

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement supérieur et de la recherche Scientifique

Université EL HADJ LAKHDAR de Batna
Faculté des sciences
Département d'Agronomie

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de MAGISTER
en Sciences Agronomiques

Option : Pédologie

Présenté par :
HALITIM Saliha

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA RESERVE UTILE
EN EAU DES SOLS DE CEDRAIES DANS LES AURES :
INFLUENCE DES FACTEURS EDAPHIQUES.**

Soutenu le : / 00 / 2006 devant la commission d'examen :

T. SAADOUN	Prof. Université de Batna	Président
A. HALITIM	Prof. Université de Batna	Rapporteur
M.T. HALILAT	Maître de conférences, Université de Ouargla	
Examineur		
H. MALKI	Chargé de cours, Université de Batna	Examineur
H. MESSAADIA	Chargé de cours, Université de Batna	Examineur

Année 2006

C'est à tous ceux et celles qui me sont proches et notamment :

- Mes parents.*
- Mes frères et sœurs.*
- Mes grands-mères.*
- Mes oncles.*
- Ma tante,*

Que ce travail est dédié.

SALIHA

S O M M A I R E

INTRODUCTION GENERALE

CHAPITRE I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE LE CEDRE DE L'ATLAS , LA SECHERESSE, LA RESERVE UTILE EN EAU, ET LE BILAN HYDRIQUE

I. Le CEDRE DE L'ATLAS

II LE CEDRE ET LA SECHERESSE

III LE SOL EN TANT QUE RESERVOIR D'EAU

IV. LE BILAN HYDRIQUE

CHAPITRE II : ETUDE DU MILIEU ET METHODOLOGIE

I. LOCALISATION ET CARACTERISATION PHYSIQUE ET BIOLOGIQUE DE LA REGION
D'ETUDE.

II. METHODOLOGIE

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATION Sols de cédraies des Aurès et bilan hydrique

I. SOLS DE CEDRAIES DES AURES

II BILAN HYDRIQUE

CHAPITRE IV : DISCUSSION

I. CARACTERISTIQUES DES SOLS ET PEDOGENESE DANS LES CEDRAIES DES AURES

II. RESERVE EN EAU DU SOL ET FACTEURS EDAPHIQUES

III. LA SECHERESSE EDAPHIQUE ET LE BILAN HYDRIQUE.

CONCLUSION GENERALE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

AVANT - PROPOS

Avant de présenter les résultats de ce modeste travail, qu'il me soit permis de remercier tous ceux ou celles qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

- Tout d'abord à mes rapporteurs, MM. le Prof. HALITIM et le Dr. MESSAADIA, du Département d'Agronomie qui m'ont proposé le sujet et m'ont encadré tout au long de mes recherches. En me faisant bénéficier de leur expérience, ils m'ont ainsi raccourci le chemin à parcourir.
- M. le Prof. SAADOUN, du Département d'Agronomie qui a bien voulu présider mon jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.
- Au Dr. HALILAT, Maître de conférences et Directeur du Département d'Agronomie à l'Université de Ouargla à qui j'exprime tout ma reconnaissance pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail en acceptant spontanément de siéger dans mon jury.
- Au Dr. MALIKI, du Département d'Agronomie, pour son enseignement et pour l'intérêt qu'il a manifesté à mon sujet. Les corrections qu'il a bien voulu apporter au manuscrit m'ont permis de mieux le finaliser. Pour cela et pour avoir accepté de juger ce travail, qu'il veuille bien trouver l'expression de ma profonde reconnaissance.

Mes remerciements vont également à :

- M. LAABED, Directeur général du Parc national de Belezma, pour l'intérêt qu'il a manifesté à l'égard de mon travail.
- Mlle KHARCHOUCHE et M. KHANFOUCI, qui méritent dans ce travail une mention spéciale. Par leur disponibilité, leur compétence et leur gentillesse, ils m'ont beaucoup apporté en matière d'analyse statistique, de documentation et de mise en forme du document final.

Ce magister a été réalisé grâce à l'aide de nombreuses personnes et auxquelles j'adresse mes sincères remerciements :

- Des déterminations relatives à la densité réelle, aux pF, et à la minéralogie des argiles ne pouvaient être réalisées à Batna. C'est grâce à l'amabilité du Dr. DRIDI, Maître de Conférences à l'INA d'El Harrach, du Dr TESSIER, Directeur de l'unité de Science du sol à Versailles (France) et de Mr PERNES Responsable du Laboratoire de minéralogie de l'INRA à Versailles que j'ai pu obtenir ces résultats. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.
- Les opérations d'échange ionique et de détermination de Ca^{++} et Mg^{++} ont été effectuées au Département vétérinaire grâce à l'aide du Pr. MEHANAOUÏ et du Pr. MEZLANE.

- De nombreuses déterminations ont nécessité l'aide ou la collaboration des techniciens de laboratoire. Je profite de cette occasion pour remercier MM. ABOUBOU, BOUAMRA, HADJI, PITCHOU, Mlle HOUDA ainsi que le chauffeur M. HAQUES.
- Sur le terrain, j'ai bénéficié avec ma camarade Mlle ZERDOUM de l'aide de la circonscription d'Arris et du personnel de la circonscription d'El Hamma. Mr. BAHRI, Chef de circonscription des forêts d'El Hamma, nous a beaucoup facilité le travail en forêt. A tout le monde j'exprime mes remerciements.

Enfin, quelques pensées vont à mes amies et notamment Samia, Djamila, Safia, Schehrazade, Moufida.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le cèdre de l'Atlas (*Cèdre atlantica* M) est une essence caractéristique des montagnes du MAGHREB (Algérie et Maroc). Mais si les peuplements du Rif marocain et des chaînes littorales d'Algérie bénéficient d'un climat humide (1400mm de pluie annuelle) et clément (minima thermique des mois de janvier -2°C, -0°C), dans le Haut Atlas et surtout dans les Aurès, le milieu actuel, menacé par la désertification, est trop hostile pour que les arbres âgés de 300 à 400 ans se régénèrent normalement par suite d'une aridification du milieu (précipitations inférieures à 400mm) (QUEZEL, 1957, PRADAL,1979)

En effet dans les Aurès les cédraies constituent avec les pinèdes le dernier rempart contre l'avancée du Sahara. Elles jouent de ce fait un rôle environnemental essentiel Ces forêts sont une ressource de base pour les populations limitrophes (bois de chauffage, bois pour la menuiserie, pâturage) et interviennent dans la protection des sols contre l'érosion, l'envasement des barrages et contre l'abaissement du niveau des nappes superficielles.

Malheureusement, le cèdre est sujet dans ces massifs à un dépérissement et à des difficultés de régénération. L'absence de semis, la présence de vides et de clairières (EZZAHRI, et BELGHAZI, 2000) et tout récemment un taux de dépérissement jamais égalé sont les indicateurs de cette régression. En effet ce sont des dizaines voire des centaines d'hectares de forêts de cèdre qui sont touchées par le dépérissement. La mortalité, stade ultime du phénomène, concerne à la fois individus et peuplements (massifs forestiers). Les observations effectuées au Maroc font ressortir que les zones les plus touchées par le dépérissement sont caractérisées par un déséquilibre entre un abondant matériel végétal et une faible disponibilité en ressources hydriques (Anonyme, 2005). Ce dépérissement concerne d'autres régions du monde et d'autres espèces. C'est ainsi que les recherches ont montré que la vraie raison du dépérissement des forêts vosgiennes en France dans les années 1980, d'abord attribué à la pollution due aux pluies acides, était la sécheresse (GUEHL, 2004).

Ainsi, parmi les causes probables de cet état, le déficit hydrique dans ces régions sèches est à prendre en considération dans la lutte contre la régression continue des forêts de cèdre. La cause en est donc la sécheresse qui peut être définie comme une réduction de la réserve en eau des sols suffisamment sévère pour que le fonctionnement des arbres ne soit pas optimal (LANDMANN et al., 2003).

Aussi, plus la réserve en eau d'un sol est importante, plus tard les effets de la sécheresse apparaissent. Dans ce contexte, à côté du climat (pluie et température) et de la topographie, les caractéristiques édaphiques jouent sans aucun doute un rôle de premier ordre.

Le sol est d'ailleurs un compartiment majeur qui a une valeur intrinsèque, remplit de multiples fonctions et représente une ressource non renouvelable. C'est un organisme vivant, susceptible de se dégrader assez rapidement, en particulier sous l'influence de pratiques sylvicoles mal adaptées et d'une utilisation irrationnelle de l'écosystème forestier. En dépit de ce rôle fondamental le sol forestier en Algérie reste très peu étudié, aussi bien dans sa genèse et ses caractéristiques que dans son fonctionnement et son comportement vis à vis du milieu et des essences forestières.

Il est donc important d'entreprendre une étude sur la réserve en eau des ces sols, et sur les facteurs qui interviennent, c'est à dire sur les caractéristiques édaphiques propres aux sols forestiers qui peuvent modifier leur capacité de rétention en eau.

Or la rétention de l'eau est un phénomène complexe, dépendant des constituants du sol mais aussi de leur organisation à différents niveaux en particulier à l'échelle de la structure du sol.

L'enjeu est donc de pouvoir caractériser les propriétés physiques sur des bases fiables afin de disposer de données permettant le développement d'outils de prévision, en particulier pour la spatialisation de la réserve en eau des sols et la gestion des écosystèmes forestiers.

Cette approche suppose en fait que l'on puisse tenir compte de variables caractérisant le milieu, en particulier le type de sol et le milieu environnant. L'évolution des sols est liée à l'action conjuguée de la roche mère, du climat et de la végétation, entraînant une évolution tant géochimique et texturale que structurale.

A coté de cela et à une autre échelle, l'Algérie, comme beaucoup de pays du monde fait face à des problèmes croissants relatif à la gestion de l'eau. La connaissance du bilan et du cycle de l'eau est devenue primordiale pour l'agriculture, l'hydrologie, la météorologie, la foresterie et en général pour toutes les applications nécessitant un suivi de l'environnement. Le sol agit comme un réservoir tampon entre l'atmosphère et les couches géologiques souterraines.

Une connaissance minimale de ses propriétés de rétention est nécessaire à toute modélisation du cycle et bilan de l'eau.

L'intérêt d'une telle donnée (avec les paramètres climatiques et la densité du couvert végétal) est qu'il devrait être possible de "spatialiser" l'estimation des réserves disponibles dans les sols d'une région forestière donnée (BREDA et al, 2002). Une telle cartographie des risques devrait être utilisée aussi bien dans les reboisements que dans la gestion des forêts.

Les sols de la forêt de cèdre de l'Aurès (Chélia et Ouled-Yagoub) ont servi de support à cette étude dont l'objectif principal est de contribuer d'une part à la connaissance de la genèse et des propriétés des sols et d'autre part à déterminer des critères d'évaluation de leur réserve en eau utile à l'échelle d'une petite région naturelle, enfin de montrer le rôle de cette réserve utile dans le calcul du bilan hydrique.

Dans **le premier chapitre** d'essence bibliographique seront traitées successivement l'étude succincte du cèdre et son comportement vis à vis de la sécheresse, les propriétés hydriques des sols en relation avec la nature de leurs constituants et leur organisation.

Dans **un deuxième chapitre** seront présentées successivement la caractérisation de la région d'étude et les méthodes adoptées.

Dans **un troisième chapitre**, seront rapportés les résultats d'analyse des sols et leur interprétation.

Le **quatrième chapitre**, est réservé à une discussion générale traitant successivement des caractéristiques et de la genèse des sols, de la réserve utile en eau et des facteurs édaphiques et du bilan hydrique et de la sécheresse édaphique.

CHAPITRE I

ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

LE CEDRE DE L'ATLAS, LA SECHERESSE, LA RESERVE UTILE EN EAU
ET LE BILAN HYDRIQUE.

Ce chapitre traitera successivement :

-Du cèdre de l'Atlas, ses caractéristiques botaniques, sa répartition, son auto- écologie.

-La sécheresse, sa définition et la réponse des plantes et notamment les espèces forestières au déficit hydrique.

-Le sol en tant que réservoir en eau du sol, son évaluation, le potentiel hydrique et la biodisponibilité de l'eau, c'est à dire la réserve utile en eau (RU) dans le sol, les méthodes de détermination, et les paramètres qui influencent cette réserve.

-Le bilan hydrique, son importance, et les approches de son estimation.

I. LE CEDRE DE L'ATLAS :

I.1. Caractéristiques botaniques du cèdre:

Il existe 4 espèces dans le genre *Cedrus*, qui appartient à la famille des pinacées et à l'ordre des Coniférales:

- *Cedrus déodara* London (Cèdre de l'Himalaya) : En Asie (Afghanistan et Himalaya).
- *Cedrus libani* Barrel (Cèdre du Liban) : Au Liban, Turquie et Syrie.
- *Cedrus brevifolia* Henry (Cèdre de Chypre) : A Chypre.
- *Cedrus atlantica* Manetti (Cèdre de l'Atlas) : Au Maroc et en Algérie.

Le cèdre de l'Atlas (arz en arabe et begnoun en berbère) est une espèce de grande taille, pouvant atteindre 50m de haut, majestueux et longévile (jusqu'à 1000 ans selon BOUDY, 1950).

C'est un arbre monoïque, avec un port pyramidal au jeune âge et tabulaire en vieillissant (TOTH, 1970). En peuplement, le fût est rectiligne et les branches fines.

Le système racinaire est développé, pivotant et fixe bien l'arbre au sol (BOUDY, 1950 ; TOTH, 1975). Les racines obliques sont très fortes et prospectent les sols profonds et humides. Les plants d'une année ont une profondeur racinaire comprise entre 14 et 20 cm en sol profond (TOTH, 1978). Quand le sol est peu profond et avec un obstacle, l'enracinement devient latéral, causant des chablis.

Les inflorescences femelles, au début sont semblables aux fleurs mâles. Elles apparaissent plus tardivement que les fleurs mâles (TOTH, 1978). En conditions naturelles, la graine de cèdre ne peut germer que si les températures journalières avoisinent les 10°C pendant 9 à 10 jours (LEPOUTRE, 1964).

I.2. Répartition du cèdre de l'Atlas :

Le cèdre de l'Atlas occupe les hautes montagnes en Afrique du Nord (en Algérie et au Maroc) (BOUDY, 1950 ; MHIRIT, 1982).

En Algérie le cèdre couvre environ 30.000 ha (HARFOUCHE et NEDJAH 2003) répartis en plusieurs massifs dont le plus important est celui des Aurès avec une superficie d'environ 17.000 ha (BOUDY, 1952). Le reste de la cédraie algérienne est réparti entre les monts du Hodna (8.000 ha), du Djurdjura (2.000 ha), des Babors (1300 ha), de l'Ouarsenis (1100 ha) et enfin l'Atlas Blidéen (1000 ha) (BOUDY, 1950 ; M'HIRIT, 1993, HARFOUCHE et NEDJAH, 2003) (Fig. I.1).

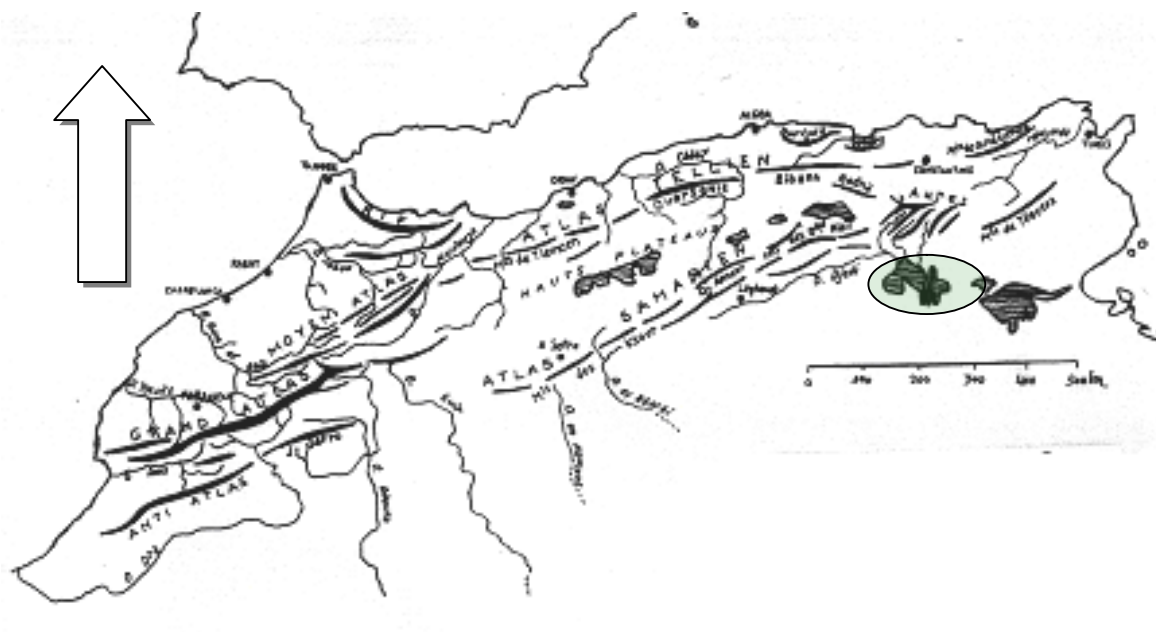


Fig I.1 : Répartition des cédraies au Maroc et en Algérie.

La cédraie des Aurès-Belezma couvre 5.000 ha dans le massif de Belezma (BENTOUATI et OUDJEHIH, 1999) et 12.000ha dans les autres massifs aurasiens qui sont par ordre d'importance Ouled-Yagoub, Chélia et Sgag (FAO, 1971 in ABDESSEMED, 1981) (Fig. I.2 et tableau I.1).

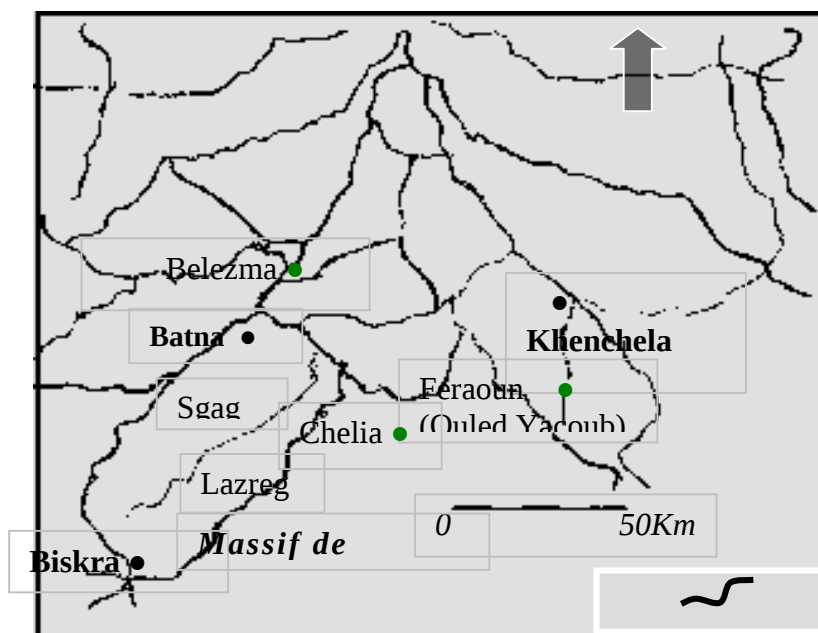


Fig. I.2 : Situation des cédraies dans les Aurès et le Belezma.

Tableau N° I 1: Estimation de la superficie des cédraies aurasienne en hectare.
(In KHANFOUCI, 2005).

	LEVEL et LEFEBRE cité par FAUREL et LAFITTE (1949)	BOUDY (1955)	Projet Algérie 15 (1970)
KHENCHELA	4.000	3.000	3.300
CHELIA	7.000	3.000	2.375
RAS ICHMOUL	---	150	---
S'GAG	500	600	2.093
Djebel LAZRAG	550	2.600	---
BELEZMA	8.000	8.100	4.254
TOTAL	20.050	17.450	12.022

Ce morcellement traduit semble-t-il des changements dans les conditions écologiques et probablement un recul de la cédraie, auxquelles vont se substituer des espèces plus xérophiles. Le réchauffement de la planète, s'il s'avérait être sûr accélérera ce phénomène notamment dans les régions les plus méridionales, comme le Belezma, le Hodna, et les Aurès.

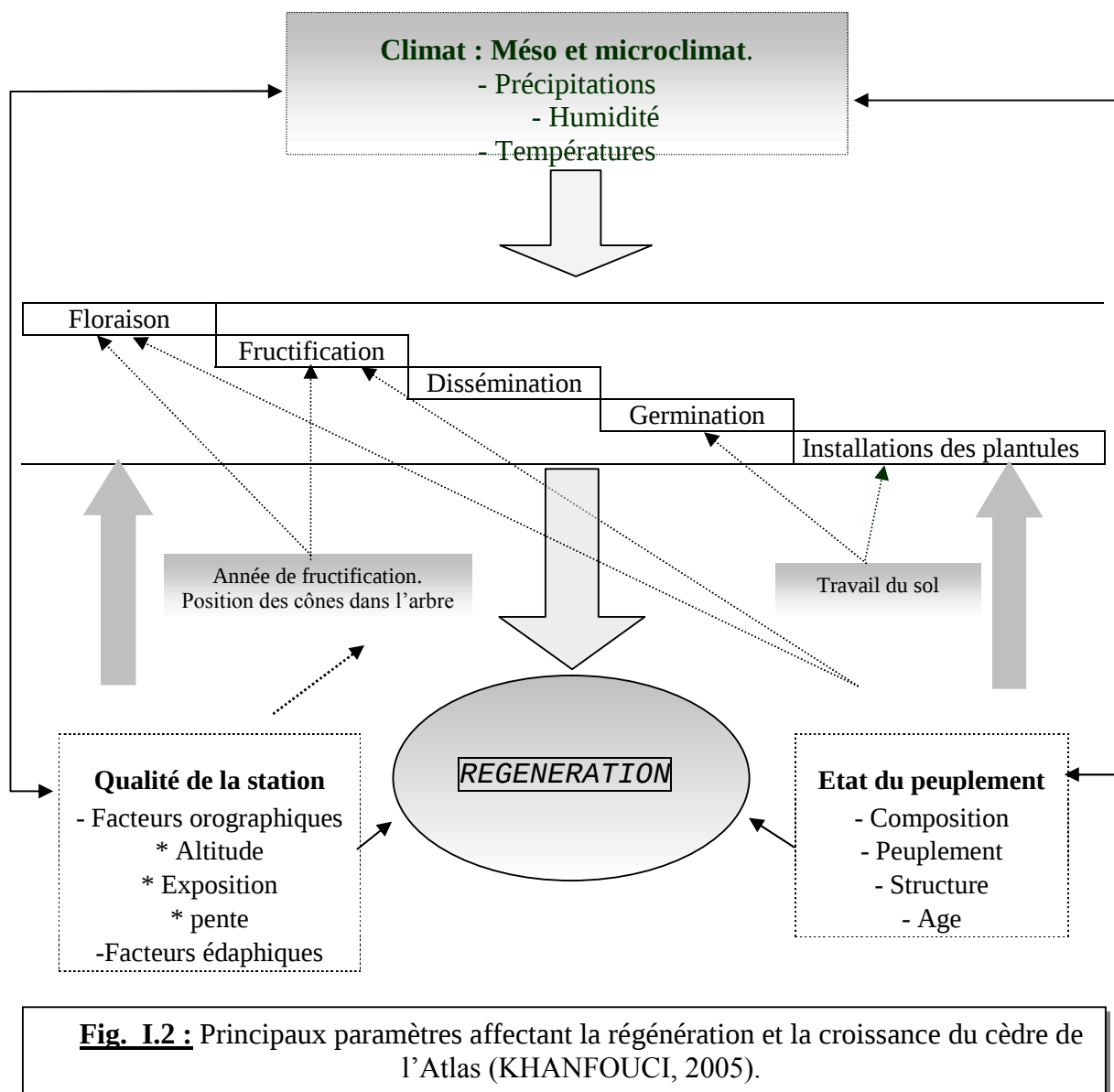
Par ailleurs et afin d'approcher cette évolution, il y a nécessité d'actualiser les superficies effectivement occupées par les formations de cèdre, car les chiffres disponibles sont parfois incohérents.

A coté de ces peuplements naturels, le cèdre de l'Atlas a fait l'objet d'introduction dans différents pays, tout d'abord dans les parcs et jardins, puis dans les reboisements forestiers où cette essence a été introduite dans les reboisements : France, Ex-URSS, Italie et Bulgarie (TOTH, 1972 ; M'HIRIT, 1982 ; NEDJAH, 1988). Si dans ces pays cet arbre fait l'objet d'importants projets de reboisements, en Algérie, en revanche l'utilisation du cèdre dans les reboisements est relativement faible par rapport à d'autres espèces comme le pin d'Alep ou le cyprès.

L'aire de cette essence très morcelée sur un tel territoire fait penser immédiatement à la possibilité de la présence de variétés ou de races (YI, 1976) ou d'écotypes distincts. En effet, le cèdre de l'Atlas se trouve dans divers étages bioclimatiques de la classification d'Emberger : les étages semi-aride, sub-humide, humide, de même qu'il se trouve sur divers substrats (calcaire, grès siliceux et calcaires, dolomie, marne, schiste, basalte).

I.3. Auto-écologie du cèdre :

La plupart des auteurs (TOTH, 1987) ont souligné l'excellent pouvoir d'adaptation du cèdre dans les conditions écologiques difficiles et sa croissance remarquable dans les bonnes conditions. Comme les autres essences forestières, la croissance du cèdre est quantitativement liée à l'hérédité et aux conditions écologiques : climatiques, édaphiques et actions anthropiques (Fig. I .3).



I.3.1. Influence du climat :

La dynamique de la régénération du cèdre est étroitement liée aux facteurs climatiques qui influencent la germination, la croissance des arbres et le développement du système racinaire capable de subvenir aux besoins hydriques du plant en période de sécheresse (LEMHAMDI et CHBOUKI, 1995).

Au point de vue climatique, le cèdre se renouvelle surtout dans les stations à apport important de précipitations qui améliorent le bilan hydrique et atténuent la continentalité (EZZAHRI et al. 1994).

Les précipitations ont un rôle très important en régions méditerranéennes, leur régularité et leur répartition sont très souvent mauvaises (sécheresse d'été) (TOTH, 1987).

Le cèdre de l'Atlas croît dans différents étages bioclimatiques : humide, subhumide, semi-aride (DERRIDJ, 1990) avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 450 et 1500mm. En ce qui concerne la température, il est relativement plastique et pousse sous des températures moyennes annuelles comprises entre 8 et 14°C (TOTH, 1970) et résiste à - 25°C (GAUSSEN, 1964, in BELLOUMI, 2002).

La croissance du cèdre dépend en premier lieu des conditions climatiques (pluviométrie, température, et altitude) (RIPERT et BOISSEAU, 1993), comme le montre le tableau suivant (Tab. I.2) :

Tableau I.2: Influence des facteurs du milieu sur la croissance du cèdre de l'Atlas en Provence (France) (RIPERT et BOISSEAU, 1993).

Facteurs	Modalités défavorables	Modalités intermédiaires	Modalités favorables
Pluviométrie /an	<650mm	800mm	900 - 1000mm
Température moyenne annuelle	>14°C	12 - 13°C	7 - 10°C
Altitude	< 400m	400 - 700m	> 700m

Parmi les facteurs de l'environnement, c'est surtout la pluviométrie qui a un rôle prépondérant sur la croissance du cèdre (TOTH, 1987). Selon cet auteur, on attribue fréquemment un rôle excessif à la sécheresse d'été pour expliquer sa faible croissance, alors que 80% de l'accroissement annuel en hauteur se fait durant les mois de mai et juin, contre 20% en juillet et août.

Le cèdre de l'Atlas est une essence caractéristique des montagnes du Maghreb. Il est présent au Maroc et en Algérie dans des massifs bien localisés à des altitudes de 1400 à 2200m et sous précipitations annuelles variant entre 400 et 1500mm (DUCREY, 1994). Les peuplements du Rif du Maroc et des chaînes Telliennes d'Algérie bénéficient d'un climat particulièrement favorable (pluviométrie annuelle de l'ordre de 1400mm, moyenne des minima thermiques du mois de janvier comprises entre -2 et 0°C) .

Dans certaines cédraies du Moyen Atlas, la pluviométrie annuelle est inférieure à 800mm, l'état de la végétation s'en ressent et la régénération est difficile (PRADAL, 1979). Selon cet auteur dans le Haut Atlas marocain d'une part, dans l'Aurès d'autre part, le milieu actuel est trop hostile pour que les cédraies sous 300 ou 400mm par an se régénèrent normalement. L'aridité s'est probablement aggravée depuis l'installation de ces peuplements.

La confrontation des précipitations et de l'indice dendroclimatique montre que la dynamique de la cédraie, notamment en matière de régénération dans le temps ne peut être liée qu'au facteur limitant qu'est l'eau. De même l'obtention d'une régénération abondante nécessite une longue période de climat favorable et non une seule année pluvieuse (LEMHAMED I et CHBOUKI, 1995).

I.3.2. Influence de l'altitude :

L'altitude a une influence sur le cèdre par le biais des conditions climatiques, notamment les précipitations et les températures et pour une région donnée, plus l'altitude est élevée, plus les précipitations moyennes sont élevées et les températures basses. De même l'aridité est modulée par l'altitude.

Ainsi l'influence de l'altitude est marquée par :

- La température : il fait plus froid en altitude et la période de végétation est plus courte.
- Le régime des pluies et des précipitations atmosphériques sont plus fréquentes. Les vents sont plus violents en haute qu'en basse altitude.

La limite altitudinale inférieure du cèdre dans les Aurès et dans le Rif au Maroc est à 1400m, tandis que la limite supérieure peut aller jusqu'à 2300m au Chéla (BOUDY, 1950 ; ABDESSEMED, 1981) et 2800m au Maroc (BOUDY, 1950).

En France, au Mont Ventoux, le cèdre peut descendre jusqu'à 680m (TOTH, 1980), alors qu'en Provence, il peut se rencontrer à des altitudes inférieures à 400m, aussi bien qu'en altitudes supérieures à 700m où les conditions sont meilleures (RIPERT et BOISSEAU, 1993).

En se référant à FAUREL et LAFFITTE (1949) les cédraies des Aurès sont étroitement confinées aux hautes altitudes. Le cèdre est ici, comme d'ailleurs dans tout le Maghreb, un montagnard exclusif. Au-dessus de 1500m, le cèdre n'étant concurrencé dans l'Aurès par aucune autre essence forestière, devrait constituer une forêt continue. Mais Il n'en est pas toujours ainsi. En effet de nombreux sommets dont l'altitude avoisine ou dépasse les 2000m, entre le Dj. Temagout, le Dj. Iddert, le Dj. Ahmar Khaddou et surtout le Dj. Mahmel avec ses 2321m (le second sommet de l'Algérie du Nord) ne portent aucun cèdre. Or tous ces sommets sont des crêtes de calcaires durs avec des versants marno-calcaires.

Ces auteurs ont constaté que l'étroite localisation altitudinale du cèdre, commandée essentiellement par des facteurs climatiques et notamment par l'humidité, présentait des exceptions pouvant s'expliquer le plus souvent par la disposition des massifs montagneux. Ceux-ci formés de plissements orientés SO-NE, constituent autant d'écrans successifs pour les vents porteurs d'humidité, qui soufflent généralement d'une direction moyenne située au Nord-Ouest.

D'après BOUDY (1950), en Algérie la limite inférieure est fonction de la plus ou moins grande humidité de la station. Selon ABDESSEMED (1981) elle se situe dans l'Aurès à 1400-1500m en versant nord et 1600m en versant sud.

Le cèdre de l'Atlas est une essence montagnarde mais ses limites altitudinales supérieures et inférieures diffèrent d'une cédraie à l'autre. SCHOENBERGER (1970) distingue dans les cédraies aurasiennes deux étages bioclimatiques :

- L'étage subhumide supérieur à hiver froid, de 2200 à 2000m,
- L'étage subhumide inférieur à hiver froid, de 2000 à 1600m.

Ces étages correspondraient respectivement à des pluviométries annuelles de 700/800mm et 500/600mm. Cependant l'étage sub-humide inférieur peut être considéré comme semi-aride supérieur.

Du point de vue floristique, le caractère distinctif principal est l'absence ou la présence de chêne vert, dont la limite supérieure se situe à environ 2000m.

Toujours d'après cet auteur le caractère asylvatique actuel de RASKELTOUM (Haut Chéla) pourrait ainsi être dû à la destruction de l'ancienne cédraie, toujours plus marquée sur les crêtes.

Enfin au Belezma, l'altitude pourrait être avec le substrat déterminante dans la croissance du cèdre (BENTOUATI et OUDJEHIH, 1999).

I.3.3. Influence de l'exposition :

L'exposition joue un rôle très important dans la répartition des végétaux et dans la vie de ces derniers. C'est ainsi que pour une même chaîne de montagne le cortège floristique ainsi que la croissance, la fructification et la régénération sont différentes selon les versants. Cela s'explique surtout par le volume différent des précipitations selon les expositions. En effet le cèdre se renouvelle surtout dans des stations à apport important de précipitations qui améliore le bilan hydrique et atténue la continentalité.

Au Maroc, les études effectuées sur les cédraies du Moyen Atlas, font ressortir que les peuplements les mieux développés et où la régénération est la mieux réussie sont ceux exposés à l'ouest et au nord-ouest, alors que ceux exposés à l'est et au sud ouest ont une faible fructification et une faible régénération (EZZAHIRI et al., 1994).

De même en Algérie, les plus belles cédraies évoluent sur les versants nord et nord-ouest, plus exposées à une pluviométrie importante par suite de vents humides, comparativement aux versants sud exposés aux vents chauds et secs et un ensoleillement plus fréquent.

Dans le Belezma le versant sud subit le régime de climat caractérisé notamment par une mauvaise répartition des précipitations annuelles, aboutissant à une longue période de sécheresse en été. Par contre le versant nord subit une répartition pluviométrique annuelle utile aux peuplements existants (cèdre, chêne vert). Dans ce massif les cédraies exposées au Nord sont denses et vigoureuses, par contre celles exposées au Sud sont plus claires et parfois inexistantes ; la régénération y est plus faible (KHANFOUCI, 2005). Des auteurs (SELTZER, 1946 ; LEHOUEIROU, 1975) montrent qu'il existe des relations entre l'exposition et l'altitude d'une part et la pluviométrie d'autre part et préconisent entre 20 et 40 mm d'accroissement de la pluviométrie annuelle par 100 m de dénivelée selon l'exposition des versants .

Enfin, il y a un effet de l'exposition sur la température. C'est ainsi que les versants nord et nord-ouest sont plus frais et l'évapotranspiration est plus faible, se traduisant par un effet de la sécheresse plus atténué.

I.3.4. Influence du substratum et du sol :

Le substratum géologique intervient également comme facteur de répartition des cédraies. En effet, si l'on rencontre le cèdre sur des substratums assez variés, on constate cependant (FAUREL et LAFFITE, 1949) que :

1- Si le cèdre se trouve, sur des formations argileuses, c'est lorsqu'elles sont recouvertes d'éboulis.

2- Le cèdre est également rare sur calcaire (on ne le trouve pas à Mahmel, deuxième sommet d'Algérie avec 2321m).

3- Les 4/5 des cédraies de l'Aurès et du Belezma se trouvent sur grès et sur dolomies, ce que l'on peut expliquer par le fait que ces roches, chimiquement très différentes, donnent toutes deux naissance à des sols légers dans lesquels les racines des jeunes cèdres peuvent pénétrer plus facilement.

On pourrait expliquer cela par le fait que l'altération des grès et de la dolomie libère un important squelette sableux soit de quartz soit de dolomie.

C'est vis à vis de la régénération que la nature géologique du sous-sol reprend son importance, comme cela a été souligné par LEPOUTRE (1964), en ce qu'elle détermine le type de sol.

Il est donc important de connaître la géologie des zones de cédraies, malheureusement celle-ci est difficile à cartographier du fait de sa grande hétérogénéité, due à la tectonique tourmentée, à la présence de nombreuses failles, d'éboulis et de colluvions etc...

LEPOUTRE (1969) a mis en lumière le fait que l'influence des facteurs édaphiques varie selon le lieu climatique dans lesquels ils se trouvent. Il y aurait comme un processus de compensation, c'est à dire que plus le climat est sec, plus l'influence du sol est grande.

Le cèdre pousse au Maroc et en Algérie sur une grande variété de roches soit acides (granites, quartzites, schistes, grès siliceux) soit non acides (roches calcaires, marnes, dolomies, basaltes, grès calcaire). Il peut croître aussi bien sur sol acide (pH 4) que sur sol basique (pH 8) (ALEXANDRIAN, 1992, cité par BELLOUMI, 2002).

Cependant si le cèdre est indifférent à la nature chimique, tous les travaux s'accordent sur son exigence au point de vue des qualités physiques : sols meubles, perméables, profonds, caillouteux...). Il ne se plaît pas sur les sols très superficiels et les sols lourds et imperméables tels que les calcaires compacts, sols argileux et marneux. Il est rencontré aussi bien sur roches acides que basiques.

Le cèdre adulte est assez indifférent à la nature et à la composition chimique du substratum géologique pourvu que celui-ci ne soit pas trop imperméable et n'oppose pas d'obstacle à la pénétration des racines (FERLIN, 1971). BOUDY (1950) note que le cèdre de l'Atlas se rencontre aussi bien sur les calcaires plus ou moins compacts du Lias ou marneux du Jurassique moyen, que sur schistes calcaires ou gréseux et sur grès. Le même auteur souligne que les neuf dixième des cédraies algériennes se trouvent sur des formations siliceuses. TOTH (1971) note que le cèdre a une préférence marquée pour les sols meubles, caillouteux, profonds et perméables. La jeune plantule y pénètre aisément, y développe ses racines en résistant aux rigueurs de l'été.

Les facteurs édaphiques comme la nature du substrat, la texture et la profondeur jouent un rôle déterminant dans le renouvellement du cèdre (EZZAHIRI et al., 1994). Selon ces derniers, au Maroc (Moyen Atlas) les milieux favorables à la régénération naturelle sont les sols basaltiques profonds alors que sur substrat carbonaté superficiel, les jeunes plants n'arrivent pas à dépasser le cap de l'été et se dessèchent rapidement, d'autant que le développement du système racinaire du cèdre est lent et superficiel pendant les premières années.

En ce qui concerne le substrat (sol et sous sol), les marnes et les dolomies sont particulièrement défavorables au cèdre, les micaschistes, les gneiss et les roches siliceuses sont plus favorables (RIPPERT et BOISSEAU, 1993). Les autres roches selon ces mêmes auteurs présentent des fertilités diverses en fonction des conditions stationnelles.

La fertilité dépend du volume du substrat exploitable par les racines et ce caractère est valable que le sol se développe sur colluvions ou sur altérations mais va s'exprimer de façon différente :

- Sur les formations superficielles de type colluvial, la fertilité dépend de l'épaisseur de la colluvion puis de la proportion de terre fine et des éléments grossiers. Quand les cailloux dépassent 30% le sol devient défavorable notamment au delà de 60%.

- Sur roche- mère altérée, la fertilité est conditionnée par la présence de fissures ou de diaclases de la roche en place. La présence d'un sol sur roche-mère altérée améliore la fertilité en fonction de son épaisseur qui s'ajoute à celle de l'altérite.

- L'épaisseur de l'altérite, le nombre et la dimension des fissures sont déterminants car le cèdre plus que tout autre espèce exploite bien les fissures de la roche en place, grâce à un système racinaire profond et puissant.

Une certaine proportion de cailloux (10 à 30%) semble favoriser sa croissance en améliorant la capacité de prospection du système racinaire et l'aération du sol.

La teneur en calcaire du sol, constitue un caractère défavorable à la croissance du cèdre et il semble qu'une teneur élevée en calcaire actif dans le sol représente un facteur limitant. Les sols siliceux et décarbonatés sont favorables au cèdre.

Le cèdre est une essence relativement peu sensible aux variations de niveau trophique du sol, mais plus exigeante en terme d'alimentation en eau.

Dans tous les cas les sols à bonne capacité de rétention en eau sont à rechercher. Toujours à partir d'études menées en Provence (France) par RIPERT et BOISSEAU, 1993), quelles que soient les conditions climatiques, il faudra éviter les marnes et les dolomies et tout substrat massif et compact et on cherchera des facteurs d'hétérogénéité, plus propices à constituer des substrats aérés et meubles.

Le volume exploitable par les racines ne se limite pas au sol, et dans la mesure du possible, il faut prendre en compte la qualité du sous - sol (fissuration et altération de la roche mère).

Enfin, l'analyse foliaire des aiguilles du cèdre a révélé des déficiences nutritionnelles en éléments nutritifs en P, K^+ , Mg^{++} dans certaines cédraies du Moyen Atlas central du Maroc (TARGUI, 1986, cité par EZZAHIRI et al. 1994). Dans ces cédraies, l'apparition précoce de déficiences en éléments essentiels chez les jeunes semis de cèdres installés constituera une contrainte majeure à la croissance et à la survie des plants.

I.3.5. Associations du Cèdre de l'Atlas :

Les espèces végétales associées au cèdre sont différentes selon les conditions écologiques, c'est à dire la pluviométrie, l'altitude et les conditions édaphiques. C'est ainsi qu'en zone semi- aride de l'Atlas moyen marocain et sur substrat basaltique et à 1900-2000m d'altitude et en exposition Ouest, EZZAHIRI et al., 1994 ont relevé le groupement végétal suivant :

- *Cedrus atlantica*
- *Buplerum montanum*
- *Acer monspessulanum*
- *Rosa canina*

Alors qu'en sol calcaire compact et à une altitude de 1800-1900m, le groupement végétal devient :

- *Cedrus atlantica*
- *Quercus rotundifolia*
- *Paeonia corallina*

En Algérie, dans les Aurès le faciès est caractérisé par les espèces suivantes :

- *Cedrus atlantica*
- *Quercus ilex*.
- *Pinus halepensis*
- *Juniperus oxycedrus*
- *Juniperus thurifera*
- *Ampelodesma mauritanica*
- *Fraxinus xanthoxyoides*

Dans les Monts de Chréa sur l'Atlas blidéen et dans les Babors le faciès plus humide est caractérisé par les espèces suivantes :

- *Cedrus atlantica*
- *Quercus ilex*
- Chêne zeen (*Quercus mirbeckii*)
- If (*Taxus baccata*)

II. LE CEDRE ET LA SECHERESSE :

Le manque d'eau est un élément déterminant pour la survie et la croissance des plantes, particulièrement en régions arides et semi-arides.

La sécheresse constitue pour la production forestière un des principaux facteurs limitants ; la connaissance de la réaction des essences au stress hydrique est donc d'une particulière importance et notamment pour les reboiseurs (AUSSENAC et al., 1984).

II.1. Définition de la sécheresse :

Du point de vue écophysiological, une sécheresse est définie en premier lieu par une réduction de la réserve utile en eau (RU) des sols suffisamment sévère pour que le fonctionnement des arbres ne soit plus optimal (LANDMANN, et al. (2003). Le premier facteur responsable de la réduction de cette disponibilité en eau dans le sol est évidemment une pluviométrie insuffisante.

La végétation constitue le deuxième facteur. En effet, dès le démarrage de la végétation c'est à dire généralement dès le printemps, les plantes consomment de l'eau qu'elles puisent dans le sol pour assurer leur alimentation hydrique (représentée par la transpiration) et minérale.

Quand il n'y a pas de contrainte hydrique au niveau du sol, la consommation d'eau est déterminée par l'évapotranspiration potentielle, qui n'est autre que la combinaison des facteurs climatiques (rayonnement, température, humidité de l'air, vitesse du vent) et une végétation contrôlant la consommation maximale, c'est à dire couvrant bien le sol.

Dans un écosystème forestier l'absorption de l'eau est fonction de son indice foliaire, c'est à dire la surface de feuilles de tous les arbres rapportée à la surface du sol (BREDA, 1999), qui est liée à la surface terrière.

La consommation en eau est maximale jusqu'à une valeur seuil de réserve en eau du sol, appelée réserve facilement utilisable (RFU) avec un rapport RFU/RU variant entre 0,4 et 0,8.

$$RFU = K RU$$

avec $0,4 < K < 0,8$

Pour un sol donné la RFU est d'autant plus faible que le dessèchement du sol est intense, que le sol a une texture fine et que le développement racinaire est peu dense. Dans les écosystèmes forestiers on considère une valeur seuil fixée à 40% de la réserve utile en eau du sol (GRANIER et al., 1995), c'est à dire que la RFU est égale à 40%. Dès lors que ce seuil est franchi, les plantes régulent leur consommation d'autant plus fortement que la disponibilité en eau dans le sol diminue. On se trouve en période de déficit ou de stress hydrique pendant laquelle le fonctionnement des arbres n'est plus optimal.

Ainsi, plus la réserve utile en eau est importante, plus tard dans la saison ce seuil sera franchi et la sécheresse s'installera. Dès lors, il est important de connaître les facteurs principaux qui déterminent la réserve utile en eau d'un sol pour une espèce : la profondeur utile du sol, c'est à dire l'épaisseur du sol potentiellement prospecté par les racines des plantes, la texture du sol et la nature de la fraction argileuse, la teneur en matière organique, la densité apparente, la charge en éléments grossiers qui ne retiennent généralement pas ou peu d'eau.

II.2. Réponse des plantes à la sécheresse.

Plusieurs mécanismes sont mis en œuvre par les plantes pour résister à la sécheresse.

II.2.1. Régulation stomatique :

Lorsqu'une période de déficit hydrique dans le sol apparaît, la consommation en eau se réduit progressivement. Cette réduction est due à un mécanisme de régulation de la consommation en eau des plantes, localisée au niveau des feuilles, grâce aux stomates. Plus il fait chaud et sec, plus ces stomates se ferment : cela permet à l'arbre de limiter sa consommation en eau mais, en contrepartie, entraîne également un ralentissement de l'entrée du carbone pour la photosynthèse, qui s'effectue à travers ces mêmes stomates. La croissance des végétaux est alors ralentie voire, dans les cas extrêmes, stoppée.

Cette régulation stomatique est un fonctionnement normal, qui intervient tous les étés et qui est réversible : les stomates s'ouvrent et se ferment dans la journée, et, si le sol est réhumecté, les stomates s'ouvrent à nouveau au maximum et les flux d'eau et de carbone reprennent. Les stomates jouent un rôle de protection essentiel en limitant les tensions dans les éléments conducteurs. En effet, si les stomates ne contrôlaient pas ces tensions, ces éléments conducteurs seraient exposés à des dégâts irréversibles, consistant essentiellement en une embolie entraînant une perte de fonctionnalité généralement irréversible (LANDMANN et al., 2003). Une embolie massive conduirait à un flétrissement des organes (feuilles ou rameaux) alimentés par des vaisseaux. Toutefois, toutes les espèces végétales ne

présentent pas la même efficacité de régulation de la consommation d'eau. De plus, les stomates ne peuvent pas bloquer totalement les pertes d'eau. De ce fait, en cas de sécheresse prolongée, la limite de fonctionnement des vaisseaux peut être atteinte, ce qui provoque une embolie massive accompagnée de déshydratation rapide des tissus.

II.2.2. Diminution de l'indice foliaire et de la biomasse :

D'autres mécanismes de réduction de la transpiration plus spectaculaires et irréversibles peuvent alors intervenir : il s'agit de pertes de la feuille totales ou partielles anticipées par rapport à la date de chute normale. Limiter la surface est en effet pour une plante un moyen radical de limiter la consommation en eau. En forêt un contrôle de la surface foliaire par la sylviculture est d'ailleurs le seul moyen pour le forestier d'agir pour limiter les risques d'apparition de sécheresses dramatiques dans les peuplements (AUSSENAC et al., 1995 ; BREDA et ROMAN-AMAT, 2002) : elle vise à ajuster l'indice foliaire des parcelles à la réserve utile en eau du sol dans les conditions de climat local.

Le manque d'eau induit un déficit d'hydratation, de croissance en hauteur et de production de biomasse sèche totale d'autant plus important que le stress hydrique est plus sévère.

Ainsi le manque d'eau induit, chez les plantes stressées, une réduction significative de la production de biomasse totale, concomitante à une réduction de la croissance en diamètre et en hauteur des tiges.

II.2.3. Augmentation du rapport parties souterraines /parties aériennes :

De même le manque d'eau affecte la distribution de biomasse chez les plantes stressées, liées à la complémentarité des fonctions de croissance des parties racinaires et aériennes.

D'autre part généralement la croissance des racines des plants est moins affectée par la sécheresse que celle des parties aériennes.

Le rapport partie racinaire /partie aérienne est toujours supérieure chez les plants les stressés. Ceci semble traduire un phénomène d'adaptation à la sécheresse. En effet le développement de la partie racinaire aux dépens de la partie aérienne est considérée par plusieurs auteurs comme un critère de résistance à la sécheresse. Il permettrait une meilleure utilisation de l'eau disponible qui devient plus accessible.

Souvent, la réponse d'une plante soumise à un assèchement du sol se traduit par une augmentation du rapport en matière sèche entre la partie souterraine et la partie aérienne. Cependant l'importance de ces effets varie selon l'espèce et l'intensité du stress hydrique subi. C'est ainsi qu'il a été montré chez certaines espèces forestières telles que *Pinus radiata*, *Cedrus atlantica* et *Pinus nigra* que le déficit hydrique induit une allocation préférentielle de biomasse vers les racines, d'autant plus élevée que l'intensité du stress appliqué est plus accentué (EZZAHIRI et BELGHAZI, 2000).

La résistance à la sécheresse chez le cèdre réside dans son développement racinaire profond et rapide (GRIEU et AUSSENAC, 1988, cité par DUCREY, 1993).

Le cèdre ne contrôle pas très efficacement ses pertes en eau et son adaptation à la sécheresse réside dans sa bonne croissance radiaire et sa capacité à prospector le sol en profondeur, ce qui explique le relativement bon comportement des cèdres sur sols calcaires superficiels mais fissurés (DUCREY, 1993). Le développement racinaire profond et rapide explique son bon pouvoir colonisateur des sols superficiels fissurés (GRIEU et al., 1988)

En comparant le cèdre de l'Atlas et *Abies bornmulleria* au cours d'un cycle de dessèchement édaphique (GUEHL et al., 1991) il a été confirmé que le cèdre figure parmi les espèces qui tolèrent la sécheresse et supportent un certain déficit hydrique interne.

II.2.4. Développement d'un potentiel hydrique et d'un potentiel osmotique :

L'état physiologique d'un arbre peut être apprécié par son potentiel hydrique total. Mesuré en fin de nuit, c'est le potentiel de base qui exprime l'état hydrique de l'arbre avec l'eau du sol ; en milieu de journée, c'est le potentiel minimal qui traduit la réponse de l'arbre à la demande climatique. La différence entre les deux diminue au cours de la sécheresse.

Si on prend comme hypothèse (AUSSENAC et GRANIER, 1978), que lorsque cette différence devient à 0,4MPa, il y a arrêt des principales activités physiologiques de l'arbre, on définit un potentiel de base critique au dessous duquel la survie de l'arbre est en jeu.

Le tableau I.3 donne des valeurs de potentiel de base critique de différentes espèces de la région méditerranéenne. (DUCREY, 1993).

Tableau I.3 : Potentiel de base critique de quelques espèces forestières méditerranéennes (DUCREY, 1993).

Espèce	Potentiel de base critique (MPa)
<i>Pinus nigra</i>	-1,7
<i>Pinus sylvestris</i>	-1,6
<i>Pinus pinaster</i>	-2,0
<i>Cedrus atlantica</i>	-2,9
<i>Quercus pubescens</i>	-3,3
<i>Quercus ilex</i>	-3,4
<i>Pinus halepensis</i> (1)	-4,0
<i>Buxus sempervirens</i>	-4,2

(1) in BREDA et al. (2004).

Le cèdre de l'Atlas appartient au groupe d'espèces qui tolèrent la sécheresse en maintenant leur activité physiologique jusqu'à des niveaux de sécheresse très prononcés (potentiel de base critique inférieur à - 2,9MPa) par opposition aux espèces qui évitent la sécheresse en bloquant leur activité physiologique très tôt, dès le début de la sécheresse alors que le potentiel de base est encore supérieur à -1,7MPa.

Le cèdre résiste à des stress hydriques très importants (DUCREY, 1993). Il peut supporter des dessèchements atteignant -40bars. Mais d'autres auteurs (PRADAL, 1979) rapportent que le stress hydrique se manifeste à partir de -16bars, puis quand le taux d'humidité diminue jusqu'à la fermeture des stomates, vers -30bars les tissus ne peuvent plus retenir leur eau de constitution intra-cellulaire et les arbres meurent rapidement.

Les jeunes plants de cèdre ont une croissance qui est freinée à -13bars et elle est bloquée à -21bars. Dans les conditions naturelles ce potentiel pourrait être atteint durant une période de 2 mois (juillet-août), ce qui pourrait réduire la taille de la pousse annuelle. Par contre la photosynthèse d'une façon générale se poursuit à des niveaux de sécheresse plus importants que la croissance en hauteur et on peut aller jusqu'à -50,-60bars pour cette essence.

L'état physiologique d'un arbre peut être apprécié par son potentiel hydrique total. Mesuré en fin de nuit, c'est le potentiel de base qui exprime l'état hydrique de l'arbre avec l'eau du sol ; en milieu de journée, c'est le potentiel minimal qui traduit la réponse de l'arbre à la demande climatique. La différence entre les deux diminue au cours de la sécheresse. Si on prend comme hypothèse (AUSSENAC et GRANIER, 1978), que lorsque cette différence devient à 0,4MPa, il y a arrêt des principales activités physiologiques de l'arbre, on définit un potentiel de base critique au dessous duquel la survie de l'arbre est en jeu.

Le cèdre de l'Atlas en tolérant la sécheresse maintient très longtemps sa transpiration et sa photosynthèse mais court le risque d'une déshydratation trop forte des tissus qui peut altérer l'efficacité photosynthétique de l'arbre qui peut conduire à terme à sa mort.

Le potentiel de base critique étant une donnée longue à obtenir on lui préfère souvent la mesure du potentiel osmotique à turgescence nulle. GUYON (1987) l'estime à -3,6MPa pour le cèdre de l'Atlas, -2,2MPa pour le pin noir et -4,0MPa pour le chêne pubescent.

En comparant le cèdre de l'Atlas et *Abies bornmulleria* au cours d'un cycle de dessèchement édaphique (GUEHL et al 1991) il a été confirmé que le cèdre figure parmi les espèces qui tolèrent la sécheresse et supportent un certain déficit hydrique interne.

Cependant les mécanismes de résistance à la sécheresse les plus performants sont ceux qui permettent de maintenir un potentiel osmotique très bas lorsque le potentiel total est lui-même très bas.

Ceci implique un potentiel osmotique à pleine turgescence le plus bas possible et une faible élasticité des parois cellulaires.

D'après GUYON (1987) le cèdre de l'Atlas répond parfaitement à ce schéma.

GRIEU et al. (1988) ont étudié l'effet d'une sécheresse édaphique sur la concentration en solutés organiques des tissus foliaires et racinaires de plusieurs espèces résineuses dont le cèdre de l'Atlas.

Les solutés organiques sont des composés organiques jouant en principe un rôle dans les processus d'osmorégulation : glucides, polyalcools, acides aminés et proline.

Chez le cèdre on n'observe pas d'augmentation de la concentration en solutés organiques au cours de la sécheresse. Il semble que des composés minéraux interviennent de manière prépondérante dans des phénomènes d'ajustement osmotique.

III. LE SOL EN TANT QUE RESERVOIR D'EAU :

Le sol est un système triphasé. Une phase solide constituée de particules minérales et organiques, une phase liquide constituée d'eau et une phase gazeuse représentée par la porosité.

Les relations entre ces phases sont fonctions de la nature des constituants minéraux et organiques, de leurs teneurs d'une part et de leur organisation d'autre part.

Ces relations sont à la base des propriétés et des comportements des sols.

La phase liquide assure l'alimentation hydrique et minérale des plantes et représente le facteur essentiel de l'évolution des sols.

Les potentialités hydriques d'une station sont liées à la capacité de stockage du sol (réservoir en eau du sol, RES) et entre apports et départs sur le versant.

Dans les régions à fort déficit hydrique climatique, le RES est un facteur essentiel du développement et de la durabilité des peuplements forestiers. Son effet est d'autant plus sensible que la richesse en éléments nutritifs du sol joue un rôle secondaire pour l'essence considérée.

L'estimation de la capacité de stockage en eau du sol est d'autant plus importante que la région souffre d'un déficit climatique marqué, elle l'est moins dans les régions plus humides.

Les observations de terrain en forêt montrent que la valeur de RES est fortement liée à l'épaisseur des matériaux parentaux des sols. Ceci peut s'expliquer par l'existence de très fortes contraintes hydriques sur les sols de forêt : profondeur, généralement <30cm, souvent fortement caillouteux.

Cependant quand le déficit hydrique climatique est très important (>150mm), comme dans les zones méditerranéennes, ce sont les variables bioclimatiques (pluviométrie, ETP, déficit hydrique) qui expliquent les principales différences sur la forêt.

En outre dans ces régions, la discontinuité des couvertures pédologiques, le relief très accidenté et l'intensité des orages entraînent de forts taux de ruissellement, réduisant d'autant le rôle de stockage de l'eau dans le sol.

Aussi en période de forte sécheresse, le RES ne parvient pas à compenser le déficit climatique, même pour des essences résistantes à la sécheresse. Cependant, le RES permet de limiter la sécheresse édaphique.

Pour évaluer les capacités de stockage d'un échantillon de sol, il est nécessaire de connaître à différentes teneurs en eau, sa disponibilité vis à vis de la plante c'est à dire le potentiel hydrique du sol.

III.1. Le concept de potentiel de l'eau et sa mesure :

Dans les sols, une même teneur en eau peut se traduire par des disponibilités vis à vis de la plante différentes selon l'énergie avec laquelle cette eau est retenue par le sol et plus précisément selon la taille des pores où cette eau est localisée. Cet état énergétique est exprimé par le potentiel de l'eau ou pF.

Le potentiel de l'eau est défini comme le travail nécessaire à transférer une unité de masse d'eau pure, de manière réversible et isotherme, d'un état standard, qui est l'eau libre sous pression atmosphérique normale, à la phase liquide au point considéré (CHAMAYOU, 1997). Il est contrôlé par différents types de potentiels sous la dépendance de la pesanteur, des sels dissous, de la porosité et de la pression de la phase gazeuse et dont la somme régit l'énergie de liaison de l'eau du sol (BOURRIE et PEDRO, 1979).

Le potentiel total peut s'écrire comme suit :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_m + \Phi_o + \Phi_a$$

Φ_g : Potentiel gravitaire.

Φ_m : Potentiel matriciel.

Φ_o : Potentiel osmotique.

Φ_a : Potentiel pneumatique

- Le potentiel gravitaire correspond aux forces de la pesanteur. La variation d'énergie résulte ici du changement d'altitude. Si on considère l'eau du sol cette composante est négligeable.

- Le potentiel osmotique correspond à la concentration de la solution en ions. Dans le cas de sol non salé, ce potentiel n'est pas considéré.

- Potentiel pneumatique ou potentiel de pression gazeuse externe correspond à la différence de pression de l'air dans le sol et la pression atmosphérique normale (1 bar ou 1000 hPa). Dans le cas des échantillons de sol cette différence est pratiquement nulle.

- Le potentiel matriciel correspond aux forces exercées par la phase solide sur l'eau du sol, qui est égal dans le sol au potentiel capillaire, dû à la tension superficielle de l'eau, dont l'origine sont les forces de liaisons intermolécules dans les liquides, dû à la polarisation des molécules.

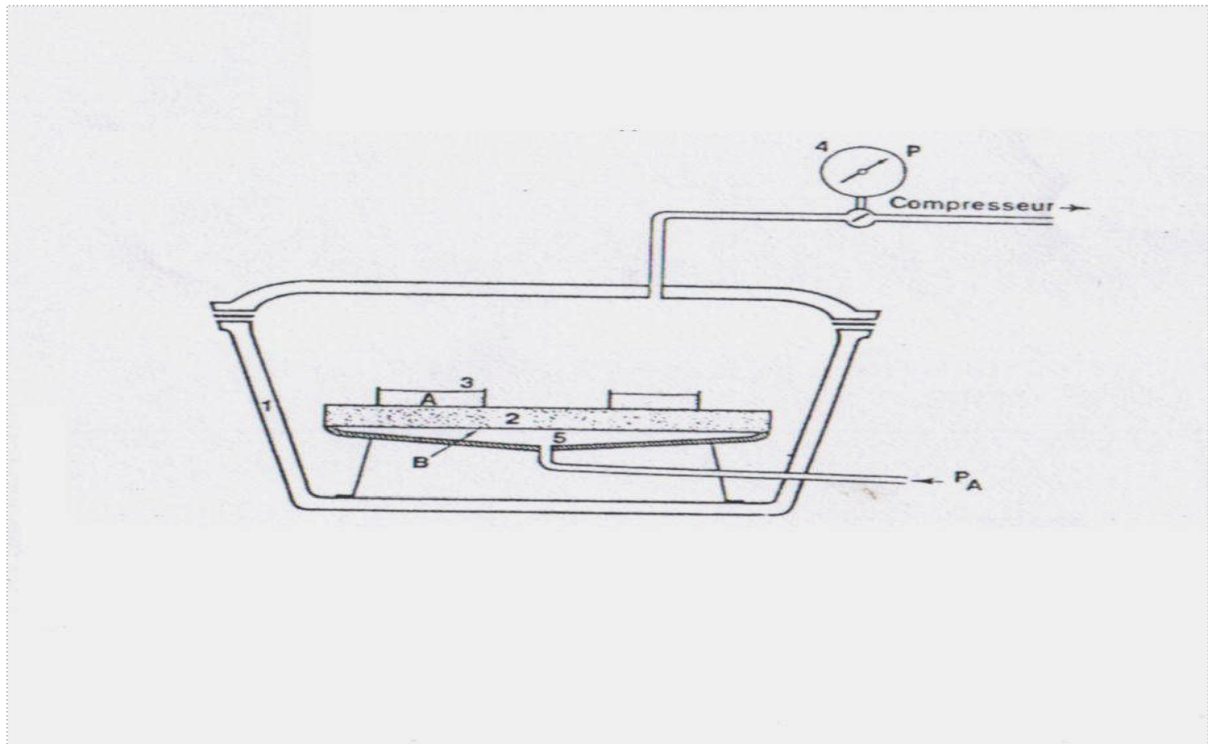
Quelle que soit la méthode utilisée pour suivre la rétention en eau, la courbe de teneur en eau en fonction du potentiel de l'eau résulte de l'importance respective des différentes composantes du potentiel de l'eau.

Pour obtenir la courbe de rétention d'eau au laboratoire, l'échantillon analysé est amené à un potentiel de l'eau fixée à l'avance et sa teneur en eau est mesurée.

En conséquence dans les sols de montagne (non salés), le potentiel total ou potentiel de l'eau (Φ_t) est égal au potentiel matriciel (Φ_m) ou potentiel capillaire :

$$\Phi_t = \Phi_m$$

Pour des potentiels de 0 à -1600KPa, les dispositifs utilisés pour appliquer la contrainte hydrique au sol sont dérivés de la presse à membrane de Richards (1948) (Fig I4). A des pressions d'eau inférieures à -1600KPa le potentiel de l'eau est fixé par contrôle de la tension de vapeur du milieu avec des solutions salines saturées (TESSIER, 1975). Le potentiel mesuré inclut alors les composantes matricielles et osmotiques du potentiel de l'eau. A la limite, des potentiels hydriques correspondant à pF6 sont obtenus par séchage à l'air.



Légende :

- 1. Enceinte fermée
- 2. Plaque de céramique
- 3. Echantillon de terre
- 4. Manomètre
- 5. Membrane de caoutchouc
- P. Air comprimé.

Fig. I.4 : Appareil de RICHARDS.

III.2. Les formes d'eau dans le sol :

Le réservoir en eau du sol est constitué de différentes formes d'eau qui jouent des rôles différents, et qui sont retenues par la phase solide du sol par des énergies différentes et se positionnent différemment dans la phase gazeuse (CHAMAYOU et LEGROS, 1989).

L'eau de gravité :

Cette eau circule dans le sol sous l'effet de la pesanteur. Elle intervient dans l'alimentation des nappes et des aquifères et dans la lixiviation des ions et le lessivage des colloïdes.

La capacité de rétention ou capacité au champs ou humidité équivalente :

Elle correspond à l'humidité du sol après élimination de l'eau libre, par gravité.

La capacité de rétention est réalisée au laboratoire en soumettant les échantillons humide à une succion correspondant à 0,3 bar (pF2,5).

La capacité au champs déterminée au champs en soumettant à un ressuyage naturel de 24 à 48 heures, un sol saturé en eau. L'eau retenue correspond à une succion variant de 0,1 bar (pF 2) à 1 bar (pF 3) selon la texture des sols.

L'humidité équivalente dont la détermination se fait par centrifugation à une accélération de 1000g pendant 20mn, elle correspond à une succion de 1bar.

Le point de flétrissement :

Il correspond à l'humidité qui n'est plus extractible par les plantes, excepté, les halophytes et certaines espèces ligneuses xérophytes.

La succion à exercer pour déterminer cette humidité est de 15 bars, soit pF4,2 à l'aide d'une presse à membrane ou à plaque, pendant 24 heures.

L'eau hygroscopique :

Cette eau présente sous forme de pellicule sur les particules de sol est non absorbable par les plantes et correspond à l'eau du sol en équilibre avec l'humidité atmosphérique. Elle varie donc avec l'humidité hygrométrique de l'air

L'eau hygroscopique est déterminée par séchage à l'air des échantillons de sol., correspondant à pF 6, c'est à dire 1000 bars.

Formes d'expression de la teneur en eau et méthodes d'évaluation du réservoir :

L'humidité du sol peut être mesurée par gravimétrie :

Des mesures directes de l'humidité pondérale par gravimétrie sont les plus simples et les plus rapides. Cette humidité est obtenue par la relation suivante :

$$H\% = \frac{p_f - p_s}{p_s} \times 100$$

où :

H% : teneur en eau en % de l'échantillon (humidité pondérale).

Pf : poids frais de l'échantillon

Ps : poids sec de l'échantillon (après séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures).

Il est courant d'exprimer la teneur en eau par rapport au volume du solide (TESSIER, 1984), c'est à dire en indice d'eau (v) :

$$v = V_w/V_s \quad \text{ou} \quad v = W \times d_r$$

où : d_r est la densité réelle.

V_w est le volume d'eau.

V_s est le volume du solide.

W est la teneur pondérale d'eau.

L'humidité volumique est obtenue par la relation suivante :

$$H_v\% = H\% \times d_a$$

Où :

$H_v\%$: humidité volumique

D_a : densité apparente.

Ce type d'analyse a été largement pratiqué sur des matériaux expérimentaux et naturels (TESSIER, 1984).

La réserve utile en eau d'un échantillon de sol (RU) :

La RU d'un échantillon de sol, est la différence entre l'humidité à la capacité au champ ou à la capacité de rétention ($pF_{2,5}$) et l'humidité au point de flétrissement ($pF_{4,2}$).

Il s'agit d'une caractéristique du sol.

III.3. Evaluation du réservoir en eau du sol :

L'estimation grossière en forêt du réservoir en eau du sol (RES) peut être effectuée sur le terrain en utilisant une démarche mise au point pour les productions annuelles (HALLAIRE, 1963). Elle nécessite que trois critères édaphiques soient appréhendés directement sur le terrain sur fosse pédologique :

- La profondeur du sol, observée sur fosse et complétée par trois test tarière.
- La texture du sol (évaluée tactilement ou par détermination granulométrique)
- Le pourcentage d'éléments grossiers (par convention les éléments supérieurs à 2mm).

On utilise un tableau de correspondance entre texture et réserve en eau par unité volumique mis au point par l'INRA dans un but agronomique (JAMAGNE et al., 1977) (Annexe 6).

Chaque famille texturale présente en effet des caractéristiques hydriques propres et notamment une valeur de " réserve en eau" théorique.

A l'aide de ces trois éléments, un calcul rapide permet d'obtenir une valeur approximative de réserve en eau pour chaque horizon (BAIZE et JABIOL, 1995) :
 $RUM \text{ de chaque horizon} = U \times (100 - EG) / 100XE.$

Avec RUM : réserve en eau maximale (en mm).

U : réservoir en eau selon le type de texture (en mm par cm de profondeur du sol).

E : profondeur du sol en cm.

EG : % d'éléments grossiers dans le sol.

Le réservoir en eau du sol est estimé en additionnant les valeurs contenues pour chaque horizon. Cette démarche s'appuie donc sur des hypothèses simplificatrices et surtout elle considère que la texture est la seule caractéristique qui intervient dans la rétention en eau.

Ce qui n'est généralement pas le cas, comme nous allons le constater dans ce qui suit.

La réserve utile en eau :

Pour déterminer la RU d'un sol, il faut déterminer le taux d'humidité à la capacité de rétention (pF 2,5) ou au champ et au point de flétrissement (pF 4,2), la densité apparente et l'épaisseur considérée du sol.

III.4. PREVISION DE LA RETENTION DE L'EAU : FACTEURS EXPLICATIFS DE LA RETENTION D'EAU :

Certaines caractéristiques édaphiques propres aux sols forestiers peuvent modifier leur capacité de rétention en eau : texture, da, MO, des horizons de surface, compacité du sol, structure des horizons organo-minéraux, présence de calcaire, nature des argiles.

Quatre points sont distingués en relation avec leur influence sur la rétention de l'eau :

- 1- La contribution directe des constituants du sol tels que les argiles, les matières organiques dans la rétention de l'eau en relation avec leurs mécanismes de rétention et les énergies mises en jeu.
- 2- Le rôle de la structure du sol, c'est à dire l'influence de l'assemblage des constituants dans la rétention de l'eau. Cette structure peut être exprimée par la densité apparente.
- 3- La profondeur du sol
- 4- L'influence de la charge grossière sur la réserve utile.

III.4.1. Les constituants :

III.4.1.1. Matières organiques :

L'effet du carbone organique sur la réserve utile des sols a été une source de controverse pendant près d'un siècle (OLNESS et ARCHER, 2005).

La question du rôle des matières organiques dans les sols est généralement abordée suivant deux approches. La première consiste à ajouter expérimentalement des matières organiques au sol et à étudier leur effet. La seconde consiste à évaluer l'effet des matières organiques des sols sur les propriétés à partir d'échantillons de teneurs en matières organiques variables.

De nombreux travaux basés sur ce type d'approche ont montré que la matière organique tend à augmenter la rétention d'eau, autant à la capacité au champ qu'au point de flétrissement, si bien que l'effet sur la réserve utile peut être considéré comme négligeable (MC RAE et MEHUYS, 1985 ; BAUER et BLACK, 1992).

Pour HUDSON (1994), il apparaît que l'effet de la matière organique est généralement masqué dans les régressions statistiques par des variations trop importantes des autres paramètres, notamment par l'influence de la texture. Afin d'éviter ce problème, HUDSON (1994) a utilisé un échantillonnage comprenant une faible variabilité de texture. EMERSON (1995) a aussi comparé des sols de texture identique à taux de matière organique différents. Tous deux ont pu montrer que la matière accroît nettement la rétention de l'eau aux hauts potentiels et ne joue quasiment aucun rôle sur la rétention de l'eau au point de flétrissement. Pour ces auteurs la réserve utile est augmentée parallèlement à la teneur en matière organique.

Partant de ces considérations, il apparaît donc que le rôle conjugué de la texture et des matières organiques doit être pris en compte dans la rétention de l'eau. Il faut néanmoins considérer que l'effet texture et l'effet matière organique sont variables d'un sol à l'autre, mais aussi d'un potentiel de l'eau à l'autre, sans négliger le poids d'autres facteurs.

Il est à souligner que la majeure partie des mesures de rétention d'eau dans les études sur l'effet des matières organiques sur la réserve utile a été obtenue avec des matériaux préalablement séchés à l'air et tamisés à 2mm puis réhumectés avant fixation du potentiel matriciel.

Les mécanismes de la rétention d'eau par les matières organiques sont généralement peu envisagés. Il est bien connu que la matière organique a un effet sur la structure du sol. Certaines fractions organiques comme les polysaccharides ont des propriétés d'hydratation importantes aux hauts potentiels. Cependant, leur teneur est faible et ne représente que 5 à 20% des MO des sols avec toutefois des propriétés d'hydratation considérables (CHENU, 1993).

Aux bas potentiels, les mécanismes de rétention d'eau des MO sont moins clairs qu'aux hauts potentiels. Comme les argiles, les matières organiques possèdent des charges de surfaces négatives compensées par des cations hydratés. Les mécanismes de rétention ne semblent pas fondamentalement différents de ceux des argiles. Par contre, les énergies de surface des matières organiques sont plus faibles de sorte que l'eau n'est pas retenue aussi fortement que sur les argiles. Aux bas potentiels, les matières organiques deviennent hydrophobes et il est probable que leurs propriétés soient modifiées de façon importante et plus ou moins irréversible après séchage à l'air.

III.4.1.2. Les constituants minéraux :

Les argiles et les autres constituants finement divisés des sols développent une surface spécifique très grande et interagissent très fortement avec l'eau. Ce mécanisme a longtemps été expliqué par les seules variations de distance entre les feuillets des argiles (AYLMORE et QUIRK, 1959). Depuis les travaux de TESSIER (1984), on sait que l'eau extraite du sol dans le domaine énergétique utilisable par les plantes est principalement retenue entre les tactoïdes ou quasicristaux formés par l'assemblage des particules unitaires de phyllites.

L'étude de matériaux expérimentaux modèles a permis de bien comprendre les mécanismes liés à la charge du feuillet, à la nature du cation compensateur et à la concentration de la solution sur la rétention d'eau.

III.4.2. Importance de la texture et de la structure du sol :

La porosité texturale du sol peut être définie comme étant le résultat de l'assemblage des particules en fonction de leur encombrement stérique. La texture conditionne largement l'énergie de rétention de l'eau. Cette dernière est d'autant plus grande que les pores sont de petite taille.

Si la structure du sol joue un rôle important dans les propriétés, ce sont cependant les niveaux d'organisation plus macroscopiques qui déterminent le comportement des sols. La structure des sols, c'est à dire l'arrangement des particules à différentes échelles, est à l'origine d'une grande partie des propriétés physiques, qu'il s'agisse de l'aération, de la conductivité hydraulique ou de la rétention d'eau aux hauts potentiels.

III.4.3. Influence de l'histoire du sol :

Cependant, dans les sols, les comportements dépendent aussi de l'"histoire hydrique" du matériau. Ainsi, plus la dessiccation est importante, moins l'échantillon reprend d'eau lors de la réhumectation. TESSIER (1984) a montré que ce phénomène est dû à un rapprochement face-face des feuillets argileux. Les forces d'interaction entre deux feuillets ainsi accolés sont importantes et le phénomène peut être considéré comme largement irréversible en conditions naturelles.

Pour une texture donnée, parmi les facteurs qui jouent un rôle déterminant dans les propriétés, la dynamique structurale est d'une importance capitale. Elle dépend du mode de mise en place des matériaux sur lequel se développe le sol, mais aussi des actions conjuguées du climat et de la végétation. Le sol n'est pas un matériau inerte aux propriétés figées, les facteurs climatiques comme le gel ou les alternances humectation-dessiccation ont des effets irréversibles sur sa structuration et ses propriétés.

Ainsi, le sol « mémorise » la contrainte maximum qu'il a subi dans son histoire et les propriétés du sol, indépendamment de leur constitution, dépendent de leur mode de mise en place, et de leur histoire. Plus les stress climatiques subis sont intenses, plus le sol est consolidé et moins les possibilités de rétention en eau du sol sont importantes.

III.4.4. Relation entre pierrosité et réserve en eau :

Selon COUTADEUR et al. (2000) les sols forestiers contiennent une quantité significative d'éléments grossiers (fraction >2mm). Les forestiers admettent empiriquement qu'une pierrosité faible, surtout dans le cas de cailloux de petite dimension, peut avoir un effet stimulant sur la colonisation racinaire et dans une certaine mesure, sur la production de biomasse. Par contre, ils considèrent qu'une forte pierrosité des sols, constitue la contrainte majeure pour l'enracinement des peuplements forestiers.

La présence de graviers et cailloux modifie les propriétés physiques des sols, notamment leur capacité de stockage d'eau et leur sensibilité au ruissellement et à l'érosion, leur infiltration, leurs propriétés chimiques.

Les analyses réalisées sur les sols omettent souvent la phase caillouteuse même dans le cas de sols où la fraction grossière n'est pas négligeable. Dans ce cas les propriétés mesurées sont mal évaluées, surévaluées ou sous-évaluées selon les paramètres (UGOLINI et al., 1998), car la masse de sol est considérée comme constituée uniquement de terre fine.

Pour réaliser cette correction des éléments grossiers peuvent être considérés comme inertes ou comme actifs du point de vue de la rétention

Une alternative est de considérer les cailloux comme inertes et diluant la terre fine. Dans ce cas, les paramètres mesurés sont recalculés en tenant compte du % volumique de la fraction caillouteuse (GRAS, 1994). Pour prendre en considération les éléments grossiers dans les propriétés de rétention, on fait des mesures sur la terre fine et on corrige les valeurs obtenues avec les proportions volumiques d'éléments grossiers.

IV. LE BILAN HYDRIQUE :

Le régime hydrique des sols est à la base des phénomènes pédologiques, et de l'alimentation hydrique (transpiration) et minérale des plantes. Il intervient aussi dans la recharge des nappes et des aquifères. Son importance se reflète dans la classification, notamment dans la " Soil Taxonomie ".

Alors que sous culture la demande en eau peut être maîtrisée par l'irrigation, les forêts quand à elles sont sous l'influence directe des fluctuations climatiques.

Or l'alimentation en eau des forêts contrôle une part importante de la production forestière et constitue le facteur primordial de sa pérennité. Cela a des effets aussi sur l'environnement, la recharge des nappes, la rentabilité des barrages et la qualité des eaux.

Lorsque le sol est bien alimenté en eau, la consommation est maximum, et elle est déterminée en premier lieu par l'ETP, qui n'est autre que la combinaison des facteurs climatiques (rayonnement, T° , humidité de l'air, vitesse du vent). Le second facteur contrôlant la consommation maximale en eau d'un peuplement forestier est son indice foliaire, c'est à dire la surface des feuilles de tous les arbres, rapportée à la surface du sol (correspond à des m^2 de feuilles par m^2 de sol).

Du point de vue du bilan hydrique, la sécheresse constitue un facteur limitant pour le développement des plantes.

La durée et l'intensité des épisodes de contraintes hydriques et par voie de conséquences la production de biomasse (quantité de matière sèche de la végétation) est alors directement dépendante de l'alimentation en eau de l'arbre pour laquelle la réserve hydrique des sols est prépondérante.

Cependant avec une pluviométrie et des températures données, il n'est pas possible de prédire à priori le bilan hydrique et la sévérité de la sécheresse . Il faut pour cela s'appuyer sur les connaissances disponibles sur la sécheresse édaphique (BREDA, et al.,2004), définie par un calcul du bilan hydrique.

Une sécheresse édaphique est une diminution de la réserve en eau des sols suffisamment sévère pour que le fonctionnement des arbres ne soit plus normal.. Un déficit hydrique induisant une fermeture des stomates apparaît lorsque la réserve chute en dessous de 40% de la réserve utile (GRANIER et al.,1995).

Pour caractériser une sécheresse sous un peuplement forestier, il faut avant tout définir l'épaisseur du sol susceptible d'être colonisé par les racines et la réserve utile de ce compartiment, c'est à dire la quantité d'eau que les arbres peuvent en extraire, exprimée en mm d'eau ($1mm = 1l/m^2$).

Le bilan hydrique est la comparaison pour une période et dans un lieu donnés, entre les apports et les pertes d'eau. Les apports étant représentés par les précipitations et les pertes par essentiellement l'évapotranspiration (ETP), quand on considère un grand pas de temps (annuel). Il s'agit en réalité d'un bilan climatique (HALIMI, 1980) qui s'écrit :

$$Bc = P - ETP \text{ en mm}$$

Bc : Déficit ou surplus hydrique

P : Précipitations

ETP : Evapotranspiration potentielle

Pour des pas de temps plus courts (mensuel ou décadaire), le bilan hydrique est déterminé généralement selon la relation suivante (HALIMI, 1980, MENANI, 1991) :

$$P = E + D + R \text{ en mm}$$

Où :

P : Précipitation

E : Evapotranspiration potentielle

D : Ecoulement

R : Quantité d'eau stockée dans le sol, regroupant l'infiltration et la RU.

Quand l'écoulement qui représente la fraction de l'eau pluviale ruisselant sur le bassin versant, ne peut être mesuré, du fait de l'absence d'une station de jaugeage à l'exutoire du bassin, le calcul du bilan hydrique repose sur la détermination de la quantité d'eau rentrant dans le processus d'évapotranspiration, la quantité d'eau retenue par le sol, qui dépend des caractéristiques du sol réellement disponible pour les plantes (eau capillaire). Elle constitue la réserve utile RU du sol.

Après de nombreuses observations THORNTHWAITE en 1957 in MENANI (1991), a estimé la RU des sols entre 100 et 300mm d'eau.

Dans le calcul du bilan hydrique, c'est le paramètre ETP qui pose un problème dans sa détermination. A défaut de mesures de cette évapotranspiration, à l'aide de lysimètres par exemple on a recours à des indices établis pour tenter de l'évaluer en fonction des données météorologiques.

IV.1. L'évapotranspiration potentielle :

L'ETP est la consommation d'eau, sous l'action conjuguée de l'évaporation du sol et de la transpiration de la plante d'un couvert végétal en plein développement occupant en totalité le sol et sous les conditions optimum d'alimentation en eau sous l'influence d'aucun facteur limitant (CLEMENT et GALANT, 1979 in HAMIDA (2005).

Ce paramètre climatique peut aussi être défini comme la restitution de l'eau sous forme de vapeur de la surface terrestre, quelque soit sa nature (sol, végétaux, eau libre) à l'atmosphère. Cette notion englobe la lame d'eau évaporée à partir du substratum terrestre ou transpirée des végétaux (HALIMI, 1980).

L'ETP est généralement exprimée par unité de surface et par unité de temps (mm ou m³/ha/j ou mm ou m³/ha/mois).

L'évapotranspiration dans un sol forestier, à végétation dense et à enracinement profond peut atteindre une grande profondeur, ce qui n'est pas le cas de sol nu ou à végétation clairsemée. L'évaporation physique (cas du sol nu) représente moins de 10% de la transpiration biologique. Dans le premier il se forme rapidement à la surface du sol une couche sèche limitant le départ de l'eau (self-mulching) (TURC, 1961).

L'ETP est considérée comme indépendante de la nature du sol et du couvert végétal, dans la mesure où l'alimentation en eau ne serait pas limitée. Son calcul a donné lieu à diverses formules (Penmann, Turc, Thornthwaite, Bouchet) basées sur des paramètres purement climatiques (rayonnement global, température moyenne de l'air, humidité atmosphérique, vent).

C'est la quantité maximale d'eau cédée à l'atmosphère par transpiration de la plante et par évaporation du sol.

Parmi les formules empiriques citées c'est celle de Thornthwaite qui a le plus de succès. Ce dernier réside dans le fait qu'elle requiert que les données les plus disponibles dans les stations météorologiques. Cependant, selon les critiques formulées par certains auteurs (SERRA, 1954 in MENANI, 1991), la méthode de THORNTHWAITTE est inégalement valable selon les zones climatiques ; elle donne, par rapport aux mesures effectuées sur lysimètres, des résultats sous-estimés en zones arides et semi-arides et des valeurs surestimées dans les zones tropicales humides ou équatoriales. Elle conviendrait seulement aux régions humides et subhumides des zones tempérées.

CHAPITRE II

ETUDE DU MILIEU

ET METHODOLOGIE

Dans ce chapitre seront traités la localisation et la caractérisation physique et biologique de la région d'étude d'une part et la méthodologie suivie dans ce travail d'autre part.

I. LOCALISATION ET CARACTERISATION PHYSIQUE ET BIOLOGIQUE DE LA REGION D'ETUDE :

Les sols étudiés sont situés dans le massif forestier des Aurès, et précisément dans les Monts de Ouled-Yagoub et de Chélia.

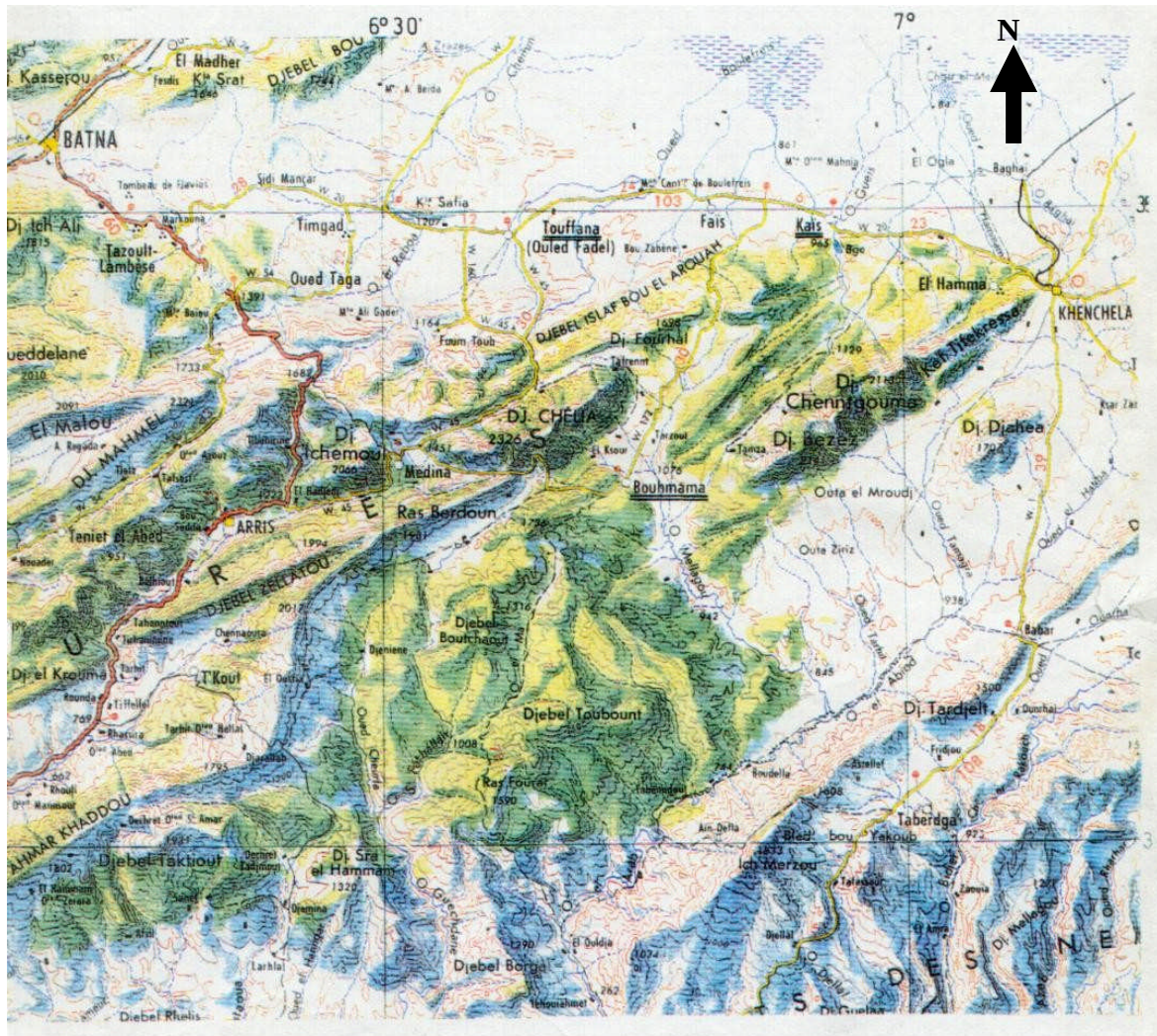


Fig. II.1: Situation géographique des cédraies de Chélia et de Ouled-Yagoub (Chentgouma)
Echelle : 1/500.000

I. 1. Situation géographique et administrative :

La série Chélia est localisée au Nord du massif des Beni-Imlou, dans la portion centrale de l'Atlas Aurasien. Elle est limitée :

- Au Nord, par la limite entre la surface forestière et la surface agricole près de l'oued Tahl.
- Au Sud, par l'oued Asker et la route reliant Bouhmama à Médina
- A l'Ouest, par les hautes pelouses qui constituent la limite de la série.

- A l'Est par la série Kantara. Cette cédraie dépend de la conservation des forêts de Batna et de la circonscription d'Arris elle est située à environ 60 Km au Sud-Est de ville de Batna, elle s'étend sur 7000 Ha.

Elle est localisée entre les coordonnées suivantes :

Entre 35° 18 et 35° 22 de latitude Nord
Entre 06° 37 et 7° 05 de longitude Est.

Quant à la zone des Ouled-Yagoub, elle est située à l'extrême Nord-Est du massif des Aurès, c'est dans sa partie orientale, sur les dernières chaînes qui viennent mourir au pied de la ville de Khenchela. Elle forme un triangle isocèle dont la base, orientée au Sud-Est est limitée par les dépressions d'Outa-El Meroudj. Elle est limitée :

- Au nord par la route Khenchela-Kaïs et la plaine de Remila,
- Au sud-ouest par la vallée de l'Oued Mellagou, en contournant par le sud - est le massif passant par Khenchela- Chentgouma, Aïn-Guiguel et Tamza .

Elle est localisée entre les coordonnées suivantes :
Entre 35° 18' et 35° 22' de latitude Nord et 6° 37' et 7° 05' de longitude Est.

La série Ouled-Yagoub est située à l'est des Beni-Imloul, dans la région de Khenchela, à une centaine de Km à l'Est de Batna. Elle a une superficie de plus de 3000has.

Administrativement, cette forêt domaniale dépend de la conservation de Khenchela, circonscription d'El-Hamma.

I.2. Le relief :

L'Aurès présente dans son ensemble un relief tourmenté.

Le massif le Chélia a une orientation Sud-Ouest/ Nord-Est. Il est modelé par un nombre de vallées et d'oueds comme l'oued Tider. Son altitude varie de 1300 à 2328m à RAS KELTOUM qui constitue le point culminant non seulement du massif, mais aussi de toute l'Algérie du Nord (GPAures ONTF, 1982).

Dans la cédraie des Ouled-Yagoub, le relief est constitué par une chaîne montagneuse formée de plis parallèles très escarpés orientés sud-est/ nord-ouest. Il est pratiquement parallèle au Chélia (avec par conséquent la même exposition) et plus oriental.

Quant au massif de Ouled-Yagoub comme celui du Chélia, il est traversé par des oueds et comprend des vallées.

L'altitude varie entre 1600 et 1800 m, l'exposition est Nord/Est, le climat est de type sub-humide avec une pluviométrie de 600 mm et une température moyenne annuelle de 7°C.

I.3. La Géologie :

Les Aurès offrent plusieurs faciès lithologiques.

Selon FAUREL et LAFFITE (1949), les cédraies de Chélia se rencontrent sur des grès et des dolomies du Crétacé inférieur.

A défaut d'une carte géologique de Chélia, nous nous sommes référés aux renseignements fournis par le Grand projet Aurès concernant cette série .
On y rencontre principalement des substrats siliceux (grès et quartzites). Les peuplements sont généralement en bon état et de très beaux phénotypes (hauteur et forme) peuvent s'observer, notamment en altitude.

La géologie de la série Chélia est formée surtout par un grès entremêlé de calcaire dans des proportions différentes, ou calcaire avec des intercalations gréseuses, qui datent du Barrémien, Aptien et Albien (LAFITTE, 1939) (Fig. II.2).

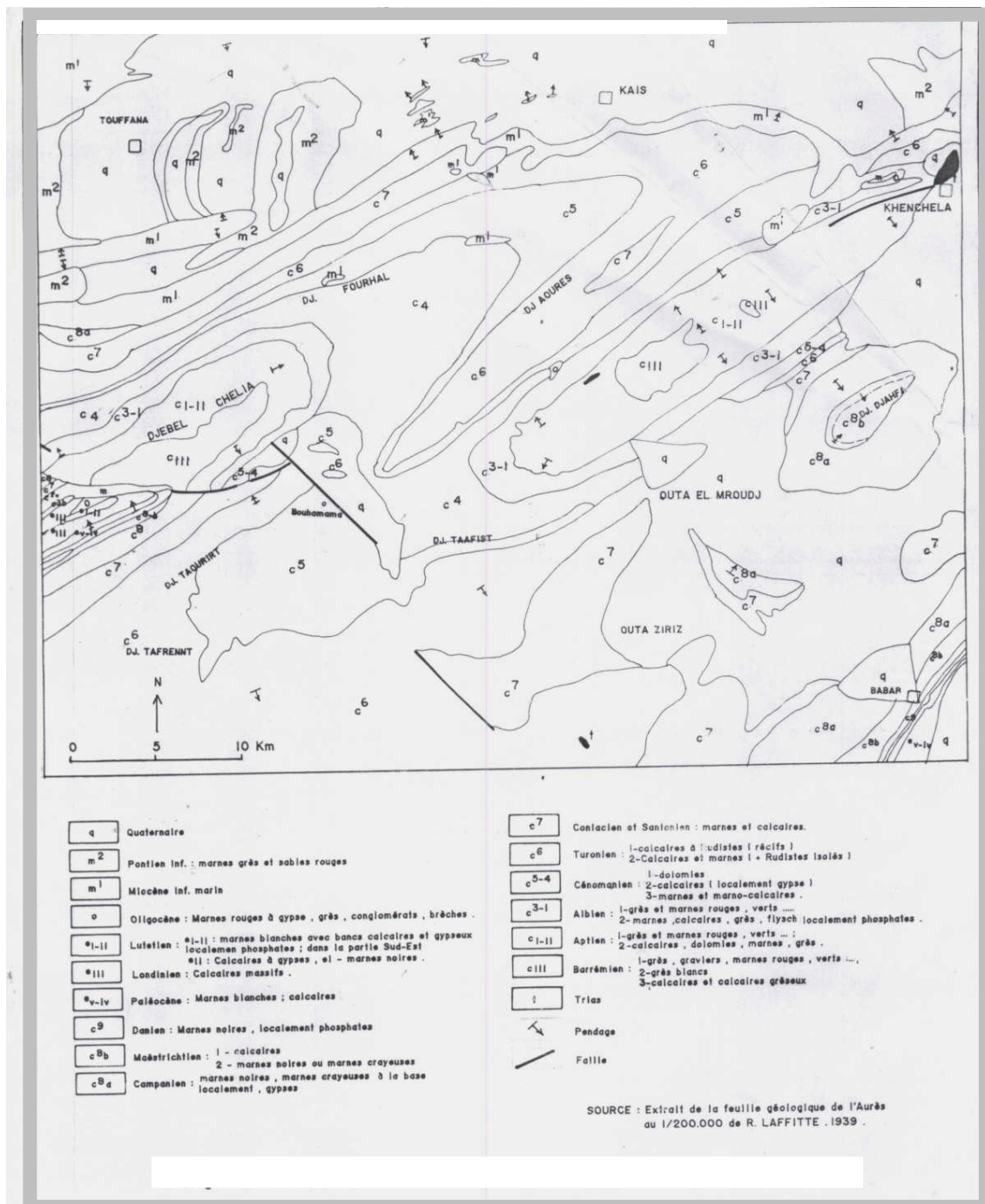


Fig. II. 2 : Carte des formations géologiques de la zone d'étude

Sur le versant Nord au dessous de 1500m d'altitude c'est le schiste qui apparaît.

Sur le versant Sud les stations de schistes sont très rares et si elles existent, elles sont recouvertes d'éboulis effrités de calcaire ou de marnes. Le schiste se trouve sur les pentes peu inclinées et boisées de chêne vert ou de pin d'Alep.

D'une façon générale c'est le grès qui forme, dans la plupart des cas la RM du massif de Chélia.

On rencontre à Chélia principalement des substrats siliceux (grès et quartzites) ainsi que des dolomies du Crétacé inférieur (FAUREL et LAFITTE, 1949). Sur le versant Nord en dessous de 1500m d'altitude apparaît le schiste (Grand projet Aurés, 1982).

D'une façon générale à Chélia, c'est le grès siliceux et souvent ferrugineux qui forme dans la plupart des cas la roche mère.

A Ouled-Yagoub, on rencontre des substrats géologiques variés mais principalement du grès calcaire, avec des calcaires, des grès siliceux, de la dolomie et quelques poches de marnes et de schiste.

Généralement à Chélia comme à Ouled-Yagoub les cédraies se développent essentiellement sur des substrats gréseux, surtout calcaire à Ouled-Yagoub et siliceux à Chélia.

I.4. La Pédologie :

Aucune étude pédologique approfondie n'a été faite. Seules quelques constatations du GPAures (1982) et SCHOENBERGER (1970) peuvent être rapportées ici :

- Des sols bruns avec un profil ABC
- Des sols peu évolués, se localisant le long des oueds
- Des rendzines sur roche mère calcaire.
- Sur les pentes, on trouve des éboulis avec un sol argileux et sur les pentes très inclinées la roche mère affleure

Selon le BNEF (1980), les sols de la cédraie des Ouled-Yagoub sont caractérisés par :

- leur jeunesse relative,
- leur faible épaisseur,
- leur faible degré d'évolution,
- un horizon Ao très mince dépassant rarement 4 cm,
- l'absence de lessivage,
- l'absence d'un véritable horizon B bien développé, qui peut s'expliquer par la localisation des sols sur des pentes assez fortes sur lesquelles l'érosion a dû s'exercer intensivement depuis la dégradation du tapis végétal.
- un humus de type mull calcique,
- une texture limono-argilo-sableuse,
- une charge caillouteuse élevée dans l'horizon C, et

- une roche mère généralement constituée soit par des :
 - + grès blanc ou ferrugineux,
 - + marnes ou des calcaires plus ou moins fissurés,
 - + dolomies ou des calcaires dolomitiques.

Au cours des prospections il nous a été possible de mettre en évidence quelques observations supplémentaires :

- Les sols de l'Aurès dépendent essentiellement de la roche mère.
- Il existe des sols avec des indices de fersiallisation et de brunification. On pourrait penser à des sols fersiallitiques brunifiés.
- Il est possible de trouver des rendzines et des sols bruns calciques sur grès.
- On pourrait s'attendre à une recarbonatation de certains horizons et une décarbonatation d'autres.
- Des indices de lessivage d'argiles sont mis en évidence.
- Des lithosols sur grès et sur calcaire et des régosols sur marnes et sur schistes, sont souvent observés.
- Les sols sont souvent de faibles profondeurs surtout ceux localisés sur des pentes.
- La charge caillouteuse est fréquemment élevée au niveau de l'horizon C, mais parfois aussi des horizons supérieurs dus à des phénomènes de colluvionnement.

Erosion :

- Une forte érosion dans les peuplements au voisinage des habitations, dans les hautes pelouses ayant une forte pente et dans les cédraies sur des stations superficielles.
- Une faible érosion sur les versants à pente modérée boisés de chêne vert et de cèdre ou uniquement de chêne vert.
- L'intensité de l'érosion est liée au surpâturage qui cause la disparition de la couverture végétale et le tassement des sols.

I.5. L'hydrologie :

Les massifs de Chélia et de Ouled-Yagoub sont entrecoupés d'oueds qui coulent de façon non permanente. Il existe aussi des sources qui servent, comme à Ouled-Yagoub, à l'irrigation des zones cultivées. La quantité d'eau dépend dans tous les cas des précipitations qui tombent pendant l'hiver, surtout de la neige qui fond lentement. Il est indéniable que la dégradation de la forêt joue entre autre, un rôle défavorable dans l'alimentation des aquifères et par conséquent des sources.

I.6. La végétation :

Au point de vue contenance la forêt de cèdre représente 36,74% de la surface totale de la série Chélia (tab II.1.)

Tableau II.1 : Occupation des sols dans le massif de chélia.

Type d'occupation	Surface (ha)
Cédraie	2040
Pinède	757
Maquis de chêne vert	983
Parcours	1690
Enclave	90
Total	5552

Le couvert forestier est constitué presque exclusivement par le cèdre dans la zone d'étude au Chélia et par un mélange de cèdre et de chêne vert dans la zone d'étude à Ouled Yagoub. Mais le cèdre est toujours l'espèce dominante.

On se pose la question, s'agit il d'essence climacique (climax climatique), c'est à dire en équilibre avec le climat et le sol ? Le cèdre et le chêne sont les deux espèces dominantes.

La végétation forestière du Haut Chélia et du Haut Ouled-Yagoub se rattache à la cédraie pure ou à la cédraie à chêne vert. Il s'agit de peuplements naturels centenaires caractéristiques des cédraies de l'Aurès.

La cédraie caractéristique dans le massif de Ouled-Yagoub se présente sous la forme de peuplements mixtes, le cèdre en étage principal, le chêne vert et le frêne dimorphe en sous étage. Elle présente globalement un état général satisfaisant. La régénération naturelle n'est pas rare, elle est même souvent dense dans les trouées sous les semenciers et parfois sous couvert de chêne vert.

Cependant certaines parties du massif supportent une grande charge de bétail, ce qui ne va pas sans poser de problèmes aussi bien pour les jeunes recrûs que pour les arbres adultes dont certains sont sévèrement ébranchés en période de disette, lorsque les ressources fourragères se font rares au sol.

Le cèdre de l'Atlas dans les Aurès se trouve en état de dégradation à cause de plusieurs facteurs tels le surpâturage, l'exploitation non contrôlée des perchis, les coupes illicites etc...

Le fait que le cèdre colonise des milieux très divers du point de vue climatique et édaphique, entraîne des différences dans la flore qui lui est associée. Le faciès sec, comme celui des Aurès se caractérise par les espèces suivantes (BOUDY, 1950, G. projet ONTF, 1982), qui peuvent être indicatrices de station :

- Le chêne vert (*Quercus ilex*)
- Le pin d'Alep (*Pinus halepensis*)
- Le genévrier oxycèdre (*Juniperus oxycedrus*)
- Le frêne dimorphe (*Fraxinus dimorpha*)
- Le frêne (*Fraxinus xanthoxyloïdes*)
- L'if (*Taxus baccata*)
- Le diss (*Ampélodesma mauritanica*)
- L'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*)
- Le sorbier (*Sorbus aria*)
- *Genista tricuspidata*
- *Grataegus lacineata*
- *Grataegus monogyna*
- *Pirus longipes*
- *Cytisus balansae*
- *Cotoneaster fantaneseil*
- *Genista tricuspidata*.
- Le genévrier thurifère (*Juniperus thurifera* (quelques exemplaires).

I.6.1. Etagement de la végétation :

Selon SCHOENBERGER (1970), le cèdre est soit sans chêne vert (altitude 2200-2000m), soit avec le chêne vert (2000-1600m) en station fraîche, soit rarement avec le genévrier thurifère en station sèche.

En basse altitude, quand l'aridité augmente et le facteur édaphique défavorable (marne, calcaire) il lutte et cède la place au pin d'Alep. C'est ce qu'on observe d'une manière très nette à Ouled-Yagoub.

La cédraie à chêne vert représente les peuplements les mieux venants du massif et elle est composée de plusieurs variations écologiques selon l'altitude, la pente, l'exposition, le sol, le régime hydrique (GP Aurès ONTF, 1982).

On rencontre 05 principaux types de peuplements dans les deux massifs forestiers en fonction de l'altitude :

- Les pelouses de haute montagne (2000 à 3000m).
- La cédraie pure de haute montagne (1800 à 2000m).
- La cédraie à chêne vert (1600 à 1800m).
- Le chêne vert (1500 à 1600m).
- La pinède à chêne vert (1200 à 1500m).

I.6.2. Le dépérissement du cèdre et les attaques parasitaires :

Lors des prospections dans les séries forestières de Ouled-Yagoub et Chélia, il a été relevé de nombreux cas de dépérissement de cèdre, notamment dans la deuxième série. Cette dégradation physiologique ou sanitaire est irréversible et mérite une description et une analyse approfondie, prenant en considération différents paramètres : les données climatiques, l'altitude, l'exposition, le substrat et la réserve en eau du sol, la topographie, âge et densité de peuplement, le système racinaire, état sanitaire, tassement du sol, et les traitements sylvicoles.

Notre travail se propose justement de contribuer à la recherche des causes de ce dépérissement. Ce dernier, dans les formations en question ne concerne que le cèdre (le pin d'Alep, le chêne vert, le genévrier en sont exempts), qui dépéri en masse ou individuellement à tout âge mais beaucoup plus souvent à un âge avancé. Le cèdre sur les flancs rocheux ou marneux est plus sujet à ce phénomène qui, à substrat semblable, est moins fréquent en haute altitude et sur des pentes faibles. Parfois, ce dépérissement peut intervenir, dans des stations à forte densité d'individus et débute par la cime de l'arbre.

Le cèdre dans la région a fait l'objet d'attaques de la processionnaire (*Thaumetopea bonjeani*), mais lors des prospections, aucun indice de cette chenille n'a été relevé.

I.7. Le Climat :

Le climat joue un rôle essentiel dans la répartition et le développement des plantes et son analyse à l'échelle d'une région se base sur des données fournies par des stations météorologiques. Malheureusement, dans les zones forestières concernées par l'étude il n'y a pas de telles structures, aussi nous utiliserons à cet effet les données de la station de Bouhmama, située entre les deux massifs concernés par l'étude.

I.7.1. La Pluviométrie :

La moyenne annuelle est de 382mm. Elle est complétée par la répartition mensuelle qui traduit mieux la réalité (tableau II.2).

C'est une zone qui offre plusieurs ensembles bioclimatiques. On rencontre l'étage semi-aride (<600mm), le sub-humide (600-800mm) et l'humide (>800mm). Il est probable, que l'étage aride (<350mm) existe et que les années sèches, ces étages soient décalés vers le bas.

Tableau II.2: Précipitations mensuelles moyennes enregistrées à la station de Bouhmama pendant la période 1970-2000. Source : ANRH.

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jui	Ao	Sep	Oct	Nov	Déc	Tot
Précipitations	36,	35,	42,4	30,9	34,3	24,0	17,7	20,9	34,6	29,8	42,4	33,2	382,

Le régime saisonnier des précipitations est P.A.H.E., mais on constate au niveau de cette station que les premières saisons reçoivent pratiquement la même quantité de pluie. (entre 106,8 et 107,6mm).

Le gradient pluviométrique :

Comme cela a été signalé auparavant dans les zones forestières concernées par l'étude il n'y a pas de stations météorologiques. La station de Bouhmama dont les données sont utilisées pour caractériser le climat régional est située à une altitude plus faible. Or il est généralement admis que la pluviométrie augmente avec l'altitude selon un gradient altitudinal qui varie avec l'exposition.

Ce gradient est de 40mm par an pour 100 m de dénivelée pour le versant Nord (SELTZER, 1946) et de 20mm pour le versant Sud (LEHOUEIROU, 1975).

Sur cette base une extrapolation des données pluviométriques de Bouhmama a été faite pour évaluer, la pluviométrie au Chélia et Ouled-Yagoub à différentes altitudes, versant nord-est (Chélia) et nord-ouest (Ouled-Yagoub). Afin d'approcher le déficit hydrique dans la zone d'étude, seront considérées successivement une année moyenne et une année sèche (tableau II.3. et II.6).

Tableau II.3 : Données pluviométriques extrapolées en fonction de l'altitude Versant nord.

Alt. M	C(1)	Jan.	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov	Dec	Tot. mm
1150m		36,8	37,4	41,4	33,6	33,8	24	16,7	18,7	37	39,8	30,9	37,5	387,6
1400	1,258	46,3	47	52,1	42,6	42,5	30,2	21	23,5	46,5	50,1	39,9	47,2	487,6
1500	1,361	50,1	50,9	56,3	45,7	46	32,7	22,7	25,5	50,4	54,2	42,0	51,0	527,6
1600	1,464	53,9	54,7	60,6	49,2	49,5	35,1	24,4	27,4	54,2	58,3	45,2	54,9	567,6
1700	1,567	57,7	58,6	64,9	52,6	53	37,6	26,2	29,3	58	62,4	48,4	58,8	607,6
1800	1,671	61,5	62,5	69,2	56,1	56,5	40,1	27,9	31,2	61,8	66,5	51,6	62,7	647,6
1900	1,774	65,3	66,3	73,4	59,6	60	42,6	29,6	33,2	65,6	70,6	54,8	66,5	687,6
2000	1,877	69,1	70,2	77,7	63,1	63,4	45	31,3	35,1	69,4	74,7	58	70,4	727,6
2100	1,980	72,9	74,0	82	66,5	66,9	47,5	33,1	37	73,3	78,8	61,2	74,3	767,6
2200	2,084	76,7	77,9	86,3	70	70,4	50	34,8	39	77,1	82,9	64,4	78,1	807,6
2300m	2,187	80,5	81,8	90,5	73,5	73,9	52,5	36,5	40,9	80,9	87	67,6	82,	847,6

(1) C (coefficient de correction) = $A + 387,6/387,6$

Où : A (accroissement pluviométrique, en mm) = $d \times 40/100$ et d = différence d'altitude entre la station de référence (Bouhmama) et la zone concernée.

I.7.2. Les températures :

Le tableau donne les valeurs moyennes des températures maximales (M) et minimales (m) de la station de Bouhmama.

Il indique que le mois le plus froid est janvier ($m = -0^{\circ}99$) et le mois le plus chaud est août ($M = 32^{\circ}87$).

La continentalité de la région explique la baisse brutale des températures en automne et l'augmentation rapide de ces températures au printemps.

Tableau II.4 : Valeurs moyennes des températures maximales (M) et minimales (m) : station de Bouhmama (1992-2000) (In KHERCHOUCHE, 2003).

	Jan	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
m	-0,99	-0,40	01,43	05,02	09,53	12,88	15,28	17,17	13,00	08,35	3,70	01,16
M	09,41	09,49	13,74	17,49	24,11	28,57	32,14	32,87	28,25	20,25	14,02	10,20

Le gradient thermique :

Selon SELTZER (1946), le gradient thermique est de 0,70 pour 100m pour la moyenne des maxima du mois (M) et de 0,45 pour la moyenne des minima (m).

A l'aide de ces valeurs, une extrapolation des données de Bouhmama a été faite pour évaluer les valeurs de M et m des massifs du Chélia et des Ouled-Yagoub à différentes altitudes. Ces opérations seront réalisées en considérant, d'une part trois altitudes (1600, 1800 et 2000 m), et d'autre part une année moyenne et une année sèche. De ces données il a été tiré les températures moyennes mensuelles (tableaux II.5. et II.6.).

Tableau II.5 : Températures moyennes mensuelles corrigées en fonction de l'altitude

Alt. M	Jan.	Fev.	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept	Oct.	Nov	Dec
1600	1,6225	1,9575	5,0	8,6675	14,233	18,138	21,123	22,433	18,038	11,713	6,273	3,093
1800	0,4725	0,8075	3,85	7,5175	13,082	16,988	18,973	21,283	16,888	10,563	5,122	1,943
2000	-0,6775	-0,3425	2,7	6,368	11,933	15,838	17,823	20,133	15,738	9,413	3,973	0,793

Tableau II.6 : Données pluviométriques et thermiques corrigées d'une année sèche (1994)
(Tableau 1 en Annexe IV)

Alt. m	Fact	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Tot
1600	T°	3,17	2,78	8,27	12,01	18,09	18,73	21,74	24,28	16,74	9,62	6,27	4,77	--
	P	18,3	7,7	7,3	16,92	29,3	24,4	00	32,2	55,6	60,3	43,2	13,3	308,5
1800	T°	2,09	1,68	7,17	10,91	17	17,63	20,64	23,18	15,64	8,52	5,17	3,67	--
	P	20,9	8,8	8,36	24,2	33,4	35,09	00	36,76	63,5	68,8	49,3	15,2	364,3

Amplitudes thermiques :

La continentalité d'une station est exprimée par les amplitudes thermiques.

Ces dernières sont déterminées à l'échelle de l'année ou à l'échelle mensuelle.

Conventionnellement, l'amplitude annuelle est définie comme les écarts entre la température moyenne du mois le plus chaud et la température moyenne du mois le plus froid et l'on parle d'amplitude annuelle moyenne ou entre la température maxima du mois le plus chaud et la température minimale du mois le plus froid et l'on parle d'amplitude annuelle maximale, alors que l'amplitude extrême ($M - m$) représente l'écart entre les maxima et les minima extrêmes des mêmes mois.

C'est ainsi que la station de Bouhmama accuse une amplitude annuelle moyenne de 20,81°C et une amplitude maxima importante de 33,86°C (tableau II.4).

I.7.3. Autres données climatiques :

- La neige :

La neige joue un rôle écologique, celui d'écran thermique vis à vis des semis de cèdre (TOTH, 1971). Elle joue également un rôle plus efficace dans la pédogenèse et d'alimentation des nappes superficielles.

A Bouhmama, les données de SELTZER (1946) indiquent 12,4j d'enneigement, alors qu'à Arris (sud-ouest de Chélia à 1000m), 15j et à Sgag (1900 m), 64,2 j. Compte tenu de l'altitude du massif de Chélia et des monts de Ouled-Yagoub plus élevé que la station de Bouhmama, on pourrait s'attendre à un nombre de jours d'enneigement plus élevé.

- Les gelées :

Ce phénomène apparaît dès que la température est inférieure à 0°C.

Le nombre de jours de gelées enregistré à Bouhmama est de 72j alors qu'il est de 97j à Sgag (SELTZER, 1946). Au Chélia, il est très probable qu'à cause d'une altitude élevée et par conséquent de températures minima plus basses que le nombre de jours de gelées soit plus grand que les stations précédentes.

Concernant le cèdre, les gelées jouent un rôle important dans la désarticulation des cônes (TOTH, 1978). En revanche, compte tenu de la floraison tardive (fin été, automne) la gelée n'a aucun effet sur la fructification de cette essence.

En matière de pédogenèse, les gelées interviennent dans les premiers stades de la formation des sols à travers la fissuration et la fragmentation des roches. Enfin la gélifraction joue un rôle non négligeable dans la structuration des horizons de surface. Créant ainsi des conditions plus favorables à la germination des graines et au maintien des semis.

I.7.4. Les Indices climatiques :

De nombreux indices et formules ont été élaborés pour caractériser le climat d'une région, ils font intervenir essentiellement, la conjonction température-pluviométrie

On a coutume de représenter les différents climats méditerranéens par le climagramme de BAGNOULS et GAUSSEN et par le diagramme d'EMBERGER.

I.7.4.1. Le diagramme de BAGNOULS et GAUSSEN :

Ce diagramme ombrothermique fait intervenir les pluies et les températures moyennes mensuelles. Cette représentation fait ressortir les mois secs dans l'année. Pour Gausсен un mois est sec si $P < 2T$ (Fig. II.3).

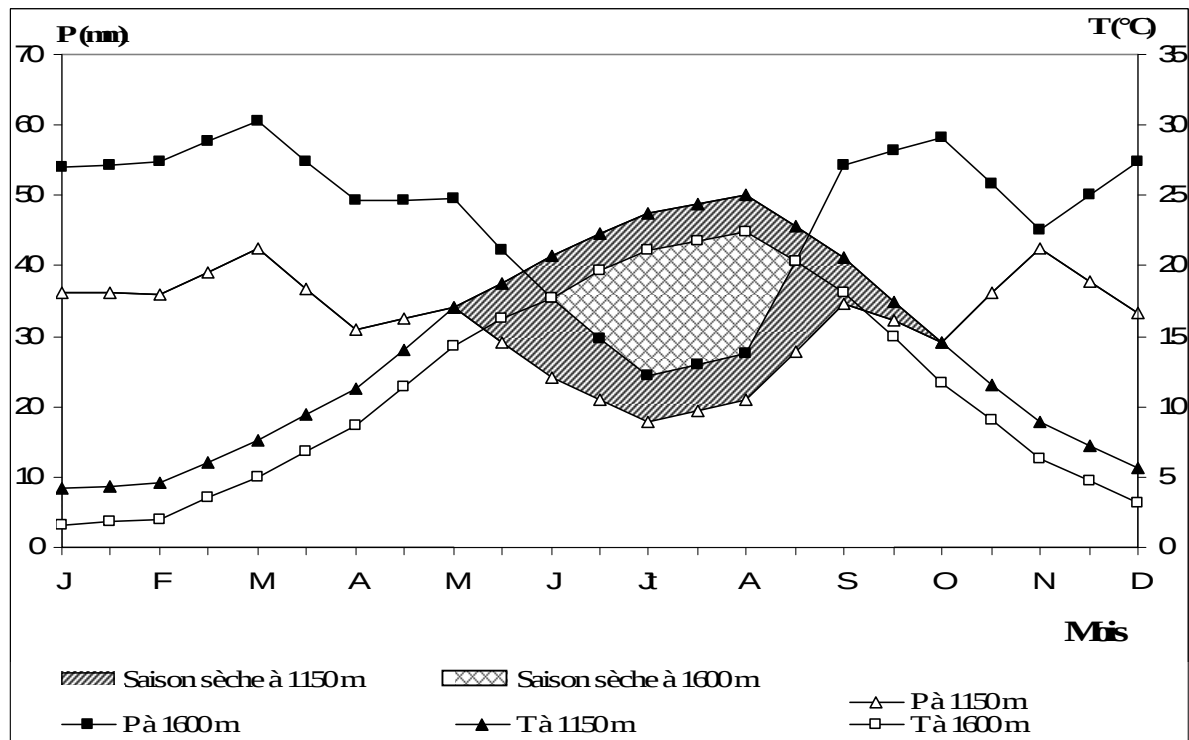


Fig. II.3. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен en fonction de l'altitude.

I.7.4.2. Le climagramme d'EMBERGER :

Ce diagramme ou quotient pluviothermique est une représentation graphique issue d'une formule où la valeur des précipitations en mm est divisée par une expression de la T° en degré Kelvin. Cette expression est choisie en fonction de la vie du végétal. Cette formule s'écrit comme suit :

$$Q_2 = 1000 P / ((M+m)/2 * (M-m)) \text{ soit } 2000 P / M^2 - m^2$$

Cette formule peut s'écrire selon STEWART (1969) avec une erreur négligeable de la manière suivante :

$$Q_2 = 3.43 \frac{P}{M-m}$$

Où :

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud

m : moyenne des minima du mois le plus froid

M et m sont exprimés dans l'expression de Stewart en ° Celsius.

Le climat est d'autant plus sec que Q_2 est plus faible.

Bioclimatiquement, les cédraies de la série Chélia et de Ouled-Yagoub se trouvent dans les étages sub-humides et humides froids (Fig. II.4.).

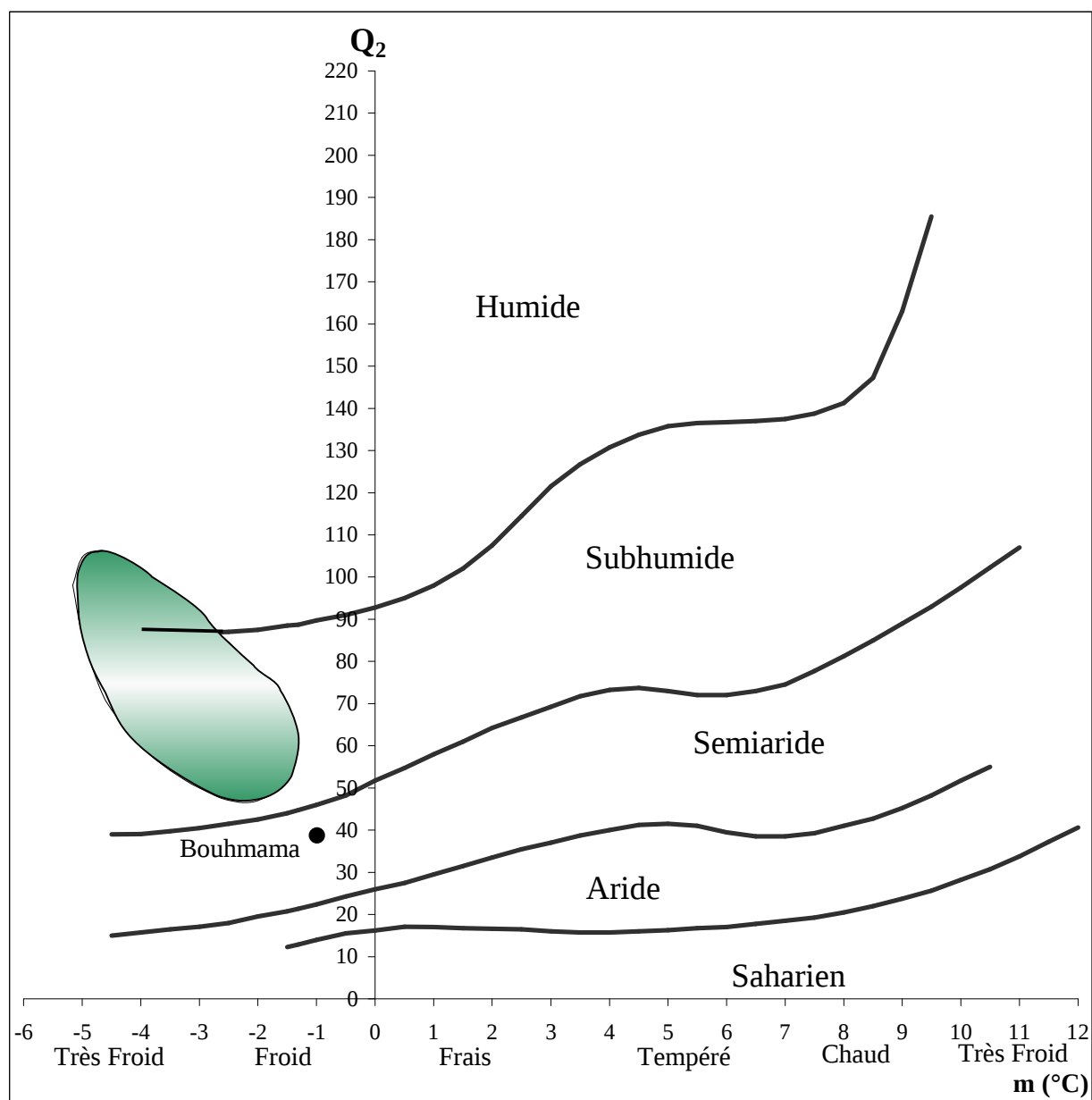


Fig. II.4 : Projections des cédraies des Aurès dans le climagramme d'EMBERGER.

Remarque :

Tous ces indices et leur représentation traduisent les conditions auxquelles la végétation, et notamment le cèdre sont soumis ; ils s'avèrent cependant insuffisants quand il s'agit de caractériser le bilan hydrique du sol. La connaissance de ce dernier, dont l'étude sera faite ultérieurement exige l'évaluation d'un paramètre important du milieu qui est l'évapotranspiration, c'est ce que nous allons aborder.

I.7.5. L'Evapotranspiration potentielle (ETP) :

L'estimation de l'ETP, repose sur des données météorologiques. De nombreuses formules empiriques ont été établies pour calculer l'ETP à partir de quatre éléments fondamentaux : T°, degré hygrométrique, vitesse du vent, radiation globale).

En régions forestières, l'absence de stations météorologiques nous amène à utiliser des données de stations environnantes, situées à plus basse altitude et ne fournissant pas toutes les données pour l'utilisation de certaines formules empiriques de calcul de l'ETP.

On procède à des corrections pour tenir compte de l'altitude et de l'exposition des données de température moyenne mensuelles.

Compte tenu du fait que dans la région nous ne disposons pas de stations météorologiques pouvant fournir les éléments climatiques nécessaires, le calcul de l'ETP est effectué en appliquant la formule de THORNTHWAITE, il s'agit d'une expression simple et adaptée au contexte climatique, sub-humide de notre zone d'étude. Nous avons considéré trois altitudes (1600 m, 1800 m et 2000 m) où sont localisées les stations étudiées et une année sèche à 1600 m.

L'ETP de THORNTHWAITE s'exprime par la formule suivante :

$$ETP = 16(10t/I)^a C$$

Où :

- ETP : évapotranspiration potentielle en mm ;
- T : température moyenne de la période considérée en ° C ;
- a : indice lié à la température, calculé par la relation proposées par SERRA (1954), cité par MENANI (1991) pour la simplifier :

$$a = 0,0161 I + 0,5$$

C : Coefficient de correction en fonction de la latitude et du mois de l'année (tableau en annexe I).

I: Indice thermique annuel obtenu en sommant les 12 valeurs de $i = (t/5)^{1,514}$; t étant la température moyenne mensuelle en ° centigrade (les valeurs de i sont rapportées en annexe I).

Les résultats de calcul de l'ETP sont rapportés dans les tableaux II.6, 7, 8 et 9.

Tableau II.6 : Evapotranspiration mensuelle selon THORNTHWAITE à 1600 m d'altitude dans les Aurès à partir des données corrigées de la station de Bouhmama (1970 - 2000).

Mois	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
T	1,60	2,00	5,00	8,70	14,20	18,10	21,10	22,40	18,00	11,70	6,30	6,20
I	0,18	0,25	1,00	2,31	4,86	7,01	8,85	9,68	6,95	3,62	1,42	1,38
ETPA	4,04	5,35	17,06	34,39	63,91	86,87	105,47	113,76	86,26	50,02	22,86	22,40
C.B	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
ETP	3,51	4,55	17,58	37,48	77,33	105,11	129,73	131,96	88,85	48,52	19,66	19,04

Indice I : 47,52 ETP A : ETP non corrigée C B : Coefficient saisonnier selon la latitude.

ETP: ETP mm: AXB. = 683, 32 mm/an.

A= 0,016I +0, 5 = 1,265072

Tableau II.7 : Evapotranspiration mensuelle selon THORNTHWAITE à 1800 m d'altitude dans les Aurès à partir des données corrigées de la station de Bouhmama (1970 - 2000).

Mois	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
T	0,50	1,30	3,80	7,50	13,10	17,00	19,00	21,30	16,90	10,60	5,10	1,70
i	0,03	0,13	0,66	1,85	4,30	6,38	7,55	8,97	6,32	3,12	1,03	0,20
ETPA	1,43	4,31	14,85	32,52	61,85	83,52	94,94	108,30	82,95	48,45	20,85	5,88
C.B	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
ETP	1,25	3,67	15,30	35,45	74,84	101,05	116,77	125,63	85,44	47,00	17,93	5,00

Indice I : 40,53 ETP A : ETP non corrigée C B : Coefficient saisonnier selon la latitude.

ETP: ETP mm: AXB. = 629, 33 mm/an.

A= 0,016I +0, 5 = 1,152533

Tableau II.8 : ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à 2000 m d'altitude dans les Aurès à partir des données corrigées de la station de Bouhmama (1970 - 2000).

Mois	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
T	-0,68	-0,34	2,70	6,37	11,93	15,93	17,82	20,13	15,74	9,41	4,00	0,80
ETPA	0,00	0,00	11,94	29,94	58,65	79,94	90,15	102,72	78,92	45,48	18,19	3,24
i	0,00	0,00	0,39	1,44	3,73	5,78	6,85	8,24	5,68	2,60	0,71	0,06
C.B	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
ETP	0,00	0,00	12,30	32,64	70,96	96,73	110,88	119,16	81,29	44,12	15,64	2,76

Indice I : 35,49 ETP A : ETP non corrigée C B : Coefficient saisonnier selon la latitude.

ETP: ETP mm: AXB. = 586,47mm/an

A= 0,016I +0,5 = 1,071389

Tableau II.9 : ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à 1600 m d'altitude dans les Aurès à partir des données corrigées de la station de Bouhmama (année 1994 : année sèche).

Mois	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
T	3,20	2,80	8,30	12,00	18,10	18,70	21,80	24,30	16,80	9,60	6,30	4,80
I	0,51	0,42	2,15	3,76	7,01	7,37	9,29	10,95	6,26	2,68	1,42	0,94
ETPA	8,14	6,80	29,48	48,48	84,44	88,23	108,53	125,66	76,35	35,87	20,32	14,08
C.B	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
ETP	7,08	5,78	30,36	52,85	102,17	106,76	133,49	145,76	78,64	34,80	17,47	11,96

Indice I : 52,78 ETP A : ETP non corrigée C B : Coefficient saisonnier selon la latitude.

ETP: ETP mm: AXB. = 727, 14 mm/an.

A= 0,016I +0, 5 = 1,349758.

I.7.6. Conjonction Pluie, température et ETP :

Dans la cédraie de basse altitude à 1600m, les extrapolations permettent d'obtenir une pluviométrie annuelle moyenne sur 30 ans de 567,6mm, pour une ETP (ETP de Thornthwaite) de 683,32 mm. Ces moyennes masquent une très grande variabilité. En effet les pluies se caractérisent par de grandes variations interannuelles avec des années très humides (723 mm en 1990) et très sèches (218 mm en 1994) (annexe 4).

De même, les variations annuelles et saisonnières de T° sont très importantes. Les T° moyennes estivales sont de 22,4°C en août. Il existe un déficit climatique moyen de 5 mois (mai-septembre) qui représente un déficit total de 350 mm (Fig. II.5). A 1600 m et en année moyenne le déficit climatique n'est que de 115 mm alors qu'en année sèche il est de 418 mm et s'étale sur 7 mois (mars-septembre) (annexe 3).

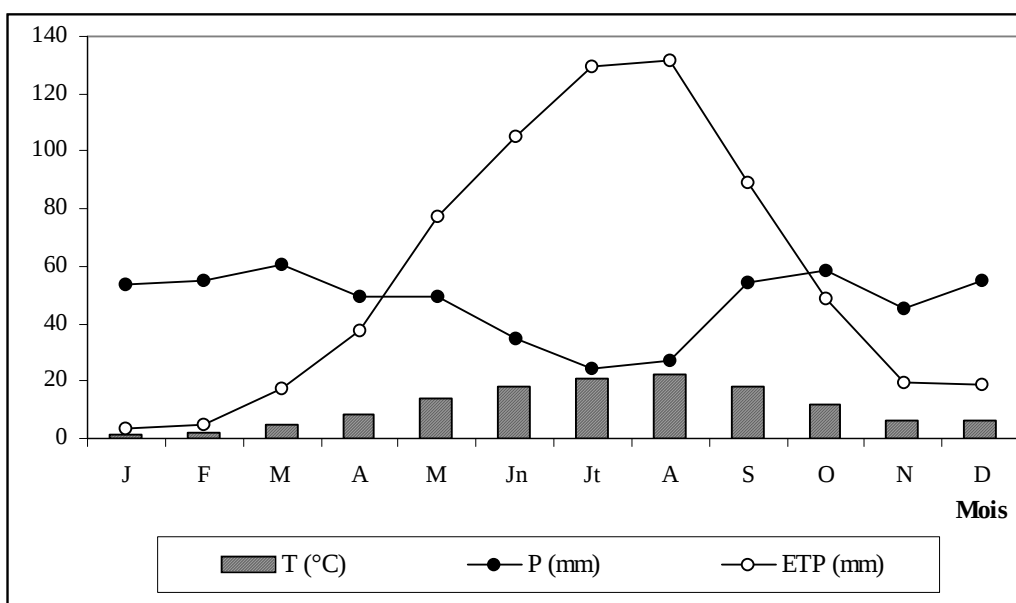


Fig. II.5 : Caractéristiques climatiques de la station de Bouhmama (1987-2000).

On peut donc présager que les sols à faible réserve utile en eau et à faible altitude seront soumis à de forts stress hydriques et cela particulièrement en année sèche.

II. METHODOLOGIE :

Les sols étudiés proviennent de la région des Aurès et notamment d'Ouled-Yagoub et Chélia. Ils sont développés sur des matériaux gréseux calcaires à Ouled-Yagoub et siliceux à Chélia.

Afin de préciser la distribution spatiale des sols, une reconnaissance pédologique a été effectuée. Elle s'est soldée par le choix de profils pédologiques caractéristiques et représentatifs des zones d'étude (végétation à base essentiellement de cèdre et une roche mère gréseuse).

05 profils ont été creusés (les coordonnées sont données en annexe 5).

- 02 à Chélia
- 03 à Ouled-Yagoub.

Au niveau de chaque placette où est localisé le profil ont été collectés les descripteurs suivants :

- Les variables topographiques, représentés par l'altitude, l'exposition, la position topographique et la pente.
- Les descripteurs édaphiques : nature de la roche mère, profondeur du sol.
- La structure de la végétation qui donne une idée sur les potentialités stationnelles et sur l'évolution du peuplement forestier. Elle correspond au recouvrement du sol par les strates arborescente, arbustive et herbacée.
- Les caractéristiques du système racinaire quand cela est possible (profondeur d'enracinement, type et taille des racines, densité d'enracinement) déterminent la profondeur du sol à prendre en compte pour estimer la RU du sol et donnent une idée sur les capacités de survie en condition de sécheresse extrême.

Les sols ont été décrits et échantillonnés pour des mesures physiques (épaisseur, densités, granulométrie, courbes de rétention en eau) et chimiques (pHeau, pHKCl, calcaire total, carbone, azote, capacité d'échange cationique et cations échangeables).

Une fois les échantillons de sol séchés à l'air, une aliquote a été broyée et tamisée à 2mm pour mesurer selon les normes AFNOR (1996), la granulométrie et la minéralogie des argiles, la densité réelle, le potentiel hydrique, le carbone organique, le pH, le calcaire, l'azote total, le fer, la CEC et les cations échangeables. La fraction non broyée servira pour la détermination de la densité apparente.

II.1. Mesures physiques :

- Fraction grossière : Elle est déterminée par tamisage en considérant les fractions suivantes :

- + Terre fine : <2mm (fraction qui servira aux analyses physiques et chimiques)
- + Graviers : > 2mm et <4mm
- + Cailloux : > 4mm

- La granulométrie a été effectuée selon la méthode internationale à la pipette de Robinson après destruction de la MO, sans décarbonatation et dispersion à l'héxamétaphosphate de sodium.

La densité réelle :

C'est la densité des particules solides constitutives du sol, elle varie très peu d'un sol à un autre, généralement elle varie de 2,3 à 2,9g/cm³, c'est pratiquement la densité du quartz dont la valeur est voisine de 2,65g/cm³. Elle a été réalisée selon la méthode du pycnomètre (BLAKE, 1965).

La densité apparente :

Elle renseigne sur l'état structural de l'horizon.

Des mottes centimétriques (5 à 8cm³) ont servi après séchage à l'air à des mesures de densité apparente. Cette dernière a été obtenue par mesure de la poussée d'Archimède après enrobage à la paraffine et immersion dans de l'eau.

C'est le rapport entre le poids d'un volume donné de sol séché à l'étuve, et le poids d'un égal volume d'eau.

$$Da = \frac{\text{Poids de l'échantillon sec g/cm}^3}{\text{Volume apparent de ce sol}}$$

A titre de grandeur, on signale que la densité apparente d'un sol oscille entre 1,2 et 1,7 g/cm³. Elle varie beaucoup avec la texture du sol et le taux de matière organique.

II.2. Mesures chimiques et physico-chimiques :

- La mesure du pH a été effectuée dans l'eau et dans une solution non tamponnée de KCl normale dans un rapport 1/2,5 sol-solution. Le pH KCl est plus acide que le pH eau, car les ions K⁺, en prenant la place de H⁺ sur le complexe, font apparaître une acidité d'échange.

- Le dosage du calcaire total a été réalisé à l'aide du calcimètre BERNARD.

- Un dosage comparatif du carbone organique par calcination (protocole en Annexe 2) et selon la méthode Anne a été réalisé, afin d'évaluer la teneur en matière organique des sols.

- Dans le but d'approcher le degré d'évolution des matières organiques une détermination de l'azote total selon la méthode kjeldahl a été effectuée.

- La capacité d'échange cationique et les cations échangeables ont été déterminés selon la méthode METSON (acétate d'ammonium N, pH7) et dosage au BUCHI (NH₄), photomètre à émission (Na, K), et absorption atomique (Ca, Mg).

- La détermination du fer total, comprend l'extraction du fer sur un échantillon de terre calcinée et son passage à l'état ferrique par l'acide chlorhydrique. Puis à l'aide d'une solution de chlorure stanneux, le fer ferrique est réduit à l'état ferreux pour être dosé par absorption atomique. Quand au fer libre il est extrait à l'aide d'un réactif comprenant du tampon oxalique à pH3,2 et du dithionite de sodium, pour être dosé comme le fer total par absorption atomique. Malheureusement la panne survenue à l'appareil ne nous a pas permis de doser le Fer.

II.3. Détermination de la nature minéralogique de la fraction < 2µ:

Une des plus efficace méthode d'identification des minéraux argileux est l'analyse par diffractométrie aux RX. Elle est complétée par des informations obtenues par l'analyse thermique, c'est à dire par thermogravimétrie (TG) et par l'analyse thermique différentielle (ATD).

Deux échantillons ont été sélectionnés à cet effet Un échantillon de chaque zone, prélevé dans la partie médiane du profil, au niveau de l'horizon B.

Les fractions argileuses (<2 μ) sont séparées selon le protocole de ROBERT et TESSIER (1974).

Les argiles sont premièrement rendues Na par échange et la fraction argile <2 μ sont séparées des parties grossières par sédimentation.

Les fractions argiles sont mises en contact soit avec une solution 1M de Mg Cl₂, soit une solution 1M de KCl. L'excès de chlorure est éliminé par lavages et centrifugation avec de l'eau distillée.

Pour l'analyse aux RX, des échantillons sont préparés par dépôt d'une suspension d'argile sur une lame en verre.

Toutes les réflexions aux RX sont obtenues en utilisant une installation Philips PW 1710 complétée avec un goniomètre utilisant une cathode au cuivre.

Les courbes de TG et d' ATD sont obtenues simultanément à une vitesse de chauffe de 10°C/min dans de l'argon, avec de l'alumine comme référence. L'appareil utilisé est SETARAM TGDTA 92 utilisant un poids d'échantillon d'environ 50mg.

Les diagrammes de RX et les courbes d'ATD et TG sont interprétés selon ROBERT (1975) et HALITIM (1988).

II.4. Mesures de la rétention en eau :

L'étude de la rétention en eau des sols a été effectuée à la capacité de rétention (-330hPa) et au point de flétrissement (-1,6MPa) à l'aide de l'appareil RICHARDS et la presse à membrane et à une pression proche du séchage à l'air (-107MPa) soit pF₆.

Les mesures ont été effectuées sur la terre fine, humectées préalablement et soumises à un cycle de dessiccation jusqu'à équilibre avec le potentiel recherché.

La teneur en eau a été mesurée par référence à la masse à 105°C.

La teneur en eau du sol est déterminée par pesée d'un échantillon en équilibre avec un potentiel hydrique déterminé et après dessiccation à 105°C.

D'où la teneur en eau massique :

$$\theta_m = (P_1 - P_2)/P_2$$

P₁ = poids du sol humide

P₂ = poids du sol sec (après séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures).

La teneur en eau massique est le rapport d'eau à la masse de terre sèche qui la contient et peut s'écrire comme suit :

$$\theta_m = m/M$$

La teneur en eau volumique est le rapport du volume d'eau au volume de terre sèche qui la contient

$$\theta_v = v/V$$

On passe de la teneur en eau massique à la teneur en eau volumique en utilisant la masse volumique apparente sèche du sol :

$$\rho = M/V$$

L'humidité massique est le pourcentage d'eau par rapport à la terre sèche :

$$Hm\% = (m/M).100$$

m : masse d'eau

M : masse de terre sèche

L'humidité volumique est le % d'eau exprimé en volume d'eau par rapport au volume de terre sèche :

$$Hv\% = v/V.100$$

v : volume d'eau

V : volume de terre sèche.

Comme $\rho = M/V$, on peut écrire :

$$Hv\% = Hm\%.\rho$$

II.5. Calcul de la RU :

Pour chaque horizon, une réserve en eau (RE) bornée par les valeurs de teneur en eau mesurée aux potentiels matriciels de -330hPa et - 15 000hPa. Cette réserve en eau peut être considérée comme la RU.

Cette RU sur terre fine a été calculée selon la relation :

$$R U = (HpF2,5-HpF4,2). da. Ep.$$

Avec RU : la réserve utile en mm d'eau.

HpF2, 5 : l'humidité massique à pF2, 5 (cm³/g)

HpF4, 2 : humidité massique au point de flétrissement (cm³/g)

da : densité apparente mesurée sur mottes (g/cm³)

Ep : l'épaisseur de l'horizon en mm

La prise en considération des éléments grossiers dans la RU est intégrée dans la formule suivante :

$$R.U. = (HpF2,5 - HpF4,2).da.Ep (100-EG)/100$$

Avec RU : la réserve utile en mm d'eau.

EG : % volumique d'éléments grossiers > 2mm. Pour la transformation du % pondéral en % volumique on a supposé que les éléments grossiers sont constitués de quartz et de calcite avec une densité réelle de 2,65.

Ainsi donc on a considéré comme certains auteurs (QUENTIN et al., 2001) les éléments grossiers comme inertes mais intervenant en volume dans la détermination de la RU, symbolisée dans ce cas par RUg.

La RU (ou RUg) du sol est la somme des RU (ou RUg) des horizons composant le profil.

Ainsi pour passer de l'échelle de l'échantillon à celle du sol, en passant par l'horizon, la densité apparente ainsi que la proportion d'éléments grossiers sont pris en compte.

II.6. Analyses statistiques :

Les analyses de variation et des corrélations ont été effectuées sur les résultats de mesure pour vérifier leur validité et la précision des relations entre les indicateurs considérés.

CHAPITRE III

RESULTATS ET INTERPRETATION

SOLS DE CEDRAIES DES AURES ET BILAN HYDRIQUE

I. SOLS DE CEDRAIES DES AURES :

I.1. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUES ET ANALYSE PHYSICO-CHIMIQUE :

I.1.1. Profil I Ouled-Yagoub (Oued El-Anser)

I.1.1. a- Description morphologique et données physico-chimiques :

Temps : nuageux, ambiance humide.

Géomorphologie : Mi-versant, forte pente (40%).

Exposition : Nord.

Occupation : cèdre, chêne, bonne régénération.

Morphogenèse : Très active, racines de cèdre en surface, fort ruissellement, roche mère affleurante, fissurée, avec par endroits exploration racinaire de cèdre.

Roche mère : Grès calcaire ferrugineux.

Végétation : Cèdre (centenaire), chêne vert, genévrier oxycèdre, frêne dimorphe (rare), diss (Ampélodesma mauritanica), lichens, espèces annuelles.

Classification : Sol fersiallitique brunifié à réserve calcique (CPCS, 1967).

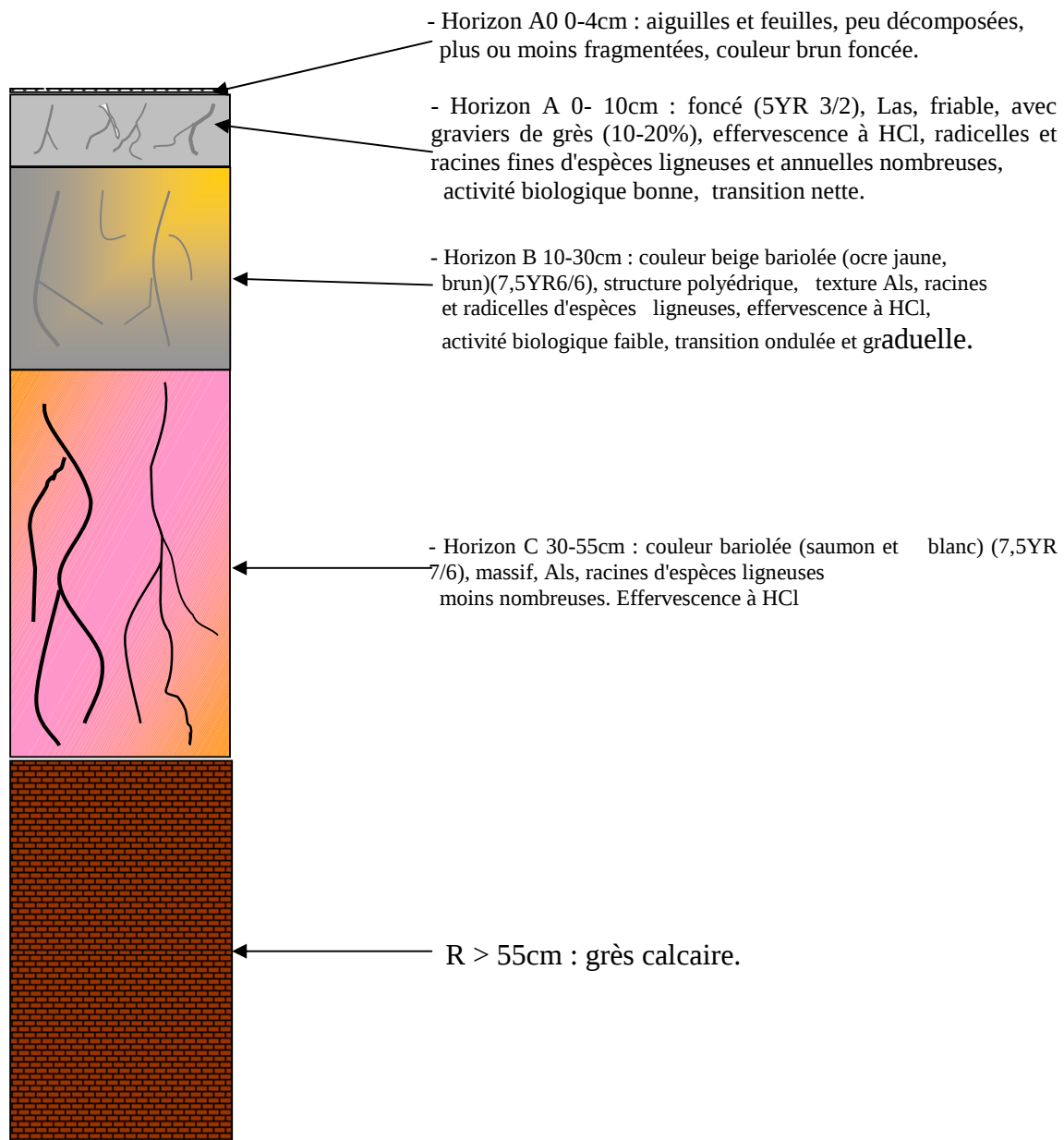


Tableau III.1. PROFIL IO : Données physiques et chimiques.

Echant	Prof. cm	A %	Lf %	Lg %	Sf %	Sg %	pHe	Dr g./cm ³	Cal %	MO CAL %.	MO Anne %	N %
1o	0-10	31,5	24,7	9,3	15,6	18,9	8,15	2,49	21,9	20,75	11,65	0,20
6o	10-20	33,3	26,7	8,25	13,18	18,55	7,87	2,45	16,6	16,1	9,21	0,18
15o	20-30	29,0	33,4	8,47	12,96	16,17	8,30	2,61	42,75	10,31	3,8	0,10
11o	30-55	25,1	37,9	8,78	12,73	15,49	8,35	2,65	39,6	7,47	2,76	0,14

Tableau III.2. PROFIL IO : Données physico-chimiques.

Echant	Prof. cm	pHe	PH .KCl	ΔpH	Complexe adsorbant meq/100g					
					Ca	Mg	Na	K	S	CEC
1o	0-10	8,15	7,47	0,68	17,41	4,8	2,2	0,98	25,39	51,2
6o	10-20	7,87	7,42	0,45	17,59	5,42	0,29	0,98	24,28	38,4
15o	20-30	8,30	7,34	0,96	14,70	6,67	1,99	0,82	24,22	19,2
11o	30-55	8,35	7,63	0,72	13,31	3,30	1,99	0,28	18,9	16

Tableau III.3. Profil IO : Fractionnement granulométrique en %.

Echant.	Prof. Cm	< 2mm	Entre 2 et 4mm %	> 4mm %	EG %
1o	0 - 10	90,25	7,46	2,28	9,77
6o	10 - 20	79,30	5,31	15,37	20,68
15o	20 - 30	81,35	8,51	10,13	18,64
11o	30 - 55	70,71	16,98	12,30	29,28

Tableau III.4. Profil IO : Données sur la matière organique.

Echantillon	Profondeur cm	C % Calcination	C % Anne	N %	C/N Anne
1o	0 - 10	12,06	6,77	0,20	33,87
6o	10 - 20	9,4	5,35	0,18	29,75
15o	20 - 30	6,0	2,20	0,10	22,09
11o	30 - 55	4,34	1,60	0,14	11,46

I.1.1.b-Interprétation :

Profil argileux à limono-argileux, développé sur un matériau parental représenté par du grès calcaire, fortement basique, calcaire à très calcaire (profil calcaire descendant), très riche en matière organique surtout dans l'horizon superficiel, peu décomposée. Sans indice de lessivage d'argile. La transition entre l'horizon A et l'horizon B est très nette, expliquée probablement par une forte différence en MO. A structure grumeleuse au niveau de l'horizon supérieur et polyédrique ensuite. L'acidité potentielle est moyenne à élevée (différence pHeau-pHKCl entre 0,45 et 0,96). Les densités réelle et apparente augmentent avec la profondeur (figure III.1) (inversement proportionnelles à la MO et à une structuration des horizons supérieurs). La charge caillouteuse est moyenne entre 10 et 30% et augmente dans les horizons profonds. Le système racinaire des espèces ligneuses est concentré (80 %) dans les deux premiers horizons.

La couleur foncée (brunification) caractérise l'horizon superficiel, alors que la couleur rouge (rubéfaction) est observée dans les horizons plus profonds.

La capacité d'échange cationique est élevée à moyenne en relation avec les teneurs de matière organique et d'argile. Cette CEC est saturée, essentiellement par Ca⁺⁺ suivi par Mg⁺⁺.

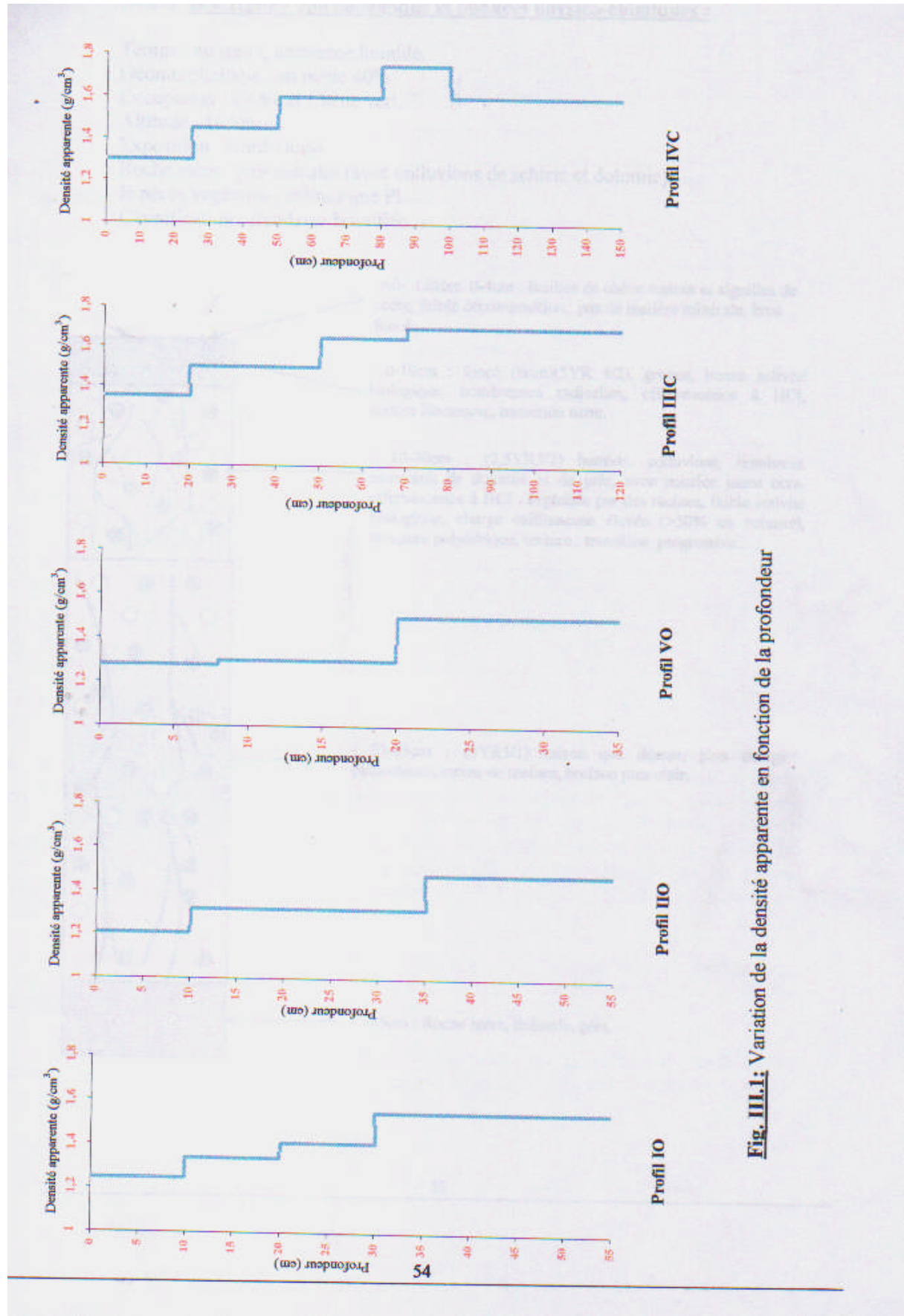


Fig. III.1: Variation de la densité apparente en fonction de la profondeur

I.1.2. Profil II Ouled-Yagoub

I.1.2.a- Description morphologique et données physico-chimiques :

Temps : nuageux, ambiance humide.

Géomorphologie : en pente 40%

Occupation : Cèdre et Chêne vert.

Altitude : 1650m

Exposition : Nord-Ouest

Roche mère : grès calcaire (avec colluvions de schiste et dolomie)

Espèces végétales : mêmes que PI.

Classification : Rendzine brunifiée.

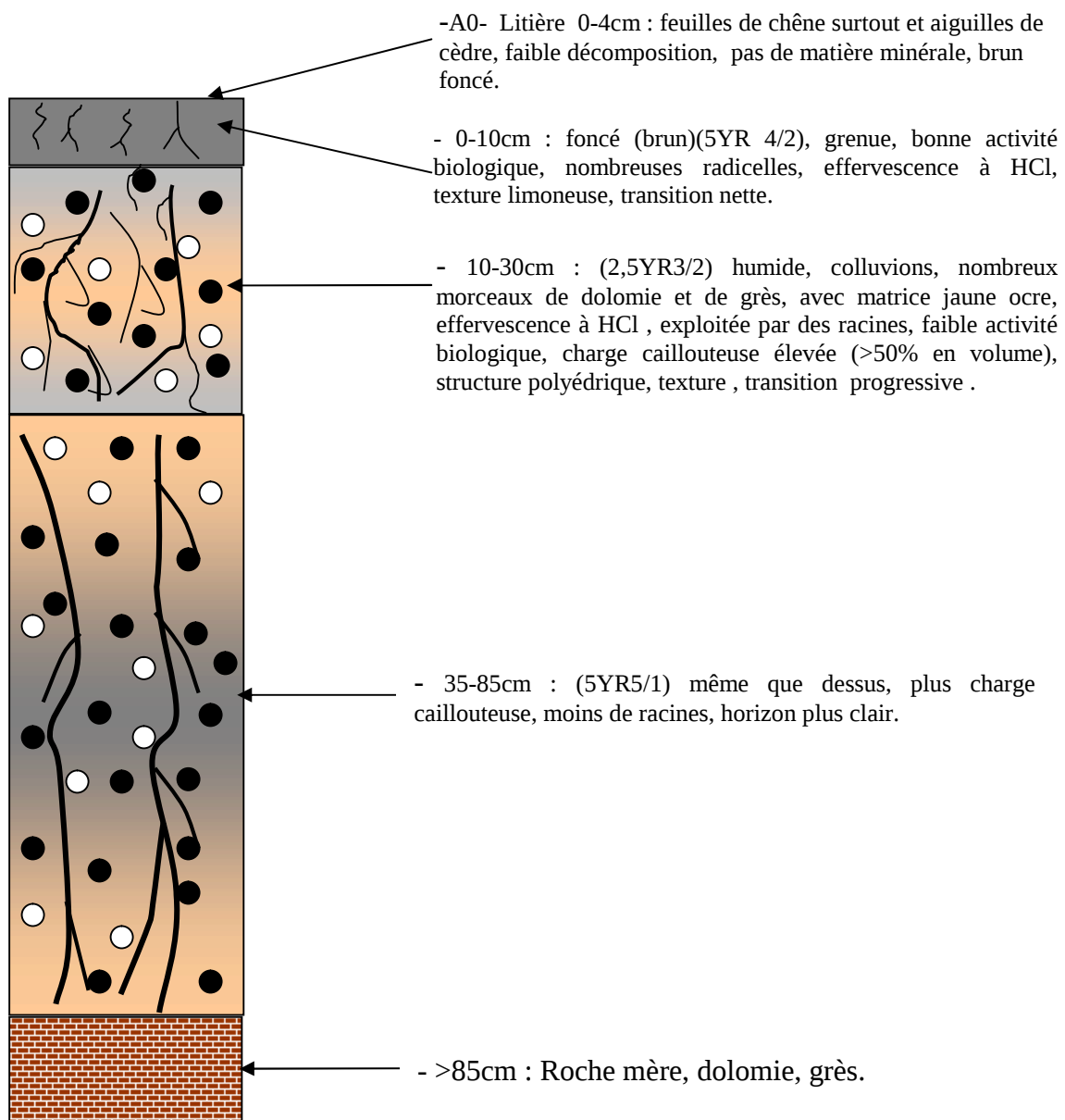


Tableau III.5. PROFIL IIO : Données physiques et chimiques.

Echant	Prof . cm	A %	Lf %	Lg %	Sf %	Sg %	pHe	Dr g/cm ³	Cal. %	MO CalC %	MO Anne %	N %
4o	0-10	33,9	11,8	19,95	8,58	25,77	7,67	2,50	2,2	19,2	10,73	0,20
12o	10-35	35,1	16,2	10,77	9,69	28,24	8,02	2,65	17,4	12,6	6,26	0,14
2o	35-85	24,2	14,2	17,82	10,55	33,23	8,22	2,63	16,8	7,7	3,74	0,12

Tableau III.6. PROFIL IIO : Données physico-chimiques.

Echant.	Prof. Cm	pH eau	pH KCl	Δ pH	Complexe adsorbant meq/100g					
					Ca	Mg	Na	K	S	CEC
4o	0-10	7,67	7,39	0,28	9,12	12,9	4,2	1,67	27,9	44,8
12o	10-35	8,02	7,57	0,45	8,74	8,5	1,99	0,98	20,2	22,4
2o	35-85	8,22	7,42	0,60	18,14	5,3	1,99	0,98	26,4	28,8

Tableau III.7. Profil IIO : Fractionnement granulométrique en %.

Echant	Prof. Cm	< 2mm	Entre 2 et 4mm	>4mm %	EG %
4o	0 – 10	80,66	9,07	10,26	19,33
12o	10 – 35	65,81	13,48	20,7	34,19
2o	35 – 85	34,43	10,38	55,17	65,57

Tableau III.8. Profil IIO : Données sur la matière organique.

Echant	Profondeur. cm	C % Calcination	C % Anne	N %	C/N Anne
4o	0 – 10	11,16	6,24	0,20	31,2
12o	10 – 35	7,32	3,64	0,14	26
2o	35 – 85	4,48	2,17	0,12	18,12

I.1.2.b- Interprétation :

Profil assez profond, l'horizon superficiel brunifié, avec une bonne structure, une texture argileuse à limono-sablo-argileux, la fraction sableuse est constituée surtout de sable grossier. Fortement basique. Non calcaire (en surface) à calcaire en profondeur. Très riche en MO, notamment au niveau de l'horizon supérieur. Faible acidité d'échange. Légère augmentation du taux d'argile en B. Forte CEC en surface et diminuant en profondeur parallèlement à une baisse des teneurs en MO ou en argile. Le complexe adsorbant est saturé, essentiellement par Ca^{++} , suivi de Mg^{++} , de Na^+ et K^+ . Le profil apparaît assez pourvu en Mg^{++} .

La charge caillouteuse est très élevée (de 20% en surface à 64% en profondeur), constituée surtout de cailloux. Comme le profil précédent le système racinaire est à 70-80% dans les horizons 0-35cm. Le reste, colonise les horizons inférieurs.

Ici aussi, les densités réelle et apparente augmentent avec la profondeur parallèlement à une baisse de la teneur en MO et à une structuration du sol favorable dans les horizons supérieurs.

I.1.3. Profil VO Ouled-Yagoub:

I.1.3.a- Description morphologique et données physico-chimiques :

Géomorphologie : Partie haute de versant, érodée.

Végétation : Cèdre, chêne, genévrier oxycèdre. De grosses racines sont détectées en surface.

Roche mère : grès peu calcaire.

Classification : Sol fersiallitique brunifié à réserve calcique.

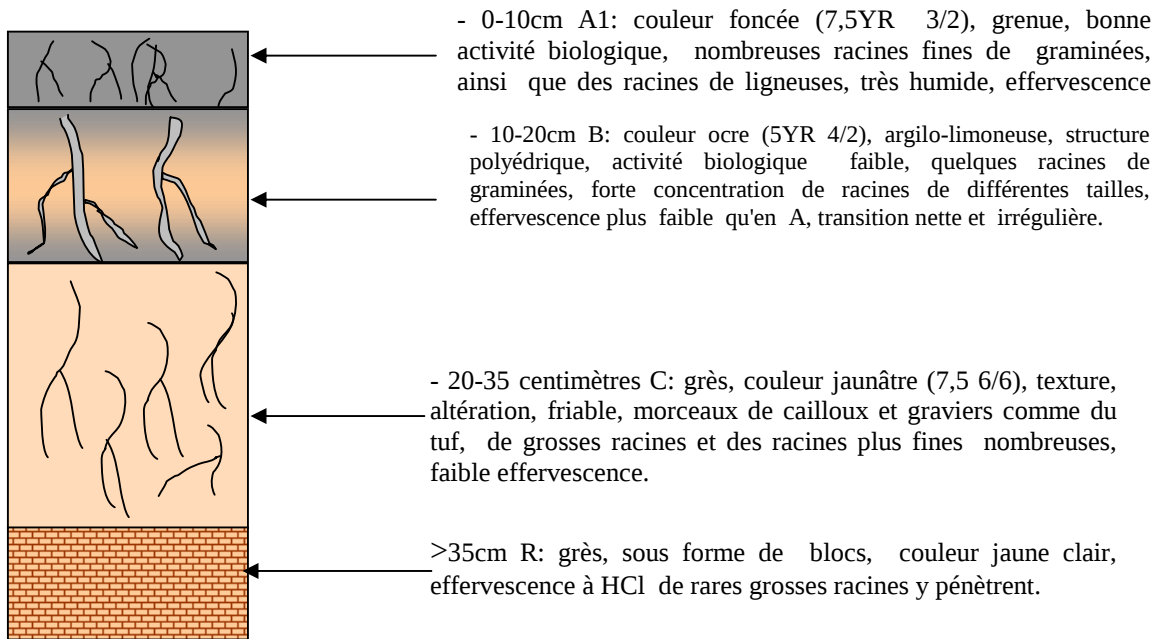


Tableau III.9. PROFIL VO : Données physiques et chimiques.

Echant	Prof. cm	A%	Lf%	Lg%	Sf%	Sg%	pHe	Dr g./cm	Cal. %	MOCalc. %	MO Anne %	N %
21o	0-8	30,9	15,3	5,5	28,7	19,6	7,58	2,40	2,3	20,68	7,56	0,16
24o	8-20	32,6	17,2	5,08	30,67	14,45	7,77	2,63	0,0	6,88	4,55	0,16
26o	20-35	34,9	11,6	2,18	25,64	25,68	7,75	2,65	0,0	4,02	2,37	0,14

Tableau III.10. PROFIL VO : Données physico-chimiques.

Echant.	Prof. cm	pHe	pHK	Δ pH	Complexe adsorbant meq/100g					
					Ca	Mg	Na	K	S	CEC
21o	0-8	7,33	7,33	0,25	23,63	8,125	0,29	1,9	34,0	54,4
24o	8-20	7,77	7,18	0,59	19,2	5,3	0,4	1,36	26,3	25,6
26o	20-35	7,75	7,49	0,26	20,62	7,5	0,4	1,36	29,9	35,2

Tableau III.11. Profil VO : Fractionnement granulométrique en %.

Echantillon	Prof. cm	<2mm	2mm<Diam<4mm	>4mm	EG %
21o	0-8	94,53	1,55	3,92	5,47
24o	8-20	80,9	1,26	17,84	19,1
26o	20-35	38,65	7,66	53,69	61,35

Tableau III.12. Profil VO : Données sur la matière organique.

Echantill	Prof. cm	C% Calci.	C% Anne	N%	C/N Anne
21o	0-8	12,02	4,39	0,16	27,4
24o	8-20	4,0	2,64	0,16	16,5
26o	20-35	2,32	1,38	0,14	9,85

I.1.3.b-Interprétation :

Sol peu profond, argileux à argilo-sableux, moins basique que les profils précédents, non calcaire, très riche en MO, surtout dans l'horizon supérieur, avec une transition entre A et B très nette. L'érosion serait la cause de l'absence d'un horizon holorganique comme il est observé dans les autres profils. La structure, de grumeleuse dans l'horizon organo-minéral devient polyédrique dans B. Quand à la couleur elle passe de foncée dans A à ocre dans B et à jaunâtre dans C. Ce phénomène avec la diminution du taux de calcaire serait dû à trois processus pédologiques : brunification, décarbonatation et rubéfaction. Le système racinaire se trouve pratiquement dans la partie 0-35 cm du profil. La réaction du sol est plus faible dans l'horizon de surface à cause probablement d'une teneur plus élevée de MO. L'acidité d'échange est relativement faible (0,25 - 0,6).

Une forte capacité d'échange, en relation avec la MO et la teneur en argile, saturée à plus de 90% essentiellement par les cations alcalino-terreux ceci peut être expliqué par une roche mère constituée de grès peu calcaire. On ne relève pas d'indice de migration d'argile à l'échelle du profil.

La charge grossière faible à moyenne (5 à 18%) dans les horizons supérieurs augmente fortement dans l'horizon C. Dans la fraction fine on note une diminution entre C et du taux de sable grossier au profit des fractions plus fines et notamment de sable fin.

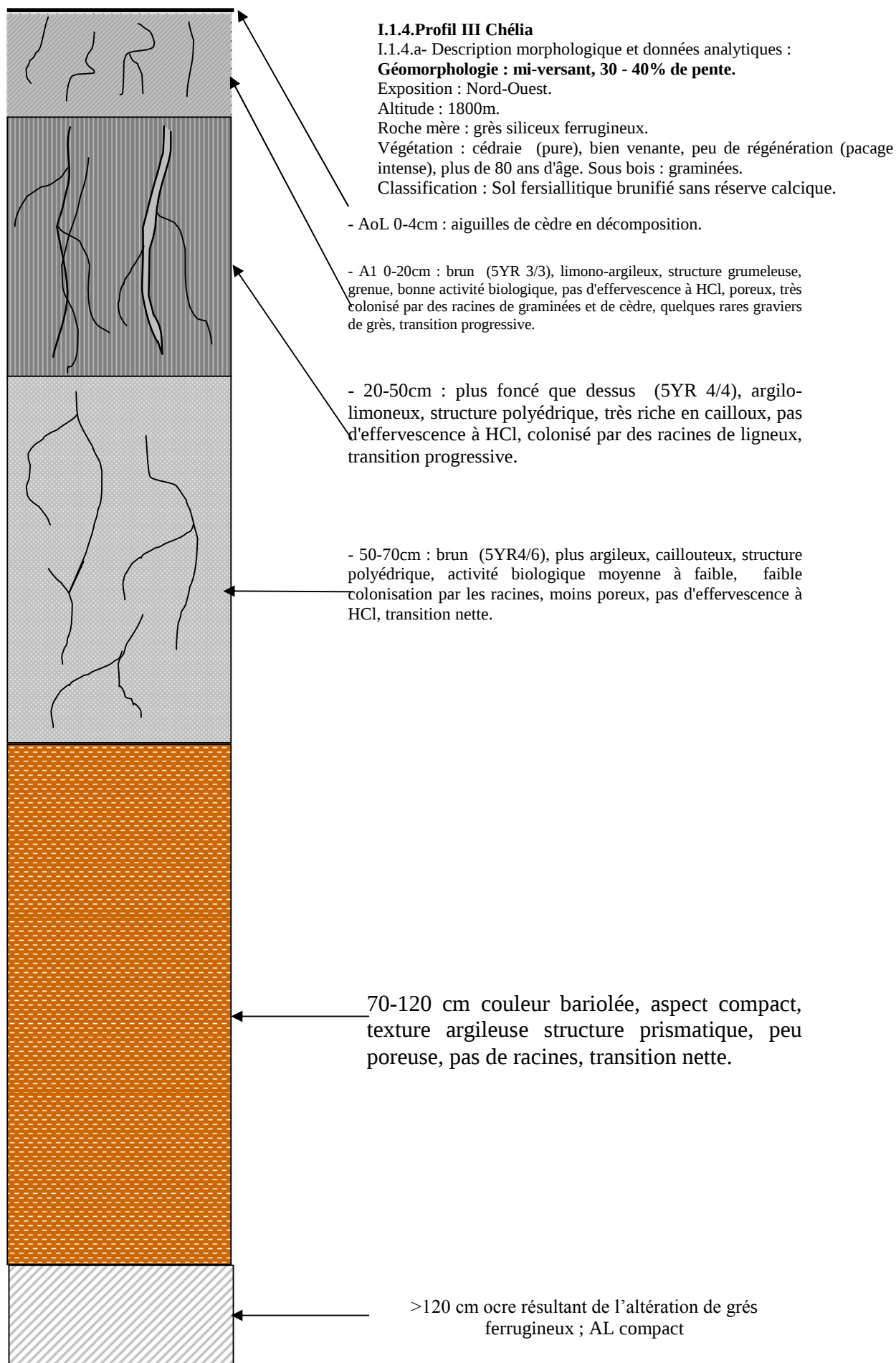


Tableau III.13. PROFIL IIIC : Données physiques et chimiques.

Echant.	Prof. cm	A %	Lf %	Lg %	Sf %	Sg %	pHe	Dr g/cm ³	Cal. %	MO CAL	MO Anne	N %
8c	0-0	30,5	15,5	21,69	26,25	6,06	7,66	2,52	0,17	7,7	8,8	0,16
10c	20-50	39,4	13,9	17,01	24,27	5,42	6,99	2,61	0,0	6,92	5,53	0,12
11c	50-70	28,9	17,6	26,62	21,46	5,42	7,11	2,60	0,11	5,98	3,25	0,15
2c	70-	22,1	18,1	16,03	17,43	26,34	7,52	2,65	0,0	4,66	2,78	0,14
4c	>120	25,9	18,2	25,42	18,03	12,45	7,74	2,65	0,17	4,01	2,22	0,12

Tableau III.14. PROFIL IIIC : Données physico-chimiques.

Echant.	Prof. Cm	pHe	pHK	ΔpH	Complexe adsorbant meq/100g					
					Ca	Mg	Na	K	S	CEC
8c	0-20	7,66	6,86	0,8	10,45	5,2	1,99	2,37	20,01	22,4
10c	20-50	6,99	6,06	0,93	6,52	5,6	4,2	0,63	16,95	28,8
11c	50-70	7,11	6,0	1,11	7,41	6,6	1,99	0,63	16,63	28,8
2c	70-120	7,52	6,6	0,92	4,73	5,8	1,99	0,63	13,15	19,2
4c	>120	7,74	6,35	1,39	20,3	3,8	1,99	0,98	27,17	35,2

Tableau III.15. PROFIL IIIC : Fractionnement granulométrique en %.

Echant.	Prof. Cm	< 2mm	Entre 2 et 4mm	>4mm	EG%
8c	0-20	98,84	0,08	1,07	1,16
10c	20-50	79,0	0,2	20,8	21
11c	50-70	93,59	1,17	5,22	6,41
2c	70-120	14,95	13,77	71,26	85,05
4c	>120	100,0	0,0	00	00

Tableau III.16. PROFIL IIIC : Données sur la matière organique.

Echant.	Prof.	C % Calcination	C % Anne	N%	C/NAnne
8c	0-20	4,5	5,12	0,16	31,97
10c	20-50	4,02	3,21	0,12	26,8
11c	50-70	3,48	1,9	0,15	12,6
2c	70-120	2,71	1,62	0,14	11,54
4c	>120	2,33	1,29	0,12	10,76

I.1.4.b-Interprétation :

Ce profil profond développé sur une roche mère de grès siliceux et ferrugineux, a une texture argileuse à limono-sablo-argileuse exempt de calcaire avec une teneur élevée en sable fin par rapport au sable grossier. Quoique les teneurs en MO soient plus faibles que dans les profils de Ouled Yagoub (8 à 1%), on relève une meilleure pénétration dans le sol.

La structure grumeleuse caractérise l'horizon A, traduit une bonne activité biologique, mais les horizons B et C développent des structures polyédrique et même prismatique et compacte. On détecte une légère augmentation de l'argile dans l'horizon B.

La réaction du sol est neutre à faiblement basique, avec une acidité d'échange forte (0,8 à 1,4).

Une CEC moyenne en relation avec les teneurs en MO et en argile, avec un taux de saturation entre 70 et 90%, essentiellement occupé par Ca⁺⁺, suivi de Mg⁺⁺. La charge grossière est faible (0 à 30%) mais concentrée dans la partie médiane du profil.

Enfin le système racinaire des espèces ligneuses n'est pas observé au delà de 70cm et plus de 80% est cocentré dans la partie 0- 50cm.

La couleur bariolée et ocre n'est constatée que dans les horizons profonds : Il apparaît que la fersiallisation soit masquée par une brunification plus dynamique.

Tableau III.17. PROFIL IVC : Données physiques et chimiques.

Echant .	Prof. Cm	A %	Lf %	Lg %	Sf %	Sg %	pHe	Dr g/cm ³	Cal. %	MO CALC %	Mo Anne %	N %
7c	0-25	31,0	15,3	18,2	30,5	5,0	7,82	2,56	0,0	9,1	6,34	0,14
3c	25-50	38,7	16,8	8,59	26,06	9,85	7,5	2,63	0,0	6,45	5,85	0,15
6c	50-80	54,2	8,7	7,74	28,5	0,86	7,52	2,64	0,17	5,42	3,90	0,10
5c	80-100	36,6	16,2	16,09	30,5	0,61	7,63	2,65	0,0	4,98	3,04	0,12
9c	100-150	17,0	6,4	15,84	56,29	4,47	7,38	2,63	0,0	2,88	2,44	0,12
1c	>150	23,0	17,5	2,36	53,98	3,16	8,0	2,66	0,28	5,13	3,25	0,10

Tableau III.18. PROFIL IVC : Données physico-chimiques.

Echant.	Prof. Cm	pHe	PHK	ΔpH	Complexe adsorbant meq/100g					
					Ca	Mg	Na	K	S	CEC
7c	0-25	7,82	6,66	1,16	19,31	5,9	0,5	0,6	26,31	41,43
3c	25-50	7,5	6,6	0,9	4,29	4,8	4,2	5,14	18,43	22,4
6c	50-80	7,52	6,34	1,18	12,5	5,2	1,99	0,28	19,97	42
5c	80-100	7,63	6,38	1,25	9,09	5,8	4,2	1,67	20,76	19,2
9c	100-150	7,38	6,66	0,72	10,81	3,75	1,99	0,28	16,83	12,8
1c	>150	8,0	7,20	0,8	9,71	5,6	1,99	0,63	17,93	25,6

Tableau III.19. PROFIL IVC : Fractionnement granulométrique en %.

Echan	Prof.	< 2mm	Entrez 2 et	>4mm	EG %
7c	0-25	91,84	0,71	8,04	8,75
3c	25-50	69,34	1,69	28,96	30,65
6c	50-80	100,0	0,0	00	00
5c	80-100	100,0	0,0	00	00
9c	100-150	100,0	0,0	00	00
1c	>150	100,0	0,0	00	00

Tableau III.20. PROFIL IVC : Données sur la matière organique.

Echan	Prof.	C % Calcination	C % Anne	N %	C/N Anne
7c	0-25	5,29	3,69	0,14	26,33
3c	25-50	3,75	3,40	0,15	22,7
6c	50-80	3,15	2,27	0,10	22,67
5c	80-100	2,89	1,77	0,12	14,73
9c	100-150	1,67	1,42	0,12	11,82
1c	>150	2,98	1,89	0,10	18,9

I.1.5.b-Interprétation :

Sol développé sur du grès siliceux ferrugineux, profond de texture argileux dans les horizons A et B et sablo-argileux dans C. Structure grumeleuse à polyédrique. Bonne activité biologique (faune, microflore et système racinaire du cèdre et de graminées) dans l'horizon A mais diminue dans les horizons B et C. Le système racinaire est à plus de 60% dans L'horizon 0-25cm, et à plus de 80% dans la partie 0-50cm du profil Le sol est bien pourvu en MO avec une bonne pénétration et il est exempt de calcaire.

La réaction du sol est basique (7,5 – 8) avec une forte acidité potentielle (0,7 à 1,25).

De la couleur brune (effet de la MO), elle devient plus claire, bariolée (claire et rougeâtre) dans les horizons B et C sous l'effet de la dynamique du fer.

La charge caillouteuse est faible à moyenne, surtout dans la portion médiane du profil (horizon B). La charge grossière est constituée de graviers et cailloux gréseux siliceux.

On relève sur le terrain et au laboratoire une accumulation d'argile dans l'horizon B, entre 25 et 100cm. De même, on note que la fraction sableuse est constituée surtout de sable fin.

La CEC est élevée dans A et B à cause des teneurs en MO et en argile, mais diminue fortement dans C, plus sablonneux, avec un taux de saturation variant entre 70 et 90%, essentiellement saturé par Ca^{++} et Mg^{++} , les cations alcalins occupent un nombre très faible de sites.

Enfin la densité réelle augmente avec la profondeur, parallèlement à une baisse des teneurs de MO.

I.2. L'analyse minéralogique de la fraction argile :

Les diagrammes de RX (Fig. III.2 et III.3) produits par simple séchage à l'air montrent deux réflexions basales à 7,15 et 3,57 Å qui peuvent être attribuées à la kaolinite ou à la chlorite. La réflexion à environ 15 Å est caractéristique des Smectites Mg.

La bande de diffraction à environ 10 Å indique la présence de l'illite..

La réflexion à 5 Å peut être attribuée soit à la 002 réflexion de l'illite ou à la 0003 réflexion de la Smectite.

On note aussi la présence de traces de quartz (raie à 4,73 Å) de calcite (raie de 3,03 Å) et de la goéthite.

Dans le traitement à l'éthylène glycol, la réflexion dans la région 16-17,7 Å confirme la présence d'un interstratifié Illite-Smectite et la présence de la Smectite.

Après chauffage à 200°C, les pics 14,18 et 17,73 se déplacent à 10 Å confirmant ainsi la présence de Beidellite (Smectite de transformation).

Les réflexions à 7 Å disparaissent après chauffage à 550°C, confirmant la présence de kaolinite à cause que la chlorite est très stable à cette température.

Les courbes d'ATD et de TG (Fig. III.4 et III .5) montrent deux pics endothermiques : le premier, entre 105,8 et 113°C, correspond à la perte de l'eau interfoliaire et le second, entre 527 et 556°C est due à la déhydroxylation de l'argile. Cette température dénote la présence de la beidellite qui exhibe un pic de déhydroxylation à une plus basse température (500-600°C) que la montmorillonite (600-700°C). Cependant on relève un léger pic endothermique à 733,8°C dans l'échantillon d'Ouled-Yagoub qui serait dû à la présence des Montmorillonites (Smectite de néoformation).

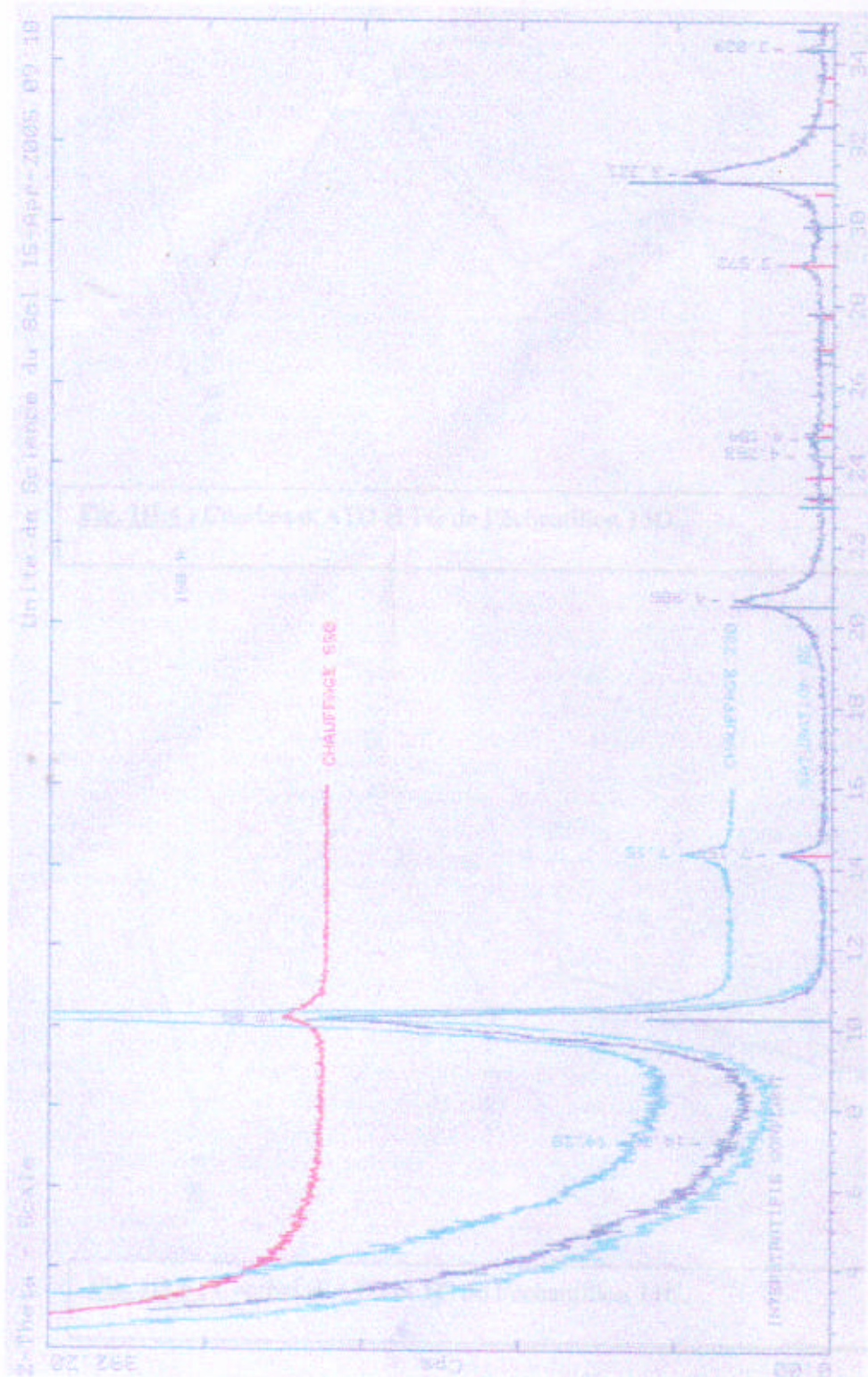


Fig. III.3 : Diagramme des rayons X de l'échantillon 150.

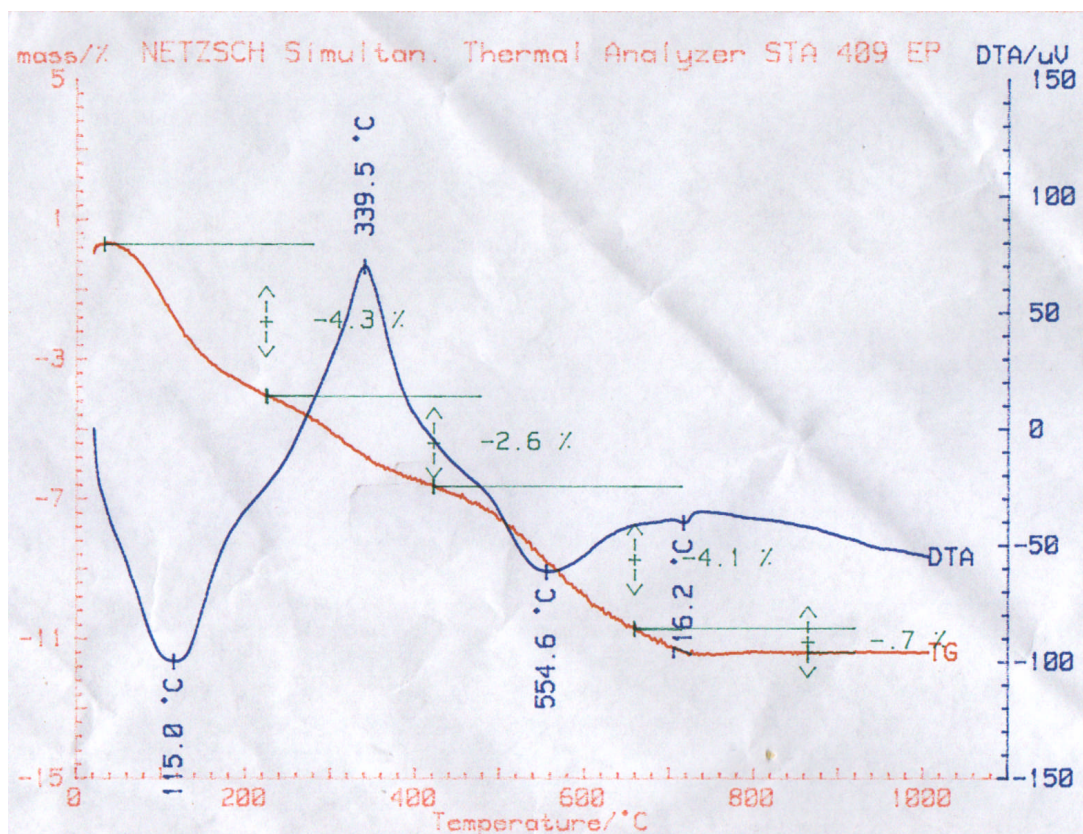


Fig. III.4 : Courbes d'ATD et TG de l'échantillon 150.

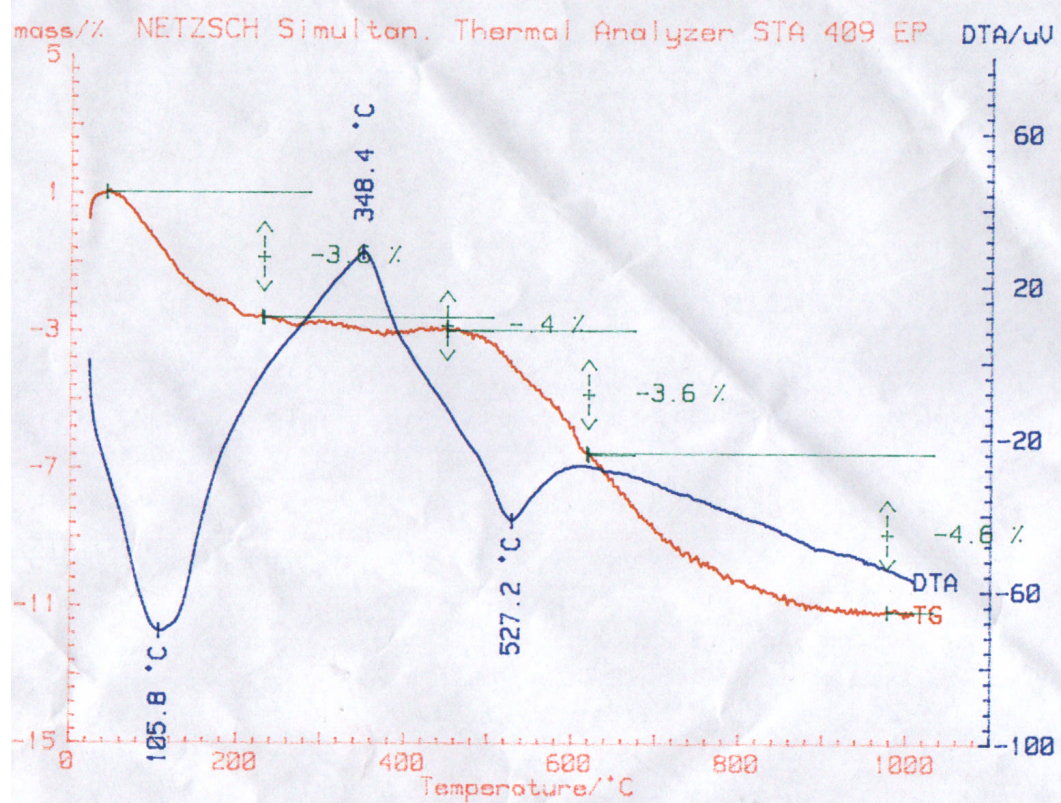


Fig. III.5 : Courbes d'ATD et TG de l'échantillon 11C.

I.3. Interprétation synthétique des caractéristiques des sols :

Les résultats analytiques des différents descripteurs édaphiques sont synthétisés dans le tableau III.21. Cette présentation facilitera leur interprétation.

Tableau III.21 : Statistiques générales des caractéristiques pédologiques des horizons échantillonnés. Comparaison des deux sites.

Descripteur	AC	AO	CCal. C	CCal O	CC An.	COAn	C/NC	C/N 0	CAC	CAO	pHC	pHO	TC	TO	Phk C	Phk0	ΔphC	Δph0
Obser	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10
Min	17	24,2	1,67	2,32	1,29	1,38	10,8	9,9	00	00	6,99	7,58	12,8	16	7,20	7,63	0,72	0,26
Max	54	35,1	5,29	12,1	5,12	6,77	32	33,9	0,28	42,75	8,0	8,35	42	54,4	6,0	7,34	1,39	0,96
Moy	31,6	24,8	3,34	7,31	2,51	3,63	19,2	22,6	0,08	15,95	7,53	7,97	27,1	33,6	6,52	7,42	1,01	0,52
Ecart-Type	9,84	3,65	0,97	1,86	1,14	1,86	7,03	7,94	0,10	14,84	0,28	0,26	8,92	12,74	0,33	0,12	0,20	0,22
Médiane	3,05	32,0	3,15	3,14	1,9	3,14	18,9	24,0	00	16,7	7,5	7,95	25,6	32,0	6,6	7,42	0,92	0,52
CV%	31,2	11,8	29,0	51,1	45,5	51,1	36,7	35,1	118,6	93,0	3,73	3,3	32,9	37,9	5,05	1,63	20,2	41,73

A : argile ; C : Chélia ; O : Ouled-Yagoub ; C : Carbone organique ; CA, Calcaire ; pH : pHeau ; T, capacité d'échange pHk : pHKCl ; Cal : calcination ; An : méthode Anne.

I.3.1. La réaction des sols :

Le pH eau ou l'acidité libre ou réelle est le premier indicateur de toute évolution physico-chimique des sols. Il s'agit d'un paramètre relativement facile à mesurer. Au dessus de pH 8 les sols sont tamponnés par les carbonates en excès et on peut considérer que l'activité des ions H_3O^+ dissociés dans la solution du sol est nulle.

Le pH des sols varie de 6,99 à 8,35, il caractérise des sols bruns calcaires, des sols bruns calciques et des rendzines, la fersiallisation y est possible.

Les sols de cédraie du Chélia développés sur grès siliceux ont un pH plus acide que ceux développés sur grès calcaire à Ouled-Yagoub. La différence est d'environ 0,5 unité pH.

- Les pH sont en général plus faibles dans les horizons de surface et organo-minéraux qu'en profondeur. Cependant en sol plus acide on observe une légère augmentation dans l'horizon de surface qui pourrait être due à une contamination par colluvionnement de fractions grossières calcaires ou par un enrichissement en cations basiques issus de la transformation de la biomasse (feuilles et aiguilles essentiellement) : il apparaît par conséquent malgré tout une relation avec le taux de MO et de calcaire total. La brunification et la décarbonatation favorisent la baisse du pH.

- La différence pHeau-pHKCl varie de 0,25 à 1,39.

- Cette différence pHeau-pHKCl est plus élevée en sols de Chélia. L'acidité d'échange y est plus élevée, ce qui dénote une certaine dessaturation du complexe adsorbant. Quoique on peut se poser la question sur l'intérêt de la détermination de l'acidité d'échange en sol carbonaté tamponné puisque l'acidité d'échange est due essentiellement aux cations non basiques, H^+ et Al^{++} qui sont inexistantes dans ces sols calcaires. Il apparaît cependant d'après les résultats obtenus une plus forte dessaturation du complexe en sol acide.

- Lorsque le pH est >7 , le calcium échangeable est majoritaire et occupe au moins les 2/3 de la CEC. Il la sature avec le magnésium à plus de 90% à pH égal à 8,3.

- Les teneurs en calcium échangeable dépendent du pH. Au dessus de 8, le calcium est très majoritaire et sature le complexe adsorbant à plus de 80%.

L'abaissement du pH est la conséquence de l'action d'un régime pluviothermique plus ou moins agressif, d'une végétation importante et d'un substrat peu ou pas calcaire et ferrugineux.

La végétation agit sur la baisse du pH indirectement par la biomasse qu'elle abandonne au sol pour donner par transformation des composés humiques constitués d'acides organiques, et directement en absorbant plus de cations que d'anions de la solution du sol, ce qui conduit à la libération de protons et à la mise en place d'une acidolyse.

Dans ces régions où P est > ETP une partie de l'année, l'eau chargée de CO_2 , provoque une hydrolyse, une décarbonatation, une décalcification et un lessivage. Ces processus se traduisent tous par une baisse de pH et sont d'autant plus ménagés que le substrat est calcaire.

La différence de pH semble être plus liée au substrat qu'à la formation végétale. La figure (Fig. III.6) montre l'homogénéité des profils de pH dans les sols des deux sites. Enfin, la plupart des sols et notamment ceux du Chelia, à cause d'un pH neutre ou légèrement basique présenteraient des conditions d'une bonne assimilation des éléments nutritifs et notamment de l'azote, du phosphore et du potassium. Un essai de fertilisation et notamment phosphatée serait à envisager.

I.3.2. La texture :

Les deux stations ont globalement la même composition granulométrique.

L'usage du diagramme de texture (fig. III.7) permet de les classer dans les limons moyens. Cependant avec une analyse plus fine, on détecte que sur les matériaux calcaires les teneurs en argile d'un horizon à l'autre ne montrent pas de différence ou une différence très faible alors que sur matériaux siliceux des différences nettes sont mises en évidence, avec un léger gonflement dans la portion médiane du profil et une baisse plus ou moins grande dans les horizons profonds.

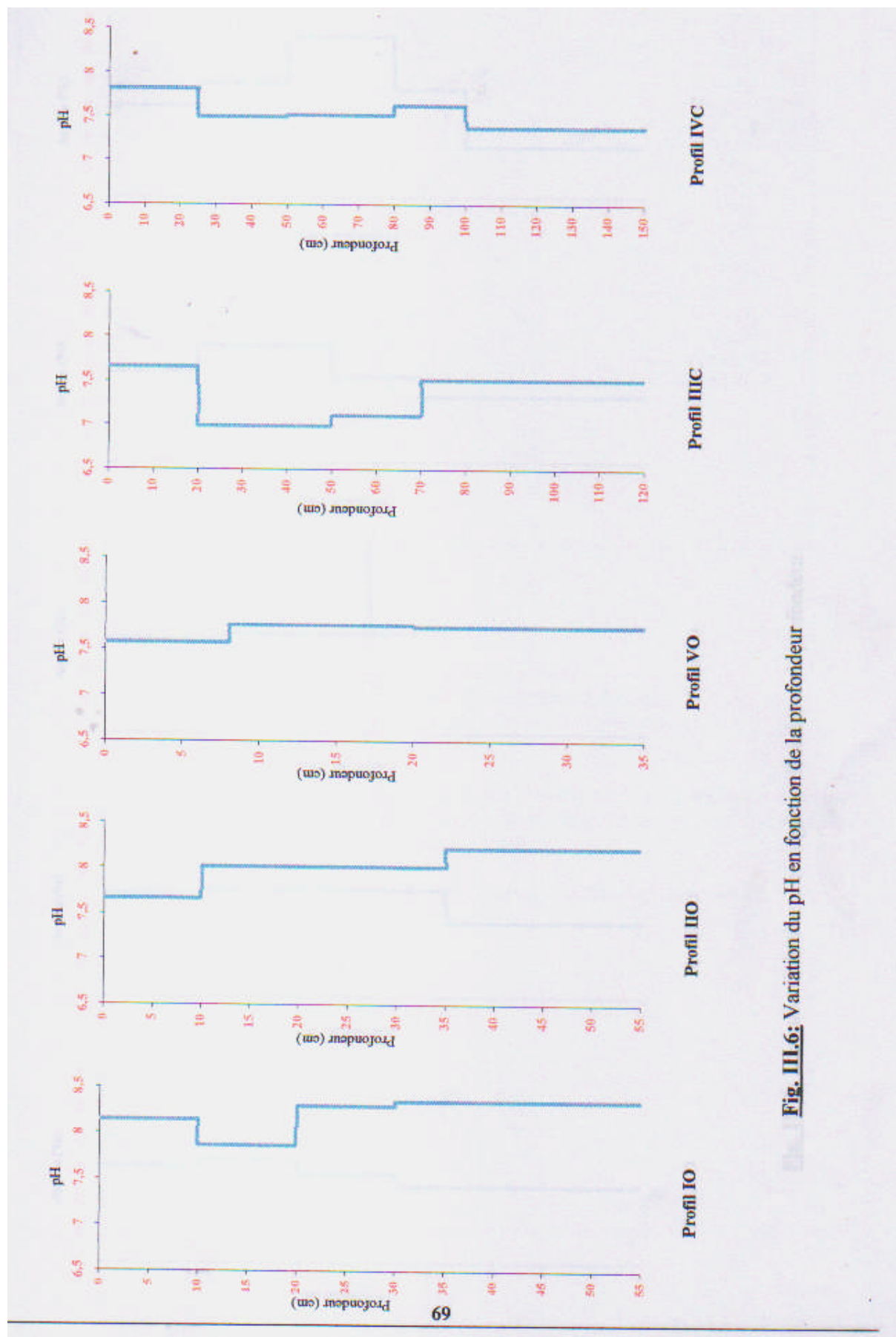


Fig. III.6: Variation du pH en fonction de la profondeur

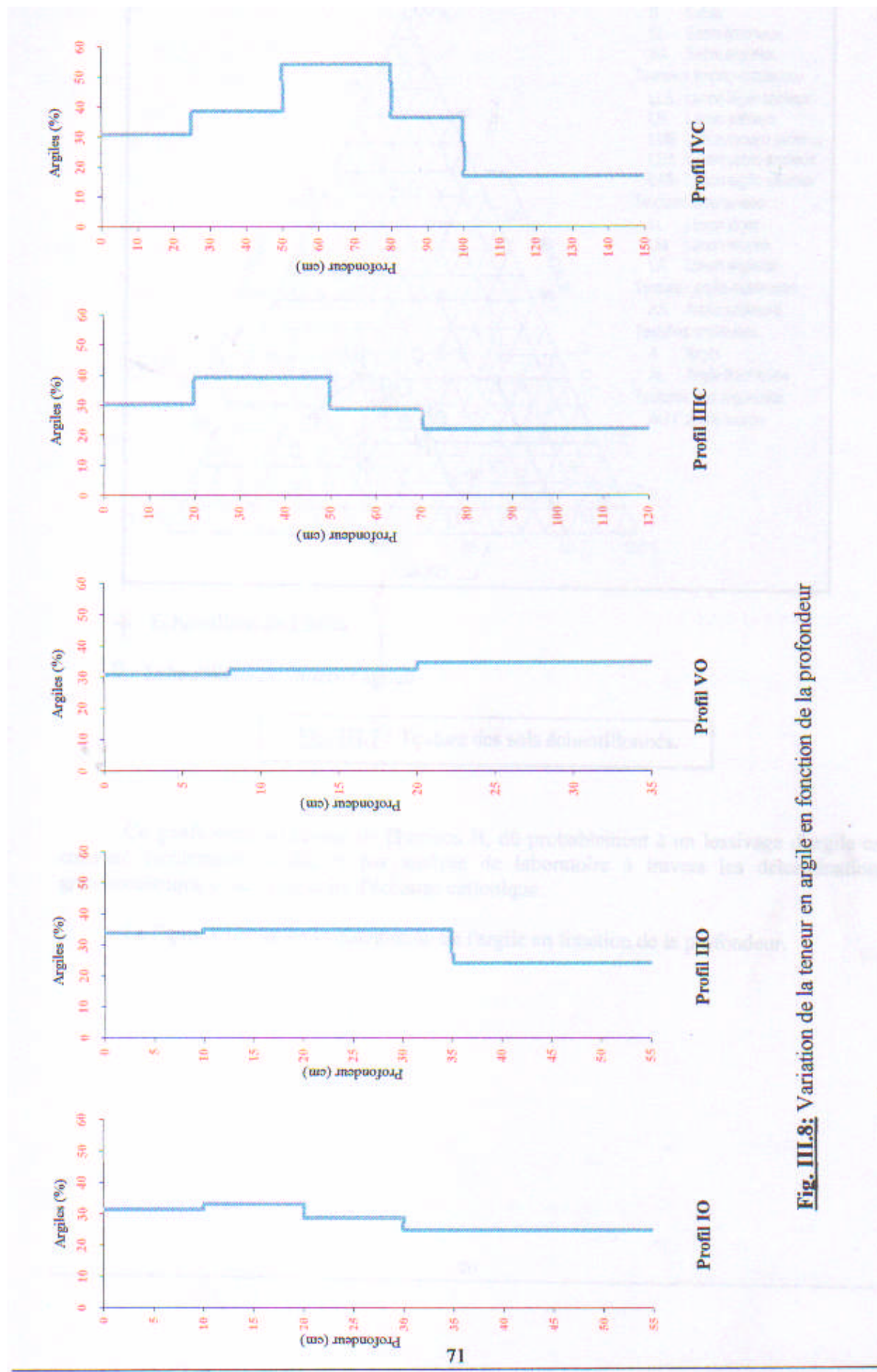
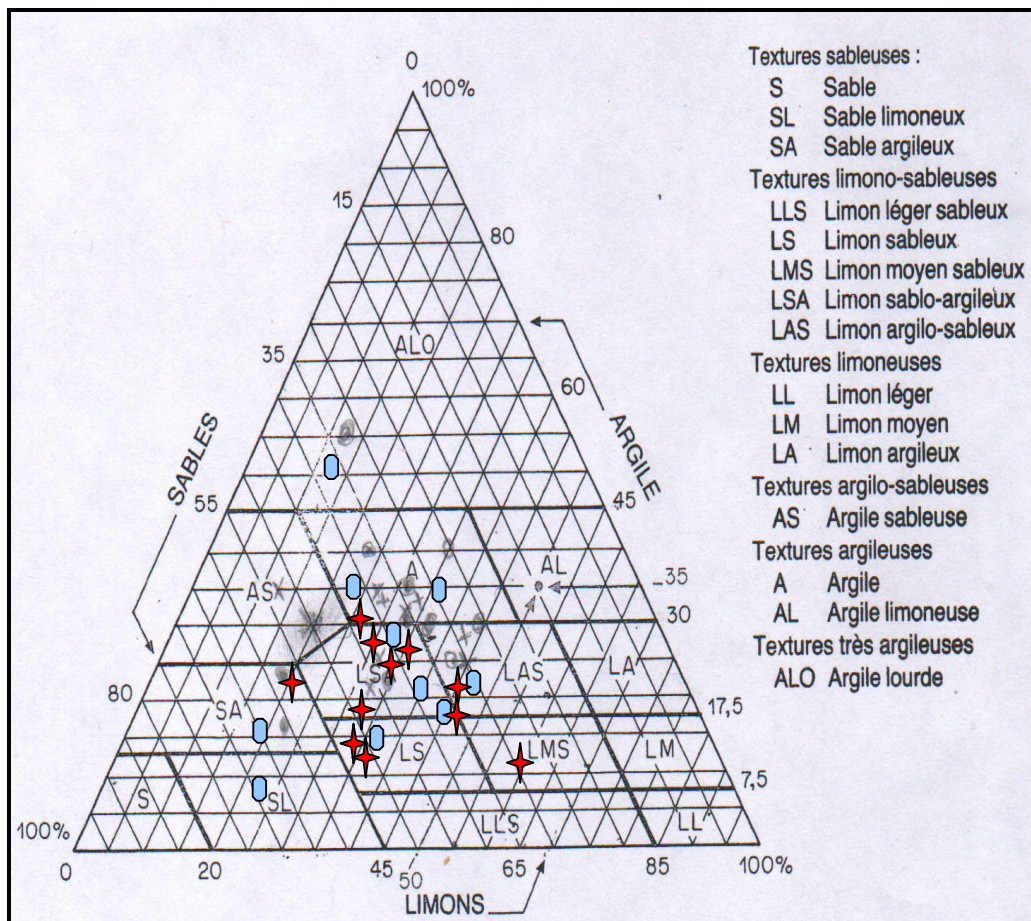


Fig. III.8: Variation de la teneur en argile en fonction de la profondeur



★ Echantillons de Chélia

○ Echantillons de Ouled-Yagoub

Fig. III.7 : Texture des sols échantillonnés.

Ce gonflement au niveau de l'horizon B, dû probablement à un lessivage d'argile est constaté tactilement in situ et par analyse de laboratoire à travers les déterminations granulométrique et de la capacité d'échange cationique.

La figure III.8 donne la distribution de l'argile en fonction de la profondeur.

On relève sur les tableaux d'analyse (tab.III.1-5-9-13-17) que les matériaux calcaires (Profils Io et IIo), se caractérisent par un taux de sable grossier beaucoup plus élevé que le sable fin, et le contraire sur matériau originel siliceux

Ce phénomène qui aura probablement des effets sur le comportement hydrique et notamment la rétention en eau, s'expliquerait par une résistance à l'altération du ciment calcaire du grès.

I.3.3. Les taux de calcaire :

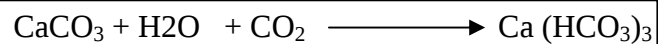
Les sols étudiés ont des teneurs variables en calcaire puisque les taux varient de 0 à 42,7%. Tout le calcaire est sous forme diffuse et il n'y a aucun indice de concentration sous forme individualisée.

La différence essentielle entre les deux sites est leurs teneurs en calcaire dans le matériau originel.

En effet, alors que les peuplements à Chélia sont développés sur du grès siliceux ferrugineux, les peuplements forestiers à Ouled Yagoub colonisent des sols évoluant sur du grès calcaire lui aussi ferrugineux.

Dans les sols développés sur grès calcaire on relève plusieurs stades de décarbonatation. En général les horizons supérieurs sont les plus décarbonatés.

La réaction de décarbonatation est la suivante :



Sous l'influence des eaux chargées en CO₂, il y a entraînement par lixiviation provenant de la dissolution progressive des calcaires. Cependant le complexe adsorbant reste proche de la saturation ou saturé.

Il est possible de mettre en évidence une corrélation significative (r=0,76) entre le taux de calcaire total et le pH_{eau} (Fig.III.9).

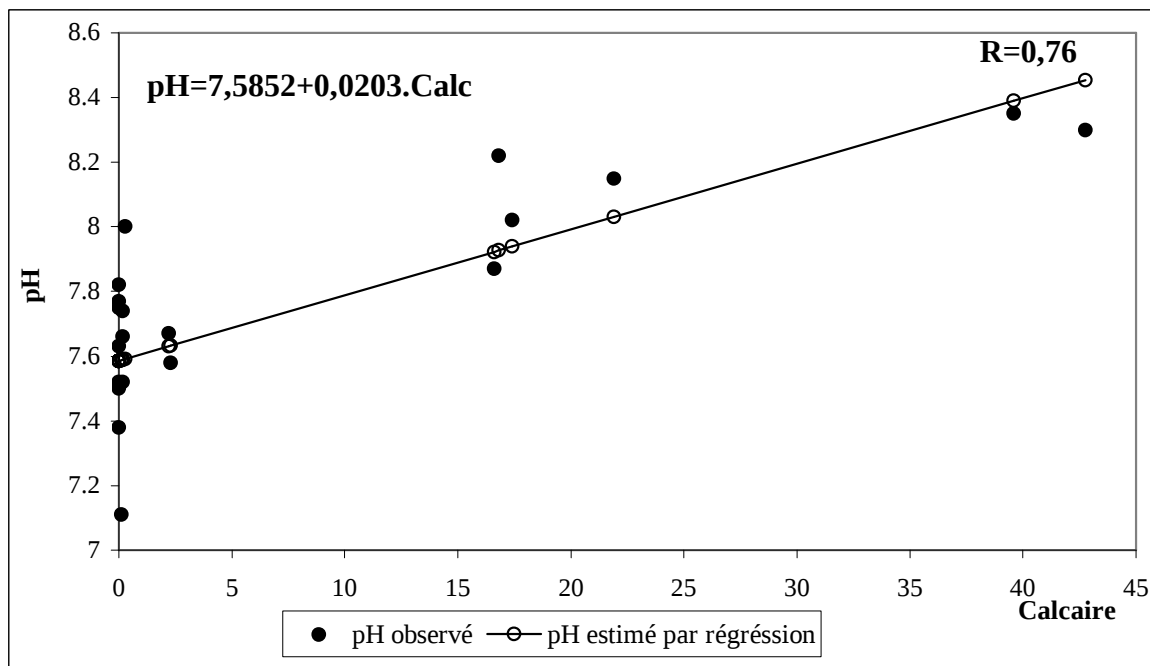


Fig. III.9 : Relation entre le pH et le taux de calcaire.

L'élimination du calcaire ou son absence se traduit par des pH plus bas, mais l'ambiance reste celle d'un milieu soit calcaire soit calcique. La décarbonatation et la lixiviation étant ménagées, dans un milieu qui est malgré tout tamponné par les carbonates.

Par ailleurs la présence de calcaire constatée dans l'horizon de surface du profil V à Ouled Yagoub, s'explique par une contamination par colluvionnement de fragments de grès calcaire.

Enfin, il apparaît que la croissance et le développement du cèdre ne semblent pas, et ceci au stade de nos investigations, influencés par le taux de calcaire total dans la formation pédologique.

I.3.4. Les teneurs en matière organique :

Le cèdre peut prélever le carbone nécessaire à l'élaboration de la matière sèche, par contre il est incapable comme la plupart des espèces végétales de fixer directement l'azote de l'atmosphère. Il ne peut absorber cet élément nutritif que sous forme minérale, essentiellement nitrique.

Par ailleurs, le carbone organique et l'azote total ont pour origine les retombées de litière et les eaux météoriques.

En forêt, le point de départ des modifications édaphiques est toujours l'accumulation de matières organiques, et qui constitue un facteur déterminant dans l'acquisition par le sol de nombreuses propriétés. En contre partie la matière organique constitue le résultat des interactions de l'espèce forestière, des propriétés physico-chimiques des sols et des conditions pluviométriques du milieu.

Sur le terrain et au niveau des deux sites on a pu constater un horizon A0 peu épais (<4cm), ce qui dénote des conditions favorables. En revanche, l'horizon A1, épais et foncé est plus riche sous formation mixte cèdre- chêne à Ouled-Yagoub qu'au Chélia où le cèdre est pratiquement seul.

C, N, C/N :

Ces deux éléments s'accumulent plus sous le peuplement mixte cèdre-chêne de Ouled Yagoub que sous peuplement de cèdre du Chélia.

En surface, dans les 20 premiers cm, les teneurs en C et N sont plus élevées.

Le C/N moyen de 22 sous peuplement mixte feuillus-résineux et 19 sous résineux caractérisant la différence d'évolution des humus sous les deux formations forestières.

Ces différences sont dues à une minéralisation différenciée de la M.O, qui contrairement à ce qui est souvent trouvé au sujet de l'inhibition de l'évolution de la matière organique sous résineux (NYS, 1987), la litière de cèdre ne constitue pas un milieu défavorable à sa transformation.

La figure suivante (Fig. III.10) donne les teneurs de C, N et C/N en fonction de la profondeur.

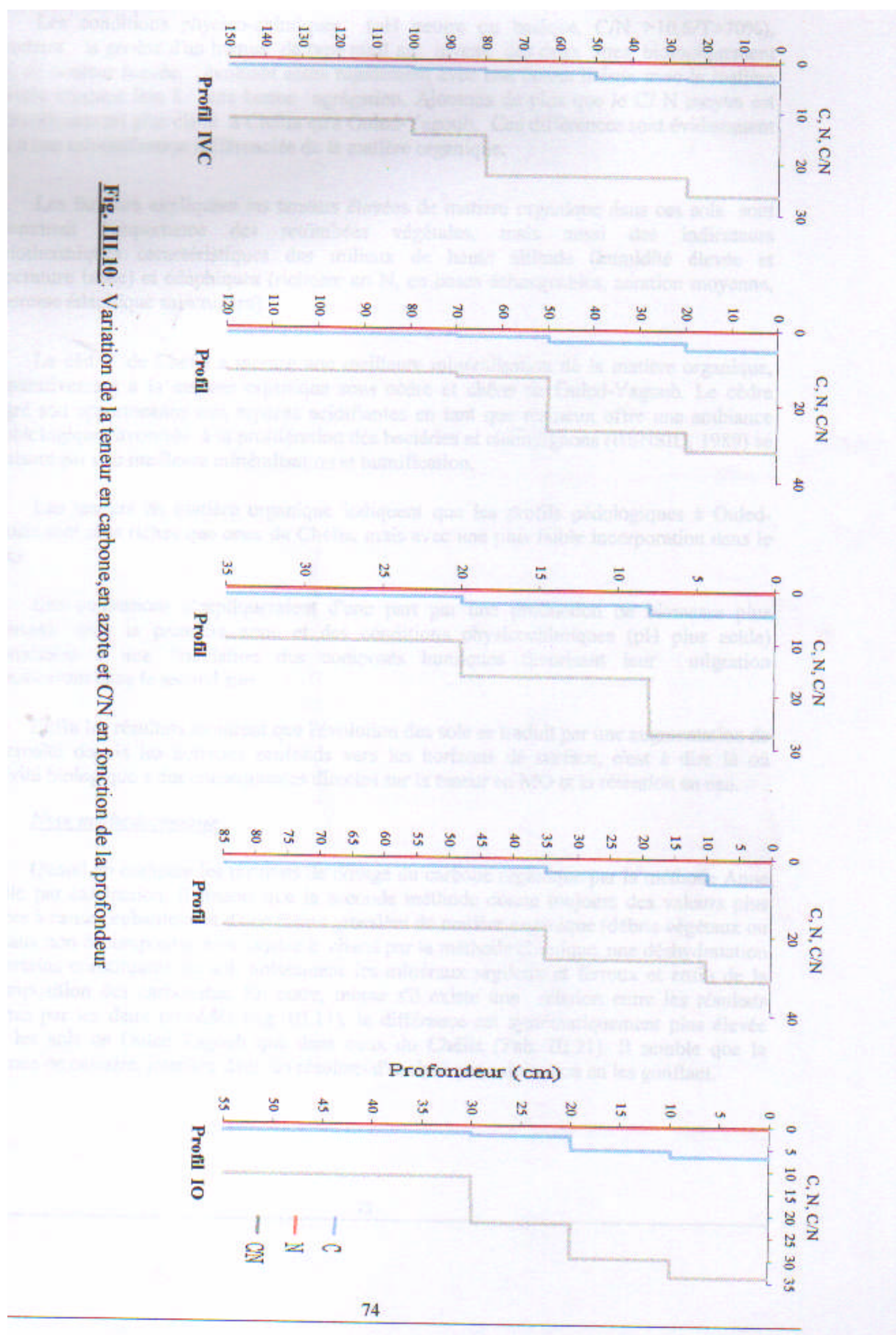


Fig. III.10 : Variation de la teneur en carbone, en azote et CN en fonction de la profondeur

Par ailleurs les teneurs en matières organiques sont systématiquement plus élevées à Ouled-Yagoub qu'à Chélia. Cela quelque soit la méthode analytique utilisée.

Les conditions physico-chimiques (pH neutre ou basique, $C/N > 10$, $S/T > 70\%$), permettent la genèse d'un humus de type mull au niveau des deux sites, biologiquement actif, de couleur foncée, évoluant assez rapidement avec une bonne liaison avec la matière minérale donnant lieu à une bonne agrégation. Ajoutons de plus que le C/N moyen est systématiquement plus élevé à Chélia qu'à Ouled-Yagoub. Ces différences sont évidemment dues à une minéralisation différenciée de la matière organique.

Les facteurs expliquant les teneurs élevées de matière organique dans ces sols sont évidemment l'importance des retombées végétales, mais aussi des indicateurs pluviotermiques caractéristiques des milieux de haute altitude (humidité élevée et température basse) et édaphiques (richesse en N, en bases échangeables, aération moyenne, sécheresse édaphique saisonnière).

Le cèdre de Chélia a montré une meilleure minéralisation de la matière organique, comparativement à la matière organique sous cèdre et chêne de Ouled-Yagoub. Le cèdre malgré son appartenance aux espèces acidifiantes en tant que résineux offre une ambiance pédobiologique favorable à la prolifération des bactéries et champignons (BENSID, 1989) se traduisant par une meilleure minéralisation et humification.

Les teneurs en matière organique indiquent que les profils pédologiques à Ouled-Yagoub sont plus riches que ceux du Chélia, mais avec une plus faible incorporation dans le solum.

Ces constations s'expliqueraient d'une part par une production de biomasse plus importante dans la première zone et des conditions physicochimiques (pH plus acide) défavorables à une floculation des composés humiques favorisant leur migration perdescensum dans le second site.

Enfin les résultats montrent que l'évolution des sols se traduit par une augmentation de la porosité depuis les horizons profonds vers les horizons de surface, c'est à dire là où l'activité biologique a des conséquences directes sur la teneur en MO et la rétention en eau.

Note méthodologique :

Quand on compare les résultats de dosage du carbone organique par la méthode Anne à celle par calcination, il ressort que la seconde méthode donne toujours des valeurs plus élevées à cause probablement d'une forme grossière de matière organique (débris végétaux ou animaux non décomposés), non oxydée à chaud par la méthode chimique, une déshydratation de certains constituants du sol, notamment les minéraux argileux et ferreux et enfin de la décomposition des carbonates. En outre, même s'il existe une relation entre les résultats obtenus par les deux procédés (fig. III.11), la différence est systématiquement plus élevée dans les sols de Ouled-Yagoub que dans ceux du Chélia (Tab. III.21). Il semble que la présence de calcaire, interfère dans les résultats d'analyse par calcination en les gonflant.

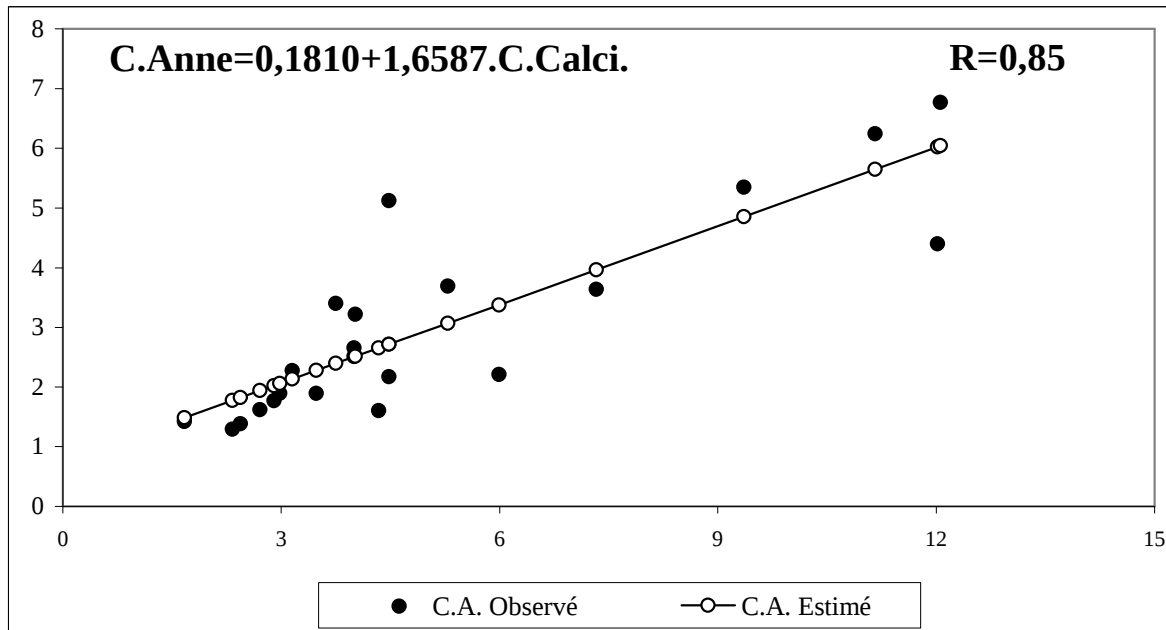


Fig. III.11 : Relation entre les teneurs en carbone organique obtenues par calcination et selon la méthode Anne.

I.3.5. Densité réelle, apparente et porosité :

La densité réelle :

C'est la densité des particules solides constitutives du sol, la densité réelle varie très peu d'un à un autre, généralement elle varie de 2,3 à 2,9g/cm³, c'est pratiquement la densité du quartz dont la valeur est voisine de 2,65g/cm³.

La densité réelle (Dr) et la densité apparente (Da) sont basses dans les horizons supérieurs par rapport aux horizons inférieurs. Par ailleurs la Da est sensiblement plus faible à Ouled-Yagoub, sous peuplement mixte par rapport à Chélia.

Dans les horizons minéraux, et pour la densité réelle, il n'y a pas de différence significative.

Dans les sols des deux sites la porosité décroît avec la profondeur du solum. Cette porosité calculée comme suit :

$$P = (D_r - D_a) / D_r$$

Permet un écoulement et ou une rétention de l'eau. Il s'agit ici de la porosité totale sans distinction de la taille des pores.

La porosité de surface est plus grande dans les sols développés sur grès calcaires de Ouled-Yagoub que sur ceux développés sur grès siliceux du Chélia.

L'évaluation de la densité apparente peut être faite en utilisant des régressions multiples avec d'autres paramètres disponibles.

Les propriétés physiques des sols illustrent des compositions très différentes.

Les résultats montrent que l'évolution des sols se traduit par une augmentation de la porosité depuis les horizons profonds vers les horizons de surface, c'est à dire là où l'activité biologique a des conséquences directes sur la teneur en MO et la rétention en eau.

La densité apparente est d'autant plus élevée que la teneur en matière organique est plus faible ($r = -0,81$) ; il en est de même de la capacité d'échange ($r = -0,50$).

I.3.6. Capacité d'échange et cations échangeables :

Selon DUCHAUFFOUR (1977), la CEC représente l'ensemble des charges négatives existantes à la périphérie des particules argileuses ou bien des particules humiques.

La capacité d'échange en cations mesure la charge électrique globale du sol (CHARLET et SCHLEGEL, 1999). Elle dépend en premier lieu de la nature des constituants et notamment de l'existence de charges électriques permanentes, indépendantes du pH. Ces charges sont liées à des substitutions de cations à l'intérieur du réseau cristallin des argiles 2/1.

Cependant tous les constituants des sols, qu'ils soient organiques ou minéraux, possèdent une charge électrique de surface. Ainsi dans des conditions de pH proches de la neutralité, une grande partie des hydroxydes de surface des constituants est dissociée. Il en résulte une charge électrique négative, d'importance variable en fonction du pH et qui représente souvent 50% de la CEC (JULIEN et TURPIN, 1999).

La CEC est très variable puisqu'elle oscille entre 15 meq (faible) et 54 meq/100g (très élevée). Cet accroissement de CEC est lié essentiellement à celui de la MO.

Le sol présente une accumulation en cations dans les 20 premiers centimètres du sol. Cette accumulation peut probablement être attribuée au mécanisme suivant : Les feuilles qui retombent contribuent à recycler les cations dans la partie supérieure du sol. Il en résulte un taux de saturation plus élevé.

La figure III.12. montre les profils de K, Na, Ca, Mg.

Quand le pH est voisin de la neutralité ou basique, les argiles, ainsi que les MO sont chargées négativement.

A Chélia, le sol sous forêt présente une accumulation en cations alcalino-terreux et alcalins dans les premiers cm du sol.

Les feuilles qui tombent contribuent à recycler les cations dans la partie supérieure du sol. Il en résulte un taux de saturation élevé dans les premiers cm du sol.

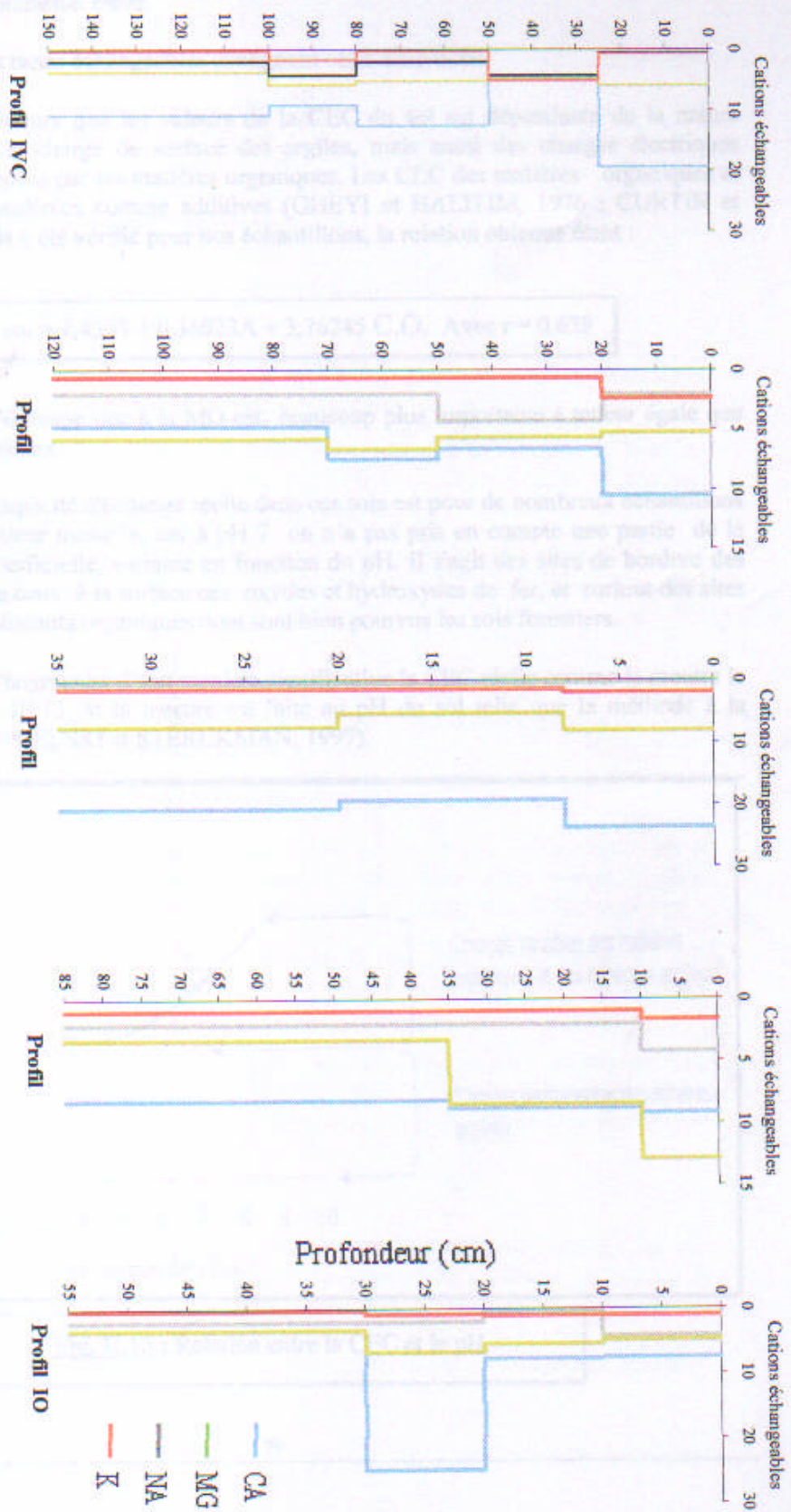


Fig. III.12 : Variation de la teneur en cations échangeables en fonction de la profondeur

A Ouled-Yagoub sur grès calcaire la situation est totalement différente. Les sols sous forêt sont encore largement saturés en cations. Les sols présentent un caractère basique à neutre et un taux de saturation élevé.

Les profils des bases échangeables soulignent cette différence.

On sait par ailleurs que les valeurs de la CEC du sol est dépendante de la nature minéralogique et de la charge de surface des argiles, mais aussi des charges électriques superficielles développées par les matières organiques. Les CEC des matières organiques et des argiles étant considérées comme additives (GHEYI et HALITIM, 1976 ; CURTIN et ROSTAD, 1997). Cela a été vérifié pour nos échantillons, la relation obtenue étant :

$$CEC_{sol} = 7,4393 + 0,36023A + 3,76245 C.O. \text{ Avec } r = 0,639$$

La capacité d'échange liée à la MO est beaucoup plus importante à teneur égale que pour les minéraux argileux.

Par ailleurs la capacité d'échange réelle dans ces sols est pour de nombreux échantillons plus élevée que la valeur mesurée, car à pH 7 on n'a pas pris en compte une partie de la charge électrique superficielle, variable en fonction du pH. Il s'agit des sites de bordure des minéraux argileux, de ceux à la surface des oxydes et hydroxydes de fer, et surtout des sites à la surface des constituants organiques dont sont bien pourvus les sols forestiers.

Il est ainsi possible d'augmenter d'une manière significative la CEC réelle comme le montre le schéma de la figure III.13, si la mesure est faite au pH du sol telle que la méthode à la cobaltihexamine (CIESIELSKI et STERCKMAN, 1997).

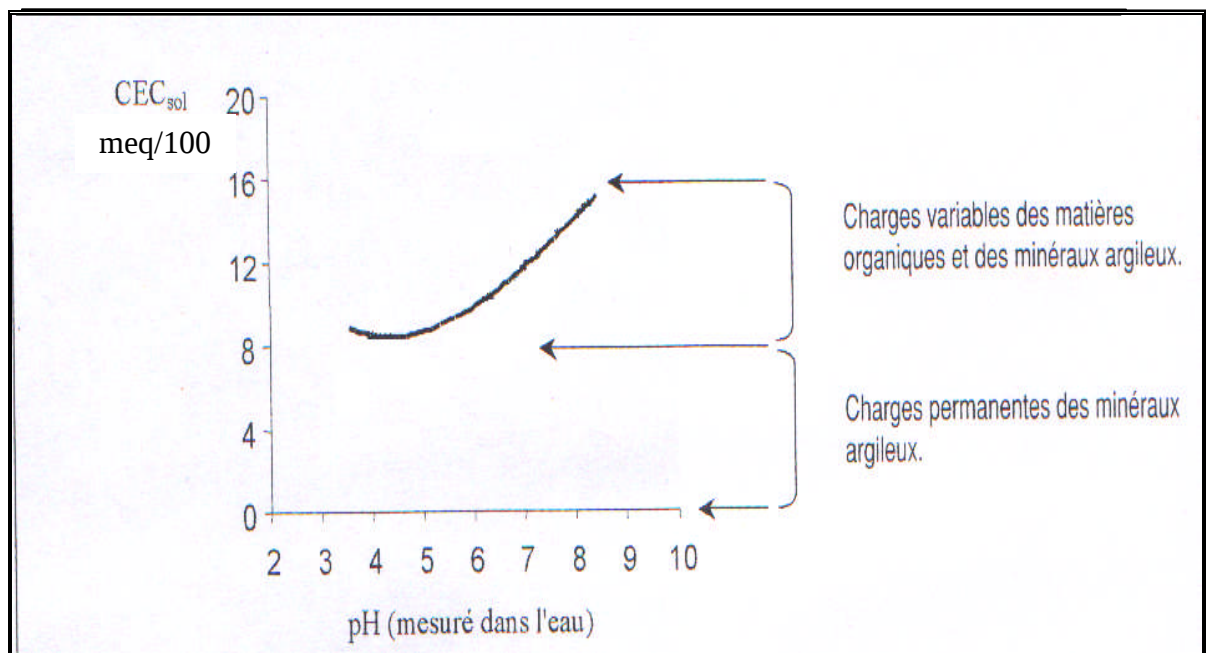


Fig. II.13 : Relation entre la CEC et le pH.

Il apparaît ainsi que la valeur de la CEC est représentative des propriétés de surface cumulées des argiles et des MO et représente un excellent critère de l'évolution des propriétés de surface des constituants.

La somme des bases échangeables (S) est la somme des cations à caractère basique tels que Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Mn^{++} .

Les sols étudiés se répartissent selon l'état de leur complexe adsorbant en deux grands groupes

- Les sols carbonatés : $7,6 < \text{pH} < 8,4$. S / CEC : 0,9 à 1
- Les sols calciques : $6,99 < \text{pH} < 7,6$ S / CEC : 0,7 à 0,9

La CEC des sols est essentiellement saturée par Ca^{++} et dans une moindre mesure par Mg^{++} . Les ions alcalins (Na^+ et K^+) représentent au maximum 10% de la CEC.

Ainsi, les sols des Aurès présentent un caractère neutre à basique et un taux de saturation en bases élevé. La nature de la roche mère riche en cations alcalins et alcalino-terreux dont le sol est le résidu expliquerait ces caractéristiques.

La moyenne générale de la CEC du sol est à un niveau général élevée, 27 à 33 meq/100g. Elle décroît avec la profondeur. La variabilité de la C.E.C s'explique par les teneurs en matière organique et en argile. En effet ces dernières sont différentes d'un profil à un autre et d'un horizon à un autre.

On note cependant que le site de Ouled-Yagoub malgré des teneurs plus faibles en argile abrite des sols à CEC plus élevées que ceux du Chélia. Cette différence est à lier à des teneurs en matière organique plus élevées à Ouled-Yagoub.

I.3.7. Caractéristiques hydriques et réserves en eau :

Le volume du sol est occupé par trois constituants : la matière solide (terre fine et cailloux), l'eau et l'air. Si schématiquement on considère un volume pratiquement constant l'eau en fonction de la période climatique occupe soit la microporosité, soit la macroporosité.

On peut délimiter la réserve en eau entre le point de flétrissement permanent (pF 4,2) et à la capacité au champs (pris au pF2,5), ceci correspond à l'humidité après cessation du drainage.

Les tableaux III.24 à III.28 montrent que l'évolution des sols se traduit par une augmentation de la porosité depuis les horizons profonds vers les horizons de surface, c'est à dire là où l'activité biologique a des conséquences directes sur la teneur en M.O et la rétention en eau.

I.3.7.a- Rétention d'eau :

Les principales caractéristiques du sol qui affectent les propriétés de rétention en eau sont la nature des constituants (taille et minéralogie des constituants minéraux, proportion et nature des constituants organiques) et leur mode d'assemblage (structure). Les principales caractéristiques de sol utilisées pour estimer les teneurs en eau sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique ou en matière organique et la Da.

Les résultats obtenus montrent que la MO explique le plus de variabilité pour pF2,5 et pF4,2 suivit par la Da et enfin l'argile (tab. III.22 , Fig. III.14).

Tableau III.22 : Matrice des corrélations entre propriétés de rétention en eau et paramètres pédologiques.

	RU	HPF2_5	HPF4_2	Argiles	CO	DA	Sables	Limons
RU	1,00							
HPF2.5	0,51	1,00						
HPF4.2	0,37	0,99	1,00					
Argiles	0,57	0,48	0,44	1,00				
CO	-0,02	0,81	0,76	0,17	1,00			
DA	0,22	0,54	0,46	-0,06	-0,79	1,00		
Sables	-0,53	-0,61	-0,56	-0,46	-0,23	-0,02	1,00	
Limons	0,05	0,16	0,16	-0,41	0,09	0,08	-0,63	1,00

La fraction sableuse est corrélée négativement à la rétention en eau à pF2,5 et 4,2.

Ainsi donc les différentes caractéristiques du sol n'ont pas toutes la même importance vis à vis de la rétention en eau en fonction du potentiel hydrique.

La teneur en eau massique (W) des horizons est notablement variable selon la valeur de potentiel.

Ces différences en eau sont en partie liées à des différences de compositions granulométriques mais celles-ci n'expliquent pas toutes les variations enregistrées.

De telles différences pourraient s'expliquer par des variations de mode d'assemblage des constituants et par des différences de structure dans les horizons de surface.

La teneur en eau à -330hPa et -15000hPa est en effet corrélée à la densité apparente, avec respectivement $R = 0,54$ et $0,46$ (valeurs significatives au seuil de 1%) à côté des constituants : argile ($R=0,48$ et $0,44$), MO ($R=0,81$ et $0,76$), le sable ($R=-0,61$ et $-0,56$) et la CEC ($R=0,64$ et $0,65$).

Rappelons qu'à un potentiel de -15000hPa, seuls les pores de rayon équivalent $<0,1\mu\text{m}$ sont occupés par l'eau et ces pores résultent de l'assemblage des particules d'argile (tab. III.23).

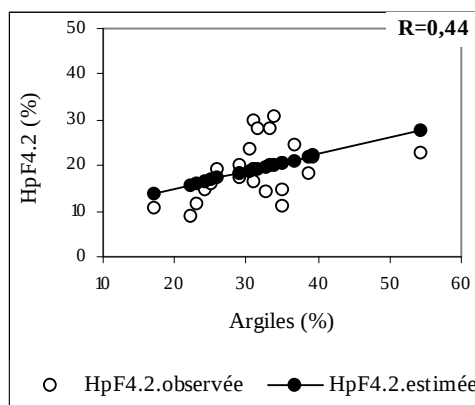
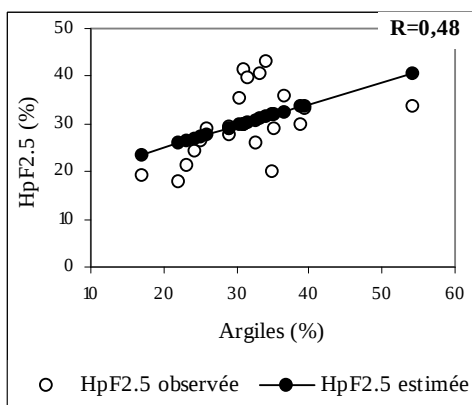
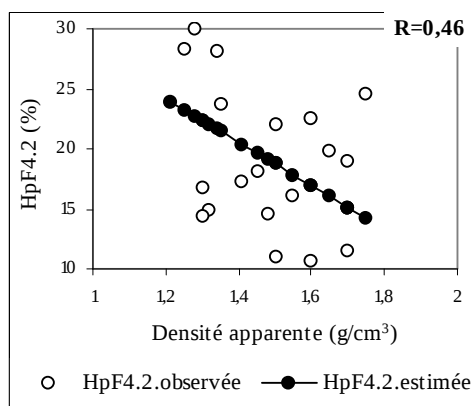
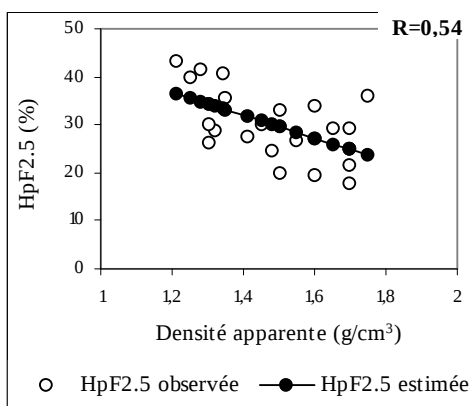
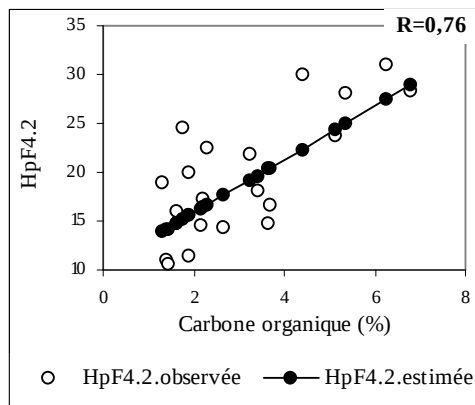
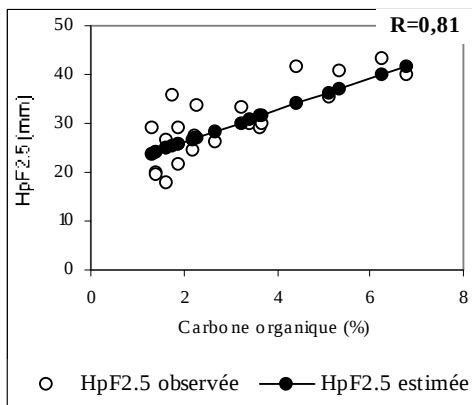


Fig III. 14 : Teneurs en eau à différents potentiels hydrique en relation avec des parametres pédologiques.

Tableau III.23 : Correspondance entre diverses caractéristiques hydriques et physico-chimiques tailles et fonctions des pores des sols (BOURRIE et PEDRO, 1979 ; TESSIER, 2005).

Hauteur de la colonne d'eau (cm)	Humidité relative (%)	Activité de l'eau	Tension de l'eau		pF	Diamètre des pores (µm)	Fonctions des pores	Limites biologiques
			MPa	Bar				
			-0.001	-0,01	1	300	Porosité, drainage et aération	Bactéries, champignons, racines, verres de terre
10 ²	99,99	0,9999	-0.01	-0,1	2	30	Rétention de l'eau utile pour les plantes	
10 ³	99,93	0,9993	-0.1	-1	3	3		
10 ⁴	99,29	0,9929	-1	-10	4	0,3		
16.10 ³	98,88	0,9988			4,2			
10 ⁵	93,12	0,9312	-10	-100	5	0,03	Surfaces hygroscopiques et micropores	Milieu abiotique (sans êtres vivants)
10 ⁶	49,03	0,4903	-100	-1000	6	0,003		
	32,32	0,3232			6,2			
	16,69	0,1669			6,4			
10 ⁷	0,68	0,0008	-1000	-100000	7			

La capacité de rétention en eau d'un sol (en%) et son humidité à pF4,2 dépendent de sa teneur en éléments fins et en humus. Plus le % d'éléments fins et de matière organique augmente, plus sa capacité de rétention augmente, de même que son humidité au point de flétrissement. Cela se traduit par des différences de RU faibles (Tab. III.24 à III.28).

L'augmentation du taux d'humus d'un sol augmente sa capacité de rétention en eau à tous les potentiels expérimentés. L'organisation (macro à pF 2,5 et micro à pF 4,2), la C.E.C (à pF 4,2) et les cations échangeables (à pF6) sont les facteurs de cette rétention d'eau.

Tableau III.24 : Données physiques et hydriques des sols (Profil Io)

Ech.	Prof. cm	Dr g/cm	Da g/cm3	MO %	P %	A%	H pF 2,5 %	H.pF 4,2 %	HpF6 %	RU%	RU mm (1)
1o	0-10	2,49	1,25	7,43	49,8	31,5	39,8	28,32	6,2	11,48	14,35
6o	10-20	2,45	1,34	5,82	45,31	33,3	40,8	28,12	4,10	12,68	17,00
15o	20-30	2,61	1,41	2,40	45,97	29,0	27,68	17,34	1,09	10,34	14,58
11o	30-55	2,65	1,55	1,74	41,51	25,1	26,56	16,14	1,00	10,42	40,37
Total											87,31

(1) 1mm d'eau = 1l / m2 = 10m3 / ha.

Tableau III.25 : Données physiques et hydriques des sols (Profil Ilo)

Ech.	Prof. cm	Dr G/cm	Da g/cm3	MO%	P%	A %	H pF2,5 %	H.pF4,2 %	HpF6 %	RU%	RU mm
4o	0-10	2,50	1,21	6,78	51,6	33,9	43,22	30,96	5,9	12,26	14,83
12o	10-35	2,65	1,32	3,96	50,18	35,1	29,0	14,89	1,6	14,11	27,94
2o	35-85	2,63	1,48	2,36	43,73	24,2	24,48	14,6	1,33	9,88	41,50

Total 84,27mm

Tableau III.26 : Données physiques et hydriques des sols (Profil Vo)

Ech.	Prof. cm	Dr G/cm	Da g/cm ³	MO%	P%	A%	H pF2,5 %	H.pF4,2 %	HpF6 %	RU%	RU mm
21o	0-8	2,4	1,28	4,80	46,7	30,9	41,49	30,08	5,16	11,41	11,68
24o	8-20	2,63	1,30	2,88	50,6	32,6	26,16	14,43	2,57	11,73	18,3
26o	20-35	2,65	1,5	1,38	43,4	34,9	20,01	11,0	1,98	9,01	20,27

Total : 50,25mm

Tableau III.27 : Données physiques et hydriques des sols (Profil IIc)

Ech.	Prof. cm	Dr G/cm	Da g/cm	% MO	P%	%A	H pF2,5 %	H.pF4,2 %	HpF6 %	RU%	RU mm
8c	0-20	2,52	1,35	5,56	46,43	30,5	35,51	23,74	3,31	11,77	31,78
10c	20-50	2,61	1,50	3,5	42,53	39,4	33,16	21,96	2,38	11,2	50,4
11c	50-70	2,60	1,65	2,05	36,54	28,9	29,36	19,9	3,78	9,46	46,83
2c	70-120	2,65	1,7	1,76	35,85	22,1	17,91	9,12	2,61	8,79	74,7
4c	>120	2,65	1,7	1,40	35,85	25,9	29,18	19,0	2,25	10,18	203,8(t)

RU à 1m : 173,84 mm

Tableau III.28 : Données physiques et hydriques des sols (Profil VIc)

Ech.	Prof.	Dr	Da	MO%	P%	A%	H pF2,5 %	H.PF4,2 %	HpF6 %	RU%	RU mm
7c	0-25	2,56	1,3	4,0	49,22	31,0	29,91	16,7	2,16	13,21	42,92
3c	25-50	2,63	1,45	3,70	44,87	38,7	30,06	18,1	1,67	11,96	43,35
6c	50-80	2,64	1,6	2,50	39,40	54,2	33,85	22,57	3,65	11,28	54,14
5c	80-100	2,65	1,75	1,92	34,00	36,6	35,82	24,6	2,03	11,22	39,27
9c	100-150	2,63	1,6	1,53	39,16	17,0	19,39	10,63	1,19	8,76	43,94
1c	>150	2,66	1,7	1,05	36,09	23,0	21,52	11,49	4,25	10,03	85,25

RU à 1m : 179,68mm

On relève une bonne corrélation entre la porosité du sol et la réserve utile. La porosité conditionne la ressource en eau, principal facteur limitant de la production de biomasse et la pérennité des peuplements forestiers.

I.3.7.b- Teneurs en eau et potentiel :

La teneur en eau massique des échantillons est notablement variable selon la valeur de potentiel : de 179,1 à 432,2g.Kg⁻¹ à pF 2,5 et de 92,0 à 309,6g.Kg⁻¹ à pF 4,2 (tab. III.24-28).

Ces différences de teneur en eau sont en partie liées à des différences de taux de matières organiques et dans une moindre mesure à sa composition granulométrique, mais celles-ci n'expliquent pas toutes les variations enregistrées. Ainsi les horizons qui possèdent des compositions granulométriques très proches retiennent des quantités d'eau très différentes à pF2,5. La réserve utile en eau (RU) oscille entre 8,7 et 14% ; ce qui est faible, dû probablement à une rétention élevée à bas potentiel (pF4,2).

De telles différences pourraient s'expliquer par des différences de structure dans les horizons de surface et par des variations de mode d'assemblage des constituants.

La teneur en eau à pF 2,5 est en effet corrélée à la densité apparente du sol avec un $R = -0,54$.

En revanche, aux faibles valeurs de potentiel, la teneur en eau est moins liée à la densité apparente ($r = -0,46$).

A pF 4,2 (-15.000hPa), lorsque les smectites sont dominantes dans les sols, la corrélation entre CEC et humidité à ce potentiel devrait être améliorée ($R^2=0,65$). On sait en effet que la CEC des argiles minéralogiques varie avec le type d'argiles : elle est forte pour les smectites (telles que la montmorillonite et la beidellite) et faible pour les illites et la kaolinite.

A pF 6, l'eau sous forme hygroscopique, déterminée par séchage à l'air, est liée aux cations à la surface des fractions fines (les colloïdes). C'est de l'eau non utilisable par les plantes y compris les arbres.

Les résultats montrent que les teneurs en humidité hygroscopique, oscillent entre 1 et 6% (tab. III.29). Ils sont du même ordre de grandeur dans les sols des deux sites. Néanmoins, si au niveau des sols du Chélia on ne relève pas une tendance quelconque, en revanche à Ouled Yagoub, l'eau hygroscopique, diminue avec la profondeur, c'est à dire probablement avec les cations qui saturent les colloïdes et notamment le calcium, dont le rayon hydraté est le plus élevé. Cette eau est par conséquent en rapport avec la CEC et le taux de saturation du complexe adsorbant.

Ces résultats corroborent, des travaux antérieurs. En effet Il a été montré que la rétention de l'eau dans les argiles est étroitement liée à la capacité d'échange (TESSIER et al, 1999). BRUAND et ZIMMER (1992) ont aussi constaté que la CEC est un bon estimateur des propriétés de rétention de l'eau dans les horizons profonds de sols argileux.

Tableau III.29: Statistiques générales des caractéristiques hydriques des horizons échantillonnés. Comparaison des deux sites.

Descripteur	HpF2.5 C %	HpF2.5 O %	HpF4,2 C %	HpF4,2 O %	HpF6 C %	HpF6 O %	RU. C %	RU. O %	Da C %	Da O %
Observations	11	10	11	10	11	10	11	10	11	10
Min.	17,91	20,01	9,2	11,0	1,19	1,0	8,76	9,01	1,3	1,21
Max	35,82	43,22	24,6	30,96	4,25	6,2	13,21	14,11	1,7	1,55
Moy.	28,72	31,92	17,98	20,67	2,66	3,09	10,71	11,33	1,57	1,36
Ecart type	6,05	8,04	5,18	7,37	0,92	1,95	1,32	1,41	0,15	0,11
Médiane	29,91	28,34	19,00	16,74	2,38	2,28	11,20	11,45	1,60	1,33
CV%	21,07	25,18	28,79	35,78	34,40	63,03	12,44	12,45	9,23	8,00

I.3.7.c- La charge grossière et son influence sur la réserve en eau des sols :

Les sols forestiers renferment très souvent une quantité importante d'éléments grossiers (fraction > 2mm). Ces derniers influencent de nombreuses propriétés du sol, et notamment leur régime hydrique (capacité de stockage d'eau, l'infiltration, le ruissellement et la perméabilité). Or généralement, les analyses du sol omettent cette fraction ce qui se traduit par une surestimation de la RU.

Quand les éléments grossiers (EG) sont considérés comme stériques, ils interviennent uniquement par le volume qu'ils occupent. La réserve utile en mm en eau du sol déterminée sur la terre fine est de ce fait corrigée selon la relation suivante :

$$RU_g = RU - (100 - \%EG_v)$$

$$\%EG_v = \%EG / Dr$$

Où :

RUg : Réserve utile corrigée en mm
 RU : Réserve utile en mm déterminée sur la terre fine
 %EGv : % volumique d'éléments grossiers
 %EG : % pondéral d'éléments grossiers
 Dr : Densité réelle (g/cm³).

Les évaluations des réserves, en mm, par horizon sont regroupées dans les tableaux 30-34.

Il ressort de ces résultats que la prise en compte de la charge grossière en tant que phase inerte se traduit par une réserve utile plus faible, mais proche de la réalité. Dans les sols étudiés, cette diminution de la RU est parfois très importante puisqu'elle varie selon les horizons de 0 à 41%.

Tableau III.30. Profil IO : La réserve utile en eau corrigée selon sa charge en éléments grossiers (RUg).

Echant.	Prof. Cm	Dr g./cm ³	Da g./cm ³	EG %	RU mm	RUg mm
1o	0-10	2,49	1,25	9,75	14,35	13,82
6o	10-20	2,45	1,34	20,7	17,00	15,67
15o	20-30	2,61	1,41	18,65	14,58	13,55
11o	30-55	2,65	1,55	29,29	40,37	25,91
Total					87,31	68,95 (t)

Tableau III.31. Profil IIO : La réserve utile en eau corrigée selon sa charge en éléments grossiers (RUg).

Echant.	Prof.cm	Dr g./cm ³	Da g./cm ³	EG %	RU mm	RU g mm
4o	0-10	2,50	1,21	19,34	14,83	13,75
12o	10-35	2,65	1,32	34,19	27,94	24,33
2o	35-85	2,63	1,48	65,57	41,50	31,23
Total					84,27	69,31 (t)

Tableau III.32. Profil VO : La réserve utile en eau corrigée selon sa charge en éléments grossiers (RUg).

Echa	Prof.	Dr	Da	EG %	RU mm	RUg mm
21o	0-8	2,40	1,28	5,48	11,68	11,43
24o	8-20	2,63	1,30	19,1	18,3	16,98
26o	20-35	2,65	1,5	61,35	20,27	15,58
Total					50,25	43,99

Tableau III.33. Profil IIIC : La réserve utile en eau corrigée selon sa charge en éléments grossiers (RUg).

Echa	Prof.	Dr	Da	%EG	RU mm	RUg mm
8c	0-20	2,52	1,35	1,16	31,78	31,64
10c	20-50	2,61	1,50	21,0	50,4	46,41
11c	50-70	2,60	1,65	6,41	46,83	45,70
2c	70-120	2,65	1,7	85,05	74,7 (44,82)	50,72 (30,43)
4c	>120	2,65	1,7	0,0	203,84	174,47 (t)

154,18 mm pour 1m RUg ; 173,83 mm pour 1m RU

Tableau III.34. Profil IVC : La réserve utile en eau corrigée selon sa charge en éléments grossiers(RUg).

Echa	Prof.	Dr	Da	%EG	RU mm	RUg mm
7c	0-25	2,56	1,3	8,16	42,92	41,60
3c	25-50	2,63	1,45	30,66	43,35	30,05
6c	50-80	2,64	1,6	0,0	54,14	54,14
5c	80-100	2,65	1,75	0,0	39,27	39,27
9c	100-150	2,63	1,6	0,0	43,94	43,94
1c	>150	2,66	1,7	0,0	179,68	165,06(t)

RU à 1m : 179,68mm ; RUg à 1m : 165,06mm

Si on considère une profondeur maximale d'1m, épaisseur de concentration du système racinaire des essences forestières, les calculs révèlent que la réserve utile non corrigée des profils varie de 50mm pour des solums peu épais, 84mm pour des solum moyennement épais (50- 85cm) à 179,68mm sur un mètre d'épaisseur pour des sols bien développés.

Ces valeurs qui doivent être considérées à la baisse pour tenir compte de la charge grossière, caractérisent des réserves utiles faibles à élevées et montrent que les sols forestiers sont de capacité hydrique très variable, en fonction de leur position topographique, de l'âge du sol, de la roche mère et de l'importance du couvert végétal.

Cela se traduit par des profondeurs, des constitutions et des assemblages différents. La charge caillouteuse entraîne une baisse de la RU des sols plus élevée à Ouled Yagoub (entre 12,5 à 21%) qu'au Chélia (entre 8 à 11%).

II. BILAN HYDRIQUE :

II.1. Calcul du bilan hydrique :

Le bilan hydrique d'une région forestière à une période donnée (décadaire, mensuelle ou annuelle) est la comparaison entre les apports sous forme de précipitations (solides ou liquides) et les pertes par évapotranspiration, infiltration, ruissellement en considérant la réserve utile en eau du sol, aussi bien dans sa constitution que dans son utilisation. On peut l'écrire comme suit :

$$P = ETP + R + I + \Delta RU \quad \text{en mm}$$

Où :

- P : précipitations
- ETP : Evapotranspiration potentielle en considérant une alimentation en eau optimale.
- R : ruissellement, estimé à l'échelle d'un bassin versant ou à l'échelle de parcelles expérimentales 'type parcelles de Wischmeier.
- I : infiltration, peut être déterminer par différence entre P et ETP en considérant le réservoir sol et en négligeant le ruissellement.
- ΔRU : variation de la réserve en eau du sol

Pour approcher le bilan hydrique, plusieurs formules ont été établies.

Considérons d'abord un premier indice qui serait :

$$P - ETP$$

P : Pluviométrie annuelle ou mensuelle en mm

ETP : Evaporation potentielle annuelle ou mensuelle en mm

Si on applique cette formule au niveau d'une année moyenne, on constate un bilan négatif à 1600m d'altitude, pratiquement équilibré à 1700m et positif à 1800 m (tab. III.35).

Si on applique cette formule au pas de temps mensuel, on constate un bilan négatif pour 05 mois dans l'année (de mai à septembre) (tab. III.35).

Les calculs ont été effectués à titre comparatif pour une année sèche (1994) (tab. III.36).

Tableau III.35 : Les précipitations, températures et ETP mensuelles moyennes à différentes altitudes.

Alt. m	Fact	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	T
1600	P	53,1	53,9	54,7	60,6	49,2	49,5	35,1	24,4	27,4	54,2	58,3	45,2	567,6
	T°	1,62	1,96	5,00	8,67	14,23	18,14	21,12	22,43	18,04	11,71	6,273	6,175	
	ETP	3,43	4,49	17,6	37,5	77,3	105,1	129,7	131,9	88,8	48,5	19,65	19,03	683
1800	P	60,7	61,5	62,5	69,2	56,1	56,5	40,1	27,9	31,2	61,8	66,5	51,6	647,6
	T°	0,47	1,26	3,85	7,52	13,08	16,99	18,97	21,28	16,89	10,56	5,123	1,713	
	ETP	1,24	3,66	15,4	33,5	75,04	101,2	116,9	125,8	85,59	47,16	18,04	5,05	628,6
2000	T°	-0,68	-0,34	2,7	6,37	11,93	15,84	17,82	20,13	15,74	9,41	3,97	0,79	
	P	69,1	70,2	77,7	63,1	63,4	45	31,3	35,1	69,4	74,7	58	70,4	727,6
	ETP	0	0	11,94	32,06	70,31	95,58	110,48	118,92	80,86	43,57	15,27	2,63	581,63

Tableau III.36 : Les précipitations, les températures et l'ETP mensuelles en année sèche (1994) à différentes altitudes.

Alt. m	Fact	Jan.	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	T
1600	T°	3,18	2,79	8,28	12,02	18,09	18,74	21,75	24,29	16,75	9,63	6,275	4,775	
	P	18,3	7,7	7,3	16,92	29,3	24,4	00	32,2	55,6	60,3	43,2	13,3	567,6
	ET	6,89	5,69	30,3	52,8	102,1	106,7	133,5	145,8	78,63	34,75	17,42	8,61	723,4
1800	T°	2,1	1,69	7,18	10,92	17	17,64	20,65	23,19	15,65	8,53	5,175	3,675	
	P	20,9	8,8	8,36	24,2	33,4	35,09	00	36,76	63,5	68,8	49,3	15,2	647,6
	ET	4,94	3,74	28,16	50,18	97,39	101,7	126,8	138,0	75,01	32,67	15,22	8,38	682,2

Pour des périodes courtes (mensuelles voire décadaires), il faut évidemment tenir compte des précipitations et de l'évapotranspiration, mais aussi de la capacité de stockage du sol en eau, c'est à dire de la réserve en eau du sol.

Le bilan hydrique consiste à évaluer la répartition des précipitations reçues sur leur surface, entre paramètres suivants :

- ETP (E)
- Ecoulement de surface (D)
- Quantité d'eau stockée (R) ou RU.

$$P = E + D + R$$

L'écoulement (D) et la quantité d'eau stockée dans le sol (R) sont considérés dans le but de déterminer l'excédent ou le déficit hydrique.

Mais l'écoulement qui représente la fraction de l'eau pluviale ruisselant sur le bassin versant, ne peut être mesuré, du fait de l'absence d'une station de jaugeage à l'exutoire du bassin.

Les principes de calcul du bilan hydrique sont :

- Toutes les précipitations non évapotranspirées pénètrent dans le sol. Le ruissellement est par conséquent négligé (pertes par écoulement et apports latéraux), car n'ayant pas été déterminé.

- On admet que l'eau d'infiltration ne pénètre pas au-delà d'une couche ou horizon du sol donné tant que la capacité au champ n'est pas atteinte par cette couche.

- Les valeurs de la réserve utile du sol en eau sont adoptées à l'avance.

- Le calcul commence en principe par le mois où le bilan hydrique potentiel ($P - ETP > RU$) ou à la limite au seuil de 40% de la RU ou à défaut par le mois où le bilan hydrique est > 0 en considérant que la RU est à son maximum

Pour le calcul du bilan hydrique de la région nous nous sommes limités aux données de la station de BOUHMAMA en extrapolant les T° moyennes mensuelles en fonction de l'altitude, en considérant le versant Nord.

Nos calculs de l'ETP ont été faits selon la formule de THORNTWAITE pour les raisons évoquées précédemment. Les résultats de l'ETP ont été rapportés dans le chapitre étude du milieu.

Pour comparer les sécheresses édaphiques, nous calculons l'évolution mensuelle pour 03 sols présentant des RU contrastées (RU faible : 50mm, RU moyenne : 100mm, RU forte : 150mm). Ces valeurs représentent les fourchettes moyennes des RU déterminées réellement sur les sols étudiés, et prennent en considération le développement du système racinaire du cèdre. L'enracinement de ce dernier est dense dans les horizons de surface (entre 50 à 60% des racines sont dans les 30 premiers cm et 80% environ sont dans les 60 cm). Pratiquement le système racinaire ne dépasse pas la limite du mètre.

Le procédé de calcul du bilan hydrique consiste en les étapes suivantes :

- La totalité des précipitations s'ajoute à la RU du sol pour constituer la réserve d'eau disponible ($Hd = RU + P$).

- Si au cours du mois considéré, la différence entre la réserve d'eau disponible et l'ETP est $> RU$ ($Hd - ETP > RU$), le surplus alimente alors la percolation et l'écoulement. Le bilan étant considéré comme étant excédentaire. Dans le cas contraire ($Hd - ETP < RU$) le bilan est déficitaire d'abord par rapport à la RU, ensuite si le déficit s'accroît, ce sera par rapport à 40% de la RU.

Nous avons commencé le bilan par le mois de janvier en considérant que les précipitations sont suffisantes pour remplir la RU. Les résultats des calculs sont portés aux tableaux N° 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5 et 3.6 (annexe 3) et représentés sur les graphiques de bilan hydriques (Fig. III.15-16).

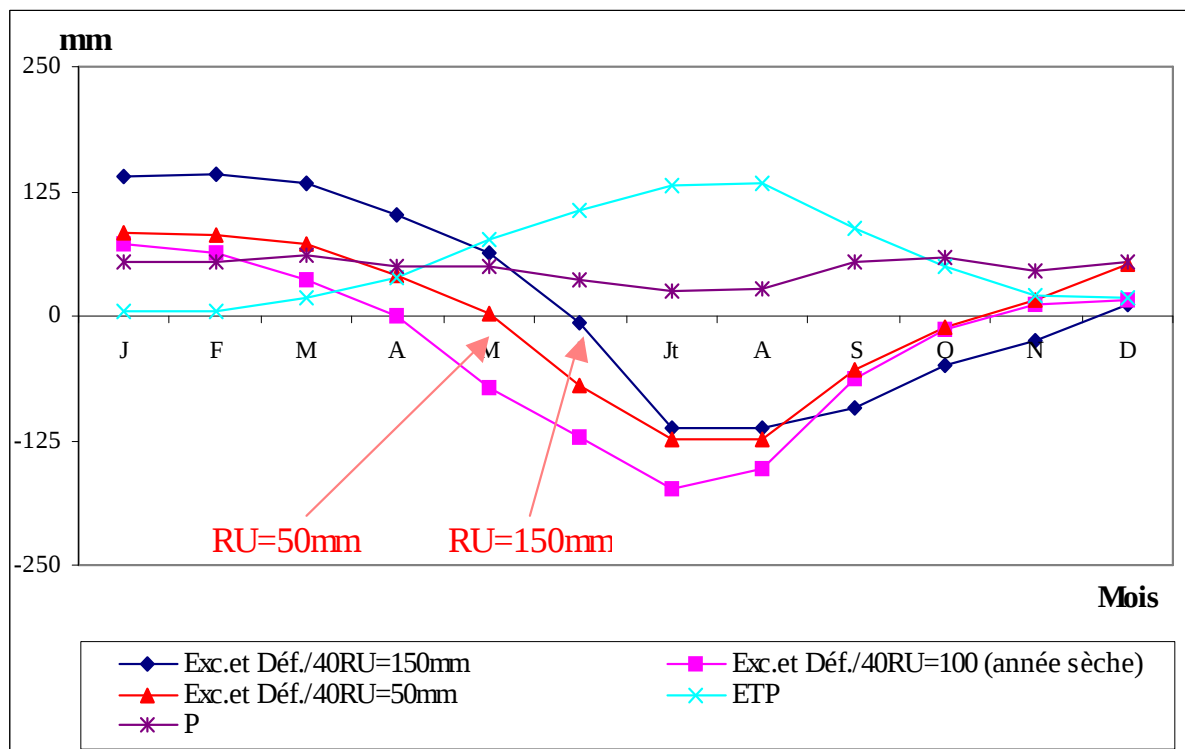


FIG. III.15 : Bilan hydrique en fonction de la réserve du sol (RU %) à 1600 m et les

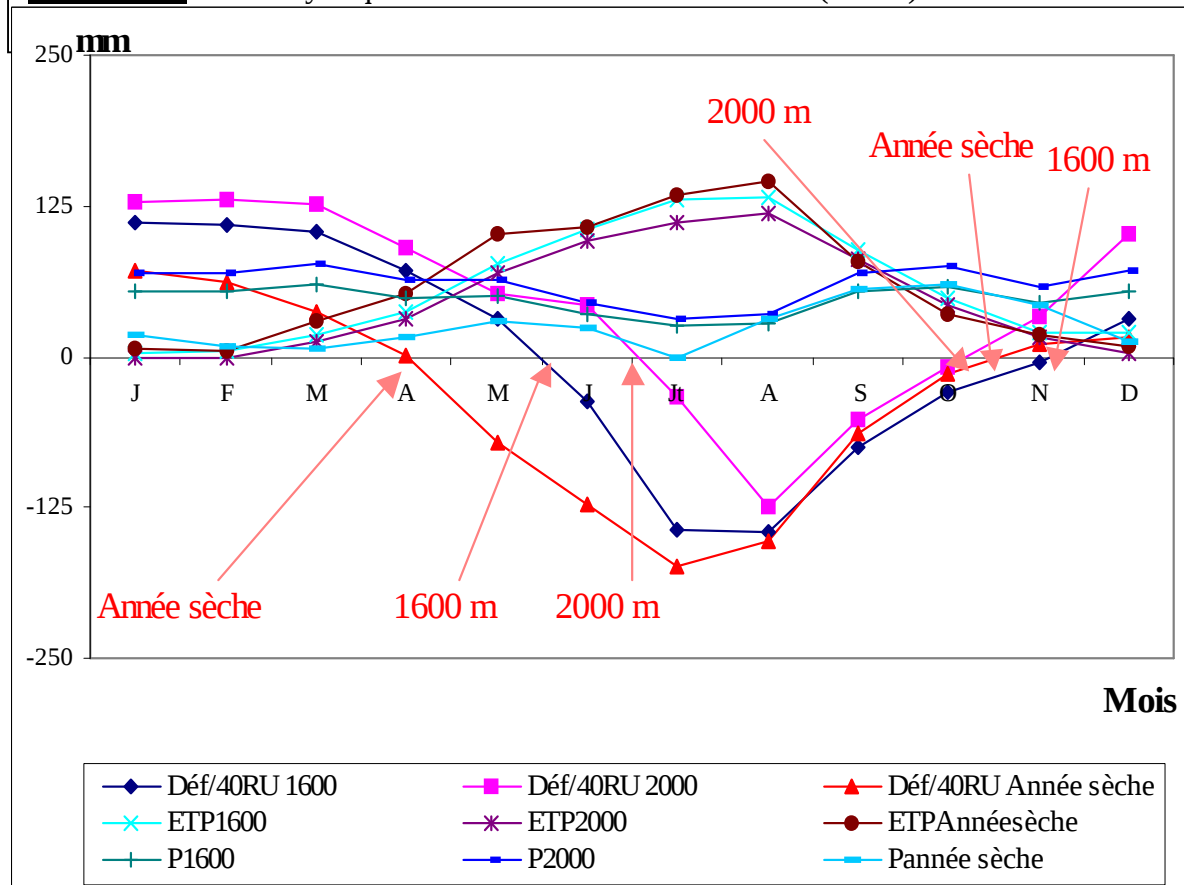


Fig. III.16 : Bilan hydrique en fonction de l'altitude et les conditions météorologiques.

II.2. Interprétation :

Les calculs du bilan hydrique permettent de mettre en évidence les indicateurs de quantification du déficit hydrique suivants :

- Date à laquelle la réserve est $< 40\%$
- Durée pendant laquelle la réserve est $< 40\%$
- Intensité du déficit définie comme la valeur cumulée des écarts au seuil de 40% .

II.2.1. Précocité du déficit hydrique :

La précocité d'apparition du déficit est un critère simple de comparaison entre les stations caractérisées par l'altitude, le réservoir sol, et entre les années selon les caractéristiques climatiques.

Le point de convergence des courbes ETP, Précipitation et déficit hydrique par rapport à la $40\%RU$ se situe en mai -juin. Ce point indique la période d'équilibre de la réserve de survie en regard des précipitations et de l'ETP, au de là de laquelle, débute la période critique d'épuisement des réserves. De ces courbes il ressort que :

1) la date de déficit hydrique c'est à dire la date à laquelle la réserve utile du sol est inférieure à 40% de la RU varie avec la RU du sol C'est ainsi qu'en année moyenne et à $1600m$ d'altitude, la date à laquelle apparaît la contrainte hydrique est juin sur sol ayant une RU de $150mm$, et sur sol avec une RU de $50mm$.

Cependant d'après les données disponibles on peut présager un déficit hydrique plus précoce sur sol avec une RU plus faible. Cette différence aurait été sûrement mise en évidence à l'aide de données sur des pas de temps plus courts, décennaires par exemple.

2) Cette date varie aussi avec l'altitude. C'est ainsi que la contrainte hydrique apparaît en juin à l'altitude de $1600m$, et en juillet à $2000m$.

3) Cette date varie avec les conditions pluviométriques de l'année. C'est ainsi qu'en année moyenne le déficit hydrique à une altitude de $1600m$, débute en juin alors qu'en année sèche, il débute plus tôt, par exemple en 1994, il aurait débuté en mai et probablement plus tôt.

II.2.2. La durée du déficit hydrique :

La durée pendant laquelle la réserve du sol est inférieure à 40% de RU c'est à dire la durée de la contrainte hydrique varie avec les mêmes facteurs que ci-dessus, avec cependant une certaines nuances.

C'est ainsi que la durée de la période de déficit hydrique, en considérant une RU de $100mm$, et une altitude de $1600m$ est de 6mois en condition moyenne et plus en 1994, une année sèche.

A l'aide de cette méthode de calcul, il ressort paradoxalement que la durée de déficit hydrique par rapport au seuil de $40\% RU$ est plus grande sur sol à RU élevée ($150mm$) que sur sol à RU faible ($50mm$). On constate en effet que si la sécheresse débute dans les deux cas en juin, et probablement plus précocement, dans le cas du sol à RU de $50mm$, le remplissage

du sol en début de période humide est plus long dans le cas de sol à grande RU. Cela expliquerait le développement superficiel du système racinaire du cèdre observé sur le terrain. En ce qui concerne l'influence de l'altitude, les calculs ont révélé des durées et des dates de contrainte hydrique différentes. C'est ainsi qu'à 1600m, la durée du déficit hydrique est de 6mois et débute en mai alors qu'à 1800m, la durée est de 5mois et débute comme à 1600m en mai ; enfin à 2000m la durée de la contrainte hydrique n'est que de 4mois et commence plus tard en juillet. Ces données sont relatives à des sols ayant une RU de 100mm.

Le grand déficit hydrique potentiel (P-ETP), observé pendant cette période, empêche en effet, la reconstitution de la réserve de survie et encore moins celle de la RU des sols et explique l'étendue de la période sèche. C'est ainsi que dans certaines conditions jusqu'au mois de décembre, c'est à dire en début d'hiver, sous un régime pluviométrique PAHE, après plus de 100 mm de précipitations, la RU ne s'est pas reconstituée. Il en est ainsi des sols à RU de 150mm, des sols à 1600m d'altitude avec une RU de 100mm et des sols soumis à une année sèche.

II.2.3. L'intensité du déficit hydrique :

Pour ce qui est de l'intensité du déficit hydrique, si on compare des sols ayant la même RU, on calcule une intensité plus grande à faible altitude, et en conditions sèches. On trouve un déficit hydrique sur sol à RU de 100mm, en année moyenne, à 1600m de 434mm, alors qu'il est de 348mm à 1800m et 576,3 mm en année sèche (1994) (Fig. III.17).

En revanche, si on compare, l'intensité du déficit hydrique, aussi bien annuel que mensuel, des sols de RU différentes, il ressort que ce sont les sols à forte RU qui indiquent des déficits hydriques plus importants (Fig. III.17). Ce qui nous a semblé anormal. Nous avons été amené à approcher différemment cette question d'intensité hydrique en faisant appel à d'autres indicateurs de ce déficit hydrique.

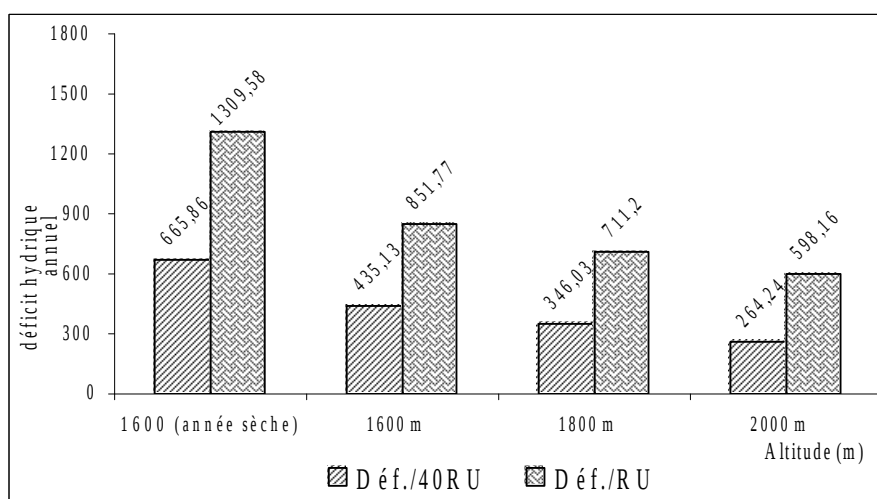


Fig.III.17 : Déficit hydrique (mm) en fonction de l'altitude et des conditions météorologiques

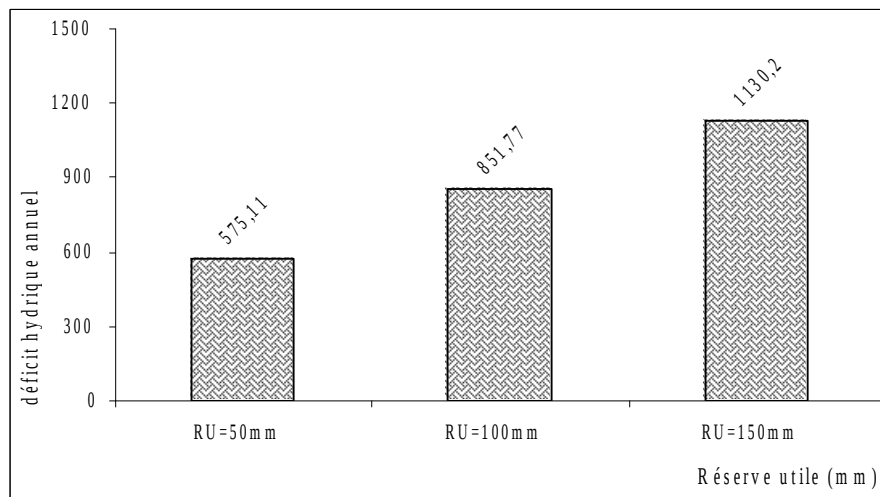


Fig. III.18 : Déficit hydrique (mm) en fonction de la RU.

On se propose en s'inspirant de l'indice de déficit hydrique calculé ainsi (GRANIER et al, 1999)

$$IDH = \sum (0,4 \times RU - R) \text{ RU}$$

- RU : réserve utile en mm
- R : eau en mm présente dans le sol durant la journée.
- IDH, grandeur sans dimension, ce calcul est cumulé, pour tous les jours où R est inférieur à $0,4 \times RU$ sur une période donnée.

Les calculs ont été effectués à l'échelle de la journée.

Le cumul d'écarts est estimé durant les périodes pendant lesquelles la réserve est en dessous de 40% de la RU,

d'appliquer un indice de déficit hydrique qui utilise un autre pas de temps.

Compte tenu du fait que nous ne disposions pas de données météorologiques à l'échelle de la journée, l'indice de déficit hydrique proposé, calculé par mois ou par an, par rapport à RU ou par rapport à 40%RU et qui utilise les résultats du bilan hydrique peut s'écrire comme suit :

$$Imr = (Def. / RU) / RU$$

$$Im40r = (Def. / 40\%RU) / 40RU$$

$$Iar = \sum(Imru)$$

$$Ia40r = \sum(Im40ru)$$

Où :

Imr : indice de déficit hydrique mensuel par rapport à RU

Im40r = indice de déficit hydrique mensuel par rapport à 40%RU

Iar : indice de déficit hydrique annuel par rapport à la RU

Ia40r : indice de déficit hydrique annuel par à 40%RU.

Ces indices déterminés en considérant la réserve utile ou la réserve de survie sont sans dimension. Les résultats des calculs sont portés sur les tableaux III.37 et III.38 et sur les figures III.19 et III.20.

Tableau III.37 : Indices de déficit hydrique annuels en fonction de différentes variables (RU, altitudes, conditions pluviométriques)

ALTITUDE (M)	RU (MM)	40RU (mm)	Def/.RU	Def/.40R	Iar	Ia40r
1600 (conditions moyennes)	150	60	1130,20	455,13	7,53	7,59
	100	40	851,77	435,13	8,52	10,88
	50	20	575,11	382,61	11,50	19,13
1600 (Année sèche)	100	40	1309,58	665,86	13,10	16,65
1800	100	40	711,20	346,03	7,11	8,65
2000	100	40	598,16	264,24	5,98	6,61

Ils indiquent l'intensité pour la période (mensuelle ou annuelle) ou la variable considérées (la RU, l'altitude, les conditions climatiques) dans ce travail. Il en ressort que :

-Le déficit hydrique est plus sévère en sol à faible RU. L'indice de déficit hydrique varie comme suit :

50mm>100mm>150mm

C'est ainsi que cet indice à l'échelle annuel et par rapport à la réserve de survie (Ia40r) est plus élevé en sol à RU de 50mm (19,13) qu'à RU de 100mm (10,88) ou qu'à RU de 150mm (7,59).

Le déficit hydrique diminue avec l'altitude. C'est ainsi, qu'en considérant une même RU (100mm), l'indice de déficit annuel est de 10,88 à 1600m, alors qu'il n'est que de 6,61 à 2000 m. Il varie dans l'ordre suivant :

1600m>1800m>2000m

La contrainte hydrique est en rapport avec les conditions pluviométriques. L'année sèche (1994) s'est traduite par un indice de déficit hydrique élevé (16,65) par rapport à une année moyenne (10,88).

- Une compensation entre les variables étudiées sur l'intensité du stress hydrique est mise en évidence, notamment entre l'altitude et la RU.

- Un autre indicateur des conditions du milieu, il s'agit de la différence Iar - Ia40r :

$Iar - Ia40r > 0$ caractérise les sols de haute altitude et les sols à forte RU, donc des régimes hydriques favorables.

$Iar - Ia40r < 0$ caractérise les sols de base altitude et de RU faible, et les années sèches donc des conditions hydriques très déficitaires

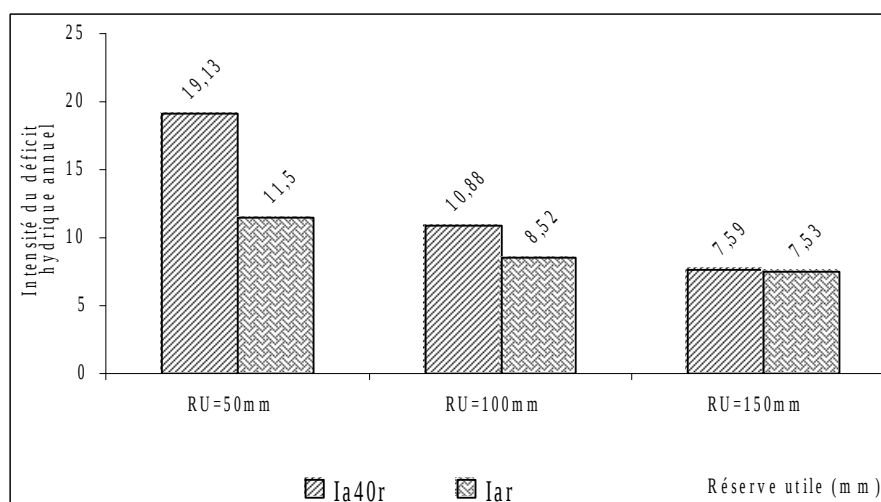


Fig.III.19 : Indice du déficit hydrique annuel en fonction de la réserve utile.

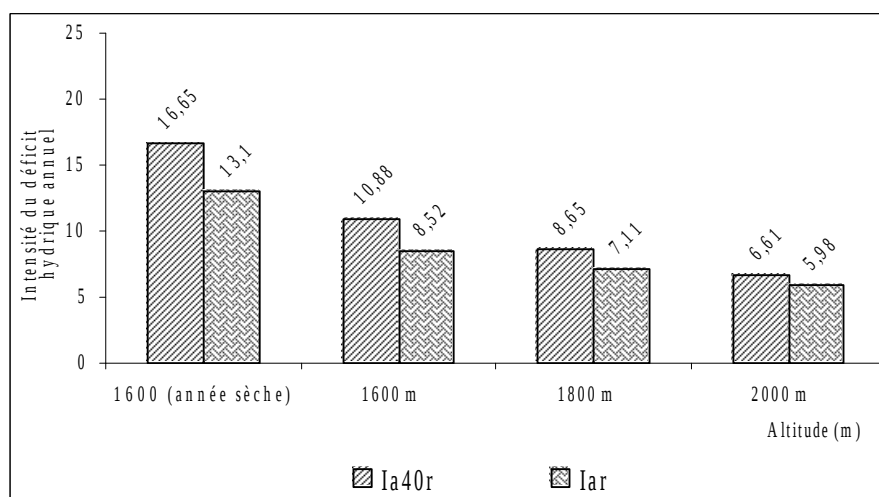


Fig. III.20 : Indice du déficit hydrique annuel en fonction de l'altitude et des conditions météorologiques.

Tableau III.38 : Indices de déficit hydrique mensuels et annuels par rapport à la réserve de survie en fonction de différentes variables (la réserve en eau de survie, l'altitude et les conditions pluviothermiques).

	Indice de déficit mensuel (Im40r)								Ia40r
40%RU	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Année
Altitude : 1600 m									
60 mm			0,13	1,89	2,74	1,58	0,84	0,41	7,59
40 mm			0,95	3,58	3,61	1,87	0,76	0,12	10,88
20 mm			3,39	6,27	6,23	2,73	0,51		19,13
Altitude : 1800 m									
40 mm			0,48	2,70	3,36	1,59	0,51		8,65
Altitude : 2000 m									
40 mm				1,97	3,10	1,30	0,24		6,61
Année sèche, altitude : 1600 m									
40 mm	0,83	2,65	3,07	4,33	3,84	1,57	0,37		

CHAPITRE IV

DISCUSSION

La discussion porte sur les aspects suivants :

- Caractéristiques et pédogenèse des sols de la forêt de cèdre des Aurès.
- La réserve utile des sols et les facteurs édaphiques.
- La sécheresse édaphique et le bilan hydrique des sols de la forêt de cèdre des Aurès.

I. CARACTERISITIKES DES SOLS ET PEDOGENESE :

A partir d'une reconnaissance des sols de la forêt de cèdre des Aurès au niveau de Ouled-Yagoub et Chélia, cinq profils ont été creusés, décrits et échantillonnés pour être étudiés à la fois du point de vue physique et chimique. Une étude minéralogique de la fraction "argile" a également été réalisée.

Les sols sont développés sur un grès siliceux, ou calcaire et constituent un résidu de cette roche, diversement appauvri en minéraux altérables.

Les mesures de pH indiquent que les sols ont une réaction neutre ou basique (entre 6,99 et 8,35), en liaison avec la nature de la roche mère (selon notamment les teneurs en calcaire) et la teneur en MO. Les teneurs en calcaire sont en relation avec la nature de la roche mère, mais aussi avec le degré de décarbonatation des profils.

La couleur varie de brun, brun foncé, en relation avec la dynamique de la MO à ocre et rouge due à la dynamique du fer libre sous forme respectivement de goethite ou d'hématite et enfin à blanchâtre sous l'influence du calcaire.

Les analyses granulométriques indiquent une texture argilo-limoneuse à limono - argileuse. Les variations entre horizons et profils peuvent s'expliquer essentiellement par des différences de caractéristiques de la roche mère et aussi par des différenciation d'origine pédogénétiques : altération, décarbonatation, et dans certains cas lessivage d'argile.

Les propriétés des sols peuvent évoluer de façon considérable en fonction des caractéristiques de leurs granulométries fines.

La fersiallitisation est développée aussi bien sur grès siliceux ferrugineux à Chélia que sur grès calcaire à Ouled Yagoub.

La rubéfaction, processus à la base de la fersiallitisation est favorisé par un climat subhumide, humide et frais en hiver favorisant la décarbonatation et l'hydrolyse, entraînant la libération sous forme réduite du fer, qui était séquestré dans les gangues calcaires ou siliceuse, sec et chaud en été, conditions favorisant l'oxydation du fer sous forme ferrique de couleur rouge ocre (goethite) puis rouge vif (hématite). La perte des carbonates constitue par conséquent une étape déterminante dans l'évolution des sols.

La rubéfaction caractérise l'horizon B et dans une moindre mesure l'Horizon C, mais régresse sous l'influence de la matière organique. En effet sous une ambiance forestière à bioclimat favorable avec une alternance de saisons : saison humide et fraîche et saison chaude et sèche, à fort apport de biomasse et évolution rapide, il y a incorporation de la matière organique dans les horizons supérieurs, entraînant une brunification, postérieure à la fersiallitisation.

On se trouve en présence d'un profil ABC, sol rouge fersiallitique, brunifié.

Quelquefois on observe, particulièrement dans la partie A/B du profil une couleur brun rouge, qui s'explique par un facteur qui empêche le développement de la rubéfaction.

Selon DUCHAUFFOUR (1977) les sols bruns fersiallitiques méditerranéens, ont une teinte brun-rouge parce qu'un facteur écologique a retardé la rubéfaction, qui est ici incomplète, c'est le cas de certains sols fersiallitiques de montagne.

Il y a une évolution secondaire de la partie supérieure du profil, avec une brunification lorsque l'ambiance forestière est conservée, cas des sols rouges fersiallitique brunifié. La MO est alors particulièrement abondante en surface, elle empêche la rubéfaction complète en A, et A/B.

Au point de vue minéralogique, on relève une forte présence d'argile 2/1, de type beidellite ainsi que des interstratifiés smectites-illite, il s'agit d'un cortège minéralogique riche en silice, provenant essentiellement de la transformation de l'illite. Cette dernière, avec la kaolinite résultent de l'héritage. Quant à la néoformation, elle n'a pas été mise en évidence ; des déterminations supplémentaires sont nécessaires, à savoir : capacité d'échange, surface, analyse totale. Les processus relevés, avec un horizon "argillique" et la présence d'oxydes de fer sous forme de goéthite s'extorçant par une couleur ocre, et mise en évidence aux RX traduisent une altération, caractéristique de la fersiallitisaiton. Le cortège minéralogique est compatible avec les conditions géologiques et climatiques de la région.

La capacité d'échange cationique le plus souvent est en relation avec les teneurs en argile et en matière organique (Fig. IV.1). Pour une augmentation de 1 % de MO, la CEC augmente de 5 meq/100g.

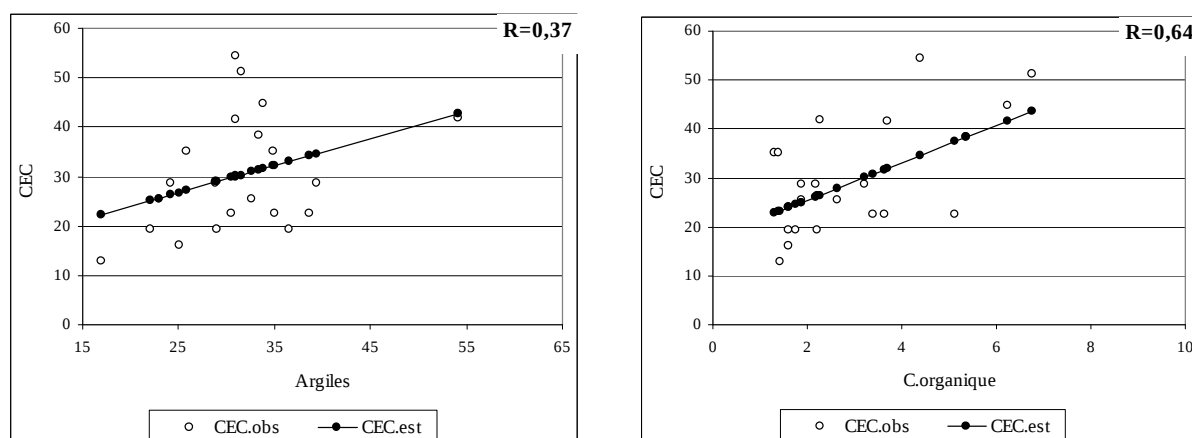


Fig. IV.1. : Relation entre la CEC d'une part et l'argile et la matière organique d'autre part.

Nos résultats ont montré que le taux de saturation est en relation avec le pH eau et pHKCl, mais cette relation n'est pas rigoureuse. D'une manière générale cependant les sols à pH bas et de différences pHeau-pHKCl élevées sont les plus dessaturés.

Cette dessaturation au niveau de certains horizons explique le lessivage des argiles mis en évidence tactilement et analytiquement dans les profils pédologiques du CHELIA (tab. III.13 et 17). En effet au niveau de ces sols il y a genèse d'un horizon "argillique" (Bt), résultat d'un lessivage des argiles, avec un appauvrissement en argile (probablement les plus fines) des horizons de surface.

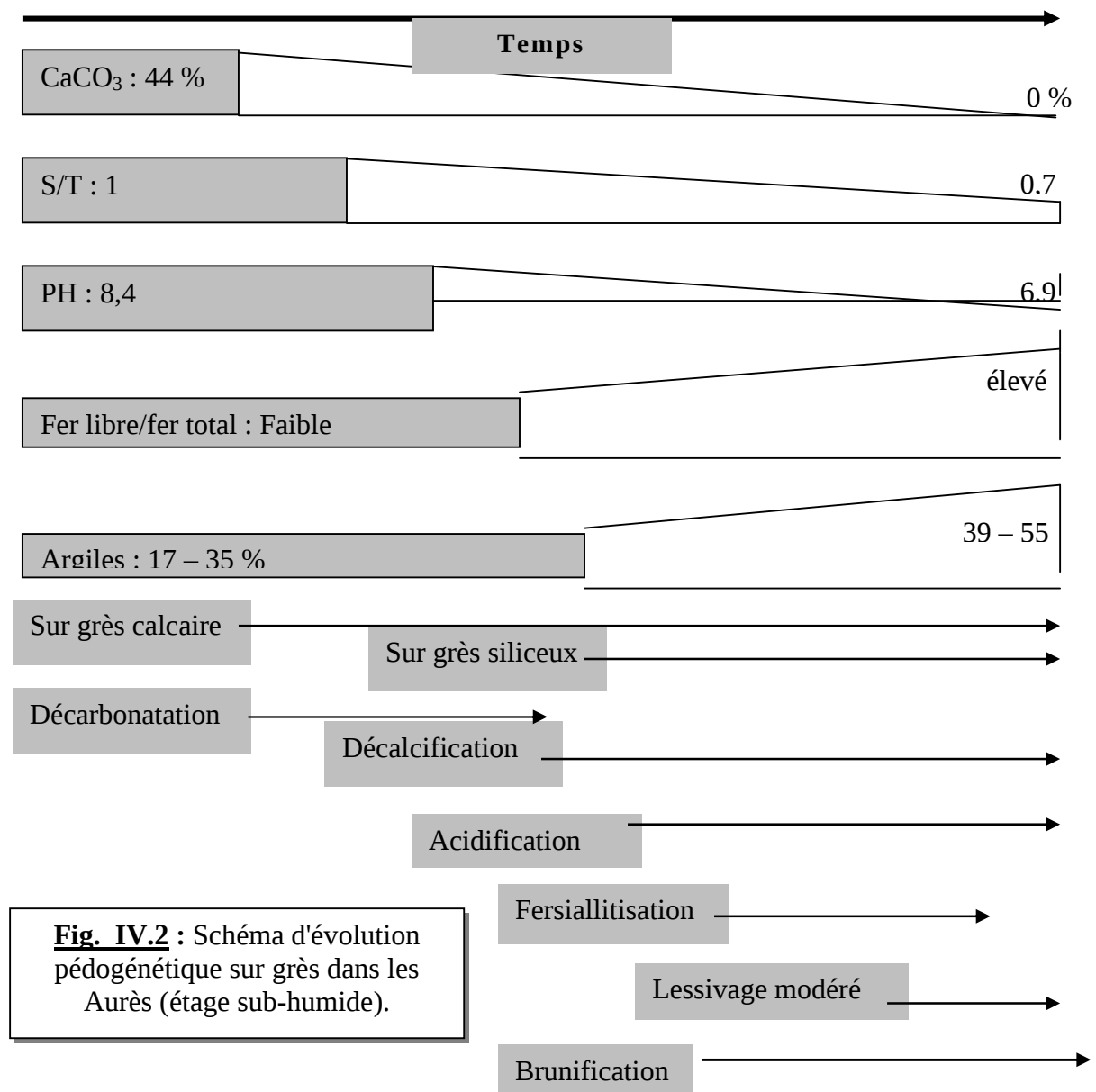
Au niveau de cette zone l'altération des minéraux primaires serait plus poussée et s'exerce à une profondeur plus grande.

Dans le site de Ouled-Yagoub ,à cause d'une forte teneur en calcaire, ou de calcium les sols développés sur du grès calcaire ne présentent pas d'indice de lessivage d'argile, le taux de saturation est pratiquement de 100%, occupé essentiellement par du calcium.

Il y a entraînement de bicarbonate de Ca^{++} , provenant de la dissolution progressive des carbonates sous l'influence des eaux pluviales plus ou moins chargées en CO_2 . Mais au total, les profils sur calcaire dans cette zone, finissent par être décarbonatés, avec un CA qui reste généralement saturé. Ces sols peuvent être classés soit comme sol fersiallitique brunifié à réserve calcique, cas des profils I et V, soit comme réndzine brunifiée, cas du profil II.

Ainsi donc si les sols dans ces régions sont en relation avec le substrat géologique, le climat reste le facteur essentiel de la pédogénèse. A cause de la chaleur, l'altération des minéraux primaires est plus poussée et s'exerce à une profondeur plus grande, pouvant se traduire par des "solum" très profonds (plus d'1m), si elle n'est pas contrariée par la morphogénèse.

A partir des données précédentes et du raisonnement à l'échelle du profil et à l'échelle des sites d'étude, il est possible de proposer un schéma d'évolution pédogénétique des sols sur grès dans la région :



I.1. La minéralogie des argiles :

Les sols peu différenciés et les sols des régions sèches méditerranéennes en général, contiennent surtout des argiles de types illite (HALITIM, 1988), dont la charge électrique du feuillet est relativement importante. Ces argiles évoluent vers des formes smectitiques de type beidellite avec une charge du feuillet plus faible (0,4 à 0,6) par rapport aux illites (0,6 à 0,9) et une localisation de la charge différente. Seules les argiles de basse charge sont mobiles dans le profil (BIGORRE, 2000).

A partir des analyses minéralogiques effectuées, deux possibilités permettent d'expliquer le cortège minéralogique de ces sols :

-Héritage à partir des roches-mères qui contiendraient essentiellement de l'illite, kaolinite, des composés ferrugineux et des carbonates.

-La transformation qui concerne, les interstratifiés illites-smectites et la beidellite.

I.2. Conclusion :

Les sols fersialitiques de ces zones montagneuses ont une teinte brun-rouge parce qu'un facteur a retardé la rubéfaction qui est ici incomplète, il s'agit de la matière organique produite en grande quantité par une forêt méso-xérophile à feuilles persistantes (cèdre et chêne). Ou bien, en raison de l'ambiance forestière qui maintient un bio-climat frais et humide, entraînant une brunification des horizons supérieurs, observée sous l'influence d'une incorporation plus importante de MO, provoquant une régression de la rubéfaction.

Les sols décrits ici résultent de la transformation in situ de matériau gréseux.

Processus pédogénétique au Chélia sur grès non calcaire et ferrugineux :

Fersiallisation, brunification, décalcification, désaturation, lessivage d'argile.

Processus pédogénétiques à Ouled Yagoub sur grès calcaire et ferrugineux :

Décarbonatation, fersiallisation, brunification.

Ces processus ont été certainement ralentis ou associés à des processus de morphogénèse tels que ruissellement et colluvionnement. Certains ont par contre étaient accélérés, car les sols se sont développés sur des matériaux non carbonatés.

Les sols des Aurès sous cédraies étudiés ici se trouvent dans pratiquement le même milieu bioclimatique, mais se distinguent par la nature de leur matériau parental et par l'évolution pédogénétique qui les a affectée.

Alors que les sols de Ouled-Yagoub sont développés sur grès calcaire, ceux de Chélia sont sur grès siliceux, ce qui fait que les sols sont plus calcaires et plus basiques dans le premier site.

Ces sols de profondeurs variables (solum entre 35cm et 1m20) selon les profils peuvent être considérés comme sols types forestiers ayant des charges en éléments grossiers (graviers et cailloux) très variables mais dans la plupart des cas favorables à la croissance du cèdre (entre 10 et 30%).

Ils appartiennent aux classes des sols calcimagnésiens (Rendzines), et des sols rouges fersialitiques (sols fersialitiques brunifiés).

Ils sont de texture généralement fine (argilo-limoneuse à limono- argileuse) et ont une capacité d'échange élevée en rapport avec la teneur en matière organique et avec la nature et la teneur en argile.

Ces sols sont riches en matière organique, surtout dans les séries d'Ouled-Yagoub, avec une plus grande pénétration dans les profils de Chélia.

Ainsi à l'échelle d'une petite région naturelle à cause de la dynamique du calcaire, du fer et de la MO, la couverture pédologique présente en terme de couleur les domaines du blanc (le calcaire), du rouge (le fer) et du noir (la matière organique). En réalité c'est la particularité des sols méditerranéens, mais on peut observer ici ces couleurs dans un même profil, au niveau de Ouled-Yagoub.

II. RESERVE EN EAU DU SOL ET FACTEURS EDAPHIQUES :

Dans les régions forestières d'Algérie, et notamment dans l'Atlas saharien, l'eau disponible pour les plantes est le facteur essentiel dans la régénération, le maintien et la productivité des espèces ligneuses.

On rappellera que l'eau disponible est la réserve utile en eau qui est comprise entre la teneur à la capacité de rétention en eau, ou à la capacité au champs et que nous avons fixé ici à un potentiel hydrique de -10kPa, c'est à dire à pF2, 5 et le maximum théorique d'extraction fixé à un potentiel hydrique de 1,5MPa correspondant à un pF de 4,2. Cependant il y a lieu de signaler que les arbres en général et particulièrement ceux des zones sèches sont capables d'extraire de l'eau à des potentiels plus bas (BREDA et al., 2002).

La réserve utile du sol dépend de ses capacités de rétention aux deux potentiels hydriques mentionnés antérieurement, liées aux caractéristiques et propriétés physiques (texture, densité apparente, charge en éléments grossiers) et chimiques (teneur en carbone, CEC) des sols.

II.1. Rétention en eau et potentiel hydrique :

Elle a été mesurée puis exprimée à partir de la teneur en argile (A), et de la teneur en carbone organique(C) ou à partir de la CEC.

Nous avons effectué une analyse statistique afin de montrer la part qui revient à chacune de ces variables dans la rétention de l'eau.

Si on considère tous les horizons, les teneurs en argile et en carbone expliquent au maximum 62 % de la variabilité de la rétention d'eau (W1,5). La prise en compte de la CEC apparaît moins performante et explique seulement 41 % de la variabilité de W1,5. (Fig.IV.3).

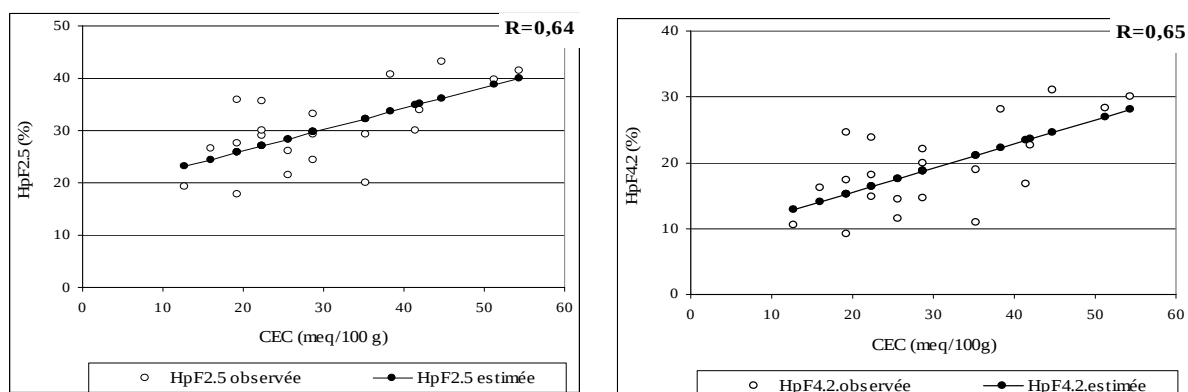


Fig. IV.3 : Teneur en eau à différents potentiels hydriques en fonction de la CEC

A pF 2,5, la rétention en eau est liée au volume apparent (Tab. IV.1) et à l'épaisseur de l'horizon, alors qu'à pF4,2 elle est liée à la teneur en argile, et à la valeur de la CEC, ainsi qu'à la profondeur.

Tab.IV.1 : Coefficients de corrélation entre les teneurs en eau et différentes variables du sol à différents potentiels hydriques de l'eau.

Potentiel	Variables							
	Da	Argile	Sables	CO	CEC	Calcaire	pH	Ca ⁺⁺ éc
PF 2,5	-0,54	0,48	-0,52	0,79	0,64	/	/	/
PF 4,2	0,46	0,44	-0,50	0,75	0,65	/	/	/
pF6	/	/	/	0,70	0,75	/	/	/

Seuil du test à 5%

L'analyse statistique montre que la CEC du sol peut être considérée comme un indicateur des constituants actifs, argiles et matière organique. Cela signifie qu'il est possible de prendre la CEC du sol comme variable intégrant les propriétés respectives de ces deux constituants.

II.2. Relation densité apparente et réserve utile :

La densité apparente est fortement corrélée à la capacité de rétention (fig. III.13). Il s'agit donc d'un paramètre essentiel dans le calcul de la réserve en eau des sols.

La densité apparente est en relation avec la granulométrie et le taux en matière organique (tab. III.22). A titre indicatif, les travaux de MANRIQUE ET JONES (1991) et BERNOUX et al.(1998), ont montré que les données telles que la granulométrie, le taux en matière organique et la profondeur permettent d'expliquer jusqu'à 80 % de la variance de la densité apparente. C'est ce qui a été trouvé dans les sols forestiers de Nord-Est de la France DUPOUEY et al., 1997).

Les constituants (argile et MO) et la profondeur moyenne permettent donc à eux seuls d'estimer la porosité totale du sol.

II.3. Réserve en eau utile et pédogenèse :

Les propriétés de rétention d'eau de sol ont été mises en relation avec la CEC.

C'est ainsi que la rétention d'eau au potentiel matriciel -1,5MPa est bien corrélée à la CEC.

En outre les résultats indiquent que les matières organiques et les argiles possèdent , à cette valeur de potentiel, des propriétés d'hydratation propres et additives.

Dans les sols en général, les particules fines contrôlent une grande part des phénomènes physiques et chimiques comme un résultat de leur différenciation texturale et structurale au cours des processus pédogénétiques. Donc on peut dire qu'il existe une relation entre le degré d'évolution pédogénétique et la réserve utile en eau.

III. LA SECHERESSE EDAPHIQUE ET LE BILAN HYDRIQUE :

La RU a été considérée dans les développements antérieurs comme comprise entre la teneur en eau à la capacité de rétention et le maximum théorique d'extraction, souvent fixée au point de flétrissement permanent. Toutefois, il faut rappeler que les arbres sont capables d'extraire de l'eau du sol à des potentiels plus bas que les plantes herbacées à l'origine de cette définition (BREDA et al., 2002).

Dans ces zones le climat est suffisamment humide pour permettre le développement des formations ligneuses méso-xérophiles (le cèdre et le chêne) à feuilles persistantes.

La capacité des arbres à mobiliser des réserves en eau sur un grand volume et notamment en profondeur constitue leur premier atout pour résister à un déficit pluviométrique. En effet l'architecture du système racinaire des arbres (traçant, pivotant ou plus complexe), ses aptitudes à franchir des obstacles (colonisation des fentes dans les roches mères) peut expliquer le volume du sol prospecté pour l'alimentation hydrique et minérale, mais la forte variabilité de la taille du réservoir "sol" entre les différentes stations est dû à la profondeur du sol et à certains indicateurs édaphiques (texture, charge grossière, MO, Da,).

Les caractéristiques hydriques des profils de sol permettent d'évaluer la capacité de stockage des sols. Cette capacité aura une influence sur l'alimentation en eau des peuplements et intervient dans le bilan hydrique.

Les régimes hydriques de ces sols, même s'ils apparaissent très liés à la pluviométrie sont en réalité le résultat de l'interaction entre plusieurs paramètres, dont les plus importants sont : les caractéristiques du sol, les précipitations reçues et leur répartition, et la température.

En se référant au bilan hydrique obtenu avec l'ETP de THORNTHWAITE, les résultats indiquent que le sol serait sec entre juin et novembre (6 mois) à une altitude de 1600 m.

Le grand déficit hydrique potentiel (P-ETP), observé pendant cette période, empêche en effet, la reconstitution de la réserve de survie et encore moins celle de la RU des sols et explique l'étendue de la période sèche.

La durée et l'intensité des épisodes de contraintes hydriques et par voie de conséquences la production de biomasse (quantité de matière sèche de la végétation) est alors directement dépendante de l'alimentation en eau de l'arbre pour laquelle la réserve hydrique des sols est prépondérante.

Pour caractériser une sécheresse sous un peuplement forestier, il faut avant tout définir l'épaisseur du sol susceptible d'être colonisé par les racines et la réserve utile de ce compartiment, c'est à dire la quantité d'eau que les arbres peuvent en extraire, exprimée en mm d'eau (1mm= 1l/m²).

Pour comparer les sécheresses édaphiques, nous avons calculé l'évolution mensuelle pour 03 sols présentant des RU contrastées (RU faible : 50mm, RU moyenne : 100mm, RU forte : 150mm). Ces valeurs représentent les fourchettes moyennes des RU déterminées réellement sur les sols étudiés, et prennent en considération le développement du système racinaire du cèdre. L'enracinement de ce dernier est dense dans les horizons de surface (entre 50à 60% des racines sont dans les 30 premiers cm et 80% environ sont dans les 60 cm).

Pratiquement le système racinaire ne dépasse pas la limite du mètre.

La précocité d'apparition du déficit est un critère simple de comparaison entre les stations caractérisées par l'altitude, le réservoir sol, et entre les années selon les caractéristiques climatiques.

Des résultats de calcul des bilans et leur représentation graphique (tab. 1-6 en annexe III et Fig. III. 14 et 15) il est possible de saisir l'étendue des périodes sèches, les seuils critiques pouvant entraîner des conséquences irréversibles sur les arbres, ainsi que l'intensité des déficit hydrique dans l'année.

En se référant au bilan hydrique obtenu avec l'ETP de THORNTHWAITE les résultats indiquent que le sol serait sec (la réserve en eau $<40\%RU$) entre mai- juin- juillet et octobre-novembre, soit entre 4 et 6mois, selon, la RU, l'altitude et les conditions météorologiques.

L'intérêt de considérer la RU dans le bilan hydrique est d'approcher les conditions réelles de l'alimentation hydrique des peuplements forestiers. C'est ainsi qu'en considérant uniquement le déficit climatique (P-ETP), on relève que le déficit hydrique débute plus tôt, et dure le plus souvent plus longtemps. Ainsi donc avec une pluviométrie et des températures données, il n'est pas possible de prédire à priori le bilan hydrique et la sévérité de la sécheresse. Il faut pour cela s'appuyer sur les connaissances disponibles sur la sécheresse édaphique (BREDA, al, 2004), définie par un calcul du bilan hydrique.

En comparant, l'influence de l'altitude pour une même réserve hydrique moyenne (100mm), on constate que les déficits hydriques sont d'autant plus précoce, plus long et plus intense qu'on se situe en basse altitude. C'est ainsi que le déficit hydrique débute en juin, se maintient pendant 6 mois à une altitude de 1600m et en juillet et dure 4mois à 2000m.

De même la réserve en eau intervient sur tous les indicateurs de quantification du déficit hydrique. On relève des compensations entre les différents paramètres du milieu. C'est ainsi que les faibles RU peuvent être compensées dans le bilan hydrique par une altitude élevée.

Par ailleurs, la RU considérée dans les calculs a été déterminée sur la terre fine c'est à dire en négligeant la charge grossière. Or cette dernière peut parfois être très significative et sa prise en compte se traduit par une diminution de la RU du sol et par conséquent par une augmentation de l'indice du déficit hydrique.

Le bilan hydrique a été déterminé à partir d'une année moyenne, évidemment les caractéristiques du déficit hydrique peuvent varier selon les conditions climatiques de l'année.

Les caractéristiques de précocité et de durée de la période de déficit hydrique sont aussi déterminées par la répartition des pluies au cours de la saison.

Le retour de la capacité de rétention a tout juste été atteint fin novembre. La précocité d'apparition du déficit hydrique est un critère simple de comparaison entre années.

La région d'étude comme l'ensemble de l'Atlas Saharien est marqué par un climat capricieux, à précipitations irrégulières et par des périodes de sécheresse fréquentes. Durant la période de 1987 à 2000, soit 14 ans, les précipitations annuelles ont varié énormément, de

218 à 723,7mm et la région a connu 9 années de sécheresse (moyenne annuelle inférieure à la moyenne) avec plusieurs cycles de 2 ou 3 années successives sèches (Fig. IV.4).

Au cours de ces périodes sèches, le cèdre même en altitude, 1600m-1800m est en conditions semi-arides auxquelles il n'est pas adapté. Ces conditions difficiles sont aggravées par une tendance à la réduction du volume annuel des précipitations tout autour du bassin méditerranéen (réduction d'environ 4% en 20 ans au Maroc) et surtout avec une nette tendance au réchauffement de l'ordre de 0,7 à 1°C de la température moyenne annuelle (ALILOU, 2002), accentuant le déficit hydrique auquel une espèce mesoxérophile comme le cèdre s'adapte de plus en plus mal.

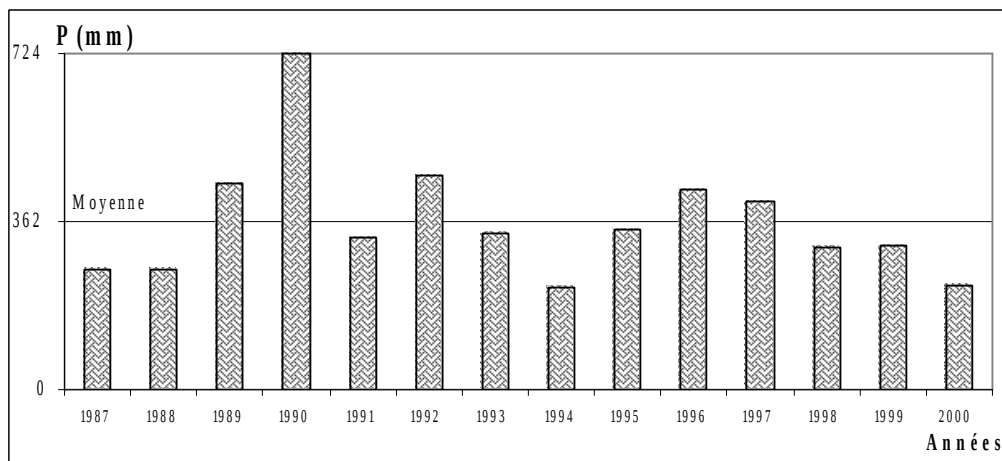


Fig. IV.4 : Pluviosité annuelle à Bouhmama (1150 m) 1987 – 2000.

Ainsi à la question de savoir si le cèdre dans les Aurès souffre d'un déficit hydrique et à quel degré, il est possible à partir du bilan hydrique faisant intervenir l'ETP, c'est à dire une température moyenne qui a tendance à augmenter, des précipitations qui se distinguent par leur irrégularité et tendance générale à la baisse, une réserve utile en eau liée à de nombreux paramètres édaphiques de constitution et d'organisation et surtout à la profondeur du sol d'avancer que :

Le cèdre à basse altitude (1600-1800m), sur sol à faible RU, peut subir une sécheresse édaphique (teneur en eau <40%RU) pouvant influencer son fonctionnement physiologique normal (fermeture des stomates, diminution de l'activité photosynthétique), pendant plus de 6mois de l'année et cela pendant la période végétative la plus active et sur plusieurs années sèches successives. Ce fonctionnement anormal peut entraîner des perturbations irréversibles se traduisant à terme par un dépérissement.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail est consacré à l'étude de la réserve utile et notamment au déterminisme des variations de la réserve en eau de sols forestiers dans les Aurès. Il s'agit de mettre en relation les paramètres relatifs à la réserve en eau des sols avec leurs caractéristiques pédologiques. Auparavant une phase importante a consisté à caractériser les sols et à analyser leur genèse en relation avec le contexte géoclimatique et biologique. Enfin pour compléter notre étude un bilan hydrique prenant en considération des RU réelles a été réalisé.

Les sols étudiés sont développés sous forêts de cèdre et sur grès. Ils sont localisés dans les monts du Chélia et de Ouled-Yagoub, c'est à dire respectivement au centre et à l'est des Aurès.

Dans les Aurès l'écosystème climacique du cèdre est constitué essentiellement par un bioclimat subhumide à humide, les hautes altitudes (>1600m) et un substrat gréseux. Et en basse altitude, le climat devient plus sec et le grès disparaît pour laisser la place à des roches mères moins favorables, notamment les marnes et les calcaires ; dans ces conditions le cèdre est en équilibre très fragile et demande à être protégé.

Comme la plupart des sols forestiers, ceux étudiés ici sont très bien pourvus en matière organique avec une importante litière (4 cm). La profondeur et la charge caillouteuse sont variables.

Contrairement à ce qu'on a l'habitude d'observer, l'évolution de la matière organique à travers le C/N est plus rapide sous cèdre (résineux) au Chélia que sous peuplement mixte (cèdre - chêne) à Ouled-Yagoub. Ce résultat qui demande à être vérifié peut être dû, soit aux caractéristiques biochimiques des feuilles ou des aiguilles des arbres, soit aux conditions édaphiques (réaction des sols) soit enfin à l'importance des retombées végétales.

Les caractéristiques des sols sont en relation avec la nature du substrat. C'est ainsi que les sols du Chélia sont non calcaires et de pH neutre (<7,5) alors que ceux de Ouled-Yagoub sont en général calcaires et basiques (>7,5).

La texture est généralement fine (argileuse, argilo-limoneuse et argilo-sableuse) avec une certaine différenciation dans les profils du Chélia.

La CEC, assez élevée (17-55 meq/100g) est bien corrélée avec les teneurs en matière organique et en argile ($r = 0.61$ et 0.37), avec un taux de saturation plus élevé à Ouled-Yagoub par rapport aux sols de Chélia.

En relation avec la dynamique de la matière organique (brunification), du fer (fersiallisation), et des carbonates, les horizons des sols des Aurès sont soit noirs, soit rouges, soit blancs.

La séquence d'évolution des sols implique la succession de processus pédogénétiques, caractéristiques des régimes humides, méditerranéens et sous forêt à savoir, décarbonatation, décalcification, rubéfaction, fersiallisation, brunification, acidification et lessivage donnant naissance selon l'âge à des Rendzines et des sols rouges fersiallitiques brunifiés. Cependant à cause d'un relief accidenté, la morphogenèse marque de son empreinte la couverture pédologique se qui se traduit sur le terrain par des sols minéraux bruts (régosols et lithosols) et des sols peu évolués (régosoliques et lithosoliques).

Les facteurs pédogénétiques sont par conséquent, le contexte climatique, la nature du matériau originel et la nature et l'importance du couvert végétal.

Des mesures de rétention ont été effectuées à différents potentiels sur des échantillons remaniés et les résultats ont été analysés en relation avec des données classiques relatives aux sols (texture, matière organique, la densité apparente et CEC).

La rétention au point de flétrissement (-1,5MPa) est très bien corrélée avec la CEC du sol.

La rétention de l'eau aux hauts potentiels ainsi que la densité apparente et la réserve utile dépendent de la nature des constituants du sol mais aussi de leur organisation. C'est ainsi que la teneur en eau à pF_{2,5} est corrélée positivement avec les teneurs en argile, en matière organique et à la densité apparente.

La charge électrique de surface représentée par la CEC permet d'évaluer les propriétés d'hydratation des constituants finement divisés minéraux et organiques.

La RU d'un sol dépend de ses capacités de rétention, liées à ses propriétés physiques qui déterminent essentiellement sa macroporosité (texture et densité) et à certaines propriétés chimiques (teneurs en C, CEC).

En se référant au bilan hydrique obtenu avec l'ETP de Thornthwaite les résultats indiquent que le sol serait sec (la réserve en eau <40%RU) entre avril-mai- juin- juillet et octobre- novembre, soit entre 4 et 7 mois, selon, la RU, l'altitude et les conditions météorologiques.

L'intérêt de considérer la RU dans le bilan hydrique est d'approcher les conditions réelles de l'alimentation hydrique des peuplements forestiers.

En comparant, l'influence de l'altitude pour une même réserve hydrique moyenne (100mm), on constate que les déficits hydriques sont d'autant plus précoces, plus longs et plus intenses qu'on se situe en basse altitude. C'est ainsi que le déficit hydrique débute en juin, se maintient pendant 6 mois à une altitude de 1600 m et en juillet et ne dure que 4 mois à 2000 m.

De même la réserve en eau intervient sur tous les indicateurs de quantification du déficit hydrique (précocité, durée et intensité de déficit hydrique).

Le bilan hydrique a été déterminé à partir d'une année moyenne, évidemment les caractéristiques du déficit hydrique peuvent varier selon les conditions climatiques de l'année.

Les caractéristiques de précocité et de durée de la période de déficit hydrique sont aussi déterminées par la répartition des pluies au cours de la saison.

Ces forêts de cèdre sont soumises à des conditions climatiques très aléatoires, marquées par des précipitations irrégulières et par des sécheresses imprévisibles.

Au cours de ces périodes sèches, le cèdre même en altitude, 1600m-1800m est en conditions semi-arides auxquelles il n'est pas adapté. Ces conditions difficiles sont aggravées par une tendance à la réduction du volume annuel des précipitations tout autour du bassin méditerranéen et surtout avec une nette tendance au réchauffement, accentuant le déficit hydrique auquel une espèce mésoxérophile comme le cèdre s'adapte de plus en plus mal.

Cependant, il y a lieu de signaler que si la sécheresse constitue un facteur essentiel dans le dépérissement et probablement le facteur déclenchant de ce fléau, l'environnement phytosanitaire (maladies et insectes) et le tassement du sol influenceront la dynamique de ce dépérissement.

En ajustant l'indice foliaire des peuplements à la réserve en eau du sol, le forestier peut agir par sa gestion sur la diminution de l'intensité et de la durée des déficits hydriques.

Si l'intensité des déficits hydriques estivaux devait augmenter comme le prédisent les simulations climatiques sous hypothèse de changement global (LEBOURGEOIS et al., 2001) une recommandation pertinente serait d'aller vers des couverts plus clairs.

Le travail du forestier comme le préconisent certains auteurs (BREDA et al., 2004) serait de choisir préventivement les individus à supprimer par éclaircie plutôt que de subir une sélection par les événements climatiques extrêmes et les dépérissements qui en résultent.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDESSEMED, K. (1981)** - Le cèdre de l'Atlas dans les massifs de l'Aurès et du Belezma. Etude phytosociologique et les problèmes de la conservation et d'aménagement.
Th. Doct. Ing. Uni. Aix Marseille III- France: 199p.
- AFNOR (1996)** - Qualité des sols. Recueil de normes Françaises.
Afnor. Paris. France.533p.
- ALILOU J. (2002)**- Impacts des changements climatiques sur les ressources en eau et les zones humides au Maroc. Rabat : Centre d'études et de recherches sur les systèmes hydrauliques et environnementaux, EHTP, octobre 2002.
- AYLMORE L.A. et QUIRK J.P. (1959)** - Swelling of clay-water systems.
Nature. 183, pp. 1752-1753.
- ANONYME (2004)** - La cédraie du Moyen Atlas en danger ! ; Quotidien marocain " L'opinion" du 05/11/2004-
La lettre de la coopération Française au Maroc N°15 du 05/06/04. 3pages.
- AUSSENAC G. et GRANIER A. (1978)** - Quelques résultats de cinétique journalière du potentiel de sève chez les arbres forestiers.
Annales des Sciences Forestières, Vol. 35, pp.19-32.
- AUSSENAC G., GRANIER A. et BRED A. (1995)** - Effets des modifications de la structure du couvert forestier sur le bilan hydrique, l'état hydrique des arbres et la croissance.
Rev. For. Fr. Vol.XLVII, N°1 pp. 54-61.
- AUSSENAC G., GRANIER A. et IBRAHIM I. (1984)** - Influence du dessèchement du sol sur le fonctionnement hydrique et la croissance du douglas (*Pseudotsuga menziesii* Mirb.- Franco).
Ecol. Plant, Vol. 5 (19), n°3, pp. 241-253.
- AYLMORE L.A. and QUIRK J.P. (1959)** - Swelling of clay-water systems.
Nature. 183, pp. 1752-1753.
- BAIZE D. (2000)** - Guide des analyses en pédologie.
INRA Paris, 257p.
- BAIZE D. et JABIOL B. (1995)** - Guide pour la description des sols.
INRA éd.,375p.
- BAUER A. et BLACK A.L. (1992)** - Organic carbon effects on available water capacity of three textural groups.
Soil Sci. Ann. J. 56, pp. 248-254.
- BELLOUMI, H. (2002)** - Contribution à l'étude de la régénération du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti) : Influence de deux modes d'élevage sur le comportement des jeunes semis en pépinière.
Mémoire Ing. Université de Batna. 81p.
- BENTOUATI, A. et OUDJEHIH, B. (1999)**- Première étude de la croissance et de la productivité du Cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti) dans le massif de Belezma (Aurès-Algérie), Forêt méditerranéenne, pp.115-118.
- BENSID Z. (1989)** - Influence de la végétation (feuillus et résineux) sur l'évolution de la matière organique dans un sol forestier des Monts du Belezma.
Mémoire Ing. Agro. INESA Batna, pp. 3-19.
- BERNOUX M., ARROUAYS D., CERRI, VOLKOFF B. et JOLIVET C. (1998)**- Bulk densities of brazilian amazon soils related to other soil properties.
Soil Sci. Soc. Am. J., 62, pp. 743-749.
- BIGORRE F. (2000)** - Influence de la pédogenèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision.
Th .Doc. Université Nancy I. France. 145p.
- BLAKE G.R. (1965)** - Particles density.In : Black, C.A. Methods of soil analysis.
Madison, Am. Soc. of Agron., 1, 371-373.
- BNEF (1980)** – Bilan technique d'aménagement agro-pastoral dans le cadre de projet.
Direction des grands projets Aurès, Batna, 59 p.
- BOUDY, (1950)** - Economie forestière Nord Africaine. Monographie et traitement des essences forestières. Tome2. Edition. Larose. 638p.
- BOUDY (1952)** - Guide du forestier en Afrique du Nord. Les essences forestières.
Edition La Maison Rustique. 245p.
- BOURRIE G., PEDRO G. (1979)** - La notion de pF, sa signification physico-chimique et ses implications pédogénétiques. I - signification physico-chimique. Relations entre pF et l'activité de l'eau.
Science du sol, 4, pp. 313-322.

BREDA N. (1999) - L'indice foliaire des couverts forestiers : mesure, variabilité et rôle fonctionnel.

Rev. For. Fr., vol. LI, n°2, pp. 135-150.

BREDA N., GRANIER A. et AUSSENAC A. (2004) - La sécheresse de 2003 dans le contexte climatique des 54 dernières années : Analyse écophysiological et influence sur les arbres fruitiers.

Rev. For. Fr. Vol. LVI, N°2, pp. 109-131.

BREDA N. et ROMAN-AMAT B. (2002) - Impact de la conduite des peuplements forestiers sur les ressources en eau. La Houille Blanche, N+3 Spécial.

"Forêts et Eau" pp. 78-84.

BRIMA T. (1991) - Contribution à l'étude de l'influence de certains facteurs physiques sur la régénération naturelle du cèdre (*Cedrus atlantica* Manetti) dans la série Chélia (Aurès).

Mémoire Ing. INESA Batna, 49p.

BRUAND A. et ZIMMER D. (1992) - Relation entre la capacité d'échange cationique et le volume poral dans les sols argileux : incidences sur la morphologie de la phase argileuse à l'échelle des assemblages élémentaires.

C.R. Acad. Sci. Paris. 315, série II, 223-229.

BRUAND A., DUVAL, GAILLART R. et JAMAGNE M. (1996) - Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente.

E.G.S. vol 2 n°1 pp. 27-40.

CHAMAYOU H. et LE GROS J.P. (1989)- Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol.

P.U.F., 593 p.

CHARLET L. et SCHLEGEL M.L. (1999) - La capacité d'échange des sols. Structures et charges à l'interface eau/particule.

CR. Acad. Agri. De France. 85, 2, 7-24.

CHENU C. (1993) - Clay-or- sand- polysaccharides associations as models for the interface between micro-organism sand soil : water related properties and microstructure.

Geoderma, 56, pp. 143-156.

CIESIELSKI H. and STERCKMAN T. (1997) - Determination of cation exchange capacity and exchangeable cations in soils by means of cobalt hexamine trichloride. Effects of experimental conditions.

Agronomie 17 : 1-7.

COUTADEUR C. et COUSIN I et NICOUILLAUD B. (2000)- Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols. Cas des sols de la petite Beauce du Loiret.

EGS/AFES, V7,3. Pp. 191-206.

CPCS (1967) - Classification française des sols.

Grignon. 87p.

COOPER J.M. (1973) - Root temperature and plant growth.
Research review N°4, pp.51-60.

CURT, T., DOLE, S. et MARMEYS, G. (1996) - Alimentation en eau et production forestière - Application d'indicateurs simples pour les résineux dans le Massif Central. EGS/AFES. Vol.3, n°2, pp. 81-96.

CURTIN D. et ROSTAD H.P.W. (1997) - Cation exchange and buffer potential of saskatchewan soils estimated from texture, organic matter and pH.

Can J. Soil Sci. 77, pp.621-626.

DERRIDJ, A. (1990) - Etude de la population de *Cedrus atlantica* Manetti en Algérie.

Th. de Doct. De Toulouse. 258P.

DUCHAUFOR P. (1977) – Pédologie. I. Pédogenèse et classification.

2^{ème} édition, Masson, 491 p.

DUCREY, M. (1994) - Adaptation du cèdre de l' Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti) au climat méditerranéen : Aspects écophysiological de sa réaction à la sécheresse.

Annales de la recherche forestière au Maroc- 27 (Spécial) vol. 1 pp; 140-153.

DUPOUEY J.L., THIMONIER A. et BEHR P. (1997) - Variations de la densité des sols des hêtraies du nord-est de la France en relation avec leurs caractéristiques physico-chimiques.

E.G.S., vol.4, n°1, pp. 43-52.

EMERSON W.W. (1995) - Water retention, organic C and soil texture.

Aust. J. Soil, Res. 33, pp.241-251.

- EZZAHIRI M. et BELGHAZI B (2000)** - Synthèse de quelques résultats sur la régénération naturelle du cèdre de l'Atlas au Moyen Atlas (Maroc).
Sécheresse, vol. II, N°2 : pp. 79-59.
- EZZAHIRI, M., BELGHAZI, B. , et BAHMAD, M. (1994)** - Bilan de la régénération naturelle de la cédraie dans les parcelles clôturées du moyen Atlas, Maroc.
Ann. Rech. For. Maroc 27 (Spécial), vol. I, N°1, XXXVI : pp.260-267.
- FAUREL, L. et LAFFITE, L. (1949)** - Facteurs de répartition des cédraies dans le massif de l'Aurès et du Belezma.
Bul. Sci. d'Hist. Nat. De l'Afrique du Nord. Tome 40. Pp. 178-182.
- FERLIN (1971)** – Sylviculture du cèdre.
Rapport FAO. Algérie, 15 p, Constantine.
- GHEYI et HALITIM A. (1976)** - 1976- Contribution de l'argile et de la matière organique dans la capacité d'échange de quelques sols du Nord de l'Algérie.
An. l'INA El-Harrach, vol.VI. pp.27-32.
- GRAS (1994)** - Sols caillouteux et production végétale.
INRA éd., 175p.
- GRANIER A., BADEAU V. et BREDA N. (1995)** - Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers.
Rev. For. Fr., 47, N° sp.
- Grand Projet Aurès (ONTF). (1982)** - Plan d'aménagement de la forêt domaniale du massif de Chélia. 46p.
- GRIEU P., AUSSÉNAC G. et LARHER F. (1988)** - Sécheresse édaphique et concentrations en quelques solutés organiques des tissus foliaire et racinaire de trois espèces de conifères : *Cedrus atlantica* Manetti, *Pseudotsuga macrocarpa* (Torr) Mayr., *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco. Ann. Sci. Forest., vol. 45, n°4 : pp. 311-322.
- GUEHL J.M. (2004)** - Sécheresse : Quelques recherches menées à l'INRA.
INRA la lettre. N°6. pp10-11. Propos, AFP, 28/08/2003.
- GUEHL J.M., AUSSÉNAC G., BOUACHRINE J., ZIMMERMANN R., PENNES J.M., FERHI A and GRIEU P. (1991)** - Sensitivity of leaf gas exchange to atmospheric drought , soil drought and water use efficiency in some Mediterranean *Abies* species.
Can. J. For. Res., (2) : pp. 1507-1515.
- GUEHL J.M., FALCONNET, G. et GRUEZ, J. (1988)**- Caractéristiques physiologiques et survie après plantation de plants de *Cedrus atlantica* élevés en conteneur sur différents types de substrats de culture.
Ann. Sc. Forest. 46, pp :1-14.
- HALLAIRE M. (1963)** - L'eau et la production végétale.
INRA, Paris.
- HALIMI A. (1980)** - L'Atlas Blidéen, climat et étages végétaux.
OPU. Alger, 523p.
- HALITIM, A. (1988)** - Sols des régions arides de l'Algérie.
OPU. Alger. 384p.
- HAMIDA M. (2005)** - Capacité de détention et bilan hydrique des sols des zones semi-arides de la Wilaya de Batna.
Mémoire de magister, Université de Batna, 83p.
- HARFOUCHE A et NEDJAH A. (2003)** - Prospections écologiques et sylvicoles dans les cédraies du Belezma et de l'Aurès à la recherche de peuplements semenciers et d'arbres plus. Rev. For. Fr. LV. Pp. 113-122.
- HUDSON BD. (1994)** - Soil organic matter and available water capacity.
J. Soil and Water Cons. Vol. 49, n°2, pp.189-194.
- JAMAGNE M., BETREMIEUX R., ROGNON JC. et MORI. (1977)** - Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols.
Bul. Tech. Inf. pp. 627-641.
- JULIEN J.L. et TURPIN A. (1999)** - Surfaces réactives et raisonnement de quelques propriétés chimiques de sols acides. C.R. Acad Agri. De France. 85.2, 22-35.
- KHANFOUCI M.S. (2005)** - Contribution à l'étude de la fructification et de la régénération du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) dans le massif du Belezma.
Mémoire de magister ; Université de Batna ; 256p.

KHERCHOUCHE D. (2003) – Typologie écologique et phytosociologiques des stations et croissance des peuplements de pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) dans le massif des Beni-Imloul (Aurès, Algérie).

Mémoire de magister ; Université de Batna ; 91p.

LAMHAMED M. et CHBOUKI, N. (1995) - Les principaux facteurs influençant la régénération naturelle du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti).

Ann. Rech. For. Maroc, pp. 244-254.

LANDMANN G., BREDA N., HOULLIER F., DREYER E. et FLOT J.L. (2003) - Sécheresse et canicule de l'été 2003 : Quelles conséquences pour les forêts françaises ?- Rev. For. Fr. LV, 3, pp. 299-306.

LE POUTRE B. (1961) - Recherches sur les conditions édaphiques de la régénération des cédraies marocaines.

Ann. Rech. For. Maroc, T.6 Fasc.2 Rabat : 211p.

LE POUTRE B. (1964) - Premier essai de synthèse sur le mécanisme de régénération du cèdre de l'Atlas dans le moyen Atlas marocain.

Ann. Rech. For. Maroc. T.7, Rabat : pp. 57-163.

LE HOUEROU H.N. (1975) - Deterioration of the ecologia equilibrium in the aride zones of North Africa.

FAO, Rome, pp. 45-57.

LAFFITE (1939) - Etude géologique de l'Aurès.

Th. Doc. Es. Sciences naturelles. Université de Paris, France, 484p.

LEBOURGEOIS F., BREDA N. et GRANIER A. (2001) - Une analyse des changements climatiques régionaux en France entre 1956 et 1997. Réflexions en termes de conséquences pour les écosystèmes forestiers.

Ann. For. Sci. Vol. 58. Pp.733-754.

MALKI, H. (1992) - Contribution à l'étude de l'influence du climat et des facteurs physiques sur la régénération naturelle du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) dans les monts du Belezma (Algérie).

Th. Doc. Univ. De Paris, Sorbonne. 238p.

MANRIQUE L.A. and JONES C.A (1991) - Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties.

Soil Sci. Soc. Am. J. 55, pp. 476-481.

MENANI M.R (1991) - Etude hydrogéologique de la plaine d'El Madher (Algérie orientale) géologie, climatologie, hydrogéologie et modélisation des écoulements de l'aquifère mio-plio-quaternaire.

Th. Doc. ; Université de Nancy I, 281p.

M'HIRIT O. (1982) - Etude écologique et forestière des cédraies du Rif Marocain : Essai sur une approche multidimensionnelle de la phytoécologie et de la production du cèdre de l'Atlas.

Ann. Rech. For. Maroc. Vol. 2. 499p.

M'HIRIT O. (1993)- Le cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.). Présentation générale et état des connaissances à travers le Réseau Méditerranéen "le CEDRE".

Ann. Rech. For. Maroc. Vol 22, pp. 4-5.

NEDJAH, A. (1988) - La cédraie de Chréa (Atlas blidéen). Phénologie.

Th. Doc. Univ. de Nancy. Spécialité biologie et forêt, 173p.

NYS C. (1987) - Fonctionnement du sol et d'un écosystème forestier : étude des modifications dues à la substitution d'une plantation d'épicéa commun (*Picea abies* Karst) à une forêt feuillue mélangée des Ardennes.

Th. d'Etat Nancy I.: 207p.

OLNESS A. and ARCHER D. (2005) - Effect of organic carbon on available water in soil. Soil Science, vol. 170, n°2; pp.90-101.

PERNES - DEBUYSER A. et TESSIER D. (2002) - Influence de matières fertilisantes sur les propriétés des sols.

E.G.S., 9,3, 177-185.

PRADAL, F. (1979) - Variabilité génétique et écophysiologie du cèdre (Résumé). 6 pages réénotypés.

QUENTIN C., BIGORRE F., BREDA N., GRANIER A. et TESSIER D. (2001) - Etude des sols de la forêt de Hesse (Lorraine). Contribution à l'étude du bilan hydrique.

EGS, Vol. 8, 4, pp. 15- 228.

QUEZEL P. (1957) - Peuplement végétal des hautes montagnes de l'Afrique du Nord.

- Encyclopédie biogéographique et écologique. Vol. X, Paris, pp. 15-30.
- RICHARDS LA (1948)** - Porous plate apparatus for measuring moisture and transmission by soil. Soil Sci. 66, 105-110.
- RIPERT, C. et BOISSEAU, B. (1993)** - Ecologie et croissance du cèdre de l'Atlas en Provence. Silva Mediterranea Actes du Séminaire International sur le cèdre de l'Atlas. Ifrane (Maroc) ; 7-11 juin 1993 : pp.156-164.
- ROBERT M. (1975)** – Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des Rayons X. Ann. Agron. , 26 (4), 363-399.
- ROBERT M. et TESSIER D. (1974)** - Méthode de préparation des argiles pour études minéralogiques. Ann. Agron. 25, 859-882.
- SCHOLEMBERGER A.(1970a)** - Etude de la végétation de l'Aurès oriental. FAO. Projet Algérie 15. 20p.
- SCHOLEMBERGER A. (1970b)** - Inventaire des massifs de Sgag et Chélia. FAO. Projet Algérie 15. 14p.
- SCHOFIELD R.K. (1935)** - The pF of water in soil. Tran. 3^{ème} Cong. Soil Sci., 2, pp. 37-48.
- SELTZER P. (1946)** - Le climat de l'Algérie. Institut Météo et Physique du Globe. Université d'Alger. 129p.
- STEWART P. (1969)** - Quotient pluviométrique et dégradation de la biosphère. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord ; Alger, 59 :14.
- TESSIER D. (1984)** - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation. Th. Doc. d'Etat. Université Paris VII. 361p.
- TESSIER D., BIGORRE F. et BRUAND A. (1999)** - La capacité d'échange : outil de prévision de propriétés physiques des sols. C.R Acad. Agri. Fr., 85, 2, pp.37-46.
- TOTH J. (1970)** - Plus que centenaire et plein d'avenir : le cèdre en France. R.F.F.Vol. XXII, n° 3, pp. 355-364.
- TOTH J. (1971)** - Le cèdre (*Cedrus atlantica* M.) en France. Bulletin Vulg. Forestière. N°4, pp. 1-20.
- TOTH J. (1972)** – Historique du cèdre sur le Mont-Ventoux. Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Vaucluse pp. 51-75
- TOTH J. (1975)** - Etude sur la dissémination des graines et de la régénération naturelle du cèdre au Mont - Ventoux. Dispositif expérimental n° 84-7. Procédé d'installation - Avignon, pp. 1 - 7.
- TOTH, J. (1978)** - Contribution à l'étude de la fructification et de la régénération naturelle du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) dans le sud de la France. Th. Doc. Ing., Fac. Sci. St Jérôme, Marseille, 196p.
- TOTH J. (1980)** - Le cèdre dans quelques pays du pourtour méditerranéen et dans deux autres pays à grande importance forestière. Forêt Méditerranéenne. T. II. N°1, pp. 23-30.
- TOTH, J. (1984)**- Quelques éléments nouveaux pour mieux situer et caractériser le cèdre de l'Himalaya vis à vis du cèdre du Liban en France méridionale. Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Vaucluse. Pp.41-49.
- TOTH, J. (1987)**- Effets des facteurs d'environnement sur l'accroissement du cèdre de l'Alas. Bull. Soc. et. Nat. Vaucluse, pp.71-76.
- TURC L (1961)** - Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Ann. Agron., 12 (1), pp. 13-49.
- UGOLINI F.C., CORTI G., AGNELLI A., et PICCARDI F. (1998)**: Under and overestimation of soil properties of rock fragments in stony soils. 16^{ème} Congrès International de Science du sol, Montpellier.
- YI B. G. (1976)** - La croissance du cèdre de l'Atlas en relation avec quelques variables du milieu en Languedoc-Roussillon (France). Th. Doct. Ing. ; 181p. Université de Montpellier (France).

ANNEXES

ANNEXE 1

Tab. 1.1. Coefficient de correction en fonction de la latitude.

Lat.N.	Jan.	Fev.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.12	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.9	0.9
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.9	0.9
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.9	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.2	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.2	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.2	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.88
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.2	1.2	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.86	1.03	1.09	1.21	1.31	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.86	1.03	1.01	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.84	1.03	1.01	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.01	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.830	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.8
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.2	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.3	1.2	1.04	0.95	0.8	0.78
45	0.8	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.23	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.3	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.7

Tab. 1.2. Valeur de l'indice i en fonction de la température moyenne mensuelle ($^{\circ}\text{C}$).

T°C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0			0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1	0.09	0.10	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.2	0.2	0.23
2	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.43	0.44
3	0.46	0.48	0.61	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.6	0.6
4	0.71	0.74	0.77	0.8	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.1	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.43	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.0
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.10	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.6	2.64	2.69	2.73	2.77	3.31
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	2.34	3.39	2.44	3.48	3.53	3.53	3.62	3.67	3.75
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.1	4.45	4.2
13	4.25	4.30	4.35	4.4	4.45	4.50	4.66	4.6	4.65	4.7
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	6.07	3.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49.	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	6.82	5.87	6.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.33
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.73	6.78	6.84	6
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.87	8.03	8.1
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.69	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.1	9.17	9.33	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.63	9.68	9.75	9.83	6.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.43	10.55	10.62	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.3	11.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.7	12.78
27	13.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.3
28	13.58	13.65	13.72	13.89	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.21
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.34	14.92	14.29
30	15.07	15.15	16.22	15.3	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.51	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35	19.03	19.11	19.2	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
36	19.86	19.95	20.03	30.11	20.20	20.38	20.36	20.45	20.53	20.62
37	20.70	20.79	20.87	30.96	21.04	21.13	21.21	21.2	21.38	21.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	22.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.06	23.03	23.12	23.21
40	23.30									

ANNEXE 2

DETERMINATION DE LA TENEUR EN MATIERE ORGANIQUE PAR CALCINATION

La quantité de matière organique est déterminée sur une prise d'essai d'environ 10g de terre fine

- Après pesée de la capsule en porcelaine et le sol, l'ensemble est mis à sécher à 105°C pendant 24h dans une étuve pour la détermination de l'eau hygroscopique.

- On porte le tout dans un four à moufle.

Normalement (AUBERT, 1978) (1)

- Si le sol est non calcaire la température de calcination est de 800°C pendant 1heure.

- Si le sol est calcaire la température est de 600°C pendant 15heures, afin de ne pas décomposer les carbonates et compenser la température plus faible.

Ayant des échantillons dont les teneurs en calcaire sont très variées (de 0 à plus de 40% de calcaire total), la détermination de la matière organique a été réalisées par chauffage à 600°C pendant 15heures.

(1) G. AUBERT (1978) – Méthodes d'analyses des sols – CRDP. Marseille, 190 p.

ANNEXE 3

CALCUL DU BILAN HYDRIQUE AVEC ETP DE THORNTHTWAITE (En fonction de l'altitude, la RU et des conditions climatiques)

Tableau 3.1 : 1600 m , RU = 50 mm.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	1,60	2,00	5,00	8,70	14,20	18,10	21,10	22,40	18,00	11,70	6,30	6,20	
ETP	3,51	4,55	17,58	37,48	77,33	105,11	129,73	131,96	88,85	48,52	19,66	19,04	683,32
P	53,90	54,70	60,60	49,20	49,50	35,10	24,40	27,40	54,20	58,30	45,20	54,90	567,40
P-ETP	50,39	50,15	43,02	11,72	-27,83	-70,01	-105,33	-104,56	-34,65	9,78	25,54	35,86	-115,92
RU	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	22,17	0,00	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	
40%RU	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00								
Hdmm	103,90	104,70	110,60	99,20	99,50	57,27	24,40	27,40	54,20	58,30	54,98	90,22	
R+1mm	100,39	100,15	93,02	61,72	22,17	0,00	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	71,18	
Exc/RU	50,39	50,15	43,02	11,72								21,18	176,46
Def/RU					27,83	97,84	155,33	154,56	84,65	40,22	14,68		575,11
Exc/40RU	80,39	80,15	73,02	41,72	2,17						15,32	51,18	343,96
Def/40RU						67,84	125,33	124,56	54,65	10,22			382,61

Tableau 3.2 : 1600 m , RU = 100 mm.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	1,60	2,00	5,00	8,70	14,20	18,10	21,10	22,40	18,00	11,70	6,30	6,20	
ETP	3,51	4,55	17,58	37,48	77,33	105,11	129,73	131,96	88,85	48,52	19,66	19,04	683,32
P	53,90	54,70	60,60	49,20	49,50	35,10	24,40	27,40	54,20	58,30	45,20	54,90	567,40
P-ETP	50,39	50,15	43,02	11,72	-27,83	-70,01	-105,33	-104,56	-34,65	9,78	25,54	35,86	-115,92
RU	71,18	100,00	100,00	100,00	100,00	72,17	2,16	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	
40%RU	40,00	40,00	40,00	40,00	40,00								
Hdmm	125,08	154,70	160,60	149,20	149,50	107,27	26,56	27,40	54,20	58,30	54,98	90,22	
R+1mm	121,57	150,15	143,02	111,72	72,17	2,16	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	71,18	
Exc/RU	21,57	50,15	43,02	11,72									126,46
Def/RU					27,83	97,84	203,17	204,56	134,65	90,22	64,68	28,82	851,77
Exc/40RU	81,57	110,15	103,02	71,72	32,17							31,18	429,81
Def/40RU						37,84	143,17	144,56	74,65	30,22	4,68		435,13

Tableau 3.3 : 1600 m , RU = 150 mm.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	1,60	2,00	5,00	8,70	14,20	18,10	21,10	22,40	18,00	11,70	6,30	6,20	
ETP	3,51	4,55	17,58	37,48	77,33	105,11	129,73	131,96	88,85	48,52	19,66	19,04	683,32
P	53,90	54,70	60,60	49,20	49,50	35,10	24,40	27,40	54,20	58,30	45,20	54,90	567,40
P-ETP	50,39	50,15	43,02	11,72	-27,83	-70,01	-105,33	-104,56	-34,65	9,78	25,54	35,86	-115,92
RU	71,18	121,57	150,00	150,00	150,00	122,17	52,16	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	
40%RU	60,00	60,00	60,00	60,00									
Hdmm	125,08	176,27	210,60	199,20	199,50	157,27	76,56	27,40	54,20	58,30	54,98	90,22	
R+1mm	121,57	171,72	193,02	161,72	122,17	52,16	0,00	0,00	0,00	9,78	35,32	71,18	
Exc/RU		21,72	43,02	11,72									76,46
Def/RU	28,43				27,83	97,84	203,17	254,56	184,65	140,22	114,68	78,82	1130,20
Exc/40RU	61,57	111,72	133,02	101,72	62,17							11,18	481,38
Def/40RU						7,84	113,17	164,56	94,65	50,22	24,68		455,13

Tableau 3.4 : 1800 m , RU = 100 mm.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	0,50	1,30	3,80	7,50	13,10	17,00	19,00	21,30	16,90	10,60	5,10	1,70	
ETP	1,25	3,67	15,30	35,45	74,84	101,05	116,77	125,63	85,44	47,00	17,93	5,00	629,33
P	61,50	62,50	69,20	56,10	56,50	40,10	27,90	31,20	61,80	66,50	51,60	62,70	647,60
P-ETP	60,25	58,83	53,90	20,65	-18,34	-60,95	-88,87	-94,43	-23,64	19,50	33,67	57,70	18,27
RU	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	81,66	20,71	0,00	0,00	0,00	19,50	53,17	
40%RU	40,00	40,00	40,00	40,00									
Hdmm	161,50	162,50	169,20	156,10	156,50	121,76	48,61	31,20	61,80	66,50	71,10	115,87	
R+1mm	160,25	158,83	153,90	120,65	81,66	20,71	0,00	0,00	0,00	19,50	53,17	110,87	
Exc/RU	60,25	58,83	53,90	20,65								10,87	204,51
Def/RU					18,34	79,29	168,17	194,43	123,64	80,50	46,83		711,20
Exc/40RU	120,25	118,83	113,90	80,65	41,66						13,17	70,87	559,34
Def/40RU						19,29	108,17	134,43	63,64	20,50			346,03

Tableau 3.5 : 2000 m , RU = 100 mm.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	-0,68	-0,34	2,70	6,37	11,93	15,93	17,82	20,13	15,74	9,41	4,00	0,80	
ETP	0,00	0,00	12,30	32,64	70,96	96,73	110,88	119,16	81,29	44,12	15,64	2,76	586,47
P	69,10	70,20	77,70	63,00	63,40	45,00	31,30	35,10	69,40	74,70	58,00	70,40	727,30
P-ETP	69,10	70,20	65,40	30,36	-7,56	-51,73	-79,58	-84,06	-11,89	30,58	42,36	67,64	140,83
RU	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	92,44	40,71	0,00	0,00	0,00	30,58	72,94	
40%RU	40,00	40,00	40,00	40,00									
Hdmm	169,10	170,20	177,70	163,00	163,40	137,44	72,01	35,10	69,40	74,70	88,58	143,34	
R+1mm	169,10	170,20	165,40	130,36	92,44	40,71	0,00	0,00	0,00	30,58	72,94	140,58	
Exc/RU	69,10	70,20	65,40	30,36								40,58	275,65
Def/RU					7,56	59,29	138,87	184,06	111,89	69,42	27,06		598,16
Exc/40RU	129,10	130,20	125,40	90,36	52,44	0,71					32,94	100,58	661,74
Def/40RU							78,87	124,06	51,89	9,42			264,24

Tableau 3.6 : 1600 m , RU = 100 mm (année sèche : 1994).

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
T	3,18	2,79	8,28	12,02	18,10	18,74	21,75	24,29	16,75	9,63	6,28	4,77	
ETP	7,02	5,75	30,26	52,97	102,17	107,07	133,08	145,68	78,33	34,95	17,40	11,86	726,55
P	18,30	7,70	7,30	16,92	29,30	24,40	0,00	32,20	55,60	60,30	43,20	13,30	308,52
P-ETP	11,28	1,95	-22,96	-36,05	-72,87	-82,67	-133,08	-113,48	-22,73	25,35	25,80	1,44	
RU	52,59	63,87	65,82	42,85	6,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,35	51,16	
40%RU	40,00	40,00											
Hdmm	70,89	71,57	73,12	59,77	36,11	24,40	0,00	32,20	55,60	60,30	68,55	64,46	
R+1mm	63,87	65,82	42,85	6,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,35	51,16	52,59	
Exc/RU													0,00
Def/RU	36,13	34,18	57,15	93,19	166,06	182,67	233,08	213,48	122,73	74,65	48,84	47,41	1309,58
Exc/40RU	23,87	25,82	2,85								11,16	12,59	76,28
Def/40RU				33,19	106,06	122,67	173,08	153,48	62,73	14,65			665,86

ANNEXE 4
DONNEES CLIMATIQUES (PRECIPITATIONS ET TEMPERATURES) ENREGISTREES A
LA STATION DE BOUHMAMA (1150 m) (in KHERCHOUCHE , 2003)

Tab. 4.1: Températures entre 1992 et 2000.

Année	T	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
1992	Moyenne des minima	-2,87	-1,07	0,93	2,30	7,77	10,26	12,80	14,64	11,90	8,85	5,96	2,93
1993		-2,32	1,85	0,38	3,33	9,22	13,80	15,54	16,48	13,40	10,00	4,30	1,19
1994		1,42	-0,30	4,26	12,60	11,89	12,76	16,38	18,87	13,10	7,00	3,00	4,00
1995		-2,20	-1,00	0,00	4,00	10,00	14,00	18,41	17,13	13,97	7,96	3,80	5,00
1996		1,93	0,51	1,93	4,96	8,93	12,20	15,54	18,48	12,24	6,70	3,06	1,51
1997		-0,13	0,89	0,22	2,31	7,66	15,76	15,23	14,41	11,40	6,77	2,83	0,00
1998		-0,61	-2,23	-0,36	5,24	6,00	11,20	13,83	16,84	16,48	8,41	0,78	-3,60
1999		0,30	-2,28	1,91	4,30	13,23	14,40	14,94	20,48	13,41	11,18	5,33	-0,87
2000		-4,43	0,04	3,58	6,17	11,09	11,57	14,86	17,20	11,12	8,28	4,27	0,32
1992	Moyenne des maxima	7,84	8,66	11,14	13,80	19,80	25,23	28,29	31,28	26,53	22,42	18,33	13,09
1993		10,74	7,21	11,83	18,43	24,00	31,30	31,70	32,83	30,23	24,29	14,83	12,51
1994		9,92	10,82	17,23	16,37	29,24	29,66	32,06	34,64	25,33	17,20	14,50	10,50
1995		11,00	8,00	14,00	22,00	25,00	34,00	33,16	31,26	25,63	19,12	14,83	11,03
1996		10,54	8,93	12,41	14,33	21,25	24,60	29,12	34,03	25,03	18,93	15,76	9,32
1997		6,26	10,44	11,55	14,37	23,11	32,16	31,73	28,38	31,30	18,87	12,76	10,50
1998		8,69	12,38	13,13	18,12	19,25	25,91	36,19	32,89	30,81	21,18	9,78	9,39
1999		11,08	5,85	15,86	18,96	29,71	29,32	31,58	36,33	29,00	22,00	13,66	7,90
2000		8,63	13,11	16,51	21,06	25,66	24,93	35,42	34,16	30,37	18,20	11,76	7,60
1992	Moyenne	2,49	3,80	6,04	8,05	13,79	17,75	20,55	22,96	19,22	15,64	12,15	8,01
1993		4,21	4,53	6,11	10,88	16,61	22,55	23,62	24,66	21,82	17,15	9,57	6,85
1994		5,67	5,26	10,75	14,49	20,57	21,21	24,22	26,76	19,22	12,10	8,75	7,25
1995		4,40	3,50	7,00	13,00	17,50	24,00	25,79	24,20	19,80	13,54	9,32	8,02
1996		6,24	4,72	7,17	9,65	15,09	18,40	22,33	26,26	18,64	12,82	9,41	5,42
1997		3,07	5,67	5,89	8,34	15,39	23,96	23,48	21,40	21,35	12,82	7,80	5,25
1998		4,04	5,08	6,39	11,68	12,63	18,56	25,01	24,87	23,65	14,80	5,28	2,90
1999		5,69	1,79	8,89	11,63	21,47	21,86	23,26	28,41	21,21	16,59	9,50	3,52
2000		2,10	6,58	10,05	13,62	18,38	18,25	25,14	25,68	20,75	13,24	8,02	3,96
1992	Température minimale absolue	-5,00	-4,00	-2,00	-4,00	-1,50	5,00	10,00	11,00	7,00	3,00	1,00	-3,00
1993		-5,00	-6,00	-5,00	-2,00	3,00	9,00	10,00	12,00	7,00	5,00	-3,00	-2,00
1994		-2,00	-5,00	1,00	-2,00	3,00	7,00	13,00	13,00	7,00	3,50	0,00	-3,00
1995		-4,00	-5,00	-3,00	-1,00	7,00	10,00	12,00	10,00	8,00	4,00	-1,00	-5,00
1996		-3,00	-5,00	-5,00	1,00	3,00	7,00	9,00	12,00	7,00	0,00	-2,00	-4,00
1997		-3,00	-3,00	-3,00	-2,00	-3,00	10,00	10,00	9,00	5,00	2,00	-2,00	-5,00
1998		-5,00	-6,00	-5,00	-1,00	0,00	7,00	13,00	11,00	11,00	2,00	-10,00	-6,00
1999		-5,00	-12,00	-4,00	1,00	8,00	3,00	8,00	15,00	8,00	9,00	2,00	-7,00
2000		-9,00	-6,00	-2,00	2,00	8,00	9,00	14,00	16,00	9,00	6,00	0,00	-5,00
1992	Température maximale absolue	13,00	19,00	20,00	22,00	30,00	32,00	33,00	34,00	33,00	28,00	25,00	20,00
1993		17,00	14,00	22,00	24,00	32,00	37,00	37,00	38,00	35,00	30,00	25,00	22,00
1994		20,00	23,00	24,00	25,00	30,00	36,00	38,00	40,00	32,00	26,00	21,00	29,00
1995		18,00	16,00	20,00	26,00	31,00	37,00	39,00	37,00	34,00	27,00	23,00	20,00
1996		18,00	14,00	25,00	23,00	28,00	33,00	29,00	40,00	30,00	30,00	20,00	19,00
1997		15,00	20,00	20,00	23,00	32,00	39,00	29,00	37,00	31,00	25,00	19,00	15,00
1998		12,00	18,00	21,00	25,00	25,00	37,00	40,00	39,00	36,00	29,00	20,00	18,00
1999		23,00	13,00	24,00	30,00	37,00	38,00	37,00	41,00	39,00	27,00	17,00	15,00
2000		13,00	22,00	22,00	29,00	29,00	32,00	38,00	40,00	40,00	15,00	17,00	16,00

Tab. 4.2: Données pluviométriques entre 1987 et 2000.

Année	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
1987	11,40	41,70	29,60	13,50	20,60	9,30	54,50	0,00	0,00	20,20	46,00	13,70	260,50
1988	17,60	4,10	9,50	7,40	38,30	38,30	0,00	0,00	20,10	20,10	42,50	61,50	259,40
1989	17,80	37,70	18,70	19,20	21,70	113,20	35,80	56,00	67,70	16,40	21,60	18,60	444,40
1990	151,10	0,70	59,50	60,70	85,60	16,90	64,70	77,70	57,00	10,70	109,31	29,80	723,71
1991	7,80	29,90	65,50	20,10	28,00	39,60	7,50	14,10	31,00	52,50	25,10	8,60	329,70
1992	19,50	24,40	62,10	47,50	79,10	4,00	45,50	35,30	32,00	8,60	63,30	39,30	460,60
1993	12,80	50,10	44,50	12,70	23,70	20,70	39,80	8,30	9,80	17,30	15,10	83,50	338,30
1994	12,50	5,26	5,00	14,50	20,00	21,00	0,00	22,00	38,00	41,20	29,50	9,10	218,06
1995	50,30	0,00	37,60	12,10	7,00	35,90	35,30	21,90	52,30	49,10	17,40	26,80	345,70
1996	75,60	98,90	91,70	30,70	24,80	18,70	23,40	20,00	19,60	0,00	5,40	22,10	430,90
1997	6,50	9,50	23,70	34,80	17,20	27,00	12,00	50,00	61,00	42,00	84,00	40,00	407,70
1998	4,00	26,00	39,00	66,00	19,50	24,00	0,00	30,00	9,00	31,00	48,00	12,00	308,50
1999	60,00	10,00	11,00	6,00	3,00	17,00	0,00	32,00	5,00	29,00	72,00	66,00	311,00
2000	7,00	14,00	13,00	2,00	36,00	35,00	0,00	4,00	57,00	19,00	6,00	32,00	225,00

ANNEXE 5

COORDONNEES LAMBERT ET ALTITUDES DES PROFILS PEDOLOGIQUES.

Profil	X (km)	Y (km)	Altitude (m)
PROFIL IO (OULED-YAGOUB)	887,40	237,70	1620
Profil IIO (Ouled-Yagoub)	887,46	237,85	1700
Profil VO (Ouled-Yagoub)	887,55	237,95	1705
Profil IIIC (Chélia)	856,90	231,60	1900
Profil IVC (Chélia)	856,80	231,5	1890

ANNEXE 6

RESERVES EN EAU DES SOLS SELON LES TEXTURES (JAMAGNE et al., 1977).

Classe de texture		Humidité (%) à la capacité au champ	Humidité (%) au point de flétrissement	RU (%)	Densité apparente (g/cm ³)	RU (mm/cm de sol)
	S	8	3	5	1,35	0,70
	SL	12	5	7	1,40	1,00
	SA	19	10	9	1,50	1,35
	LIS	15	7	8	1,50	1,20
	LS	19	9	10	1,45	1,45
	LmS	20	9	11	1,45	1,60
	LSA	22	11	11	1,50	1,65
	LAS	24	12	12	1,45	1,75
	LI	17	8	9	1,45	1,30
	Lm	23	10	13	1,35	1,75
	LA	27	13	14	1,40	1,95
	AS	33	22	11	1,55	1,70
	A	37	25	12	1,45	1,75
	AL	32	19	13	1,40	1,80
ALo	Sédimentaire	29	18	11	1,50	1,65
	Altération	38	25	13	1,30	1,70

TABLE DES MATIERES

	Page 01
INTRODUCTION GENERALE.....	
CHAPITRE I <u>ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE</u>	
Le cèdre de l'Atlas, la sécheresse, la réserve utile en eau et le bilan hydrique	
I. LE CEDRE DE L'ATLAS.....	05
I.1 Caractéristiques botaniques du cèdre.....	05
I.2 Répartition du cèdre de l'Atlas.....	05
I.3 Auto-écologie du cèdre.....	07
I.3.1. Influence du climat.....	08
I.3.2 Influence de l'altitude.....	09
I.3.3. Influence de l'exposition.	11
I.3.4 Influence du substratum et du sol.....	11
I.3.5. Associations du Cèdre de l'Atlas.....	13
II. LE CEDRE ET LA SECHERESSE.....	14
II.1 Définition de la sécheresse.....	14
II.2 Réponse des plantes à la sécheresse.....	15
II.2.1. Régulation stomatique.....	15
II.2.2. Diminution de l'indice foliaire et de la biomasse.....	16
II.2.3. Augmentation du rapport parties souterraines /parties aériennes.....	16
II.2.4. Développement d'un potentiel hydrique et d'un potentiel osmotique.....	17
III. LE SOL EN TANT QUE RESERVOIR D'EAU.....	18
III.1. Le concept de potentiel de l'eau et sa mesure.....	19
III.2. Les formes d'eau dans le sol.....	21
III.3. Evaluation du réservoir en eau du sol.....	23
III.4. PREVISION DE LA RETENTION DE L'EAU : Facteurs explicatifs de la rétention en eau.....	24
III.4.1. Les constituants.....	24
III.4.1.1. Matières organiques.....	24
III.4.1.2. Les constituants minéraux.....	25
III.4.2. Importance de la texture et de la structure du sol.....	26
III.4.3. Influence de l'histoire du sol.....	26
III.4.4. Relation entre pierrosité et réserve en eau.....	26
IV. LE BILAN HYDRIQUE.....	27
IV.1. L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....	28

CHAPITRE II

ETUDE DU MILIEU ET METHODOLOGIE

I. LOCALISATION ET CARACTERISATION PHYSIQUE ET BIOLOGIQUE DE LA REGION D'ETUDE.....	
I 1. Situation géographique et administrative.....	
I.2. Le relief.....	31
I.3. La Géologie.....	31
I.4. La Pédologie.....	32
I.5. L'hydrologie.....	32
I.6. La végétation.....	34
I.7. Le Climat.....	35
I.7.1 La Pluviométrie.....	35
I.7.2. Les températures.....	37
I.7.3. Autres données climatiques.....	38
I.7.4. Les Indices climatiques.....	39
I.7.4.1. Le diagramme de Bagnouls et Gausсен.....	40
I.7.4.2. Le climagramme d'Emberger.....	40
I.7.5. L'Evapotranspiration potentielle (ETP).....	41
I.7.6. Conjonction Pluie, température et ETP.....	41
II. METHODOLOGIE.....	43
II.1. Les mesures physiques.....	45
II.2. Les mesures chimiques et physico-chimiques.....	45
II.3. Détermination de la nature minéralogique de la fraction <2μ.....	46
II.4. Les mesures de la rétention en eau.....	47
II.5. Calcul de la RU.....	47
II.6. Analyses statistiques.....	48
	49
<u>CHAPITRE III</u>	
<u>RESULTATS ET INTERPRETATION</u>	50

Sols de cédraies des Aurès et bilan hydrique

I. SOLS DE CEDRAIES DES AURES.....	
I.1. Description morphologique et analyse physico-chimiques.....	52
I.1.1. Profil I Ouled Yagoub (Oued El- Anser)	
I.1.2. Profil II Ouled-Yagoub.....	52
I.1.3. Profil V Ouled-Yagoub.....	52
I.1.4. Profil III Chélia.....	55
I.1.5. .Profil IV Chélia.....	57
	59
I.2. L'analyse minéralogique de la fraction "argile"	61
I.3.- Interprétation synthétique des caractéristiques des sols.....	
I.3.1. La réaction des sols.....	
I.3.2. La texture.....	63
I.3.3. Les taux de calcaire.....	67
I.3.4. Les teneurs en matière organique.....	67
I.3.5. Densités réelle, apparente, porosité.....	68
I.3.6. Capacité d'échange et cations échangeables.....	72
I.3.7. Caractéristiques et réserve en eau.....	73

I.3.7.a- Rétention d'eau.....	76
I.3.7.b- Teneurs en eau et potentiel.....	77
I.3.7.c- La charge grossière et son influence sur la réserve en eau des sols.....	80
	80
	84
	85
II. BILAN HYDRIQUE.....	
II.1. Calcul du bilan hydrique.....	
II.2. Interprétation.....	
II.2.1. La précocité du déficit hydrique.....	87
II.2.2. La durée du déficit hydrique.....	87
II.2.3. L'intensité du déficit hydrique.....	91
	91
<u>CHAPITRE IV</u>	92
<u>DISCUSSION</u>	92
I. CARACTERISTIQUES DES SOLS ET PEDOGENESE DANS LES CEDRAIES DES AURES.....	
I.1. La minéralogie des argiles.....	
I.2. Conclusion.....	
II. RESERVE EN EAU DU SOL ET FACTEURS EDAPHIQUES.....	98
II.1. Rétention en eau et potentiel hydrique.....	101
II.2. Relation densité apparente et réserve utile.....	101
II.3. Réserve en eau utile et pédogenèse.....	102
	102
III. LA SECHERESSE EDAPHIQUE ET LE BILAN HYDRIQUE.....	103
	103
CONCLUSION GENERALE.....	
	104
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	
ANNEXES.....	107
	111
	117

RESUME :

Les cédraies connaissent en Algérie et au Maroc une régression continue préjudiciable à la fois du point de vue socio-économique et environnemental. Dans les Aurès cette régression s'est accélérée ces dernières années à cause notamment du dépérissement et de l'absence de régénération. Une hypothèse à ce phénomène serait la sécheresse édaphique. Or cette dernière est en liaison avec la réserve utile en eau (RU) des sols. L'objectif de ce travail est par conséquent l'étude de cette réserve hydrique au niveau des cédraies du Chélia (Aurès central) et d'Ouled Yagoub (Aurès oriental), d'analyser d'une part son rôle dans le bilan hydrique et d'autre part les facteurs édaphiques qui l'influencent. Les sols étudiés sont développés sur grès sous bioclimat essentiellement sub-humide.

Comme tous les sols forestiers ceux étudiés ici sont très bien pourvus en matière organique avec une assez importante litière (4cm). La profondeur et la charge caillouteuse sont variables. Leurs caractéristiques physico-chimiques sont en relation avec la nature du substrat. Les sols du Chélia sont non calcaires et de pH neutre ($<7,5$) alors que ceux de Ouled Yagoub sont en général calcaires et basiques ($>7,5$). Par contre leur texture relativement semblable sur les deux sites, varie d'argilo-limoneuse à sablo-argileuse.

La séquence d'évolution des sols comprend une succession de processus pédogénétiques, caractéristiques des régimes humides, méditerranéens et sous forêt à savoir, décarbonatation, décalcification, fersiallitisation, brunification, acidification et lessivage modéré donnant naissance selon l'âge à des rendzines brunifiées et à des sols rouges fersiallitiques brunifiés.

La rétention d'eau au point de flétrissement ($-1,5\text{MPa}$) est très bien corrélée avec la CEC du sol. La rétention de l'eau aux hauts potentiels ainsi que la densité apparente et la réserve utile dépendent de la nature des constituants du sol mais aussi de leur organisation. C'est le cas de la teneur en eau à $pF_{2,5}$ (-330hPa) qui est corrélée positivement avec les teneurs en argile, en matière organique et négativement à la densité apparente.

Ainsi la RU des sols dépend de ses capacités de rétention, liées à ses propriétés physiques qui déterminent essentiellement sa macroporosité (texture et densité) et à certaines propriétés chimiques (teneurs en C, CEC).

Enfin, en se référant au bilan hydrique obtenu avec l'ETP de Thornthwaite les résultats indiquent que le sol serait sec (la réserve en eau $<40\%RU$) entre mai- juin- juillet et octobre-novembre, soit entre 4 et 7 mois, selon, la RU, l'altitude et les conditions météorologiques. Ainsi la

prise en considération dans le calcul du bilan hydrique de la RU des sols est de mieux appréhender les conditions réelles de l'alimentation hydrique des peuplements forestiers.

Mots - clés : Aurès , Cédre , Sol , Pédogenèse , R U , Sécheresse , Bilan hydrique .

ملخص

Èàìà ìáú ÓÚáí íðá ÁíÒáÇÑáÈá ÇÑæáÍÈ ì ÒðÇ ÈÑÚáá íÝ ÑáÒìá íÝÒÑ?Ç ÈÇÈÙ ÝÑÚÈ Èæä É ÕÇÍ ÈÈÈ ÈÑÍ?Ç ÈÇæáÒá íÝÑæáíðá Çðá ÙÑÇÓÈÓÇÑæ?Ç íÝ.íáÈæ ; íÚçáÈ?Ç ; ííÇ ÒÈÇ àðá àææ .ÉÈÈÇ ÝÇÝ íáæ ÈÑáÇÚá àðáá É ÌÒÑÝ ÁÇÓÚÁ àæí.íÚÈá ÌíìÈ Ìæìæ àíÚæ ÑÇÌÒÇ íááá íðÇÈ?Ç Çðá É ÕÑÍ æá ááÚá Çðá áá Ýíáá íÈÈÈ íÑæÑ Òá íááá íðÇÈ?Ç ÈÈÈÚ ÇááÈÑÍ?Ç àæÈÈ Ñß Èá ì áá É ÕÑÍæ ; (íÑÒá ÓÇÑæ?Ç) ÈæÚí?Çæá íæÈá ìáúæ (ðÇÇ?Ç ÓÇÑæ?Ç) Ç ÈÒ ìæÈá ìáú (le bilan hydrique) íááá áááá ÈÇÓÍ íÝáÑæí ÌÑÍÁ Èá ì ááæ ; Çá ÝÈÑÈáá É ÈÈÈ ááæÚæ ÈÈÈ ÈíçááÈÈ È ÒÇÑæ?Ç ÈÈÈÈÈ Òá ÈÍÇá ÈÍÈ (grés) íáÑá áÇ ÒáÒá ÞæÝÈæÈÈ É ÕæÑíáá ÈÈÈÇ .ÉÈÈÙ Ì Òíá É àæ ÈßáÓ. (litière 4cm) ÈßáÓÈ ÈÒÚ ÈÈÈ Úá É ÈÈÈ ÈÈÈÇ áßÈ ÈÒÚ ÈáÈá É Õæáí ÈÇðæ É Òß ÑÚ ÇÈÒá ÈÈÈÈÈ ÈÚÈÈ ÈÈÚ Çáá É ÈÈÈÈ Òá Çá ÒÆÓÍ íÝÈá ÈÈÈ ÇÈá íá áááæÞçááÈ(7.5>) É íÚÇæ É Òß ÈáÇÚ É ÝÒÈíá ÈæÚí?Çæá ÈÈÈáÈ(7.5>) É íÚÇæ .É ÈÑ – É ÈÈÈ ÈÈ – É ÈÈ ä ÈíæÑÈÈä ððíáá ÑíÈÈ ÈÇÍÇáÈÈ ÕÇÍá (processus pédogénétiques) ÈÇáÒ Èßáá áÓÇÈáá ÒÈÈ ÈÈÈ ÑæðÈ : íáæ ÈÈÈ ÈÍÈ ÈÈÑá ðÇÈá ÒÈÇ

décarbonatation , décalcification, fersialitisation, brunification, acidification et lessivage modéré.

È íÇáÑ ÁÇÑá í ÈÈÈ ä ðíáá ä?Ç ÈÑÍ Òáæ ÈÈÈ ÑáÚß ÈÓÍ íðÚÈ (sol rouge fersiallitique brunifié, et rendzine bruinée)

) É ÑáÇÚá É ÝÈæ (potentiel élevé) ÈÚÈáá íæá íÝ (la rétention de l'eau) Áçáá É ÒÇÁ æá Çðá .ááÈÈÈíáú ÇÓÍ àææ ÈÈÈÈÈ ÈÇææ ÈÚÈÈ ìáú ÌáÈí íÑæÑ Òá íðÇÈ?Ç (densité apparente ; à ðá ÒßÈÚá ÈÈÈ ÈÈÚ Çáá íÈÈ (pF2.5 ou – 330 hPa) 2.5 Èæá ááÇÚ ÈÍÈÁçáá ÈßáÇÍ point de MPa) áæÈá ááÇÚ ÈÈÈ íÝÁçáá É ÒÇÁ ; É ÑáÇÚá É ÝÈæ Úá ÇÈÈ ; É ÈÒÚ Èíçáá (flétrissement ou -1.5

ððææ .äðæ ÈÈÈÈÈ Èíçáá ÒßÈÚá ÈÈÚ ÇááÈÑÍ?Ç àðáæ ÈÈÈÈÈ ÈÚÚá Úá ÈÍÍ ÈÈÚ Çáá äÚÈ íÈÈ ÈÈÈÈÈ Çá ÒÆÓÍÈÈÈÈÈ Áçáá ÒÇÁ íÝÇáÈíÞ ìáú ÌáÈÈ ÈÈÈÈÈ íÑæÑ Òá íááá íðÇÈ?Ç .(ÈÈÈÈÈ ÈÚÚá íÈÈÈÈÈ Èíçáá ÒßÈÈÈ ÈÈÈÈÈ ÒÆÓÍ ÒÚÈíáúæ ÇáÈÈÈ ÇááæÞ ; ÈÈÈÈÈ ÇáÈÈÈÈÈ ÈÇÍ ÈÈÈÈÈ äá äÈÈÈÈÈ (ETP de Thornthwaite) Úá ááá Óíáá íááá áááá íáÚæ ÌÑáÈÈ ÇÑÍÁ ; ÑÈÈÈÈ ÈÈÈÈÈ íáÇæì ; íçá íáÑÝáÈ (íÑæÑ Òá íðÇÈ?Ç áá 40% íááá íðÇÈ?Ç) ÉÝí ææÈÈ ÝæÑÚæ ÑíÈÈ ÌðÓ áÚ ÇáÇÈÈ ; íÑæÑ Òá íááá íðÇÈ?Ç ÈÓÍ ; Ñá Ò 7æ 4 äÈÇá íá ÑÈÈÈä

ÍãÓíÉ~~ĤĤ~~ íÑæÑÖă í~~Ĥăă~~ íØ~~Ĥ~~Ĥ?Ç íáú í~~Ĥăă~~ äăăă ÈÇÓÍ íÝ Ñ~~Ĥ~~Ĥ?Ç äÚÈÎ?Ç äÇY~~Ĥ~~Đăă.É Ĥìă
.È~~Ç~~Ĥăă É Ĥăă É ĐŮ~~Ĥ~~ăă É ĤĤăă YăÑŮăă áÖÝÉ~~Ů~~ăăÈ