en laboratoire, mais mesuré sur le terrain selon la méthode du PH Hellige, il est difficile d'être catégorique sur la valeur observée (couleur). De plus, lorsque la valeur du pH se situe entre 5.0 et 5.5, la différenciation n'est pas argumentée. Ainsi, il est possible qu'il y ait un mélange entre BRUNISOL DYSTRIQUE et BRUNISOL EUTRIQUE. Ceci concerne dix sols (58, 197, 304, 367, 578, 764, 797, 802, 820, 821). Arbitrairement, les BRUNISOLS dont le pH de l'horizon A est de 5.0 ont été considérés comme BRUNISOLS DYSTRIQUES alors que ceux dont le pH est de 5.5 comme BRUNISOLS EUTRIQUES.

La différenciation entre BRUNISOLS et CALCISOLS est aussi assez délicate. En effet selon le « Référentiel pédologique » (Baize et al., 2008), lorsqu'il y a présence d'une roche calcaire en amont, dans le sol ou dans le substrat cela implique un choix préférentiel pour un CALCISOL. Toutefois, au vu des pH très bas (entre 4 et 6), de la non effervescence au HCl, ainsi que de la couleur tendant vers le rouge et qui laisse supposer un processus de brunification, la dénomination BRUNISOL a été adoptée. Toutefois pour certifier ceci, il serait nécessaire de faire de plus amples analyses en laboratoire (CEC, pH). Quatorze sols sont concernés par ces doutes (58, 95, 141, 155, 197, 245, 304, 367, 555, 612, 764, 802, 820, 821).

Il va sans dire que la détermination du type de sol peut varier selon l'(les) auteur(s) (sensibilité à certaines caractéristiques externes comme la géologie, la géomorphologie, le type de végétation, les organismes vivants, etc.), son(leur) expérience, le temps et le type de matériel à disposition, les conditions météorologiques, l'occupation du territoire, etc. De plus, la partie de sol observée selon un profil est plus détaillée que celle prélevée au moyen d'une tarière, la quantité de terre échantillonnée

varie aussi. Plus la largeur du profil est importante et plus elle peut amener d'informations. Toutefois, il est aussi nécessaire de préserver cette partie de l'environnement qui peut prendre des milliers d'années à se constituer (Gobat et al., 2010).

4.3 Choix des échantillons à analyser

Un choix des sols à analyser, parmi les 122 profils creusés, a été nécessaire afin de pouvoir respecter le temps et les moyens à disposition.

En priorité, les 29 sols, dont 50 carottes ont pu être prélevées, ont été sélectionnés. Un maximum de 50 carottes a été fixé en fonction du matériel disponible. Ce nombre de sols échantillonnés correspond à peu près au nombre de sols ne contenant peu ou pas de squelette. La porosité et la densité apparente sèche ont aussi pu être déterminées pour deux sols en sus (611 et 830) grâce au prélèvement de cubes de terre de 5 cm de côtés.

Aux 29 sols carottés, 23 sols ont été ajoutés en fonction de différents critères (type de sol, altitude, pente, orientation, alliance végétale) permettant d'obtenir un maximum de variabilité (Annexe IV). Il aurait été possible de choisir d'autres variables de détermination. Cependant, celles-ci amènent déjà passablement d'informations (cf. 5.1) sans entrer dans une analyse trop poussée et chronophage. Ainsi 52 sols pour 196 horizons sont sélectionnés pour les analyses de perte au feu, humidité résiduelle et granulométrie laser.

Ensuite sur ces 196 horizons, 80 horizons sont choisis pour effectuer des analyses de XRD (minéralogie). Les horizons sélectionnés sont soit des horizons superficiels, soit ceux au contact de la roche-mère. Ceci dans le but de connaître s'il y a des apports sus-jacents (loess, éboulis) ou si la composition de la roche support est semblable aux horizons supérieurs et inférieurs. Il aurait aussi été possible de choisir les mêmes horizons que ceux choisis pour la porosité et la teneur en eau. Toutefois, cela aurait apporté moins d'informations car cela aurait couvert moins de sols, et lorsque plusieurs horizons se suivent ils tendent à se composer du même type de minéraux.

Pour l'analyse de porosité et de densité apparente sèche, tous les échantillons de terre non-remaniés et en suffisamment bon état (après transport, entreposage, découpe, sé-

chage, parfois saturation et soumis à différentes pressions) ont été utilisés, c'est-à-dire 73 horizons issus de 31 sols. Ces deux analyses n'ont pas nécessité de tri, car elles sont rapides, peu onéreuses tout en apportant des informations utiles pour connaître la teneur en eau du sol.

Finalement pour l'analyse de la teneur en eau à différents points de potentiel matriciel, une sélection a été effectuée au moyen d'une analyse en composante principale (ACP) suivie d'une classification ascendante hiérarchique (CAH), sur matlab (Annexe VI). Les différentes variables explicatives de types minéralogique et textural ainsi que de taux de matière organique ont été utilisés. Les deux composantes principales, c'est-à-dire celles qui ont la variance expliquée la plus élevée par les variables explicatives, vont ensuite servir à classer les échantillons de sol selon deux axes. Ensuite la distance minimale (algorithme de la distance de Ward) entre les échantillons est utilisée pour former 30 groupes. De chaque groupe, un échantillon a été choisi pour être analysé (plus représentatif du groupe ou moins représenté en général). D'autres méthodes de sélection auraient pu être utilisées, cependant une ACP permet de déterminer les caractéristiques les plus importantes pour expliquer un groupe de données et ainsi pouvoir ensuite les différencier avec une CAH. Il aurait aussi été possible d'utiliser d'autres algorithmes pour déterminer la distance (différence) minimale entre les échantillons. Cependant celui-ci était le meilleur d'après le test de discrimination avec le coefficient de corrélation cophénétique (Verrecchia, 2014).

4.3.1 Diffraction aux rayons X

La diffraction aux rayons X a permis de déterminer la composition minérale des roches et des sols de certains horizons superficiels où situés juste au dessus de la roche substrat.

Certaines incertitudes liées à cette mesure peuvent provenir de la préparation des échantillons sur les verres de montre. Par exemple, lors du nettoyage du HCl, quand le surnageant est éliminé, il est possible que d'infimes particules aient été jetées en même temps. Lors du prélèvement, pendant une période de temps bien précise, une variation de quelques dixièmes de secondes peut

modifier la taille de particules prélevées (loi de Stockes). D'autre part, l'analyse au diffractomètre aux rayons X peut générer une certaine variabilité des résultats liée à l'efficacité de la transformation en rayons X. Ainsi plusieurs niveaux d'erreurs peuvent amener des inexactitudes dans les résultats.

Pour l'interprétation des résultats, il est nécessaire de connaître la provenance des différents minéraux de nos échantillons de sol. Il faut savoir que l'altération chimique des minéraux primaires permet d'obtenir d'autres minéraux (principalement des argiles) par hydratation ou des hydroxydes d'aluminium (gibbsite, boehmite) par précipitation d'aluminium. L'altération physique des minéraux permet d'accélérer ces processus chimiques en augmentant la surface de réaction. Elle commence par la présence de fissures, issues du refroidissement après cristallisation (roches magmatiques et métamorphiques) ou qui séparent les différentes phases de dépôt sédimentaires. D'autres fentes peuvent apparaître par tectonique. Ces fissures s'élargissent lorsque ces roches apparaissent à la surface, libérées des roches sus-jacentes par érosion (décompression), ou par la croissances de racines, lichens, ou simplement par l'augmentation volumique de l'eau lorsqu'elle gèle (Campy et al., 2013).

L'altération chimique des roches dépend de leur composition minéralogique, de la taille des minéraux ainsi que de facteurs externes. De manière générale, les premiers minéraux qui cristallisent à partir du magma seront aussi les plus facilement altérables, car les conditions de pression et de température sont très différentes à la surface de la Terre (Campy et al., 2013, Jambon et al., 2009, Cojan et al., 2013).

Ainsi, l'ordre des minéraux les moins résistants au plus résistants est : halite > gypse > pyrite > calcite > dolomite > olivine > plagioclase Ca > augite > hornblende > plagioclase Na > biotite > feldspath K > muscovite > smectite > quartz > kaolinite > gibbsite, hématite, goethite (série de Bowen). Les roches sont altérées par l'eau, d'autant plus fortement qu'elle est chargée en CO₂, SO₂ ou acides organiques à l'origine de protons H⁺ en solution. Cette acidité peut provenir de l'atmosphère ou des organismes vivants (litière, exopolysaccharides bactériens, exsudats racinaires, lichens) par leur colonisation et

pour leur nutrition (Campy et al., 2013). Les minéraux silicatés primaires (Tab. 22) sont altérés, par substitution des protons H^+ à différents cations (Al^{3+} , Fe^{3+} , Na^{2+} , K^+ , Ca^{2+} , etc.) par rupture de leur liaison avec l'oxygène, puis les protons H^+ se lient avec les oxygènes. Le fer, l'aluminium, les cations et la silice en solution, vont être réutilisés pour former des minéraux secondaires. En fonction de la concentration de la solution en cations basiques et en silice, différents minéraux pourront recristalliser. Par exemple pour l'albite, si la solution est riche en silice et en cations, la smectite va cristalliser. Si elle est pauvre en cations, mais riche en silice, ce sera plutôt la kaolinite et si la solution manque de cations et de silice, la gibbsite sera formée (Jambon et al., 2009). L'appauvrissement de la solution du sol en cations et en silice est dépendant de la pente et des précipitations. En effet plus la pente est forte et plus le lessivage est efficace.

De manière générale, il est possible de remarquer que la smectite, qui est une argile gonflante (influence sur la rétention en eau), ne pourra être présente que si le lessivage des sols n'est pas trop important. Sinon, il y aura plutôt formation de kaolinite, de goethite ou de gibbsite.

La distribution des minéraux dans les différents compartiments du sol (horizons supérieurs, horizons inférieurs et roches) et en fonction de leur taille montre une prédominance des minéraux de cristallisation secondaire en surface et dans les grains fins.

La fraction de moins de 2 mm montre que la calcite et l'ankérite sont principalement présents dans les roches (de plus de 2mm), ce qui peut indiquer que ce sont des roches autochtones. Le quartz des horizons inférieurs peut provenir de la dissolution de la calcite et/ou d'apports primaires autochtones ou al-

lochtones. Le feldspath (Na et K) et la dolomite semblent issus d'apports éoliens en provenance de zones récemment quittées par les glaciers et autres terres peu ou pas végétalisées.

La fraction des roches de 2 à 16 μm est principalement constituée de micas, qui sont des phyllosilicates de minéralisation primaire. La biotite est présente dans certains calcaires métamorphiques, tandis que la muscovite se trouve dans des schistes et micaschistes (Foucault et al., 2010). La chlorite, dans les horizons inférieurs, peut soit provenir de roches faiblement métamorphiques comme certains schistes, soit découler d'une altération de minéraux primaires, principalement de la biotite. La kaolinite est surtout présente dans les horizons supérieurs. C'est un minéral d'altération de quasiment tous les silicates primaires lorsque la solution du sol contient des silices mais manque de cations alcalins.

Dans la fraction de moins de 2 μm , qui correspond à des argiles granulométrique, la chlorite est surtout présente dans les roches, soit comme minéral primaire, soit en tant qu'altérite des minéraux silicatés. En effet, l'altération se déroule aussi dans les pores des minéraux primaires, en présence de suffisamment de cations et de silice. Les micas, étant des phyllosilicates primaires, et les minéraux interstratifiés, issus de l'altération des micas et/ou des feldspaths, sont surtout présents dans les horizons inférieurs. Dans la partie superficielle du sol, les minéraux d'altération sont surtout présents comme la smectite, la vermiculite et la kaolinite.

Ainsi, il est possible de remarquer que plus les grains du sol sont gros et plus le processus d'altération va en direction de la bisiallittisation. Ceci peut être expliqué par le fait que la texture du sol a une influence sur la rétention en eau et qu'une texture sableuse sera

Tab. 22: dissolution congruente (complète) ou non de minéraux primaires et recristallisation en minéraux secondaires, en fonction de la solution présente, ou dépôt de résidus (Jambon et al., 2009, Campy et al., 2013, Cojan et al., 2013).

	Minéral primaire	Minéral secondaire		
Dissolution incongruente (hydrolyse)		Bisiallittisation cations et silice en solution => argiles 2/1 ou 2/1/1	Monosiallittisation: silice en solution => d'argiles 1/1	Allittisation : solution pauvre => hydroxydes d'aluminium et de fer
	feldspath (feldspath K et plagioclase Na)	illite, vermiculite, smectite, chlorite secondaire	kaolinite	gibbsite
	chlorite	vermiculite, (smectite), chlorite sec.	kaolinite	gibbsite, goethite
	biotite (mica)	interstratifiés, vermiculite, smectite, chlorite sec.	kaolinite	goethite
	muscovite (mica)	paramuscovite, illite, interstratifiée, vermiculite, smectite, chlorite sec.	kaolinite	gibbsite
Dissolution congruente	calcite, dolomite, ankérite	résidus d'argiles et de quartz		

beaucoup plus drainante qu'une texture argileuse (c.f. 5.2.8). Ainsi, le lessivage des sols sera beaucoup plus important lorsque les grains sont grossiers, les cations et la silice ne seront pas retenus et les minéraux créés seront plutôt des hydroxydes de fer (goethite). Pour des grains moyens, en présence de silice, la kaolinite sera produite. Des sols argileux, où l'eau est bien retenue, et où les cations et la silice sont abondants, vont plutôt voir la minéralisation de phyllosilicates de type 2/1 ou 2/1/1, comme les smectites, la vermiculite, les interstratifiés et la chlorite. La proximité de la roche mère ou du squelette va aussi permettre une concentration plus importante en ions.

C'est ainsi qu'il est possible de remarquer que plus la texture des sols est fine, plus la rétention des sols est importante et plus il y aura de chance de trouver des argiles de type smectite, qui vont retenir de l'eau dans leur structure et pouvoir la relâcher en période de manque d'eau.

De plus, le type d'argile minéralogique va déterminer la quantité de charges négatives fixes à sa surface. Ces charges négatives vont déterminer la possibilité de liaisons avec des cations ou des molécules d'eau. Ainsi, plus une argile est électronégative (smectite > illite > kaolinite) et plus elle aura tendance à retenir l'eau (Campy et al., 2013).

Il ne faut toutefois pas oublier que la forme plus ou moins émoussée des roches aura une influence sur la taille de l'espace poral. Ainsi les minéraux de dureté plus importante vont favoriser une meilleure percolation (quartz, feldspath).

En résumé, l'eau est globalement mieux retenue en surface et lorsque les grains sont plus fins.

4.3.2. Perte au feu et humidité résiduelle

L'humidité résiduelle (HR) du sol va varier en fonction de la texture du sol et du taux de matières organiques. Une texture argileuse aura une HR de 4 à 8 %, une texture limoneuse une HR entre 1 et 4 % et une texture sableuse une HR de moins de 1 %. Une HR de plus de 8 % dénote un séchage insuffisant (Kohler et al., 2013).

Les données analysées correspondent plus ou moins à ces affirmations. La texture sablo-limoneuse est la seule qui soit sableuse et elle correspond à une humidité résiduelle de

moins de 1 %. Toutefois 24 échantillons ont une HR de moins de 1 % et ne sont pas de texture sableuse. Pour les valeurs d'HR entre 1 et 4 %, 91 échantillons sur 101 correspondent à des textures limoneuses. Pour les valeurs entre 4 et 8 % d'HR, 0 valeurs sur 50 correspondent. 19 échantillons ont plus de 8 % d'HR et seraient donc incorrectement séchés.

La perte au feu, correspondant au taux de matière organique des sols « perdue » entre 105°C et 450°C. Si la température est plus élevée, l'eau prise dans les feuillets d'argile va être éliminée.

La matière organique a de multiples influences sur la rétention en eau des sols.

Sa concentration plus importante à la surface du sol permet d'isoler les horizons inférieurs des variations de température tout en augmentant le réchauffement par effet de diminution de la réflexion (albédo faible). Ainsi, l'évaporation peut être accélérée. La matière organique favorise aussi la formation d'agrégats (permettant la rétention et la circulation de l'eau) en augmentant les risques de fissuration (discontinuité des matières) et par son effet hydrophobe qui protège la structure de l'eau. Toutefois, par cet effet répulsif face à l'eau, les matières végétales vont en partie à l'encontre de la réhumectation des horizons, même si de manière générale elles augmentent la rétention en eau capillaire (utile pour les plantes). De plus la litière permet de diminuer l'effet de tassement et donc d'engorgement du sol (Girard et al., 2011).

Ainsi les effets de la matière organique sur la rétention de l'eau du sol sont trop multiples et contradictoires pour pouvoir en tirer une tendance claire.

Toutefois les valeurs de taux de matière organique obtenues sont utilisées pour modéliser la teneur en eau avec des fonctions de pédotransfert ou différents modèles de régression.

4.3.3. Teneur en eau

Les teneurs en eaux massiques et volumiques des carottes de sol ont été mesurés avec une table de succion puis deux presses à membrane.

Cette méthode d'analyse comporte d'importants biais liés à la détermination du point d'équilibre. En effet, par exemple, avec une presse à membrane, l'équilibre est atteint

lorsqu'il n'y a plus d'eau qui est extraite de l'échantillon de sol. Toutefois comme l'écoulement est très lent, il est difficile d'être persuadé que l'équilibre est atteint. De plus, il n'est pas recommandé de laisser l'échantillon trop longtemps dans la presse à membrane car il risque de sécher. De plus les carottes de sol étant de composition variée (texture, structure, taux de matière organique, etc.), certaines vont avoir une désorption plus rapide que d'autres. Toutefois, il n'aurait pas été envisageable d'analyser une carotte à la fois. Un autre biais réside dans la resaturation des échantillons de sol. En général, un échantillon resaturé va présenter des valeurs de teneur en eau plus élevées que s'il n'est pas resaturé entre deux points de pF (Jordan et al., 1982). Toutefois la resaturation a été nécessaire entre pH 4.0 et 4.2, car il a fallu changer de presse à membrane engendrant le redimensionnement des carottes de sol. Il faut aussi noter que plus la pression apposée est importante et plus le temps avant l'obtention de l'équilibre est long.

Les données de teneurs en eau à différents potentiels sont comparées à des valeurs théoriques de texture pure (sables, limons ou argiles). Selon Duchaufour (1997), avec un potentiel de pression croissant, la perte en eau est rapide au début puis se ralentit pour des sables. Elle est plus ou moins linéaire pour des limons et elle est plus lente au début pour des argiles. La teneur en eau étant plus importante pour une texture fine que grossière, à toutes les pressions.

Les valeurs mesurées sont assez éloignées du schéma théorique ci-dessus, surtout pour les forces de succion très élevées. Toutefois, les courbes lissées se rapprochent le plus d'une texture limoneuse à argileuse.

Il est possible que certains échantillons aient partiellement séché lors des mesures pour les pressions élevées, ce qui expliquerait leur courbure prononcée, ne correspondant pas aux attentes.

En comparant les teneurs en eau à saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent avec les taux de matière organique, une corrélation est révélée. Plus l'échantillon de terre est humide est plus la teneur en eau semble liée à la part de matières organiques (74% à saturation, 60 % à pF 2.7 et 13% à pF 4.2). Ceci pourrait être expliqué par la difficulté qu'il existe à remettre à saturation un échantillon de sol, les matières

humifiées étant hydrophobes (Girard et al., 2011).

Il n'est pas possible de trouver un véritable lien entre le taux de squelette et la teneur en eau à différents potentiels (seulement 2 % de variance expliquée pour pF 2.7 et 10 % pour pF 4.2). Toutefois, étant donné que les sols sélectionnés sont soit exempt ou ne contiennent que très peu de squelette, il est difficile de comparer ces deux données.

Ainsi le seul vrai lien observé, est que plus le taux de matière organique augmente et plus la teneur en eau diminue, surtout à des potentiels matriciels bas.

Pour pouvoir obtenir de meilleures informations quand à la teneur en eau à différents potentiels, il serait nécessaire d'analyser plus d'échantillons ayant des caractéristiques plus divergentes. De plus il serait raisonnable d'avoir plusieurs réplicats pour un même horizon de sol. Ici, sauf pour pF 4.2 où il y a eu deux réplicats, les autres analyses ont été effectuées sur un seul échantillon par horizon. De plus ces analyses ne prennent pas en compte une multitude de paramètres extérieurs inexistants en laboratoire :

- la proximité d'une nappe phréatique (réhumectation aussi depuis la base du profil par élévation du niveau de la nappe)
- l'influence du squelette (c.f. 5.2.4)
- le rôle de la végétation
- la pente qui facilite le ruissellement et la formation de croûtes de battance (Girard et al., 2011) et donc l'imperméabilisation de la surface du sol
- l'intensité et la fréquence des précipitations qui a une influence sur l'absorption de l'eau et le remplissage des nappes phréatiques
- le tassement ou la faible porosité de certains horizons qui empêche la réhumectation depuis la surface d'horizons sous-jacents et qui favorise l'ennoiment des horizons sus-jacents
- la fissuration des roches sous-jacentes qui empêchent une conservation de l'eau en profondeur (souvent dans les roches calcaires avec présence de réseaux karstiques)
- l'impact des radiations solaires (évaporation, changements de température, permafrost), dépendant aussi de l'albédo du sol

- le vent qui peut dessécher les horizons supérieurs
- l'influence de l'homme qui va prélever de l'eau pour différents usages (canons à neige, électricité, chalets d'alpage, abreuver le bétail, etc.)
- les déplacements de l'eau par capillarité
- le temps nécessaire pour une saturation ou un dessèchement complet du sol
- la continuité du processus, sans changement de pression extérieur.

Ainsi, la mesure de la teneur en eau peut donner certaines informations de variations entre horizons, toutefois elle ne reflète pas vraiment les conditions réelles.

4.4. Modélisation

4.4.1. Détermination d'une fonction de pédotransfert

Différentes fonctions de pédotransfert (FPT) ont été testées pour essayer de déterminer la teneur en eau, à un certain potentiel matriciel, à partir d'autres paramètres obtenus plus facilement.

Les meilleurs résultats (déterminés par le taux de variance expliquée) sont réalisés au moyen de la FPT de Bastet (1999) pour pF 2.5 (84,54 % de similitude) et pF 3.0 (82,81 % de ressemblance), de la FPT de Rawls et al. (1982) pour pF 4.0 (25,69 % de corrélation) et de la FPT de Hall et al. (1977) (Bastet et al., 1998) pour pF 4.2 (à 18,42 % pareil). Seule la FPT de Bastet peut être utilisée, car les prédictions pour les FPT de Hall et al. et de Rawls et al. sont trop éloignées des valeurs mesurées.

La FPT de Bastet (Morvan et al., 2004) prend, comme variables explicatives, la densité apparente, le taux de carbone organique, d'argiles et de limons ($W = a + b(Da) + c(CO) + d(Ar) + e(Li)$) pour prédire la teneur en eau massique. Des coefficients différents pour chaque potentiel matriciel sont donnés avec la fonction (Bruand et al., 2003).

Il ne faut pas oublier que le contexte topographique, géologique et pédogénétique des échantillons est très important pour pouvoir utiliser une FPT. En effet, l'utilisation d'une FPT pour des sols provenant d'un environnement différent de celui pour lequel il a été créé, peut amener un taux d'erreur important (Morvan et al., 2004).

La FPT de Bastet a été conçue à partir d'échantillons provenant d'horizons profonds de sols situés dans le Languedoc-Roussillon et la région parisienne.

Il va sans dire que ces contextes pédologiques sont très différents de la situation des sols des Alpes vaudoises. Toutefois, les recherches de FPT n'ont pas été en mesure de mettre à jour une fonction correspondant à ces conditions alpines, à forte composante caillouteuse. En effet, généralement l'intérêt pour la teneur en eau du sol est plutôt dirigé vers des zones de plaine, des surfaces agricoles, ou des régions où il y a un besoin anthropique. De plus, les sols caillouteux ne sont pas adaptés à ce genre de mesures, car un échantillon de sol non-remanié est difficilement prélevable et analysable. En général, la part de squelette est considérée comme n'ayant pas de rétention en eau. Toutefois, les roches peuvent contenir des pores et rendre la terre à leur proximité plus poreuse (Bruand et al., 2003). Une alternative a été proposée de déterminer séparément la teneur en eau du squelette et du sol (Tetegan, 2011), mais elle n'a pas été appliquée ici par question de temps et de moyens.

La teneur en eau massique prédite par Bastet (1999) pour pF 2.5 et 3.0, diminue avec la profondeur. Signalons toutefois une exception avec le sol n° 611, où la teneur en eau a des valeurs à nouveau plus importantes à partir du 5^{ème} horizons. Ceci peut être expliqué par la description des horizons de sols qui avait déterminé le 611.5 comme un horizon organo-minéral A enfouis, en supposant un sol polyphasé. Le sol ayant la teneur en eau prédite la plus importante est le 363 (ALOCRISOL TYPIQUE) et celui qui a la plus faible le 403 (PODZOSOL DURIQUE-BRUNISOL).

Les résultats, obtenus avec la FPT de Bastet, pour prédire la teneur en eau à la capacité au champ approximative (pF 2.5 et 3.0) sont assez concluants, avec respectivement 85 % et 83 % de correspondance en n'utilisant que des variables prédictives aisément analysables (taux de carbone organique, argile, limon et densité apparente). Donc pour obtenir la valeur de teneur en eau, pour des sols à faible taux de squelette, dans les Alpes vaudoises méridionales, il suffirait d'effectuer les analyses de perte au feu, granulométrie laser et de peser, mesurer un échantillon de terre non-remanié (humide et sec) pour obtenir la densité apparente sèche.

4.4.2. Modélisation de la teneur en eau

Pour prédire la teneur en eau des 30 échantillons analysés, différentes méthodes de modélisation ont été utilisées (GLM, GLMp, GAM, RF) en utilisant comme variables prédictives les taux de sables, limons, argiles, matière organique, racines et squelette.

Les résultats de cette première étape ont montré une variance expliquée maximale de 0.592, pour pF 2.5, avec un GLMp. Pour les pressions plus élevées, les modèles ont des meilleurs résultats que les FPT, même s'ils restent en deçà d'une limite acceptable de ressemblance aux mesures et sont donc inutilisables. Ainsi, il est possible d'affirmer que pour l'échantillon de données considéré et les variables prédictives utilisées, l'usage des fonctions de pédotransfert semble plus adapté que les modèles de régressions et de forêts d'arbres décisionnels pour prédire les teneurs en eau jusqu'à pF 3.0.

Pour la seconde étape de modélisation, qui consiste à prédire des valeurs de teneur en eau à partir de variables prédictives connues (géologie, topographie, climat, couverture végétale) pour tout le site d'étude, les résultats sont encore plus décevants. En effet, le meilleur résultat est très éloigné des valeurs mesurées (r^2 : 0.251). Il a été obtenu avec un GLM utilisant des prédicteurs topographiques, pour pF 2.5.

Il serait peut être possible d'obtenir de meilleurs résultats en utilisant d'autres prédicteurs ou en analysant plus d'échantillons de sol.

4.5. Relation réserve hydrique du sol et végétation

Les données de teneur en eau massiques prédites pour les pF 2.5 et 3.0, pour 71 horizons (30 sols), et celles mesurées pour pF 4.2 pour 22 horizons (16 sols) est mise en relation avec des données d'alliances végétales.

D'après les résultats obtenus, le *Seslerion* serait situé sur les sols retenant la plus grande proportion d'eau à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent et le *Salicion herbaceae* sur les sols les plus pauvres en eau.

Toutefois selon Delarze et al. (2008) le *Seslerion* serait plutôt une alliance xérophile et le *Salicion herbaceae* reposerait sur des sols à bonne rétention hydrique.

Ainsi ces résultats sont plutôt étonnants. Il serait nécessaire d'avoir des données pour les potentiels matriciels plus élevés. Le nombre d'échantillons analysés et prédits par des FPT est probablement insuffisant. Des études plus poussées et complètes seraient nécessaires pour connaître la relation entre la réserve hydrique du sol et les espèces végétales sus-jacentes.

Il serait intéressant d'étudier simultanément le type de végétation et la teneur en eau du sol, pour un nombre important de sites, afin de pouvoir affirmer l'existence d'une relation.

5. Conclusion

Afin de pouvoir répondre à la première hypothèse, qui postule qu'une répartition des espèces végétales est déterminée par certaines caractéristiques du sol, principalement la rétention en eau, un certain nombre d'observations des données de terrain et de laboratoire, ont été effectués.

Dans un premier temps certaines relations liées au sol sont mises en évidence.

La masse racinaire la plus importante a été observée en surface ou au contact de la roche. La longueur du réseau est la plus grande en sol acide, où la présence des carbonates est moindre. Ainsi il semblerait que les végétaux utilisent plus d'énergie pour leur croissance racinaire là où les sols sont pauvres en eau et nutriments. Cette croissance racinaire permet un approfondissement du sol par érosion mécanique et chimique du substrat rocheux.

Les sols les plus profonds sont situés autour de 2'000 m d'altitude, là où la pente est la plus faible. Plus la profondeur est importante est plus la rétention en eau est potentiellement grande. Indépendamment du volume, les horizons superficiels retiennent généralement plus d'eau que ceux proche du substrat rocheux.

La rétention en eau du sol est favorisée par une texture fine. De plus certains minéraux d'altération sont capables de retenir de l'eau dans leur structure feuilletée, comme les smectites par exemple. Ces argiles peuvent être formées lorsque la solution du sol est riche en cations et silice. Pour cela il est nécessaire que le sol ne soit pas trop drainant ou incliné, ce qui engendrerait un lessivage de ces ions.

Il a été remarqué qu'en montant en altitude, la proportion de sables augmente, ce qui rend les sols plus drainants.

Pour permettre une bonne colonisation racinaire, il ne faut pas oublier qu'un équilibre entre circulation et rétention de l'eau dans le sol est nécessaire.

Ceci est favorisé par des structures qui ont une faible densité et une importante porosité. Les plus favorables sont les grenues et grumeleuses, au contraire des floconneuses.

Les espaces du sol sont aussi constitués par des galeries créées par la faune du sol (lombrics), et d'anciens chenaux racinaires. Le squelette, plus de 24 % du sol, est lui-même

composé d'une microporosité intrinsèque, dépendante du type de minéralogie.

Ainsi, divers facteurs déterminent l'infiltration et la rétention de l'eau dans le sol.

Dans un deuxième temps, la répartition des espèces végétales, ici à l'échelle des alliances, semble déterminée par différentes caractéristiques pédologiques, comme le pH ou la teneur en eau du sol.

La distribution végétale observée par rapport aux variations de pH, du plus acide au plus alcalin, est la suivante : *Nardion* > *Caricion firmae* > *Salicion herbaceae* > *Cynosurion* > *Loiseleurio-Vaccinion* > *Rhododendro Vaccinion* > *Rumicion alpini* > *Poion alpinae* > *Mesobromion* > *Caricion ferrugineae* > *Seslerion* > *Elynion* > *Petasition paradoxii* > *Arabidion caeruleae* > *Thlaspidion rotundifolii*. Cette classification correspond, dans les grandes lignes, à la littérature

La répartition de certaines alliances végétales en fonction de la réserve hydrique du sol (du plus humide au plus sec) observée est la suivante : *Seslerion* > *Loiseleurio-Vaccinion* > *Arabidion caeruleae* > *Mesobromion* > *Caricion ferrugineae* > *Poion alpinae* > *Nardion* > *Rumicion alpini* > *Salicion herbaceae*. Malheureusement cette classification diverge de la littérature (Delarze et al., 2008).

Toutefois il semblerait que ces caractéristiques du sol aient une influence sur la présence/absence de certaines espèces végétales.

Finalement, l'objectif de ce travail de mémoire, qui consistait à modéliser la teneur en eau, a été partiellement atteint.

En effet, il a été possible de prédire la teneur en eau massique à pF 2.5 et 3.0 avec la fonction de pédotransfert de Bastet (1999), pour une concordance de près de 85% avec les variables prédictives : taux de matière organique, de limons, d'argiles et densité apparente sèche. Pour les potentiels plus élevés, il n'y avait pas une corrélation suffisante entre valeurs prédites et observées.

La modélisation de la teneur en eau, au moyen de variables environnementales, a obtenu une proportion de variance expliquée trop faible ($r^2 = 0.251$ pour une teneur en eau à pF 2.5) pour pouvoir être utilisé pour prédire la teneur en eau au niveau de toute la région d'étude : les Alpes vaudoises méridionales. Ainsi il n'est pas possible d'utiliser cet indice d'eau du sol dans les modèles de distribution des espèces végétales.

Toutefois, il serait envisageable d'améliorer les modèles de prédiction de la réserve hydrique du sol à partir de prédicteurs environnementaux, en utilisant d'autres variables prédictives, et/ou en scindant les variables prédites en plusieurs catégories (par exemple en fonction de la profondeur des horizons). Pour cela il serait nécessaire d'effectuer des mesures de teneur en eau sur un plus grand nombre d'échantillons, à différentes profondeurs, en prenant aussi en compte les sols caillouteux.

Ainsi, cette étude a permis de montrer une relation entre le pH, les teneurs en eau des sols (à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent) et les espèces végétales sus-jacentes. Différentes observations ont permis de mieux comprendre la répartition de l'eau et des racines dans le sol. Il a finalement été possible de modéliser une valeur de teneur en eau pour pF 2.5 et 3.0, avec une fonction de pédotransfert, à partir de données plus facilement analysables.

7. Bibliographie

- Analyses et surface (2014). *Granulométrie laser* [Page Web]. Disponible sur : http://www.analyses-surface.com/spip.php?page=moyens-Art&id_article=20 (consulté le 06.10.15).
- Austin M. P., Van Niel K. P. (2011). Improving species distribution models for climate change studies: variable selection and scale. *Journal of Biogeography*, 38, 1–8.
- Badoux, H. (1963). Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. *Eclogae geologicae helvetiae*, 56 (1), 1-13.
- Baize, D., Jabiol, D. (1995). *Guide pour la description des sols*. Paris : INRA.
- Baize, D. (2000). *Guide des analyses en pédologie*. Paris : INRA.
- Baize, D., Girard, M.-C., coordinateurs (2008). *Référentiel pédologique*. Versailles : Quae.
- Baize, D., Duval, O., Richard, G., coordinateurs (2013). *Les sols et leurs structures : observations à différentes échelles*. Versailles : Quae.
- Barigah, T.S., Bonhomme, M., Améglio, T., Cochard, H. (2013, 2 février). L'arbre et le changement climatique. Le stress hydrique : l'arbre et l'eau [Page web]. Disponible sur : <http://www.harcourt-normandie.fr/wp-content/uploads/2013/06/2.Intervention-de-M.-Barigah-Stress-hydrique.pdf>
- Bastet, G., Bruand, A., Quélin, P., Cousin, I. (1998). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 5 (1), 1-24.
- Beauchamp, J. (2015). *L'eau et le sol* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.oleiculteur.com/L'eau%20et%20le%20sol.htm> (consulté le 06.10.15).
- Bellard, C., Thuiller, W., Leroy, B., Genovesi, P., Bakkenes, M., Courchamp, F. (2013). Will climate change promote future invasions ? *Global Change Biology*, doi :10.1111/geb.12344
- Brady, N.C., Weil, R. R. (2008). *The Nature and Properties of Soils*. Upper Saddle River, New Jersey : Pearson Education.
- Bruand, A., Cousin, I., Richard, G. (2003). Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : outils disponibles et perspectives. 6èmes Rencontres de la Fertilisation Raisonnée et de l'Analyse de Terre, pp.87-96. Blois : GEMAS-COMIFER.
- Bruand, A., Pérez Fernández, P., Duval, O. (22-24.10. 2002). *Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de classes de pédotransfert : qualité des estimations obtenues après stratification*. Journée Nationales de l'Etude des Sols. Orléans : Association Française pour l'Etude des Sols.
- Bruand, A. (3-4 décembre 2003). *Elaboration et utilisation de fonctions de pédotransfert pour la prédiction des propriétés hydrauliques des sols*. Inventaire, Gestion et Conservation des Sols - INH, Dec 2002, Angers, France.
- Campbell, N., Reece, J. (2007). *Biologie* - 7^{ème} édition. Paris : Pearson Education France.
- Campy, M., Macaire, J.-J., Grosbois, C. (2013). *Géologie de la surface – érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Paris : Dunod.
- Caron, J.M., Gauthier, A., Lardeaux, J.M., Schaaf, A., Ulysse, J., Wozniak, J. (2003). *Comprendre & enseigner la planète Terre*. Lassay-les-Châteaux : Editions Ophrys.
- Carte pédestre au 1 : 25'000. *Chablais vaudois* (2010). Chavannes/Renens : mpa.
- CEAL (2014). *Détermination des taux remarquables d'humidité* [Protocole]. Lausanne : Ecole polytechnique fédérale, Faculté de l'environnement naturel, architectural et construit, Institut des sciences et technologues de l'environnement, Central environmental analytical laboratory.
- Cherix, D., Vittoz, P. (2009). Synthèse et conclusions aux Journées de la biodiversité 2008 dans le Vallon de Nant (Bex, Alpes vaudoises). *Mém. Soc. Vaud. Sc. nat.*, 23, 225-240.
- Chossat, J.-C. (2005). *La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols : choix des méthodes*. Paris : Lavoisier.
- CNRS (2015, 5 octobre). *Diffraction X* [Page Web]. Disponible sur : <http://neel.cnrs.fr/spip.php?article1010> (consulté le 06.10.15).
- Cojan, I., Renard, M. (2013). *Sédimentologie* (3^{ème} édition). Paris : Dunod.
- Confédération suisse (2014, 27 novembre). Informations géolocalisées [Page Web]. Disponible sur : <http://s.geo.admin.ch/611d67e10f> (consulté le 27.11.14).

- De Callatay, A. (2009, 12 janvier). *Prévision du réchauffement climatique* [Page web]. Disponible sur : <http://www.leseoliennes.be/GHG/AGWfr.htm> (consulté le 30.10.15).
- Delaune, M., Reiffsteck, M., Feller, C. (1991). L'analyse granulométrique de sols et sédiments à l'aide du microgranulomètre « Sedigraph 5000 ET » Comparaison avec la méthode « pipette Robinson ». *Cah. Orstom, sér, Pédol.*, 26(2), 183-189.
- Delarze, R., Gonseth, Y. (2008). *Guide des milieux naturels de Suisse : Ecologie – Menaces – Espèces caractéristiques*. Bussigny : Rossolis.
- Dubuis, A., Giovanettina, S., Pellissier, L., Pottier, J., Vittoz, P. & Guisan, A. (2013) Improving the prediction of plant species distribution and community composition by adding edaphic to topoclimatic variables. *Journal of Vegetation Science*, 24, 593-606.
- Duchaufour, P. (1997). *Abrégé de pédologie – Sol, végétation, environnement*. Paris : Masson.
- Eggenberg, S., Möhl, A. (2013). *Flora Vegetativa*. Bussigny : Rossolis
- Engler, R., Randin, C., Thuiller, W., Dullinger, S., Zimmermann, N., Araújo, M., Pearman, P., Le Lay, G., Piedallu, C., Albert, C., Choler, P., Coldea, G., DeLamo, X., Dirnböck, T., Gégout, J-C., Gómez-García, D., Grytnes, J-A., Heegaard, E., Høistad, F., Nogués-Bravo, D., Normand, S., Puşcaş, M., Sebastià, M-T., Stanisci, A., Theurillat, J.-P., Trivedi, M., Vittoz, P., Guisan, A. (2011). 21st century climate change threatens mountain flora unequally across Europe. *Global Change Biology*, 17, 2330-2341.
- Epard, J.-L.. (2012). *Géologie régionale* [Support de cours]. Lausanne : Université, Institut de géologie et de paléontologie.
- Escher A., Hunziker J.C., Marthaler M., Masson H., Sartori M., Steck A., (1997). Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. In Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S., Steck A. (Eds.), *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20 (NRP 20)* (pp. 205-222). Bâle: Birkhäuser.
- FAO (?). 6. *Texture du sol* [Page web]. Disponible sur : ftp://ftp.fao.org/fi/cdrom/fao_training/FAO_Training/General/x6706f/x6706f06.htm (consulté le 17.04.15)
- Fallot, J.M. (2011). Cours de climatologie à l'institut de géographie de Lausanne (IGUL) [Support de cours]. Lausanne : Université, IGUL.
- Flint, A.L., Childs, S.W. (1987). Field procedure for estimating soil thermal environments. *Soil Science Society of America Journal*, 51 (5), 1326-1331.
- Foucault, A., Raoult, J.-F. (2010), *Dictionnaire de géologie* (7^{ème} édition). Paris : Dunod.
- Gadat S., (...). *Séance 10 : Arbres de classifications et Forêts aléatoires* [Page web]. Disponible sur : http://www.math.univ-toulouse.fr/~gadat/Ens/M2SID/11-m2-Random_Forests.pdf (consulté le 11.11.15)
- Gallandat, J.-D., Gobat, J.-M., Rion, V. (2012). *Végétation de la Suisse* [Guide syntaxonomique]. Neuchâtel : Université, Institut de Biologie, Laboratoire Sol & Végétation.
- Gigon, O. (2012) *L'influence des formations superficielles sur la formation des sols du Vallon de Nant*. Travail de Master en Biogéosciences, Faculté des Géosciences et de l'Environnement. Sous la direction des professeurs H.R. Pfeifer, E. Verrecchia.
- Girard, M.-C., Schwartz, C., Jabiol, B. (2011). *Etude des sols : Description, cartographie, utilisation*. Paris : Dunod.
- Gobat, J.-M., Aragno, M., Matthey, W. (2010). *Le sol vivant : Bases de pédologie - Biologie des sols*. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Gobat, J.-M., Le Bayon, C. (2013). *Clé de sol : Principaux sols de Suisse* [Clé de détermination des sols et formes d'humus]. Neuchâtel : Université, Institut de Biologie, Laboratoire Sol & Végétation.
- Gobat, J.-M. (2013). *Protocole de description des sols* [Support de cours]. Neuchâtel : Université, Institut de Biologie, Laboratoire Sol & Végétation.
- Guisan, A., Cianfrani, C., Buri, A. (2014). TP n°1 ModPred Modèles prédictifs [Support de cours]. Lausanne : Université, IdyST.
- Guisan, A. (2014). Predicting Species Distribution [Support de cours]. Lausanne : Université, IdyST.
- Guisan, A. (2014). Evaluating SDMs [Support de cours]. Lausanne : Université, IdyST.

- Gutierrez S. (2006). *Granulométrie laser–mastersizer 2000 MALVERN*. Université de Sherbrooke, Centre de caractérisation des matériaux.
- INVS (2005). *Séries temporelles* [Page web]. Disponible sur : http://www.invs.sante.fr/publications/2005/series_temporelles/pdf/3.pdf (consulté le 11.11.15)
- ISTE (2014). *Argiles* [Protocole]. Lausanne : Université, Institut des sciences de la Terre.
- Jabiol, B., Zanella, A., Ponge, J.-F., Sartori, G., Englisch, M., Van Delft, B., De Waal, R., Le Bayon, R.-C. (2013). A proposal including humus forms in the World Reference Base for Soil Resources (WRB-FAO). *Geoderma*, 192, 286-294.
- Jambon, A., Thomas, A. (2009). *Géochimie : Géodynamique et cycles*. Paris : Dunod.
- Jordan, J.-P., Caloz, R., Mermoud, A. (1982). Utilisation des extracteurs à plaque poreuse pour déterminer les taux remarquables d'humidité. *Mensurations, Photogammétrie, Génie rural*, 82(8), 260-264.
- Kohler, R., Dietrich, F., Diaz, N. (2013). *Travaux pratiques d'analyses pédologiques* [Protocole]. Neuchâtel : Université, Laboratoire Sol et Végétation et Lausanne : Université, Laboratoire de Biogéosciences.
- Le potager facile (2011, 3 octobre). *Triangle* [Page Web]. Disponible sur : <http://lepotagerfacile.free.fr/triangle.htm> (consulté le 27.11.14).
- « Le sentier des Thomas » parcours didactique sponsorisé par Espace Nature, Cité du sel, fondation Ernest Dubois, Pro Natura, Forêts Faune Nature, Loterie Romande
- Martignier, L., modifié d'après Chalumeau, L. (2010). Préparation pour les analyses granulométriques : destruction de la matière organique et dispersion [Protocole]. Neuchâtel : Université, Laboratoire Sol et Végétation et Lausanne : Université, Laboratoire de Biogéosciences.
- Mathieu, C., Pieltain, F. (1998). *Analyse physique des sols : Méthodes choisies*. Paris : Techniques & Documentation.
- Modgen, (2007, février). Modèles linéaires généralisés [Page web]. Disponible sur : http://maths.cnam.fr/IMG/pdf/Presentation_MODGEN_02_2007.pdf (consulté le 11.11.15)
- Morvan, X., Bruand, A., Cousin, I., Roque, J., Baran, N., Mouvet, C. (2004). Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert : influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers. *Etude et Gestion des sols* ? : 1-24.
- Musy, A., Soutter, M. (1991). *Physique du sol*. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Steck, A., Allimann, M., Epard, J.-L., Escher, A., Lempicka Münch, A., Marthaler, M., Masson, H., Mosar, J., Sartori, M., Spring, L. (1999). Feuille 41 *Col du Pillon*. Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100'000, carte géologique spéciale 123-NW.
- Rakotomalala, R. (2005). Arbres de décision. *MODULAD*, 33 163-187. Disponible sur : http://eric.univ-lyon2.fr/~ricco/doc/tutoriel_arbre_revue_modulad_33.pdf
- Ravina, I. Magier, J. (1984). Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragments. *Soil Science Society of America Journal*, 48, 736-740.
- Saini, G.R., Mc Lean, A.A. (1967). The effect of stones on potato yield, soil temperature and moisture. *America Potato Journal*, 44, 209-213.
- Steck, A., Epard, J.-L., Escher, A., Gouffon, Y., Masson, H. (2001). Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100'000, notice explicative de la carte géologique spéciale 123.
- Tetegan, M. (2011). *Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux- Application à l'estimation spatialisée de la réserve utile*. Thèse [en ligne]. Université d'Orléans, Unité de Science du Sol, Institut National de la Recherche Agronomique.
- USDA (). *Soil Texture Calculator* [Page Web]. Disponible sur : http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/?cid=nrcs142p2_054167 (consulté le 30.10.15).
- Valentin, C. (1994). Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. *Catena*, 23 (1-2), 87-97.

- Van Wesemael, B., Poesen, J., Kosmas, C.S., Danalatos, N.G., Nachtergaele, J. (1996). Evaporation from cultivated soils containing rock fragments. *Journal of Hydrology*, 182, 65-82.
- Verrecchia, E. (2014). *Traitement quantitatif des données. Les classifications ascendantes hiérarchiques ou « cluster analysis »* [Support de cours]. Lausanne : Université, Institut des dynamiques de la surface terrestre.
- Verrecchia, E. (2014). *Traitement quantitatif des données. L'analyse multivariée : les ACP Introduction à la projection des données sur bases orthogonales* [Support de cours]. Lausanne : Université, Institut des dynamiques de la surface terrestre.
- Vittoz, P., Gmür P. (2009). Introduction aux Journées de la biodiversité dans le Vallon de Nant (Bex, Alpes vaudoises). *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 23, 3-20.
- Vittoz, P. (2011). *Végétation de la Suisse* [Support de cours]. Lausanne : Université, Département d'écologie et d'évolution.
- Vittoz, P. (2014). *Phytosociologie* [Support de cours]. Lausanne : Université, Département d'écologie et d'évolution.
- Étageement altitudinal (2006, 10 décembre). In Wikipedia [en ligne]. Disponible sur : https://fr.wikipedia.org/wiki/Étageement_altitudinal
- Zanella et al. (2011). A European morpho-functional classification of humus forms. *Geoderma*, 164, 138-145.