

THÈSE

En vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat en Sciences

Présenté par : Dehni Abdellatif
Soutenu le Jeudi 15/03/2018

Intitulé

***Téledétection de la salinité des sols à l'aide des
techniques de traitement d'images satellitaires —
Application à la région d'Oran***

<i>Faculté</i>	<i>: Physique</i>
<i>Département</i>	<i>: Physique énergétique</i>
<i>Spécialité</i>	<i>: Physique</i>
<i>Option</i>	<i>: Physique énergétique</i>

Devant le Jury Composé de :

Membres de Jury	Grade	Qualité	Domiciliation
A. H. BELBACHIR	Professeur	Président	U.S.T.O.M.B Oran
M. LOUNIS	Professeur	Encadrant	UNIV. Djillali Bounaama Khemis Meliana
N. BENABADJI	Professeur	Examineur	Examineur
N. I. BACHARI	Professeur	Examineur	U.S.T.O.M.B Oran
A. HASSINI	Professeur	Examineur	U.S.T.H.B Alger
F. LAOUFI	Maitre de Recherche B	Invité	UNIV. Oran 2

Remerciements

Mes remerciements vont tout premièrement à Dieu le tout puissant pour la volonté, la santé et la patience qu'il m'a donnée pour réaliser ce travail.

*Le travail de cette thèse de Doctorat a été réalisé auprès du département des Systèmes d'Information à Références Spatiales « SIRS » du Centre des Techniques Spatiales « CTS » sous l'égide de l'Agence Spatiale Algérienne « ASAL » que je tiens à remercier vivement Mr. **A. MENDAS** Chef de département « SIRS » pour conseils et ses directives autour du sujet de thèse de recherche ainsi que Messieurs le Directeur général de l'ASAL Mr. **A. OUSSEDIK** et Mr. **H. MAHI** Directeur au niveau du CTS d'Arzew.*

*Mes vifs remerciements sont adressés au laboratoire « Laboratoire d'Analyse et d'Application des Rayonnements : LAAR » de la faculté de physique à l'Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohammed Boudiaf « USTO-MB », grâce à l'accueil de son Directeur le Professeur **A. H. BELBACHIR** qui m'a fait l'honneur de présider le jury de soutenance que je tiens à lui exprimer toute ma considération distinguée.*

*J'exprime toute ma gratitude à mon Directeur de thèse Mr **M. LOUNIS**, Professeur à l'université USTO-MB/université Djillali Bounâama de Khemis Meliana. J'ai bénéficié de son expérience, sa rigueur scientifique et de sa persévérance. Il a toujours été disponible et très ouvert à toutes les discussions, l'aspect critique des choses, apport personnel et la motivation. Il a suivi attentivement et activement la progression de mon travail. Il a toujours su comment me motiver, me diriger et me soutenir. Je le remercie vivement pour la confiance et la considération qu'il m'a toujours octroyée.*

*Mes remerciements les plus vifs à Mr **N.I. BACHARI**, Professeur à l'université de l'USTHB d'Alger pour l'intérêt qu'il a manifesté à ce travail malgré ses lourdes tâches et d'avoir accepté d'être membre de jury pour ses plus amples critiques d'analyse et d'examination. Je tiens également à remercier activement Mr **N. BENABADJI**, Professeur à l'université USTO-MB qu'il m'a fait l'honneur de faire partie du jury, qu'il trouve tous mes remerciements.*

*Mes vifs remerciements et profonde reconnaissance à Mr **A. HASSINI** Professeur à l'université Oran 2 pour son soutien sans relâche tout au long de la réalisation de ce travail. Son grand savoir en télédétection, modélisation et ses relations humaines, son expertise dans le domaine de télédétection avec ses ouvrages, publications nationales et internationales et enfin les projets de recherche qui m'ont été d'une grande aide dans mon travail de recherche. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

*Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Mme **F. LAOUFI** Maitre de recherche B à l'Ecole Nationale Polytechnique d'Oran « ENPO », d'avoir accepté de faire partie de ce jury. Qu'elle trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.*

Egalement, je tiens à remercier tous ce qui de près ou de loin a consentis les encouragements et la mise à ma disposition de données utiles à la préparation de cette thèse. Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à ma femme Zennaf Salima qui m'a toujours soutenu dans la vie, mes chers frères et leurs épouses à l'étranger et sans oublier nos chers parents qui nous ont toujours encouragés à prendre de l'avant devant les situations difficiles que subit le chercheur dans sa tâche principale « la recherche ». J'exprime enfin mes remerciements à Mr Kheloufi Nourredine pour ses précieux conseils, son soutien moral et son aide précieuse sur la programmation d'interfaces.

DEHNI ABDELLATIF

Table des matières

RESUME	9
INTRODUCTION GENERALE.....	10
RESUME	14
I.1 MESURE DE LA CONDUCTIVITE DES MATERIAUX	15
I.1.1 MESURE DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE.....	15
I.1.2 MESURE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE.....	19
I.1.3 MESURE DE LA CONDUCTIVITE ELECTROMAGNETIQUE	19
I.2 SALINITE & ALCALINITE.....	23
I.2.1 INTERPRETATION DE LA SALINITE DES SOLS	23
I.2.2 SALINISATION NATURELLE & SALINITE DES SOLS	24
I.2.3 SALINISATION SECONDAIRE OU ANTHROPIQUE.....	24
I.2.4 DEFINITION DE LA SALINITE DES SOLS	25
I.2.5 INTERACTION SOL ET SALINITE DES SOLS	29
I.3 ETUDES ANTERIEURES SUR LA SALINITE DANS LA ZONE D'ETUDE « SEBKHA D'ORAN ».....	32
I.4 CLASSIFICATION DES SOLS SALSODIQUES	35
I.5 CLASSIFICATION DE LA SALINITE DES SOLS	36
I.6 ALCALINITE DES SOLS.....	37
I.7 PHENOMENE DE LA DOUBLE COUCHE ELECTRIQUE	37
CONCLUSION	39
II.1 TELEDETECTION, RAYONNEMENT ET MATIERE	41
II.1.1 CAPTEURS OPTIQUES (RADIOMETRES)	42
II.1.2 PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT D'UN CAPTEUR OPTIQUE – METHODE DE BALAYAGE	42
II.1.3 CARACTERISTIQUES DES IMAGES	43
II.1.5 BASES PHYSIQUES EN TELEDETECTION	45
II.1.6 INTERACTION ONDE - MATIERE	47
II.1.7 REFLECTANCE DE FRESNEL.....	49
II.2 STRATEGIES D'ANALYSES MULTISPECTRALES.....	51
II.3 INTERACTION AVEC L'ATMOSPHERE	53
II.4 INTERACTION AVEC LA SURFACE TERRESTRE	56
II.5 TOMOGRAPHIE ET ABSORPTION DU RAYONNEMENT	56
II.5.1 TRANSMITTANCE ATMOSPHERIQUE PAR ABSORPTION	57
II.5.2 TRANSMITTANCE ATMOSPHERIQUE PAR DIFFUSION	58
II.6 SIGNATURE SPECTRALE DIRECTE.....	59
II.6.1 ANALYSE SPECTRALE DIRECTE PAR SPECTROPHOTOMETRIE	61
II.6.2 ANALYSE SPECTRALE PAR SPECTROPHOTOMETRIE DIFFERENTIELLE	62
II.7 SIGNATURES SPECTRALES INDIRECTES.....	65
RESUME	68

III.1 TECHNIQUES DE REGRESSIONS ET DE STATISTIQUE SPATIALE	69
III.1.1 GEOSTATISTIQUE DE LA SALINITE.....	69
III.1.2 AUTOCORRELATION SPATIALE	71
III.1.3 TECHNIQUES ACP.....	71
III.2 TECHNIQUES DE CLASSIFICATION EN TELEDETECTION AEROSPATIALE PASSIVE.....	72
III.2.1 TECHNIQUES DES INDICES SPECTRAUX.....	72
III.2.2 TECHNIQUES DES INDICES SPECTRAUX COMBINES	74
III.2.3 TECHNIQUES DE DETECTION DE LA SALINITE PAR L'INFRAROUGE THERMIQUE	75
III.2.4 TECHNIQUES DE DETECTION DE LA SALINITE PAR CLASSIFICATION SUB-PIXELIQUE	76
III.2.5 TECHNIQUES DE DETECTION DE LA SALINITE PAR CLASSIFICATION SPECTRALE	78
III.2.6 DEMIXAGE RADIOMETRIQUE / SPECTRAL	79
III.2.7 DETECTION MULTISPECTRALE SAM.....	80
III.2.8 METHODES DE REDUCTION DE DIMENSIONNALITE	81
III.2.9 METHODE D'IDENTIFICATION AVEUGLE	81
III.2.10 TECHNIQUES DE DETECTION PAR SPECTROMETRIE D'ABSORPTION.....	82
III.3 TECHNIQUES DE CLASSIFICATION EN TELEDETECTION AEROSPATIALE ACTIVE.....	86
III.3.1 TECHNIQUES DE FUSION RADAR - TELEDETECTION RADAR DE LA SALINITE	86
III.3.2 TECHNIQUES ELECTROMAGNETIQUES EN DOMAINE FREQUENTIEL	87
III.3.3 METHODES ELECTROMAGNETIQUES	88
III.3.4 METHODES ELECTRIQUES	91
<i>III.3.4.1 Méthodes de géophysique pour la modélisation de la salinité</i>	<i>91</i>
<i>III.3.4.2 Méthodes de spectroscopie par réflexion diffuse</i>	<i>95</i>
III.4 METHODE DE LA REMONTEE CAPILLAIRE POUR L'ETUDE DE LA SALINITE.....	96
III.5 METHODES HYDROCHIMIQUES	97
III.6 TECHNIQUE DE CARTOGRAPHIE SATELLITAIRE PAR INTEGRATION MULTI SOURCES	100
III.7 APPROCHE GEOSTATISTIQUE ET ANALYSE VARIOGRAPHIQUE	101
III.7.1 ANISOTROPIE GEOMETRIQUE	101
III.7.2 ANISOTROPIE ZONALE	102
III.8 CONCLUSION	103
RESUME	105
IV.1 INTRODUCTION	105
IV.2 SYNTHESE DES TRAVAUX DE SALINITE DANS LA GRANDE SEBKHA D'ORAN	106
IV.3 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE DES SOLS PAR LES DONNEES DE TERRAIN (EN 2D/3D).....	110
IV.3.1 BILAN HYDROLOGIQUE	111
IV.3.2 BILAN SALIN	115
IV.3.3 CARTOGRAPHIE HYDROGEOPHYSIQUE DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE (SALINITE)	116
IV.3.4 SPATIALISATION DE LA SALINITE PAR L'APPORT DES DIAGRAMMES HYDROCHIMIQUES	124
IV.3.5 EXTRACTION DES PARAMETRES BIOPHYSIQUES PAR TELEDETECTION	131
IV.3.6 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE PAR GEOSTATISTIQUE	133
IV.3.7 SIMULATION DE LA SALINITE PAR LA METHODE DIAGRAPHIQUE.....	138
IV.4 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE DES SOLS PAR TELEDETECTION SPECTROSCOPIQUE	141
IV.4.1 EXPLOITATION DES LIBAIRES SPECTRALES	142

IV.4.2 METHODE DES AJUSTEMENTS SPECTRAUX	143
IV.4.3 VALIDATION GEOPHYSIQUE DE LA SALINITE ET EPAISSEUR OPTIQUE	145
IV.4.4 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE PAR LES METHODES PPI, MNF ET SAM	154
IV.4.5 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE PAR LA METHODE DES SEUILS D'HISTOGRAMME	166
IV.4.6 CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE PAR LES INDICES DE SALINITE ET SUIVI TEMPOREL.....	167
IV.5 CONCLUSION	172
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	174
ANNEXES	190
ANNEXE 1 : EXEMPLE DE BILAN HYDROLOGIQUE CALCULE SUR LES 02 STATION : ES-SENIA ET MLETA	190
ANNEXE 2 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES HYDRO CHIMIQUES – BILAN DE SALINITE	191
ANNEXE 3 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES HYDRO CHIMIQUES – BILAN DE SALINITE – SUITE 1.....	191
ANNEXE 4 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES HYDRO CHIMIQUES – BILAN DE SALINITE – SUITE 2.....	192
ANNEXE 5 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES HYDRO CHIMIQUES – BILAN DE SALINITE – SUITE 3.....	192
ANNEXE 6 : EXEMPLE DE BASE DE DONNEES GEOPHYSIQUES STRUCTUREE– PROFILS DES SONDAGES GEO ELECTRIQUES DE L'AQUIFERE MLETA – CONTACTS GEOLOGIQUES	193
ANNEXE 7 : EXEMPLE DE PROFIL GEO ELECTRIQUE SCHLUMBERGER TDEM - L5 - SOGREA 2004	193
ANNEXE 8 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES INTRINSEQUES DE L'ONDE MONOCHROMATIQUE DU SEL NaCl.....	194
ANNEXE 9 : EXEMPLE DE CALCUL DES PARAMETRES INTRINSEQUES DE L'ONDE MONOCHROMATIQUE DU NaCl SUITE.....	194
ANNEXE 10 : EXEMPLE DE REFLECTANCE DU SEL NaCl SELON LES BANDES SPECTRALES LANDSAT 8 OLI	195
ANNEXE 12 : CARACTERISTIQUES DES IMAGES SATELLITAIRES LANDSAT 1,2,3,4,5,6,7 ET LDCM : LANDSAT DATA CONTINUITY MISSION : LANDSAT 8 OLI/TIRS.	196
WEBOGRAPHIE.....	196

Abreviation

LAAR : Laboratoire d'Analyse et Application des Rayonnements
INSID : Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage
ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques
FAO: Food Agriculture Organization
NDSI: Normalized Differential Salinity Index
SI: Salinity Index
NDWI: Normalized Difference Water Index
PPI : Pixel Purity Index ou Indice de Pureté du Pixel
MNF : Minimum Noise Fraction ou Fraction Minimum de Bruit
SAM : Spectral Angle Mapper
DT : Delta Time : Différence temporelle calculée pour les données sismiques (Sonic porosity).
CCD : Charge Coupled Device : pour conversion d'un signal lumineux en un signal électrique.
IFOV : Instantaneous Field Of View : Il représente la plus petite surface détectable par le capteur.
SMIRR: Shuttle Multispectral InfraRed Radiometer
ASAS: Advanced Solid-state Array Spectroradiometer
NASA/JPL: National Aeronautics and Space Administration / Jet Propulsion Laboratory
FLAASH: Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes
ACP : Analyse en Composantes Principales
MSS : Multi Scanning System
ETM+ / TM: Enhanced Thematic Mapper / Thematic Mapper
Landsat 8 OLI/TIRS: Operational Land Imager / Thermal InfraRed Sensor
SPOT/HRV : Satellite Pour l'Observation de la Terre /High Resolution Visible
EO-1 /ALI: Earth Observing-1/Advanced Land Imaging
ERT : Electrical Resistivity Tomography
CE : Conductivité Electrique
IEA : Iterative Error Analysis : Application d'une séquence de démixage spectral avec contraintes.
RMN : Résonance Magnétique Nucléaire
TDEM : Time Domain Electromagnetic Method
TDS : Total Dissolved Solids ou Total des Sels Dissous
SAR : Sodium Adsorption Ratio : Taux d'Adsorption du Sodium
ESP : Exchangeable Sodium Percentage ou Pourcentage de Sodium Echangeable

Liste des figures

Figure 1 : Conductivité thermique de quelques métaux	18
Figure 2 : Principe de la conductivité électromagnétique - Dispositif EM38	20
Figure 3 : Mode opératoire pour la détermination de la conductivité électrique.....	22
Figure 4 : Schéma de la triple couche électrique à la surface des minéraux	38
Figure 5 : Onde électromagnétique plane et les types de profils de polarisation.....	47
Figure 6 : Mesure de la luminance – (Source Caloz, 1998)	48
Figure 7 : Interaction ondes surface	49
Figure 8 : Exemple de polarisation de Fresnel en transmission et en reflexion	51
Figure 9 : Stratégie d'analyse dans l'espace spectral	52
Figure 10 : Stratégie d'analyse dans l'espace image.....	52
Figure 11 : Stratégie de classification dans l'espace vecteur.....	53
Figure 12 : Phénomènes de diffusion en relation avec les spectres d'absorption (colorimétrie).....	54
Figure 13 : Absorption sélective de la lumière dans l'eau selon la profondeur	55
Figure 14 : Dispositif des mesures de tomographie électrique	57
Figure 15 : Signatures spectrales de quelques sels minéraux.....	60
Figure 16 : Spectrophotomètre monofaisceaux et double-faisceaux	62
Figure 17 : Détermination de la position du « red edge » par spectroscopie différentielle ; de haut en bas : spectre initial, dérivée première, dérivée seconde.....	63
Figure 18 : Interprétation géométrique du détecteur SAM dans l'espace vecteur.....	81
Figure 19 : Loi expérimentale de Beer-Lambert.....	85
Figure 20 : Signature spectrale avec suppression du continuum (gauche), caractérisation.....	86
Figure 21 : Principe de mesure de la méthode VLF selon (IRD, 2002).....	95
Figure 22 : Organigramme d'évaluation des sols salins	100
Figure 23 : Variogramme modélisé : modélisation de la variation spatiale du phénomène	102
Figure 24 : Localisation du secteur d'étude - Bassin Versant de la Sebkhha d'Oran.....	107
Figure 25 : Système Hydrogéophysique modélisé en 3D - Aquifère de Mléta – Oran.....	108
Figure 26 : Organigramme général de cartographie de la salinité des sols	110
Figure 27 : Diagramme ombrothermique de a) station RasElAin (1997) et b) station Es-Senia (1967-1997).....	114
Figure 28 : Carte géophysique de synthèse de la région d'Oran.....	116
Figure 29 : Classification des sols salins en irrigation selon les méthodes F.A.O : a) FAO 1988, b) RIVERSIDE US 1954, c) CARTER 1969 et enfin d) WESTCOTE 1976.....	117
Figure 30 : Exemples des profils géo-électriques selon les sondages modélisés.....	119
Figure 31 : Représentation des résistivités apparentes en 3D associés à la lithologie	120
Figure 32 : Logs de résistivité électrique des forages hydrogéologiques de la Mléta.....	121
Figure 33 : Cartographie hydro-stratigraphique et géomodélisation des sels.....	122
Figure 34 : Structuration d'une BD hydrogéophysique sous LeapFrog Geo	123
Figure 35 : Diagramme de Schoëller - Berkaloff - Aquifère de Mléta	124
Figure 36 : Diagramme de Piper pour les aquifères Mléta et Es-Sénia.....	125
Figure 37 : Diagramme (Riverside) de classification de la salinité – Aquifère Mléta.....	127
Figure 38 : Solubilité d'équilibre entre la calcite et le gypse – Aquifère Mléta.....	128
Figure 39 : Exemple des rapports ioniques caractéristiques.....	129
Figure 40 : Origine de salinité par rapports ioniques.....	130
Figure 41 : Spatialisation de la pression de vapeur d'eau (a) et la chaleur latente de vaporisation (b).....	132
Figure 42 : Cartographie du constant diélectrique de la région d'Oran	133
Figure 43 : Variogramme expérimental de l'aquifère Es-Sénia.....	134
Figure 44 : Ajustement du variogramme expérimental de l'aquifère Es-Sénia selon les modèles Penta sphérique et Bessel	135
Figure 45 : Variogramme surfacique de la conductivité électrique	136
Figure 46 : Ajustement du variogramme expérimental de l'aquifère de Mléta	137

Figure 47 : Modélisation variographique du SAR et CE en 3D sous GS+	137
Figure 48 : Exemple de forage pétrolier avec détermination de volume d'argile.....	139
Figure 49 : Simulation du signal salin (déflexion vers la gauche = forte salinité) en fonction de la loi d'Archie simulée (résistivité électrique)	140
Figure 50 : Organigramme général de télédétection par spectroscopie des sols salins	141
Figure 51 : Spatialisation des niveaux de salinité par interpolation Radial Basis Function - Sebkha d'Oran.	146
Figure 52 : Spatialisation des niveaux de salinité selon : Epaisseur optique et Absorbance.....	147
Figure 53 : Étalonnage expérimental de l'absorbance, longueur d'onde à travers une bande d'ondes monochromatique Landsat 8 OLI.....	149
Figure 54 : Régression de dispersion spectrale pour la pression osmotique dans Landsat 8 OLI (Bandes 2, 3, 4, 5, 6 et 7 respectivement).	150
Figure 55 : Interaction entre la transmittance du sel NaCl, concentration molaire et ajustement à la pression osmotique (modèles linéaire, rationnel et exponentiel).	151
Figure 56 : Outil de télédétection par spectroscopie montrant l'absorbance des sels du NaCl et KCl liés par la pression osmotique (loi Van't Hoff) en bleu, vert, rouge et infrarouge court (à gauche) et la loi de Beer-Lambert pour seulement bleu (à droite)	152
Figure 57 : Télédétection par spectroscopie infra rouge des effets de polarisation, déformation, transitions électroniques du sel NaCl.....	153
Figure 58 : Repliement de spectre sous condition (Fe inférieur à 2F) et apparition d'une sommation de spectres en rouge et perdition lors du recouvrement (en bleue)	154
Figure 59 : Organigramme méthodologique illustrant la démarche générale suivie pour l'identification des sols salins	155
Figure 60 : Correction atmosphérique par la méthode FLAASH des images ASTER	156
Figure 61 : Les composantes de MNF utilisées par l'indice de pureté du pixel (PPI) : (a) à (f) six images de MNF obtenues par transformation des neuf bandes ASTER ; (g) composée en (RVB) des trois premières de MNF ; (h) la variance en fonction du nombre de MNF.....	159
Figure 62 : Discrimination spectrale du niveau spectral et spatial d'identification de la salinité	160
Figure 63 : Carte minéralogique par utilisation de la librairie spectrale Endmembers USGS	161
Figure 64 : Signature spectrale des minéraux géologiques selon les Endmembers	161
Figure 65 : Application de la méthode MNF sur les images multispectrales - itérations pour 6 bandes spectrales contenant le maximum d'information	162
Figure 66 : Cartographie de la salinité par les méthodes spectrales PPI, MNF et Démixage spectral des endmembers dans le lac salé - Sebkha d'Oran.....	163
Figure 67 : Carte de salinité par la méthode MNF Inverse	164
Figure 68 : Composition trichromique RGB : Rules_Endmember7, endmember2, endmember3) pour la cartographie de la salinité (règles d'abondance).....	165
Figure 69 : Carte d'abondance de la salinité du lac salin de la Sebkha	165
Figure 70 : Carte de salinité par la méthode MNF inverse sur image hyperspectrale ASTER	166
Figure 71 : Détection de la salinité (Cl : chlorures) par seuillage radiométrique / histogramme selon image référence/ image test et calcul des concentrations massiques/molaires	167
Figure 72 : Cartographie de la salinité par les indices spectraux multicanaux.....	168
Figure 73 : Analyse temporelle de la salinité par indice NDSI du 07/08/2008 et 06/07/2008	170
Figure 74 : Composition trichromique RGB (NDSI, turbidité, indice de l'eau NDWI)	171
Figure 75 : Composition trichromique RGB (indices de salinité et de turbidité)	171

Liste des tableaux

Tableau 1 : Conductivité thermique de matériaux de construction et géologiques	18
Tableau 2 : Repartition de la salinité dans le Monde	28
Tableau 3 : Carbonate de magnésie de chaux et de fer	33
Tableau 4 : Résultats des analyses chimiques	34
Tableau 5 : Résultats des analyses chimiques (Sourisseau, 1976)	35
Tableau 6 : Résultats des analyses chimiques (Hassani M. I, 1987)	35
Tableau 7 : Classification des sols salins sur les cultures	36
Tableau 8 : Classification de la qualité de l'eau selon FAO	36
Tableau 9 : Classification de l'alcalinité des sols	37
Tableau 10 : Valeurs seuils en imagerie satellitaire (In Laoufi F, 2012)	45
Tableau 11 : Couleurs et champs chromatiques du spectre du visible	55
Tableau 12 : Transmittance de l'atmosphère par absorption	58
Tableau 13 : Transmittance de l'atmosphère par diffusion optique	59
Tableau 14 : Indices spectraux multi canaux pour l'étude de la salinité	74
Tableau 15 : Principales caractéristiques des appareils FDEM	88
Tableau 16 : Relation de remontée capillaire selon diamètres des sédiments	97
Tableau 17 : Classification climatique de l'indice de sécheresse	114
Tableau 18 : Librairies spectrales des sels minéraux	143
Tableau 19 : Meilleurs ajustements linéaires des réflectances du « NaCl »	144
Tableau 20 : Meilleurs modèles d'ajustement entre la longueur d'onde et la réflectance du sel NaCl dans les bandes spectrales de Landsat 8 OLI.	148

Résumé

L'objectif de cette thèse consiste à approcher la télédétection de la salinité des sols à l'aide des techniques de traitement d'images satellitaires en intégrant les données multisources de diverses plateformes satellitaires, missions de terrain tout en exploitant les techniques d'amélioration et d'intégration d'informations issues de la spectrophotométrie. L'intégration de la méthode des signatures spectrales des minéraux salins, de réhaussement spectral par transformation des espaces colorimétriques/ physiques, d'évaluation d'encroûtement salin par les indices simples et combinés de salinité des sols/humidité/eau améliorent la cartographie spatiale des sols salins.

A cet effet, un outil satellisé a été mis au point pour la détection et l'extraction des signatures spectrales des sels (niveau moléculaire, spectroscopique) sur les images satellitaires modélisant dynamiquement la relation électrolyte-roche quelque soit l'échelle représentative des minéraux salins (résolution spatiale, spectrale et temporelle).

L'utilisation combinée des lois physiques tels que les lois de Beer-Lambert, de Van 't Hoff, de Plank, de réflexion Fresnel permette une bonne approximation du signal de salinité par le respect des conditions de la monochromaticité des rayonnements, et des conditions atmosphériques selon les paramètres de calibration du capteur utilisé (ASTER, EO-1Hyperion et Landsat 8 dans notre cas).

Le travail élaboré permet la détection des groupements chromophores absorbants des minéraux salins liés aux groupes d'hydroxyles tels qu' OH , H_2O , C-H , les transitions électroniques moléculaires et leurs modes vibrationnels dans le domaine optique des satellites (formes d'élongation, puissance spectrale, largeur du signal).

La classification nette ou pure est appréhendée par les techniques multidimensionnelles de classification (MNF, SAM, Endmembers, PPI), de la géophysique à travers les méthodes électriques de reconnaissance notamment (tomographie, inversion, ERT, etc.) améliorant la cartographie de la salinité sur de grandes surfaces et enfin de l'hydrochimie et de la géostatistique pour déterminer les niveaux de salinisation des sols de la région d'Oran (seuils, anisotropie, variographie).

La validation des résultats de cartographie de la salinité des sols avec l'intégration de toutes les méthodes/techniques disponibles à sa caractérisation spectrale et spatiale constituera un complément d'information utile pour le suivi et la gestion de la salinisation des sols de la région d'Oran.

Introduction générale

Les écosystèmes arides et semiarides constituent environ 2/3 de la surface du globe terrestre. Dans ces écosystèmes, marqués par des sécheresses rigoureuses et fréquentes, la salinisation des sols se manifeste comme l'une des principaux facteurs limitant le développement des plantes, la réduction des terres cultivables, la dégradation de la qualité des sols et des eaux souterraines menaçant l'équilibre alimentaire de ces régions. La surface terrestre est couverte à hauteur de près de 10% par différents types de sols salins, et aucun continent n'est épargné. Ces sols sont des formations géologiques dans lesquels des sels solubles dans l'eau excèdent une certaine limite, détériorant les propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol.

L'exploitation irrationnelle des zones irriguées, la déforestation, le surpâturage et d'autres activités entraînent une « salinisation secondaire », notamment dans les régions arides et semi-arides des pays en développement d'Asie, d'Afrique et d'Amérique latine. D'après la FAO, 77 millions d'hectares, dont 45 millions en zones irriguées et 32 millions en zones non irriguées, sont touchés par une salinisation d'origine humaine ou anthropique.

La salinité est devenue une problématique complexe, quant aux besoins de l'agriculture, des ressources en eau et de l'environnement dans la région d'Oran. Cette salinisation peut être détectée directement par satellite pour les surfaces très réfléchissantes (salinité naturelle ou primaire) et difficilement pour la salinité secondaire ou l'on pourra hiérarchiser des niveaux de salinité due à l'accumulation des sels à la surface sans oublier de prendre en compte les bilans de salinité, bilan ionique, bilan hydrologique et les conditions climatiques et topographiques de la région.

Ces dernières années, des techniques de télédétection de la salinité des sols révèlent la combinaison multi approches tels que l'utilisation des techniques optiques de détection directe des signatures spectrales des minéraux en relation avec les caractéristiques spectrales des images satellitaires dans les domaines du spectre électromagnétique. Des approches optiques indirectes ont fait l'objet d'application par l'utilisation des indices de salinité, de sodicité, de turbidité des lacs en relation aux états de surface pour la télédétection passive.

L'ensemble du travail de recherche est structuré en quatre chapitres distincts à savoir :

Le premier chapitre présente une description physico-chimique des milieux salins et alcalino-salins ainsi qu'une synthèse bibliographique sur la salinité (sols – eau – roche) ainsi qu'un aperçu sur la grande Sebka d'Oran présentant la problématique de salinisation des sols d'après les investigations et les travaux antérieures.

Le second chapitre a été réservé à la télédétection satellitaire et le rayonnement onde matière tout en abordant les interfaces d'interaction de la surface de la terre et de l'atmosphère. Les corrections atmosphériques selon les phénomènes d'absorption et de diffusion sont appréhendées.

Le troisième chapitre présente une synthèse des différentes techniques physiques et méthodes de traitement d'image existantes dans la littérature pour la caractérisation des matériaux. A titre d'illustration, les techniques de détection de la salinité par approches géomatiques combinées avec les données de terrains ainsi que l'utilisation des approches géophysiques (électriques, tomographie de résistivité électrique (ERT), techniques de reconnaissance (sondages électriques, modèles géo-électriques, méthodes géophysiques électromagnétiques, etc.)).

Le quatrième chapitre récapitule l'ensemble des résultats récapitulatifs sur l'utilisation de la spectroscopie satellitaire, traitement d'images et cartographie des états de salinité par les méthodes d'analyse spectrale, de corrélation d'images suivi d'une binarisation et identification des sels. L'aspect spatial est appréhendé par calibration optique et justement spectral du sel NaCl selon le formalisme de Beer-Lambert et de Van't Hoff. L'apport de l'outil de télédétection est primordial pour la salinité des sols, d'une part en exploitant les méthodes optiques, par seuillage d'histogrammes et signature spectrale, des méthodes de démixage spectral, de réduction de dimensionnalité (**PPI**, **MNF**, **SAM**), de la géostatistique appliquée, de la géophysique par sondages électriques, et enfin du modèle de nappe tridimensionnel. D'autre part, différents indices de salinité issus des images satellitaires ont été cartographiés et interprétés conjointement avec la réalité géologique et physique du lac salé de la Grande Sebkhah d'Oran. Citons à titre d'exemple, l'indice de salinité (**SI**), l'Indice Différentiel Normalisé de Salinité (**NDSI**).

L'intégration des mesures géophysiques disponibles pour un aquifère géothermique situé au Sud Algérien (Bassin de Reggane). Ces approches non destructives relèvent des méthodes nucléaires gamma ray et gamma neutron pourront servir de support de perspectives d'amélioration important de la détection de sels mais leurs coûts sont contraignants. La meilleure connaissance des réservoirs pétroliers passe par le data diagraphique (Gamma-Ray et Sonic (DT)) pour l'identification des faciès diagraphiques par délimitation des bancs perméables (Polarisation Spontanée), le pourcentage d'argile dans les formations aquifères (Gamma Ray) et enfin une évaluation de la porosité des formations par combinaison des outils Sonic, neutron et la densité. L'interprétation quantitative des données diagraphiques a été effectuée par le logiciel Schlumberger IP (Interactive Petrophysics). En effet, l'application des méthodes de résistivités électriques selon le concept de la loi d'Archie ne

prends pas en charge les effets densitaires et donc les limites d'interfaces (argile très conductrice, affleurements, failles, etc).

Les principaux indicateurs physico-chimiques reflètent la qualité des eaux souterraines face à la salinisation, suivie d'un bilan ionique des solutions salines pour mieux appréhender les lois de comportement du phénomène de salinisation des sols sous formes de fonctions de pédotransfert.

Toutes les informations requises à la caractérisation des sols salins ont été intégrées dans un SIG de type raster, moyennant les techniques de traitement d'image satellitale par des régressions, des ajustements par modèles de salinité comparés au niveau de la solution saline et les corrélations multiples des indices de végétation dans le temps et dans l'espace.

Le développement d'outil de caractérisation, d'identification et de détection des sels minéraux est primordial sur les plateformes satellitaires. Nous avons programmé une interface permettant la détection et l'identification des bases de sels sur les images multispectrales et hyperspectrales en exploitant les bases de spectroscopie, de physique du rayonnement, de la chimie analytique et enfin le principe du rayonnement monochromatique.

Ce travail constituera une complémentarité des travaux de recherche dans le domaine de la télédétection des zones salines au niveau sol, et constituera une amélioration pour les modèles spatiaux notamment la télédétection au niveau des capteurs et fera l'objet d'une contribution effective pour les ambiguïtés spectrales difficilement discernables par la télédétection passive.

CHAPITRE I – SALINITE ET ALCALINITE DES SOLS

Résumé

La salinisation est un problème assez sérieux en Algérie, dans le Maghreb [1] et dans le monde de manière générale, comme en attestent les travaux de Szabolcs, 1989 ; Cheverry en 1995 et 1996. Plus de 20% des terres cultivées sur le globe seraient aujourd'hui affectées à des degrés de dégradation variables par la salinisation [2]. Dans les zones arides et semi-arides de l'Algérie, la salinisation due à l'irrigation des sols est relativement rapide [3]. On distingue deux types de problèmes de salinité très différents, ceux qui sont associés à la teneur totale en sels dissous et ceux qui sont associés au sodium, c'est-à-dire à la sodicité. Les sols peuvent être affectés soit par la salinité *sensu stricto* soit par la sodicité ou la combinaison des deux.

Habituellement, dans une petite région naturelle ou agricole, la salinité et la sodicité présentent une très forte variabilité spatiale, partiellement structurée, qui concerne l'intensité du processus par exemple la salinisation, mais qui ne concerne que rarement une variabilité des processus ou du type d'évolution chimique. Mais mis à part ces cas particuliers liés à une lithologie très hétérogène, la famille chimique présente une remarquable homogénéité au sein des petites régions naturelles. C'est pour cette raison que ces dernières années, l'étude cartographique des zones salines s'est attachée plus à spatialiser la salinité, grâce notamment aux conductivimètres électromagnétiques, que desespérer sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité des chemins géochimiques suivis par les solutions des sols lorsqu'elles se concentrent. Comme les périmètres irrigués du Mléta qui présentent des signes de salinisation ou desodisation ou les deux associés, la question du déterminisme de l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques chimiques des solutions se pose avec une certaine originalité.

Les besoins en eau augmentent très vite, notamment pour l'irrigation, les agriculteurs sollicitent la nappe qui présente des signes d'épuisement. L'eau souterraine est plus salée que l'eau de surface, et les sols commencent à subir une certaine détérioration par salinisation et sodisation [4]. Ce phénomène est inquiétant car il a été mentionné récemment dans le Sud Algérien (Hamdi Aissa Beladj : Étude de la redistribution des sels dans des sols et nappes de la région de Toggourt (Algérie)).

La particularité de choix des aquifères est reliée à la forte variabilité spatiale des symptômes de dégradation tant en terme d'intensité qu'en terme de nature. Il convient donc d'étudier ces phénomènes de salinisation et de sodisation avec une attention particulière pour la possible hétérogénéité des processus plutôt que de leur intensité quantitativement par l'utilisation d'indices de salinisation et de sodisation.

Dans ce chapitre, on rappelle l'état de l'art sur la salinité dans le complexe sol- roche- électrolyte, sa définition dans les eaux de mer, eaux souterraines et sols, l'alcalinité des sols ainsi que quelques notions fondamentales liées aux bases physiques de télédétection aérospatiale, tout en inspirant les méthodes physiques appliquées à ces technologies de pointe pour mieux appréhender la cartographie numérique de la salinisation des sols.

I.1 Mesure de la conductivité des matériaux

La loi de Nernst-Einstein permet de calculer la conductivité en fonction d'autres paramètres fondamentaux du matériau :

$$\delta = \frac{D * Z^2 * e^2 * C}{K_b * T} \quad (I.1)$$

- D est le coefficient de diffusion de l'espèce chargée considérée ;
- Z est le nombre de charges portées par l'espèce ; e est la charge élémentaire : $1,602 \times 10^{-19}$ C ;
- C est la concentration molaire de l'espèce ; k_B est la constante de Boltzmann, soit environ $1,3806 \times 10^{-23}$ J/K ; T est la température absolue, exprimée en kelvins.

En chimie, la loi de Kohlrausch permet de déterminer la conductivité d'un ion i en fonction de sa concentration, lorsqu'il est faiblement concentré :

$$\delta_i = Z_i * \lambda_i * C_i \quad (I.2)$$

Avec : Z_i le nombre de charges de l'ion. Par exemple, $Z_i = 2$ pour l'ion sulfate SO_4^{2-} .

La conductivité molaire ionique λ_i est une grandeur caractéristique d'un ion, c'est l'apport de l'ion à la **conductivité électrique** de la solution. Elle dépend notamment de la concentration, de la température, de la charge et de la taille de l'ion.

Pour une solution faiblement concentrée, les conductivités des différents ions en solution s'additionnent :

$$\delta = \sum_i^n \delta_i = \sum_i^n Z_i * \lambda_i * C_i \quad (I.3)$$

I.1.1 Mesure de la conductivité thermique

La conductivité thermique ou conductibilité thermique est une grandeur physique caractérisant le comportement des matériaux lors du transfert thermique par conduction. Notée λ (ou k en anglais), cette grandeur apparaît par exemple dans la loi de Fourier (voir Conduction thermique). Elle représente l'énergie (quantité de chaleur) transférée par unité de surface et de

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

temps sous un gradient de température de 1 kelvin ou 1 degré Celsius par mètre. Une conductivité thermique de 1 watt par mètre-kelvin indique la quantité de chaleur qui se propage à travers un matériau par conduction thermique :

- ✓ à travers une surface de 1 m^2 , Sur une épaisseur de 1 m,
- ✓ Lorsque la différence de température entre les deux faces est de $1 \text{ }^\circ\text{K}$.

On peut utiliser le coefficient de conductivité thermique d'une paroi (mesuré en laboratoire et donné dans les documentations des fabricants) et l'épaisseur d'un matériau pour calculer les déperditions thermiques au travers de cette paroi sur une période (un an, un hiver...). Plus la conductivité thermique est élevée, plus le matériau est conducteur de chaleur. Plus elle est faible, plus le produit est isolant. Par exemple : le cuivre avec une conductivité thermique de 380 watts par mètre-kelvin est plus de 10 000 fois plus conducteur de chaleur que le polyuréthane ($0,035 \text{ watt/m/kelvin}$). La conductivité dépend principalement de : Nature du matériau, température, humidité et pression.

En général, la conductivité thermique va de pair avec la conductivité électrique. Par exemple, les métaux, bons conducteurs d'électricité sont aussi de bons conducteurs thermiques. Il y a des exceptions comme le diamant qui a une conductivité thermique élevée (entre 1000 et $2\,600 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) alors que sa conductivité électrique est basse tandis que le graphène ($5300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) meilleur conducteur thermique et aussi bien meilleur conducteur électrique (du moins dans certaines directions).

D'un point de vue atomique, la conductivité thermique est liée à deux types de comportements :

- ✓ Le mouvement des porteurs de charges, ions, électrons et trous,
- ✓ L'oscillation des atomes autour de leur position d'équilibre.

Dans les métaux, le mouvement des électrons libres est prépondérant alors que dans le cas des non-métaux, la vibration des ions est la plus importante. La conductivité thermique est donc liée d'une part à la conductivité électrique (mouvement des porteurs de charge) et d'autre part à la structure même du matériau (vibrations des atomes).

En effet, dans un solide, les vibrations des atomes ne sont pas aléatoires et indépendantes les unes des autres, mais correspondent à des modes propres de vibration, aussi appelés « phonons ». Ces modes propres de vibration correspondent à des ondes qui peuvent se

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

propager dans le matériau, si sa structure est périodique (organisée). Cette contribution sera donc plus importante dans un cristal, ordonné, que dans un verre, désordonné. Mathématiquement, la conductivité thermique λ peut donc s'écrire comme la somme de deux contributions :

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_p \quad (I.4)$$

Avec :

- λ_e est la contribution des porteurs de charge (électrons ou trous),
- λ_p est la contribution des vibrations des atomes (phonons)

La contribution des porteurs de charge est liée à la conductivité électrique σ_e du matériau par la relation de Wiedemann-Franz :

$$\sigma_e = L * T * \varepsilon \quad (I.5)$$

Où : L est appelé « Facteur de Lorentz ». Ce nombre L dépend des processus de diffusion des porteurs de charge ainsi que de la position du niveau de Fermi, car il augmente avec la température. Dans les métaux, on le considérera égal au nombre de Lorentz L_0 , avec :

$$L_0 = \frac{\pi^2}{3} * \left(\frac{k}{e}\right)^2 \quad (I.6)$$

Où : k est la constante de Boltzmann ; e est la charge de l'électron

La méthode d'obtention du coefficient de conductivité thermique suppose que l'on travaille en régime stationnaire. Cette condition semble très difficile à obtenir, c'est donc suite à cette hypothèse que certaines mesures de conductivité thermique peuvent être entachées.

En effet, ce régime stationnaire semble difficilement possible dès que l'on travaille à une température supérieure à la température ambiante. Citons quelques ordres de grandeur des conductivités thermiques de quelques matériaux (figure 1).

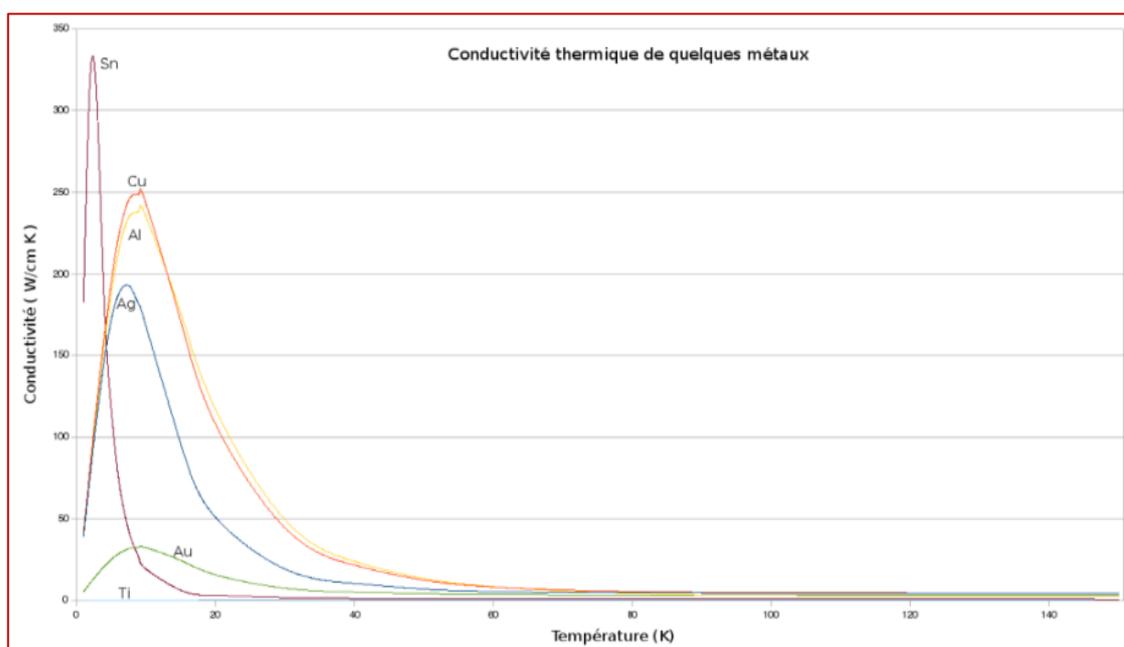


Figure 1: Conductivité thermique de quelques métaux

On constate que les métaux ont des conductivités élevées entre 20 et 418 Watt par mètre-kelvin. Les pierres naturelles employées dans la construction ont des valeurs de conductivité thermique entre 0,15 et 3,5 watt par mètre-kelvin. La méthode « Laser Flash » vient donc permettre la mesure de conductivité thermique dans des situations où la méthode considérant le régime établi serait inefficace.

Un exemple de conductivité thermique de matériaux de construction et géologiques est présenté selon le tableau suivant :

Matériaux	Conductivité thermique pour T=20°C	Matériaux	Conductivité thermique (W/m/K) pour T=20°C
Plomb	35	Calcaire (2 g/cm ³)	1
Titane	20	Grès (2.2 g/cm ³)	1.3
Zinc	116	Granite (2.8 g/cm ³)	2.2
Or	317	Basalte	2
Fer	80	Marbre	2.08 à 2.94
Aluminium	237	Terre sèche	0.75
Argent	418	Ardoise (parallèle)	2.5 à 95 °C

Tableau 1: Conductivité thermique de matériaux de construction et géologiques

I.1.2 Mesure de la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique (K) est une grandeur qui exprime l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression [25]. C'est une grandeur dépendant à la fois des propriétés du milieu poreux où l'écoulement a lieu (granulométrie, forme des grains, répartition et forme des pores, porosité intergranulaire), des propriétés du fluide qui s'écoule (viscosité, densité) et du degré de saturation du milieu poreux. La conductivité hydraulique, qui a la dimension d'une vitesse [$L \cdot T^{-1}$], est généralement exprimée en mètres par seconde (m/s).

La loi de Darcy exprime le débit filtrant au travers d'un milieu poreux en fonction de la conductivité hydraulique et du gradient de pression. La conductivité hydraulique s'exprime en fonction des propriétés intrinsèques du milieu poreux et de celles du fluide :

$$k = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (I.7)$$

Avec :

- ✓ k : la perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m^2),
- ✓ ρ : la masse volumique du fluide (kg/m^3),
- ✓ g : l'accélération de la pesanteur (m/s^2),
- ✓ μ : la viscosité dynamique du fluide.

La conductivité hydraulique et la perméabilité intrinsèque sont des fonctions strictement croissantes du taux de saturation du milieu poreux (ou du potentiel matriciel). Lorsque la teneur en eau augmente, le nombre de pores en eau augmente, ainsi plus de pores participent à l'écoulement et la conductivité augmente. Lorsque le milieu est saturé, la conductivité hydraulique est maximum. On parle alors de conductivité hydraulique à saturation, K_{sat} .

Une valeur de 10^{-9} m/s a été définie par convention comme imperméable. Dans certaines opérations d'enfouissement, ou de gestion environnementales, une valeur atteignant de près les 10^{-13} m/s peut être exigée pour le sol ou la membrane servant de plancher (par exemple un site d'enfouissement de déchets radioactifs) [26].

I.1.3 Mesure de la conductivité électromagnétique

La mesure de la conductivité électromagnétique est une mesure géospatialisée fiable, rapide, non envahissante et non destructive. Cette méthode d'investigation indirecte est devenue une référence pour le suivi spatio-temporel de la salinité du sol. La conductivimétrie

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

électromagnétique appréhende de façon sensible la salinité sur un grand volume de sol. Sa mise en oeuvre immédiate permet de collecter un grand nombre de données. Un changement de température affecte la viscosité, donc la mobilité des ions et la conductivité du milieu. Le gradient passe de 2 à 2,4 % par degré suivant les électrolytes [22].

En résumé, on mesure le rapport (H_s/H_p : champ reçu par la spire secondaire SS (milieu mesuré) / champ reçu par SS (vide) donc champ primaire) qui pour une même position initiale des spires (distance interspire) dépendant de la géométrie des lignes de courant dans le sol, donc du volume exploré. Ce dernier varie avec l'humidité et la porosité, mais aussi avec la conductivité propre du sol et celle du liquide interstitiel.

On peut limiter l'influence de l'humidité en faisant par exemple des mesures sur un même type de sol à des moments différents ou les profils hydriques sont semblables. On exploite alors des variations de mesures qui permettent de suivre le sens d'évolution de la salinité du sol. La précision de mesure maximale atteinte pour une profondeur maximale de 2 mètres et une distance interspire de 1 m est voisine de 1000 mS/m (figure 2).

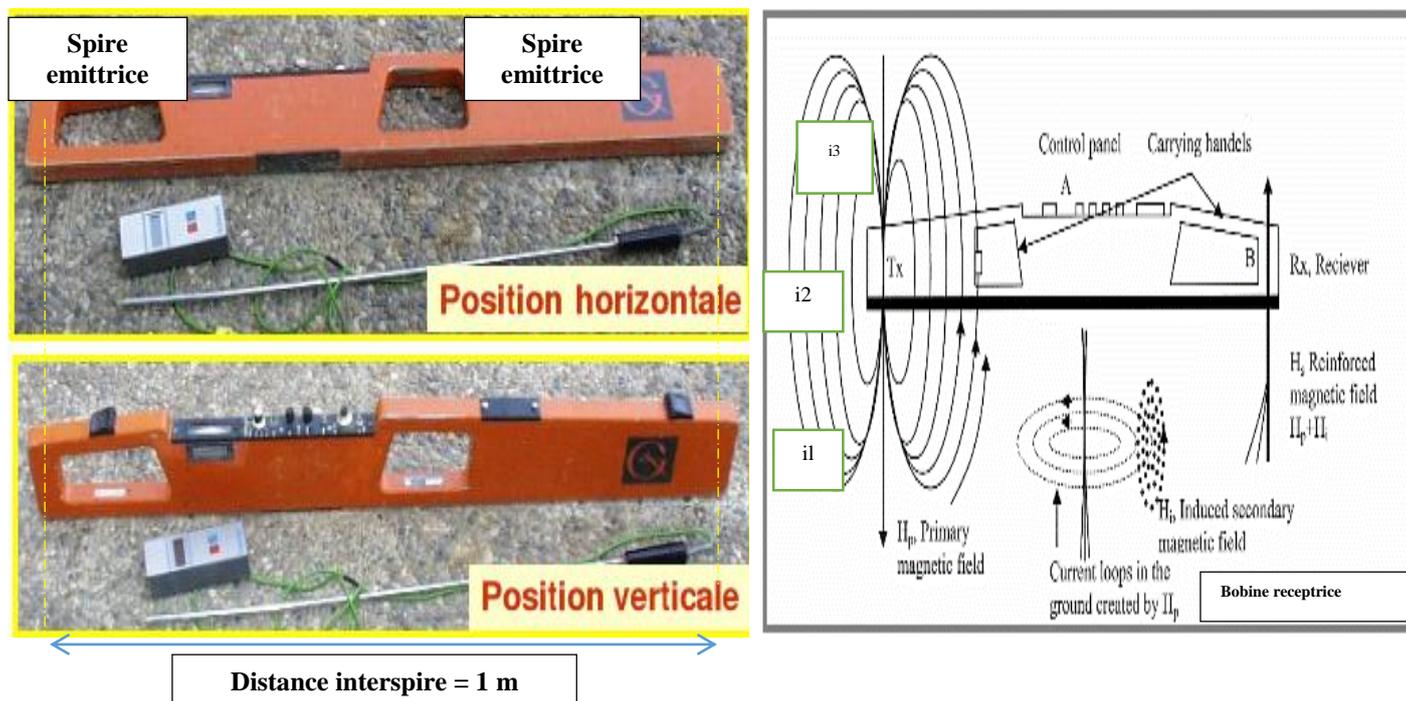


Figure 2 : Principe de la conductivité électromagnétique - Dispositif EM38

Une spire SP, parcourue par un courant électrique de fréquence f produit un champ magnétique primaire H_p de même fréquence qui induit dans le sol, suppose homogène, des

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

courants i_1 , i_2 , i_3 . Ces courants produisent à leur tour un champ secondaire H_s qui est mesuré à l'aide d'une spire secondaire SS. Avec la sonde placée à 1,5 m au-dessus du sol, la lecture verticale (V) devrait être égale à deux fois la lecture horizontale (H) pour lancer la mesure ($V=2H$). Selon [23], la conductivité apparente du sol peut être estimée par la formule suivante :

$$\rho_a = \frac{4 * \left(\frac{H_s}{H_p}\right)}{2 * \pi * f * u^0 * s^2} \quad (I.8)$$

Avec : $k = 0.5 * \pi * f * u^0 * s^2$

- ✓ k : constante de construction de l'appareil
- ✓ f : fréquence d'excitation : 14.6 kHz ; H_s : Champ reçu par SS (mesuré)
- ✓ H_p : Champ reçu par SS (vide) ; s : distance interspire (m),
- ✓ ρ_a : Conductivité apparente du sol (mS/m) ; u^0 : permittivité de l'air.

Pour une fréquence d'excitation (f) donnée, la profondeur explorée (Z) dépend de la conductivité propre (ρ_u) du sol traversé selon la relation mathématique suivante :

$$Z = \left(\frac{1}{2 * \pi}\right) * \sqrt{\left(\frac{10}{\rho_u * f}\right)} \quad (I.9)$$

L'effet de la porosité, la texture du sol pour une conductivité totale (ρ_x) dont une fraction de porosité appelé (f_p) occupé par le liquide interstitiel de conductivité (ρ_1) est modélisé par la formule :

$$\frac{\rho_x}{\sigma_1} = f_p^2 \quad (I.10)$$

Le rapport $\left(\frac{\rho_x}{\sigma_1}\right)$ augmente dans l'ordre pour les roches dures, les grès, les sables et les argiles. Plus la porosité est grande, plus l'effet de l'électrolyte qui remplit les pores est important. Cette dernière équation montre également que si (f_p) est petit, la conductivité mesurée peut être très faible. Ce qui implique, pour les sols peu salés, de faire les mesures à taux d'humidité du sol élevé. Concernant l'effet de l'humidité des sols, l'expression de la variation de (f_p) avec l'humidité du sol a été développée [24] :

$$(\sigma_x - \sigma_s) / \sigma_1 = \theta * (a * \theta + b) \quad (I.11)$$

Avec :

- ✓ σ_s : Conductivité de surface dépendant : teneur en argile, sa capacité d'échange
- ✓ a, b : Coefficients de texture ; θ : Humidité volumique du sol

La relation (I.11) montre qu'aux salinités et humidités faibles, l'influence de l'argile est prépondérante. Au contraire, aux fortes salinités, le rapport $\left(\frac{\rho_s}{\sigma_1}\right)$ reste faible et la conductivité du sol dépend plus de θ et σ_1 .

• Cas d'une pâte saturée

La mesure préconise une pesée de 200 g de sol sec tamisés à 2 mm. Le dispositif inclut une boîte plastique de 100 ml puis la préparation de la pâte saturée est préparée par l'ajout progressif de l'eau distillée pour humecter le sol et malaxer la solution à l'aide d'une spatule. Une fois, la pâte devient brillante, nous y créons une fente moyennant une spatule. Ainsi, si la fermeture de cette cicatrice se fait rapidement, nous devons cesser l'ajout de l'eau distillée. Nous munissons la boîte d'un couvercle étanche, en laissant la pâte en repos (figure 3).

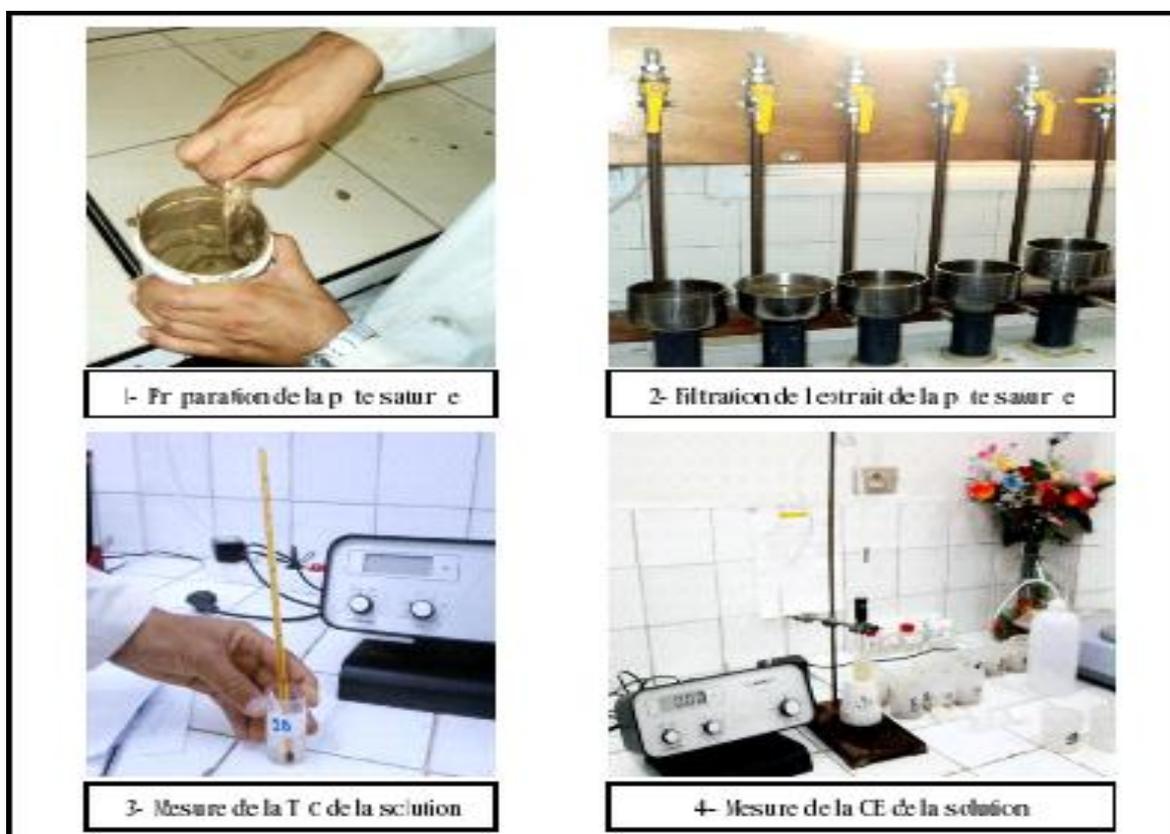


Figure 3 : Mode opératoire pour la détermination de la conductivité électrique

Après 2 heures, la pâte est mise dans un dispositif en connexion avec une pompe à vide qui fait la filtration de la solution du sol (extrait de la pâte saturée). Nous recueillons l'eau de filtration par décantation. La solution récupérée dans un flacon sert à la mesure de la conductivité électrique moyennant un conductimètre de laboratoire. Les valeurs obtenues de

la conductivité électrique doivent être corrigées afin de les rendre à la même échelle de température (25 °C).

I.2 Salinité & alcalinité

I.2.1 Interprétation de la salinité des sols

Le paramètre majeur retenu pour interpréter la qualité saline d'un sol est celle de la conductivité électrique. La conductivité permet d'obtenir rapidement une estimation de la teneur globale en sels dissous ; en plus la connaissance de la conductivité est nécessaire pour l'étude du complexe absorbant des sols salés [6] (Aubert.G, 1986). Les unités de mesure sont résumées comme suit :

- ✓ Le Siemens/mètre (S/m) est l'unité officielle du système métrique international ;
- ✓ Le milli-Siemens/centimètre (mS/cm) est le facteur d'unité généralement employé par les scientifiques pour indiquer une conductivité forte telle que celle de l'eau de mer ;
- ✓ Le micro-Siemens/centimètre ($\mu\text{S/cm}$) est l'unité pour indiquer les valeurs faibles de conductivité comme celles de l'eau douce (souvent $< 2000 \mu\text{S/cm}$) ;
- ✓ Enfin la conversion entre unités : $1 \text{ S/m} = 10 \text{ mS/cm} = 10000 \mu\text{S/cm}$

On mesure la conductivité électrique à l'échelle suivante ($\mu\text{S/cm}$) :

- ✓ Sol non salin : $\text{CE} < 2000$
- ✓ Sol légèrement salin : $2000 < \text{CE} < 4000$
- ✓ Sol salin : $4000 < \text{CE} < 8000$
- ✓ Sol très salin : $\text{CE} > 8000$

La pression osmotique de la solution des sols salés augmente en fonction de la richesse en sels et sa conductivité ce qui rend l'alimentation en eau des plantes et celle des micro-organismes plus difficile [7]. Une forte salinité exerce également une action d'inhibition de l'activité des microorganismes dans le sol, ce qui ralentit l'évolution et la dégradation de la matière organique.

Les sols constituent pour de nombreux micro-organismes un milieu défavorable à cause des sels solubles qui engendrent une augmentation de la pression osmotique, le pH basique, une structure dégradée et asphyxiante du sol.

A titre d'exemple, les micro-organismes fixateurs d'azote telles que les bactéries ne se multiplient pas ou meurent quand la teneur en sel varie de 2 à 5%. Selon [8], la densité des

microorganismes est plus élevée dans les sols non salés, par contre dans les sols excessivement salés (22 mmhos/cm) on note une chute brutale de la population microbienne, ainsi que le nombre de germes nitrifiants et ammonifiants diminue fortement. Dans ce type de sols excessivement salés atteignant ce seuil de salinité, il en résulte l'inhibition de certains processus microbienne (la nitrification).

I.2.2 Salinisation naturelle & salinité des sols

La salinisation est le processus par lequel les sels solubles s'accumulent dans le sol [5]. La salinisation est un processus d'enrichissement d'un sol en sels solubles qui aboutit à la formation d'un sol salin. La salinisation entraîne :

- ✓ Un accroissement de la pression osmotique qui rend l'eau plus difficilement mobilisable par les plantes ;
- ✓ Une toxicité de certains ions pour les végétaux (Cl⁻, Na⁺, etc.) ;
- ✓ Une dégradation du sol (modifications de l'état structural, diminution de la conductivité hydraulique, etc.) et des phénomènes de pollution des nappes.

I.2.3 Salinisation secondaire ou anthropique

C'est un processus d'enrichissement d'un sol en sels solubles causé par l'approvisionnement en eau pour l'irrigation et qui aboutit à la formation d'un sol salin.

L'irrigation altère le bilan hydrique du sol en générant un apport d'eau supplémentaire ; cet apport est toujours associé à un apport de sels.

En effet, même une eau douce de meilleure qualité contient des sels dissous et, si la quantité de sels apportée par cette eau peut sembler négligeable, les quantités d'eau apportées au fil du temps entraînent un dépôt cumulé de sels dans les sols qui peut s'avérer considérable.

Les échanges de cations entre le sol et l'eau d'irrigation sont le début de la salinisation du sol. L'accumulation de sels solubles à la surface se produit du fait de l'évaporation qui évacue les sels dissous dans l'eau.

La salinisation peut aussi être causée par la remontée capillaire des eaux souterraines salines ou résulter d'une irrigation réalisée avec de l'eau saline.

I.2.4 Définition de la salinité des sols

Il existe dans la littérature diverses définitions de la salinité à savoir :

- **Définition selon la conductivité électrique**

La conductivité électrique de la pâte saturée (CEe) est une méthode qui a servi de standard pour mesurer la charge en sels solubles dans le sol. Elle est mesurée selon la méthode préconisée par le laboratoire de Riverside (US Salinity Laboratory Staff ; [11]). La salinité globale de la pâte saturée est déterminée par la mesure de la (CE) exprimée en dS/m et corrigée à une température 25°C. Pour les chimistes un sel est le produit qui résulte de l'action d'un acide sur une base. Beaucoup de substances chimiques sont donc des sels. Pour l'agronome, un sel est une substance dont la solubilité dans l'eau est suffisante pour gêner la croissance des plantes [12] (Jean-Paul Legros ; 2009).

Selon [13] et de façon générale « les sols sodiques en Afrique du Nord proviennent principalement d'une action de la mer (pas actuelle) ou de la présence de dépôts lagunaires salés et gypseux répartis dans l'échelle stratigraphique depuis le Trias jusqu'au Quaternaire ». En Algérie, il n'est recensé aucune étude cartographique fiable et précise permettant de délimiter les zones touchées par la salinité des terres et la quantification de la teneur des sels dans le sol. Néanmoins, il existe quelques données fragmentaires qui donnent une idée générale sur le phénomène de salinité et de la dégradation des terres. D'après [14] 3,2 million d'hectares subissent à des degrés de sévérité variable, le phénomène de salinisation dont une bonne partie se trouve localisée dans les régions steppiques où le processus de salinisation est plus marqué du fait des températures élevées durant presque toute l'année, du manque d'exutoire et de l'absence de drainage efficient. Un sol est considéré comme salé lorsque sa conductivité électrique est supérieure à 4 mmhos/cm à 25°C [15].

D'une manière générale et quelle que soit la plante, la récolte décroît plus ou moins linéairement avec la conductivité électrique mesurée par exemple, la récolte de la luzerne chute de 7,3% par mmhos/cm supplémentaire dès que la conductivité dépasse 2,0 mmhos/cm [16]. Les sols salés peuvent être améliorés au moyen d'amendements chimiques, par lessivage du sol et par l'emploi de pratiques culturales qui rétablissent la structure du sol. La menace de la salinisation des terres est sérieuse, les sols à réhabiliter sont considérables, ce qui justifie la détermination exceptionnelle à entreprendre. Il reste en effet, à dégager les techniques et les méthodes d'interventions des acteurs.

- **Sols salés à structures non dégradées**

Deux grandes catégories de sols sont présentes : les sols à caractère salé uniquement (Solontchak calci-magnésiques, Ca, Mg) et les sols salés et sodiques (Solontchak à complexe sodique, Na, Mg). On trouve généralement sur les profils de terrains :

- ✓ **Hypersolontchak** (Solontchak calci-magnésique) à **profil salin ascendant** de type A, nappe phréatique à environ 1,5-2m, présence d'encroûtement gypseux).
- ✓ **Cryptosolontchak** (Solontchak calci-magnésique) à **profil salin descendant** de type D, nappe phréatique supérieure à 2m, absence d'encroûtement.
- ✓ **Hypersolontchak** à profil de type A, (Solontchak à **complexe sodique**), nappe phréatique à 2m de profondeur.
- ✓ **Solontchak modaux** avec un profil salin de type C, un premier maximum de salinité en surface et un second en profondeur, phréatique à plus de 2m, présence d'encroûtement.

- **Sols salés à structures dégradées**

Ce sont des sols à alcali qui ont le caractère salé et alcali. On distingue deux types de sols en fonction de la salinité :

- ✓ Les sols peu à moyennement salés, avec une conductivité inférieure à 10-15 mmho/cm qui augmente en surface.
- ✓ Les sols très salés, qui assurent la transition avec les sols à complexe sodique.

- **Sols hydromorphes ou sols à Gley**

Les sols **hydromorphes** appelés **sols non salins** se trouvent dans les dépressions interdunaires avec une nappe peu salée, superficies restreintes dans les fonds des dépressions lorsque la nappe phréatique est proche (cas des Sebkhass, chotts, zones steppiques).

- **Sols salés (définition et pédogenèse)**

Les sols sodiques aussi appelés **sols salés** ou sols **halomorphes** sont caractérisés par leur teneur élevée en sels solubles dans l'ensemble ou dans une partie du profil ou par la dégradation de la structure de l'un de leurs horizons ou de tout leur ensemble sous l'influence de l'un des ions provenant de ces sels, en particulier du sodium. Ces sols ont une grande extension en Algérie. La salinité est due aux conditions arides où les possibilités d'exploitation sont considérables et les précipitations pluviales limitées.

Les sols salés contiennent des sels plus solubles que le gypse, c'est-à-dire susceptible de passer dans la solution du sol en quantité assez importante pour gêner la croissance des plantes. En conséquence, les sols calcaires ne sont pas des sols salés, même si le carbonate de calcium est un sel comme un autre sur le plan chimique [16]. La salinisation des sols est généralement associée aux apports de sels dissous, issus de l'hydrolyse du substrat édaphique constitué de roches endogènes ou exogènes (salinisation primaire) ou des activités éoliennes et hydriques : embruns marins, eau d'irrigation et nappe phréatique subaffleurante et salée (salinisation secondaire) [17].

La salinité des sols a été définie de manière différente suivant le domaine d'utilisation des sols. Du point de vue agronomique, un sol salin est défini comme un sol qui renferme assez de sels en solution, pour voir sa productivité diminuer [11]. La conductivité de l'eau peut être convertie en mg de sel par litre par la formule : $1 \text{ dS/m} = 1 \text{ mS/cm} = 640 \text{ mg/l}$ de sels.

L'origine des sels solubles dans les sols est très variée. L'altération des roches contenant des minéraux sodiques, potassiques, magnésiens, donne des sels souvent solubles, en particulier carbonates et bicarbonates, parfois silicates, de ces métaux. En région aride ceux-ci se concentrent sur place ou dans les dépressions et zones basses du paysage. Parfois en zone endoréique, ils peuvent être apportés par les rivières qui viennent s'y jeter. Enfin le vent, peut causer l'apparition de phénomènes de salure sur des sols qui en étaient indemnes, en y déposant les éléments de pseudosables salés et les cristaux de sels qui y sont mêlés et formés à la surface de sols très salés à alcali en particulier à la bordure de dépressions.

Que les sels solubles soient ainsi mis en place à la surface du sol, dans son matériau original, dans la nappe phréatique peu profonde ou dans la nappe artésienne sousjacent, ils sont rapidement remis en mouvement dans l'ensemble du profil par remontée de la nappe ou par phénomènes de capillarité favorisés par l'évaporation directe ou par l'intermédiaire de la végétation. On pourra citer aussi l'influence des pluies ou des eaux d'irrigation ou d'inondation sur la cinétique du sel. La richesse relative en ces divers sels de chacun des horizons varie dans un même profil du fait des réactions d'échange cationique entre le sol et sa solution, mais aussi par suite des taux et vitesses de dissolution ainsi que la viscosité des divers ions et sels [13]. L'activité microbienne peut également provoquer la modification de certains sels tels que les sulfates. Les mouvements ne se produisent pas toujours verticalement, descendants ou remontants, mais parfois obliquement c'est le cas dans les dépressions ou les pentes sont assez fortes.

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

La surface des sols sodiques est parfois couverte d'une véritable croûte saline. Elles ne sont pas épaisses et d'une certaine extension, semble-t-il, que dans les régions de Chotts ainsi que dans certaines dépressions endoréiques et dans certaines oasis des zones Sahariennes.

Le plus souvent ce ne sont que des efflorescences qui apparaissent à la surface de ces sols : salant blanc des sulfates et chlorures parfois bicarbonates de sodium et de magnésium, ou de gypse, ce dernier pouvant y devenir prépondérant. Lorsque le milieu est riche en calcium et relativement peu en sulfates, le salant blanc de surface peut présenter une forte teneur en chlorures de calcium et de magnésium en même temps que de sodium. C'est le salant hygroscopique, observé sur les Hauts Plateaux algériens [18].

Le monde perd au moins 3 hectares de terres arables chaque minute à cause de la salinité du sol. La salinité est un des processus de dégradation des sols les plus largement répandus sur la Terre. On estime que la salinisation du sol affecte 1 à 3 millions d'hectares de terres en union Européenne. Cette salinisation est considérée comme une cause majeure de désertification et constitue donc une forme grave de dégradation des sols. Les résultats de répartition des terres salines sont donnés selon le tableau récapitulatif suivant :

Région	Superficie (million d'hectares)
Afrique	80.5
Europe	50.8
Amérique du Nord	5.7
Amérique du Sud	129.2
Asie du Sud	87.6
Australie	357.3
Mexique et Amérique Centre	2
Asie du Nord	20
Asie Centre et Nord	211.7
Total	954.8

Tableau 2 : Repartition de la salinité dans le Monde

(Source : Handj et al, 1995 in SINOUSI ,2001 [19])

En Afrique du Nord, la salinisation affecte sur toutes les régions irriguées et les parties basses sujettes à des taux d'évaporation importants. Dans ces régions, il existe un risque important de salinisation des nappes [20]. La concentration en sel est le principal facteur qui limite la croissance des végétaux. Pendant l'hiver, quand les oueds amènent de l'eau à ces dépressions, le sel descend mais au cours de l'été, il revient en surface.

L'explication proposée par [21] réside dans la solubilité différentielle d'ions Ca^+ , Mg^{+2} et Na^+ lorsque la concentration augmente, c'est à dire en saison sèche ; les ions les moins solubles précipitent, Ca^{+2} d'abord, puis Mg^{+2} . Dans ces conditions, le complexe absorbe préférentiellement les ions qui restent solubles le plus longtemps : Na^+ surtout secondairement Mg^{++} . Les alternances saisonnières jouent dans ces conditions un rôle important, la dynamique des ions étant très différente en saison humide / saison sèche.

- ✓ **En saison humide** : Altération des minéraux primaires et libération des ions Na^+ , Mg^{++} et Ca^{++} , les uns et les autres sont entraînés vers le bas mais ne peuvent être éliminés en raison de l'insuffisance ou de l'absence de drainage.
- ✓ **En saison sèche** : La remontée par capillarité des solutions du sol sous l'influence de l'évaporation entraîne une augmentation de la concentration des solutions, la précipitation des sels intervient, ce qui permet la saturation par le sodium d'une fraction de l'humus et des argiles, qui pourront être entraînés à la période humide suivante [9].

I.2.5 Interaction sol et salinité des sols

Le sol est un milieu hétérogène qui contient un mélange des composés solides, liquides, gazeux. Les eaux des sols et de surfaces soumises à une forte évaporation ont tendance à se concentrer et les sols à se saler. Une salinisation trop importante, accompagnée parfois d'une alcalinisation du complexe absorbant des sols, nuit à la mise en valeur agricole des zones cultivables. Les phénomènes d'absorptions résultant sont définis par :

- **Absorption et fixations ioniques polaires et non polaires**

Un phénomène d'absorption peut être de nature variable, il existe des fixations non polaires (par capillarité par exemple) et des fixations polaires. Les fixations à la surface des colloïdes sont généralement des réactions d'équilibre, mais les forces de fixation sont plus élevées que dans le cas d'une simple absorption non polaire, et l'action du solvant pur (sauf dans certains cas) peut difficilement renverser l'équilibre. Il existe des adsorptions polaires de type chimique à la surface de certains réseaux, lorsque l'ion adsorbé peut former un composé peu soluble ou faiblement ionisé avec les ions de charge opposée du réseau. Il existe également une adsorption dite "d'échange" sur des surfaces présentant des charges ioniques, si ces charges positives ou négatives peuvent quitter l'adsorbant en nombre égal aux charges positives ou négatives des ions adsorbés. Cette adsorption d'échange a été mise en évidence dans le cas des sols. Elle peut se représenter par une formule : Soit A le matériel adsorbant et Me le métal de valence n

L'échange entre le sodium monovalent et le métal de valence n, par exemple, obéit à l'équilibre suivant :



L'adsorption d'échange est réversible, la chimisorption est plus difficilement réversible (c'est le cas de certains anions). En résumé, l'adsorption se manifeste par l'augmentation de concentration d'un ion à la surface d'un solide, la désorption est le processus inverse.

- **Phénomènes d'échange dans le sol**

Le sol est un milieu hétérogène contenant un mélange des composés solides, liquides, gazeux ; la partie solide est formée de minéraux primaires ainsi que d'argiles, de hydroxydes de matières organiques. C'est surtout l'argile ainsi que les matières organiques qui constituent la partie adsorbante : c'est ce qu'on appelle le complexe adsorbant. Les charges des colloïdes du sol sont essentiellement négatives et on les met en évidence par l'électrophorèse : elles augmentent par voie de substitution isomorphique ou par ionisation des groupes hydroxydes attachés au silicium sur les angles des couches tétraédriques :



A ces charges s'ajoutent celles des fonctions acides de l'humus COOH^- et OH^- . Les charges positives viennent des hydroxydes (Fer-Aluminium) ainsi que des couches octaédriques. En ce qui concerne la matière organique, les groupes basiques de l'humus sont liés à l'azote. La charge des colloïdes n'est pas constante, elle varie avec le pH de la solution. Lorsque le pH augmente, les charges négatives augmentent et les charges positives diminuent en raison de l'ionisation croissante des groupes acides et de la décroissance des protons des groupes basiques. La charge électrique des particules est neutralisée par une quantité équivalente d'ions de charge opposée. Ces ions sont maintenus à la surface par les forces de Coulomb, mais d'autres forces peuvent intervenir. Dans les sols, les ions fixés les plus courants sont : Ca^{++} , Mg^{++} , H^+ , K^+ , Na^+ , NH_4^+ .

La capacité d'échange correspond à la quantité totale d'ions fixés par le sol, elle varie avec le type et la quantité de colloïde selon la valeur du pH, avec l'affinité de l'ion elle est définie généralement à $\text{pH} = 7$. Les ions forment un nuage entourant les particules, la concentration des ions est maximum à proximité de la surface puis décroît de façon asymptotique au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. L'épaisseur de cette couche diffuse et la répartition des ions dépend de la densité des charges de surface, de la nature des ions, de la concentration des électrolytes en solution et de la température. Elle diminue lorsque la valence augmente, de même lorsque

la concentration de l'électrolyte en solution croît. En outre, les ions sont entourés de molécules d'eau et le diamètre des ions hydratés intervient d'après les forces de Van Der Waals qui s'ajoutent aux forces de Coulomb. Cette répartition des ions dans la couche diffuse intervient dans la force de fixation variable des cations et du pH.

- **Fixation préférentielle des cations sur les sols**

Du point de vue pratique, la composition et l'origine des solutions du sol à une grande importance pour la mise en valeur des terrains salés. En effet, des échanges d'ions peuvent se produire entre les solutions et le complexe argilo-humique du sol conduisant à une fixation importante de sodium. Donc, à l'alcalinisation et à l'imperméabilisation des terrains ou, si les sulfates sont abondants, à leur acidification.

Une étude a montré que des sols alcalinisés par submersion marine, pouvaient éliminer le sodium par simple action de l'eau de pluie ; il se produit un remplacement de Na par le Ca provenant du CaCO₃ existant dans le sol, ceci montre que le sodium est beaucoup moins retenu par le sol que le calcium. Si la concentration de l'ion Na⁺ est la même que les ions bivalents dans la solution du sol, le taux de saturation en Na⁺ ne dépasse pas 10 %. C'est-à-dire qu'il n'y a ni sodisation ni alcalinisation, en revanche, si la concentration des solutions en sodium doit dépasser la valeur limite de l'ordre de 70 % de la somme des cations, pour que l'influence de l'ion Na⁺ puisse se manifester le rapport Na⁺ /CEC dépasse la valeur de 15 % (Duchau, 1983).

- **Formes et sources de l'ion Sodium**

L'ion sodium peut exister sous deux formes, de propriétés différentes : **la forme saline neutre**, généralement caractérisée par le chlorure de sodium ou sulfate de sodium qui n'a pas de propriétés alcalinisantes et **la forme échangeable** liée au complexe absorbant alcalinise le sol. En présence de sodium échangeable, les solutions s'enrichissent en sels alcalins de type carbonate et bicarbonate de sodium qui élèvent le pH. Le sodium échangeable provient soit d'une nappe salée saturant progressivement le complexe par échange avec les ions alcalineux - terreux, Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺, soit par saturation directe du complexe suite à l'altération de roches enfermant des minéraux sodiques. L'ion sodium ne peut subsister dans le profil qu'en climat sec, l'évapotranspiration potentielle élevée empêche tout drainage climatique [9].

- **Principaux sels responsables de la salinité**

Les sels proviennent de la combinaison des bases et des acides. Parmi ces sels, ce sont surtout NaCl, Na₂SO₄, NaHCO₃, CaSO₄, CaCl₂, MgSO₄, MgCl₂ que l'on rencontre dans les

sols salifères. Tous les ions peuvent participer à la salinisation ; en pratique certains sont susceptibles de s'accumuler et d'être à l'origine d'une salinité excessive des terres. En effet, ce sont le sodium (Na^+), le calcium (Ca^{++}), le magnésium (Mg^{++}), ainsi que le chlorure (Cl^-), sulfate (SO_4^-), carbonate (CO_3^-) et les bicarbonates (HCO_3^-). Les principaux sels sont :

✓ **Les carbonates** : Ils résultent de la dissolution de l'acide carbonique dans l'eau pouvant être d'origine atmosphérique ou biologique. Des quantités appréciables d'ions carboniques se trouvent que dans les sols dont le pH est supérieur ou égal à neuf (09).

✓ **Les carbonates de magnésium (MgCO_3)** : La solubilité de ce sel est très élevée, l'ion Mg^{++} est fixé sur le complexe absorbant qui augmente la fertilité du sol. Cependant, il peut former la dolomie $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ou bien il réagit avec $(\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O})$ pour donner $\text{Mg}(\text{CO}_3\text{H})_2$ [10] donc, le $\text{Mg}(\text{CO}_3\text{H})_2$ provient de l'action de l'eau chargée en gaz carbonique :



I.3 Etudes antérieures sur la salinité dans la zone d'étude « Sebkhah d'Oran »

Notre zone d'intérêt représente le lac salé de la grande Sebkhah d'Oran dont la teneur moyenne de salinité est estimée à plus de 100 g/l de sels dissous. En effet, le phénomène de subsidence entraîne un enfoncement progressif des sédiments. Ce qui se traduit par une diminution progressive de la taille des grains donc sera régit par une forte réponse spectrale ou réflectance entraînant une concentration des sels dissous.

La concentration des eaux est largement soutenue par les échanges atmosphériques liés aux phénomènes d'évaporation sous l'effet de la température. Cette situation entraîne une salinisation des sols. Le bassin du lac est alimenté en chlorures de sodium par les eaux salées descendant des ravins du Tessala et surtout par une nappe triassique qui renfermerait par litre : Chlorure de sodium : 1.78 g, Chlorure de calcium : 11 g, Chlorure de potassium : 4 g, soit un taux de sel de : 193 g/l.

La rive septentrionale du bassin reçoit les eaux douces, située à la profondeur moyenne de quatre (04) mètres, la nappe triassique renferme une eau six fois plus salée que celle de la méditerranée. Celle-ci en effet, ne donne, que 30 grammes de sel par litre, alors que celle de la grande Sebkhah renferme 180 g/l de chlorures, c'est donc une véritable mine de sel, traversant la nappe triassique, qui remonte en surface par capillarité et répartit ses sels dans toute l'épaisseur des alluvions qu'elle traverse.

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

La situation à l'égard de la végétation est extrêmement inquiétante. Il faudrait pour fournir des conditions favorables à la culture, envisager les proportions de sel 100 fois plus faibles : 0,20% au lieu de 20%. Le cotonnier, la luzerne, la betterave, l'artichaut, l'avoine etc.... pourraient alors se développer, mais la vigne succomberait, ne pouvant supporter plus de 0,15% de chlorures. Devant une telle situation, un drainage rationnel devient nécessaire pour empêcher le dépôt des sels. De cela, on peut conclure que :

La composition du sol du lac salé présente des variations notables tant dans la quantité des sels solubles contenus que dans la proportion des NaCl et des sulfates de chaux. La composition moyenne comprend : 20% de NaCl et à 5 % de sulfate de chaux. En effet, pour une couche de quelques centimètres de 1 à 3 mm d'épaisseur, le sel cristallise en petits cristaux cubiques de sel accolés les uns aux autres, de couleur grise. Par contre, pour une couche d'eau assez épaisse, le sel cristallisant est plus compact que le précédent. Il est très blanc. Selon [133], la Sebkha est complètement à sec en été, et ne possède aucune source. En hiver, les parties qui sont couvertes d'eau, sont tapissées d'une couche continue de sel. Or, s'il y avait des sources jaillissantes d'eau, il n'y aurait pas de cristallisation de sel.

Pour calculer la quantité du sel apportée annuellement par les eaux d'infiltration, il faudrait connaître, leur composition moyenne et leur volume total. La composition moyenne, sera indiquée par les analyses suivantes de plusieurs eaux d'infiltration recueillies en différents points du périmètre du lac (données ANRH, 2000) (tableau 3).

Teneur en sel (g/l)	Eau d'infiltration	Eau du lac
Chlorure de sodium	1	1
Magnésium et calcium	0,195	0,062
Sulfate de magnésie et de chaux	0,105	0,029
Carbonate de magnésie de chaux et de fer	0,023	

Tableau 3 : Carbonate de magnésie de chaux et de fer

Cette grande différence dans la composition de ces deux espèces d'eau fait conclure que :

- tout le sel accumulé dans le lac, a été apporté par les eaux d'infiltration dans les temps anciens, la même composition était riche en sel marin.

- ✓ Si la composition moyenne des infiltrations a été constante, alors le sel du lac doit provenir de trois sources différentes :

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

- ✓ Des infiltrations annuelles dont l'existence est incontestable.
- ✓ De l'apport des eaux de pluie.
- ✓ Des dépôts de brouillard.

La quantité des sels varie 1,14 g à 8,91 g par kg d'eau. Les eaux de ces puits ont été recueillies en été, et l'analyse des eaux saumâtres des puits des plaines a permis de conclure que toutes les eaux renferment des chlorures, des sulfates et des carbonates (tableau 4).

Éléments chimiques	Teneur (g/l)
Chlorure	0,742 à 2,965
Sulfate	0,099 à 5,796
Carbonate	0,090 à 0,365
Chlorure de magnésium	0,468 à 0,647
Chlorure de calcium	0,027 à 0,0585 (proportions faibles)
Sulfate de calcium	0,21 à 2,046

Tableau 4 : Résultats des analyses chimiques

Enfin, Tardy conclut que ces eaux sont très chargées en substances salines et sont peu utilisables dans l'économie domestique. Selon (Soletanche, 1952), le sel de la Sebkha correspond à des marnes parfois argileuses parfois calcaires, contient en poids : 20% d'eau, 3 à 10% de gypse, 12 à 15% de NaCl. Le pourcentage de sable est négligeable, sauf au débouché de quelques Oueds.

Selon [134], partant d'un avis contraire à celui de ses prédécesseurs il s'efforce de démontrer que la salinité des eaux ne provient pas de la Sebkha ; mais de la mise en solution par les eaux d'exhaure, de lentilles de gypse de sels interstratifiés dans les formations quaternaires. Un échantillon d'analyse de 10 g de sel, pris du centre de la Sebkha en Août 1975 concerne la la détermination de la nature des efflorescences évaporitiques qui précipitent à la surface. L'analyse réalisée au laboratoire ANRH d'Oran montrait que la concentration des sulfates était plus faible que celle des eaux de la nappe des alluvions. On s'aperçoit que la salinité des eaux de la nappe des alluvions s'accompagne d'un enrichissement en sulfates, ne provient pas d'apport de la grande Sebkha. Les analyses ont révélées les résultats suivants :

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

Eléments chimiques	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	RS	Cond 25°C	pH
Teneur	60	10	3680	7	5753	96	13	1	9900	17.1	7.5

Tableau 5: Résultats des analyses chimiques (Sourisseau, 1976)

Selon (Hassani M.I, 1986), le transfert de la salinité d'amont en aval est très complexe, et dépend de plusieurs facteurs (géologie, hydrologie, pédologie...). Parmi ces facteurs, les facteurs climatologiques selon la nature du climat semi-aride sont caractérisés par un régime irrégulier des précipitations, avec dominance des averses brutales et une saison sèche prolongée par une évaporation intense. La Sebkhia n'est pas à l'origine de la salinité du bassin en dehors des eaux de précipitations ou la majeure partie des ions proviennent des oueds secondaires qui débouchent des monts de Tessa1a, et du Murdjadjo ainsi que du drainage des nappes phréatiques. La minéralisation des eaux dépend des débits et des crues diluées, les analyses faites sur les prélèvements d'eau d'oued Tametraia, en période de crue / non crue, le montrent selon le tableau suivant :

Eléments chimiques	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	Résidu Sec minéralisation	pH
Avril 86	381	44	3082	21	4107	1344	163	10160	8
Mai 86	361	59	3321	25	4537	1536	29	11440	8.4

Tableau 6 : Résultats des analyses chimiques (Hassani M. I, 1987)

La diminution du résidu sec des eaux de crue, entraîne l'augmentation des teneurs en Ca⁺⁺, HCO₃⁻ et par la suite une diminution des teneurs en Na⁺ et Cl⁻.

I.4 Classification des sols salsodiques

Deux grands types de sol salsodiques peuvent être définis à partir de critères sur la salinité et la sodicité :

- ✓ **Les sols salins** : Caractérisés par leur richesse en sels solubles et leur structure conservée. Selon le type anionique de la salure, on peut distinguer les sols salins à **complexe calcique** (ESP<15%) et les sols salins à **complexe sodique** (ESP>15%). Pour ces derniers, malgré l'importance du sodium échangeable, la présence d'une solution fortement concentrée empêche la défloculation.

Chapitre I – Salinité et alcalinité des sols

- ✓ **Les sols à alcali** : Caractérisés par un ESP supérieur à 15%, une structure dégradée par alcalisation, et de plus souvent un PH très élevé, pouvant atteindre des valeurs de 9 à 10.

I.5 Classification de la salinité des sols

La classification la plus courante pour la validation des degrés de salinité d'un sol se base sur la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée [27]. Le tableau 7 montre la classification des sols selon le degré de salinisation et les effets sur les cultures.

CE (dS/m)	Classification	Effet sur le rendement des cultures
0 - 4	Non salin	Effet négligeable
4 - 10	Légère salinité	Cultures sensibles affectées
10 - 15	Salin	Beaucoup de cultures affectées
15 - 20	Forte salinité	Seules les cultures tolérantes produisent
>20	Salinité excessive	Quelques cultures très tolérantes

Tableau 7 : Classification des sols salins sur les cultures

La salinité développée au niveau du sol va de pair avec celle de l'eau d'irrigation. Plus la conductivité électrolytique de l'eau d'irrigation est forte plus la teneur en Na augmente, provoquant ainsi un enrichissement net en sodium soluble.

La salinité exerce des effets nuisibles non seulement sur la biomasse, mais également sur d'autres paramètres morphologiques tels que la hauteur de la plante, le nombre de feuilles, la longueur des racines [29]. Le tableau 8 illustre la classification d'une eau d'irrigation en relation avec la salinité et le TDS selon les normes de la FAO.

Classes	EC en dS/m	Concentration mg/l	Qualité de l'eau d'irrigation
Non saline	< 0.7	< 500	Eau potable et irrigable
Légèrement saline	0.7 – 2	500 – 1500	Eau d'irrigation
Modérément saline	2 – 10	1500 - 7000	Première eau de drainage et eau souterraine
Très saline	10 – 25	7000 – 15000	Seconde eau de drainage et eau souterraine
Très fortement saline	25 – 45	15000 – 35000	Eau souterraine très salée
Saumure	> 45	> 45 000	Eau de mer

Tableau 8 : Classification de la qualité de l'eau selon FAO

I.6 Alcalinité des sols

Une classification de l'alcalinité des sols est proposée sur des extraits en pâte saturée 1/2.5, tenant compte de la dynamique du processus d'alcalinisation/salinisation (tableau 9).

Classification des sols	PH 1 / 2.5
Sol neutre	≤ 6.5
Sol en cours d'alcalinisation	6.5 – 8.1
Sols alcalin	8.1 – 9
Sol très alcalin	> 9

Tableau 9 : Classification de l'alcalinité des sols

I.7 Phénomène de la double couche électrique

- **Excès de charges électriques**

Le couplage hydro-électrique est associé à la présence d'un excès d'ions, qui est entraîné par le mouvement de l'eau porale. Étant donné que la densité de courant correspond au flux net de charge (quantité de charges passant par unité de surface du milieu poreux et par unité de temps), l'existence d'un excès de charges dans le volume poral, transporté par le flux hydrique, est responsable d'un courant électrique.

Pour comprendre la présence de cet excès d'ions, les phénomènes électrochimiques à l'échelle du milieu poreux sont influencés par la surface des minéraux possédant une charge électrique (généralement négative) due à des phénomènes électrochimiques entre la surface du minéral et l'eau des pores.

La surface chargée du minéral crée ainsi un champ électrostatique, qui vient perturber la distribution des ions et des molécules polaires de l'électrolyte. Selon leur signe, les anions et cations de l'électrolyte sont repoussés ou attirés par la surface chargée du minéral. Si la charge du minéral est négative (cas des minéraux argileux à pH=7), alors les cations vont venir se placer à proximité de la surface chargée, conservant ainsi la neutralité globale du système. Dans cette zone, appelée zone diffuse, les charges ioniques obéissent à une distribution de Boltzmann, décrivant la diminution progressive de la densité de charge ionique avec la distance à la surface chargée.

• Double couche électrique

Le modèle couramment accepté pour expliquer la distribution ionique est le modèle de double couche électrique [43]. La figure 4 présente ce modèle pour un minéral de silice qui possède une charge de surface négative et un électrolyte binaire symétrique composé d'ions Na^+/Cl^- complètement dissociés. Les différentes couches sont :

- ✓ Une couche compacte appelée couche de Stern, où les cations de la solution sont adsorbés à l'interface solide/liquide. Ces ions conservent ou non leur sphère d'hydratation. On parle de sphère interne ou externe suivant le degré de complexation avec les sites de surface du minéral donc, une distribution exponentielle du nombre d'ions par unité de volume en fonction de la température et du potentiel de Stern ;
- ✓ Une couche diffuse dite de Gouy-Chapman, qui contient des ions hydratés en quantité suffisante pour équilibrer le déficit de charges de la surface du minéral. Les ions sont ainsi en équilibre entre leur diffusion dans la phase liquide et leur attraction électrostatique par la paroi du minéral. Ils sont donc potentiellement mobiles.

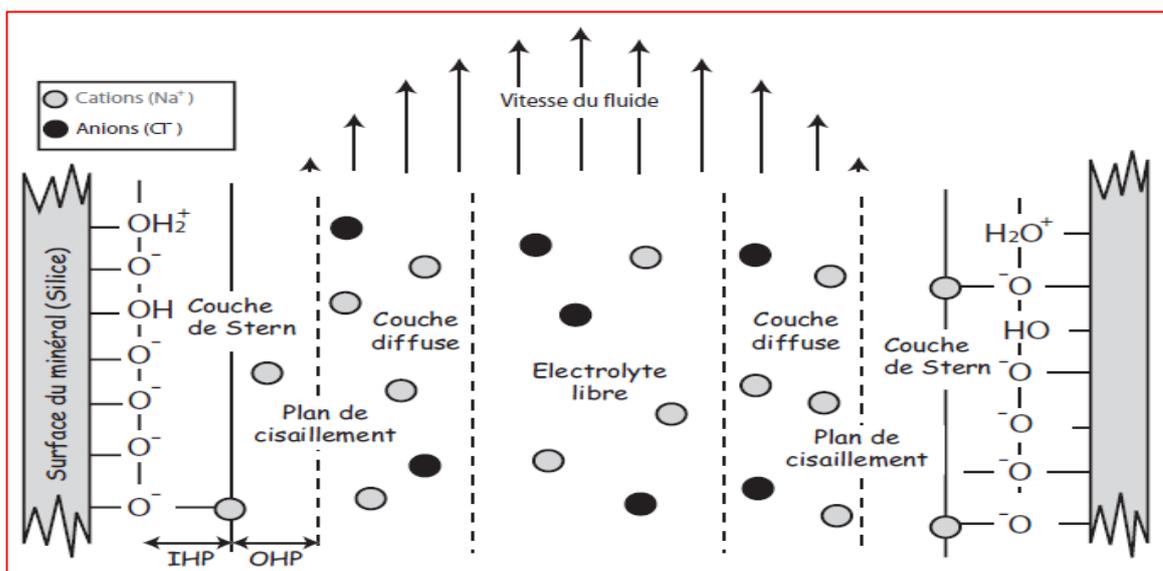


Figure 4 : Schéma de la triple couche électrique à la surface des minéraux

On peut aussi diviser la couche de Stern en deux couches, et l'on parlera alors de triple couche électrique. Ces deux couches sont :

- ✓ Le plan interne de Helmholtz (IHP : Inner Helmholtz Plane), qui correspond au plan passant par le centre des ions partiellement dissous accolant au solide,

- ✓ Le plan externe de Helmholtz (OHP : Outer Helmholtz Plane) dans lequel les ions sont hydratés et maintenus par l'attraction électrostatique de la surface chargée du minéral.

L'épaisseur de la couche diffuse est caractérisée par la longueur de Debye (Å : Angström). Cette longueur correspond à la distance à partir de laquelle les perturbations associées à la surface chargée du minéral sont négligeables. Cette longueur dépend de la concentration des espèces ioniques et de la charge des ions de l'électrolyte [44] :

$$X_D = \sqrt{\frac{\epsilon_r * \epsilon_0 * k_B * T}{2 * e^2 * N * I}} \quad (\text{I.18})$$

Avec ϵ_0 la permittivité électrique du vide ($\epsilon_0 = 8,84 \cdot 10^{-12}$), ϵ_r la constante diélectrique relative, e la charge élémentaire de l'électron ($-1,602 \cdot 10^{-19}$ C), N le nombre d'Avogadro ($6,023 \cdot 10^{23} \text{ mol.L}^{-1}$)

I représente la force ionique de l'eau (mol/m^3) définie par :

$$I = \frac{1}{2} \sum_i z_i^2 * C_i \quad (\text{I.19})$$

Avec : C_i la concentration de l'espèce ionique i et z_i sa valence.

L'expression (I.19) montre que l'épaisseur de la couche diffuse diminue avec l'augmentation de la concentration en espèces ioniques.

Ainsi, la longueur de Debye sera plus grande pour une eau douce que pour une eau salée. Par exemple, pour une eau pure salée de salinité $0,001 \text{ mol.L}^{-1}$ (NaCl) à 25°C , $X_D = 95 \text{ Å}$, alors que pour une eau salée à $0,2 \text{ mol.L}^{-1}$, $X_D = 7 \text{ Å}$.

Conclusion

A travers ce premier chapitre, la description physico-chimique des milieux salins et alcalino-salins permette de mieux appréhender les caractéristiques minéralogiques dans lesquels le type du milieu électrolyte et diélectrique affecte les signatures spectrales des sols salins aux limites d'interfaces solides/liquides.

La conductivité électromagnétique, électrique et hydraulique diffère selon l'interaction, la diffusion, l'ionisation moléculaire des sels et leurs réflectances suivant les milieux considérés. Une étude expérimentale antérieure sur la salinisation/alcalinisation des sols de la Sebkhah d'Oran nous renseigne sur les différents aspects géologiques, hydrochimiques et leurs impacts sur l'agriculture et l'environnement.

CHAPITRE II – TELEDETECTION SATELLITAIRE ET RAYONNEMENT

II.1 Télédétection, rayonnement et matière

Dans toutes disciplines ayant attrait à la modélisation numérique d'un phénomène dynamique tel que le changement des états de surfaces de la salinité des sols, l'utilisation de la télédétection satellitaire demeure primordial par la connaissance des notions de bases physiques en télédétection. En général, il existe diverses définitions de la télédétection :

- ✓ Le mot télédétection (en anglais « remote sensing ») désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le néologisme « remote sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante : « Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci. » in [*Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988*].
- ✓ Une définition plus précise, et pour nous plus opérationnelle, de la télédétection est la suivante : « La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre (y compris l'atmosphère et les océans), sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information. » (D'après le site Web du Centre Canadien de Télédétection : <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>).

Le développement des techniques de la télédétection résulte de la conjonction entre l'invention des *vecteurs*, ballons, avions ou satellites, permettant de s'éloigner de la surface du sol, et le constant perfectionnement des *capteurs*, c'est à dire des appareils permettant d'enregistrer le rayonnement électromagnétique pour reconstituer les caractéristiques de la surface (terre ou océan), ou de l'atmosphère. Jusqu'il y a environ 30 ans, le principal capteur utilisé était l'appareil photographique, un capteur *analogique* utilisant des émulsions chimiques photosensibles (sensibles à la lumière visible essentiellement) pour produire des photographies aériennes ; l'utilisation de la télédétection se confondait alors avec la « *photo-interprétation* », interprétation visuelle des documents photographiques. Pour pouvoir utiliser l'information géospatiale, on requiert la connaissance des instruments de bord, types de

capteurs, technologie et le segment station sol. La notion de type de capteur inclut les traitements appropriés, correction atmosphérique et calibration radiométrique typique pour l'exploitation et la mise en œuvre. On pourra citer les notions relatives à son intégration soit :

II.1.1 Capteurs optiques (radiomètres)

Les capteurs optiques sont des radiomètres imageurs, c'est-à-dire qu'ils mesurent une énergie rayonnée provenant d'une région bidimensionnelle et qu'ils organisent les mesures sous forme d'images. Ils fonctionnent dans les longueurs d'onde optiques, qui se situent entre l'ultraviolet (0,4 μm) et l'infrarouge thermique (3 μm). Chaque détecteur reçoit, par le biais d'une optique et d'un certain nombre de mécanismes, une énergie $E(\omega, \tau, \lambda)$ qu'il mesure avec une réponse spectrale $R(\lambda)$ et intègre sur un angle solide $\Delta\omega$, pendant un temps d'intégration Δt et sur une bande spectrale $\Delta\lambda$. On obtient la mesure m , ajustée par un coefficient d'étalonnage A :

$$m = A * \int_{Anglesolide}^{\omega} \theta * \int_{Tempsd'integration}^{\tau} \epsilon * \int_{Bandespectrale}^{\lambda} E(\omega, \tau, \lambda) \quad (II.1)$$

Les types de capteurs se sont depuis multipliés et perfectionnés et on pourra citer :

- ✓ **Capteurs passifs** : Les *radiomètres* sont des *capteurs passifs*, qui enregistrent le rayonnement naturel, lumière visible mais aussi infrarouge ou microonde, sous forme numérique ;
- ✓ **Capteurs actifs** : Les *capteurs actifs* (radars) émettent artificiellement un rayonnement pour en étudier les interactions avec l'objet à étudier.

Les capteurs actuels tels que Landsat 8 OLI/TIRS (Annexe 12) produisent des données numériques, qui peuvent faire l'objet d'une restitution pour fournir des documents à interpréter selon les méthodes de la photo-interprétation, mais sont de plus en plus l'objet d'un traitement informatique aboutissant à la cartographie automatique des surfaces, soit enfin de calibrations et de corrections qui permettent d'obtenir des mesures géophysiques telles que des températures ou des réflectances.

II.1.2 Principe de fonctionnement d'un capteur optique – Méthode de balayage

Un capteur optique analogique est conçu pour recueillir et focaliser un rayonnement lumineux (partie optique) et pour sensibiliser une surface photosensible (partie chimique). Un capteur optronique est conçu pour recueillir et focaliser un rayonnement lumineux (partie optique) et pour la convertir en un signal électrique (partie électronique). Le détecteur est un

matériau sensible aux rayonnements. Plusieurs phénomènes physiques peuvent être à la base du fonctionnement d'un détecteur :

- ✓ **Effet thermique** : le rayonnement modifie la température du matériau (cf. loi du corps noir, corps gris, tomographie, constante solaire, angle solaire, etc.) ;
- ✓ **Effet électromagnétique** : le rayonnement modifie les propriétés électromagnétiques du matériau (conductivité, permittivité, constante diélectrique, ...) ;
- ✓ **Effet photonique** : le rayonnement libère des électrons dans le matériau. Ce dernier effet est utilisé dans les détecteurs CCD en télédétection optique. Ces détecteurs sont constitués d'alliages, généralement à base de silicium.

Le pouvoir séparateur spatial dépend de la taille des détecteurs (de l'ordre de 10 microns), le pouvoir séparateur temporel dépend du temps d'intégration (de l'ordre de la milliseconde). On améliore la résolution spatiale de l'instrument en réduisant la taille des détecteurs ou le temps d'intégration, toutefois cette amélioration s'accompagne d'une diminution de l'énergie reçue et donc du rapport signal-sur-bruit.

Un plan focal constitué d'un seul détecteur nécessite un balayage à deux dimensions, généralement constitué de la rotation d'un miroir pour l'une, et d'un mouvement de la plateforme (défilement ou spin) pour l'autre. On parle de capteur *whisk-broom*. L'efficacité du balayage est définie comme le rapport entre le temps utile (passé à observer) et la durée d'acquisition de l'image. Dans le cas d'un miroir tournant, le temps utile est directement proportionnel à l'ouverture angulaire du capteur (angle focal instantané : IFOV).

II.1.3 Caractéristiques des images

Toutes les images de télédétection se basent sur le principe de la résolution à savoir :

- ✓ La **résolution spatiale** : définie comme le pouvoir de séparation spatiale (à ne pas confondre avec le pas d'échantillonnage). C'est le produit de la résolution angulaire par la distance.
- ✓ La **résolution spectrale** : définie comme le pouvoir de séparation spectrale, elle dépend de la réponse spectrale de l'instrument dans chaque canal.
- ✓ La **résolution radiométrique** : définie comme le pouvoir de séparation entre différentes luminances reçues. Dans le cas de capteurs de type *pushbroom* comme le HRV de SPOT, la résolution radiométrique est limitée par deux phénomènes :
- ✓ Un bruit dans le sens des lignes, lié aux différences de sensibilité des détecteurs ;

- ✓ Un bruit dans le sens des colonnes, lié au fonctionnement de la chaîne électronique (bruit thermique, qui augmente avec la température).

C'est la notion de spectre continu (bandes spectrales étroites et contiguës) qui est essentielle permettant d'exploiter au mieux l'information. Il est ainsi possible d'identifier des objets en surface et de mesurer leurs propriétés optiques par l'analyse de leurs caractéristiques spectrales fines. L'imagerie hyperspectrale permet de reconnaître dans le pixel la « signature spectrale » des constituants qu'il contient, c'est-à-dire de les identifier. La position en longueur d'onde des pics d'absorption spécifiques dépend de leur composition chimique. Leur amplitude va quant à elle donner des indications sur la quantité (ou la concentration) des constituants présents. Enfin, la forme générale du spectre (ou continuum) dépend des propriétés physiques de la surface (granulométrie, rugosité, humidité, *etc.*).

On peut identifier les différents matériaux présents (minéraux, végétaux, constituants chimiques, *etc.*), mais également en déterminer les concentrations et les caractéristiques physiques, ajoutant ainsi une dimension quantitative à la cartographie de paramètres d'intérêt dans des divers domaines d'application. Certains travaux ont également montré que l'on pouvait accéder à la chimie/minéralogie fine en analysant les changements dans la forme des spectres d'absorption ou de faibles décalages en longueur d'onde. Enfin, une caractéristique spécifique des capteurs hyperspectraux est de permettre l'accès à l'identification et à l'estimation des proportions (ou abondances) des matériaux à une résolution inférieure à la taille du pixel (technique de « démixage » spectral). En effet, un pixel est rarement composé d'un seul matériau et la réponse spectrale enregistrée par le capteur est le résultat d'un mélange spectral des minéraux.

Cependant, suivant la nature et le type des matériaux présents dans le pixel, en particulier si ces matériaux ont des signatures spectrales distinctes, un élément peut être détecté même s'il ne représente qu'une fraction de la taille du pixel [32]. Ainsi à la question « quelle est la taille du pixel ? » habituellement déterminante pour le potentiel de détection d'un instrument de télédétection, l'imagerie hyperspectrale répond par la question « quel est le rapport signal sur bruit du capteur (sa sensibilité) et sa résolution spectrale ? » qui sont maintenant devenus plus déterminants que la résolution spatiale pour l'évaluation du potentiel de détection d'un capteur hyperspectral [33].

Contrairement à l'imagerie multispectrale confinée depuis longtemps à la télédétection et à la mesure en champ lointain proche connaissent aujourd'hui une forte expansion, grâce aux

avancées technologiques récentes à la fois des capteurs d'images et des filtres ; nous entendons par proche toute exploitation ne nécessitant pas un capteur aéroporté ou satellisé.

Parmi les domaines d'application les plus prometteurs, on peut citer sans être exhaustif : le contrôle qualité, la biologie, l'imagerie moléculaire, etc. Cette diversification a pour conséquence de réactualiser certaines problématiques connues en télédétection (réduction de dimensionnalité des données, apprentissage et classification, visualisation, etc.) dans de nouveaux contextes.

Le tableau 10 illustre de manière numérique la frontière (valeurs seuil de détection selon le pouvoir séparatif du détecteur) entre les termes multispectral, superspectral, hyperspectral et ultraspectral en fonction du nombre de bandes et de la résolution spectrale $\Delta\lambda/\lambda$.

Caractéristiques	Multispectral	Superspectral	Hyperspectral	Ultraspectral
Nombres bandes	5-10	10-20	100-200	1000-10000
$\Delta\lambda/\lambda$	0.1	0.05	0.01	0.001

Tableau 10 : Valeurs seuils en imagerie satellitaire (In Laoufi F, 2012)

II.1.5 Bases physiques en télédétection

Les capteurs utilisés en télédétection sont des radiomètres imageurs. En effet, ils mesurent des rayonnements et organisent ces mesures sous forme d'images. Ces dernières sont utilisées pour obtenir des informations sur les objets qu'elles représentent (c'est-à-dire sur les éléments du paysage). Or, le seul lien qui relie l'image à l'objet est le rayonnement émis ou réfléchi par cet objet et reçu par le radiomètre.

Les bases physiques en télédétection se résument :

- **Principe du corps noir**

Le corps noir est un radiateur parfait qui transforme une énergie thermique en une énergie rayonnante maximale. La radiance (ou exitance) spectrale d'un corps noir est donnée par la loi de Planck :

$$M(\lambda) = \frac{C_1}{\lambda^5 * [e^{\frac{C_2}{\lambda * T}} - 1]} \quad (\text{W/m}^2/\mu\text{m}) \quad (\text{II.2})$$

Où : $C_1=3,74.10^{-16}$ S.I (Système International) et $C_2=1,44.10^{-2}$ S.I.

La radiance totale (intégrée sur l'ensemble du spectre) augmente avec la température, selon la loi de Stefan- Boltzmann :

$$M = \sigma * T^4 \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (\text{II.3})$$

A une température donnée, la radiance spectrale dépend de la longueur d'onde. La loi de Wien donne la longueur d'onde pour laquelle la radiance est maximale :

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (\text{II.4})$$

Où : $C = 3.10^8$ m/s. Cette relation relie la température de corps noir d'un objet à la longueur d'onde à laquelle on l'observe le mieux. Par exemple, la Terre, dont la radiance maximale se trouve dans l'infrarouge thermique (env. 10 mm) aura une température de corps noir d'environ 300 K. De même, le soleil qui émet principalement dans le spectre visible (maximum autour de 0,5 mm) aura une température de corps noir d'environ 6000 K.

Un corps pour lequel la loi de Stefan-Boltzman devient $M = \epsilon \sigma T^4$ (où $0 < \epsilon < 1$), est appelé un corps gris. ϵ est appelé l'émissivité du corps.

Les spectres d'émission du soleil et de la terre se croisent autour de 3 microns :

- ✓ Les ondes plus courtes (domaine optique) sont majoritairement émises par le soleil et réfléchies par la terre ;
 - ✓ Les ondes plus longues (domaine thermique) sont majoritairement émises par la terre.
- **Longueurs d'onde**

Le spectre électromagnétique se décompose en plusieurs régions dont certaines sont exploitables en télédétection :

- ✓ Le visible qui s'étend de 0.4 à 0.7 μm et contient les trois couleurs fondamentales de la synthèse additive (le rouge entre 0.6 et 0.7 μm , le vert entre 0.5 et 0.6 μm , le bleu entre 0.4 et 0.5 μm),
- ✓ Le proche infrarouge (PIR) de 0.7 à 1.5 μm ,
- ✓ Le moyen infrarouge (MIR) de 1.5 à 3 μm ,
- ✓ L'infrarouge thermique de 3 à 15 μm ,
- ✓ Les hyperfréquences de 1 mm à 1 m.

L'acquisition d'information par la mesure de l'intensité réfléchie ou émise est réalisée à travers l'atmosphère. Sa composition chimique conditionne sa réaction à une excitation électromagnétique. On s'intéresse principalement aux bandes spectrales qui sont le moins affectées par ce phénomène d'absorption de l'énergie, où l'atmosphère est transparente. La figure 5 montre les profils de polarisation d'une onde électromagnétique ainsi que sa représentation en onde plane.

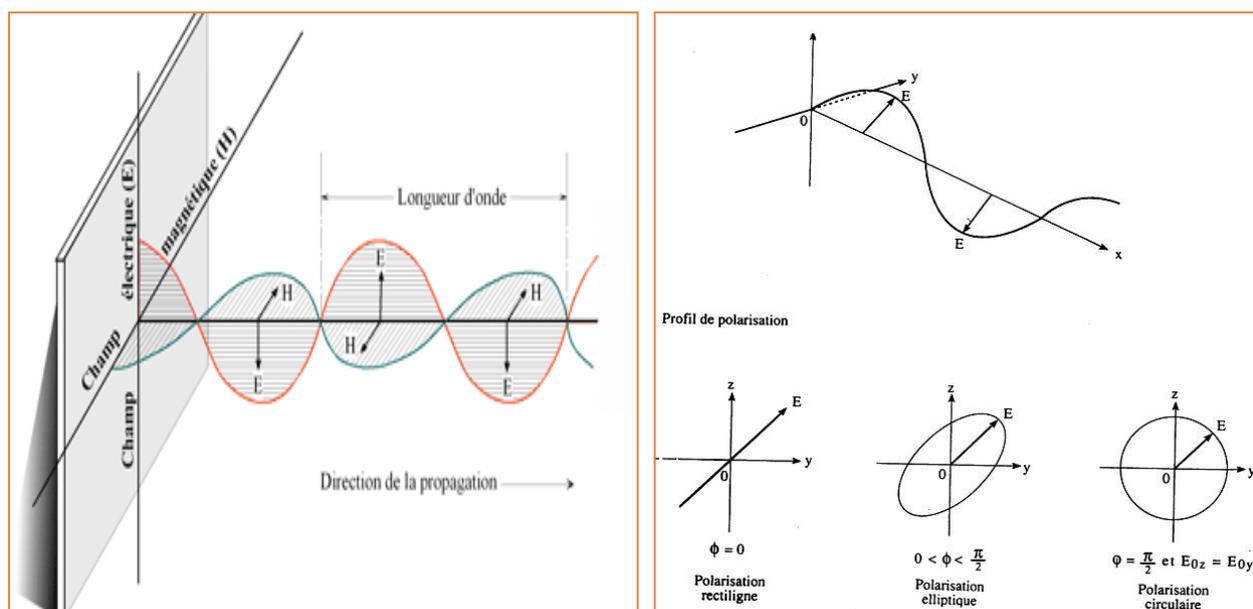


Figure 5 : Onde électromagnétique plane et les types de profils de polarisation

Il est utile de préciser les grandeurs propres à la propagation des ondes électromagnétiques et à leur comportement lors de la rencontre d'un dioptré. La nature du dioptré va conditionner son interaction avec l'onde. Cette interaction comporte trois composantes : l'absorption, la réflexion et la transmission, mesurées respectivement par l'absorptance, la réflectance et la transmittance (rapports des énergies absorbées, réfléchies ou transmises avec l'énergie incidente).

Les ondes radio, la lumière infrarouge, la lumière visible, les rayons ultraviolets, les rayons X, les rayons gamma, etc... sont tous des ondes électromagnétiques. Seule leur fréquence qui varie : plus les ondes se succèdent rapidement, plus la fréquence est élevée. La fréquence détermine le type, les caractéristiques spécifiques et l'application des ondes électromagnétiques. Notre corps réagit différemment aux ondes de fréquences différentes. Une onde électromagnétique transporte de l'énergie en petits groupements que l'on appelle les photons. Plus la fréquence est élevée, plus l'énergie photonique est grande.

II.1.6 Interaction onde - matière

Les interactions rayonnement-matière décrivent les effets d'un rayonnement sur un atome. Le terme « rayonnement » est à prendre dans son sens quantique :

- ✓ Rayonnement électromagnétique (lumière, rayon X, rayon gamma) ;
- ✓ Particule (électron, neutron, rayonnement alpha).

Ces rayonnements sont utilisés pour analyser la matière. En effet, les atomes sont trop petits pour être visibles ou palpables, on ne peut donc les connaître que de manière indirecte ; on observe la manière dont ils perturbent un rayonnement incident. Ceci a donné naissance à deux types de méthodes d'analyse :

- **Les méthodes de diffraction** : Lorsque les atomes sont organisés de manière ordonnée (cristal), le rayonnement va être diffusé dans certaines directions de l'espace uniquement ; l'étude de cette répartition spatiale de l'intensité diffusée permet de caractériser l'organisation de la matière ;
- **Les méthodes spectrométriques** : Les atomes vont absorber une partie des radiations incidentes et en réémettre d'autres, le spectre d'absorption et de réémission est caractéristique des énergies de liaison de la matière, et donc de sa nature chimique.

Pour des sources ponctuelles, il faut différencier la puissance (flux énergétique en watt) qui exprime la quantité émise par unité de temps et dans toutes les directions de l'intensité (watt/steradian) qui représente la portion de flux rayonné à travers un angle solide. Dans la nature, il existe peu de sources ponctuelles, on parle de sources surfaciques. La luminance (ou radiance en anglais exprimé en Watt/steradian/m²) est la puissance émise par unité d'angle solide et par unité de surface apparente d'une source dans une direction donnée (figure 6).

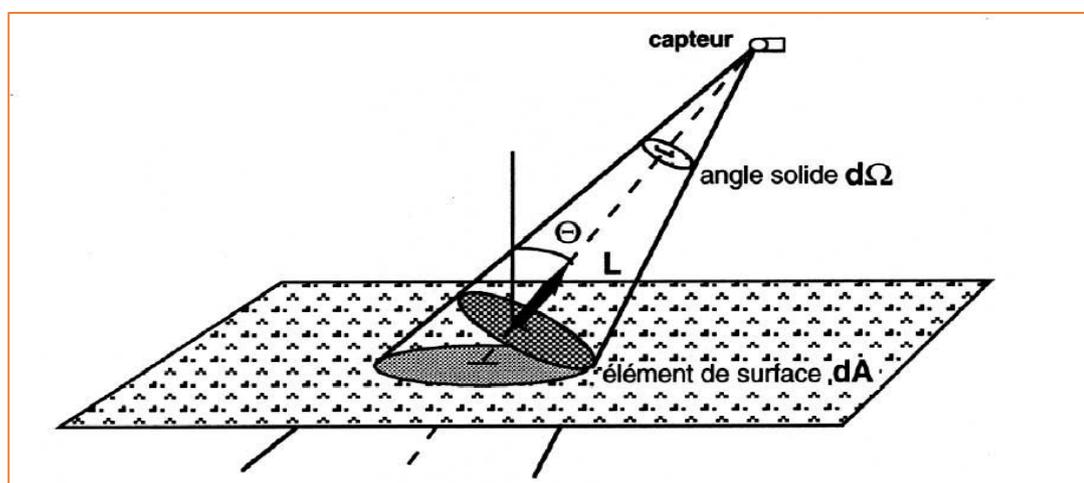


Figure 6 : Mesure de la luminance – (Source Caloz, 1998)

Lorsqu'un rayonnement incident entre en contact avec la matière, trois (03) phénomènes peuvent avoir lieu à savoir :

- ✓ **La réflexion** : La réflectance est définie comme étant le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue. Lorsque l'énergie reçue provient du soleil et irradie des

surfaces terrestres ou planétaires on parle d'albédo. Le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente est appelé coefficient de réflexion, ou réflectance notée (ρ) avec ($0 < \rho < 1$).

- ✓ **L'absorption** : Elle modifie l'énergie interne de l'objet en augmentant sa température interne. L'absorptance est définie comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue. En fonction du type de surface la réflexion peut être spéculaire si la surface est lisse, diffuse, ou lambertienne si la surface est rugueuse (Figure 7). Donc, la définition d'une absorbance est résumée comme étant tout corps dont la surface reçoit un rayonnement électromagnétique peut en absorber une partie. Le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue (incidente) est appelé coefficient d'absorption, ou absorptance notée (α) dont ($0 < \alpha < 1$).
- ✓ **La transmission** (transmittance en anglais) : Elle est le rapport entre l'énergie transmise et reçue. Elle est appelée aussi l'émission ou diffusion ou encore dispersion qui définit tout corps dont la température thermodynamique est supérieure à 0 Kelvin (-273°C) émettant un rayonnement électromagnétique notée (ϵ) dont ($0 < \epsilon < 1$).

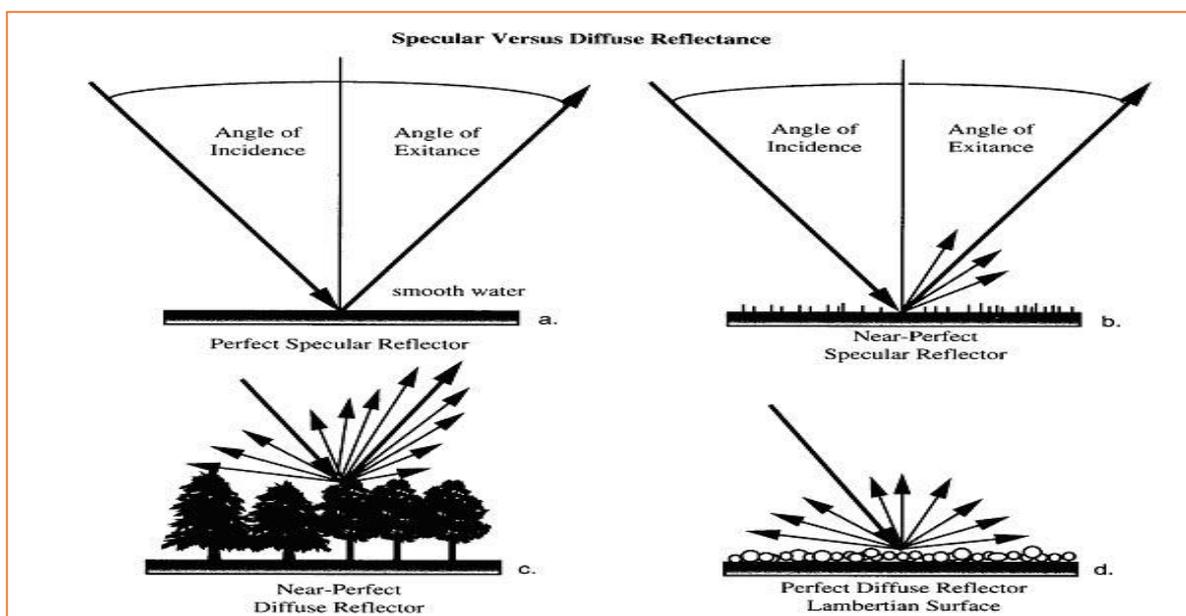


Figure 7 : Interaction ondes surface

II.1.7 Reflectance de Fresnel

On définit le coefficient de réflexion en amplitude r et le coefficient de transmission en amplitude t du champ électrique par :

$$r = E_r / E_i \text{ et } t = E_t / E_i \quad (\text{II.5})$$

Où E_i , E_r et E_t sont les amplitudes associées respectivement au champ électrique incident, réfléchi et transmis (réfracté). En général, ces coefficients dépendent :

- ✓ Des indices optiques des milieux d'entrée et de sortie, respectivement n_1 et n_2 reliés aux constantes diélectriques des milieux d'entrée et de sortie respectivement ϵ_1, ϵ_2 .
- ✓ Fréquence f de l'onde incidence
- ✓ Angles d'incidence $\theta_i = \theta_1$ et de réfraction-transmission $\theta_t = \theta_2$,
- ✓ Polarisation de l'onde qui peut éventuellement être modifiée pendant le franchissement de l'interface.

Ils sont obtenus en considérant les relations de continuité à l'interface des composantes tangentielles des champs électriques et magnétiques associés à l'onde. L'hypothèse d'application de la loi de Fresnel dépend de la nature de l'onde incidente (onde plane, de vecteur d'onde \vec{k} , et de pulsation ω).

Les coefficients de Fresnel calculés ne sont valables que sous les hypothèses des milieux non magnétiques, linéaires, homogènes et isotropes. On rajoute aussi l'hypothèse harmonique qui consiste à considérer les grandeurs électromagnétiques à une fréquence particulière, et à les noter comme les parties réelles de grandeurs complexes. Ceci simplifie les calculs et permet aussi de déduire des équations de manière esthétique des phénomènes électromagnétiques comme l'absorption, le déphasage de l'onde, les ondes évanescentes, etc. Les coefficients de Fresnel dépendent de la polarisation du champ électromagnétique, on considère en général deux cas :

- ✓ **Transverse électrique (TE)** : Le champ électrique incident est polarisé perpendiculairement au plan d'incidence, le champ magnétique est contenu dans le plan d'incidence.
- ✓ **Transverse magnétique (TM)** : Le champ magnétique incident est polarisé perpendiculairement au plan d'incidence, le champ électrique est contenu dans le plan d'incidence.

Dans le premier cas, où le **champ électrique incident est polarisé perpendiculairement au plan d'incidence**, les coefficients de transmission et de réflexion s'écrivent alors :

$$r_{TE} = (k_{iz} - k_{tz}) / (k_{iz} + k_{tz}) \text{ et } t_{TE} = (2 * k_{tz}) / (k_{iz} + k_{tz}) \quad (\text{II.6})$$

En introduisant, pour chaque milieu la relation de dispersion $k = (\omega / c) * n$, on obtient les coefficients de Fresnel en fonction des caractéristiques de l'incidence (n_1, θ_1) et de la réfraction (n_2, θ_2)

$$r_{TE} = (n_1 * \cos(\theta_1) - n_2 * \cos(\theta_2)) / (n_1 * \cos(\theta_1) + n_2 * \cos(\theta_2)) \quad (\text{II.7})$$

$$t_{TE} = 2 * (n_1 * \cos(\theta_1)) / (n_1 * \cos(\theta_1) + n_2 * \cos(\theta_2)) \quad (\text{II.8})$$

Les indices de réfraction étant complexes, la polarisation de l'onde transmise et réfléchie peut-être modifiée par rapport à l'onde incidente. Même dans le cas où ces indices seraient réels, dans le cas $n_2 > n_1$, il se peut que le coefficient de réflexion devienne négatif, l'onde réfléchie est alors déphasée de 180° par rapport à l'onde incidente (figure 8).

La seule façon d'annuler le coefficient de réflexion est, en tenant compte des lois de Snell-Descartes, d'avoir $n_1 = n_2$. Par conséquent, une onde polarisée transverse électrique subit une réflexion dès qu'elle passe dans un milieu d'indice optique différent, ce qui n'est pas le cas d'une onde transverse magnétique (existence d'un angle de Brewster).

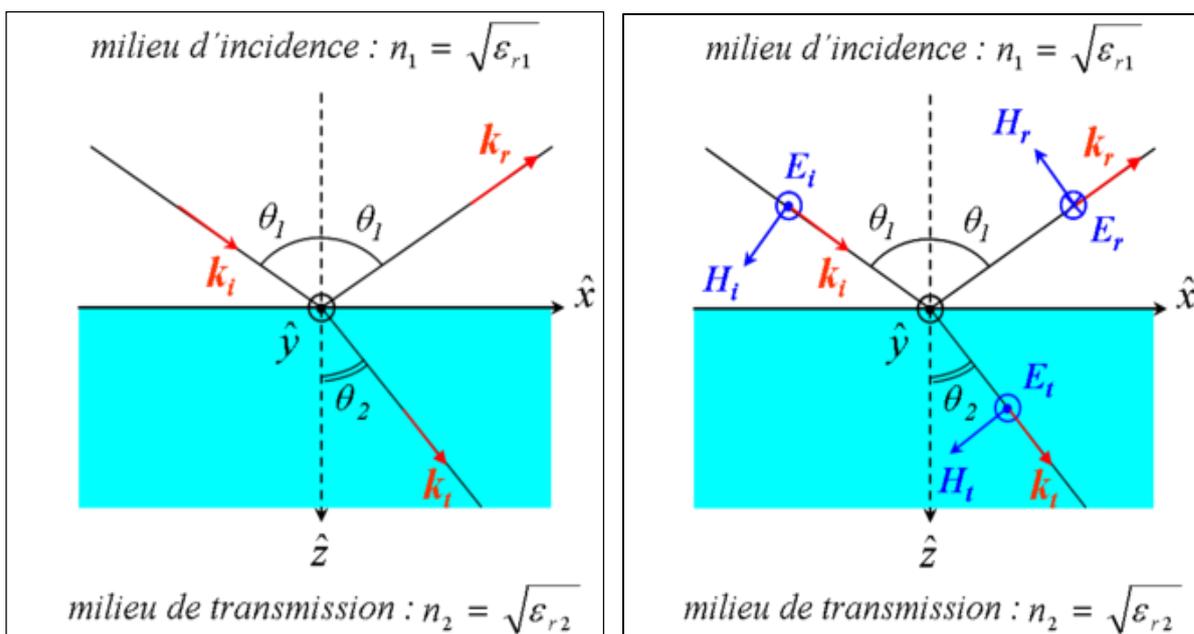


Figure 8 : Exemple de polarisation de Fresnel en transmission et en réflexion

II.2 Stratégies d'analyses multispectrales

Il existe généralement trois types de stratégies d'analyse multispectrales à savoir :

• Stratégie dans l'espace spectral

L'espace spectral sert essentiellement à l'extraction des paramètres de description des caractéristiques spectrales des éléments de la scène. Chaque pixel de la scène est analysé séquentiellement.

La caractérisation quantitative se fait grâce aux indices spectraux, aux concepts de spectroscopie différentielle ou par l'analyse des bandes d'absorption par suppression de continuum selon la figure ci-après :

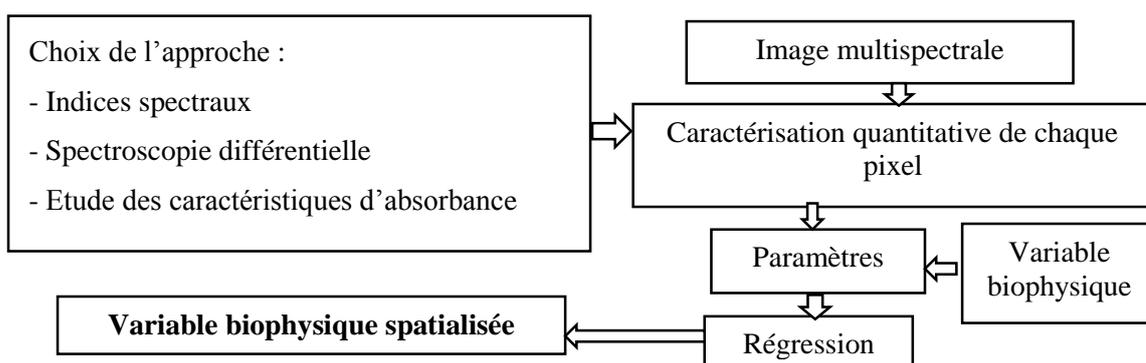


Figure 9 : Stratégie d'analyse dans l'espace spectral

• Stratégie dans l'espace image

La stratégie d'analyse des variables spatiales d'une image multispectrale comprend une réduction de dimensionnalité adaptée au problème à résoudre en fonction des besoins de l'algorithme de traitement, suivi d'une projection inverse si l'image résultante de l'analyse doit être de la même dimension que l'image de départ (figure 10).

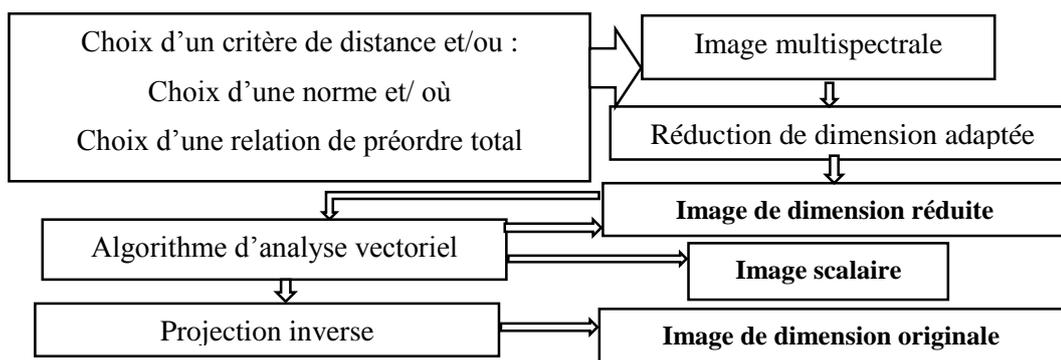


Figure 10 : Stratégie d'analyse dans l'espace image

• Stratégie dans l'espace vecteur

La variabilité spectrale ne peut être prise en compte que dans l'espace vecteur, il est plus judicieux de conserver l'espace de vecteur, mais en réduisant la dimension. Les propriétés

asymptotiques des espaces à grande dimension sont plutôt favorables à la réduction de dimensionnalité si celle-ci est linéaire en plus, on peut tirer profit de l'information de variation spatiale par une analyse conjointe dans l'espace image permettant d'améliorer l'algorithme de classification. Il en résulte la stratégie de classification illustrée selon la figure suivante :

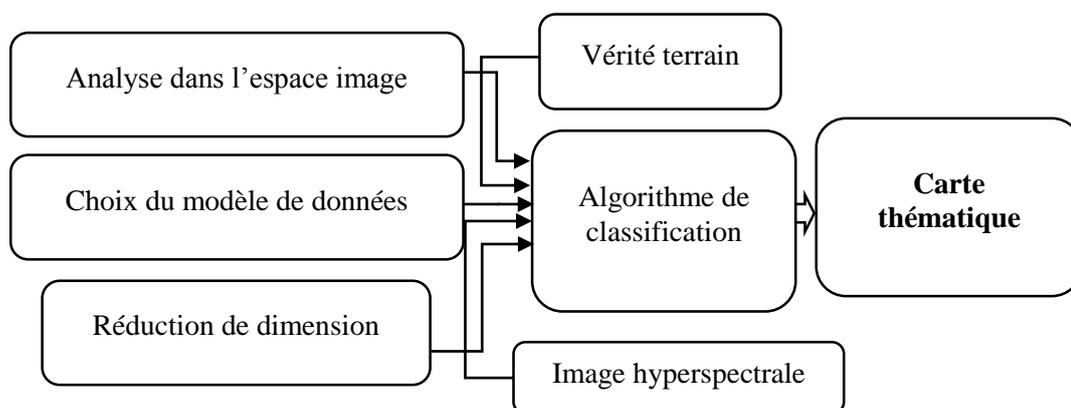


Figure 11 : Stratégie de classification dans l'espace vecteur

II.3 Interaction avec l'atmosphère

Le rayonnement propre de l'atmosphère se produit dans l'infrarouge thermique, il se superpose donc à celui de la Terre. Il dépend de la température et des constituants atmosphériques (gaz, aérosols).

Quant à la lumière solaire qui traverse l'atmosphère (qu'elle soit incidente ou réfléchiée par la Terre), elle subit un certain nombre de phénomènes, les plus importants étant l'absorption, la dispersion (ou diffusion), la réfraction et la polarisation. L'effet conjugué de la dispersion et de l'absorption est quelquefois appelé atténuation. L'atténuation, nulle dans le vide, est le complémentaire de la transmission. La proportion d'énergie rayonnée transmise à travers l'atmosphère sur une longueur donnée est appelée transmittance. Les parties du spectre qui ne sont pas absorbées par l'atmosphère sont appelées des fenêtres atmosphériques. Les longueurs d'onde optiques (lumière solaire) sont diffusées par l'atmosphère. Plusieurs phénomènes cohabitent :

- ✓ La diffusion de Rayleigh, proportionnelle à $1/\lambda^4$, affecte les ondes dont la longueur d'onde est beaucoup plus petite que les particules qui constituent le milieu traversé (la lumière bleue est fortement diffusée par l'atmosphère même sèche) ;
- ✓ La diffusion de Mie, proportionnelle à $1/\lambda$, affecte les ondes dont la longueur d'onde est comparable aux particules qui constituent le milieu traversé (par exemple les aérosols qui diffusent la lumière).

Par conséquent, la diffusion de Rayleigh est très sélective, c'est-à-dire que les molécules atmosphériques ont un comportement très différent en fonction des longueurs d'onde. Cela se traduit par des couleurs très vives (ciel bleu en milieu de journée, soleil rouge au levant et au couchant) (figure 15).

• Rayonnement et couleur

Le rayonnement ou l'éclairement est transparent et incolore s'il transmet toutes les radiations du spectre visible ; il est blanc s'il diffuse, également dans toutes les directions, toutes les radiations lumineuses qu'il reçoit ; il apparaît noir s'il absorbe intégralement toutes les radiations visibles incidentes (figure 12). En résumé, on aura :

- ✓ Une surface blanche renvoie toute la lumière,
- ✓ Une surface noire ne renvoie aucune lumière,
- ✓ Une surface verte renvoie les rayonnements verts et absorbe toutes autres couleurs.

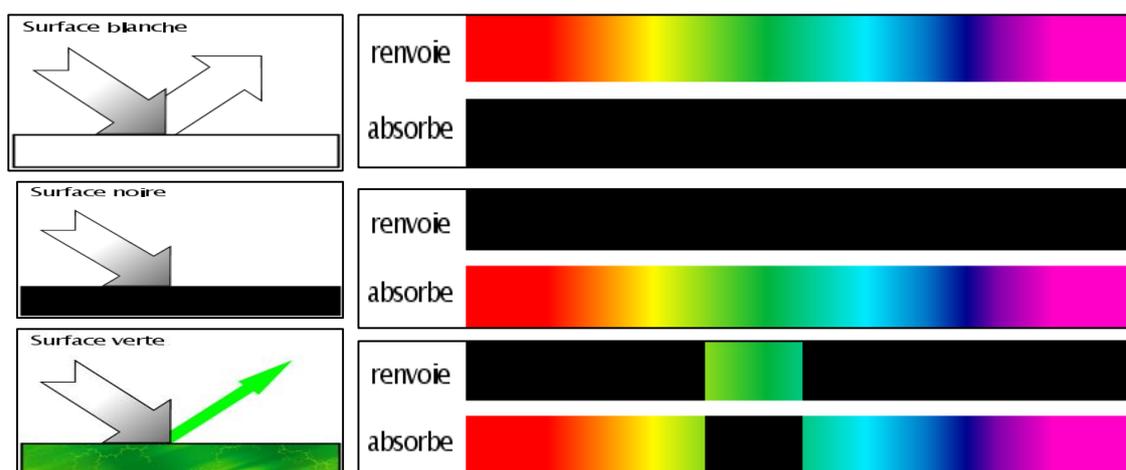


Figure 12 : Phénomènes de diffusion en relation avec les spectres d'absorption (colorimétrie)

• Longueurs d'onde approximatives des couleurs

Bien que le spectre soit continu et qu'il n'y ait pas de frontière claire entre une couleur et la suivante, le tableau 11 donne les valeurs limites des principaux champs chromatiques avec les noms et limites de longueur d'onde dans le vide indiqués par la norme française AFNOR X080-10 « Classification méthodique générale des couleurs » [34]. La fréquence du rayonnement en hertz s'obtient en divisant la vitesse de la lumière, soit environ 3×10^8 m/s, par la longueur d'onde en mètres.

Longueur d'onde (nm)	Champ chromatique	Couleur	Commentaire
380 — 449	Violet	445	primaire CIE 1931 : 435,8
449 — 466	Violet-bleu	455	primaire sRGB : 464
466 — 478	Bleu-violet	470	indigo entre le bleu et le violet (Newton)
478 — 483	Bleu	480	
483 — 490	Bleu-vert	485	
490 — 510	Vert-bleu	500	
510 — 541	Vert	525	
541 — 573	Vert-jaune	555	CIE 1931 : 546,1 ; primaire sRGB : 549.
573 — 575	Jaune-vert	574	
575 — 579	Jaune	577	
579 — 584	Jaune-orangé	582	
584 — 588	Orangé-jaune	586	
588 — 593	Orangé	590	
593 — 605	Orangé-rouge	600	
605 — 622	Rouge-orangé	615	primaire sRGB : 611
622 — 700	Rouge	650	primaire CIE 1931 : 700

Tableau 11 : Couleurs et champs chromatiques du spectre du visible

- **Perte exponentielle des couleurs sous l'eau (absorption sélective)**

Sous l'eau il y a une perte rapide, que l'on dit *exponentielle* de l'intensité lumineuse ; cette perte dépend de la longueur d'onde de chaque composant (figure 13). Ce phénomène s'appelle *l'absorption sélective*, il est dû aux vibrations et aux déformations des molécules de l'eau excitées par l'absorption de la lumière.

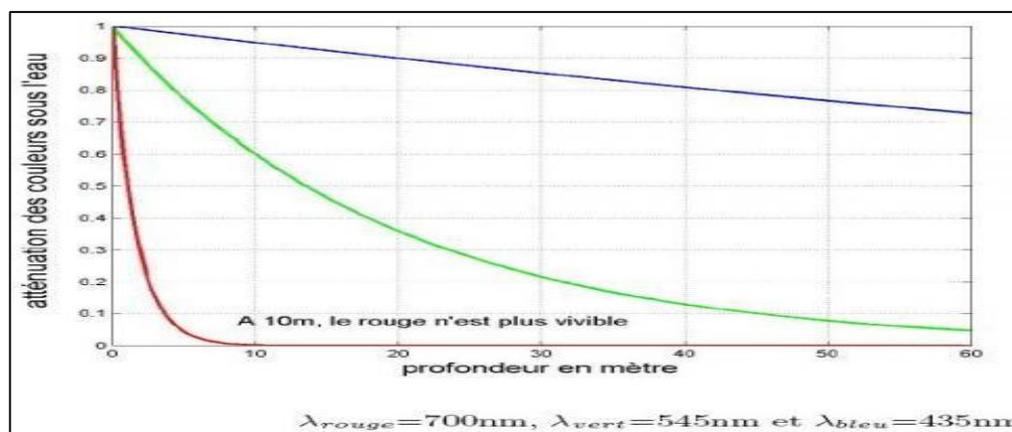


Figure 13 : Absorption sélective de la lumière dans l'eau selon la profondeur

D'après la figure 13, l'absorption est plus forte aux longueurs d'onde élevées : le rouge, le plus affecté, est réduit à 1/3 de son intensité après un mètre et est essentiellement perdu après un trajet de 4 à 5 mètres sous l'eau.

II.4 Interaction avec la surface terrestre

La variation de la réflectance en fonction de la longueur d'onde est appelée signature spectrale. La fraction d'énergie qui n'est pas réfléchi par la surface est transmise au milieu : à chaque profondeur, une partie est absorbée, l'autre partie continue sa propagation jusqu'à l'interface suivante (fond de l'eau par exemple). La profondeur de pénétration dépend de la longueur d'onde et des propriétés diélectriques du milieu :

- ✓ La lumière bleue peut pénétrer dans l'eau pure jusqu'à plusieurs dizaines de mètres (profondeur considérablement réduite dans une eau turbide) ;
- ✓ Les ondes radar sont totalement réfléchies par l'eau, mais les grandes longueurs d'onde (20 cm à 1 m) peuvent traverser une couche de sable (plusieurs dizaines de mètres) ou de glace (plusieurs kilomètres) pourvu que ce volume soit sec et homogène.

Dans le cas des ondes optiques, la diffusion atmosphérique affecte sensiblement la mesure de réflectance. En effet :

- ✓ La lumière qui atteint la cible provient majoritairement du soleil mais aussi de l'atmosphère et des cibles voisines ;
- ✓ La lumière réfléchi qui atteint le capteur provient majoritairement de la cible mais aussi de l'atmosphère et des cibles voisines.

II.5 Tomographie et absorption du rayonnement

La tomographie est une technique qui consiste à reconstruire le volume d'un objet à partir de plans de coupe successifs. Cette technique permet d'accéder à différentes propriétés à l'intérieur de l'objet, selon le type d'information que fournissent les capteurs.

Les données acquises lors de la prise de mesure, sont collectées suivant des orientations multiples dont le nombre et le pas sont fonction du type d'appareil et de la finesse de résolution (cas des sondages géo électrique, trainée de résistivité, etc.).

À l'aide de ces données, une image numérique est calculée et reconstruite mathématiquement en niveaux de gris ou de couleurs dont chacun ne traduit point par point le coefficient d'atténuation local du faisceau incident. Celui-ci après calibration et étalonnage peut être traduit en échelle de densité. L'inversion des données tomographiques de résistivités apparentes permettent l'estimation du géovolume des sels en profondeur (figure 14).

Chapitre II – Télédétection satellitaire et rayonnement

La tomographie permet donc d'accéder au cœur de la matière pour en apprécier les variations d'absorptions et les différences de composition. Elle permet également de localiser très finement toute hétérogénéité, singularité, vide ou inclusion présents dans un objet, ainsi que de vérifier l'assemblage et le positionnement des ensembles mécaniques complexes.

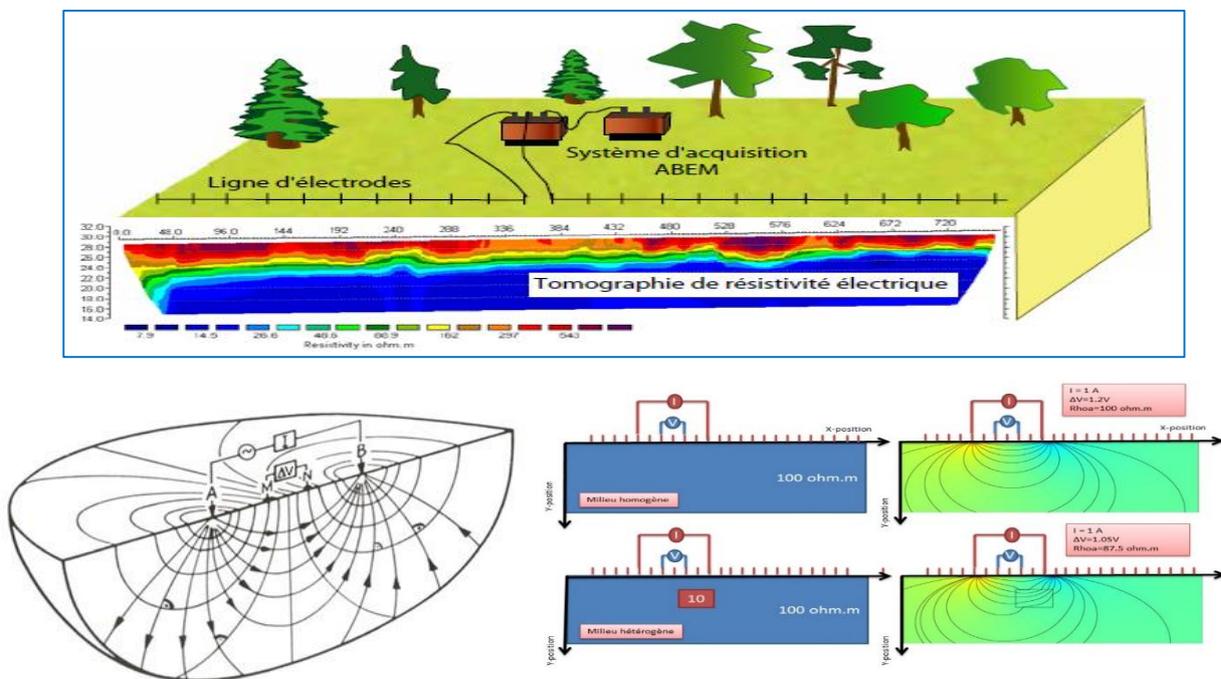


Figure 14 : Dispositif des mesures de tomographie électrique

Enfin, lorsque les temps d'acquisition sont compatibles avec les vitesses de certains phénomènes physiques, la tomographie peut conduire à des mesures dynamiques pour suivre, par exemple, l'évolution d'un matériau soumis à des contraintes (fronts salins).

II.5.1 Transmittance atmosphérique par absorption

En se basant sur les travaux de [41], LESKNER présente un algorithme simple qui calcule l'éclairement spectral direct, éclairement spectral au niveau du sol et la luminance qui atteint le capteur [42]. Les paramètres $Kg\lambda$, $kw\lambda$ et $ko\lambda$ représentent respectivement les coefficients d'absorption des gaz, de la vapeur d'eau et de l'ozone (In Laoufi.F, 2012).

La transmission atmosphérique par absorption :
$$T_{ab} = T_{aO(\lambda)} * T_{ag(\lambda)} * T_{aw(\lambda)} \quad (II.34)$$

Le tableau 12 illustre les caractéristiques physiques de transmission atmosphérique par absorption.

Absorption type	Transmission d'absorption
Air (Gaz : CO ₂ , O ₂ ...etc.)	$T_{aw}(\lambda) = \exp[(-1.41 * k_{g\lambda} * m_a) / (1 + 118.93 * k_{g\lambda} * m_a)^{0.45}]$ <p>ma : masse optique relative d'air</p> $m_a = m_r (p / 1013.25)$ $m_r = [\cos(\theta_z) + 0.15(93.885 - (\theta_z)^{-1.253})]^{-1}$
Vapeur d'eau (H ₂ O)	$T_{aw}(\lambda) = \exp[(-0.2385 * k_w \lambda * w m_w) / (1 + 20.07 * k_w \lambda * w m_w)^{0.45}]$ $m_w = [\cos(\theta_z) + 0.0548(92.650 - (\theta_z)^{-1.253} 452)]^{-1}$
Ozone (O ₃)	$T_{aO}(\lambda) = \exp(-k_0 \lambda * l * m_0)$ $m_0 = (1 + (H / r_e)) / [\cos^2(\theta_z) + 2 * H / r_e]^{0.5}$

Tableau 12 : Transmittance de l'atmosphère par absorption

II.5.2 Transmittance atmosphérique par diffusion

L'épaisseur optique moléculaire qui caractérise la diffusion de Rayleigh est donnée par la formule suivante :

$$\tau_r = (34.35 * 10^{-4} / \lambda^4) - (1.225 * 10^{-4} / \lambda^5) + (1.4 * 10^{-4} / \lambda^6) \quad (II.35)$$

L'épaisseur optique des aérosols τ_p est donnée pour un modèle standard d'aérosols de type continental, en fonction de λ et de la visibilité horizontale (VIS au sol en Km) :

$$\tau_p = (0.632 / \lambda) - 0.0194 / \lambda^2 * e^{(-2 * VIS / 30)} \quad (II.36)$$

β coefficient de trouble d'Angström, il caractérise la quantité d'aérosols dans l'atmosphère pour une direction verticale, il varie entre 0.0 et 0.5 ; α est la puissance de la longueur d'onde, elle est liée à la distribution et aux diamètres des aérosols (c), elle varie entre 4 et 0, la valeur 1.3 est la plus recommandée pour une atmosphère naturelle.

$$\beta = (0.55)^\alpha ((3.912 / VIS) - 0.01162) [0.02472(VIS - 5) + 1.132] * c \quad (II.37)$$

Le tableau suivant illustre la transmission atmosphérique par diffusion optique.

Nature de diffusion	Coefficient de diffusion	Transmittance	Remarques
Diffusion par l'air « Rayleigh »	$\sigma_{r,\lambda} = 0.008735 * \lambda^{-4.08}$ (LESKNER)	$T_{dr}(\lambda) = \exp(-\sigma_{r,\lambda} * m_a)$	Conditions normales $\lambda < 0.55 \mu m$
Diffusion par la vapeur d'eau « Mie »	$\sigma_{H_2O} = 0.008635 * \lambda^{-2}$ (MOON)	$T_{H_2O}(\lambda) = \exp(-\sigma_{H_2O} * w * m_r)$	$w=1 \text{ cm} ; m_r=1$
Diffusion par les aérosols « Mie »	$\sigma_{d,\lambda} = 0.08128 * \lambda^{-0.75}$ (MOON)	$T_{dm}(\lambda) = \exp(-\sigma * \lambda * (d/800) * m_d)$	$m_d=1, \text{ conc} = 800 \text{ partic/cm}^3$
Diffusion Mie (vapeur+aérosol)	$\sigma_{a,\lambda} = \beta * \lambda^\alpha$ (Angström)	$T_a(\lambda) = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} * m_a)$	α, β : coefficients d'Angström

Tableau 13 : Transmittance de l'atmosphère par diffusion optique

II.6 Signature spectrale directe

La signature spectrale est une grandeur physique qui permet de caractériser les objets observés, et que l'on peut déduire à partir des images. Une signature peut être obtenue à partir de modèles théoriques (simulations) ou par des mesures réelles, soit en laboratoire soit par des images acquises sur des sites parfaitement connus. Pour caractériser la nature d'une surface, on utilise des grandeurs normalisées, c'est-à-dire aussi intrinsèques que possible :

- ✓ La réflectance pour les images optiques ;
- ✓ L'émissivité pour les images thermiques ;
- ✓ Le coefficient de rétrodiffusion pour les images radar.

La signature spectrale est une grandeur qui dépend d'une part des caractéristiques de l'onde incidente et d'autre part des caractéristiques de l'objet observé. Par exemple, la réflectance dépend de la nature du matériau mais aussi de la longueur d'onde. Les propriétés optiques des paysages sont assez bien caractérisées par la signature spectrale, dont on donne quelques exemples ci-après (figure 15).

On constate que la structure des minéraux diffère selon les bandes d'absorptions liées aux transitions électroniques et aux vibrations moléculaires. Cette constatation réside du fait que dans le domaine non ionisant, les molécules sont saturées et l'énergie photonique est faible cependant le contraire est vrai pour l'infrarouge et l'UV.

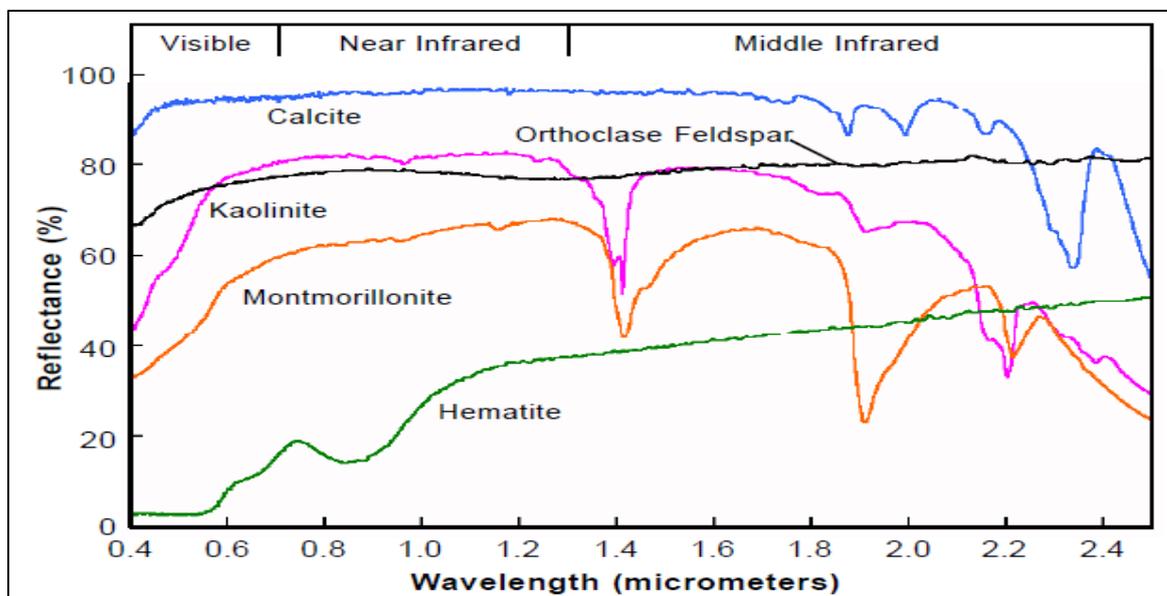


Figure 15 : Signatures spectrales de quelques sels minéraux

C'est en présence de l'absorbance des groupements fonctionnels des molécules qui subissent une excitation vibrationnelle (phosphorescence). Le retour à l'équilibre (état fondamental) présente le deuxième effet énergétique radiatif (fluorescence).

Les groupes d'atomes qui absorbent sont appelés des groupes chromophores et ceux qui n'absorbent pas mais qui provoquent seulement des modifications de l'absorption par un chromophore sont dits auxochromes. Quand un chromophore est soumis à des influences électroniques, la bande d'absorption peut se déplacer vers les grandes longueurs d'onde, c'est l'effet batochrome, ou vers les faibles longueurs d'onde, c'est l'effet hypsochrome. Si l'absorption lumineuse est augmentée, on dit qu'il y a un effet hyperchrome. Si elle est diminuée, il y a un effet hypochrome.

Lors de l'absorption du quantum d'énergie, il y a transition électronique depuis l'orbitale moléculaire liante ou non liante remplie vers l'orbitale moléculaire antiliante non remplie. On obtient ainsi un spectre électronique.

L'excitation électronique conduit à des transitions $\pi \rightarrow \pi^*$. Mais il est encore plus facile d'exciter des électrons non liants (n) vers des états plus élevés en énergie : transition $n \rightarrow \pi^*$. Ces transitions se manifestent par des pics d'absorption.

Une transmittance de 100% signifie qu'il n'y a pas d'absorption, donc en infrarouge, les bandes d'absorption pointent vers le bas. Un spectre IR s'étend de 600 cm^{-1} à 4000 cm^{-1} . Cela correspond à des énergies allant de 4 à $40 \text{ KJ} \cdot \text{mol}^{-1}$.

Les bandes sont plus étroites en IR que dans le spectre UV et du visible. On parle de bandes ou de pics d'absorption. On qualifie une bande d'absorption ou un pic en indiquant les caractéristiques suivantes :

- ✓ La valeur du nombre d'onde correspondant au minimum de transmittance
- ✓ L'intensité du pic (fort (intense)/moyen/faible) ; La largeur de la bande (étroite/large).

Pour observer une absorption notable en IR, il faut une variation du moment dipolaire de la molécule lors de la vibration. Ainsi les liaisons symétriques absorbent peu.

II.6.1 Analyse spectrale directe par spectrophotométrie

Lorsqu'un faisceau lumineux polychromatique rencontre une substance transparente aux radiations lumineuses, une partie du faisceau est réfléchi, une autre partie est absorbée par la substance et transformée en chaleur, enfin la troisième partie traverse la substance.

Lorsqu'on effectue un dosage spectrophotométrique, on s'intéresse à la proportion d'énergie lumineuse ayant traversé la substance. Chaque substance transparente absorbe une partie des radiations lumineuses qui la traversent, l'absorption dépend notamment de la longueur d'onde de la radiation. Le tracé d'un spectre d'absorption peut permettre l'identification d'une substance. L'absorption dépend également de la concentration en substance absorbante dans l'échantillon étudié. Un étalonnage préalable permet de déterminer la concentration d'un échantillon de titre inconnu. Il existe des spectrophotomètres monofaisceaux et double-faisceaux ; les premiers nécessitent de travailler avec une solution de référence afin de « faire le zéro » (figure 16). Un spectrophotomètre comporte les éléments suivants :

- ✓ Une source de lumière blanche ;
- ✓ Un monochromateur (réseau et fente) sélectionne des λ très étroites ;
- ✓ Une cuve qui contient l'échantillon à étudier ; Un détecteur qui mesure l'intensité lumineuse.

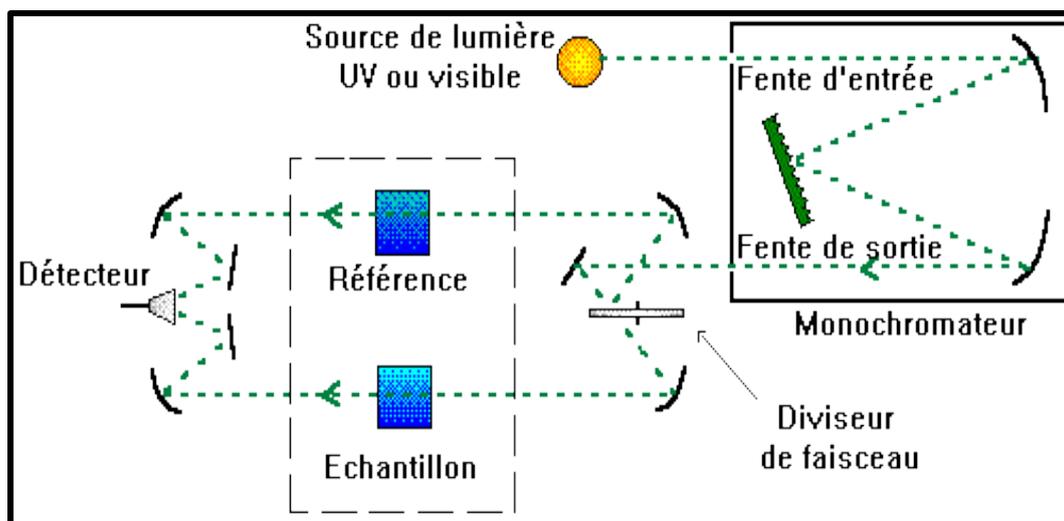


Figure 16 : Spectrophotomètre monofaisceaux et double-faisceaux

En pratique, on procède à un réglage de zéro à l'aide d'une cuve contenant le solvant et les espèces autres que celle à étudier : cette solution s'appelle le *blanc*. Le blanc doit être fait chaque fois que la longueur d'onde d'étude est changée.

En effet, l'intégration des techniques d'imagerie optique avec les formules expérimentales apporte des informations précieuses sur la détection du sel, de son spectre d'absorption et d'émission ainsi que sa concentration molaire/massique.

II.6.2 Analyse spectrale par spectrophotométrie différentielle

L'objet de la spectroscopie différentielle est de quantifier précisément la position des bandes d'absorption. Reprenons la loi de Beers et exprimons la réflectance :

$$R(\lambda) = \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = e^{-k(\lambda)x} \quad (\text{II.38})$$

Le coefficient d'absorption $k(\lambda)$ peut s'exprimer comme une somme pondérée des coefficients d'absorption spécifiques : $k(\lambda) = \sum_{i=1}^N k_i(\lambda) C_i$ (II.39)

- Avec :
- $K_i(\lambda)$: coefficient d'absorption spécifique à la composante i
 - C_i : concentration de la composante i (g. m^{-3})
 - N : nombre de composantes

La réflectance devient : $R(\lambda) = e^{-\sum_i k_i(\lambda)C_i x}$ (II.40)

L'absorption différentielle est décrite par : $\frac{\partial R(\lambda)}{\partial \lambda} = -\sum_i \frac{\partial k_i(\lambda)}{\partial \lambda} C_i x R(\lambda)$ (II.41)

Elle présente une sensibilité maximale aux points d'inflexion des coefficients d'absorption spécifiques et permet ainsi de quantifier avec précision la position des bandes d'absorption.

Il est également possible, et souvent plus simple, d'étudier les passages par zéro de la dérivée seconde : $\partial^2 R(\lambda) / \partial \lambda^2$ (voir figure 17).

L'utilisation de la spectroscopie différentielle présente des intérêts majeurs quand à la très faible sensibilité aux sols et à l'illumination qui sont des phénomènes approximativement du premier ou deuxième ordre dans la partie visible et proche infrarouge du spectre électromagnétique et sont ainsi supprimés dans les dérivées première et seconde [45] [46] [47]. Elle permet également d'atténuer les effets de l'atmosphère [48] et de tout continuum d'ordre faible en général (influence de l'environnement ou d'autres composantes biochimiques).

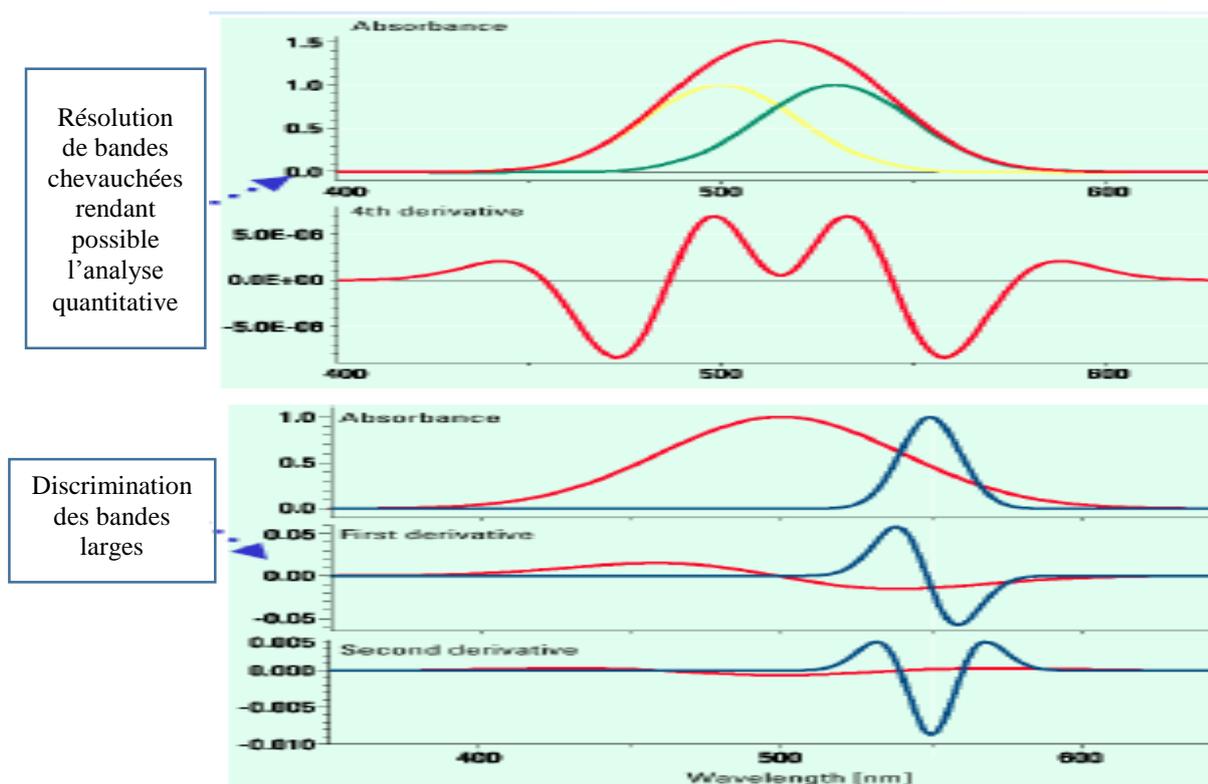


Figure 17 : Détermination de la position du « red edge » par spectroscopie différentielle ; de haut en bas : spectre initial, dérivée première, dérivée seconde

L'utilisation directe de la dérivée seconde et de la détermination de ses passages par zéro nécessite les hypothèses d'un spectre échantillonné de façon contiguë avec une haute résolution spectrale et un rapport signal sur bruit élevé. Les dérivées peuvent alors être estimées par une approximation aux différences finies, précédées éventuellement d'un filtrage passe-bas permettant d'augmenter le rapport signal/bruit afin de ne pas détecter d'artefacts non pertinents [49]. L'estimation numérique est alors fonction de deux paramètres :

- ✓ La bande passante du filtre. Il est intéressant de disposer d'une bonne connaissance des caractéristiques de bruit du capteur pour la déterminer.
- ✓ L'intervalle d'échantillonnage à utiliser dans l'approximation aux différences finies. Il est défini par l'échelle des caractéristiques spectrales à détecter.

Si les hypothèses initiales ne sont pas vérifiées (échantillonnage non contiguë, faible résolution spectrale), il est possible de paramétrer la signature spectrale initiale ou ses dérivées par différents types de fonctions : linéaire, ou polynômes d'ordre élevé [50], gaussienne inversée [51].

La méthode la plus avantageuse semble être le paramétrage de la dérivée première selon un polynôme d'ordre 2 grâce à une interpolation de Lagrange puis la détermination des passages par zéro est possible par la dérivée de la courbe paramétrée (les ordres sont impairs et ne respectent pas la loi de Beer-Lambert) contrairement aux ordres pairs ou les valeurs extrêmes coïncident avec l'augmentation de la résolution et la diminution du rapport signal/bruit (loi de Beer-Lambert est vérifiée). On pourra dire qu'il existe une meilleure concordance entre les techniques spectrales d'absorption moléculaires et les images satellitaires (où les spectres d'absorption sont constitués de larges bandes pouvant se chevaucher - larges bandes). L'inconvénient majeur de cette technique est sujet de la perte d'information suite au lissage spectral (déplacement des longueurs d'onde maximales/minimales (shift), diminution du rapport signal/bruit et par conséquent la génération de profils complexes, redressement optique et les déplacements chimiques associées au niveau moléculaire).

La spectroscopie différentielle présente les avantages d'une écriture analytique simple et d'un temps de calcul très rapide, de conserver les intérêts de la différenciation au second ordre, et d'être utilisable avec seulement trois bandes spectrales espacées différemment dans la région spectrale d'intérêt, tout ceci en conservant une bonne précision d'estimation [52].

L'avantage principal de la spectroscopie différentielle demeure dans le lissage du spectre d'absorption et l'atténuation des interférences rendant une meilleure discrimination des bandes larges ainsi que la résolution des bandes spectrales superposées. Les techniques de spectroscopie différentielle peuvent être utilisées pour la caractérisation de variables biophysiques de la surface (salinité/végétation) mais également pour la différenciation d'espèces dans des milieux complexes de caractéristiques spectrales proches, en vue de leur classification.

• Reflectance et absorption moléculaire dans l'infrarouge

Les transitions énergétiques entre niveaux vibrationnels s'accompagnent aussi transitions rotationnels cela explique les bandes d'absorption plus ou moins large sur les spectres d'absorption au lieu des pics d'absorption. Pour une meilleure observation d'une absorption notable en infra rouge il faut une variation du moment dipolaire de la molécule lors de la vibration dont les liaisons sont symétriques et absorbent donc peu. Pour les molécules polyatomiques la situation est plus complexe dont deux atomes liés par une liaison covalente sont couplés ce qui explique que les liaisons subissent des mouvements de déformation angulaires par modification des angles de liaisons (mouvements multiples : vibrations, élongation (de valence) (Stretching), vibrations de déformation (bending), etc).

En général, si la vibration provoque une variation du moment dipolaire, les vibrateurs entre en résonance et donc il y'aura absorption dans l'infrarouge puisqu'il n'exista pas des molécules au repos dont chaque molécule possède une énergie de vibration. Il existe deux conditions nécessaires pour l'absorption infra rouge :

- ✓ Egalité de la fréquence de la radiation et du vibrateur ;
- ✓ Variation du moment dipolaire du vibrateur ; Domaines de validité de l'absorption

II.7 Signatures spectrales indirectes

On peut rechercher dans les images des signatures dites indirectes encore appelées **indicateurs ou indices**. Cette notion, bien connue des photo-interprètes depuis de nombreuses décennies, est très utilisée avec l'avènement des images numériques, propres à une exploitation quantitative. Pourtant, dès qu'un objet ou un phénomène est trop difficile à modéliser selon des lois physiques, la notion d'indicateur prend tout son sens. C'est ainsi que l'on peut étudier des phénomènes totalement abstraits. Cette approche connaît aujourd'hui un regain d'intérêt, dans la mouvance des travaux sur l'interprétation automatique d'images numériques.

Néanmoins, les calculs d'indices spectraux requièrent des réflectances normalisées respectant les conditions de sensibilités aux conditions de prise de vue, d'illumination solaire, d'ombrages topographiques (rugosité des sols). Les bons indices se basent sur les relations semi-empiriques locales des sols salins dépendantes du couvert végétal et aux critères des sols, de la direction de visée, de la résolution spatiale, du relief et enfin de l'atmosphère en recherchant des ajustements linéaires plus adaptatifs. On utilise parfois des pondérations pour l'albédo de surface planétaire par combinaison linéaire des réflectances du visible et du proche infrarouge car le rayonnement solaire est à 85-90 % dans le visible et l'infrarouge.

La prise en compte du système « atmosphère-terre » améliore le calcul de l'albédo planétaire. On pourra conclure que l'albédo de surface est un paramètre dérivé de l'albédo planétaire à l'aide des corrections atmosphériques. Certains améliorent les calculs par l'intégration de la vapeur d'eau et l'extinction des aérosols nécessaires selon des températures de brillances normalisées. Nous avons abordé ce type d'indices dans le chapitre application.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons démontré d'une manière sommaire l'intérêt de la télédétection satellitaire à travers le rayonnement électromagnétique dans la cartographie minérale spatiale sous l'influence des conditions atmosphériques, interfaces d'interaction (air/eau) pouvant influencer objectivement les réponses spectrales des objets au sol et notamment les signatures spectrales des matériaux. Ces derniers sont très sensibles aux phénomènes d'absorption, de diffraction, de réflexion et de transmission et de diffusion du rayonnement optique. Cependant, le rôle de la spectroscopie optique différentielle est primordial pour la modélisation moléculaire des sels en respectant les domaines de linéarité des capteurs embarqués (satellites) et de l'expérimentation (respect des conditions d'application des lois physiques/chimiques).

CHAPITRE III : TECHNIQUES ET METHODES DE CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE

Résumé

Dans ce chapitre, nous allons décrire les différentes techniques de cartographie de la salinité des sols, pour mieux appréhender les applications relatives à la télédétection aérospatiale dans le suivi et l'identification des états de surface, telle que la salinisation des sols.

Les techniques de cartographie de la salinité sont devenues des outils d'aide à la décision, contribuant et améliorant la télédétection de la salinité tant au niveau capteur qu'au niveau sol et permettent de remédier les approches classiques souvent inappropriées, coûteuses et onéreuses pour avoir une information de qualité sur les propriétés des sols salins apportant une nouvelle vision de géo spatialisation des minéraux par télédétection aérospatiale.

La salinité qui est la principale caractéristique de la région d'Oran, peut être détectée directement par l'accumulation des sels à la surface, où indirectement par son effet sur les états de surface. Ceci, requiert l'emploi des méthodes et techniques pluridisciplinaires émanant des plateformes des satellites d'observation de la terre (passives et actives (radars)), du mode d'acquisition des images numériques de télédétection, des post-traitements, des corrections radiométriques, corrections atmosphériques corrigées des effets (interface eau, atmosphère, sol, végétation), et les prétraitements de calibration au niveau configuration des capteurs ainsi que le géo référencement approprié.

Néanmoins, les approches de détection se multiplient avec l'avènement des images hyper spectrales, la très haute résolution spatiale, la fusion radar satellite, les méthodes géophysiques de surface « télédétection rapprochée » [53] ; [54], ainsi que les méthodes électriques à courant continu comme les coupes géo-électriques de conductivité et de résistivité. Les programmes de développement des techniques géophysiques non destructives ont un intérêt particulier pour l'étude de la diffusion des matériaux et la cartographie des sols affectés par la salinité des sols et sous-sols jusqu'aux aquifères profonds géothermiques.

III.1 Techniques de régressions et de statistique spatiale

Les techniques de régressions et de statistique spatiale sont souvent utilisées en télédétection pour la caractérisation des sols salinisés. Les techniques de régression sont utilisées en télédétection satellitaire pour étudier les relations entre différents variables biophysiques et leurs interactions avec l'onde électromagnétique, et de décorrélérer ensuite les bandes spectrales des satellites d'observation de la terre pour avoir l'information significative et non redondante et pour mieux analyser visuellement la caractérisation d'objets au sol. On pourra citer :

III.1.1 Géostatistique de la salinité

En géostatistique, le domaine de recherche le plus actif au cours des dernières années fut sans contredit celui des simulations géostatistiques. Les simulations sont nécessaires pour tout problème impliquant des transformations non-linéaires des variables mesurées. On reconnaît trois « 03 » grands types d'applications :

- ✓ Les problèmes non-linéaires de changement d'échelle. La conductivité hydraulique ou la transmissivité en sont des exemples courants. Ici, l'échelle varie en fonction du test utilisé et en fonction des décisions arbitraires reliées à l'utilisation de simulateurs d'écoulements (taille des éléments, taille des cellules, conditions frontières).
- ✓ Les problèmes impliquant des relations non-linéaires entre différentes variables. La charge hydraulique et la transmissivité en sont un exemple ; le champ gravimétrique et les densités en sont un autre exemple.
- ✓ Les problèmes impliquant des fonctions de transfert non-linéaires ou linéaires mais dont les équations analytiques sont inextricables. Ex. design de pile d'homogénéisation ; variabilité des teneurs au concentrateur pour un schéma d'exploitation ; temps de transport d'un contaminant, etc.

Pour certains problèmes, la distribution spatiale des valeurs ponctuelles à l'intérieur d'un domaine donné est tout aussi importante que la valeur moyenne. Des exemples peuvent être donnés comme suit :

- ✓ Pour déterminer, la conductivité hydraulique d'un bloc constitué de deux phases (argile et sable), il n'est pas suffisant de connaître la proportion de sable. Il faut connaître comment ce sable se distribue à l'intérieur du bloc.
- ✓ Pour répondre à des problèmes concrets, les simulations conditionnelles sont habituellement plus appropriées puisqu'elles utilisent l'information connue. Les

simulations non-conditionnelles sont surtout utilisées pour tester des méthodes, des modèles, des algorithmes.

- ✓ Les méthodes de simulation permettent de reproduire les statistiques d'ordre 1 (histogramme) et 2 (variogramme). Les statistiques d'ordre supérieures ne peuvent généralement pas être spécifiées et dépendent de la méthode de simulation choisie et, dans le cas des simulations conditionnelles, des données conditionnantes. Une exception à cette règle est la méthode du recuit simulé qui permet d'inclure des simulations non-conditionnelles sont surtout utilisées pour tester des méthodes, des modèles, des algorithmes.

Les méthodes de simulation permettent de reproduire les statistiques d'ordre 1 (histogramme) et 2 (variogramme). Les statistiques d'ordre supérieures ne peuvent généralement pas être spécifiées et dépendent de la méthode de simulation choisie et, dans le cas des simulations conditionnelles, des données conditionnantes. Une exception à cette règle est la méthode du recuit simulé qui permet d'inclure des statistiques d'ordre supérieur.

Les données conditionnantes ont une forte influence sur les caractéristiques statistiques des réalisations même pour les deux premiers ordres. On ne peut pas, par exemple, simuler un modèle de variogramme qui serait totalement incompatible avec la structure spatiale des données conditionnantes. De même, les données conditionnantes confèrent une certaine robustesse des résultats face à la méthode choisie pour effectuer les simulations. Nous ne considérons ici que la simulation d'une variable continue dans un domaine défini. Parfois, le problème est d'abord de simuler des objets (ex. lentilles, chenaux, etc.) dans lesquels, ensuite, on simule des variables quantitatives. Également, on peut vouloir simuler des variables discrètes (ex. type de roches).

L'étude de géostatistique de la salinité des sols est facilitée par l'emploi des variogrammes expérimentaux à partir des données in situ et de mettre en évidence des lois de comportement du phénomène de salinisation des sols améliorant les lois de pédotransfert entre les données expérimentales selon le type d'échantillonnage suivi d'une interprétation thématique parfois géologique du phénomène considéré. En effet, les données satellitaires se confrontent aux mesures de terrains pour mieux appréhender l'étude de la salinisation des sols améliorant les classifications des images satellitaires en termes de seuillage radiométrique.

III.1.2 Autocorrélation spatiale

L'autocorrélation spatiale se prête bien pour le suivi de l'évolution spatiale (en termes d'extension spatiale et de distance) et une interprétation de l'effet pépité du variogramme est déterminante ou pas pour tenir compte de la distance au-delà laquelle l'interpolation des données n'aura aucun effet sur la variabilité intrinsèque de la salinité des sols. Ceci se traduit par des lois de comportement et de dépendance spatiale adaptés à la détection du sel (exponentiels, logarithmiques, etc.) améliorant la distinction entre la stationnarité d'ordre deux (utilisation des deux moments inertielle (variance, covariance)) et l'hypothèse intrinsèque (krigeage) utilisée pour la modélisation et le suivi de la conductivité ionique.

III.1.3 Techniques ACP

L'ACP est une méthode d'analyse des données multidimensionnelles, basée sur le changement du référentiel des variables brutes (canaux de télédétection) dans un nouveau référentiel de variables synthétiques (les composantes principales) [55].

Le processus de transformation (translation-rotation du référentiel d'origine) est fondé sur la maximisation de la variance du nuage de points (les pixels des N canaux) selon une hiérarchisation des composantes. La première composante occupe la direction de l'espace suivant laquelle la variance est maximum (grand axe du nuage de pixels) constituant la portée maximale de l'anisotropie géométrique.

La seconde composante est construite selon la même règle, dans l'espace restant constituant la portée minimale de l'ellipse anisotropique. Les composantes principales ont l'avantage d'être décorrélés contrairement aux données brutes dans le référentiel des canaux d'origine caractérisant le passage anisotropie-isotropie locale (effet de l'anisotropie zonale).

La hiérarchisation des composantes permet de calculer le pourcentage de variance expliquée par chaque composante [valeurs propres (*Eigen values*) de la matrice de covariance ou de corrélation]. L'ACP présente plusieurs avantages à savoir :

- ✓ Réduire le nombre de canaux à afficher : En effet, une combinaison trichromique ne permet pas d'afficher plus de 3 canaux en même temps. L'ACP, en concentrant l'information dans les premières composantes, permet de libérer une dimension pour un autre canal.

Par exemple, alors qu'il est impossible d'associer XS1, XS2, XS3 et NDVI dans une combinaison trichromique il devient possible de le faire avec la combinaison ACP1, ACP2, NDVI.

- ✓ Travailler à partir de bandes décorréelées (corrélation nulle) assurant l'absence de redondance entre les données.
- ✓ Accentuer les détails radiométriques des objets (maximisation de la variance). Cette transformation peut être utile pour séparer les objets.
- ✓ Supprimer le bruit de fond (lié, par exemple, à la variation des détecteurs ou à un phénomène naturel sur le terrain).

Pour la spatialisation de la salinité, l'ACP permet de mieux caractériser les zonages ou faciès hydrochimique d'un ouvrage de captage ou bien un groupe lithologique, géologique. Elle permet aussi de décorréler, de réduire le nombre de bandes spectrales des satellites d'observation de la terre en un nombre restreint contenant l'information utile et non redondante de la composition trichromique. [56] ont montré comment l'analyse des composantes principales des images acquises par le capteur GEOSCAN a permis de quantifier la salinité des sols de la région de Pyramide à Victoria en Australie. Nous avons donc été amenés à appliquer cette technique dans le chapitre application.

III.2 Techniques de classification en télédétection aérospatiale passive

La télédétection aérospatiale est dite passive lorsqu'on utilise une source de rayonnement externe au système d'observation (généralement le soleil), à l'opposé la télédétection active, dans laquelle on est maître de la source de rayonnement qui est générée par le système. La télédétection optique passive utilise les rayonnements réfléchis ou émis par les objets détectés. L'acquisition dans plusieurs bandes, ou intervalles de longueurs d'onde, permet d'identifier les objets par l'étude de leur signature spectrale. Pour plus d'informations sur les bases physiques de la télédétection, on se référera aux manuels de [57]. Les techniques se résument en :

III.2.1 Techniques des indices spectraux

Le potentiel de la télédétection permet d'identifier la salinité du sol en utilisant la télédétection multi spectrale. La large résolution spectrale des données TM de Landsat et l'utilisation des techniques traditionnelles de classification a montré des sérieux limites pour la caractérisation de la salinité des sols [58]. Avec l'avènement du capteur Landsat ETM+, la résolution spatiale a été améliorée à 30 mètre (28.5 mètres ré échantillonnée à 30 mètres) par rapport à 90 mètres pour MSS. L'auteur [59] a travaillé sur la salinité et la sodicité dans les

régions agricoles en Égypte. A la suite d'une comparaison temporelle entre les capteurs HRV de SPOT et TM de Landsat, il remarque qu'une confusion spectrale peut survenir entre les régions désertifiées et les régions salines.

Les auteurs [60] ont réussi à obtenir une précision de discrimination entre les sols salins et non salins de 64%, mais ils ont conclu qu'une confusion spectrale peut être causée par la proximité des classes. Il est plus facile de différencier les sols salins et sodiques des sols non affectés, mais des difficultés s'imposent quant à la discrimination des sols à différents niveaux de salinité [61].

Dans le même sens, [62] ont cartographié la salinité dans certaines régions de l'Inde avec le capteur TM, et il conclut que les terrains en jachère peuvent refléter de façon similaire aux sols salins. [63] ont identifié la salinité par l'intermédiaire de la végétation, mais ils concluent que les estimés précis sont difficiles sans la thermique pour l'identification de la salinité.

La thermique semble pouvoir préciser les confusions spectrales quant à l'identification de la salinité, c'est la raison pour laquelle on a utilisé l'indice NDWI pour une meilleure discrimination des sols salins dans le chapitre application.

D'autres études ont été faites en utilisant le stress des plantes et les indices de végétation pour localiser les régions salines [64] ; [65] ; [66]. Il a été observé que l'infrarouge est la région du spectre électromagnétique qui produit des résultats pour différencier les sols les plus salins des sols non salins. [63] ont confirmé que l'inclusion de l'infrarouge peut augmenter la précision de l'analyse et de la discrimination de la salinité et la sodicité. D'autres études ont analysées au laboratoire, les facteurs qui influencent les signatures spectrales de différents types de croutes salines [67].

Différents indices spectraux en relation avec l'étude de salinisation des sols ont été utilisés dans les approches de cartographie numérique des sols affectés par la salinité. On pourra citer à titre d'exemple les indices spectraux multi canaux selon le tableau 14.

Les indices calculés en termes de réflectance au sol par les capteurs Landsat ETM+ Landsat 8 OLI/TIRS, EO-1 ALI et Hyperion ainsi que les capteurs ASTER ont été spatialisés et intégrés pour la classification dirigée et non dirigée, à la détermination des paramètres biophysiques (température de surface, chaleur latente, etc.) (Chapitre application).

Indices/Paramètres	Abréviation	Formules	Références
Salinity Index = Indice de salinité	SI	$(B * R)^{0.5} SI = (canal_Vert - canal_Rouge) / Bleu$	[68]
Brightness Index = Indice de brillance des sols	BI	$\sqrt{\frac{B^2 + G^2 + R^2}{3}}$	[69]
Wetness Index = Indice d'humidité	WI	$0.2626B + 0.2141G + 0.0926R + 0.0656IR - 0.763SWIR - 0.539SWIR$	[70]
Normalized Differential Salinity Index = Indice de Salinité Normalisé	NDSI	$(R - NIR) / (R + NIR)$	[68]
Normalized Differential Vegetation Index = Indice de Végétation Normalisé	NDVI	$(NIR - R) / (NIR + R)$	[71]
Combined Spectral Response Index = Indice de Reponse Spectrale Combiné	COSRI	$[(B + G) / (R + NIR)] * NDVI$	[72]
Albedo = Albédo de surface	A	$\alpha_{short} = 0.356\alpha_1 + 0.130\alpha_3 + 0.373\alpha_4 + 0.085\alpha_5 + 0.072\alpha_7 - 0.0018$	[73]
Soil Salinity Index 2 pour EO-1 Hyper Soil Salinity Index 1 pour EO-1 Hyper	SSI2 SSI1	$SSI2 = (Band223 - Band42) / (Band223 + Band42)$ $SSI1 = (Band219 - Band41) / (Band219 + Band41)$	[146]
Salinity and Water Stress Index 1 Salinity and Water Stress Index 2 Salinity and Water Stress Index 3	SWSI1 SWSI2 SWSI3	$SWSI1 = (Bande_{0.803} - Bande_{0.681}) / \sqrt{(Bande_{0.905} + Bande_{0.972})}$ $SWSI2 = (Bande_{0.803} - Bande_{0.681}) / \sqrt{(Bande_{1.326} + Bande_{1.507})}$ $SWSI3 = (Bande_{0.803} - Bande_{0.681}) / \sqrt{(Bande_{0.972} + Bande_{1.174})}$	[146]

Tableau 14 : Indices spectraux multi canaux pour l'étude de la salinité

III.2.2 Techniques des indices spectraux combinés

Ce sont des techniques très utilisées pour segmenter les zones affectées par la salinité. Elles se basent sur les produits de convolution entre les bandes spectrales, la substitution des canaux les plus de poids ou apportant une information nouvelle comme les transformations orthogonales des bandes spectrales (Transformation RGB vers IHS avec un canal radar).

[74] ont comparés deux types de sols pour voir l'effet de la sodicité et de la salinité sur les réflectances. Ils ont fait des analyses au laboratoire afin de trouver les bandes spectrales les plus propices à l'identification de la salinité.

En outre, [75] et [76] décrivent les dispositifs d'absorption spectrale de différents sels de sols agricoles. [77] a montré que beaucoup de minerais salins montrent les bandes d'absorption notamment dans le proche infrarouge (PIR) et que cette région spectrale peut être exploitée pour détecter les hydrates dans les mélanges de minéraux dominés par le chlorure de sodium. Drake et Hunt [78] ont mis en évidence les bandes d'absorption du gypse à environ 1000, 1200, 1400, 1600, 1740, 1900 et 2200 nm.

Différents chlorures hydratés, sulfates du sodium, potassium, calcium et le magnésium montrent également ces bandes d'absorptions mais avec des petites variations des pics

d'absorptions à cause de la concentration et de la manière dont l'eau est retenue dans les minéraux. En utilisant des données de réflectances mesurées au sol, [79] ont démontré que la région du SWIR (capteur ASTER) est la plus sensible que les autres longueurs d'ondes aux différents degrés de salinité et de sodicité, notamment faibles et moyennes.

Par ailleurs, dans la littérature, différents indices spectraux ont été proposés pour la détection et l'identification des sols salins. Khan & al ont proposé trois indices spectraux pour l'identification de la salinité au Pakistan en utilisant le capteur LISS-II sur la plateforme IRS-1B, soient : le Brightness index (BI), le Normalized Difference Salinity Index (NDSI) et le Salinity Index (SI). Parmi ces trois indices, ces chercheurs ont trouvé que le NDSI montre plus de succès dans l'extraction des différentes classes de la salinité. Selon [80], l'indice de salinité ASTER-SI qui utilise les bandes 4 et 5 du capteur ASTER, détecte avec précision le phénomène de la salinité des terres agricoles irriguées dans un environnement semi-aride en Syrie. Dans le cadre d'un projet de coopération entre l'Inde et la Norvège, une méthodologie a été proposée pour la cartographie de la salinité et de la sodicité des sols en utilisant le capteur TM de Landsat et les SIG. Après analyse de différentes techniques de la télédétection, ce projet recommandait trois différents indices de salinité (Salinity Index : SI) : SI-1, SI-2 et SI-3. En explorant la région spectrale du SWIR, Bannari *et al* ont proposé deux indices : Soils Salinity and Sodidity Indices (SSSI-1 et SSSI-2). Il est très probable que ces indices peuvent augmenter la précision d'identification des zones à faibles et à moyennes salinité et sodicité en utilisant les données images acquises par le capteur ALI sur la plateforme satellitaire "(EO-1)".

Cette recherche vise à étudier le potentiel du capteur ALI-EO-1 pour l'identification et la cartographie de la salinité et la sodicité, faibles et modérées, du périmètre irrigué de la plaine du Tadla au Maroc. Dans cette région du bassin méditerranéen sud, le problème de la salinité, bien qu'étant moins contraignant qu'en milieu aride, est néanmoins notable. Par exemple, 10 à 15% des terres sont atteintes au Maroc [81]. La grande variété des sels essentiellement les évaporites est dues à la diversité et à l'instabilité des conditions climatiques ayant contribué à leur formation. D'autres facteurs interviennent telles que la chimie de surface et la chimie des eaux souterraines, l'acidité et la basicité du milieu [82].

III.2.3 Techniques de détection de la salinité par l'infrarouge thermique

Il a été démontré que les signatures spectrales du sel subissent des confusions radiométriques entre les échantillons salins et non salins. Néanmoins, cette situation a été grandement améliorée en incorporant la bande thermique (10,40 - 12,50 μ m) (ETM+6) comme suggéré par [62]. Depuis

les sols étaient supposés être sec au moment de la collecte, l'émittance dans la bande thermique et de réflexion dans l'infrarouge ont été censés être limitée par l'absorption d'énergie de la minéralogie de sel (sulfates, phosphates, chlorures), et moins par l'humidité du sol [83].

Bien que ce soit une représentation collective ou la moyenne des signatures utilisées, il est évident qu'il y'a un pic dans les bandes thermiques. Compte tenu de ces conditions, il a été pensé d'utiliser ce contraste, et d'effectuer la classification avec tout l'éventail des bandes, plutôt que juste l'aide des six bandes standards. En outre, la probabilité d'un pixel étant affecté à la classe saline a été obtenu pendant le processus de classification afin de l'utiliser comme un facteur de pondération dans la superposition de toutes les couches durant le processus de modélisation. L'image classifiée est superposée sur l'image de probabilité, et reclassés en catégories :

Saline niveau 1 : Entre 0% – 20% Saline niveau 2 : Entre 21% – 40% Saline niveau 3 : Entre 41% – 60% Saline niveau 4 : Entre 61% – 80% Saline niveau 5 : Entre 81% – 100%.

III.2.4 Techniques de détection de la salinité par classification sub-pixelique

- **Méthode de base de règle (règles décisionnelles)**

Cette méthode a fait l'objet d'application sous logiciel PCSATWIN du laboratoire LAAR de l'université USTO-MB d'Oran [84]. Le premier pas était d'établir des bases de règles et de positionner les bandes spectrales des capteurs considérés sur les diagrammes de signatures spectrales, ce qui a conduit à donner des intervalles spectraux limitées (PCSATWIN est limité à sept (07) bandes spectrales pour chaque capteur). Pour garder une certaine homogénéité des constantes d'interclasses, une idexation est attribuée d'après les domaines spectraux des bandes segmentés en profils spectraux (risque de confusion radiométrique entre classes). La similarité spectrale est basée donc sur le calcul de l'angle spectral entre les vecteurs cibles et les pixels telles que les composantes des ces vecteurs représentant les réflectances (CN corrigés) dans les N bandes de l'image traitée.

Le principe des bases de règle permet de classifier et d'identifier les objets au sol par leurs signatures spectrales sans connaissance préalable de terrain mais en posant des règles bien précises. C'est une méthode très efficace qui nécessite un temps de calcul important selon les capacités de l'ordinateur, le nombre de règles posés et la taille de l'image. La création des règles subit un changement avec la date de prise de vue de l'image selon le capteur satellitaire utilisé. Une autre méthode spectrale « SAM » permettra de trouver un algorithme applicable sur toutes les images des différents capteurs et sans avoir à les traiter différemment.

• **Méthode SAM « Spectral Angle Mapper »**

Elle a comme objectif de calculer l'angle spectral entre la signature de chaque vecteur pixel de l'image et celle d'une cible déjà connue sur le nom des endmembers (les profils spectraux des objets). Cette méthode suppose que les données ont été réduites à la réflectivité apparente. L'algorithme détermine la similitude spectrale entre deux spectres en calculant 'l'angle spectral' entre eux, en les traitant comme des vecteurs dans un espace de dimension égale au nombre de bandes N. Si nous notons le spectre du pixel inconnu t et le spectre de référence "cible" r , pour déterminer la similitude entre t et r nous avons appliqué l'équation suivante :

$$\alpha = \cos^{-1} * Y_{SAM} = \cos^{-1} \left[\frac{\vec{t} * \vec{r}}{\|\vec{t}\| * \|\vec{r}\|} \right] \quad (II.1)$$

Après un échantillonnage au nombre de bandes de l'image N, nous écrivons l'équation précédente sous l'équation ci-après avec N et le nombre des bandes de l'image multispectrale.

$$\alpha = \cos^{-1} \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N t_i * r_i}{\left[\sum_{i=1}^N t_i^2 \right]^{1/2} * \left[\sum_{i=1}^N r_i^2 \right]^{1/2}} \right\} \quad (II.2)$$

L'algorithme de SAM prend comme entrée une image en réflectance et un certain nombre d'endmembers choisis : ("classe", ou spectre de référence à partir des fichiers ASCII, ou ROIs (régions d'intérêt), ou bibliothèques spectrales) et comme sortie il donne :

- Une image de classification SAM montrant la meilleure similitude pour chaque pixel ;
- Une image de règle pour chaque endmember montrant la distance angulaire réelle (radians) entre les spectres du pixel et les endmembers considérés.

Les pixels les plus foncés représentent les plus petits angles spectraux, et seront plus semblables au spectre de référence. Les images de règle peuvent être employées pour des classifications par seuils afin de décider quels pixels sont inclus dans l'image de classification SAM. La méthode est exploitée par des images en réflectivité (calibrées en réflectance) mais on peut utiliser les images brutes si on veut représenter les profils spectraux des régions d'intérêts à partir d'une extraction directe, cela permet de dire que cette approche est favorisée si on veut garder toute l'information contenue dans le compte numérique brut. Cet algorithme est implémenté sous logiciel ENVI.

Concernant la partie algorithmique, avant tout étape, il faut avoir les spectres des cibles qu'on appel "Endmembers" (tirés à partir des régions d'intérêt, bibliothèques spectrales ou les fichiers ASCII, ...) définissant chacun une classe bien spécifique en lui attribuant les pixels

les plus proche spectralement (similarité spectrale). Les régions d'intérêt sont des parties d'images, choisies graphiquement ou par d'autres moyens tels que le seuillage. Les régions d'intérêt peuvent être de forme irrégulière (polygones, lignes, points ou combinées). Des régions multiples d'intérêt peuvent être définies et dessinées dans l'image.

III.2.5 Techniques de détection de la salinité par classification spectrale

Elles ont été développées spécifiquement pour l'usage sur des données hyperspectrales, mais fournissent une méthode alternative pour classifier des données multispectrales, souvent en résultats améliorés qui peuvent facilement être comparés aux propriétés spectrales des matériaux. Elles emploient la collection d'Endmember en utilisant l'image ou des spectres de la bibliothèque spectrale. Ces méthodes spectrales ont toujours besoin de définir les endmembers et cela se fait à partir de différents fichiers : ASCII, région d'intérêt (ROI), les bibliothèques spectrales ou bien des dossiers de statistiques. Les méthodes de classification spectrale sont résumées comme suit :

- **Classification de codage binaire**

Ce type de classification code les données et les spectres d'endmember (0 ou 1) basés si une bande spectrale est identifiée au-dessus du moyen de spectre (continuum). Une fonction exclusivité « ou » est employée pour comparer chaque spectre codé de référence aux spectres codés de données (cible) et à une image de classification produit. Tous les Pixel sont classifiés à l'endmember avec le plus grand nombre de bandes qui s'assortissent à moins que l'utilisateur indique un seuil minimum de classification, dans ce cas quelques Pixel peuvent être non classifiés s'ils ne répondent pas aux critères.

- **Classification de d'angle spectral SAM**

C'est une classification spectrale de base physique qui emploie l'angle de dimension N entre le spectre de pixel à identifier et celui de référence (cible, endmembers). C'est une méthode automatisée pour comparer des spectres d'image à différents spectres de la bibliothèque spectrale [84].

L'attribution d'un pixel à un thème donné se base sur la mesure de l'angle entre le vecteur du spectre de référence et celui de chaque vecteur dans l'image. Plus l'angle est petit, plus la similarité entre le spectre du pixel évalué et la référence est grande. Ainsi, le pixel sera affecté à la classe du pôle spectral avec lequel il a le plus petit écart angulaire. Cette mesure est peu sensible aux variations de l'éclairement dont l'augmentation ou la diminution n'affecte pas la

direction du vecteur, mais plutôt son amplitude [140]. Un mauvais choix de l'angle (α) peut engendrer un nombre minimal de classes, soit des confusions non souhaitables et un nombre maximal de pixels non classés.

- **Classification à base de règle « BR »**

C'est une classification spectrale de base physique qui emploie un automate de comparaison des profils spectraux des pixels cibles et les pixels inconnus suivant des bases de règles que doit respecter ces derniers afin d'être affectés à des classes données. C'est une méthode automatisée pour comparer des spectres d'image à différents spectres de la bibliothèque spectrale [85]. Cette méthode est inspirée des travaux de recherche du laboratoire LAAR – USTO-MB, par l'exploitation du logiciel de développement PCSATWIN [86].

III.2.6 Démixage radiométrique / spectral

L'inversion du modèle de mélange linéaire sans bruit revient à minimiser l'erreur quadratique moyenne entre l'observation et l'estimation : $\min |x - S\hat{a}|^2$

$$\text{La relation aux moindres carrés est donnée par [87] : } \hat{a} = (S^T * S)^{-1} * S^T * x \quad (\text{II.3})$$

Cette estimation ne respecte pas les contraintes physiques de positivité des proportions ni de somme unitaire. L'introduction de la seconde contrainte conduit au problème d'optimisation suivant : $\min |x - S\hat{a}|^2$ avec $\sum a_i = 1$. Il peut être résolu grâce aux multiplicateurs de Lagrange. La solution aux moindres carrés est donnée par [45] :

$$\hat{a} = (S^T * S)^{-1} * S^T * x - (S^T * S)^{-1} * Z^T [Z(S^T * S)^{-1} * Z^T]^{-1} [Z(S^T * S)^{-1} * S^T * x - b] \quad (\text{II.4})$$

Avec : $Z = [1 \dots 1]$; $b=1$

Les méthodes précédentes sont déterministes. Elles peuvent être améliorées par la prise en compte du bruit. L'inversion du modèle de mélange linéaire bruité conduit à l'estimateur non biaisé à variance minimale suivant [87] : $\hat{a} = (S^T * \sum_n^{-1} S)^{-1} * S^T * \sum_n^{-1} x$.

Le bruit est considéré centré de covariance Σ_n . La borne de Cramer-Rao est atteinte si le bruit est gaussien. Le modèle le plus récent utilisé pour le démixage est le modèle de composition stochastique permettant de prendre en compte la variabilité des composantes pures. L'algorithme est initialisé avec les composantes pures issues de connaissances a priori

ou d'un processus d'identification aveugle, qui servent à partitionner l'espace vecteur. Les paramètres du modèle sont estimés sur ces partitions.

III.2.7 Détection multispectrale SAM

Certains algorithmes de détection sont déterministes, d'autre utilisent l'information de variabilité spectrale des cibles modélisées par un processus stochastique ou par un sous espace de variabilité. La méthode de détection la plus utilisée en imagerie multispectrale pour résoudre le problème de démixage partiel est le détecteur SAM (Spectral Angle Mapper) donnée par :

$$y_{SAM} = S^T * x / \|S\| * \|x\| \quad (II.5)$$

Il est à noter que la sortie du détecteur SAM correspond au cosinus de l'angle entre le vecteur observé et le vecteur cible. Ce détecteur est basé sur des principes physiques de la spectroscopie : une composante pure est représentée par un vecteur d'orientation fixe dans l'espace vecteur, et de norme variable avec l'éclairement (figure 18). Le détecteur SAM est ainsi sensible aux changements des caractéristiques spectrales mais insensible aux variations d'éclairement. Il est très répandu grâce à sa simplicité et sa proximité des principes de spectroscopie. Le détecteur SAM présente de bonnes performances pour des cibles présentant des proportions importantes et dont les distributions sont bien séparées et présentent de faibles dispersions (angle spectral inférieur à 0.08 radians entre le spectre de référence (matériau cible) et celui de l'image (deuxième matériau)).

L'angle spectral des pixels et les spectes extrêmes sont considérés comme des vecteurs ayant des valeurs dans un espace de dimension égale au nombre de bandes de l'image utilisée. Leur représentation permet de mesurer l'écart angulaire qui les sépare [139].

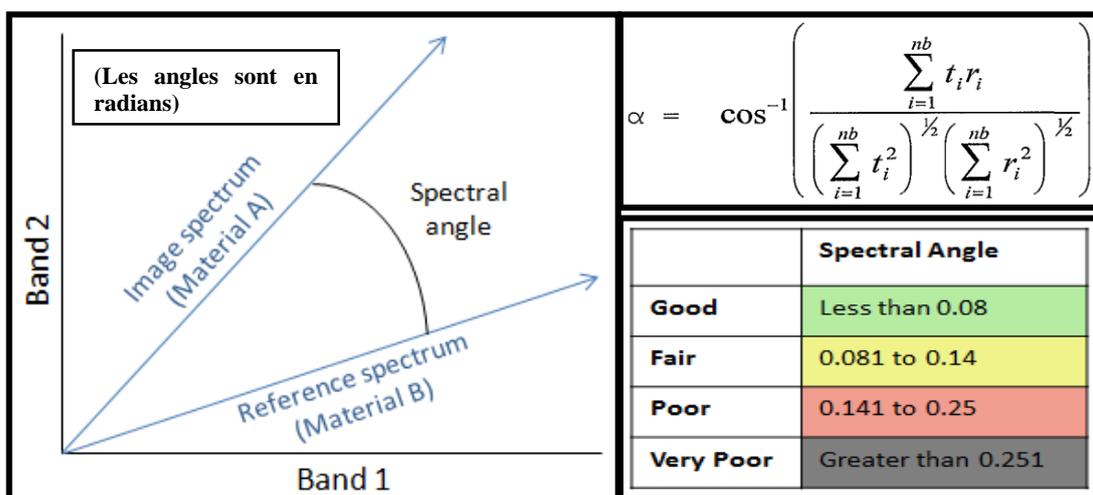


Figure 18 : Interprétation géométrique du détecteur SAM dans l'espace vecteur

III.2.8 Méthodes de réduction de dimensionnalité

Elles se résument en :

- **Méthode d'analyse en composantes principales**

La méthode la plus classique utilisée en imagerie multispectrale est l'analyse en composantes principales, c'est une projection linéaire orthogonale permettant de décorrélérer les données par diagonalisation de la matrice de covariance, avec l'hypothèse de stationnarité du signal. Elle ne conserve pas l'information des composantes pures de faible probabilité d'apparition qui contribuent peu à la variance de l'ensemble des données ; elle 'noie' les caractéristiques spectrales fines qui peuvent être diagnostiques des classes ; l'inconvénient aussi est que le bruit peut présenter une variance plus importante que l'information utile et reléguer celle-ci sur les composantes de rang élevé en gardant des composantes de bruit dans les rangs faibles.

- **Méthode de la Fraction Minimum de Bruit « MNF »**

La transformée en fraction minimum de bruit (Minimum Noise Fraction : MNF) est plus généralement utilisée [88] [89]. C'est une projection linéaire non orthogonale obtenue par diagonalisation conjointe des matrices de covariance des données et du bruit. Les composantes projetées sont ordonnées par ordre de rapport signal sur bruit. L'information utile est toujours gardée dans les composantes de rang faible et le bruit dans les composantes de rang élevé. Elle nécessite un estimateur de la matrice de covariance du bruit.

III.2.9 Méthode d'identification aveugle

On trouve principalement quatre méthodes d'identification aveugle permettant l'extraction de composantes pures, basées sur les propriétés géométriques de celles-ci dans l'espace vecteur. Nous proposons seulement les trois suivantes :

- **Indice de Pureté du Pixel – PPI « Pixel Purity Index »**

L'indice de pureté du pixel PPI est une procédure d'identification de pixels spectralement purs dans une image de télédétection. Ces pixels représentent des composantes spectrales homogènes au sol [141]. Un vecteur de projection monodimensionnel est choisi aléatoirement, les pixels projetés aux extrémités du sous-espace sont pondérés. L'action est répétée jusqu'à la convergence, c'est à-dire lorsque le nombre de pixels supplémentaires n'augmente plus au cours des itérations. Un seuillage de l'image des valeurs de pondération permet de localiser les composantes pures. Le temps de calcul est très long, la méthode prend l'hypothèse qu'il

existe des composantes pures dans l'image, ce qui n'est pas toujours le cas, et elle est subjective dans le sens où le seuil final est fixé par l'utilisateur.

La méthode PPI se base sur une procédure répétitive des opérations suivantes : création au hasard d'un vecteur ancré à l'origine de l'espace spectral, projection des points du nuage sur ce vecteur, marquage des pixels à l'intérieur d'un seuil des valeurs minimales et maximales comme étant extrêmes. De cette façon, on produit une image où la valeur du pixel représente le nombre de fois que le pixel a été identifié comme extrême. Ces extrêmes représentent les pixels purs de l'image et, donc, les signatures prototypes recherchées [142]. Pour extraire les signatures prototypes, l'indice PPI exige le calcul de composantes dites de MNF (Minimum noise fraction) à partir d'une procédure similaire à l'analyse en composantes principales [142]. Une application a été élaborée sur la détection de la salinité au niveau du lac salé (chapitre III).

- **Démixage spectral itératif contraint « IEA »**

Une série de démixage linéaire contraints est effectuée sur l'image, en gardant à chaque itération les composantes pures qui minimisent l'erreur sur le modèle. L'algorithme est initialisé avec le vecteur moyen de l'image et se termine lorsque le nombre de composantes pures fixé par l'utilisateur est atteint. Tout comme la précédente, cette méthode prend l'hypothèse qu'il existe des composantes pures dans l'image. Il est à noter que, cette méthode ne nécessite pas une réduction de dimension préalable, contrairement à la précédente.

- **Méthodes structurelles**

Les techniques classiques de traitement d'images scalaires dans l'espace image : filtrage, détection de contour sont utilisés avant et après traitement. Ces processus sont mis en application sur une seule image après la réduction de dimension. Cependant, dans la quasi-totalité des méthodes d'analyse, nous avons utilisé l'espace spectral et l'espace vecteur.

III.2.10 Techniques de détection par spectrométrie d'absorption

Les méthodes spectrométriques se décomposent globalement en deux grandes catégories, la spectrométrie des rayonnements qui elle-même regroupe la spectrométrie d'absorption, la spectrométrie d'émission, la spectrométrie de diffusion Raman et la spectrométrie RMN ainsi que la spectrométrie de masse dans la deuxième catégorie.

La spectroscopie et la spectrométrie des rayonnements regroupent un ensemble de méthodes d'analyse permettant d'accéder à la composition et à la structure de la matière fondée sur l'étude des spectres fournis par l'interaction des atomes et des molécules avec divers rayonnements

électromagnétiques qu'ils émettent, absorbent ou diffusent. Selon leur énergie, les photons interagissent sélectivement avec les différents niveaux électroniques qui composent la structure électronique atomique ou moléculaire. Ce sont les *électrons de cœur* (proches du noyau atomique) pour les rayons X, les *électrons périphériques* (éloignés des noyaux et impliqués dans les liaisons chimiques) pour la lumière absorbée ou émise dans le proche ultraviolet et dans le visible. Dans le domaine des rayonnements infrarouge, c'est le saut entre niveaux de *vibration moléculaire* qui intervient, le saut entre niveau de *rotation* des molécules pour les micro-ondes et le spin du noyau atomique pour la RMN.

La spectrométrie d'absorption comme étant celles des méthodes de spectroscopie qui sont fondées sur l'absorption utilisent la loi de Beer-Lambert, indiquant la proportionnalité entre l'intensité lumineuse absorbée et la quantité de matière absorbante :

$$A = \log(I_0/I) = \varepsilon * l * C \quad (\text{II.6})$$

Où : A est l'absorbance du milieu traversé par le rayonnement, I_0 l'intensité lumineuse incidente, I l'intensité lumineuse transmise, ε le coefficient d'extinction molaire caractéristique de la substance étudiée à une longueur d'onde donnée en (L/mol/cm), l représente l'épaisseur traversée en (cm) et C la concentration molaire en mole par litre.

- Si la concentration est exprimée en grammes par litre, ε est appelé coefficient d'extinction spécifique.
- Si la concentration est exprimée en moles par litre, ε est appelé coefficient d'extinction molaire.

Concernant les conditions d'applicabilité, elles sont illustrées comme suit :

- La loi de Beer-Lambert ne décrit correctement les propriétés d'absorption que pour des solutions diluées.
- Des écarts apparents à la loi de Beer s'observent lorsqu'un analyte se **dissocie**, s'**associe** ou **réagit** avec le solvant pour donner un produit qui a un spectre d'absorption différent de celui de l'analyte.
- La loi de Beer-Lambert ne s'applique parfaitement que pour un rayonnement absolument monochromatique.

On remarque qu'aux concentrations les plus élevées et pour les plus grandes longueurs du trajet d'absorption (trajet optique), le rayonnement parasite cause également des écarts à la relation linéaire qui lie l'absorbance à la longueur du trajet d'absorption.

• **Densité optique par rayonnement bichromatique**

L'absorbance mesurée pour un rayonnement bichromatique est donnée selon la relation ou lois de Beer-Lambert suivante :

$$A = \log(P_{01} + P_{02}) - \log(P_{01} * 10^{-\varepsilon_1 * b * C} + P_{02} * 10^{-\varepsilon_2 * b * C}) \quad (\text{II.7})$$

Lorsque : $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$, alors :

$$A = \log(P_{01} + P_{02}) - \log((P_{01} + P_{02}) * 10^{-\varepsilon * b * C}) \quad (\text{II.8})$$

$$A = \log(P_{01} + P_{02}) - \log(P_{01} + P_{02}) - \log(10^{-\varepsilon * b * C}) = \varepsilon * b * C \quad (\text{II.9})$$

P_{01} , P_{02} : Représentent respectivement les puissances lumineuses aux longueurs d'onde λ_1 et λ_2 ; ε_1 et ε_2 les coefficients d'absorption molaire correspondants ; b l'épaisseur de cuve et C la concentration molaire.

La linéarité d'A en fonction de C n'est pas une fonction linéaire (limite de linéarité) mais plutôt exponentielle ou logarithmique. La linéarité sera donc une question expérimentale pratique au cas par cas, avec effet substance et effet appareillage de mesure. La loi de Beer-Lambert s'applique pour des radiations monochromatiques et sa validité est bonne lorsqu'on travaille avec des solutions diluées (c'est une loi limite à "dilution infinie et interactions nulles").

Lorsque la concentration des solutions à mesurer s'élève trop les propriétés des molécules sont modifiées (le soluté devient peu à peu solvant, les molécules sont statistiquement très proches ...) et la loi de Beer-Lambert n'est plus respectée (figure 19). De plus, les spectrophotomètres qui permettent les mesures d'absorbance possèdent leurs propres limites :

- ✓ Le monochromatisme n'est pas parfait (bande passante plus ou moins étroite) ; il y a toujours un fond de lumière parasite même très faible en dehors de la bande passante sélectionnée par le monochromateur ;
- ✓ La capacité de réponse des photodétecteurs est limitée aux trop basses énergies reçues. Ainsi, l'appareil de mesure peut entraîner lui aussi des déviations de linéarité.
- ✓ L'intérêt de travailler à la longueur d'onde maximale λ_{\max} est régi par :
- ✓ Les écarts à la linéarité sont d'autant plus importants que la différence entre ε_1 et ε_2 est importante.
- ✓ Les résultats expérimentaux des écarts liés à la loi de Beer-Lambert résultant de l'utilisation d'un rayonnement polychromatique sont négligeables, si le rayonnement utilisé ne couvre pas une région spectrale où l'absorbant présente de grandes variations

d'absorbance en fonction de λ , c'est la raison pour laquelle, il faut travailler à la longueur d'onde maximale λ_{\max} .

L'absorbance d'une espèce chimique colorée en solution diluée est proportionnelle à la concentration de cette espèce pour une λ donnée. La valeur de la constante de proportionnalité k dépend :

- ✓ De la longueur d'onde de travail : En effet, pour 524 nm : $A=1500 \times C$ pour 587nm : $A=700 \times C$. La longueur d'onde de travail modifie la constante de proportionnalité k . Plus je me place au maximum du spectre d'absorbance, plus k est élevé.
- ✓ De l'épaisseur de la solution traversée : Plus l'épaisseur traversée est grande, plus k est grande l'espèce colorée présente dans la solution

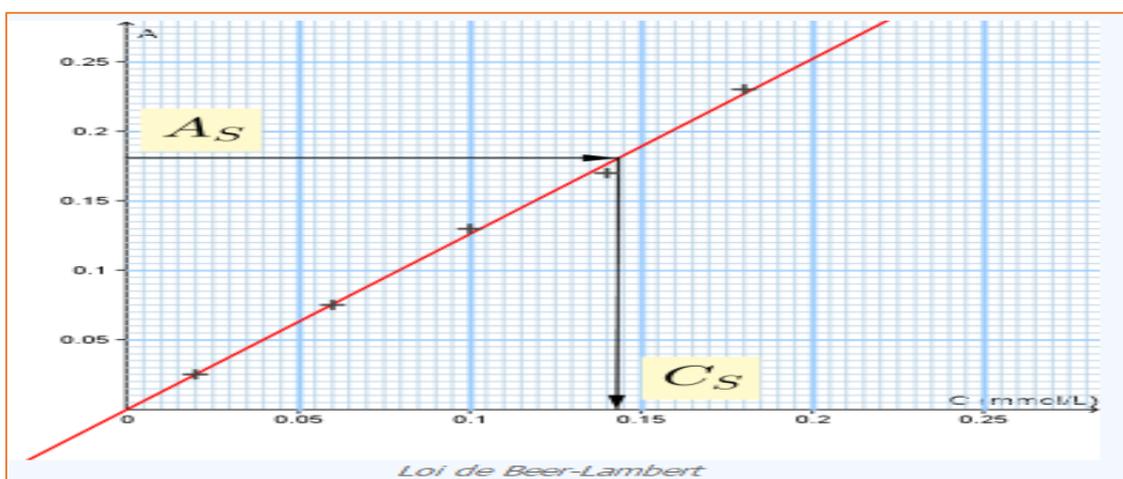


Figure 19 : Loi expérimentale de Beer-Lambert

On remarque que l'absorbance (A) d'une espèce chimique colorée en solution diluée est proportionnelle à la concentration (C) de cette espèce pour une longueur d'onde donnée. La figure suivante illustre la loi de Beer-Lambert en domaine expérimental.

• Techniques de détection par suppression du continuum

L'analyse précise et quantitative des caractéristiques spectrales peut s'effectuer en remarquant que les bandes d'absorption spécifiques situées à des longueurs d'onde particulières peuvent être caractérisées par deux composantes :

- ✓ **Le continuum** : Il représente l'absorption d'arrière plan indépendante de la bande d'absorption considérée. Il peut provenir de la contribution de l'environnement à la mesure ou d'autres caractéristiques d'absorption caractérisables à une échelle (figure

20). Ce continuum peut être supprimé pour rehausser les caractéristiques spectrales de la bande d'absorption que l'on cherche à étudier (existe sous ENVI, ou par programmation).

- ✓ **Les caractéristiques individuelles** : Elles ont pour objectif de quantifier la forme de la bande d'absorption spécifique. Quatre mesures sont généralement utilisées : position, profondeur, largeur (mesurée à mi-profondeur) et asymétrie.

Ces mesures de caractéristiques spectrales ont été mises au point et beaucoup utilisés dans le domaine de la géophysique pour rechercher des traces de minéraux possédant des bandes d'absorption spécifiques sur des images hyperspectrales [90]. Elles sont également utiles pour discriminer des végétaux possédant des caractéristiques spectrales très semblables [91] et peuvent être mises en relation avec la composition biochimique de la végétation, en particulier le taux de chlorophylle [92].

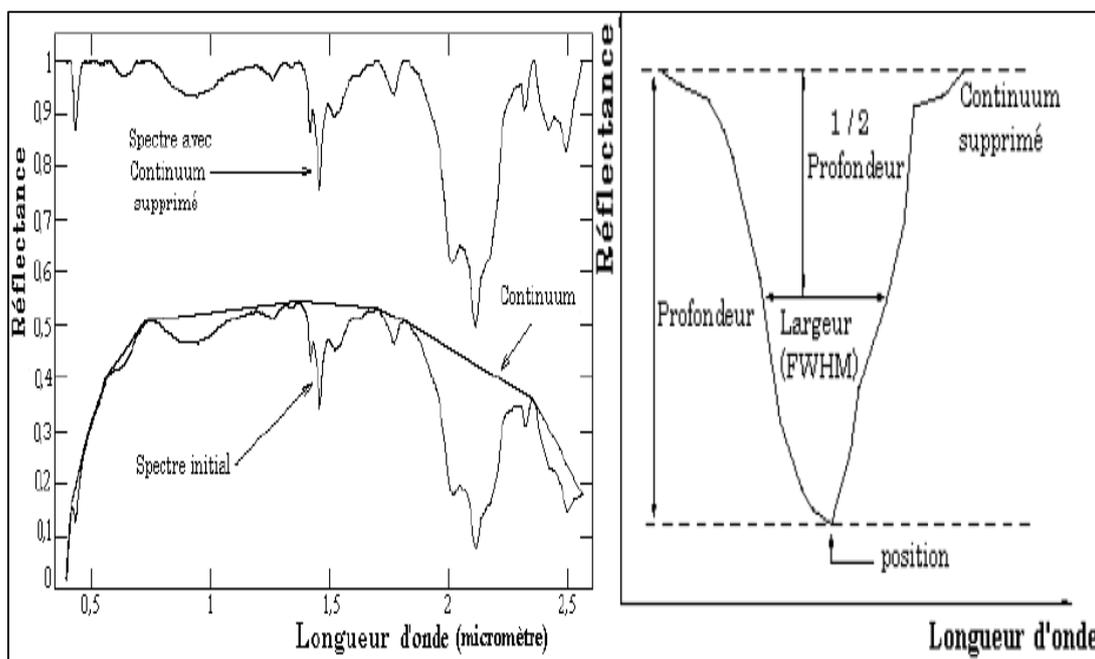


Figure 20 : Signature spectrale avec suppression du continuum (gauche), caractérisation Quantitative des bandes d'absorption (droite)

III.3 Techniques de classification en télédétection aérospatiale active

III.3.1 Techniques de fusion radar - télédétection radar de la salinité

Les techniques de fusion (Merging) des images satellitaires et radar offre la possibilité de mettre en en relief l'information complémentaire et utile en remplaçant par exemple le canal ACP3 du canal optique par celui du radar. En d'autres termes, on pourrait faire une

transformation orthogonale des images Landsat ETM+ de type composition colorée RGB en IHS (Intensité, Hue (teinte), Saturation) en inversant le retour depuis un espace colorimétrique euclidien en espace colorimétrique sphérique (nouveaux axes avec les coefficients de régression exprimant l'angle de rotation des droites de régressions (droite des sols)).

III.3.2 Techniques électromagnétiques en domaine fréquentiel

Les techniques conventionnelles pour identifier et surveiller la salinité des terres sont basées sur la mesure des niveaux d'eau dans les forages, des mesures géophysiques, des mesures des propriétés électriques de sol et l'identification visuelle [93]. La méthode Electromagnétique en Domaine Fréquentiel (FDEM) est largement utilisée pour cartographier et diagnostiquer les couvertures pédologiques très conductrices comme celles des sols salés [94].

La conductivité électrique apparente (CEa) mesurée correspond à un volume de sol donné qui dépend des caractéristiques de l'appareil de mesure (longueur, fréquence de l'onde électromagnétique émise), de son mode d'utilisation (dipôle émetteur-récepteur vertical ou horizontal, réponse non uniforme avec la profondeur) et des caractéristiques physico-chimiques du sol (teneurs en eau et en argile, minéralisation de la solution du sol, compacité...) [23]. Généralement, utilisées en valeurs relatives, les mesures de CEa peuvent être calibrées par rapport à une méthode d'extraction de la solution du sol et de mesure de la CE au laboratoire [95]. Cette calibration entraîne des biais dus à l'échantillonnage in situ et aux variations de teneur en eau et de texture dans le volume de sol exploré par la méthode électromagnétique [96].

Pour évaluer la représentativité spatiale des sols, une approche géophysique complémentaire serait intéressante dont l'objectif est de tester la méthode EM pour deux appareils en domaine fréquentiel et de caractériser la distribution spatiale des taches salines sur un terroir donné. L'appareil de mesure EM38 est utilisé pour cartographier un périmètre d'environ 1,5 ha. Les mesures sont faites, en mode vertical, l'espacement entre les mesures de CEa étant de 2 m. Le choix de la période de mensuration est lié aux conditions climatiques. Les mesures sont exprimées en Ms/m.

Par ailleurs, l'EM38, a le défaut d'être très sensible aux variations diurnes de la température de l'air et du sol, et nécessite donc, une calibration dans l'air fréquente pour limiter la dérive instrumentale des lectures. Par conséquent, l'appareil de mesure CS60 est utilisé en mode vertical et horizontal, pour cartographier deux parcelles et lever deux transects perpendiculaires (nord-sud, A-B et est-ouest, C-D), selon un espacement des mesures de 2 m. Les lectures sont

organisées par une correspondant à la phase qui, multipliée par $4,77 \cdot 10^{-5}$, donnant la susceptibilité magnétique (en unités SI). L'autre correspond à la quadrature, qui donne une valeur de CEa au moyen d'une calibration théorique et expérimentale.

Cependant, des calibrations régulières sont réalisées pour contrôler d'éventuelle dérive instrumentale selon les caractéristiques des appareils (Tableau 15). Les deux appareils témoignent généralement une bonne sensibilité aux variations de la salinité du sol. Les mesures de CEa délimitent des taches salines qui correspondent bien à celles observées en surface par la précipitation de sels. C'est notamment le cas lorsque le sol est saturé en saison des pluies. On conclut que la méthode électromagnétique en mode fréquentiel (FDEM) est généralement bien adaptée aux couvertures de sols salés. On remarquera que les gammes de variations de la CEa sont différentes selon l'appareil utilisé, probablement à cause de leur calibration.

Types d'appareils	EM38	CS60
Espacement inter-bobines (émetteur – récepteur)	1 mètre	0.6 mètres
Fréquences	14.6 khz	27.96 khz
Profondeur de sol explorée (Mode vertical/horizontal)	1 à 1.5 mètres	0.6 à 0.9 mètres

Tableau 15: Principales caractéristiques des appareils FDEM

III.3.3 Méthodes électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques se résument en :

- **Méthodes de l'induction électromagnétique**

Les méthodes d'induction électromagnétique permettent de caractériser la conductivité électrique des matériaux, dont les corps planétaires telluriques, depuis les couches superficielles de la croûte jusqu'aux zones les plus internes, dans le manteau inférieur. Pour une source de champ électromagnétique donnée, des courants sont induits dans les matériaux qui y sont soumis. La profondeur de pénétration des champs dans les matériaux dépend de la conductivité électrique du milieu et de la fréquence. De longues séries temporelles permettent de caractériser la conductivité électrique à de grandes profondeurs. À la surface de la Terre, les données satellites couvrent uniformément la planète, apportant une observation globale de la conductivité électrique de la planète à travers l'étude des champs magnétiques transitoires.

Des nouvelles méthodes sont utilisées par les données magnétiques satellitaires pour la détermination de la conductivité électrique, sans imposer de géométrie a priori de la source externe inductrice, afin de l'appliquer sur n'importe quel corps planétaire.

La présence de ces lacunes est le problème principal du traitement des données magnétiques satellitaires pour l'induction électromagnétique. Ce problème est généralement traité en interpolant les données manquantes, et parfois sur de longues périodes, menant à un échantillonnage temporel supérieur à 1 jour. La méthode d'induction électromagnétique globale à partir des données satellitaires apparaît comme un outil nouveau et efficace pour mener des études sur la structure interne électrique des planètes telluriques [97].

- **Méthodes de tomographie de résistivité électrique (ERT)**

C'est une méthode de mesure indirecte de la salinité des sols. Elle se base sur deux techniques :

- ✓ Distribution 2D (section) de résistivité du sous-sol.
- ✓ Distribution 3D (volume) de résistivité du sous-sol.

La tomographie de résistivité électrique (ERT) est une méthode courante géophysique de terrain souvent utilisée pour détecter l'évolution de polluants en zone saturée, la détection des cavités (porosité des terrains), en archéologie et le domaine de la salinité des sols. L'ERT par la méthode des sondages électriques long (profondeur d'investigation jusqu'à 1000 m) est cependant une méthode intégratrice dont la fiabilité des modèles est confrontée aux problèmes de non unicité des solutions du problème inverse. Ces contraintes limitent l'interprétation des modèles à un aspect qualitatif de la distribution des contrastes de résistivité modélisés en 2D ou 3D, résultant du choix des paramètres d'inversion et de l'association de paramètres du milieu non identifiables à l'échelle du volume poreux. L'interprétation des résultats est délicate car elle est basée sur les cartes de résistivité inversées : les hypothèses d'inversion ne tiennent généralement compte que de la répartition 2D des matériaux alors que les mesures englobent le demi-volume sous la surface. Un jeu de test géophysique est réalisé sur l'aquifère de Mléta pour la cartographie tridimensionnelle des gisements salins (géovolume en sels) (chapitre III).

Si le sol est hétérogène, on obtient une résistivité apparente, correspondant à la résistivité d'un terrain homogène équivalent. Cette méthode est souvent confrontée au problème de l'intercalation de couches parasites trop conductrices ou trop résistantes qui aura tendance à canaliser les filets de courants et ne pas donner d'information sur les formations sous-jacentes.

C'est le concept de double couche diffuse qui fait appel aux rapports de mélange des matériaux contenant l'électrolyte sous l'influence d'un champ électrique externe, ou les ions se polarisent et donnent une grande permittivité diélectrique ainsi que des pertes diélectriques jusqu'au Mega hertz. On note aussi, que la réponse diélectrique (permittivité) est très sensible à la teneur en eau des argiles puisqu'elle discrimine l'eau libre et l'eau liée adsorbée. Par exemple l'argile est un minéral complexe car pour une argile simple de type Kaolinite est dit non gonflant donc sa conductivité est désormais faible par contre une argile complexe (Montmorillonite) aura une conductivité élevée. Ces relations sont étudiées dans la littérature par divers auteurs dont la loi d'Archie des résistivités (relation entre la conductivité de la roche et celle du fluide). Un jeu de données pétrophysiques (test de diagraphie) a été réalisé sur un aquifère géothermique profond au niveau du Sud Algérien pour déceler le signal salin (loi d'Archie) (chapitre III).

• **Méthode de la prospection géophysique électrique**

C'est une méthode sensible aux changements lithologiques et à la distribution 3D de la salinité. Elle présente l'inconvénient de non unicité des résultats (problèmes d'inversion). Par contre, elle est utilisée pour la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères et se base sur le développement des modèles numériques selon les étapes suivantes :

- ✓ Discrétisation : Définition du maillage 2D ou 3D ainsi que le pas de temps.
- ✓ Paramétrage :
- ✓ Extraction des paramètres du milieu aquifère (perméabilité, emmagasinement, débits),
- ✓ Conditions aux limites : Recharge (infiltration efficace), ETP, niveau et salinité des sols, prélèvement par puits, etc.).
- ✓ Simulation : Calculs couplés de pression et de vitesse de pores, ainsi que les concentrations en sel.
- ✓ Calibration/Validation : Comparaison avec les données piézométriques et de salinité.

Dans la méthode de prospection géophysique électrique, les problèmes d'effets densitaires sont liés au sel, qui peuvent opposer les écoulements aux gradients calculés en équivalent d'eau douce sachant que les données de salinité sont souvent insuffisantes et limitées aux mesures en forage et eaux de surface, surtout en zone de transition eau douce et eau salée (structure complexe) dont les forts gradients sont localisés sous forme de remontée conique.

III.3.4 Méthodes électriques

Les méthodes électriques ont une profondeur d'investigation qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Mais l'interprétation est délicate. Le choix des méthodes géophysiques à adopter s'appuie également, sur d'autres considérations liées aux informations et expériences acquises des zones avoisinantes ou banque de données (géologiques, géomorphologiques, forages, etc.).

Les méthodes électriques ne donnent pas de très bons résultats à proximité des lignes de haute tension, des canalisations métalliques. En effet la présence de conducteur dans le sol focalise le courant électrique et empêche par conséquent la progression des lignes de courant dans le milieu. A titre d'exemple, la salinité de surface sous forme de croûtes salines avec une épaisseur importante donne de fausses valeurs de résistivité lorsque le sol est à sec et la détection des cavités souterraines est impossible en présence de matériaux géologiques conducteurs tels que l'argile.

III.3.4.1 Méthodes de géophysique pour la modélisation de la salinité

Elles peuvent être par les méthodes passives et actives. On pourra citer à titre d'information :

- **Méthodes de prospection électrique**

La prospection électrique est une des méthodes géophysiques, appliquée dans l'exploration du sous sol, par sondage électrique vertical ou par profilage électrique (recherche des conducteurs). Le signal émis consiste à envoyer un courant électrique dans le sol à travers des électrodes d'émission (A, B) et recevoir la réponse du sous sol à travers les électrodes de réception (M, N). C'est le processus de mesure d'un sondage électrique, ainsi en s'éloignant progressivement de part et d'autre du centre du dispositif (dispositif de Schlumberger), à chaque fois on effectue la mesure correspondante. On détermine ainsi la résistivité apparente pour chaque pas de la longueur AB. La profondeur d'investigation s'étale de quelques centimètres à quelques centaines de mètres de profondeur ; donc son spectre d'utilisation est très large : en subsurface, recherche minière, dans l'agriculture, l'aménagement du territoire, construction de bâtiments, des ponts et chaussées, voies ferrées, recherches archéologiques, également dans la recherche des aquifères en hydrogéologie. Elle est utilisée en subsurface, grâce aux techniques de multi électrodes, on peut ausculter la partie superficielle du sol avec une grande précision.

La base théorique de la prospection électrique, consiste à étudier le champ électrique correspondant aux coupes géoelectriques prédefinies ou données théoriques (modèles

théoriques). Le traitement d'un sondage consiste à donner la repartition verticale de la résistivité du sol en un point précis à partir de la surface (centre du dispositif). Des profilages électriques peuvent être réalisés à l'aide d'un système multi-électrodes qui permet d'obtenir des sections ou images 2D ou 3D traduisant la distribution de la résistivité électrique dans le sol. La profondeur d'investigation des méthodes électriques est fonction de l'espacement maximal entre les électrodes. Plus cet espacement est grand, plus la profondeur d'investigation est grande. Une application type est réalisée sur l'aquifère de Mléta – Oran (chapitre application).

- **Méthodes de tomographie électrique**

La tomographie électrique est une méthode qui consiste à mesurer la résistivité électrique du sol en déployant un système de multi électrodes le long d'un profil géo électrique. Le traitement des données acquises permet de donner une image de la distribution de la résistivité électrique ou section électrique 2D ou 3D.

La méthode de tomographie électrique a été intégrée pour la cartographie des sels par l'intégration des profils géo-électriques entourant la Sebkhia d'Oran avoisinant des profondeurs d'investigation jusqu'à 550 mètres ainsi qu'une modélisation des résistivités par l'inversion des résistivités apparentes en suivant un échantillonnage en quadripôle Schlumberger. Ensuite, nous avons corrélié les données satellitaires, hydrochimiques et de la géostatistique pour étudier les relations d'interaction 2D/3D de la salinisation et permettre de développer des lois de comportement en fonction de la température de surface (jusqu'à des dizaines de mètres).

Ce travail a fait l'objet d'une publication internationale. En effet, à faible salinité il existe un effet dépressif de la végétation quand la température augmente et la plante doit faire face à une transpiration accrue en même temps qu'avec une pression osmotique qui augmente aussi si le sol reste longtemps exposé à l'évaporation. Donc, l'effet toxique du sel avec l'imperméabilité des couches profondes du sol va réduire la fertilité des sols (plus de nitrification) allant des sels alcalins de type Solonetz (alcalinisation basique) vers les Solonchaks (salinisation acide). C'est le phénomène de calcification des sols.

Au contraire la décalcification des Solonetz vers les sols Solods en surface traduit des sols neutres. En réalité, pour bien comprendre les différents mécanismes complexes, les diagraphies de forages pétroliers seront plus adaptées surtout pour les paramètres pétrophysiques (saturation en eau, porosité, densité, etc.) et les paramètres de radio activité naturelle nucléaire (gamma ray, gamma gamma, gamma neutron, sonique, etc.) pour l'extraction des paramètres de densité, de

porosité, de résistivité ainsi que les corrélations entre les piles stratigraphiques ou tracks et leur ajustement pour l'étude de sensibilité selon la séparation spectrale des droites d'argiles et sables.

Un jeu de données sur les logs pétrographiques à titre d'exemple est présenté dans la partie application pour montrer la puissance de détection par réflexion sismique du signal de salinité.

La quantité d'eau contenue dans la roche dépend de la porosité. Cette dernière est déterminée directement sur les diagraphies des forages pétroliers par :

- ✓ **Porosité totale ou absolue (%)** : volume des vides/volume de la roche.
- ✓ **Porosité primaire** : formée pendant le dépôt des sédiments (roches détritiques).
- ✓ **Porosité secondaire** : englobe la porosité vacuolaire (dissolution biochimique, chimique) et la porosité de fracture + porosité due à l'altération.
- ✓ **Porosité efficace ou effective** : rapport volume total des vides communicants/ volume total de la roche (taille petite des pores, pas de circulation du fluide (silt), eau absorbé par l'argile).
- ✓ **Porosité neutronique** : diagraphies de neutrons (NPHI, CNL) : détection des gaz
- ✓ **Porosité de densité** : diagraphies de densité (RHOB, FDC) (huile : 0.85 g/cm³, grès : 2.65 g/cm³)
- ✓ **Porosité cinématique** : homogénéité lithologique (volume d'argile/volume réel) (1%-4%)

• Méthodes TDEM (Time Domain Electromagnetic Method)

La méthode TDEM utilise le phénomène de diffusion d'un champ électromagnétique transitoire pour déterminer la résistivité électrique des terrains en fonction de la profondeur (jusqu'à environ 100-150 mètres). Ce champ électromagnétique transitoire est créé par la coupure brusque d'un courant circulant dans une bobine émettrice disposée au sol. La réponse transitoire est mesurée par une bobine réceptrice durant la coupure. La profondeur d'investigation qui dépend de la géométrie employée (de l'ordre du mètre à la dizaine de kilomètres), croît avec le temps au cours duquel le champ secondaire est mesuré après la coupure du champ primaire. La taille des bobines d'émission peut varier de 5 mètres de côté à plus de 100 mètres. Une fois installé, ce dispositif permet de réaliser des sondages en une dizaine de minutes et des profils peuvent aussi être réalisés.

✓ Domaines d'applications :

- ✓ Cartographie des zones à faible résistivité.
- ✓ Quantification des volumes de terrains avec précision variable.

- ✓ Repérage du toit des biseaux salés.
- ✓ Etude de la contamination des nappes phréatiques et des aquifères de socle.

Avantage :

- ✓ Pouvoir de résolution latéral et vertical excellent pour les zones à faible résistivité.
- ✓ Interprétation quantitative moins contrainte qu'en sondage électrique.
- ✓ Complémentarité excellente avec les méthodes électriques et AMT.
- ✓ Détection des anomalies de faible résistivité dans un terrain conducteur.
- ✓ Absence de contact avec le sol.
- ✓ Rapidité de mise en œuvre sur terrain dégagé.

Limite :

- ✓ Faible résolution des terrains résistants.
- ✓ Difficulté de mise en œuvre en zone accidentée ou très boisée.
- ✓ Résolution dans les premiers mètres assez limités.

• **Méthode VLF (Very Low Frequency)**

La méthode VLF utilise des ondes électromagnétiques transmises par des émetteurs plantés dans le sol selon la bande 10-30 kHz (figure 21). Avec cette méthode, nous disposons toujours de signaux ayant une plus forte amplitude magnétique que les signaux naturels, mais ils sont polarisés (induits par un courant électrique). Deux modes principaux de mesure sont utilisés :

- ✓ Le mode inclinaison ("Tilt angle") qui mesure en surface les paramètres de l'ellipse de polarisation du champ magnétique, conséquences de l'interaction du champ initial et du champ induit par la cible conductrice ou le contact géologique recherché.

- ✓ Le mode résistivité qui mesure à la fois le champ magnétique et le champ électrique à une fréquence précise, on peut en déduire la résistivité apparente des terrains sous-jacents.

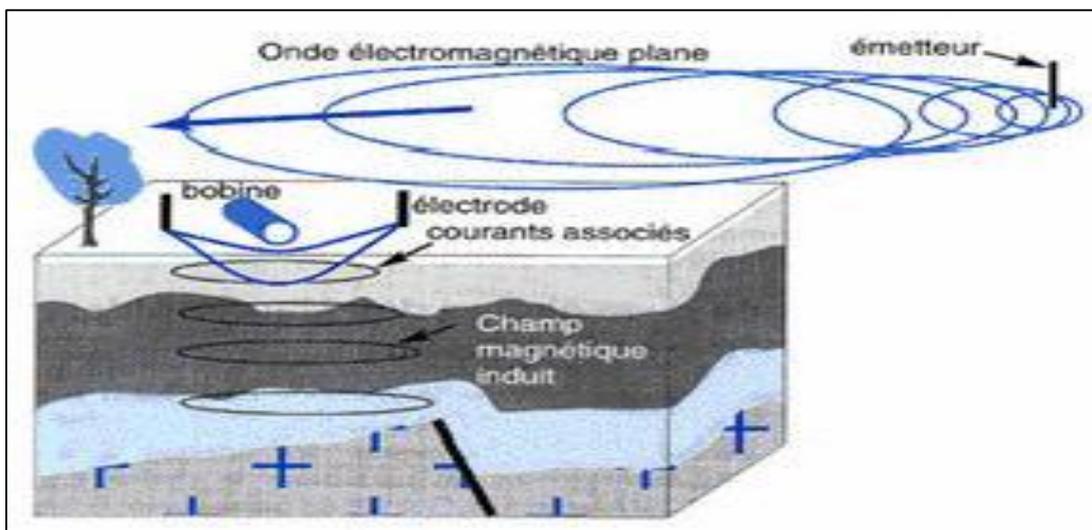


Figure 21: Principe de mesure de la méthode VLF selon (IRD, 2002)

Pour les méthodes passives généralement les moins onéreuses car les sources sont d'origine naturelle, ce qui évite des dépenses supplémentaires et des contraintes liées à l'utilisation d'appareils d'émission.

III.3.4.2 Méthodes de spectroscopie par réflexion diffuse

Les développements récents de la spectroscopie appliquée au sol, et notamment de la spectroscopie quantitative qui met en oeuvre de nouvelles techniques de chimiométrie, confirment que la spectroscopie par réflexion diffuse (SRD) peut être considérée comme un outil fiable, efficient, bon marché et non destructif ([98] ; [99] ; [100] ; [101] ; [102] ; [103] ; [104]). Cette technique permet de caractériser d'une façon simultanée et/ou différée diverses propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol ([105] ; [106] ; [107] ; [103] ; [101] ; [104] ; [108]). Par ailleurs, la mesure spectroscopique en elle-même est simple, commode et ne produit pas de déchets. Dès lors la spectroscopie représente une opportunité réelle d'augmenter notre capacité d'observation et d'accès direct aux propriétés du sol [109]. Un énorme progrès a été réalisé selon des recherches qui ont porté sur l'utilisation de la spectroscopie par réflexion diffuse (Visible-PIR) dans les études du sol [110] passant progressivement de la spectroscopie qualitative à la spectroscopie quantitative. Ceci a repoussé des frontières jusque là infranchissables dans l'analyse des propriétés des sols et leurs

cartographies thématiques. Nous pouvons aussi constater que les recherches en spectroscopie quantitative se sont articulées autour des trois axes suivants :

- ✓ La prédiction des propriétés à partir de spectres acquis dans des conditions contrôlées de laboratoire,
- ✓ La prédiction des propriétés à partir de spectres acquis *in situ* ([111] ; [112] ; [113]) ;
- ✓ Le couplage de données spectroscopiques de laboratoire ou acquis *in situ* avec les données de spectroradiomètres imageurs et/ou des images de télédétection, pour cartographier à différentes échelles les propriétés du sol ([114] ; [115]).

La spectroscopie par réflexion diffuse mesure la lumière réfléchiée, rétrodiffusée et dispersée vers tous les angles d'une surface. Lorsque le spectre est mesuré en mode réflectance, les pics d'absorption sont perçus comme des sinuosités au niveau de la courbe de réflectance spectrale. Ainsi, la réflectance diffuse fournit des informations sur la composition moléculaire du matériau objet de l'étude et notamment du sol. La réflexion spéculaire peut distordre les mesures spectrales portant sur la réflectance diffuse. Les bandes fondamentales les plus intenses sont typiquement beaucoup plus affectées par la réflexion spéculaire que les faibles bandes des harmoniques et des combinaisons qui leur sont liées. C'est pour cette raison que la réflexion spéculaire est négligeable dans le domaine du Visible-PIR, alors qu'elle est importante dans la région du MIR [116].

III.4 Méthode de la remontée capillaire pour l'étude de la salinité

La remontée capillaire est liée directement à la pression osmotique ou la pression interne est inférieure à la pression atmosphérique (au dessus de zéro donc du niveau piézométrique). Elle est en relation directe avec la forme géométrique des matériaux (diamètres des grains (sédiments)). L'empilement des grains peut être modélisé par une loi d'empilement cubique pour que les matériaux soient homogènes selon la relation :

$$R = 0.2 * D \quad (\text{II.15})$$

Avec : D : diamètre des grains (cm), R : rayon de pore (cm)

La remontée capillaire est donnée selon la loi de Jurin par :

$$Hc = \frac{2 * \delta * \cos(\alpha)}{\rho_w * g * R} \quad (\text{II.16})$$

Avec : δ : Tension superficielle (73 g/s²), α : angle ménisque – tube=0

ρ_w : Masse volumique du fluide = 0.999 g/cm³, g : gravité = 980 cm/cm², R : rayon du tube (cm) = Rayon du pore * D.

Un exemple de calcul de la remontée capillaire selon le diamètre des sédiments est illustré selon le tableau suivant :

Sédiments	Diamètre (cm)	Rayon du pore R (cm)	Remontée capillaire (cm)
Silt fin	0.0008	0.0002	750
Silt épais	0.0025	0.0005	300
Sable très fin	0.0075	0.0015	100
Sable fin	0.015	0.003	50
Sable moyen	0.03	0.006	25
Sable grossier	0.05	0.01	15
Sable très grossier	0.2	0.04	4
Gravier fin	0.5	0.1	1.5

Tableau 16 : Relation de remontée capillaire selon diamètres des sédiments

Le phénomène de la double couche électrique est à l'origine de la conductivité électrique de surface et de la polarisation diélectrique à basse fréquence dépendant de divers facteurs (salinité du fluide, PH, porosité et teneur en eau, teneur en argile).

Tous ces phénomènes sont encore l'objet de réflexion dans les domaines fréquentiels temporels (10 Hz à 1 Mhz) dont la constante diélectrique et la conductivité augmentent avec la teneur en argile (mélange secs). Pour une valeur de 15% de la teneur massique en argile, une augmentation plus significative de la conductivité dans l'interface argile/sable varie peu avec une grande dispersion fréquentielle. On note aussi, l'augmentation de la conductivité et de la permittivité électrique des sols avec la saturation en eau (impédance et fréquence de polarisation forte). La détection des pics de pente diélectrique améliore le processus de polarisation afin d'extraire les maxima des pertes diélectriques dont les deux composantes de conductivité et de permittivité diminuent avec la porosité quelque soit la fréquence mesurée.

III.5 Méthodes hydrochimiques

L'hydrochimie réside en la connaissance des caractéristiques chimiques ou physico-chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois qui régissent les échanges entre l'eau, le sol et le sous-sol. Par conséquent, la salinité est difficilement mesurée par analyse chimique directe (problème de séchage, passage aux résidus secs).

La salinité de l'eau d'irrigation est habituellement mesurée par le **TDS** ou **CE** (Conductivité Électrique). Cette dernière est fonction de la garniture ionique de l'extrait de la pâte saturée. Plusieurs relations ont été proposées pour estimer la CE à partir des mesures de concentrations des éléments en solutions. A titre d'exemple, celle de [11] :

$$CE = ([Ca] + [Mg] + [Na])/10 \quad (\text{II.17})$$

Ou celle de Mc Neal & al. (1970) :

$$CE = ((0.0564 * [Ca]^{0.9202} + 0.05099 * [Mg]^{0.9102} + [0.04748 * [Na]^{0.9495} + 0.07263 * [K]^{0.9706} + 0.06900 * [SO4]^{0.8973} + 0.07330 * [CO3]^{0.9706} + 0.04143 * [HCO3]^{0.9501} + 0.07206 * [Cl]^{0.9671} + 0.11330 * [(Ca + Mg)SO4]^{0.8463} + 0.07206 * ([EN]^{0.9671}) + (\frac{I}{0.013})/2 \quad (\text{II.18})$$

Avec : [] : Mq/l ; [EN] : Valeur absolue de l'électro neutralité

$$I : \text{force ionique } I = (\sum m_i * Z_i^2)/2 \quad (\text{II.19})$$

Z_i : La charge de l'espace chimique i ;

m_i : La molarité de l'espèce chimique i ;

Ou encore celle de [117] qui a établi une relation linéaire entre la force ionique I et la conductivité électrique CE :

$$I \approx 0.013 * CE \quad (\text{II.20})$$

La sodicité est habituellement exprimée en termes de **SAR** (taux d'adsorption du sodium) ou d'**ESP** (Pourcentage de Sodium Échangeable). Le SAR représente la proportion relative du sodium par rapport au calcium et magnésium. Ces deux cations tendent à contrecarrer l'effet dispersif du sodium. Un SAR élevé tends à dégrader la structure physique du sol. Le taux de sodium échangeable est défini par la relation :

$$ESP = ([Na]/[CEC]) * 100 \quad (\text{II.21})$$

Avec : [Na] : Sodium adsorbé en Mq/100g de sol. [CEC] : Capacité d'échange cationique en Mq/10g de sol.

Les bases de la modélisation de la salinisation et de la sodification des sols, suite à l'apport d'eau d'une qualité donnée, ont été présentées selon les étapes suivantes :

- ✓ Les équilibres physico-chimiques entre les différentes espèces présentés dans le sol,
- ✓ L'échange ionique entre la solution du sol et les colloïdes à charge négative (argiles),
- **Méthode qualitative par approche physico-chimique**

Souvent dans les études environnementales (agriculture, qualité de l'eau, études d'impacts, etc.), on utilise des méthodes de calculs de la qualité des eaux en relation avec les paramètres

physico-chimiques avec utilisation des termes moléculaires pour les sols alcalins – salins. Ce sont des méthodes de calcul de la qualité des eaux proposées par [120] dont on citera à titre d'information les relations suivantes :

$$Adj_{SAR} = SAR * [1 + (8.4 + PHc)] \quad (II.24)$$

$$PHc = (Pk2 - Pkc) + p([Ca^{++}] + [Mg^{++}]) + p(Alk) \quad (II.25)$$

$$(Pk2 - Pkc) = 2.107 * ([Ca^{++}] + [Mg^{++}] + [Na^{++}])^{0.038} \quad (II.26)$$

$$p([Ca^{++}] + [Mg^{++}]) = 3.298 - 0.34 * \ln([Ca^{++}] + [Mg^{++}]) \quad (II.27)$$

$$p(Alk) = 2.998 - 0.43 * \ln([CO3^{-}] + [HCO3^{-}]) \quad (II.28)$$

$$Adj.RNa = \frac{[Na^{+}]}{\sqrt{\frac{[Ca^{++}] + [Mg^{++}]}{2}}} \quad (II.29)$$

$$[Ca^{++}] = 2.09 * CE^{0.100398} * \left(\frac{[HCO3^{-}]}{[Ca^{++}]}\right)^{-0.66721} \quad (II.30)$$

Où : CE : Conductivité Electrique (dS/m).

Adj_{SAR} : SAR Ajustée au niveau moléculaire (Sodium Adsorption Ratio) pour les sols alcalins-salins. PHc : PH corrigé de la solution moléculaire (Potentiel Redox).

$(Pk2 - Pkc)$: Terme moléculaire

$p(Ca + Mg)$: Terme moléculaire (proportion de la solution déterminée à partir de la titration EDTA).

$p(Alk)$: Terme moléculaire (proportion de la solution déterminée par la titration avec HCL).

$Adj.RNa$: Adjusted Sodium Ratio

$[Ca^{++}]$: Terme moléculaire en fonction de la conductivité électrique et de la titration.

D'autres formules sont utilisées pour appréhender la variabilité spatiale de la salinité :

$$SSP = \frac{[Na^{+}] * 100}{[Ca^{++}] + [Mg^{++}] + [Na^{+}] + [K^{+}]} \quad (II.31)$$

$$RSC = ([CO3^{--}] + [HCO3^{-}]) + ([Ca^{++}] + [Mg^{++}]) \quad (II.32)$$

$$PS = [Cl^{-}] + 0.5 * [SO4^{--}] \quad (II.33)$$

$$ESP = \frac{100 * (-0.0126 + 0.01475 * [SAR])}{1 + (-0.0126 + 0.01475 * [SAR])} \quad (II.34)$$

Avec : **ESP** : Exchangeable Sodium Percentage ; **PS** : Potential Salinity

RSC: Residual Sodium Carbonate; **SSP**: Soluble Sodium Percentage.

Toutes ces formules ont été introduites dans le calcul du bilan de salinité couplé avec un SIG pour la phase de validation expérimentale d'une part, d'autre part par l'interprétation et la cartographie géostatistique 1D, 2D et 3D de la salinité de l'aquifère Mléta (Chapitre III).

III.6 Technique de cartographie satellitaire par intégration multi sources

Plusieurs méthodes de gestion des sols affectés par la salinité existent, on pourra à titre d'exemple en citer celles qui utilisent les techniques de pondération pour les variables qui influent sur la spatialisation des sols affectés par la salinité. La figure 22 illustre les différentes étapes de la méthodologie d'évaluation des sols salins issus d'un travail de synthèse selon nos propres préoccupations ou seuils de perception. L'intégration des zones d'émergence et de convergence ou les sels s'accumulent en surface surtout lorsque le sol devient sec.

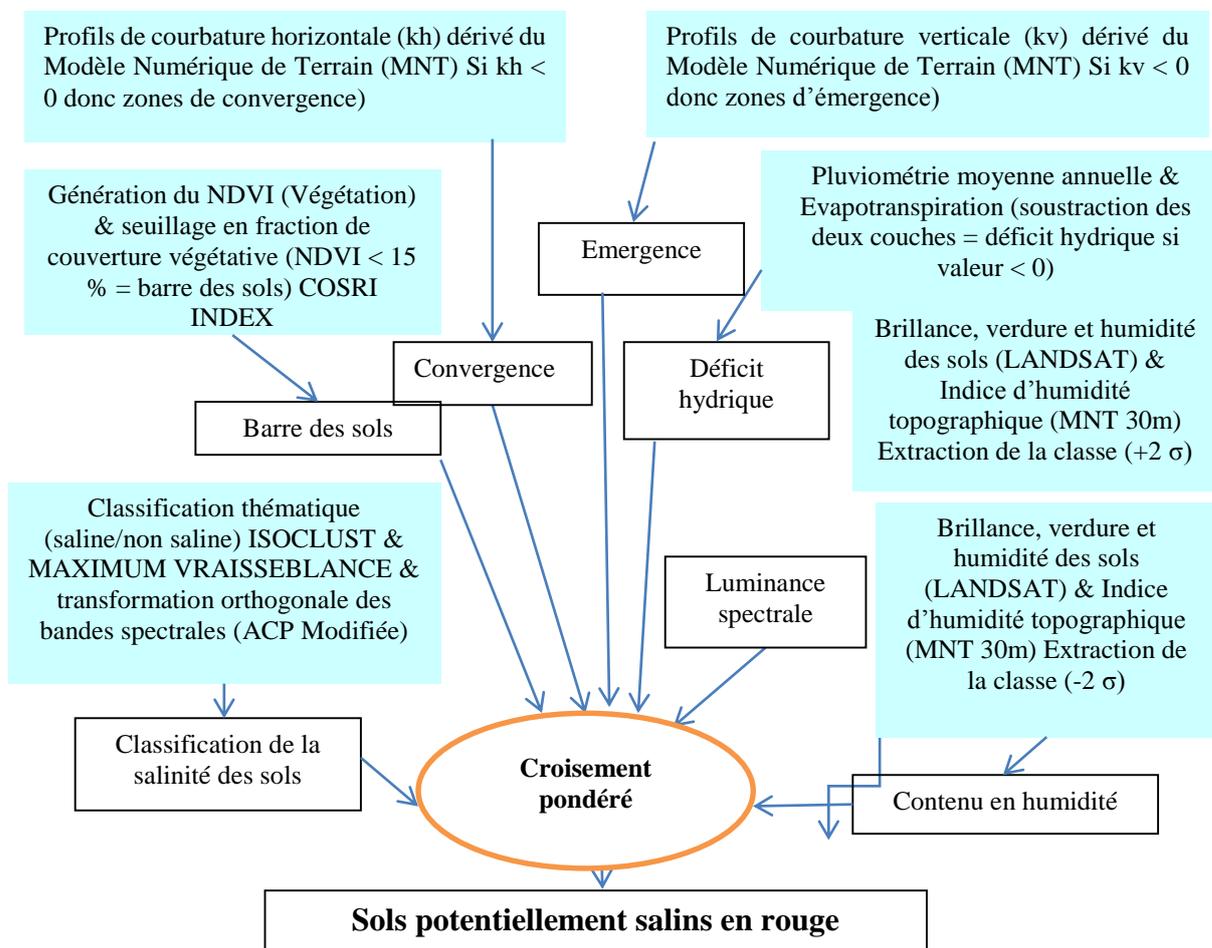


Figure 22: Organigramme d'évaluation des sols salins

III.7 Approche géostatistique et analyse variographique

Toute étude géostatistique doit obéir aux notions fondamentales du variogramme. Ce dernier est défini généralement comme étant un outil descriptif puissant utilisable dans une multitude de domaines de recherche tels que la cartographie de la salinité des sols en particulier. Il est défini :

$$\gamma(\theta, h) = \frac{1}{2 * N(\theta, h)} \sum_1^{N(\theta, h)} [(Z(x_i) - Z(x_i + h))]^2 \quad (\text{II.35})$$

Avec : $N(\theta, h)$ nombre de paires séparées de h dans la direction θ . La détermination de la covariance entre deux points en distance par modélisation du variogramme expérimental.

L'adaptation de ce dernier décrit bien le degré d'irrégularité de surface par les expressions analytiques que l'on tente d'ajuster le mieux possible aux points de variogramme expérimentaux dont on se base sur les valeurs obtenues du modèle utilisé et non pas des valeurs d'origines. On note généralement deux types d'anisotropie à savoir :

III.7.1 Anisotropie géométrique

Elle sert à la détection des directions des portées maximales (a_g) et minimales (a_p) du variogramme et des composantes péritiques identiques mais à des paliers différents. Les portées décrivent une ellipse selon la formule mathématique suivante :

$$\frac{(a_g * \cos(\theta))^2}{a_g^2} + \frac{(a_p * \sin(\theta))^2}{a_p^2} = 1 \quad (\text{II.36})$$

Avec : θ : angle de mesure par rapport à la direction ou est rencontré a_g . Ainsi que que :

$$a_\theta = \frac{a_g * a_p}{\sqrt{\{a_p^2 * \cos^2(\theta) + a_g^2 * \sin^2(\theta)\}}} \quad (\text{II.37})$$

On va corriger la distance h pour tenir compte de l'anisotropie : $\gamma(h_\theta, \theta) = \gamma(h_g)$

$$h_g = \sqrt{(h_\theta * \cos(\theta))^2 + \left(\frac{a_g}{a_p} * h_\theta * \sin(\theta)\right)^2} \quad (\text{II.38})$$

C'est le modèle isotrope avec portée a_g . L'anisotropie géométrique est modélisée lorsque le phénomène étudié montre des états préférentiels selon les cas. On passe souvent à un modèle isotrope par une simple rotation - dilation. Un rapport d'anisotropie apparent peut facilement être sous estimé si on n'identifie pas correctement la direction de la plus grande portée.

Selon la fenêtre angulaire ou angle de tolérance que le rapport d'anisotropie est déterminé. Parfois une simple correction géométrique ne suffit pas à rendre les modèles isotropes si les paliers ne décrivent pas une ellipse.

III.7.2 Anisotropie zonale

On observe des paliers différents selon les directions. Il n'existe pas de modèle d'ajustement pratique pour traiter ce type d'anisotropie. Le comportement du variogramme à l'origine, reflète le degré de régularité spatiale de la variable régionalisée. Les différents mécanismes se résument de la manière suivante :

- ✓ Un comportement de variogramme ($\gamma(h)$) à l'origine parabolique indique une grande régularité de la variable régionalisée (continue et différentiable).
- ✓ Un comportement à l'origine linéaire montre que la variable régionalisée est moins régulière (elle est continue mais pas différentiable).

Une discontinuité à l'origine ou effet de pépite, signale une plus grande irrégularité de la variable régionalisée. Il faudra tenir compte des points suivants :

- ✓ **Variance d'estimation (variance de krigeage)** : Elle est la plus élevée dans le cas du modèle exponentiel ; l'explication vient du fait que ce dernier croît plus rapidement que le modèle sphérique, ce qui traduit un phénomène qui se déstructure plus vite, d'où une moins grande précision dans l'estimation.
- ✓ **Analyse variographique** : La recherche d'un modèle convenable est assez délicate et nécessite une certaine expérience ou de nombreux essais (figure 23). C'est une procédure qui ne peut être automatisée.

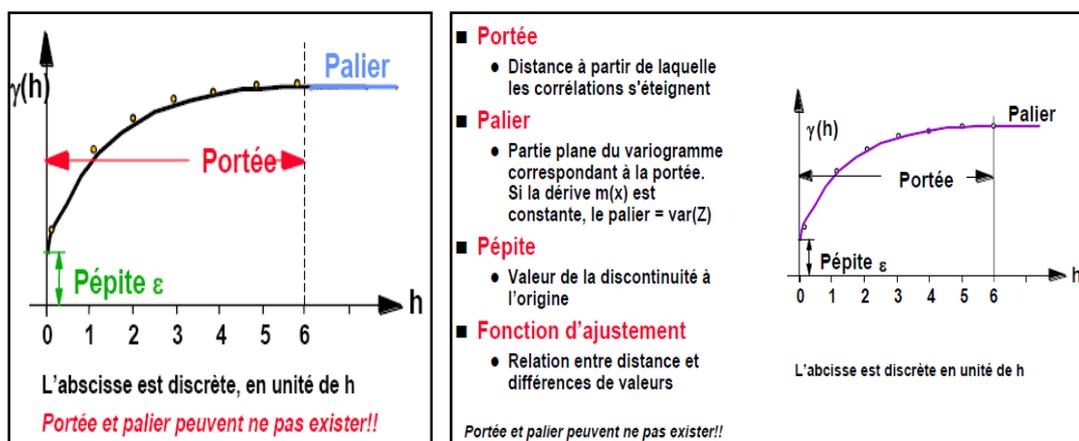


Figure 23 : Variogramme modélisé : modélisation de la variation spatiale du phénomène

Pour connaître le comportement spatial on passe à l'étude de variographie pour étudier la dépendance spatiale d'une variable régionalisée. Le variogramme de dispersion (en nuage de points) est transformé en variogramme expérimental (appelé histogramme d'écart). On constate que les variogrammes ont un comportement à l'origine linéaire. La salinité des sols est donc une variable aléatoire continue. Quel que soit le mode d'ajustement retenu, la modélisation du variogramme aux courtes distances est particulièrement importante. Le modèle sphérique est préférable, d'une part parce qu'il s'ajuste mieux sur les points de petite distance du variogramme expérimental et d'autre part parce qu'il donne des meilleurs résultats.

III.8 Conclusion

Les différentes techniques citées dans ce chapitre s'appuient sur les conditions auxquelles elles sont soumises par télédétection passive ou active selon la source de données exploitée. L'intégration des données géophysiques (imagerie électrique, tomographie, résistivité par sondages géo électrique, induction EM, diagraphies) et des données hydrochimiques permettent de mieux caractériser l'étendue spatiale de la salinité des sols à différentes échelles d'investigation (échelle de l'électrode, profondeur d'investigation selon dispositif exploité).

Le recours aux méthodes optiques basées sur la signature spectrale des minéraux par spectroscopie améliore la détection des bases de sels par la mise en place d'une interface programmable permettant de mieux discerner l'aspect fréquentiel du sel sur l'image satellitaire. Un travail d'ajustement est préétabli pour valider le comportement des sels pour chaque spectre électromagnétique. Néanmoins, l'intégration des données multi sources permet une validation optimale de la salinité à divers niveaux de modélisation.

**CHAPITRE IV – RESULTATS ET
INTERPRETATION DE LA SALINITE
DES SOLS PAR SPECTROSCOPIE,
TRAITEMENT D’IMAGES
SATELLITAIRES ET BASES DE
DONNEES MULTISOURCES**

Résumé

Dans ce chapitre, nous avons abordé la détection et l'identification spectrale des minéraux salins par les lois d'interaction du rayonnement optique selon les bibliothèques spectroscopiques de sels collectées sur les instruments spectrophotométriques à double faisceau soit le Beckman et celui de Nicolet du JPL « NASA » ainsi que la base spectroscopique de l'USGS 2007. Nous avons exploité à cet effet des données images stellitaires multispectrales et hyperspectrales (Landsat 7 ETM+, Landsat 8 OLI/TIRS, Aster, Sentinel 2A/2B et enfin EO-1 Hyperion) pour l'interprétation visuelle, la calibration radiométrique et atmosphérique, la classification et enfin la détection et l'identification de la salinisation des sols en multi-résolution. Pour la phase de validation terrain, aussi bien sur le plan technique qu'environnemental, nous avons collecté des données géophysiques (profils géoélectriques de la compagnie [131] SOGREAH), topographiques (MNT), hydrochimiques (teneurs en éléments physico-chimiques deux campagnes de mesures 2010 et 2013) et pétrophysiques pour la modélisation du signal salin en 3D (donnée Sonar sismique-réflexion (cas d'un aquifère géothermique au Sahara) pour permettre d'harmoniser entre la télédétection rapprochée et opérationnelle.

A cet effet, un outil satellisé est réalisé pour l'identification et la détection des signatures spectrales des minéraux sur les images satellitaires multispectrales / hyperspectrales en relation avec les variables physiques. Il s'agit de pression osmotique, des concentrations molaires, d'épaisseur optique (transmittance), des coefficients d'absorption spectrale / extinction molaires des principaux sels modélisés selon les lois de la chimie analytique telles que les lois de Beer-Lambert et Van't Hoff en fonction de la longueur d'onde intrinsèque monochromatique des milieux dilués (lacs salins, étendues des sebkhas, réserves naturelles, milieux aquatiques, etc.).

IV.1 Introduction

Au bassin versant de la Grande Sebkhah d'Oran, les phénomènes de la salinité et de la sodicité ont pris un rythme croissant et constituent un risque de détérioration de la qualité des sols affectant profondément les rendements agricoles.

Pour atteindre nos objectifs, deux différentes et indépendantes sources de données ont été exploitées soit : des données de terrain (hydrochimie, hydrogéologie et géophysique) acquises au sol, des bibliothèques spectrales (JPL, USGS du site web : <https://landsat.usgs.gov/>) et des données images (images satellites multispectrales, hyperspectrales et la très haute résolution). Les données introduites ont été ré-échantillonnées et soumises à une calibration radiométrique, atmosphérique (Dark Object Subtraction « DOS ») sous Idrisi TerrSet et ENVI 5.3, suivi des

classifications multispectrales selon les bandes spectrales du capteur ALI EO-1, et celui de Landsat 7 et Landsat 8 OLI/TIRS.

Les résultats de compilation ont été validés par rapport à la vérité terrain. A cet effet, un outil satellisé est réalisé pour permettre la discrimination des signatures spectrales des sels améliorant les capacités d'intégration de la spectroscopie numérique au niveau des images satellitaires multispectrales / hyperspectrales. L'intégration de la chimie analytique et la physique du rayonnement a facilité la modélisation des sels selon les lois de Beer-Lambert et de Van't Hoff.

Ce travail constituera une amélioration de la chimie analytique des solutions diluées qui utilise l'interaction rayonnement reçu et absorbé par la molécule suivant la longueur d'onde de la radiation et l'importance de l'absorbance. Cela permettra d'appréhender les groupements fonctionnels des molécules pour développer les aspects optiques à partir de la spectroscopie moléculaire notamment des états énergétiques partant des transitions électroniques des électrons de valence (niveau ultra violet et visible), aux transitions vibrationnelles.

IV.2 Synthèse des travaux de salinité dans la Grande Sebkhia d'Oran

• Présentation de la zone d'étude

La Sebkhia proprement dite est une vaste cuvette couvrant une superficie de 400 km², absolument plane à l'exception d'une petite zone (El-Djazira) qu'elle renferme vers son extrémité Sud-Ouest. Un périmètre total est de 210 km. En hiver, la Sebkhia est immergée par les apports d'eau de pluie qui tombent sur les monts de Tessala au Sud, les monts du Murdjadjo au Nord et un piémont de haute terre à l'Ouest. La Sebkhia reçoit donc les eaux d'un bassin versant orographique étendu, occupant une superficie de 2.274 km² qui s'étend sur les wilayas d'Oran et d'Ain-Temouchent (figure 24). Le B.V de la Sebkhia d'Oran se compose de :

- ✓ Plaines de Boutlelis et Misserghin situées au pied du Murdjadjo.
- ✓ Lac salé de la Sebkhia dont l'étendue se caractérise par l'absence de végétation du fait de la submersion quasi-permanente des eaux.
- ✓ Plaine de la M'léta qui représente toute la partie du sud dominée par les monts de Tessala. Cette zone relativement riche constitue la source principale de l'alimentation en eau de la Sebkhia.
- ✓ L'étude géologique du secteur d'étude a mis en évidence une structure composée de deux grands ensembles :
- ✓ Un substratum synchro-nappes schisteux (Murdjadjo).
- ✓ Une couverture comblée d'une importante sédimentation post-nappes.

Le centre de la sebkha d'Oran est caractérisé par de fortes épaisseurs des sédiments homogènes qui s'accumulent. Les formations sont de quatre types : de bases (grès et sables) ; médians (marnes bleues ou formations marines) ; terminales (formations messiniennes ou évaporitiques) et enfin alluvionnaires. Ces derniers correspondent à un empilement de couches sablo argileuses ou limoneuses subhorizontales, formant des ensembles fluviaux temporaires. La minéralisation est relativement basse au Nord, mais elle augmente plus en allant vers le Sud. La zone présente trois sols différents (calcique, alluvionnaire, salin).

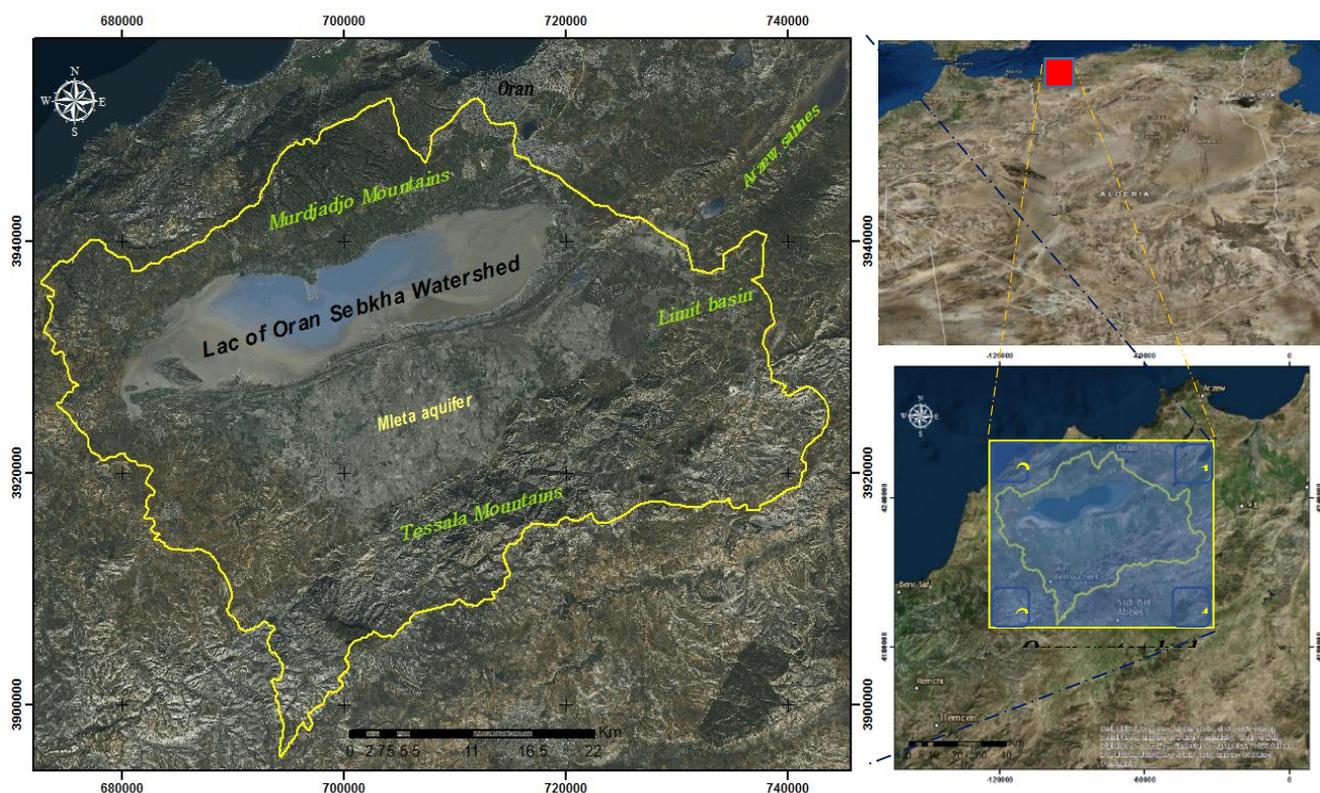


Figure 24: Localisation du secteur d'étude - Bassin Versant de la Sebkhia d'Oran

- **Présentation du système aquifère**

Les alluvions quaternaires de la Grande Sebkhia d'Oran renferment des nappes phréatiques alimentées par leur propre impluvium et par les infiltrations des oueds. L'eau de ces nappes est en général fortement minéralisée (4 à 15 g/l). Les nappes profondes des grès pliocènes de la plaine du Tlélat et de la bordure Est de la M'leta fonctionnent des réserves considérables (750 Hm³). Le renouvellement de cette ressource est faible (5 Hm³/an) en raison du caractère endoréique du bassin. Les eaux des nappes profondes présentent des minéralisations acceptables (1 à 2.5 g/l), et constituent une ressource de meilleure qualité que celle exploitée à l'heure actuelle par la station de Brédéah.

• **Présentation du système hydrodynamique et géologique**

Le Bassin de la Sebka comporte une capacité de ressource estimée à 22 Hm³/an pour les eaux souterraines selon le schéma de fonctionnement hydrodynamique des aquifère du Miocène et du Pliocène (In [132]). Pour la partie Nord de la Sebka d'Oran, l'existence d'alluvions rouges à galets calcaires et nodules de schistes, plus anciennes, suffisamment perméables. Les alluvions récentes, essentiellement argilo-limoneuses, provenant de dépôts fluviaux et éoliens des abords de la Sebka, caractérisées par une pente relativement beaucoup plus faible, par conséquent très peu perméables. La nappe est caractérisée au niveau des alluvions rouges par une bonne perméabilité. Cependant, ses eaux sont de plus en plus salées par l'apport des eaux issues des limons localisés en bordure de Sebka. Dans ces terrains, l'essentiel du débit disparaît par évapotranspiration et les échanges aquifère atmosphère ne font que concentrer d'avantage les eaux déjà salées. L'aquifère de Mléta en connexion hydrogéophysique avec le lac salé de la Sebka d'Oran est représenté par modélisation 3D sous logiciel LeapFro Geo Geothermal pour une meilleure représentativité des gisements salins (figure 25).

La sebka est une dépression salée (Type de zone humide : R-Ramsar) démunie de végétation de forme elliptique, de près de 30 000 hectares, située à 15 km au Sud-Ouest de la ville d'Oran est distante de 12 km de la mer et de longueur de 40 km et large de 6 à 13 km. Elle s'étend sur une superficie de 298 km². L'eau de cette Sebka est salée, elle forme une pellicule de 10 à 30 cm qui varie en fonction de la pluviométrie. Cette pellicule s'assèche complètement durant l'été suite à une très forte évaporation et une sécheresse prolongée.

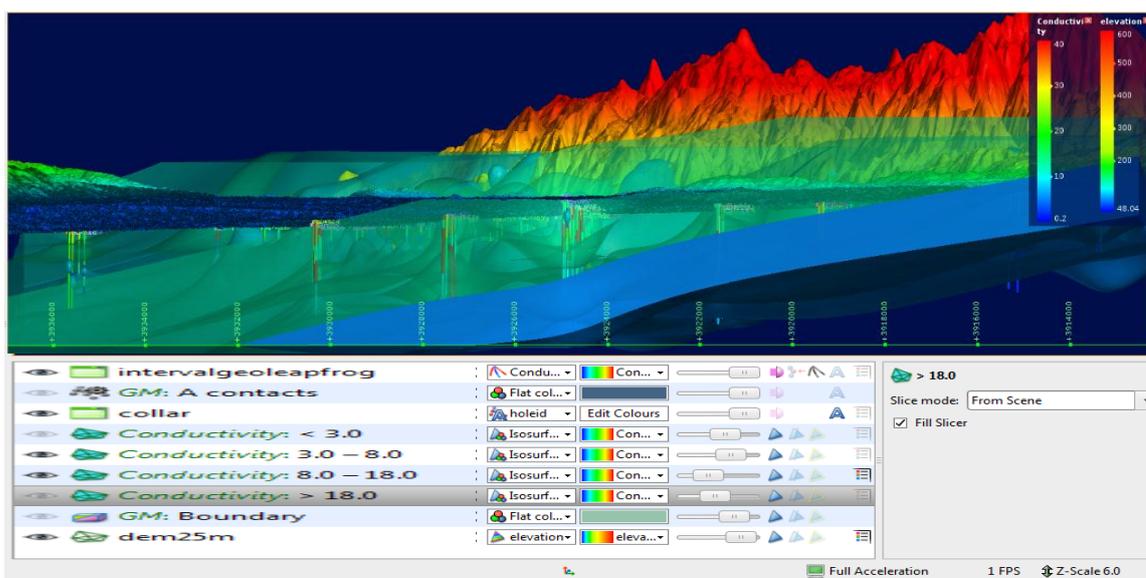


Figure 25 : Système Hydrogéophysique modélisé en 3D - Aquifère de Mléta – Oran

- **Nature des matériaux drainés**

Les eaux des oueds des Tessala, sont chlorurées sodiques et sulfatées. Par contre les eaux des oueds de Tamzourah, Rassoul et Haïmeur sont des eaux sulfatées sodiques et chlorurées. Les teneurs en NaCl et SO_4^{2-} constituent 90% des eaux minéralisée. On revanche, l'augmentation du résidu sec est liée à la présence des affleurements évaporitiques dans le bassin versant d'un oued. Le chlore provient du NaCl absorbé dans les argiles. En cheminant dans la plaine, tous les oueds se chargent en sel. L'augmentation de la minéralisation totale entraîne une diminution des teneurs en Ca^{++} et HCO_3^- . La teneur en ions Ca diminue par précipitation de la calcite dans les lits des oueds. La calcite étant le premier sel à précipiter.

- **Hydrochimie de la Sebkhah d'Oran**

Le chlorure de sodium (NaCl) est le sel qui domine le plus dans les eaux et le sol de la Sebkhah d'Oran. Les eaux sont chlorurées sodiques et sulfatées. Mais une extraction du sel à partir de ses terres, ne peuvent être réalisés que partiellement car le NaCl n'est pas pur et se mélange à d'autres impuretés, à d'autres sels qui ne peuvent être séparés de celui-ci que par différentes méthodes et analyses chimiques qui demanderont de grands investissements, contrairement au chlorure de sodium qui existent dans les terres de la sebkhah d'Arzew. Il est en outre, exploité et utilisé industriellement du fait qu'il s'y trouve pur. Devant les fortes valeurs du résidu sec de la Sebkhah et des lagunes, Doumergue, supposait que la salinisation des eaux provenait des contacts de ces dernières avec un trias proche de la surface.

Pour Hassani M.I, du fait de la présence des argiles dans le fond de la Sebkhah, l'importante salinité des eaux peut s'expliquer par le phénomène de membrane. En effet, les argiles compactées peuvent fonctionner comme des membranes semi-perméables qui empêchent le passage des éléments chargés tandis qu'elle permet le passage éléments neutres. Ces membranes constituent un filtre. La variation de la salinité est plus marquée en hiver qu'au printemps, la Sebkhah est remplie de sel dont la concentration varie de 6 g/l à 9 g/l. En été, par contre, les sels augmentent de 21 g/l à 23 g/l (E.R.E.M, 1984). Cette même entreprise, a estimé en 1978, les réserves en sel de la Sebkhah à près de 2 millions de tonnes en phase liquide. La zone centrale de la grande Sebkhah, correspondant à la partie la plus basse du bassin versant, connaît une forte concentration des eaux des précipitations, qui sont plus importantes dans cette partie. C'est la partie qui se dessèche en dernier en été. La partie occidentale, est plus ou moins haute et marginale, qui s'assèche plus rapidement. Les sels précipités, sont rapidement lessivés par les premières pluies, et s'écoulent par la suite vers le centre de la Sebkhah. Ces sels sont aussi emportés par les vents Ouest ou Nord-Ouest vers la partie centrale où ils se précipitent, ou

bien vers les bordures d'El Hamoul. Les teneurs en chlore sont plus élevées en surface qu'en profondeur ceci s'explique par deux raisons :

- ✓ L'évaporation est très forte en surface.
- ✓ Les précipitations en sels sont plus élevées en surface. La diminution relative des teneurs en sulfates est due à leur précipitation par évaporation sous forme de gypse.
- ✓ Le NaCl comme sel commun, se trouve dans toutes les études élaborées auparavant, s'y trouve en quantité presque identique. Les autres sels, par contre, sont en quantité différente. Cela peut être expliqué par le fait que :
- ✓ Les relevés des mesures ont été effectués d'une part à des périodes très variées (certains au cours de la période de longue sécheresse, par exemple (1945-1948), et d'autres ont travaillé à des périodes relativement humides).
- ✓ Les points de prélèvements ne sont pas identiques. Les lectures n'ont pas été effectuées à la même période de l'année.

IV.3 Cartographie de la salinité des sols par les données de terrain (en 2D/3D)

Pour mettre en œuvre la cartographie de la salinité des sols en 2D/3D sur des zones de test (aquifère de Mléta, lac salé de la Sebka d'Oran, nous avons établi l'organigramme :

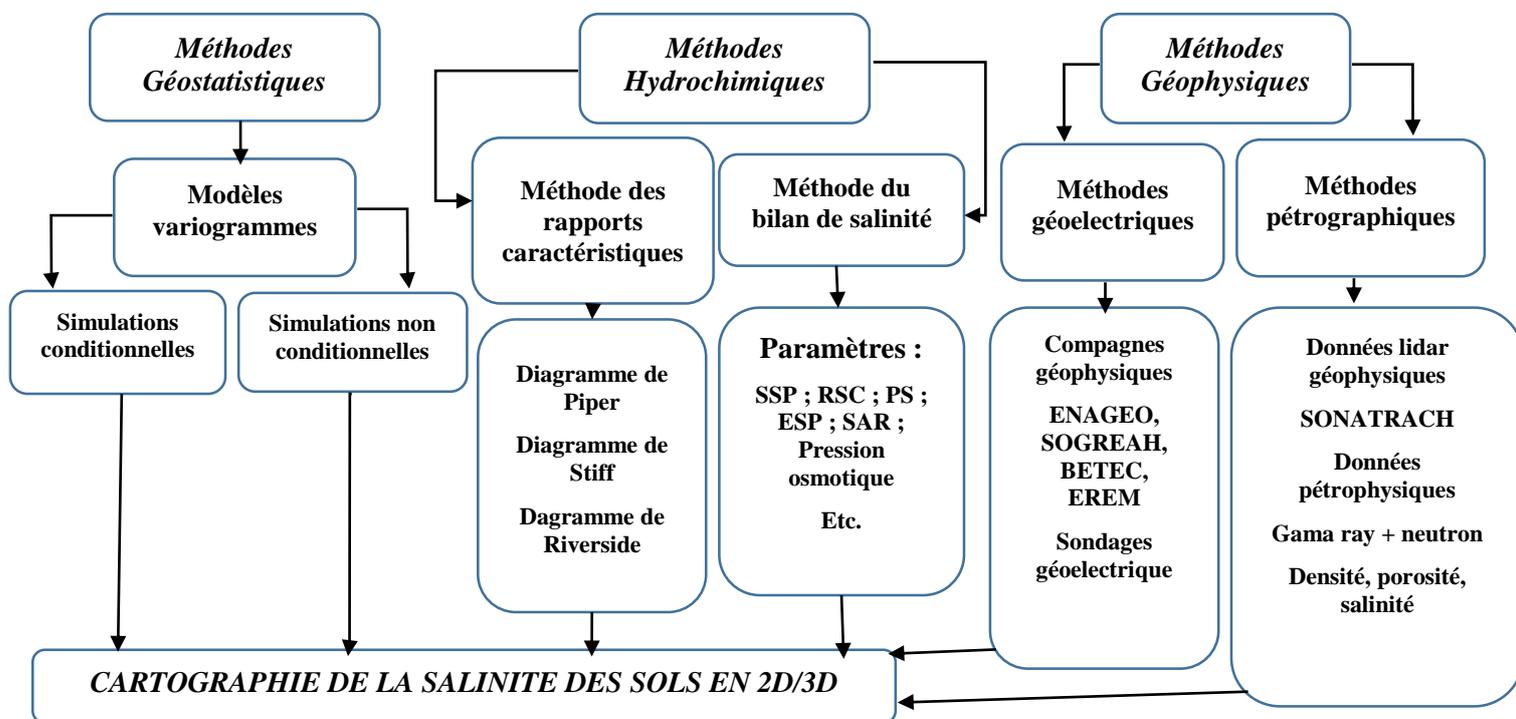


Figure 26 : Organigramme général de cartographie de la salinité des sols

IV.3.1 Bilan hydrologique

Afin d'évaluer le bilan hydrologique en relation avec la variabilité climatique de notre zone d'intérêt, nous avons mis en évidence une évaluation quantitative des indices climatiques pour mieux appréhender la salinisation des sols à savoir :

- **Indice d'aridité de DE MARTONNE**

L'indice de Martonne est un indice de classification du climat qui est fonction de la hauteur annuelle des précipitations et de la température moyenne annuelle [135]. Nous avons calculé l'indice de DE MARTONNE pour les stations climatiques (Es-Sénia, Ras-El-Ain et Mléta) selon la formule :

$$I_a = \frac{P}{T + 10} \quad (\text{IV.1})$$

Avec : I_a Indice d'aridité annuel. P : Précipitations moyennes annuelles en (mm). T : Températures moyennes annuelles en (C°).

A partir de cet indice, les différents climats se classent comme suit :

- ✓ Climat hyper aride ou désertique : $I_a < 5$;
- ✓ Climat aride ou steppique : $5 < I_a < 10$;
- ✓ Climat semi-aride : $10 < I_a < 20$; Climat subhumide à humide : $I_a > 20$

Les résultats de calculs de l'indice de Martonne sont donnés comme suit :

- ✓ Le calcul de cet indice dans la zone d'Es-Sénia (Oran) pour une période choisie (1967-1997) donne un indice $I = 14,07$ d'où l'appartenance au climat semi-aride.
- ✓ Pour la station de Tamzourah (Mléta - Oran) et une période de fonctionnement (1990-2005) donne un indice $I = 17,04$ d'où l'appartenance au climat semi-aride.
- ✓ Pour la station de Ras El Ain (Oran) et une période de fonctionnement (20 ans) donne un indice $I = 15,62$ d'où l'appartenance au climat semi-aride.

Pour préciser les conditions de semi-aridité, un indice d'aridité mensuel est proposé :

$$i = \frac{12 * P}{T + 10} \quad (\text{IV.2})$$

Avec : P : précipitations mensuelles moyennes en (mm). T : températures mensuelles moyennes en (C°).

La classification suivante est proposée (selon l'abaque d'indice d'aridité) :

- ✓ Climat hyper aride : Juin, Juillet et Août.
- ✓ Climat semi-aride : Avril, Mai et Octobre.
- ✓ Climat humide : Janvier, Février, Mars, Novembre, Décembre.

D'après les calculs, la station d'Es-Sénia est désormais située dans le climat semi-aride.

• **Quotient pluviométrique d'Emberger**

Il s'exprime comme suit (Estienne et Godard, 1970) :

$$Q = 1000 * \left(\frac{P}{(M+m)} \right) * (M - m) \quad (\text{IV.3})$$

Avec : Q = Quotient pluviométrique, P = Total des précipitations annuelles en mm,

- ✓ M= la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en °K,
- ✓ m= la moyenne des températures minimales du mois le plus froid en °K,

La distinction des étages bioclimatiques se fait en fonction des valeurs de Q :

- ✓ De 0 à 10 : climat saharien ;
- ✓ De 10 à 35 : climat aride ;
- ✓ De 35 à 65 : climat semi-aride ;
- ✓ De 65 à 130 : climat subhumide ;
- ✓ De 130 à 200 : climat humide ;
- ✓ Plus de 200 : climat hyper-humide.

Le calcul donne Q = 45 indiquant que la région appartient au climat semi-aride.

• **Evaporation potentielle**

L'évaporation est l'ensemble des phénomènes qui transforme l'eau en vapeur par des processus physiques et biologiques. D'après les résultats du bilan hydrologique des trois stations (Ras El Ain, Es-Sénia et celui du Mléta), on trouve que le maximum d'évaporation est atteint pour le mois d'Août et le minimum au mois de Décembre, ainsi un calcul du total annuel est proche de l'ordre de 1306 mm.

• **Evapotranspiration réelle**

Parmi les méthodes empiriques de calcul de l'ETR, nous avons appliqué la méthode de THORNTHWAITE qui consiste à calculer la réserve utile depuis le début de l'année hydrologique ou la réserve du sol commence à reconstituer (dans notre cas c'est en Novembre). Pour le calcul de l'ETR, deux cas sont possibles :

- ✓ Si les précipitations du mois sont supérieures à l'ETP, l'ETR sera égale à l'ETP aussi longtemps les réserves en eau du sol seront en mesure de fournir la quantité d'eau complémentaire.
- ✓ Lorsque la réserve deviendra insuffisante, l'ETR sera inférieur à l'ETP et il y aura un déficit. Cette réserve se calcule par la formule de HALAIRE qui fait intervenir la profondeur et la densité apparente du sol (assimilation à sa capacité de rétention).

• **Evapotranspiration potentielle**

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est calculée par la méthode de THORNTHWAITE par la formule mathématique suivante :

$$ETP = 1.6 * \frac{(10 * T)^a}{I} \quad (IV.4)$$

Avec : ETP : Evapotranspiration potentielle (cm). T : Température (°C).

$$I = \sum i \text{ avec } i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514} \quad (IV.5)$$

$$\text{Avec : } a = 0.492 + 1.79 * 10^{-2} * I - 7.71 * 10^{-5} * I^2 + 6.75 * 10^{-7} * I^3$$

Les résultats de compilation sont illustrés en annexe 1.

En effet, les valeurs de l'ETP font l'objet d'une double correction en fonction de la latitude et de la durée du jour, ainsi le tableau est dressé pour calculer la recharge nette (infiltration moyenne annuelle) en fonction de la formule mathématique du Bilan hydrologique :

$P = E + R + I$. Avec : **P** : Précipitation (mm). **E** : Evaporation réelle (mm). **R** : Ruissellement (mm). **I** : Infiltration (mm).

L'infiltration efficace ou la recharge de la nappe de Mléta indique une valeur de 241.7 mm/an avec une tendance positive entre Novembre et Février de 6 mm/mois à 14.72 mm/mois pour le mois de janvier et diminue jusqu'à 2.28 mm/mois pour le mois de Mars et atteint un abaissement de -95 mm/mois pour le mois d'Août traduisant une forte baisse du niveau piézométrique de l'aquifère de Mléta d'où la salinisation des sols se développe et apparaît visuellement sur l'image satellitaire. On pourra en évidence, estimer l'indice de sécheresse (ϵ) selon la formule suivante :

$$\text{Indice de Secheresse } (\epsilon) = \frac{ETR \text{ annuel}}{ETP \text{ annuel}} \quad (IV.6)$$

Les résultats obtenus sont résumés comme suit : pour la station Ras El Ain : $\epsilon = 0.3945$; pour la station Es-Sénia : $\epsilon = 0.3994$ et pour la station Tamzourah - Mléta : $\epsilon = 0.413$. Le tableau 17 montre la classification climatique de l'indice de sécheresse comme suit :

Indice de sécheresse	Classification climatique
$\varepsilon < 0,05$	Hyper- aride
$0,05 < \varepsilon < 0,25$	Aride
$0,25 < \varepsilon < 0,50$	Semi-aride
$0,50 < \varepsilon < 0,75$	Subhumide
$0,75 < \varepsilon < 1$	Humide
$\varepsilon > 1$	Hyper-humide

Tableau 17 : Classification climatique de l'indice de sécheresse

D'après la classification, on constate que les stations climatiques appartiennent au climat semi-aride en concordance avec les bilans hydrologiques établies. D'après les résultats, nous constatons que la recharge de la nappe Es-Sénia augmente dès le début du mois de Novembre (4.06 mm/mois) à (20 mm/mois) pour le mois de Janvier puis diminue jusqu'à (2.28 mm/mois) pour le mois de d'Avril. Cette alimentation s'accopagne sur l'aquifère sauf pour les autres mois, car elle devienne négative surtout pour la période estivale (Juin-Juillet-Août) ou elle atteint (-95 mm/mois) c'est-à-dire avec un déficit hydrique négatif, la remontée de la nappe alluviale laisse apparaitre les sels en surface par évaporation en fonction de la température.

Un autre paramètre important comme l'humidité relative de la station Es-Sénia qui atteint la valeur de 72 % pour le mois de Décembre pour un calcul du bilan hydrologique sur une période de fonctionnement (1990 – 2005) et cependant reste stable pour les mois d'été avec une valeur de 64 %. Nous avons déterminé différents diagrammes ombrothermiques pour les stations : Es-Sénia et Mléta à titre d'exemple selon la figure 27.

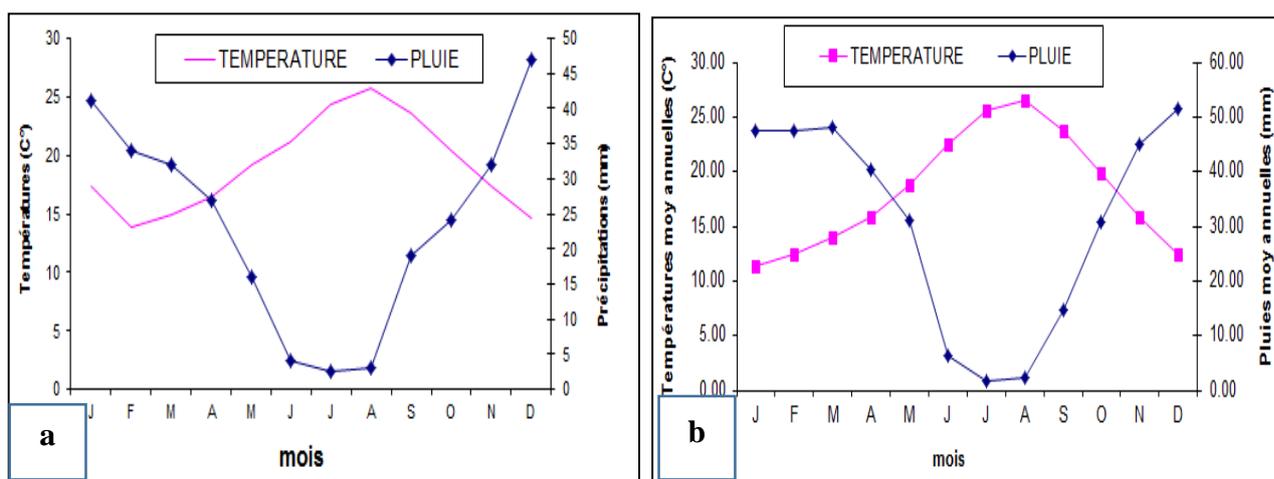


Figure 27 : Diagramme ombrothermique de a) station Ras El Ain (1988 – 1997) et b) station Es-Senia (1967 -1997)

Quant à la direction du vent, elle avoisine la valeur de 4.7 m/s. On note une évaporation importante pour les mois de la période estivale atteignant la gamme : 153.56 mm (Juin) à 170.62 mm (Août).

- **Ruissellement de surface**

Le ruissellement de surface est calculé par la formule de TIXERONT-BERKALOF :

$$R = \frac{P^3}{3 * ETP^2} \quad (IV.7)$$

Avec : P : Pluviométrie annuelle (m). ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle (m).

L'application numérique nous donne : R= 24.25 mm donc soit 6.6% de la pluie moyenne annuelle de la station Es-Sénia à titre d'exemple.

IV.3.2 Bilan salin

Une évaluation quantitative et qualitative du bilan salin a été élaborée à partir des données hydrochimiques brutes. On pourra résumer les résultats suivant :

- ✓ Concernant le paramètre SAR (Sodium Absorption Ratio), une grande quantité d'ions sodium dans l'eau affecte la perméabilité des sols et pose des problèmes d'infiltration. Ceci est dû au fait que le sodium présent dans le sol en forme échangeable remplace le Ca⁺⁺ et le Mg⁺ adsorbés sur les argiles de sol et cause la dispersion des particules dans le sol. Cette dispersion a comme conséquence l'altération des agrégats des sols. Le sol devient alors dur et compact (lorsqu'il est sec) réduisant ainsi les vitesses d'infiltration de l'eau et d'air, affectant ainsi sa structure. Ce problème est également relié à plusieurs facteurs tels que le taux de salinité et le type de sol. Par exemple les sols sableux ne subiront pas de dommage si facilement en comparaison aux plus lourds quand ils sont irrigués avec de l'eau à haut SAR.
- ✓ Pour une eau très faiblement salée, une eau avec, pourtant, un Adj_SAR faible doit être évitée. Mais, une eau très salée avec un SAR au-dessus de 4, doit être soigneusement gérés. Il est recommandé que, une fois par an, les sols doivent être soumis à des tests afin de détecter d'éventuel problème dû au sodium.
- ✓ Plus la salinité n'est élevé, plus l'indice SAR et ESP pourront poser des problèmes d'infiltration. Mais, plus la salinité sera basse, plus les problèmes d'infiltration seront indépendants de la valeur du SAR. Les averses de pluie peuvent réduire la salinité des sols et, par conséquent, augmenter le SAR et affecter la pénétration d'eau dans ces sols.

- ✓ Pour une même conductivité (CEv), le risque est d'autant plus grand que le coefficient est plus élevé.

Les autres paramètres du bilan salin ont fait l'objet d'un traitement de données du bilan ionique de l'aquifère pour expliquer les indicateurs de qualité des eaux souterraines salines (annexes 2, 3, 4 et 5).

IV.3.3 Cartographie hydrogéophysique de la conductivité électrique (salinité)

La modélisation géophysique est primordiale pour la cartographie de la salinisation des sols avec l'apparition des SIG et des techniques de traitement d'images satellitaires. En effet, en dehors des mesures brutes et des interprétations parfois simplistes de certaines études, les calages par forages d'étalonnages sont peu nombreux au niveau de l'agence détentrice d'informations géophysiques comme l'A.N.R.H et les bureaux d'études associés à l'échelle cartographique du 1/250000^{ème} (figure 28).

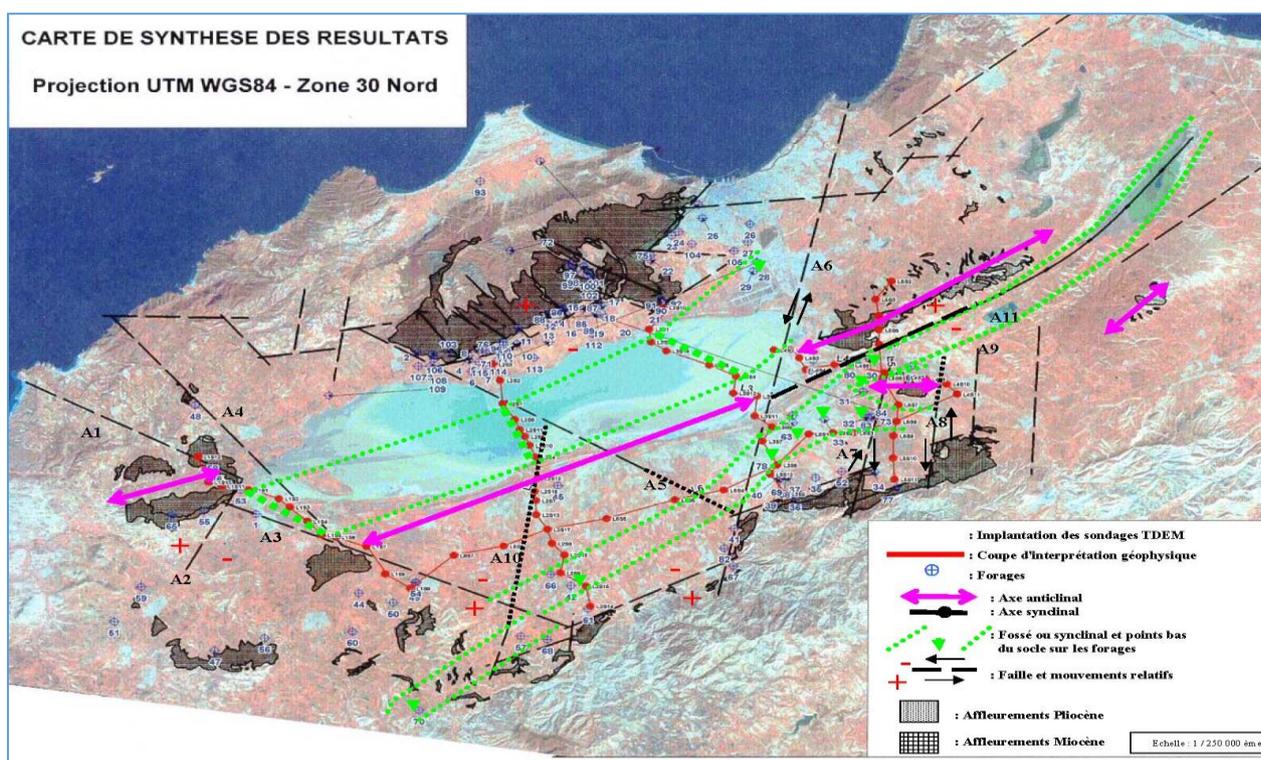


Figure 28 : Carte géophysique de synthèse de la région d'Oran

De ce fait, et à cause de périmètres d'investigation réduits, les interprétations n'ont pas pu avoir une vision globale de la structure d'ensemble du massif. Il n'existe pas d'autres méthodes géophysiques que celle mise en œuvre (hors techniques pétrolières) susceptibles d'affiner ces résultats. Ces points nous ont menés à réfléchir à des représentations aussi fidèles que possible

de la réalité physique du sous-sols par l'utilisation d'outils de modélisation comme l'inversion des données de résistivité électriques des sols, visualisation en 3D en géo-volume, cross-section (Géosection), corrélation entre forage et résistivité (hydro-géophysique).

Au niveau de la limite supérieure de la grande Sebkhia d'Oran, nous avons exploité une compagnie de mesure géophysique par mesures géoélectrique du bureau d'étude B.E.T.E.C.

Dans la nécessité d'établir une cartographie des sols salins des classifications de la FAO ont été élaborées par niveaux de salinité (04 niveaux pour le modèle FAO 1988, 03 niveaux pour le modèle RIVERSIDE 1954, puis 02 niveaux pour les autres modèles (CARTER 1969 et WESTCOTE 1976)). Les résultats d'application sous logiciel SIG MAPINFO sont illustrés selon la figure 29.

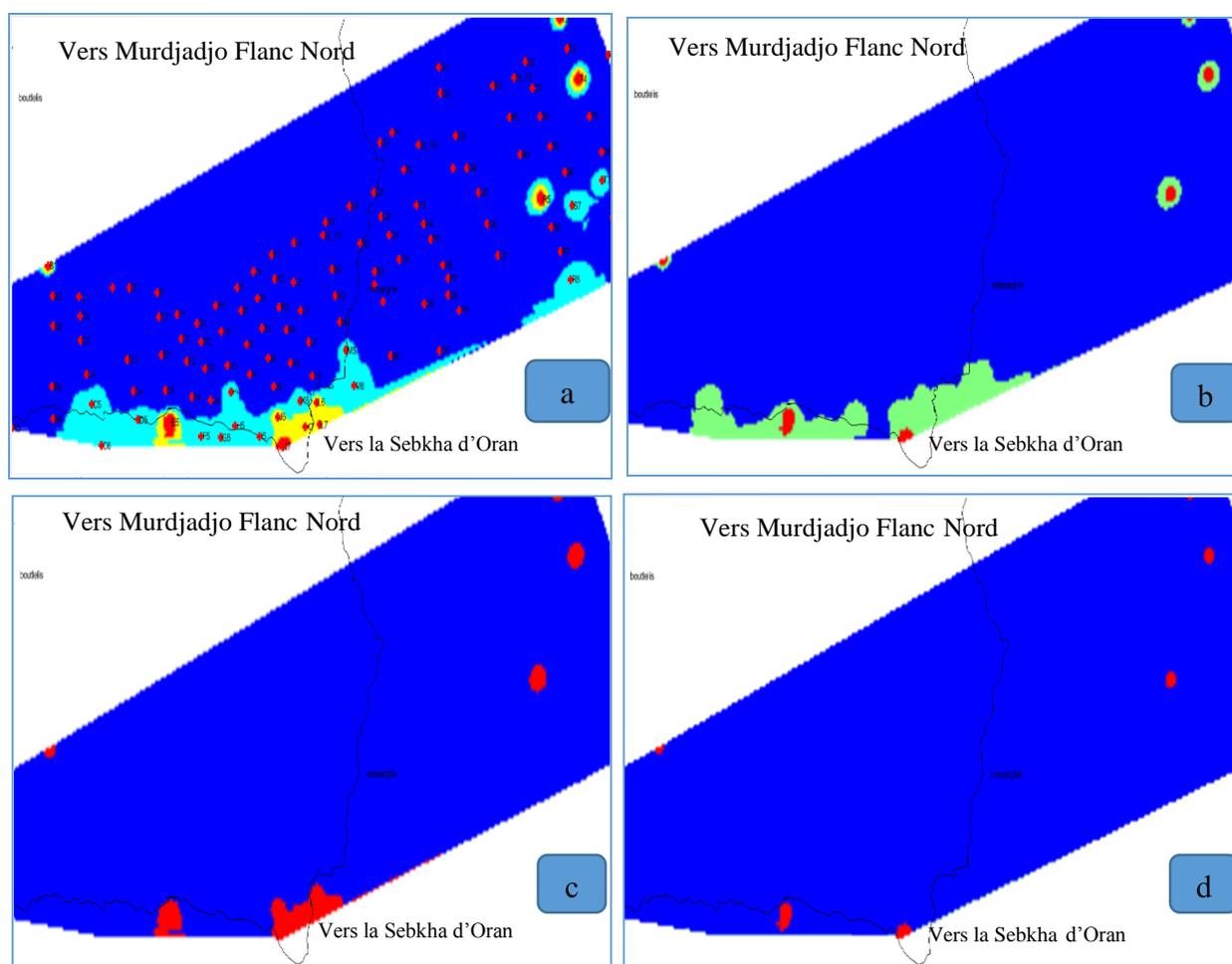


Figure 29 : Classification des sols salins en irrigation selon les méthodes F.A.O : a) FAO 1988, b) RIVERSIDE US 1954, c) CARTER 1969 et enfin d) WESTCOTE 1976

Concernant la partie Nord la Sebkhia d'Oran, on constate bien que les niveaux de salinité selon les quatre modèles suscités se superposent (pôles salins importants) selon une

surestimation des seuils tolérables de salinité entre sols salins et sols alcalins en raison aussi de la limite de séparation entre ces derniers.

La méthode géo-électrique demeure efficace lorsque le sol ne présente pas des lentilles argileuses importantes et des conditions d'humidité favorables. Dès que l'on veut segmenter plus finement en introduisant par exemple l'hydrochimie, on passe souvent à l'électrolyte (eaux saline / roche saline) et par conséquent les niveaux changent selon la lithologie du sous sol, la pression osmotique, la concentration et enfin la température du fluide de contact et de l'eau souterraine.

Pour la partie Sud de la Sebkhah d'Oran (aquifère de Mléta), divers profils géo électriques ont été réalisés selon la compagnie géophysique SOGREAH en 2005 (voir annexe 6 et 7).

Nous avons mis en évidence la connaissance de la géologie du sous-sol et son rapport direct avec la salinisation. Les figures suivantes à titre d'exemple montrent la disposition des profils géo-électriques L1, L2 et L6 (figure 30).

On note que le profil géo électrique « L1 » est mal-calibré pour le sondage 10 nécessitant des corrections par des forages de reconnaissance. Le domaine des résistivités est compris entre 60 et 180 Ohm*m correspondant au domaine des calcaires lutélien.

On remarque que la résistivité électrique augmente avec la profondeur d'investigation pour les profils L1 et L2. Par contre, la résistivité du profil L6 diminue pour les trois sondages électriques allant de 500 à 200 mètres de profondeur puis se stabilisent sur le long du profil (sondages : 4, 5, 6, 7 et 8) qui dépassent légèrement les 50 Oh*m (substratum marneux).

La réalisation des géosections en réalisant le projet « PROJECT MANAGER » sous Discover 3D - MAPINFO (figure 31).

Une structuration de données adéquate a été implémentée suivi d'une stratification en couches d'information utiles pour une représentation 3D du sous sols de l'aquifère de Mléta (forages, lithologie, données géophysiques, hydrochimiques).

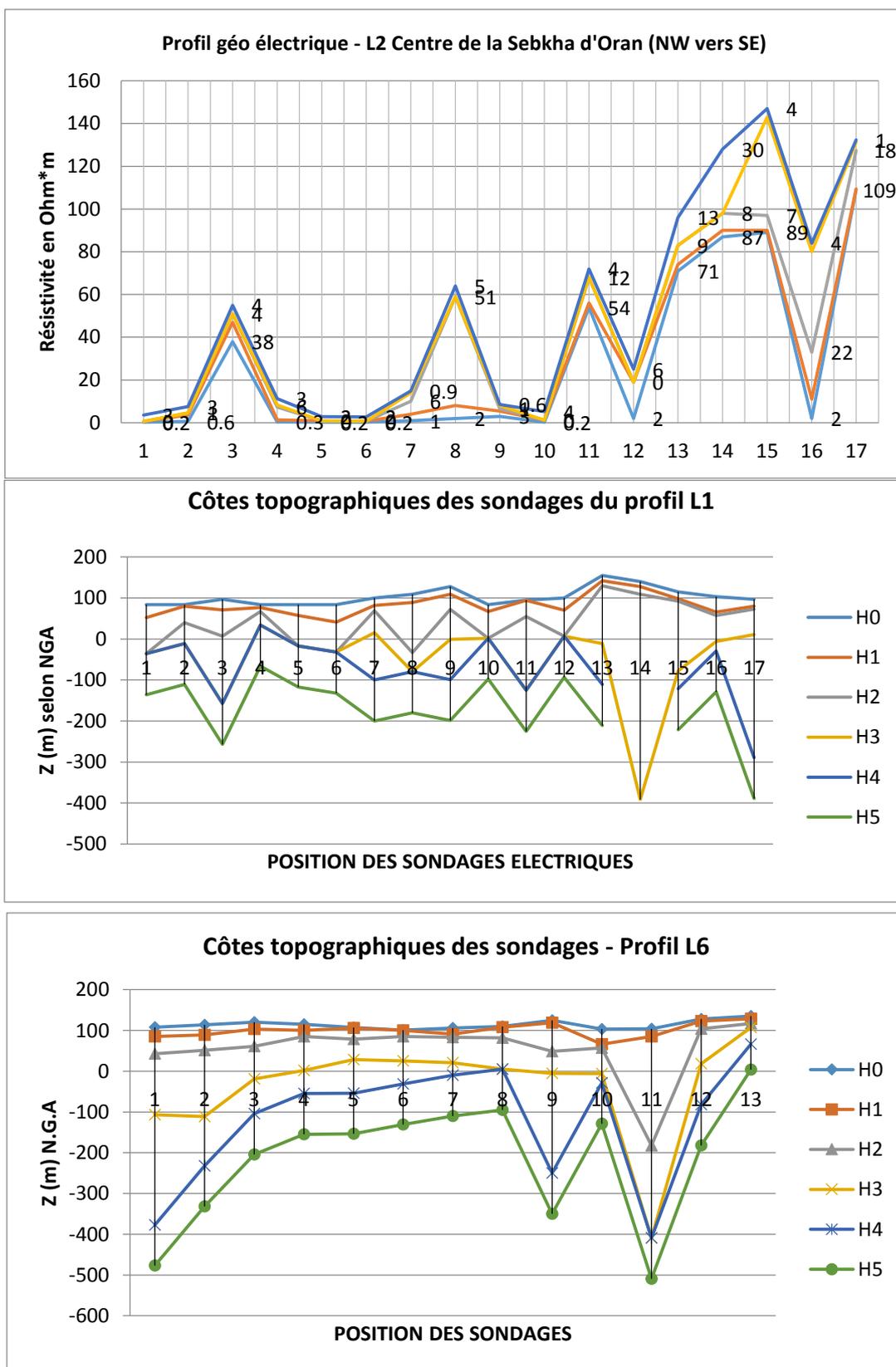


Figure 30 : Exemples des profils géo-électriques selon les sondages modélisés

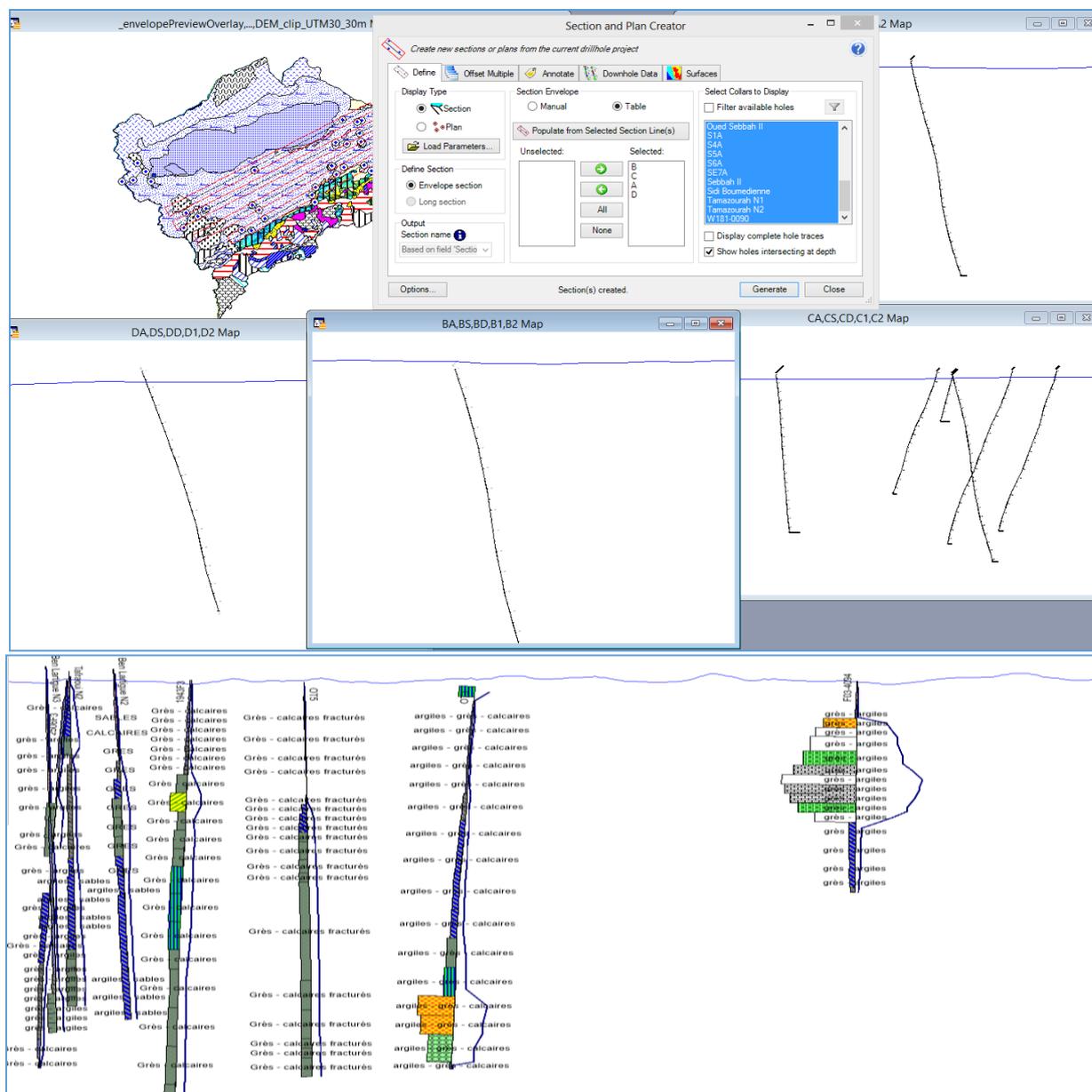


Figure 31 : Représentation des résistivités apparentes en 3D associés à la lithologie

Différents logs de résistivité électrique sont réalisés à l'aide des requêtes spatiales en 3D pour l'aquifère de Mléta (figure 32). On constate des contrastes de résistivité pour les 100 premiers mètres pour l'étude des continuités stratigraphiques des formations salines (inversion en conductivité électrique).

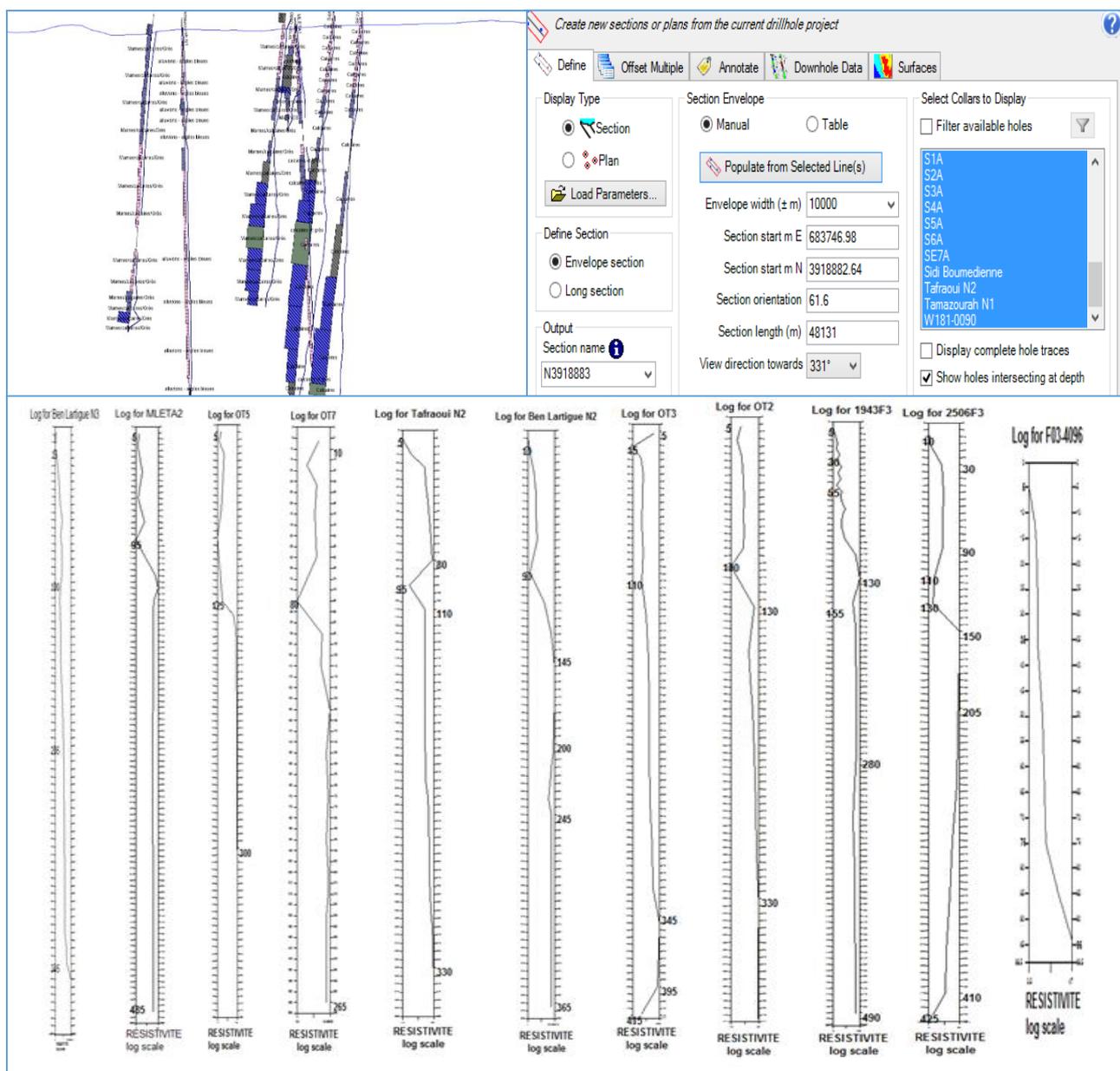


Figure 32 : Logs de résistivité électrique des forages hydrogéologiques de la Mléta

Les résultats montrent que la majorité des forages subissent une augmentation de la résistivité apparente pour des profondeurs de plus de 150 mètres. Les données électromagnétiques pourront s'affranchir des limites induites des configurations géophysiques inadaptées surtout pour la totalité du bassin versant de la Sebkha. Un atout majeur serait d'utiliser ce type d'information (susceptibilité magnétique et polarisation spontanée ainsi que d'autres paramètres très utiles pour l'inversion directement) et cela pour obtenir la conductivité électrique à des profondeurs importantes ce que l'investigation satellitaire (géophysique externe) ne le permette pas en géophysique interne.

Pour remédier à la problématique de la modélisation tridimensionnelle de la salinité, nous avons fait appel à la modélisation hydro-stratigraphique sous logiciel LeapFrog Géo Hydrothermal dédié à la modélisation 3D implicite des réservoirs géologiques (figure 33).

Pour ce faire, nous avons structuré une base de données hydrogéophysique sous forme de profils de résistivité des terrains pour être modélisé par inversion des résistivités électrique apparentes. Leapfrog Geo utilise FastRBF™, un algorithme mathématique développé à partir de fonctions de base radiale.

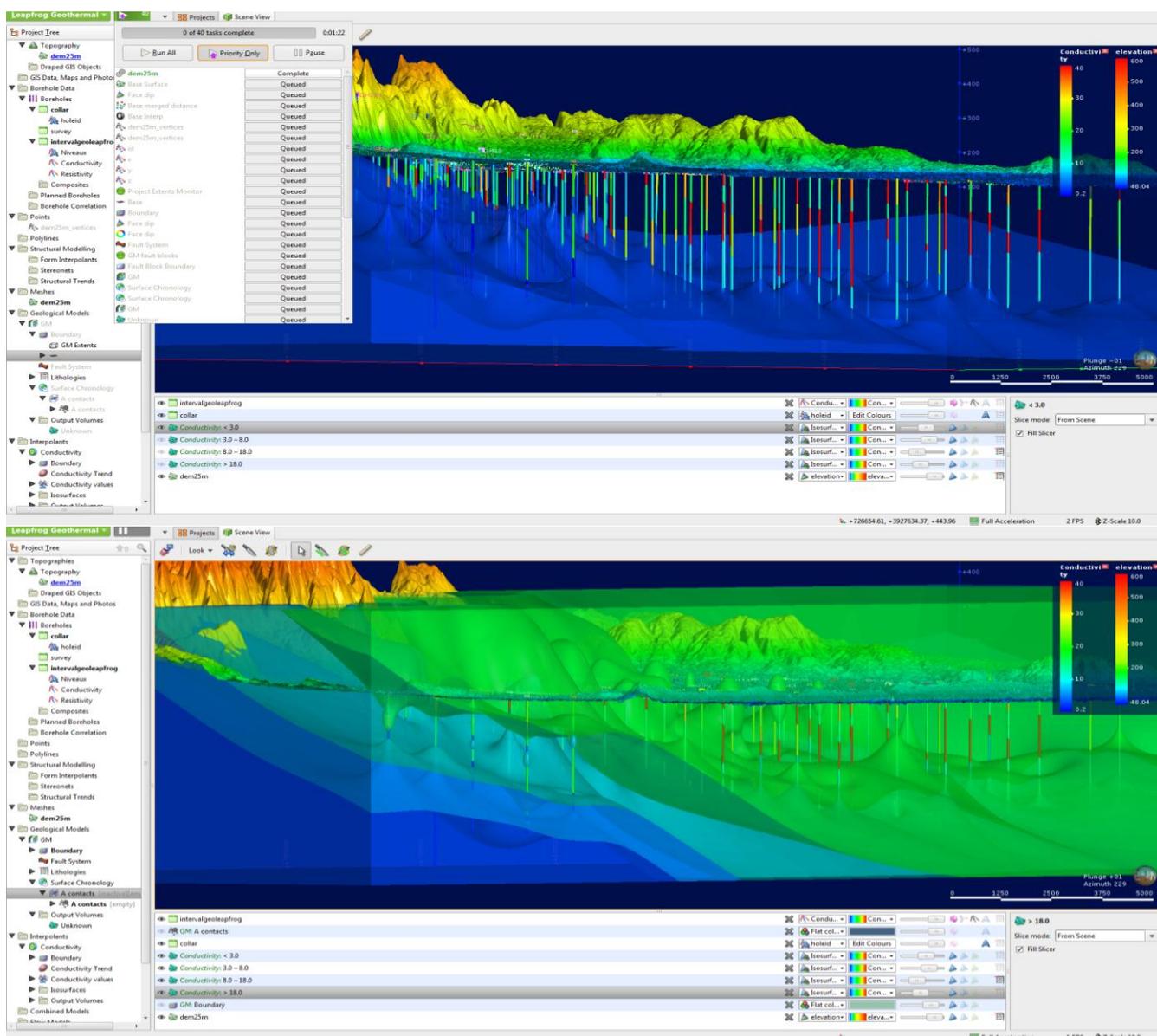


Figure 33 : Cartographie hydro-stratigraphique et géomodélisation des sels

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

Un exemple de structuration de la base de données hydrogéophysique est implémenté sous Leapfrog Geo pour des fins de cartographie et d'analyse spatiale en 3D (figure 34)

survey - Bloc-notes				geology - Bloc-notes				Collars - Bloc-notes			
Fichier	Edition	Format	Affichage ?	Fichier	Edition	Format	Affichage ?	Fichier	Edition	Format	Affichage ?
holeid	depth	dip	azimuth	holeid	from	to	lithology	holeid	x	y	z
DH01	501.000	70.000	120.000	DH01	0.00	11.50	TV	DH01	736397.0		3948252.0
DH02	564.600	70.000	150.000	DH01	11.50	29.00	MS	DH02	734172.0		3933607.0
DH03	430.400	70.000	125.650	DH01	29.00	132.00	MC	DH03	722539.0		3934757.0
DH04	55.500	70.000	111.430	DH01	132.00	154.00	MS	DH04	730388.0		3933129.0
DH05	128.140	70.000	111.430	DH01	154.00	207.00	AM	DH05	726696.0		3932753.0
DH06	28.700	70.000	110.110	DH01	207.00	334.00	AM	DH06	729305.0		3945642.0
DH07	430.400	70.000	147.540	DH01	334.00	352.00	GC	DH07	722405.0		3932641.0
DH08	400.000	70.000	147.540	DH01	352.00	403.00	CS	DH08	731106.0		3949752.0
DH09	50.000	70.000	200.290	DH01	403.00	501.00	MC	DH09	742577.0		3942617.0
DH10	160.000	70.000	115.290	DH02	0.00	14.00	AS	DH10	709730.0		3924750.0
DH11	150.000	80.000	154.000	DH02	14.00	31.00	G	DH11	711548.0		3920686.0
DH12	116.000	80.000	156.000	DH02	31.00	45.00	AS	DH12	689353.0		3918498.0
DH13	226.000	80.000	162.000	DH02	45.00	62.00	G	DH13	730883.0		3946108.0
DH14	255.000	83.000	150.000	DH02	62.00	125.00	AS	DH14	726442.0		3938832.0
DH15	462.000	84.000	167.000	DH02	125.00	146.00	MC	DH15	725333.0		3934354.0
DH16	391.000	81.000	150.000	DH02	146.00	196.00	C	DH16	740992.0		3941926.0
DH17	334.100	84.000	154.000	DH02	196.00	203.00	AG	DH17	751615.0		3934351.0
DH18	151.050	82.000	151.000	DH02	203.00	251.00	AM	DH18	752409.0		3940092.0
DH19	253.000	83.000	163.000	DH02	251.00	337.00	AMS	DH19	741249.0		3936146.0
DH20	205.000	80.000	162.000	DH02	337.00	463.00	AM	DH20	752138.0		3944722.0
DH21	390.500	84.000	160.000	DH02	463.00	564.60	AMS	DH21	747023.0		3941227.0
DH22	362.300	81.000	166.000	DH03	0.00	10.00	AG	DH22	724303.0		3933989.0
DH23	430.400	85.000	154.000	DH03	10.00	13.00	G	DH23	725339.0		3934757.0
DH24	401.800	85.000	160.000	DH03	13.00	19.00	A	DH24	731182.0		3937559.0
DH25	50.000	81.000	170.000	DH03	19.00	29.00	G	DH25	732692.0		3940044.0
DH26	56.500	81.000	158.000	DH03	29.00	38.00	A	DH26	734006.0		3943318.0
DH27	120.000	85.000	154.000	DH03	38.00	64.00	G	DH27	723880.0		3929603.0
DH28	12.000	81.000	150.000	DH03	64.00	75.00	AS	DH28	698112.0		3916260.0
DH29	56.750	82.000	151.000	DH03	75.00	88.00	A	DH29	702258.0		3919997.0
DH30	175.000	82.000	160.000	DH03	88.00	92.00	G	DH30	736710.0		3935683.0
DH31	400.000	80.000	150.000	DH03	92.00	178.00	A	DH31	723037.0		3936486.0
DH32	154.000	80.000	151.000	DH03	178.00	198.00	AS	DH32	687049.0		3919313.0
DH33	424.000	84.000	163.000	DH03	198.00	237.00	A	DH33	717312.0		3929261.0
DH34	418.000	84.000	152.000	DH03	237.00	310.00	AM	DH34	720295.0		3934129.0
DH35	417.000	81.000	155.000	DH03	310.00	369.00	AMS	DH35	723507.0		3939261.0
DH36	220.000	83.000	157.000	DH03	369.00	430.40	G	DH36	727707.0		3936058.0

Figure 34 : Structuration d'une BD hydrogéophysique sous LeapFrog Geo

Un savoir faire et une expertise de haut niveau dans les domaines des géosciences est requis pour l'apprentissage et l'utilisation conjointe du logiciel LeapFrog Geo. La mise à jour des données thématiques se fait automatiquement par le modèle conceptuel géologique intégré au logiciel par l'utilisation des passerelles informatiques (formats d'échange). Les compartiments salins de l'aquifère de Mléta ont été identifiés en termes de géovolume. On constate une bonne partie non affectée par la salinisation des sols qui se localise principalement sous les montagnes de Tessala vers la sebkha d'Oran et deviennent susceptible d'être affectée par la salinité des sols dès qu'on se rapproche de la Sebkha. Du point de vue géologique, on passe d'un milieu confiné (fermé) réducteur avec des sols carbonatées vers un milieu drainé oxydant ou conducteur des sols chlore-sulfatés, améliorant la stratigraphie par modélisation discrète et la modélisation numérique géologique.

On conclut que la complexité du problème de salinisation des eaux souterraines au niveau de l'aquifère de Mléta est traduite par le rapport entre pluviosité/évaporation présentant l'état de confinement du milieu. A l'intérieur d'une même zone climatique, il peut alors induire de forte salinisation vis-à-vis des conditions géochimiques régionales. La silice à titre d'exemple participe selon toute vraisemblance à des néoformations (Constructions purement minérales) ou à des transformations argileuses (la kaolinite se transforme en montmorillonite lorsque l'eau souterraine se concentre par évaporation). Pour des fins de validation et de comparaison, nous nous sommes aussi intéressés au bilan hydrochimique de l'aquifère Mléta – Oran par les diagrammes et rapport caractéristiques.

IV.3.4 Spatialisation de la salinité par l'apport des diagrammes hydrochimiques

Nous avons jugé utile d'utiliser les diagrammes hydrochimiques pour la validation des résultats de la spatialisation de la salinisation des sols sur l'aquifère cible de Mléta (Oran). Pour cela, différents diagrammes ont été modélisés à savoir :

- **Diagramme de Schoëller - Berkaloff**

Le diagramme de Schoëller - Berkaloff permet de représenter le faciès chimique de plusieurs échantillons d'eaux à la fois. Chaque échantillon est représenté par une ligne brisée. La concentration de chaque élément chimique est figurée par une ligne verticale en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points qui représentent les différents éléments chimiques (points d'eau de l'aquifère de Mléta).

Un groupe d'eau de minéralisation variable (parmi les plus représentatif des 50 mesures effectuées seul 34 points d'eau ont été validés) mais dont les proportions sont les mêmes pour les éléments dissous, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, un changement de faciès chimique est mis en évidence (figure 35).

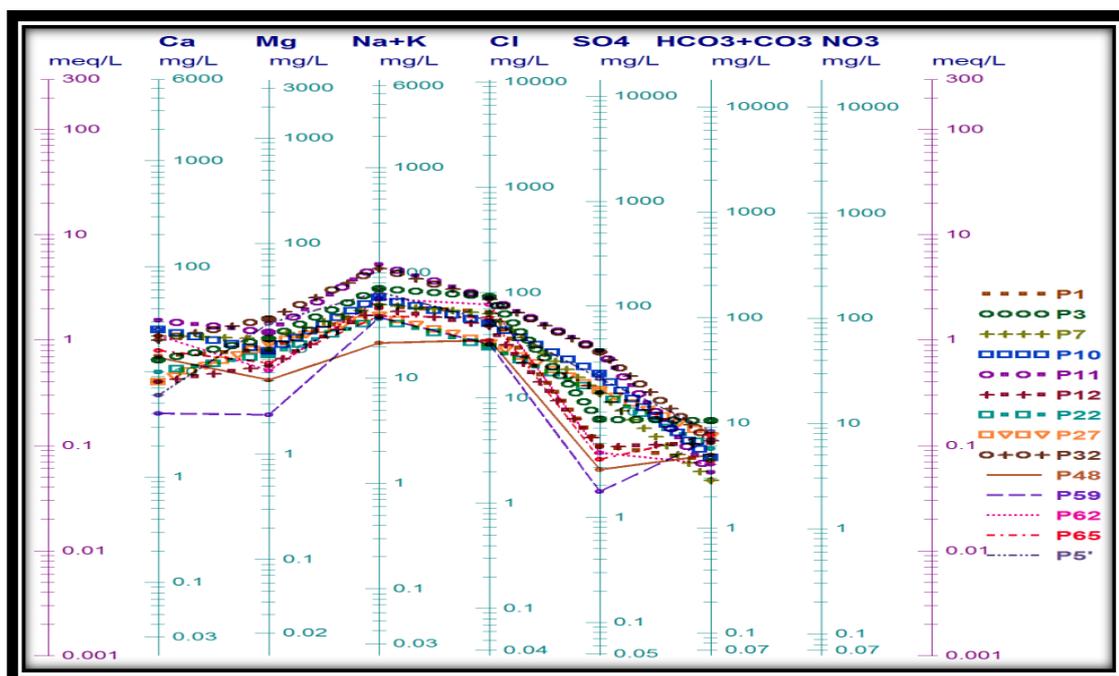


Figure 35 : Diagramme de Schoëller - Berkaloff - Aquifère de Mléta

Par conséquent, tous les points d'eau sont utilisés pour les autres diagrammes pour mieux exploiter les résultats de spatialisation de salinisation des sols avec les techniques de l'hydrochimie et les indices de salinité issus des capteurs satellitaires.

- **Diagramme de Piper**

Pour l'interprétation du chimisme des eaux, nous avons utilisé le diagramme Piper. Le diagramme triangulaire Piper donne les faciès chimiques des eaux à partir des quantités en réaction exprimées en pourcent. La représentation des teneurs en ions majeurs sur le diagramme de Piper permet de distinguer trois groupes d'eaux (figure 36).

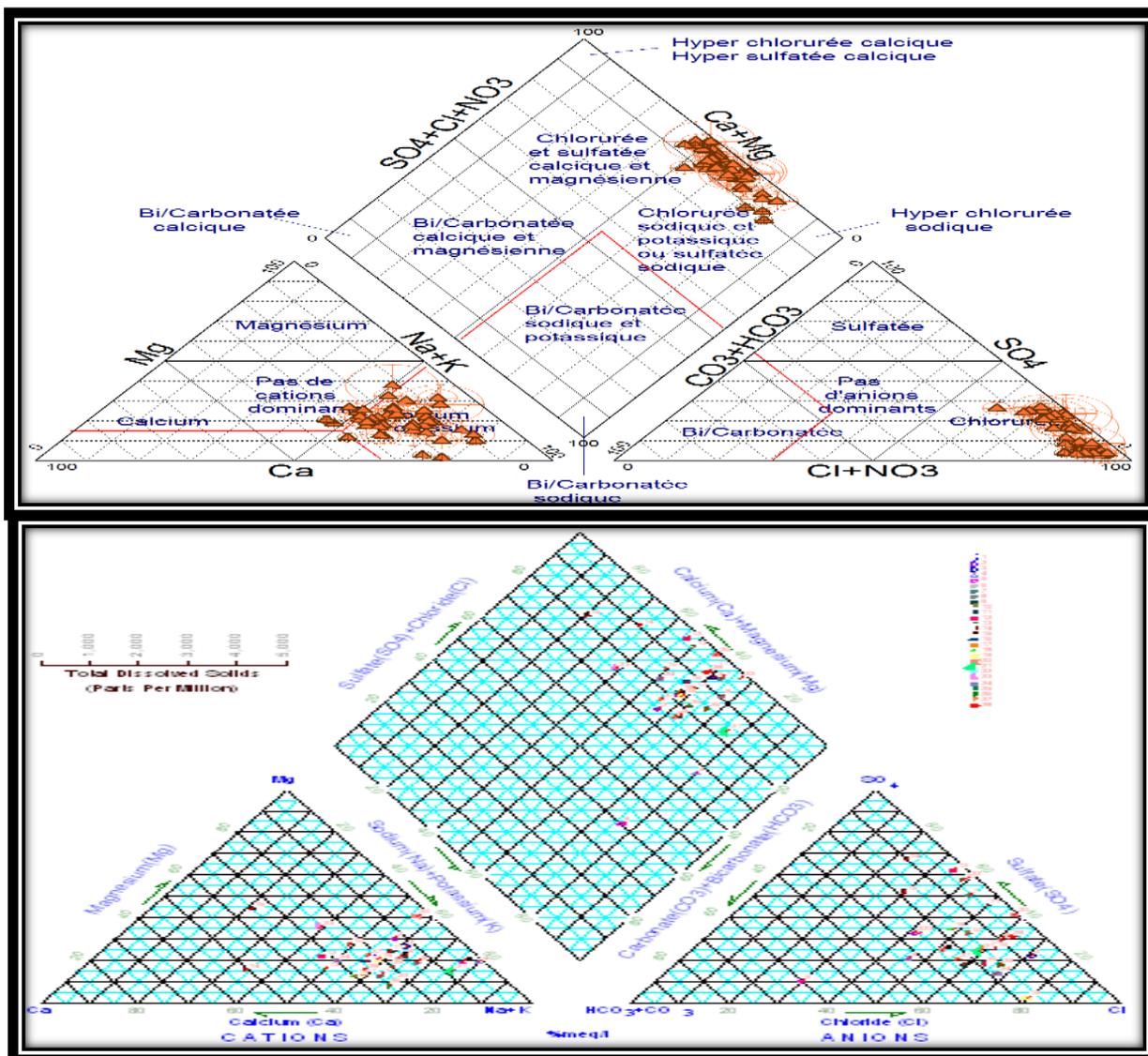


Figure 36 : Diagramme de Piper pour les aquifères Mléta et Es-Sénia

D'après les diagrammes réalisés, on note l'existence d'un faciès chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique pour la majorité des eaux de forage indiquant un contact important avec les évaporites du Trias, non visible à l'affleurement, qui jalonnent le système de faille à proximité de la Grande Sebkhah d'Oran.

En général, c'est une caractéristique d'une mise en solution des évaporites contenues dans la roche réservoir (l'halite étant un minéral prépondérant dans les évaporites) ou d'un retour d'eau des sols irrigués. Les analyses ont été modélisées sous logiciel Aquachem pour l'aquifère d'Es-Sénia (Oran) et sous logiciel Diagramme pour l'aquifère de Mléta (Oran).

- **Calcul du RSC (Résiduel Sodium Carbonates)**

Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, le concept d'alcalinité résiduelle est utilisé. Le concept d'alcalinité résiduelle a été généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux [136]. L'alcalinité résiduelle est calculée en soustrayant à l'alcalinité les équivalents de cations et en additionnant les équivalents d'anions qui sont impliqués dans les précipitations. Elle est le plus souvent considérée par rapport à la précipitation de calcite et de sépiolite, et correspond à la définition du concept de Résiduel Sodium Carbonates (RSC) utilisé suite aux travaux d' [137] et de [11] ; [138].

$$\text{RSC} = \text{Alcalinité carbonate} - \text{Ca} - \text{Mg} \quad (\text{IV.8})$$

Avec : Alcalinité carbonate (HCO_3), Ca et Mg en (meq/l).

Si le RSC est positif, c'est la voie alcaline relative à la précipitation de calcite/sépiolite, dans le cas contraire ($\text{RSC} < 0$), c'est la voie saline neutre. Deux cas peuvent se présenter :

- ✓ L'alcalinité résiduelle devient positive suite à l'addition des sulfates relatifs à la précipitation du gypse, c'est la voie saline neutre à dominances sulfatées ;
- ✓ L'alcalinité résiduelle devient négative même par addition des sulfates, on parle alors de la voie saline neutre à dominance chlorurée.

L'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation en se basant uniquement sur le SAR minimise très souvent le risque de sodisation et d'alcalinisation de ces eaux lorsque le faciès chimique n'est pas chloruré. C'est pourquoi on a tenu compte de l'alcalinité résiduelle comme une autre approche dans l'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation.

- **Diagramme de Riverside**

Le diagramme de Riverside est construit en croisant le SAR (Sodium Absorption Ratio) calculé et la conductivité mesurée. Les points expérimentaux sont reportés dans le diagramme, et l'indice croisé Cn-Sn est obtenu. L'application numérique sous logiciel Diagramme nous donne les résultats illustrés dans la figure 37 après constitution du fichier de base de données de l'hydrochimie de l'aquifère Mléta.

D'après les résultats mentionnés, on constate que la majorité des points d'eau sont classés dans les classes C2-S1 (moyenne salinité) et C3-S1 (forte salinité) sans avoir une classe faible pour le danger d'alcalinisation (SAR).

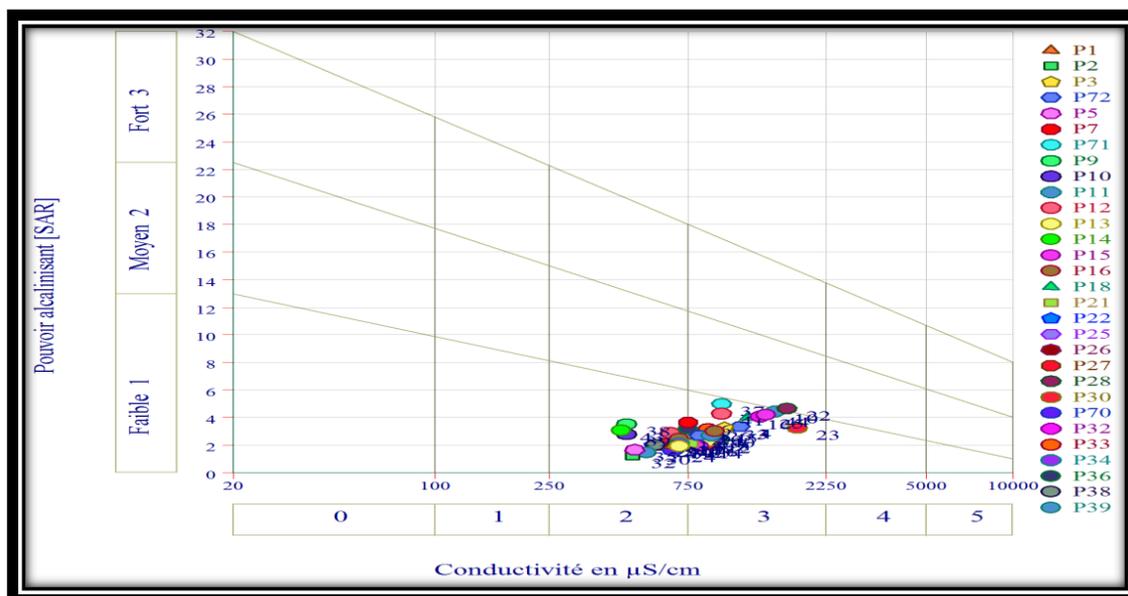


Figure 37 : Diagramme (Riverside) de classification de la salinité – Aquifère Mléta

- **Solubilité d'équilibre Calcite-Gypse**

Les eaux d'irrigation sont saturées par rapport à la calcite, mais sous-saturée par rapport au gypse. Conformément à l'équilibre des eaux par rapport à la calcite, les carbonates évoluent moins vite que le facteur de concentration par dissolution et précipitation de calcite. Le bilan fait apparaître une précipitation dominante de calcite pour les eaux de la nappe, à l'exception de quelques échantillons les moins concentrés.

L'alcalinité résiduelle (carbonates-Ca+SO₄) apparaît positive (figure 38). La composition de la solution du sol évolue alors conformément au concept d'alcalinité résiduelle ; l'alcalinité carbonatée et les sulfates augmentent tandis que le calcium est fortement contrôlé par la précipitation simultanée de gypse et de calcite. Les tendances évolutives sont correctement restituées pour SO₄, mais sont sous-estimées pour Ca et les carbonates, ou sur-estimées pour Mg.

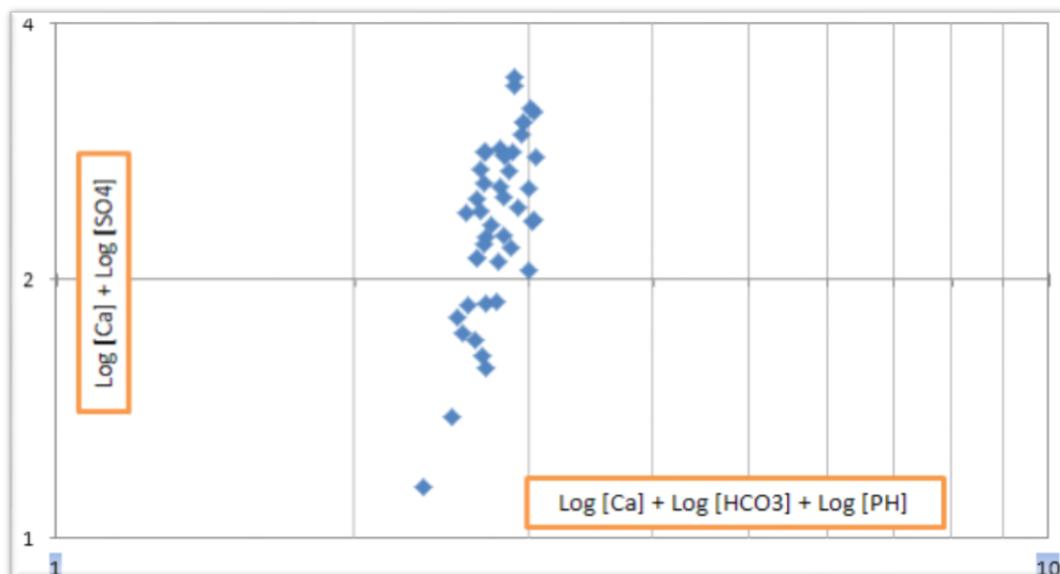


Figure 38 : Solubilité d'équilibre entre la calcite et le gypse – Aquifère Mléta

- **Rapports ioniques caractéristiques**

En effet, les échanges cationiques qui s'opèrent dans les argiles enrichissent les sols en sels (sols à croûtes). Ce type de salinisation affecte les régions à climat semi-aride. On citera par exemple les corrélations suivantes :

Le calcium, le magnésium et le sodium sont les cations les plus fréquents dans les eaux de surface et souterraines. Ils dépendent principalement de la géologie (dépôts de carbonates ou de gypse présents, etc.). La majorité des points d'eau montre une assez bonne corrélation linéaire (figure 39 -a).

La sensible diversité de la répartition des points d'eau semble en rapport avec un mélange d'eaux saumâtres. Par ailleurs, le sodium joue un rôle dans le maintien de la perméabilité des sols pour l'irrigation. Les proportions relatives en (Na + K) et (Ca + Mg) sont déterminantes. Ces teneurs évaluées pour les points d'eaux échantillonnés révèlent que 22 forages excèdent les 60% marquent un risque élevé de retour d'eaux d'irrigation et une salinisation des sols dans le secteur Sud-Ouest de la Grande Sebkhah d'Oran. Ces résultats sont corroborés avec le SAR.

La corrélation est voisine de 53.6% entre Cl^-/Na^+ et Ca^{++}/SO_4^{--} selon (figure 39-b). Le rapport Cl/Na de la presque totalité des eaux, en minimum se situe entre 0,6 et 1,7 meq/l indiquant une salinisation généralisée des eaux, soit, à partir des sels minéraux, soit, de l'intrusion du plan d'eau salée dans la l'aquifère de Mléta (Oran). Par conséquent, le rapport

Ca / Mg est caractéristique de l'acidité du milieu. Sa faible valeur indique l'appauvrissement des eaux en Ca^{2+} qui provoque une augmentation en bicarbonates HCO_3^- (figure 39-c).

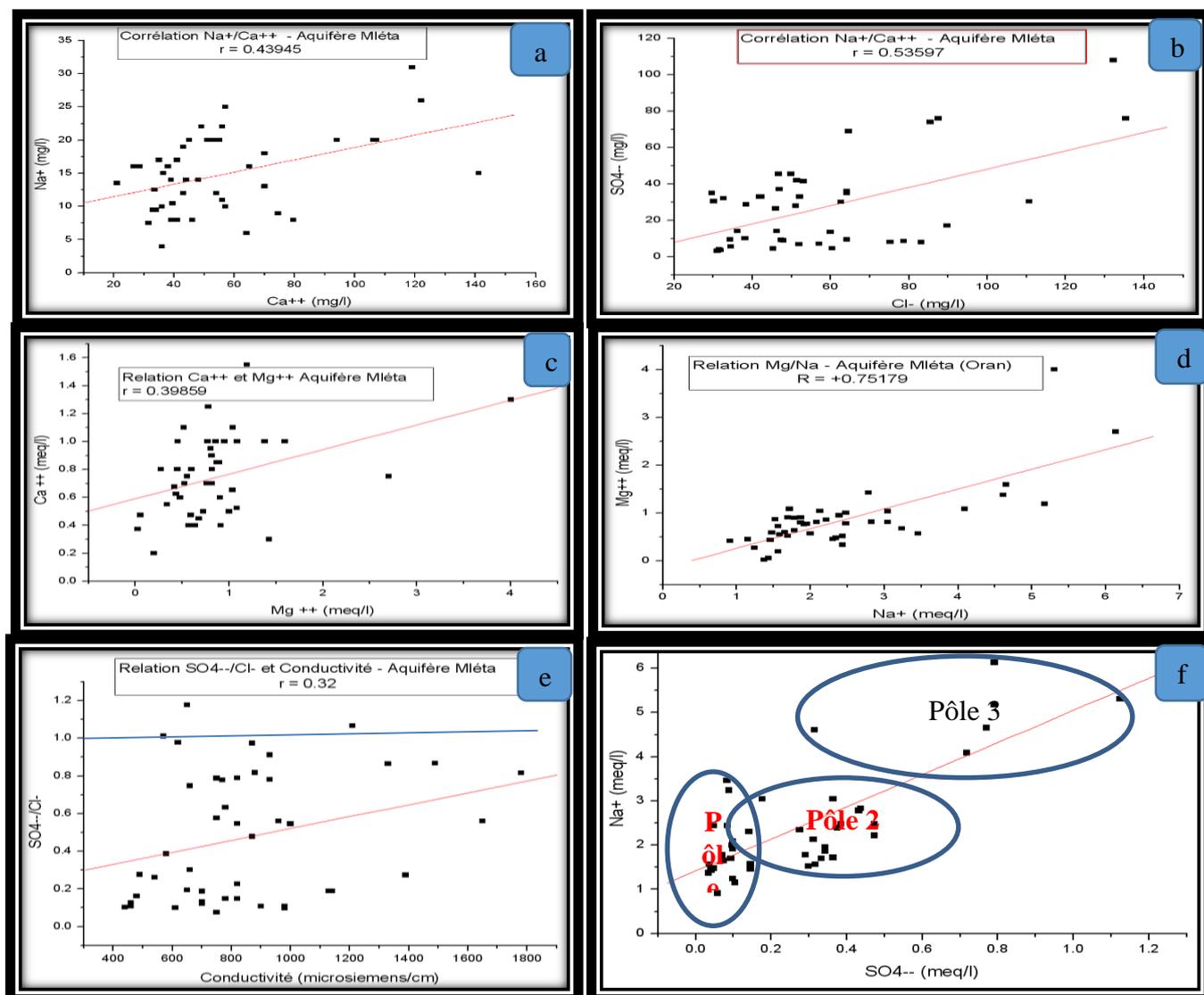


Figure 39 : Exemple des rapports ioniques caractéristiques

Une forte corrélation entre Mg et Na est observée ce qui confirme un échange de base probable entre le Sodium et Magnésium. Une corrélation de 75% est observée (figure 39-d). On remarque aussi que la conductivité est influencée par les chlorures que par les sulfates (rapport inférieur à 1). Il y'a dominance de calcaire par rapport au gypse. Les valeurs de conductivité les plus élevées sont observées au niveau du Messinien (marno-calcaire).

Les résultats de corrélation entre le rapport $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ et la conductivité électrique sont donnés (figure 39-e). En revanche, le graphe montre une bonne corrélation de 75.12% présentant une bonne continuité indiquant que les deux éléments chimiques ont un faciès

sulfaté sodique en trois pôles en évolution (figure 39-f).

• **Détermination par rapports ioniques de l'origine de salinité**

L'échange de base dans les formations géologiques de tous les points d'eau sur le diagramme, indique un déficit partiel en Na^+ et en Ca^{++} , par contre un excès en Cl^- et en Ca^{++} puisqu'il appartient au faciès chlorurée sodique (figure 40-a).

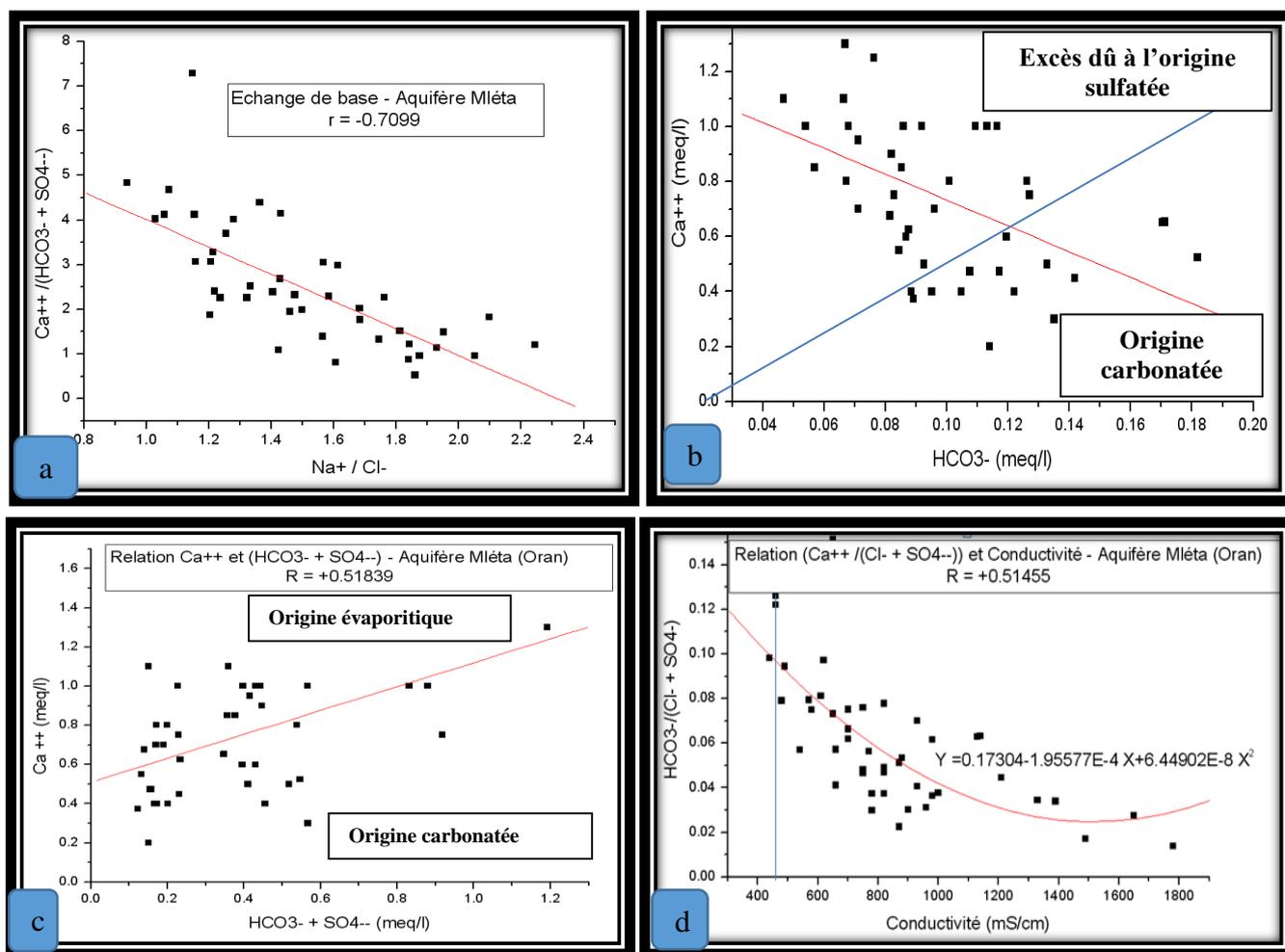


Figure 40 : Origine de salinité par rapports ioniques

L'échange de base entre les eaux de la nappe et les formations argileuses se fait par l'équilibre chimique. Ce chimisme est lié à la nature lithologique de l'aquifère par la dissolution des formations géologiques perméables. Il s'agit des formations évaporitiques et carbonatées. De plus, il est en relation avec le régime pluviométrique, à l'évaporation intense, au pompage, à l'irrigation et à l'utilisation intensive et extensive des engrais.

En outre, il existe une évolution du calcium en fonction des bicarbonates. Les points se positionnant sur la droite de la pente indiquent l'origine carbonatée des ions du calcium.

Cependant, les autres points montrent un excès du calcium suite à la dissolution du gypse (figure 40-b). Lorsque la conductivité croît, le faciès chimique passe du type (Ca, Cl) au type (Na, Cl). On note une tendance croissante de la conductivité électrique beaucoup plus due aux sulfates qu'aux chlorures (figure 40-c).

La représentation graphique des points d'eau sur le digramme montre une diminution du rapport en fonction de la conductivité électrique suite à la dissolution des formations salifères qui se fait sentir à partir de 480 micros siemens/cm (figure 40-d). La fonction polynomiale du deuxième ordre exprime la fonction de pédotransfert de l'origine de salinité en fonctions des rapports caractéristiques.

IV.3.5 Extraction des paramètres biophysiques par télédétection

- **Pression de vapeur d'eau saturante**

En effet, le calcul du paramètre physique « **pression de vapeur d'eau saturante** » sous le module Algèbre d'image - IDRISI est donnée selon l'équation empirique (Ward & William J. Elliot, 1995) :

$$E_s(t) = e^{(716.78 * T - 116.9 / (237.5 + T))} \quad (IV.9)$$

Avec : **Es (t)** : Pression de vapeur d'eau saturante (kPa). **T** : Température en (C°)

- **Chaleur latente de vaporisation**

La spatialisation numérique de ce paramètre physique est donnée selon la formule suivante :

$$\lambda = [(2.501 - 0.002361 * (T_s - 273)) * 10^{-6}] \quad (IV.10)$$

Avec : λ = Chaleur latente de vaporisation (J kg⁻¹) / T_s = Températures de surface (°K).

Les résultats de calculs sous IDRISI montrent des valeurs comprises entre 2.3*10⁻⁶ et 2.3*10⁻⁶ Joules/Kg pour la saison sèche (09/05/2009).

Les valeurs faibles coïncident avec les sols salins (lessivage des sels) au niveau des coteaux d'El Hamoul et près des réseaux hydrographiques (figure 41). On remarque que cet effet n'est pas marquant pour l'aquifère de Murdjadjo au Nord.

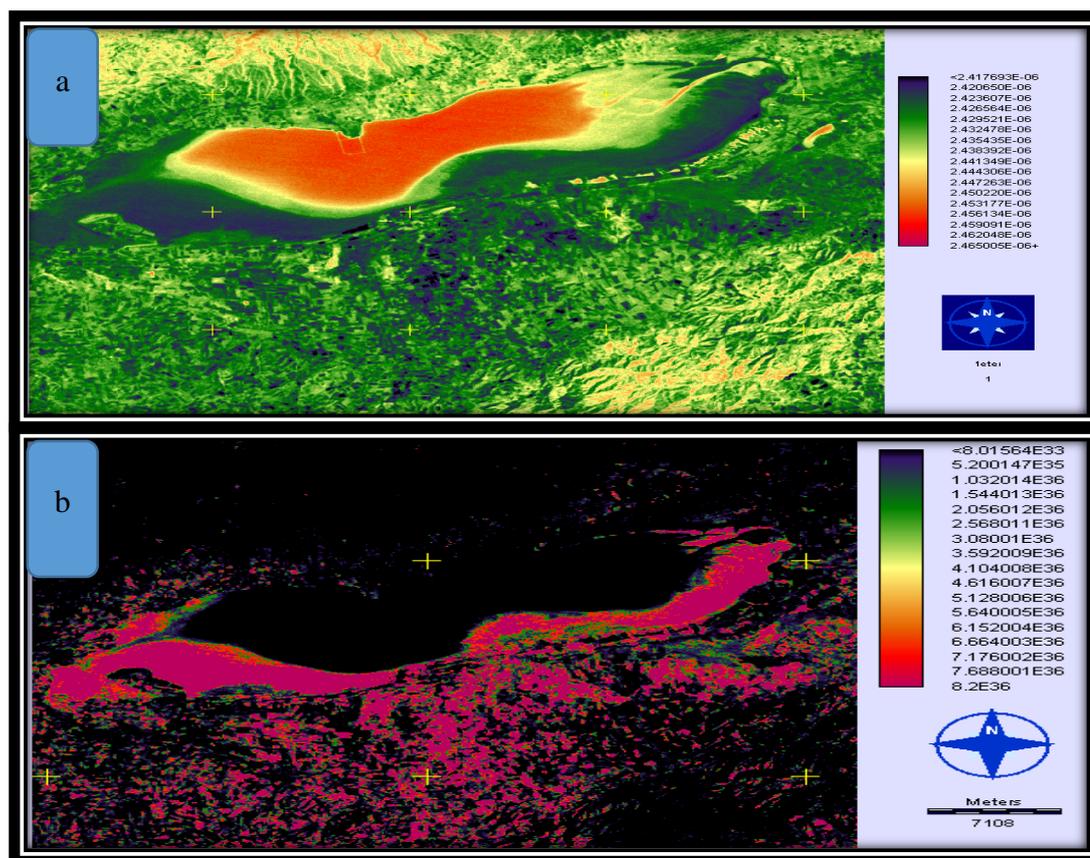


Figure 41 : Spatialisation de la pression de vapeur d'eau (a) et la chaleur latente de vaporisation (b)

- **Constante diélectrique (permittivité diélectrique)**

La constante diélectrique nommée permittivité du vide ou encore permittivité diélectrique du vide, est une constante physique. Elle est notée par ϵ_0 . Elle se définit comme le rapport entre la permittivité ϵ du matériau considéré et la permittivité du vide. Sa formulation mathématique est donnée comme suit : $\epsilon_0 = (1/\mu_0) * C^2$ (IV.11)

Avec : μ_0 : constante magnétique et C : vitesse de la lumière dans le vide. Dans le système SI, ϵ_0 a pour valeur : $\epsilon_0 = 8.854187817 * 10^{-12} \text{ F}\cdot\text{m}^{-1}$.

Au niveau microscopique, le constant diélectrique est lié à la polarisabilité électrique des molécules constituant le milieu. C'est une grandeur tensorielle (la réponse du matériau peut dépendre de l'orientation des axes cristallographiques du matériau), qui se réduit à un scalaire dans les milieux isotropes. Elle est de forme complexe, la partie imaginaire étant liée au phénomène d'absorption ou d'émission du champ électromagnétique par le matériau.

La figure 42 illustre la spatialisation de cette variable biophysique sous IDRISI.

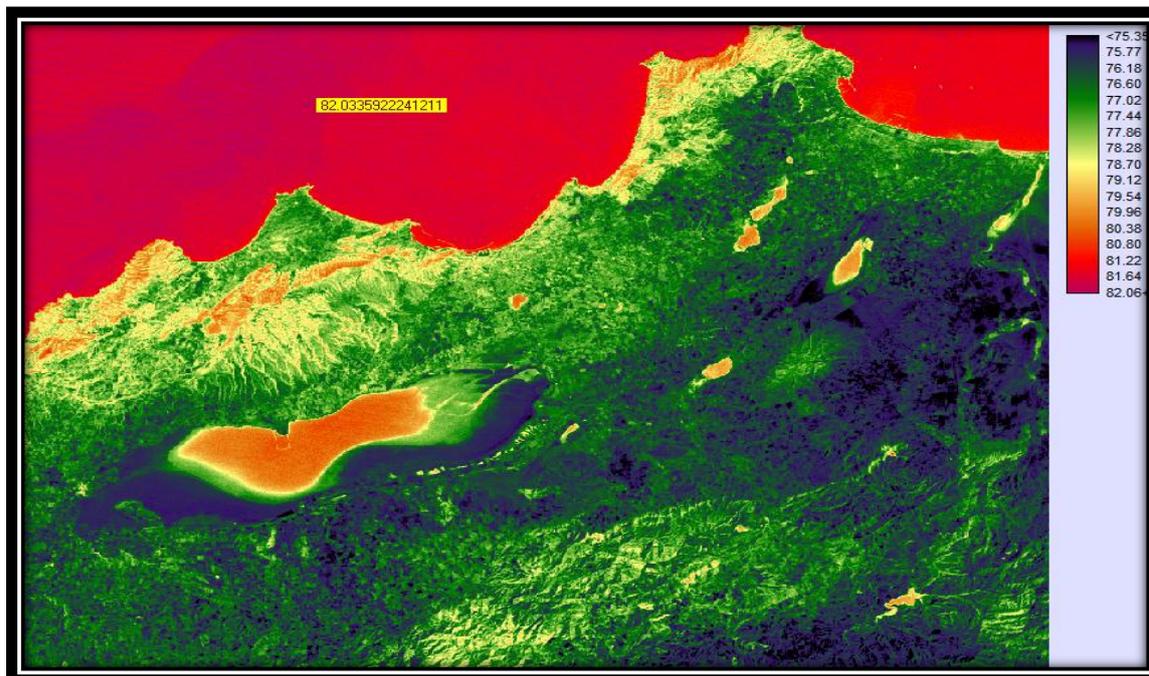


Figure 42 : Cartographie du constant diélectrique de la région d'Oran

IV.3.6 Cartographie de la salinité par géostatistique

Pour la spatialisation 2D de la salinité des sols, un variogramme expérimental a été établi sur la totalité de l'aquifère Es-Sénia avec une distance de huit (08) km dont l'intérêt est d'établir le variogramme sur une distance maximale permise offrant la possibilité d'interpréter la structure spatiale de la salinité sur une grande surface. On a exploité les fonctionnalités IDRISI avec son module géostatistique implémenté « GSTAT ». Le variogramme expérimental montre un déploiement régulier de la salinité de façon exponentielle jusqu'à atteindre une portée de 20.23 micro siemens/cm et un palier de 0.4577 (variance $V(x)=0.45$) à partir duquel la variance commence à diminuer, ce qui témoigne de la bonne structure de la salinité. Ensuite, la courbe régresse légèrement à cause de la remontée de la nappe alluviale d'Es-Sénia en période des hautes eaux.

L'interpolation utilisée pour la spatialisation de la conductivité hydraulique est de type krigeage, dont le calcul se fera autour d'un voisinage de point, il n'est pas nécessaire d'ajuster le variogramme sur la distance de calcul de 10 km retrouvée. Il est toutefois nécessaire de rechercher un variogramme robuste qui ne dépend pas du type d'échantillonnage. Pour cela il faut veiller à ce que le nombre de couples par classes soit supérieur à cinquante et le nombre de classes doit être suffisant pour pouvoir bien ajuster le variogramme théorique (selon la

quantité et la qualité des données expérimentales introduites). Le variogramme expérimental robuste retenu répond à ces conditions (figure 43) et montre que :

- La distance de calcul de 10 km est largement inférieure à la distance maximale de 30 km ;
- Le nombre de classes est de 11. C'est un nombre suffisant pour faire un bon ajustement ;
- Le nombre de couples par classes est supérieur à 50 (180 points d'eau pour Es-Sénia).

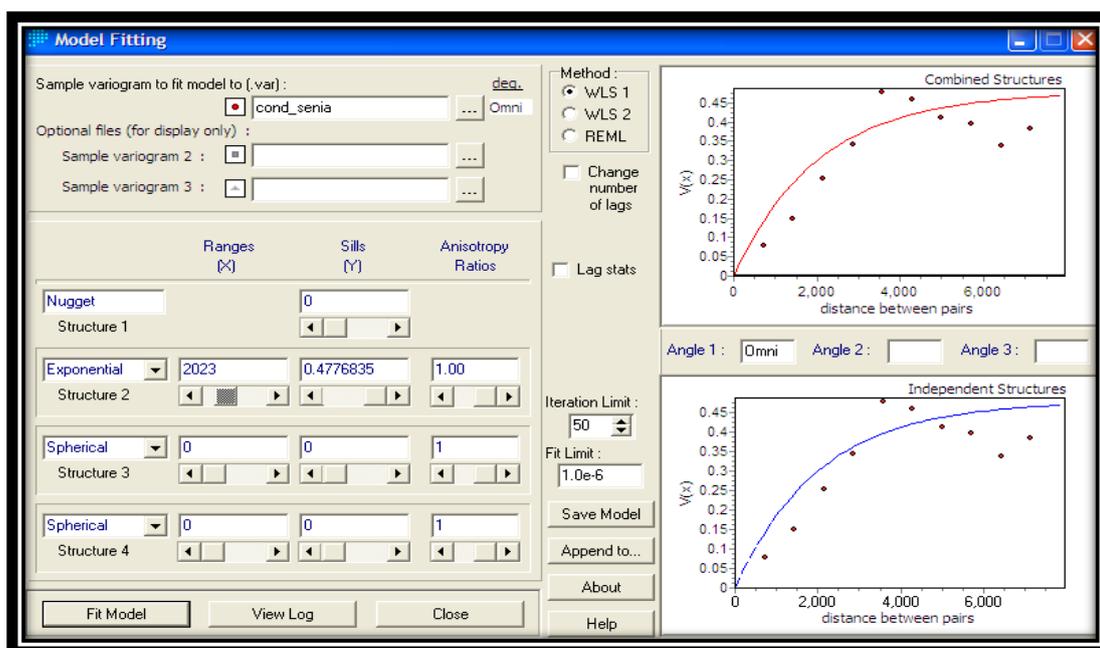


Figure 43 : Variogramme expérimental de l'aquifère Es-Sénia

Le variogramme expérimental retenu a été ajusté par un modèle sphérique avec un effet de pépite de 0.477 (dS/m), un palier de 7.139 (dS/m) et une portée égale à 8000 m. Le même effet semble se manifester pour le modèle exponentiel qui a la même tendance en termes de variance (même effet de pépite) mais avec un palier différent de 2.023 (dS/m) et proche du modèle périodique (2.708 (dS/m)).

Le variogramme surfacique est un bon outil qu'offre IDRISI pour connaître directement les deux principales directions anisotropies de la CE à l'échelle de la nappe (Douaoui A, 2005). L'établissement du variogramme surfacique a été calculé sur des incréments de 2000 m et 2000 m respectivement pour X et Y avec un nombre de 11 classes. Il montre l'existence d'une anisotropie principale selon la direction 41.3° et un angle de tolérance de 20° (Nord) dans le sens de plus grande portée (figure 44 et 45).

La valeur de l'anisotropie (rapport des deux portées selon les deux principales directions d'anisotropie) trouvée dans ce cas est égale à 1,98. L'existence de cette anisotropie témoigne d'un changement de comportement de la salinité selon au moins deux directions dont il faut tenir compte lors du krigeage. En effet, le variogramme surfacique montre clairement du point de vue hydrologique et géologique une direction prédominante Sud-Ouest vers le Nord-Est donc de la Grande Sebkhha d'Oran vers l'aquifère alluvial d'Es-Sénia. Ce qui traduit l'écoulement transversal transportant à travers le drainage souterrain une quantité importante des sels, et un lessivage important des sels.

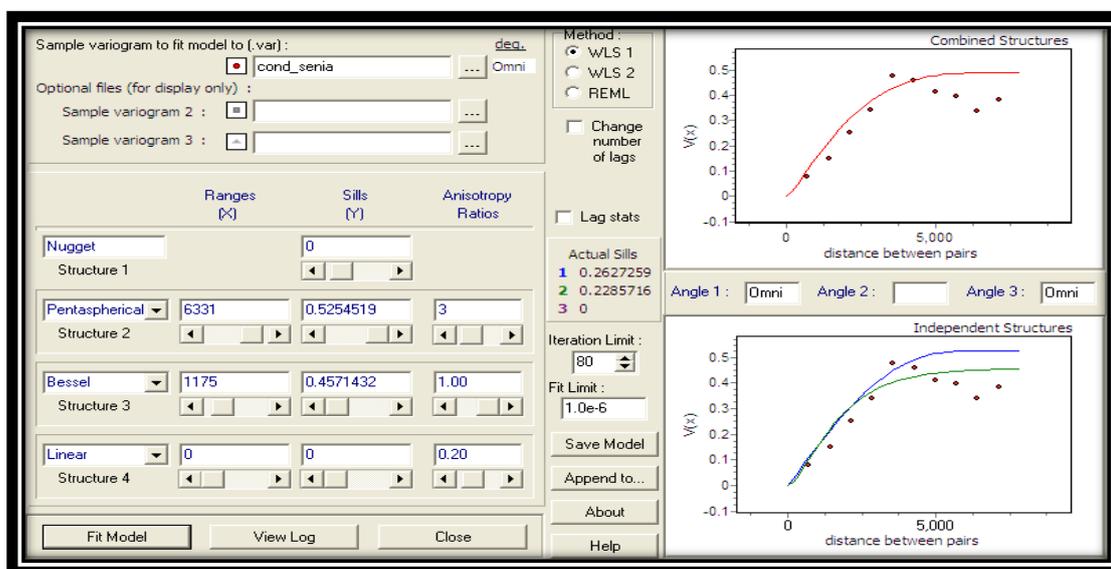


Figure 44 : Ajustement du variogramme expérimental de l'aquifère Es-Sénia selon les modèles Penta sphérique et Bessel

Le krigeage ordinaire à variogramme global a été réalisé en tenant compte des résultats de la variographie. L'interpolation par bloc (surface) de 30 m de côté a été retenue pour pouvoir faire la comparaison avec la salinité estimée par télédétection sur des pixels de mêmes dimensions. En augmentant l'échelle d'observation à un pallier de 6.331 dS/m pour le modèle Penta sphérique avec une variance de 0.52 ajuste bien le variogramme jusqu'à une distance de cinq (05) kilomètres (mais avec une anisotropie de 3 donc pas d'effet de pépité local).

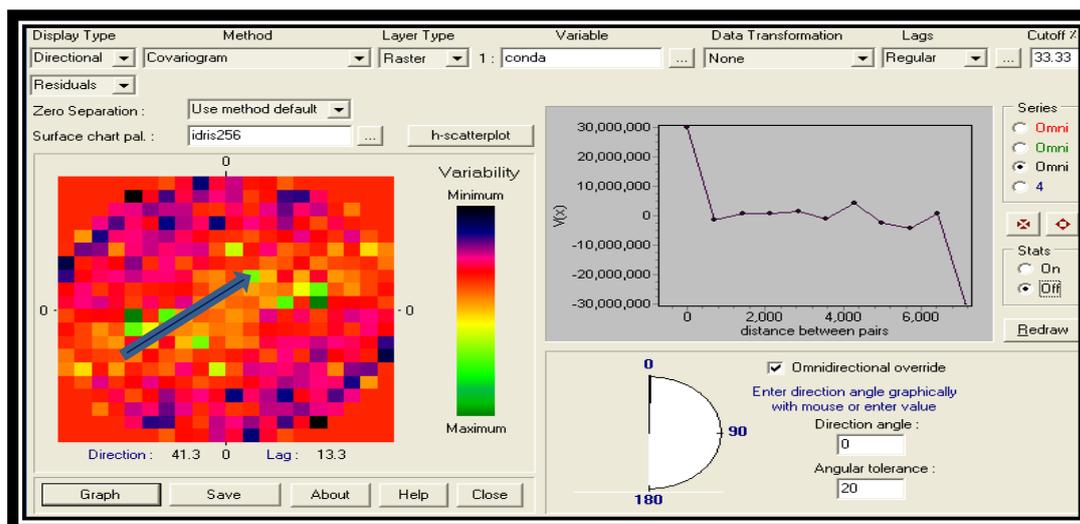


Figure 45 : Variogramme surfacique de la conductivité électrique

Le même comportement s'observe pour le modèle de BESSEL avec un pallier de 1.175 (dS/m) et une variance constante standard prise pour l'ajustement de la conductivité électrique (variance = 0.457 et un effet de pépite de 0.2285).

Par contre le modèle linéaire, ne s'adapte pas vraiment aux conditions d'échantillonnage (faible valeur d'anisotropie). La figure 53 illustre les résultats de l'ajustement du variogramme de l'aquifère Es-Sénia.

Concernant le variogramme expérimental de l'aquifère de Mléta (Oran), nous obtenons une structure spatiale assez hétérogène en terme d'étendue (distance plus importante : 30 km) en utilisant les fonctionnalités SIG.

Une augmentation de la teneur en conductivité électrique (salinité) de 10% suite à la diminution de la pression de vapeur saturée dans l'eau salée.

Le variogramme expérimental (figure 46) explique la proportionnalité directe de la substance en solution avec les ajustements sphériques, exponentiels et enfin en puissance qui sont bien modélisés sur une distance de 10 km. Au-delà de cette distance, les variographies en puissance sont mal adaptées par rapport aux deux autres modèles qui restent fortement corrélés sur l'ensemble de l'aquifère de Mléta (Oran).

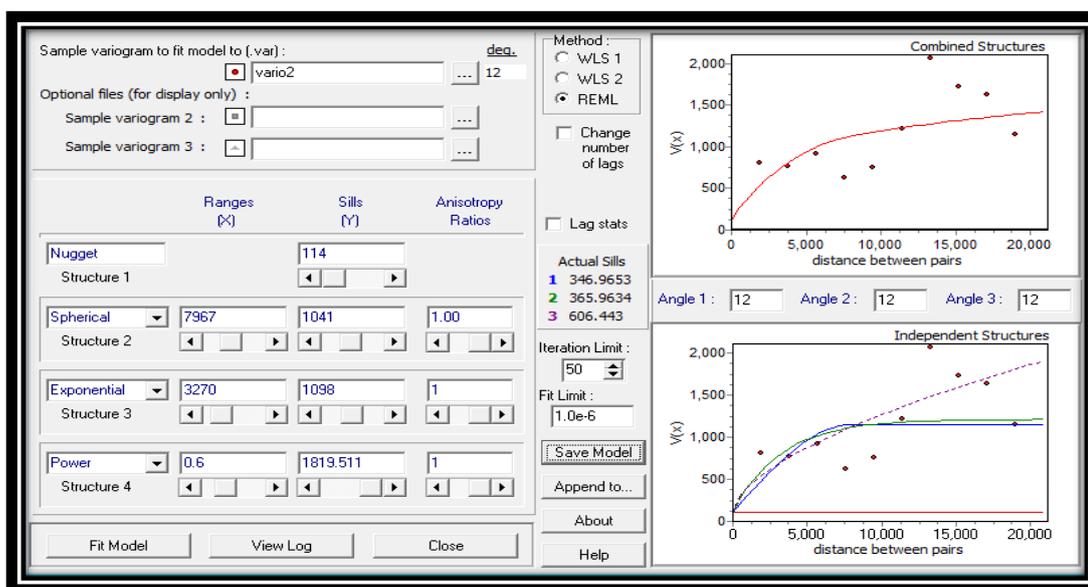


Figure 46 : Ajustement du variogramme expérimental de l'aquifère de Mléta

Nous avons simulé la spatialisation de la salinité des sols (conductivité électrique) à travers les fonctionnalités SIG sous IDRISI en accord avec la spatialisation 2D et 3D sous GS+.

Les modèles d'ajustement sous GS + confirment un effet pépète de salinité entre 8 et 8.42 ds/m pour une distance de 21.1 km, un effet pépète moindre de 4.09 ds/m pour une distance de 1.06 Km dans une seule direction 23° (Sud-Est vers Nord-Ouest) (figure 47).

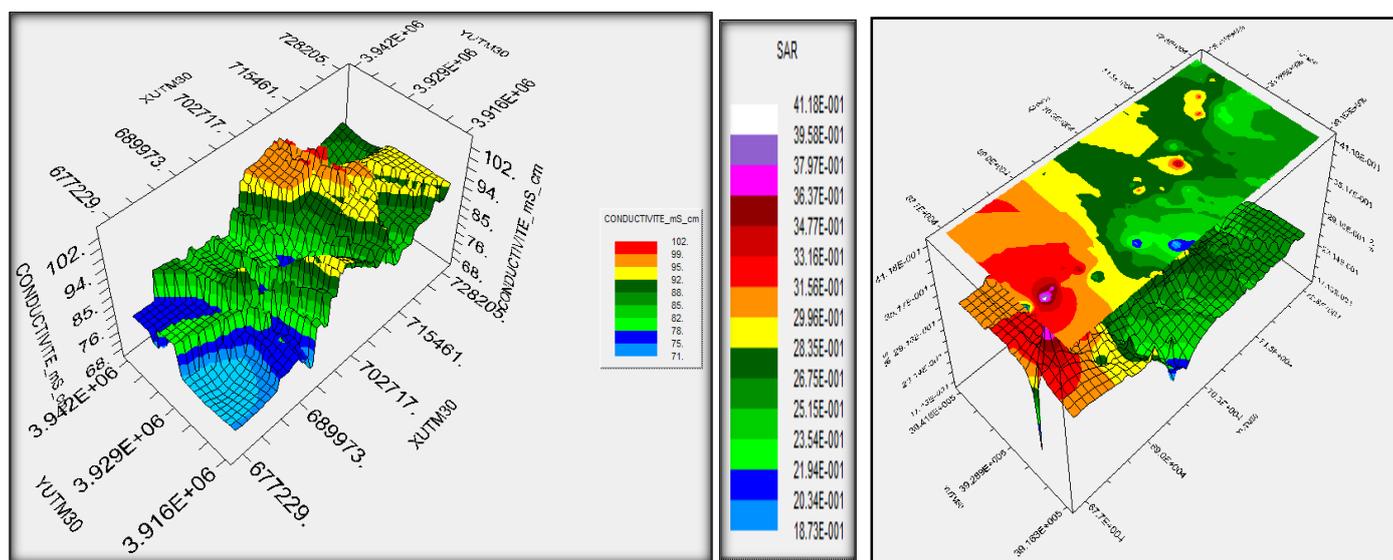


Figure 47 : Modélisation variographique du SAR et CE en 3D sous GS+

IV.3.7 Simulation de la salinité par la méthode diagraphique

Pour permettre la simulation du signal salin dans les eaux souterraines en relation avec les paramètres pétrophysiques issues des données diagraphiques, nous avons utilisé les données pétrographiques (nucléaires) pour des fins de simulation du sel (données Sonar - SONATRACH - Algérie). Ces dernières ont été utilisées et testées sur des logiciels de géophysique (Interactive Petrophysics (IP), Petrel Geophysics) à des fins de manipulation, de modélisation et de détection des gisements (huile, gaz, eau) dans les représentations latérales bidimensionnelles 2D et en profondeur 3D surtout pour la détection des anomalies conductrices notamment les contrastes de conductivité et donc le signal salin géologique.

La position des interfaces ou zones de transition saline, l'identification des zones de diffusion eau douce / eau salée puisque la résistivité apparente (mesurée) ne traduit pas la réalité seule, ni la profondeur des matériaux du sous sol dont la déconvolution de la distribution réelle des résistivités électriques afin de permettre de résoudre la modélisation des problèmes direct (modèles vers données) et indirect (données vers modèles) de la salinité selon le modèle Archie, la méthode indonésienne implémentés dans IP.

Le format utilisé est de type (*.las) contenant les données sources des différents paramètres cités. Les formules de calcul sont nombreuses et ne peuvent être mentionnés dans cette application pour autant que les résultats de compilation sont intéressants à exploiter dans les domaines de modélisation des aquifères.

Un exemple concret sur un aquifère géothermique du sud Algérien (Ain Salah) a permis d'illustrer les informations relatives aux :

- ✓ Le volume d'argile contenu dans le track par gamma ray : selon droite d'argile/sable
- ✓ La saturation en eau (Swe), porosité totale, effective, de l'eau, etc.
- ✓ La lithologie (nanofaciès, microfaciès, lithofaciès) et les gisements (huile, gaz, eau)
- ✓ La salinité simulée des eaux souterraines (interfaces : évaporites/carbonates)

On constate que la salinité est forte si l'eau est plus dense (donc elle coule dans les eaux denses) (figures 48 et 49). Les constats suivants sont interprétés comme suit :

- ✓ Si la déflexion de la densité est à droite du log (track PHI) => forte résistivité
- ✓ Si la déflexion de la densité est à gauche du log (track PHI) => forte porosité
- ✓ Porosité moyenne = sable marneux
- ✓ Porosité forte = Clan sand = faible résistivité = Obvious water ; Densité neutron = Gaz

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

- ✓ Si la réflexion spectrale de la résistivité intersecte avec le gamma ray => présence de fractures d'altération selon l'étendue de la courbe d'ajustement (detection des cavités, lentilles, enfouissement de matériaux, detection d'interfaces, etc).

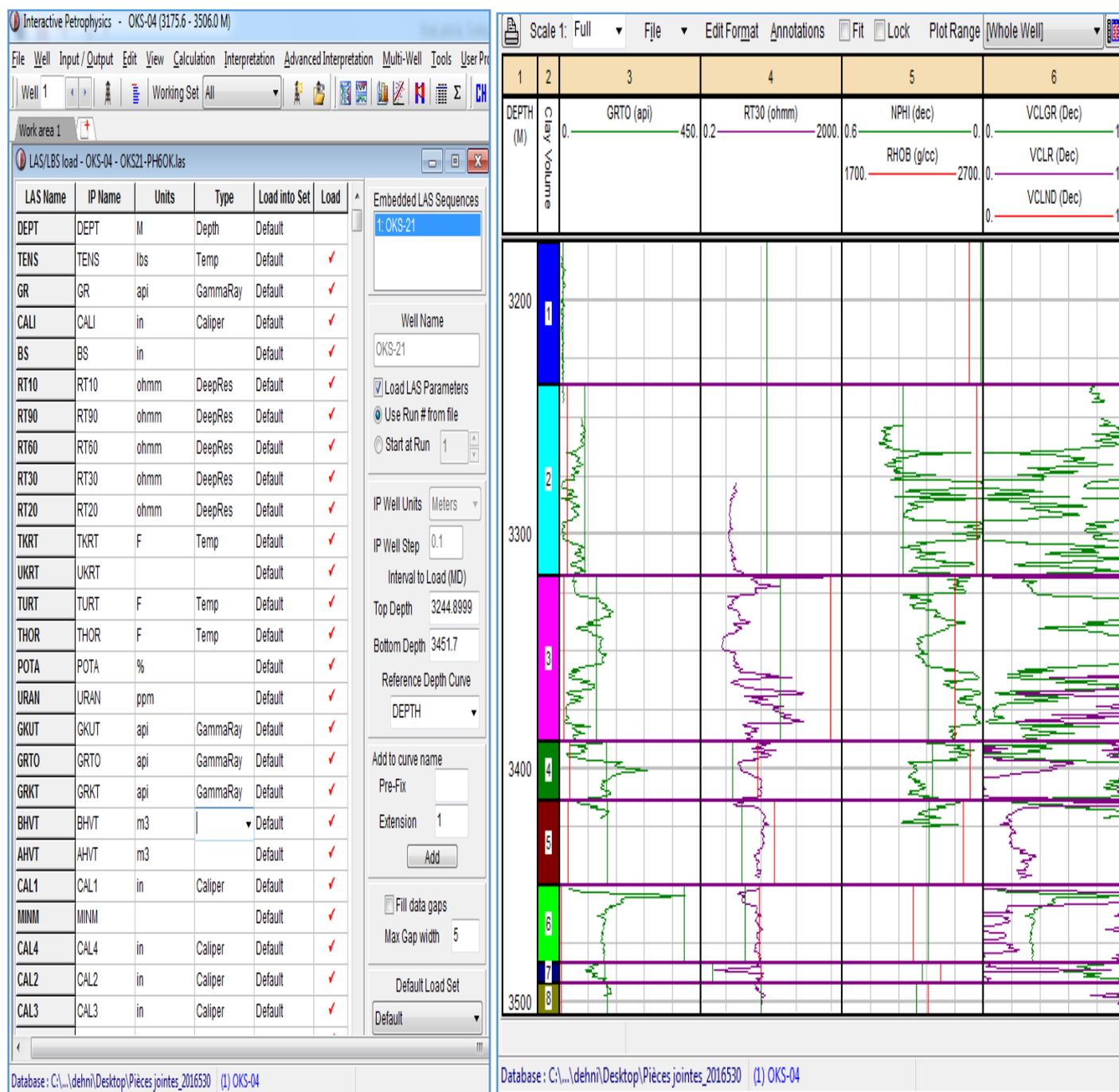


Figure 48 : Exemple de forage pétrolier avec détermination de volume d'argile

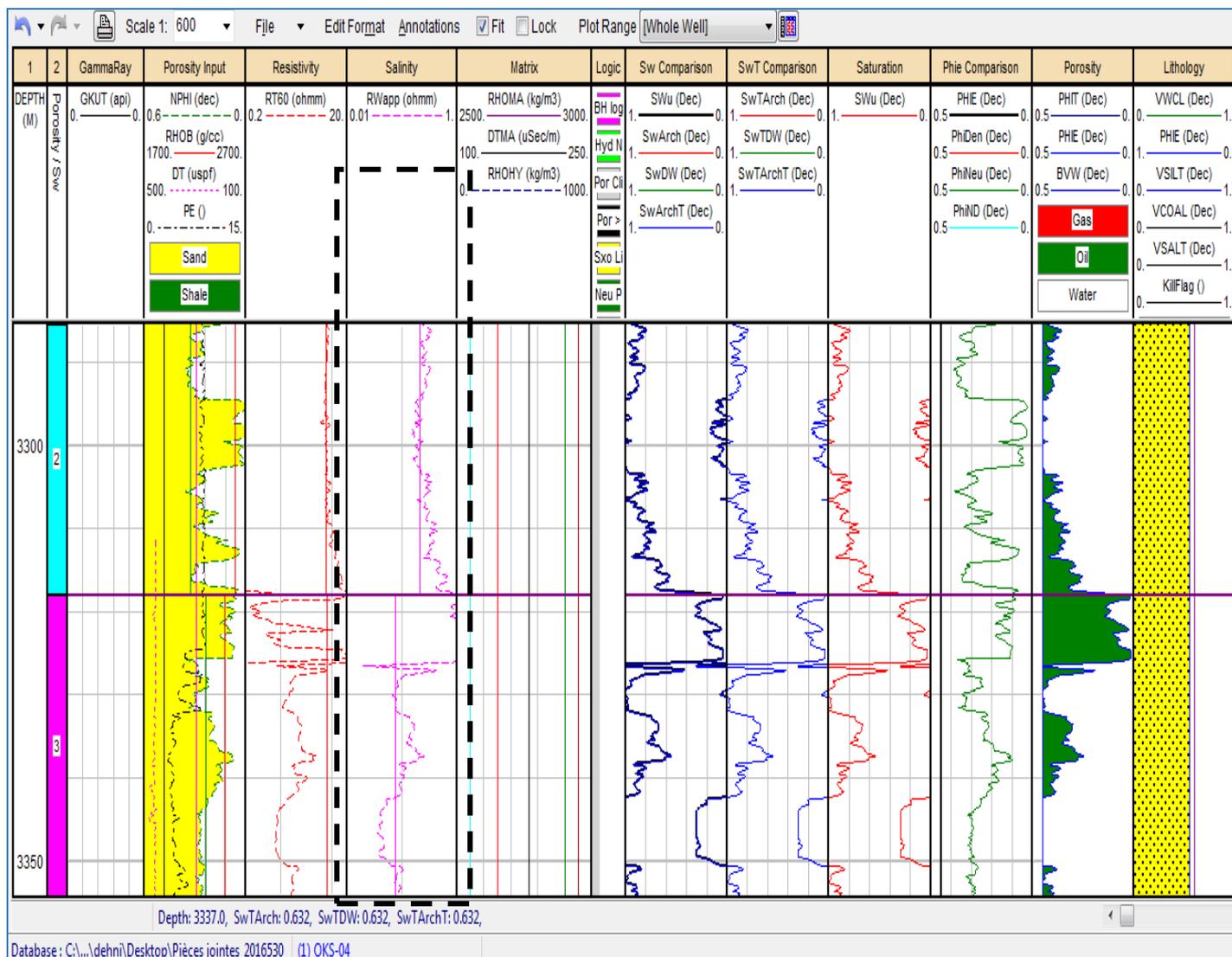


Figure 49 : Simulation du signal salin (déflexion vers la gauche = forte salinité) en fonction de la loi d'Archie simulée (résistivité électrique)

L'interprétation des logs de simulation nous permettent de constater que :

- ✓ Si la déflexion de la densité d'argile est faible et à gauche du log (track Résistivité) => présence de salinité des eaux souterraines liée aux sables plutôt que de l'argile.
- ✓ Si la déflexion de la densité d'argile est forte et à gauche du log (track Résistivité) => on aura présence des eaux souterraines fraîches liées aux sables argileux.

La reconnaissance des gisements demande une attention particulière des experts, des géophysiciens, des modélisateurs et une formation de pointe sera utile dans le domaine de la recherche minière au détriment du développement technologique.

IV.4 Cartographie de la salinité des sols par télédétection spectroscopique

Pour atteindre notre objectif, nous avons exploité la méthode des signatures spectrales par l'emploi de la télédétection spectroscopique et les méthodes d'analyse spectrale sub-pixelique des sols salins de type NaCl et KCl. Des prétraitements ont été élaborés concernant la correction radiométrique et atmosphérique des images Landsat 8 OLI/TIRS. Afin d'automatiser la détection et l'identification des minéraux salins, un outil satellisé a été élaboré pour l'extraction des signatures spectrales directement sur les images satellitaires moyennant l'emploi des formules de la chimie analytique telles que Beer-Lambert et Van't Hoff.

L'organigramme général de notre application se résume comme suit :

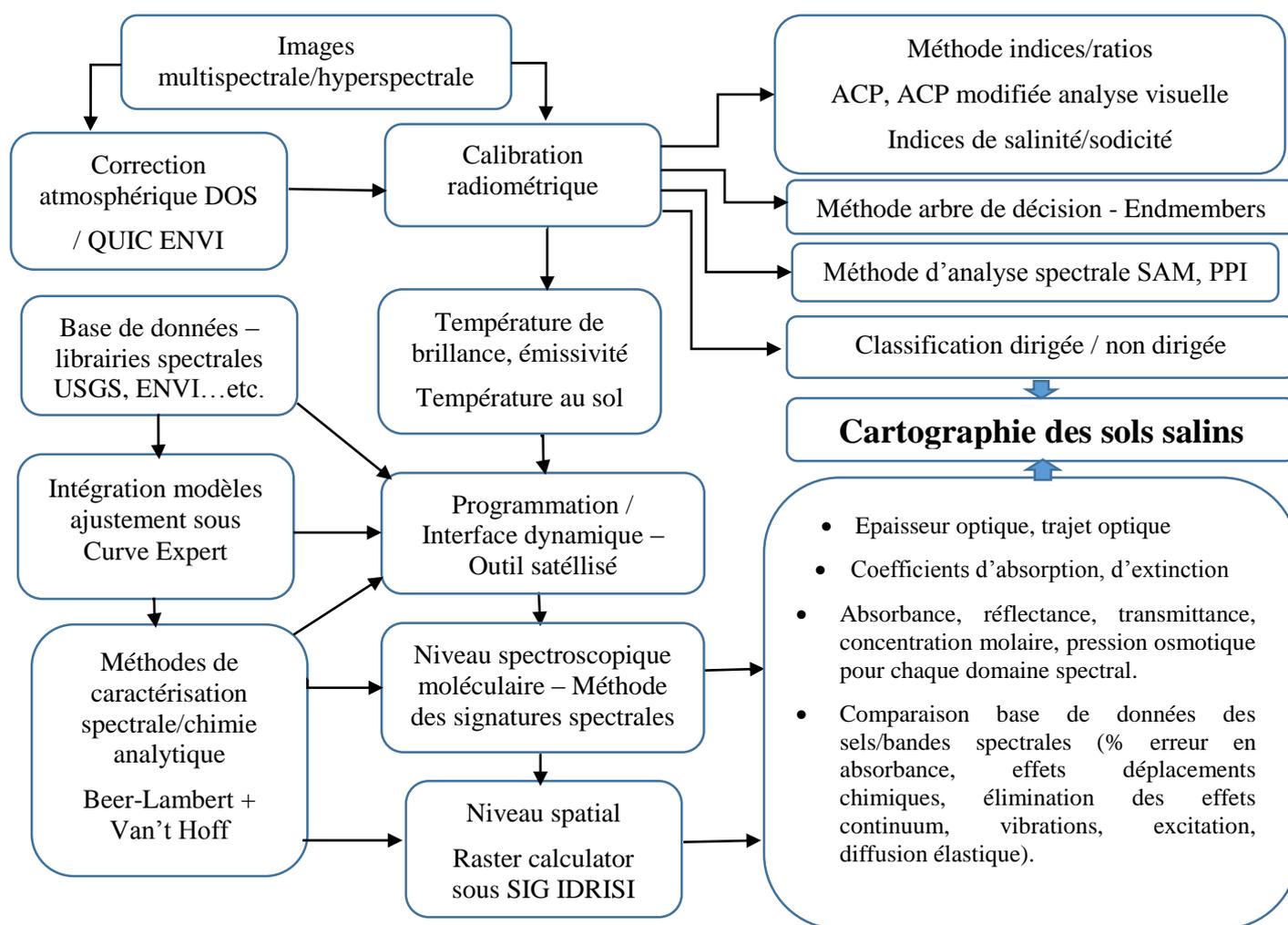


Figure 50: Organigramme général de télédétection par spectroscopie des sols salins

L'organigramme général de travail permettra de développer la télédétection opérationnelle des sols salins aux différentes échelles nanométrique, multispectrale, hyperspectrale et ultraspectrale. Notre outil permet de discriminer selon le concept de la monochromaticité de la longueur d'onde les sels en relation directe avec les paramètres intrinsèques (absorbance, transmittance, trajet optique, épaisseur optique, coefficient d'extinction molaire, coefficient d'absorption, reflectance de Fresnel, indice de réfraction, etc.) mais aussi avec les paramètres extrinsèques tels que la pression osmotique, la concentration molaire et la température de surface (thermodynamique de la salinité).

IV.4.1 Exploitation des bibliothèques spectrales

Nous avons exploité une banque de signatures spectrales très variée et complète à partir de sources différentes, comme la bibliothèque spectrale du logiciel ENVI, CD-R ASTER [55] ...etc. Cette banque rassemble des bibliothèques spectrales fabriquées dans des laboratoires et des champs ou terrains d'expériences à travers différentes régions du monde. Nous avons établi quelques listes de signatures spectrales pour les différentes bibliothèques collectées.

Le tableau 18 montre l'organisation de cette banque. Donc notre banque de données est composée de deux grandes bibliothèques la première récoltée à partir du logiciel ENVI [56], et la deuxième récoltée du CD-R 'ASTER spectral library' [55]. Et chacune de ces bibliothèques a des sous bibliothèques avec ses propres caractéristiques suivant les spectrophotomètres utilisés et les différentes espèces existantes et échantillons mesurés dans les laboratoires.

Librairies spectrales A - ENVI	Librairies spectrales B -ASTER
IGCP_lib-264 igcp-1.sli IGCP-264 Library - CSES Beckman Spectrometer igcp-2.sli IGCP-264 Library - Brown University Relab Spectrometer igcp-3.sli IGCP-264 Library - CSES SIRIS (GER) Spectrometer igcp-4.sli IGCP-264 Library - USGS Denver Beckman Spectrometer igcp-5.sli IGCP-264 Library - CSES PIMA Spectrometer	B1- JHU – contient les données contribuées par Johns Hopkins. 1.1 Becknic: Lunar, Manmade, Meteor, Rocks, soils, Vegetatoion, water. 1.2 Nicolet : Minerals

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

<p>JHU_lib contient un sous annuaire librairie spectrale de l'université John Hopkins pour minéraux, roches, neige et glace, matériaux artificiels, végétation et eau de 2 à 25 microns.</p>	<p>B2- JPL - contient les données contribuées par the Jet Propulsion Laboratory. 2.1 Beckman: Minerals 2.2 Nicolet: Manmade, Minerals, soils</p>
<p>JPL_lib jpl1.sli JPL Mineral Spectral library with <45 micrometers grainsize jpl2.sli JPL Mineral Spectral library with 45-125 micrometers grainsize jpl3.sli JPL Mineral Spectral library with 125-500 micrometers grainsize</p>	<p>B3- USGS contient les données contribuées par - the United States Geological Survey Reston Office. Perknic : Minerals, Rocks.</p>
<p>USGS_lib usgs_min.sli : USGS Mineral Spectral Library</p>	<p>B4- DOCS - contient les documents décrivant les conditions et les techniques de mesure, et l'instrumentation.</p>
<p>VEG_lib usgs_veg.sli : USGS Vegetation Spectral Library veg_1dry.sli : Published Dry Plant Material Spectra veg_2grn.sli : Jasper Ridge Spectral Library for Green Vegetation, Dry Vegetation, and Rocks</p>	

Tableau 18 : Librairies spectrales des sels minéraux

IV.4.2 Méthode des ajustements spectraux

Une analyse corrélative est lancée au premier lieu pour élaborer conjointement les meilleurs ajustements linéaires ou non linéaires pour chaque longueur d'onde (Bleu, vert, rouge, moyen infra rouge le panchromatique et enfin l'infrarouge thermique). Cette étape a été réalisée grâce au logiciel Curve Expert qui contient plus de 05 familles de modèles de régression (soit plus d'une centaine d'ajustements). Les résultats de compilation sur l'utilisation conjointe des modèles linéaires et non linéaires permettent une meilleure calibration des réflectances spectroscopiques avec les réflectances calculés sur les images satellitaires de type Landsat 7 ETM+/ Landsat 8 OLI/TIRS.

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

De même, nous avons déterminé les meilleurs ajustements des reflectances du sel NaCl par les modèles d'ajustements linéaires selon le tableau 19.

On remarque également que les modèles d'ajustements linéaires de type quadratique et ceux du polynôme 4^{ème} degré sont les plus significatifs en termes de coefficient de corrélation. On y trouve plus de 88% pour le proche infrarouge ainsi une corrélation allant de 96.3% à 97.7% pour le bleu et le vert respectivement et enfin pour le panchromatique qui avoisine les 95%.

Bandes LANDSAT ETM+	Coefficients	Modèles linéaires NaCl	Formules ajustées	Coeff corrélation et erreur standard	Nombre d'itérations sans pondération
ETM1 (B)	a = 10.032476 b = -25.430407 c = 16.773245	Quadratic	$Y = a + b*x + c*x^2$	R = 0.9767665 S = 0.0041630	No weighting used (rank = 1 / 28)
ETM2 (V)	a = 2100.3734 b = -7318.2854 c = 8497.929 d = -3287.6851	4th degree polynomial	$Y = a + b*x + c*x^2 + d*x^3...$	R = 0.9627543 S = 0.0070124	No weighting used (rank = 1 / 28)
ETM3 (R)	a = 4657.3516 b = -15943.661 c = 18191.629 d = -6917.1784	3th degree polynomial	$Y = a + b*x + c*x^2 + d*x^3$	R = 0.6878840 S = 0.0135941	No weighting used (rank = 1 / 28)
ETM4 (PIR)	a = 18424.838 b = -15597.086 c = -85753.537 d = 147231.18 e = -64407.483	4th degree polynomial	$Y = a + b*x + c*x^2 + d*x^3...$	R = 0.8857802 S = 0.0225048	No weighting used (rank = 2 / 28)
ETM5 (MIR 1)	a = 10237.107 b = 26360.554 c = -159775.3 d = 201303.11 e = -78176.928	4th degree polynomial	$Y = a + b*x + c*x^2 + d*x^3...$	R = 0.0565611 S = 0.5701287	No weighting used (rank = 1 / 28)
ETM7 (MIR 2)	a = 910278.06 b = -953980.2 c = -3503131.3 d = 6323684.2 e = -2780251.1	4th degree polynomial	$Y = a + b*x + c*x^2 + d*x^3...$	R = 0.7624862 S = 0.0699136	No weighting used (rank = 1 / 28)
ETM8 (PAN)	a = -4.8283959 b = 6.2716171	Linear model	$Y = a + b*x$	R = 0.9490491 S = 0.0299583	No weighting used (rank = 24 / 28)

Tableau 19 : Meilleurs ajustements linéaires des réflectances du « NaCl »

On s'aperçoit aussi que les modèles d'ajustements non linéaires se concordent avec ceux présentés dans les modèles linéaires surtout ceux qui sont issus des modèles variants hyperboliques dans le canal du vert (95.7%), sigmoïdale de type Weibull dans le canal du panchromatique (98%) et celui du modèle de capacité de chaleur dans le canal du bleu (97.4%). On en déduit que la bande spectrale du bleu, vert et du panchromatique sont très commode à la réponse spectrale du sel « NaCl » (Annexe 10).

L'approche d'ajustement n'est qu'une étape d'approximation de la réalité observée des bases de sels et nécessite donc une correction atmosphérique adéquate en physique atmosphérique (calibration radiométrique et atmosphérique) pour corriger l'effet d'absorption atmosphérique, notamment celles des aérosols, particules, gaz, vapeur d'eau, brouillars salins, etc. D'autres effets peuvent affecter la réponse spectrale des sels (monochromaticité de la lumière incidente, capacité de détection (rapport signal/bruit), état de surface (spéculaire/rugueuse), positions des spectres d'absorption (seuils de détection), etc.).

Nous avons opté pour implémenter ces différents modèles d'ajustement de salinité sur les images satellitaires multi et hyperspectrales dans la partie de télédétection par spectroscopie des sols salins.

IV.4.3 Validation géophysique de la salinité et épaisseur optique

Nous avons jugé utile d'appréhender la salinité des sols par interpolation RBF « Radius Basis Function ». Toutefois, les méthodes RBF peuvent prévoir des valeurs supérieures et inférieures aux valeurs mesurées maximum contrairement aux fonctions polynomiales IDW « Inverse Distance Weighting » produisant des surfaces lisses et ressemblent donc aux fonctions splines régularisées et des fonctions multiquadratiques inverses sur des mesures géophysiques/hydrochimiques.

Pour une validation croisée, nous avons utilisé des modèles d'ajustement des signatures spectrales et celui de l'épaisseur optique intrinsèque du sel NaCl puis testés sur les bandes spectrales du satellite Landsat 8 OLI/TIRS. L'interprétation des résultats est focalisée sur un rayon de recherche de 100 mètres, on constate que la salinité est concentrée au niveau central de la Sebkha d'Oran avec deux pôles salins juxtaposés suivant le système de faille E-W.

Sur le plan géophysique la prise de mesures de conductivité électrique dans le lac de la Sebkha d'Oran et à son pourtour permettra d'aboutir, non seulement à la détermination de l'origine de salinisation mais aussi de son éventuelle évolution sur le plan spatial (figure 52).

On constate une nette concordance avec les résultats de simulations géostatistiques sur une distance d'influence en anisotropie locale de 12 Km. Une analogie spectrale est vérifiée avec l'épaisseur optique et la diffusion du sel dans les bandes spectrales du PIR, MIR (figure 51). On déduit une épaisseur optique maximale de 04 cm pour une transmittance de 1% et une absorbance de 2 soit $A = \log(1/0.01) = \log(100) = 2$.

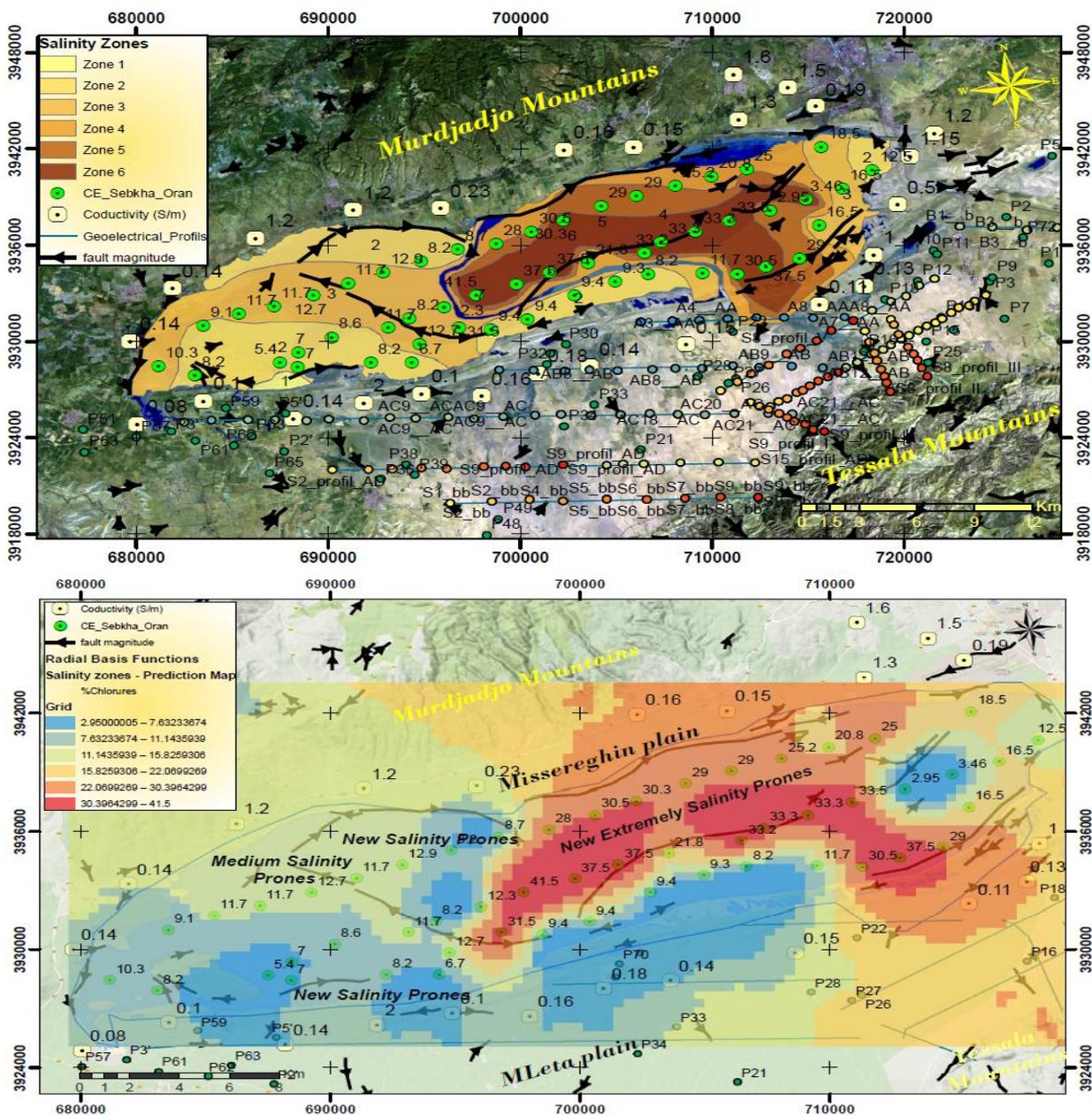


Figure 51 : Spatialisation des niveaux de salinité par interpolation Radial Basis Function - Sebkhia d'Oran

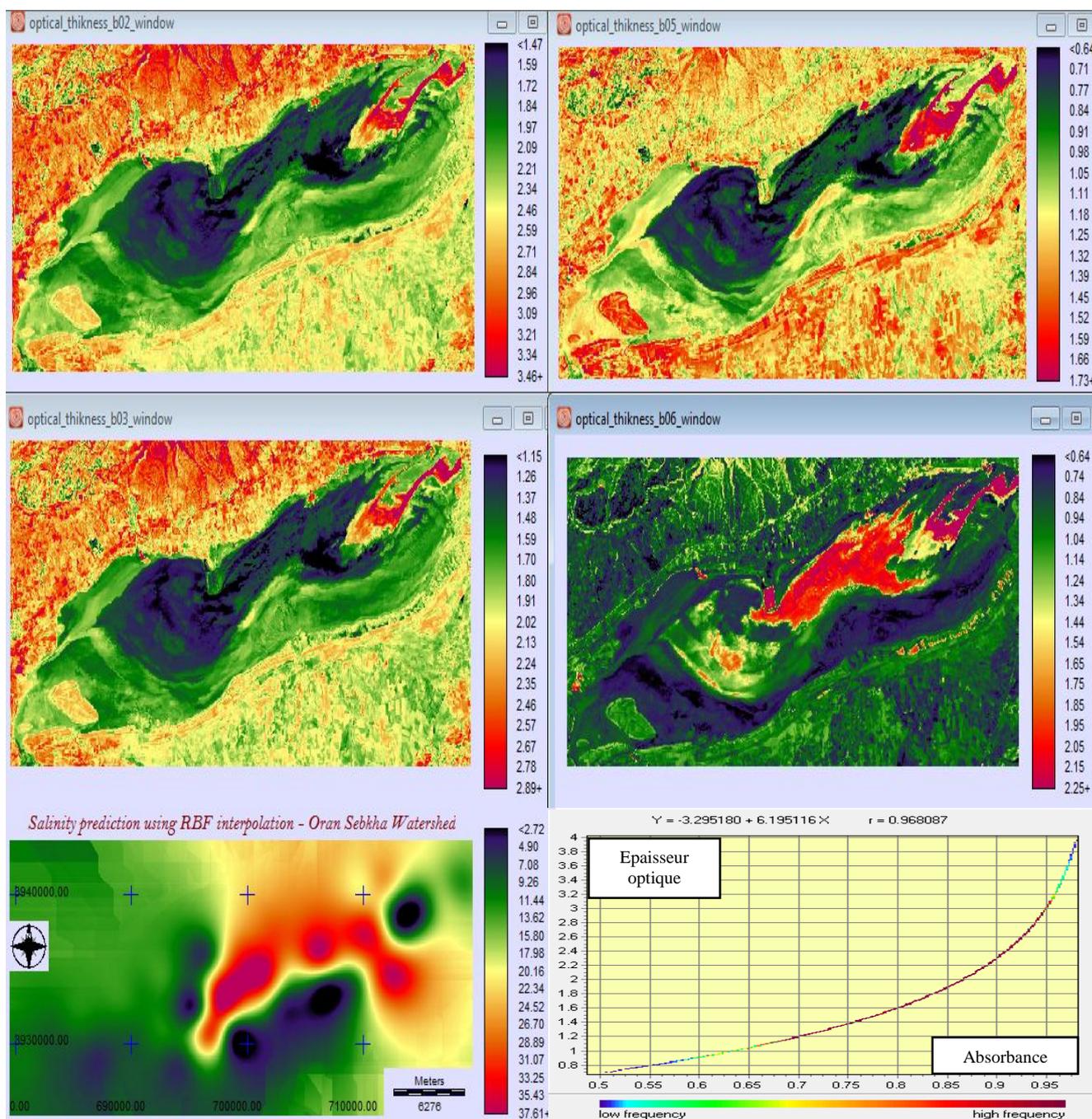


Figure 52 : Spatialisation des niveaux de salinité selon : Epaisseur optique et Absorbance

Les calculs des épaisseurs optiques par attributs intrinsèques sont modélisés pour chaque onde monochromatique (énergie spectrale pure et saturante) en annexe 8 et 9.

Concernant le niveau spatial, le passage des grandeurs physiques (réflectances et

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

luminances) est appréhendé par le niveau spectral de chaque bande spectrale Landsat 8 OLI/TIRS moyennant les meilleurs ajustements adaptés (calibration en terme de longueur d'onde (spectroscopie) et non pas en fonction de luminance et/ou en réflectance). Le tableau 20 illustre clairement les modèles d'ajustement optimaux pour chaque spectre (logiciel Curve Expert).

Bandes spectrales Landsat 8	Equation de régression (Lambda) et Iréfectance (r) par utilisation du minéral NaCl donnée spectroscopie USGS 2006	Coefficient de régression	de	Coefficient de corrélation (%)	Modèles d'adaptation
Bande 2 - Blue	$\text{Lambda} = \exp(a + (b/r) + c * \ln(r))$	a=-227.39 ; b=13843.6 ; c=32.0092	;	r= 99.43	Vapor pressure (modèle exponentiel)
Bande 3 - Green	$\text{Lambda} = \alpha + \theta * r^{(\text{teta}/(\text{kappa}^{\eta + r * \eta}))}$	alpha=0.46 ; theta=0.44 ; eta=45.52 ; kappa=451.3		r=98.37	Dose Response Modèle de (DR-Hill)
Bande 4 - Red	$\text{Lambda} = a + b * \cos(c * r + d)$	a=0.644 ; b=0.036 ; c=0.407 ; d=-78.7022		r=86.78	Sinusoïdal
Bande 5 – Near Infra-Red	$\text{Lambda} = a + b * \cos(c * r + d)$	a=0.798 ; b=0.085 ; c=0.536 ; d=-66.703		r=90.11	Sinusoïdal
Bande 6 - SWIR1	$\text{Lambda} = a + b * \cos(c * r + d)$	a=1.458 ; b=0.273 ; c=3.734 ; d=341.526		r=88.1	Sigmoïdal - Divers
Bande 7 - SWIR2	$\text{Lambda} = a / (1 + \exp(b - c * r))^{(1/d)}$	a=2.864 ; b=-259.75 ; c=-18.3 ; d=190.771		r=72.86	Sigmoïdal – Modèle de Richards
Bande 8 – PAN	$\text{Lambda} = \alpha + \theta * r^{(\text{teta}/(\text{kappa}^{\eta + r * \eta}))}$	alpha=0.47 ; theta=0.43 ; eta=45.52 ; kappa=451.3		R=98.4	Dose Response Modèle de (DR-Hill)

Tableau 20 : Meilleurs modèles d'ajustement entre la longueur d'onde et la réflectance du sel NaCl dans les bandes spectrales de Landsat 8 OLI.

Nous observons que les propriétés de longueur d'onde sont les plus diffusantes par l'adaptation du modèle sigmoïdal. Une meilleure corrélation a été enregistrée avec la pression de vapeur (modèle exponentiel) pour la bande spectrale du bleu (99,43%) et le modèle Dose Response (DR-Hill) pour le canal panchromatique (98,4%).

Le modèle de régression ajusté a été testé pour le traitement d'étalonnage entre la

spectroscopie de base de sels et les images satellitaires Landsat 8 OLI selon l'absorbance liée à la longueur d'onde monochromatique déterminée par la chimie analytique par l'exploitation combinée des lois de Beer-Lambert et celle de Van't Hoff pour les solutions diluées idéales.

Globalement, le passage de l'échelle spectrale à l'échelle spatiale est possible par l'utilisation du meilleur modèle de prédiction avec une très bonne corrélation selon cinq (05) modèles adaptatifs soit : pression de vapeur exponentielle, Dose Response Modèle de (DR-Hill), sigmoïdal, sinusoidale et enfin de linéarité de Beer-Lambert. Les résultats ont confirmé que les meilleurs modèles ajustés sont plus adaptés vers les longueurs d'ondes avoisinant des pics d'absorption aux : 1260, 1400 et 2100 nm.

Dans la littérature, il est difficile d'extraire un signal spectral spécifique uniquement à partir des spectres de réflectance. En outre, un meilleur étalonnage du sel minéral est réalisé en exploitant l'absorbance reliée à la réflectance (loi de Kirschhoff) et à la longueur d'onde sous logiciel Idrisi Terrset (Figures 53 et 54).

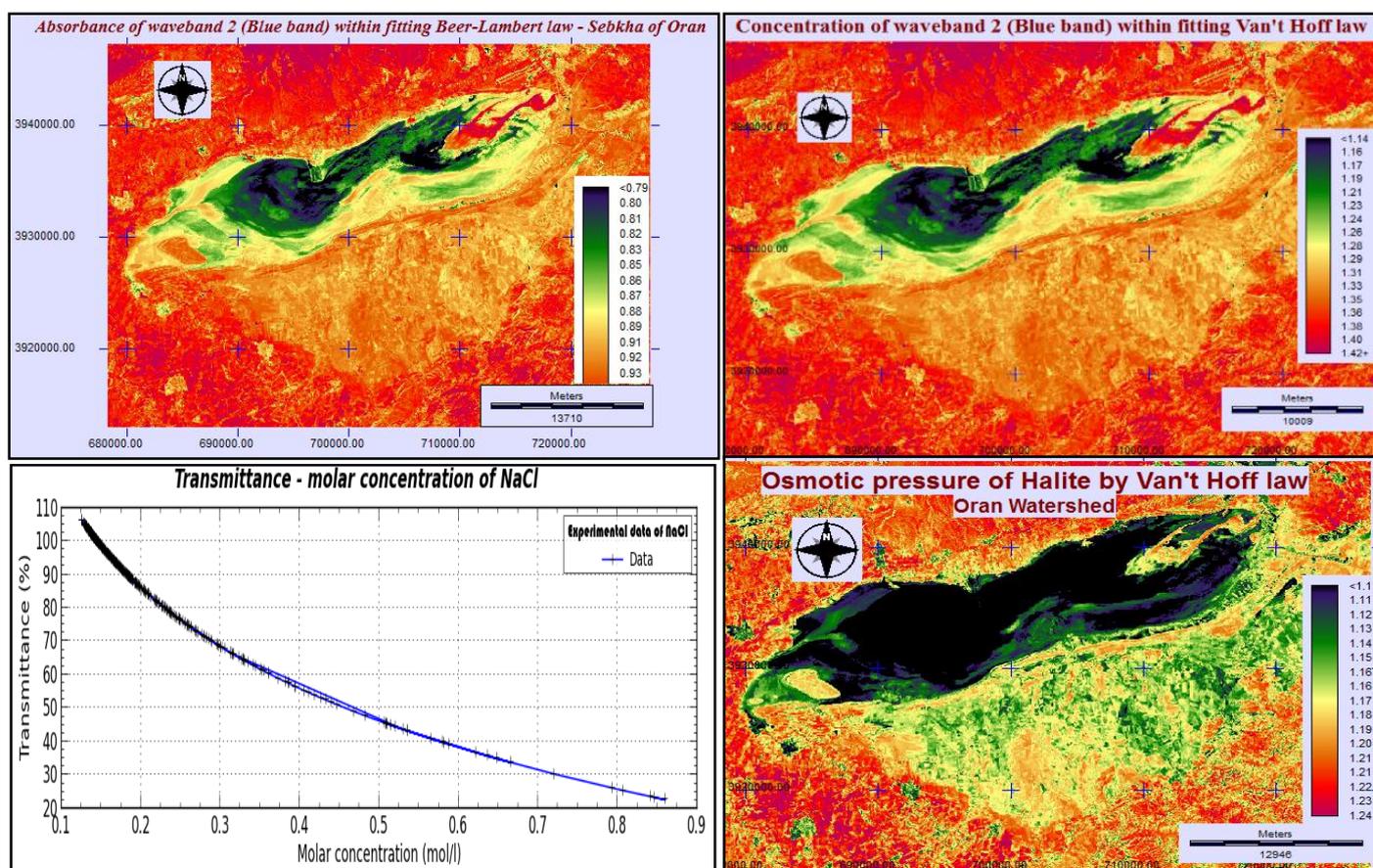


Figure 53 : Étalonnage expérimental de l'absorbance, longueur d'onde à travers une bande d'ondes monochromatique Landsat 8 OLI.

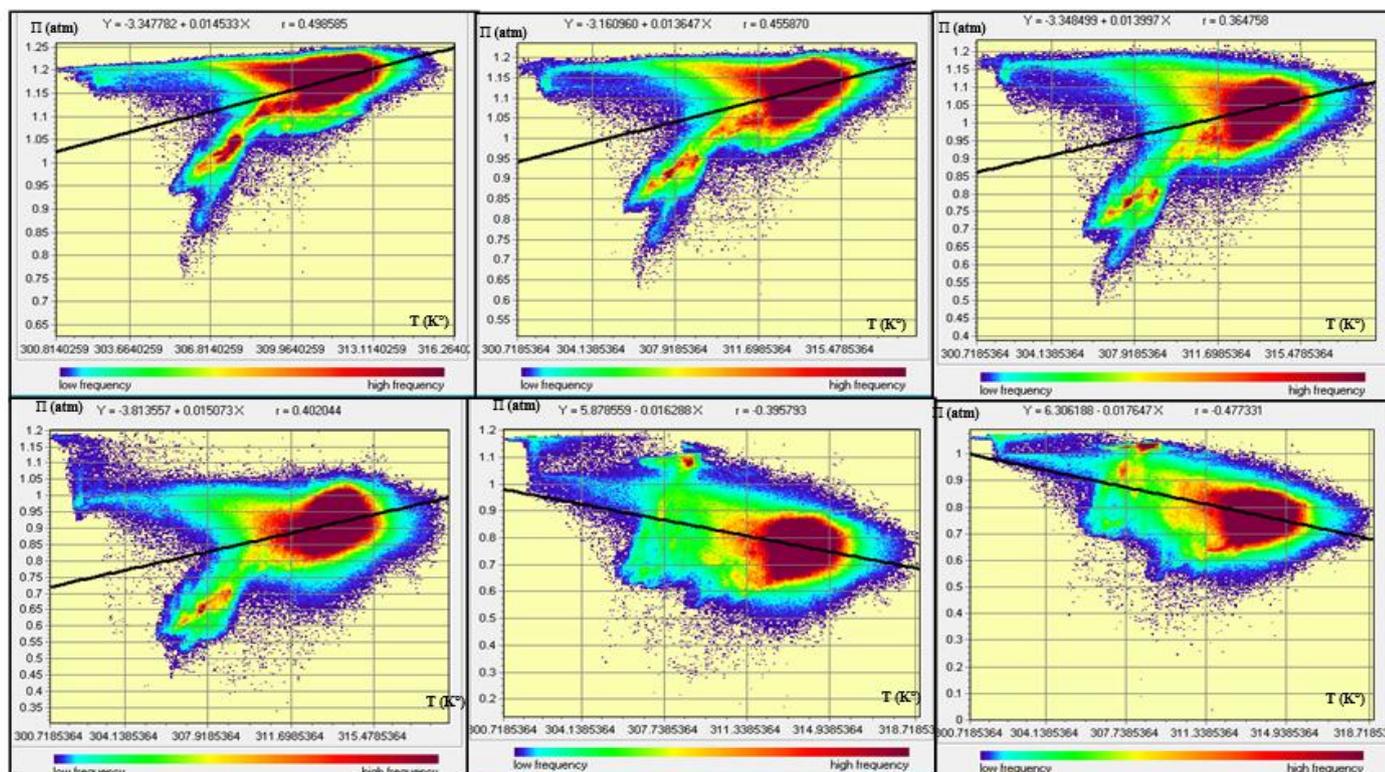


Figure 54 : Régression de dispersion spectrale pour la pression osmotique dans Landsat 8 OLI (Bandes 2, 3, 4, 5, 6 et 7 respectivement).

En raison de la forte corrélation entre les bandes spectrales du bleu et du panchromatiques pour le sel NaCl, l'absorbance liée à la longueur d'onde peut être représentée par l'absorption lambertienne. D'après la figure 54, nous notons que la pression osmotique augmente dans le domaine optique du bleu à infrarouge et continue de diminuer pour la longueur d'onde à courte ondulation. Ceci est dû à l'absorption d'eau et d'aérosols qui affecte la polarisabilité des sels minéraux.

Les modèles démontrent que les bandes spectrales près de 2600, 1400 et 2100 nanomètres sont fortement sensibles aux spectres d'absorption d'humidité et de salinité. Le concept de monochromaticité est vérifié par la loi de Beer-Lambert en divers formes (concentrations molaires et pression osmotique ainsi que la concentration et la transmittance). C'est la raison pour laquelle nous avons ajusté le spectre du sel NaCl en fonction de la longueur d'onde pour avoir la fonction spectrale de transfert et pour que la spectroscopie par télédétection soit modélisable à l'échelle spatiale (figure 55).

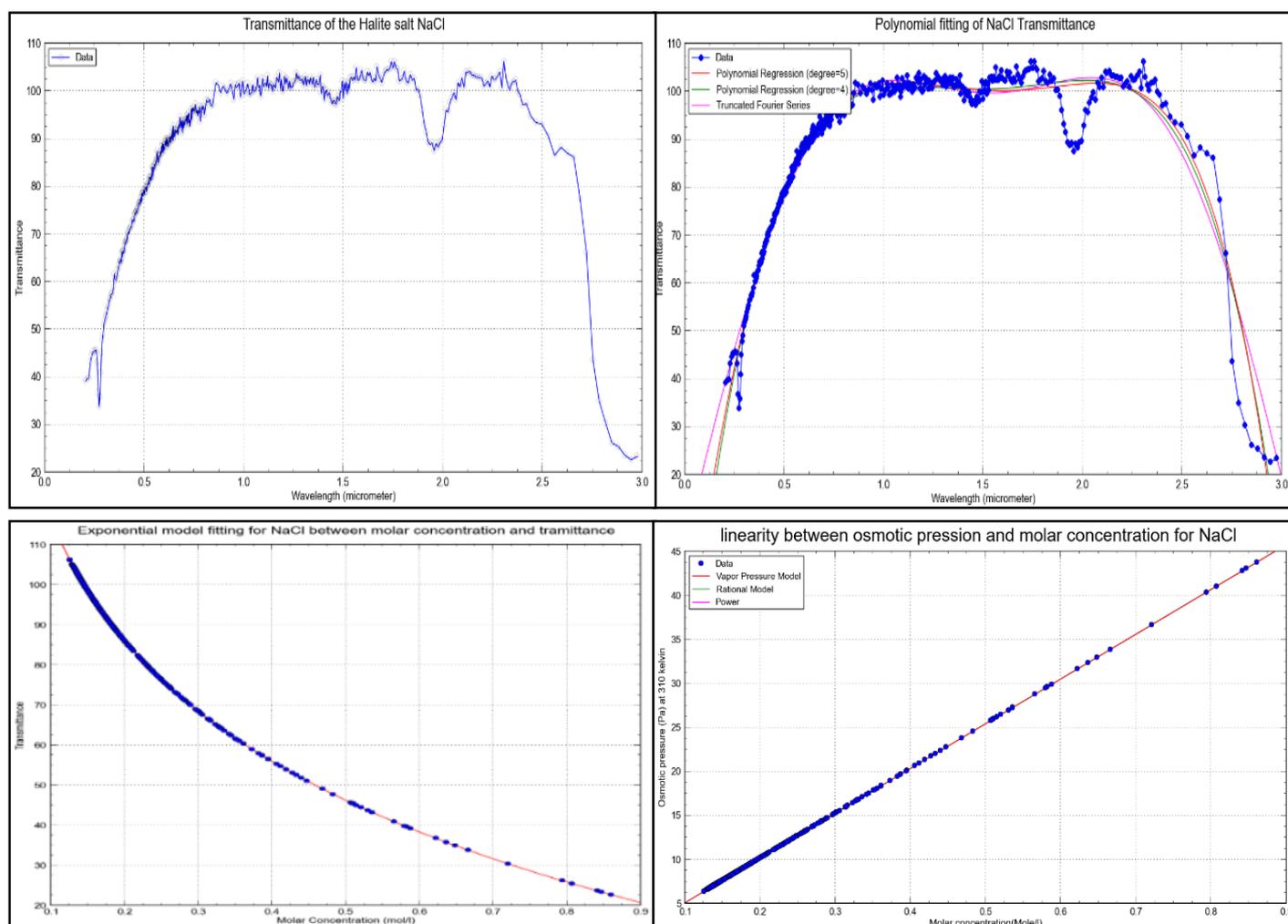


Figure 55 : Interaction entre la transmittance du sel NaCl, concentration molaire et ajustement à la pression osmotique (modèles linéaire, rationnel et exponentiel).

L'effet non linéaire est observé suivant la longueur d'onde des spectres du NaCl et semble être adapté à la loi exponentielle jusqu'à une épaisseur optique de 30 cm (diffraction de la lumière et effet de diffusion moléculaire sur la pellicule d'eau saline de la Sebkh d'Oran) car les coefficients de réflexion de Fresnel affectent la diffraction des rayons au contact grain-soluté. Ces différents aspects de modélisation ont été appréhendés par le formalisme de monochromaticité de l'onde électromagnétique dans la partie calcul des attributs intrinsèques/extrinsèques de la longueur d'onde en annexe 8,9 et 11.

Des sous-routines automatisés ont été élaborées sous le langage de développement informatique C++ Builder version Embarcadero pour la détection des sels minéraux sur les images satellitaires de la région d'Oran – (Grande Sebkh d'Oran). Pour ce faire, un outil satellisé est développé par implémentation des lois de Beer-Lambert et celle de Van't Hoff

(figure 56). L'interprétation de la télédétection par spectroscopie multi et hyperspectrale implique que la photométrie lambertienne affecte les mêmes coefficients d'absorption des sels s'ils respectent le formalisme du monochromatisme de l'onde électromagnétique puisque les modes d'élongation et de vibration des molécules changent vite et sont détectables sur les images satellitaires calibrées.

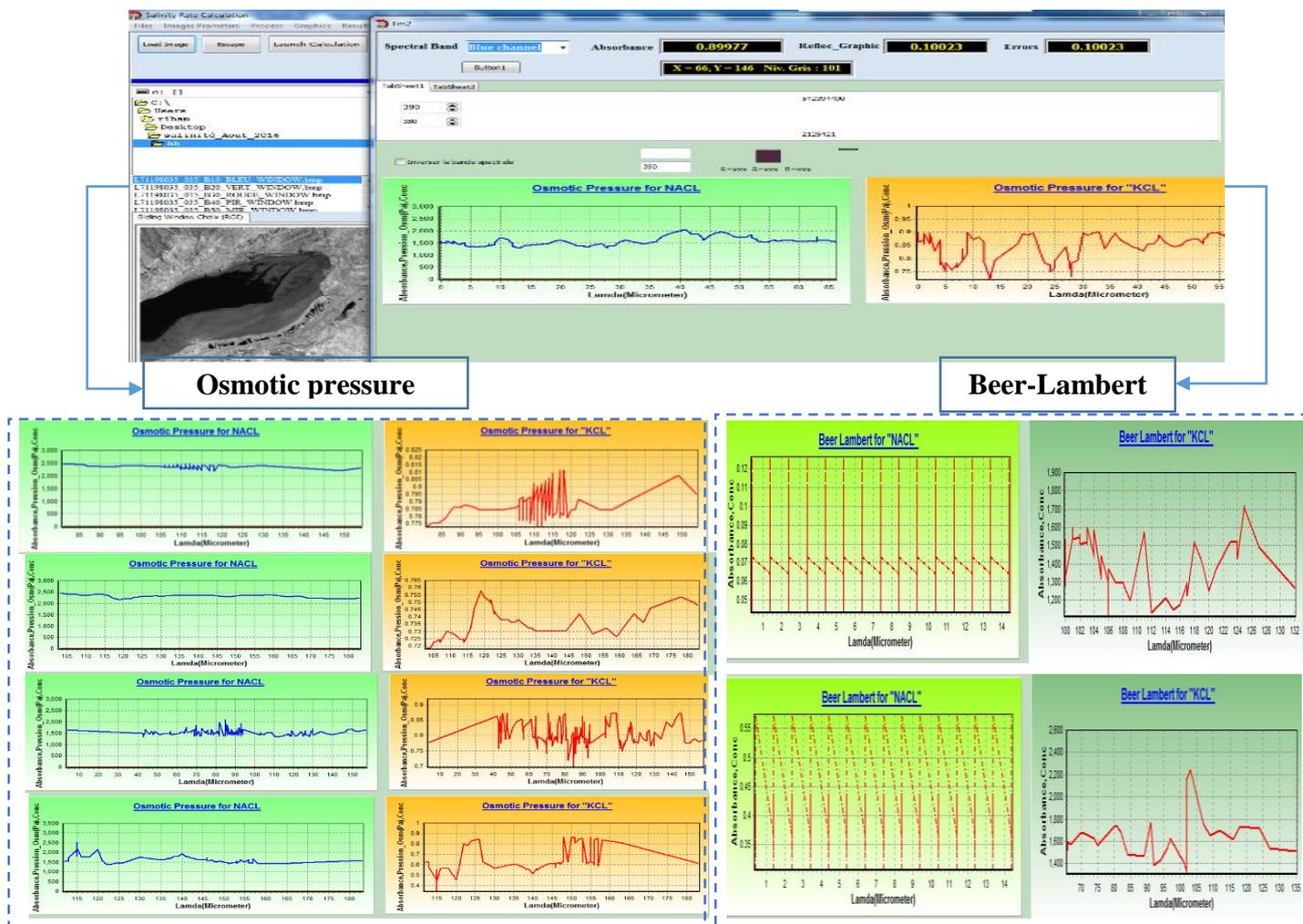


Figure 56 : Outil de télédétection par spectroscopie montrant l'absorbance des sels du NaCl et KCl liés par la pression osmotique (loi Van't Hoff) en bleu, vert, rouge et infrarouge court (à gauche) et la loi de Beer-Lambert pour seulement bleu (à droite)

Pour observer une absorption significative dans le domaine infrarouge, il est nécessaire de faire varier le moment dipolaire de la molécule lors de la vibration. La variation spectrale de la salinité se réfère aux connexions symétriques d'absorbance. Le spectre d'absorption des sels NaCl et KCl est presque plat à cause d'une granulométrie grossière des matériaux alluviaux tels que les sables et les limons selon les bandes spectrales (figure 57).

L'outil réalisé permet également de détecter les groupes d'atomes qui absorbent appelés chromophores et ceux qui n'absorbent pas mais qui ne provoquent que des changements d'absorption partielle appelés auxochromes. Lorsqu'un chromophore est soumis à des influences électroniques comme dans le domaine du visible, la bande d'absorption peut se déplacer vers les longueurs d'onde fortes par l'effet bathochrome, ou vers les longueurs d'onde faibles par l'effet hypsochrome. Si l'absorption de la lumière augmente, un effet hyperchromique est observé selon les coefficients d'extinction (absorption et diffusion). Si elle diminue, il existe un effet hypochromique sur les minéraux salins relié au pH du soluté.

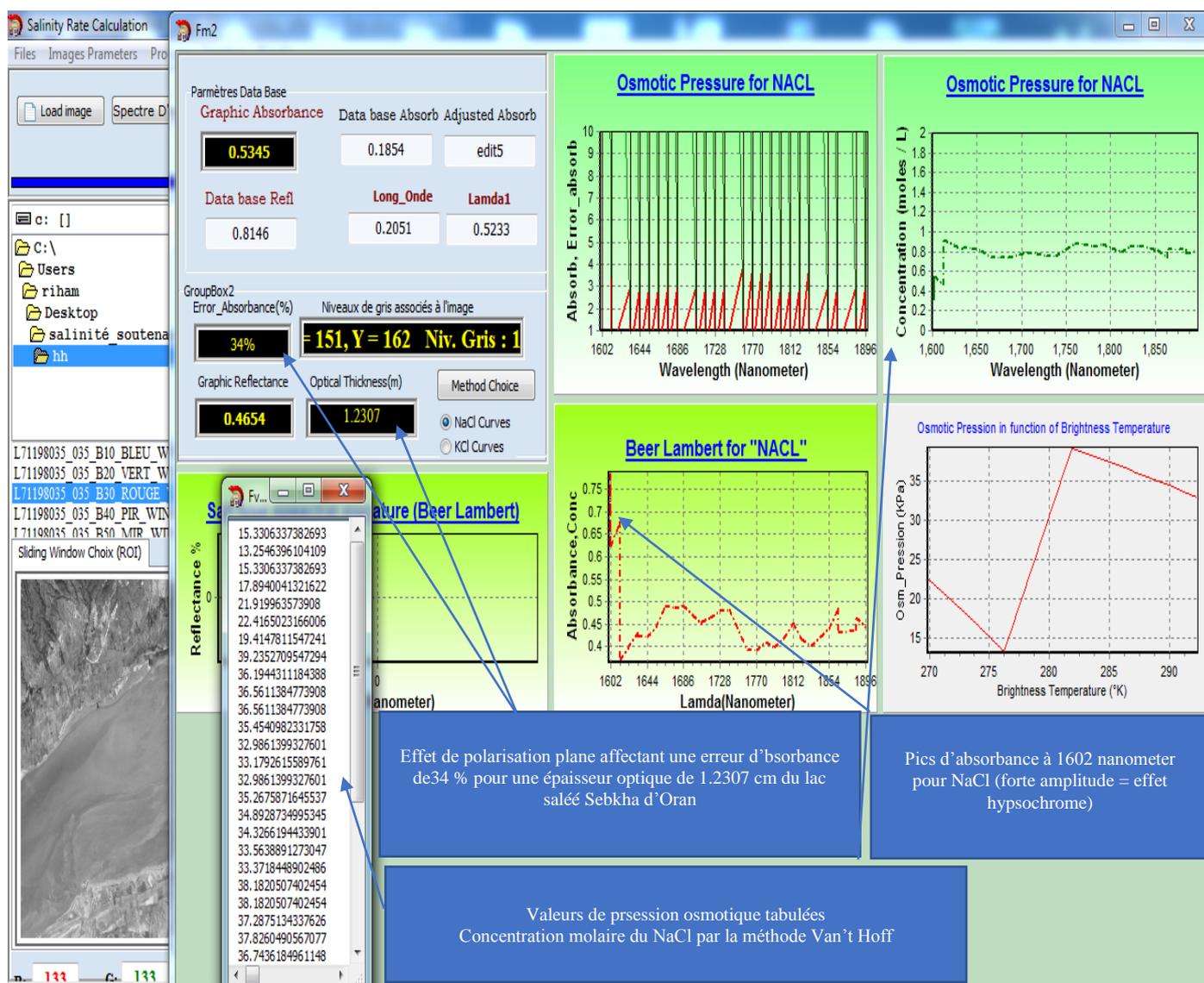


Figure 57 : Télédétection par spectroscopie infra rouge des effets de polarisation, déformation, transitions électroniques du sel NaCl

Nous avons pris en considération les conditions optimales d'application d'une fréquence d'échantillonnage deux fois supérieure à la largeur de la bande spectrale pour que la détection des sels soit possible, cela donnera une limite seuil inférieur (résolution spectrale nanométrique). On comprend intuitivement que si les spectres se recouvrent, une partie de l'information sur le signal est perdue, et on ne pourra pas retrouver le signal d'origine par TF inverse. Plus précisément, si la fréquence d'échantillonnage (f_e) < $2f_L$, les spectres se somment, comme indiquée sur la figure 658 : quand on regarde le spectre sur une période dans un intervalle de spectre $[-f_e/2; f_e/2]$.

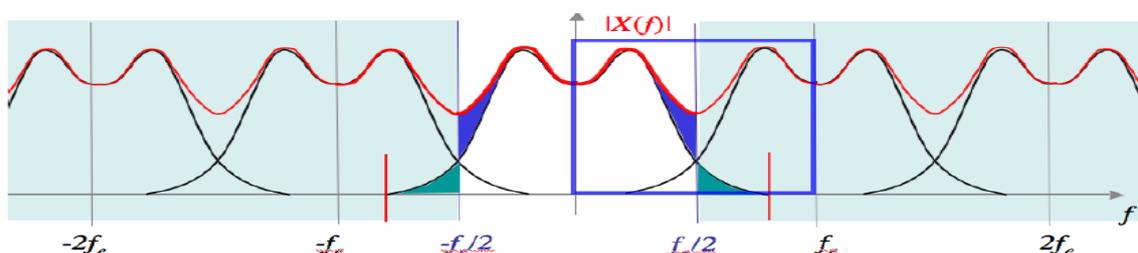


Figure 58 : Repliement de spectre sous condition (f_e inférieur à $2f_L$) et apparition d'une sommation de spectres en rouge et perte lors du recouvrement (en bleu)

Pour valider l'approche spectrale par télédétection, nous avons testé la librairie spectrale du sel NaCl pour une meilleure discrimination spectrale au niveau spatial à l'aide du logiciel ENVI. Pour atteindre notre objectif, une première segmentation a été évaluée pour la cartographie minéralogique comme bases de règles spectrale par l'emploi de la librairie spectrale USGS complète. Ensuite des zones d'entraînements ont été choisies sur la partie du lac salé selon les classes de salinités établies auparavant par l'interpolation RBF « Radius Basis Function » et l'utilisation d'une librairie type du sel NaCl.

IV.4.4 Cartographie de la salinité par les méthodes PPI, MNF et SAM

Les méthodes SAM se fondent sur la similarité spectrale entre les différentes composantes homogènes du milieu observé. Le succès de leur application à l'analyse et à la classification des images dépend de la qualité et de la représentativité des signatures prototypes sélectionnées pour représenter ces composantes homogènes. Ainsi, l'étape la plus cruciale est l'extraction d'un nombre limité de signatures prototypes pouvant caractériser et expliquer la variabilité spectrale dans l'image satellitaire. Les données satellitaires utilisées comprennent des images du capteur hyperspectral ASTER, du capteur Landsat 8 OLI/TIRS et enfin EO-1 ALI (Advanced Land Imager) et Hyperion. Après correction radiométrique et atmosphérique par la méthode D.O.S et QUAC sous logiciel de traitement d'images ENVI, nous avons

obtenues des images en réflectance selon la démarche méthodologique suivante (figure 59) :

- ✓ Application de différentes méthodes d'extractions des signatures prototypes ;
- ✓ Estimation de l'abondance relative de ces signatures prototypes par la méthode SAM ;
- ✓ Classification des sols salins dominantes à l'aide de la combinaison des abondances relatives résultant des méthodes précédentes ; Comparaison des méthodes utilisées.

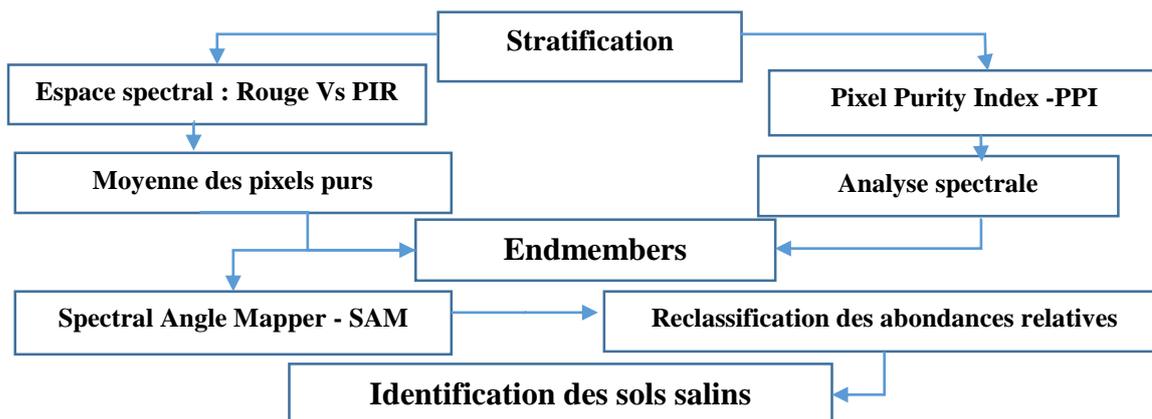


Figure 59 : Organigramme méthodologique illustrant la démarche générale suivie pour l'identification des sols salins

Parmi les méthodes de sélection des signatures spectrales prototype, nous avons jugé utile d'utiliser l'indice PPI (Indice de Pureté du Pixel) qui représente une transformation consistant à minimiser le bruit en comprimant l'information dans un nombre fini de bandes de MNF.

Pour l'image Aster utilisée dans notre lac salé, les six premières composantes sont jugées significatives (figure 60).

Ce travail a été réalisé conjointement avec la phase de correction atmosphérique et calibration radiométrique par la méthode FLAASH avant tous traitement et analyse préalable dans l'espace spectral multidimensionnel.

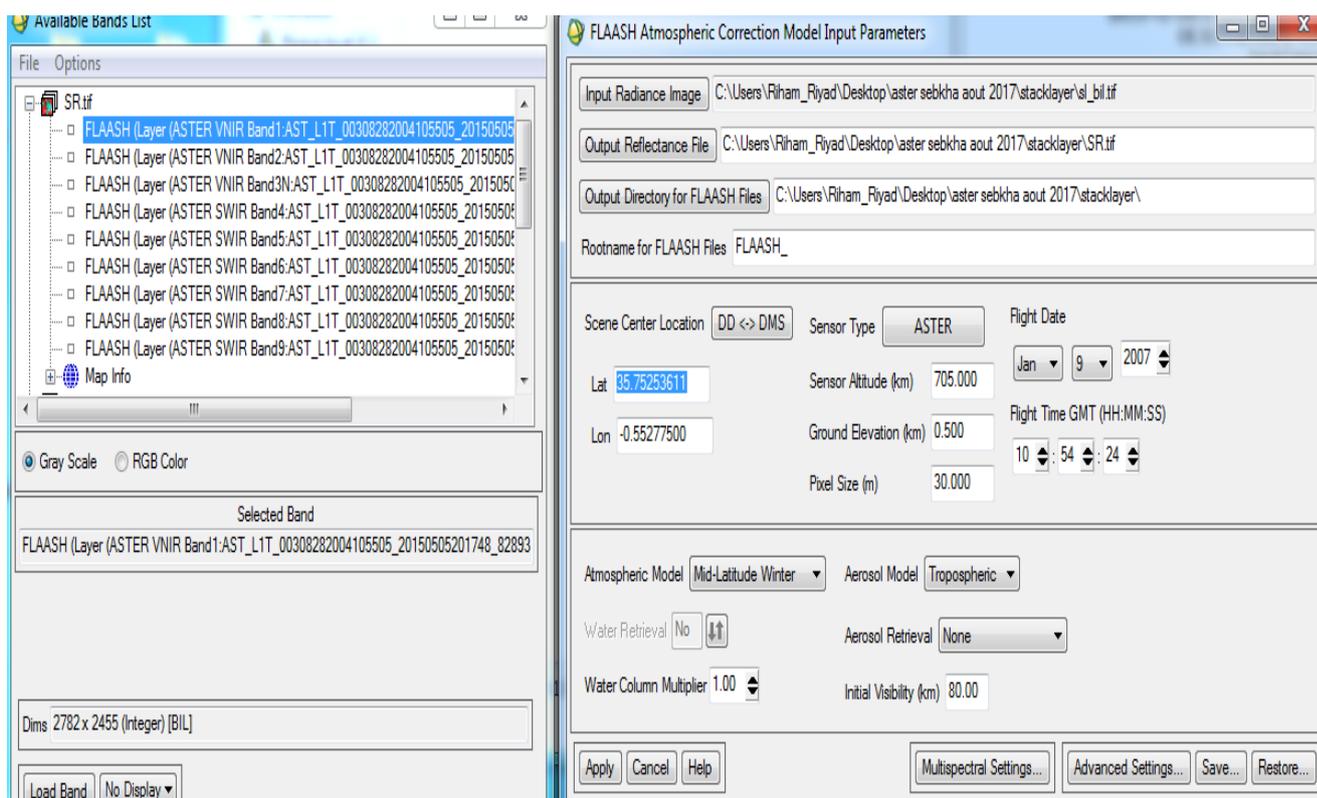


Figure 60 : Correction atmosphérique par la méthode FLAASH des images ASTER

La méthode FLAASH sous ENVI est utilisée dans ce contexte pour avoir deux type de reflectance : de fond à 550 nanomètres (absorption et rétrodiffusion à 440 nanomètres) et celle des propriétés physiques de l'eau (reflectance due à la colonne d'eau). Des travaux ont été menés par les méthodes d'inversion pour développer des algorithmes de types de fond (sableux, argileux, etc.) avec contraintes spatiales au niveau de la réflexion de fond pour une utilisation opérationnelle.

Nous avons jugé intéressant de confronter les spectres du NaCl des images multi et hyperspectrales pour juger de leur pertinence en spectroscopie minérale. La méthode de démixage spectral est utilisée conjointement avec les approches PPI et SAM en exploitant les Endmembers de salinité. Les différentes étapes de traitement des images satellitaires ont :

- ✓ Exécution du PPI sur le logiciel ENVI en utilisant 10 000 pour le nombre d'itérations et 5 pour le facteur de seuil (figure 61). Le paramètre "Nombre d'itérations" se réfère au nombre de projections n-dimensionnelles que l'algorithme PPI effectue.
- ✓ Le paramètre "Threshold Factor" est le nombre maximal de sommets ou de pixels Extrêmes qui seront considéré comme pur dans une itération PPI donnée ; La valeur de 5 signifie que les cinq premiers pixels trouvés sur un nœud donné de pixels recevront un score PPI de 1.

- ✓ Si on les trouve sur une deuxième itération, les pixels purs sont affectés un score de 2 et ainsi de suite. Nous devrions noter qu'il n'y a pas de règle générale pour le nombre d'itérations du PPI.
- ✓ L'algorithme exécuté se base sur les itérations. Le nombre d'itérations dépend du nombre de bandes spectrales utilisées, de la vitesse du processeur de l'ordinateur et enfin de la mémoire disponible. Une fois exécuté, l'algorithme PPI produira une "image PPI" montrant le nombre et l'emplacement des pixels purs, et un "Tableau PPI" montrant le nombre d'itérations effectuées sur l'axe X par rapport au nombre de pixels purs trouvés sur l'axe Y.
- ✓ La courbe résultat peut être utilisée pour juger si le nombre d'itérations sélectionnées est suffisant. Lorsque la courbe est aplatie (c'est-à-dire parallèle à l'axe des X), cela implique que le nombre d'itérations sélectionné pour l'algorithme PPI est suffisant. Lorsque ce n'est pas le cas, cela indique que l'algorithme PPI devrait être exécuté pour plus d'itérations. L'image PPI montre que les pixels PPI identifiés sont considérés comme purs.
- ✓ La valeur associée à chaque pixel se réfère au nombre de fois qu'un pixel est identifié comme étant pur. Par exemple, si un pixel reçoit une valeur est de 130, cela signifie que le pixel a été trouvé comme extrême 130 fois sur 10 000 itérations exécutées par l'algorithme PPI.
- ✓ Choix d'un sous-ensemble de pixels parmi l'image PPI résultante pouvant être utilisé ultérieurement pour dériver les utilisateurs finaux. Nous devons d'abord identifier une valeur PPI de coupure pour les pixels que nous voulons examiner dans notre analyse.
- ✓ La valeur de coupure doit être suffisamment grande pour s'assurer que le pixel n'a pas été identifié comme extrême par hasard et qu'il est représentatif d'un membre actuel.
- ✓ Dans cette étude, nous avons sélectionné une valeur de coupure de 10, ce qui signifie qu'un pixel doit être identifié comme étant extrême plus de 10 fois pour être considéré dans l'image de sélection finale (image de salinité). La sélection de cette valeur de coupure était quelque peu arbitraire pour éviter les pixels "de bruit" qui sont situés au bord de l'image.
- ✓ Affichage des résultats PPI-Endmembers à l'aide de l'outil "N-Dimensional Visualizer" sous logiciel ENVI 5.3 pour identifier les abondances de pixels purs de salinité et dériver le dernier ensemble de groupe de pixels ou clusters de la classe salinité.
- ✓ L'identification des spectres de salinité nécessitent une bonne connaissance de la scène d'étude et un processus itératif de sélection / validation jusqu'à ce que des clusters des Endmembers candidats sont identifiés dans l'espace n-dimensionnel.

Dans l'analyse spectrale, l'image satellitaire est assimilée à une collection de spectre et adaptée en format généralement le BIP (Band Interleaved by Pixel) ou BIL (Band Interleaved by Line).

En analyse spatiale on s'intéresse à la répartition spatiale des pixels, recherche de contours et analyse texturale, segmentation, etc.

La dimension de l'image est importante par le format le plus adapté qui est le BSQ (Band Sequential). Pour étudier la lumière émise et réfléchiée des matériaux notamment en spectroscopie, on s'intéresse généralement au spectre complet de chaque minéral pour chaque pixel image.

La spectroscopie analyse la réflectance des matériaux (interaction de la lumière avec la matière = absorption, diffusion et réflexion). L'énergie absorbée forme des dépressions sur les courbes d'absorption dont l'allure générale de la courbe (forme) et la position des dépressions (vibrations moléculaires) permet une caractérisation des matériaux, c'est la méthode des signatures spectrales.

Les interactions atmosphériques par absorption, diffusion des particules avec la lumière, la non linéarité de l'onde, nuages et effet du relief et des aérosols affectent la réflectance et la transmittance qui arrive au sol, c'est la raison pour laquelle nous avons utilisé la correction atmosphérique pour une meilleure calibration au niveau pixel soit la méthode FLAASH, QUAC et DOS.

La segmentation par une réflectance type selon le type de sels choisi requiert un endmember (échantillonnage) propre à sa librairie spectrale pour pouvoir rechercher sa ressemblance/appartenance au sel étudié.

Un exemple est donné sur deux sels ayant des solubilités différentes pour contraster les niveaux de salinité selon l'espace spectral multidimensionnel. L'augmentation du nombre de bandes spectrales (dimensionnalité et densité spectrale) par la fusion hybride (MNF et MNF inverse) améliore objectivement la détection des sols salés (en rouge) (figure 62).

Contrairement, il reste le problème d'influence de la résolution spatiale sur l'aspect spectral du sel étudié d'où un pixel occupe une large surface au sol et/ou le pixel composite de plusieurs pixels purs (Endmember). Les contributions de chaque minéral salin sont proportionnelles à la surface occupée par ce minéral dans le niveau pixel.

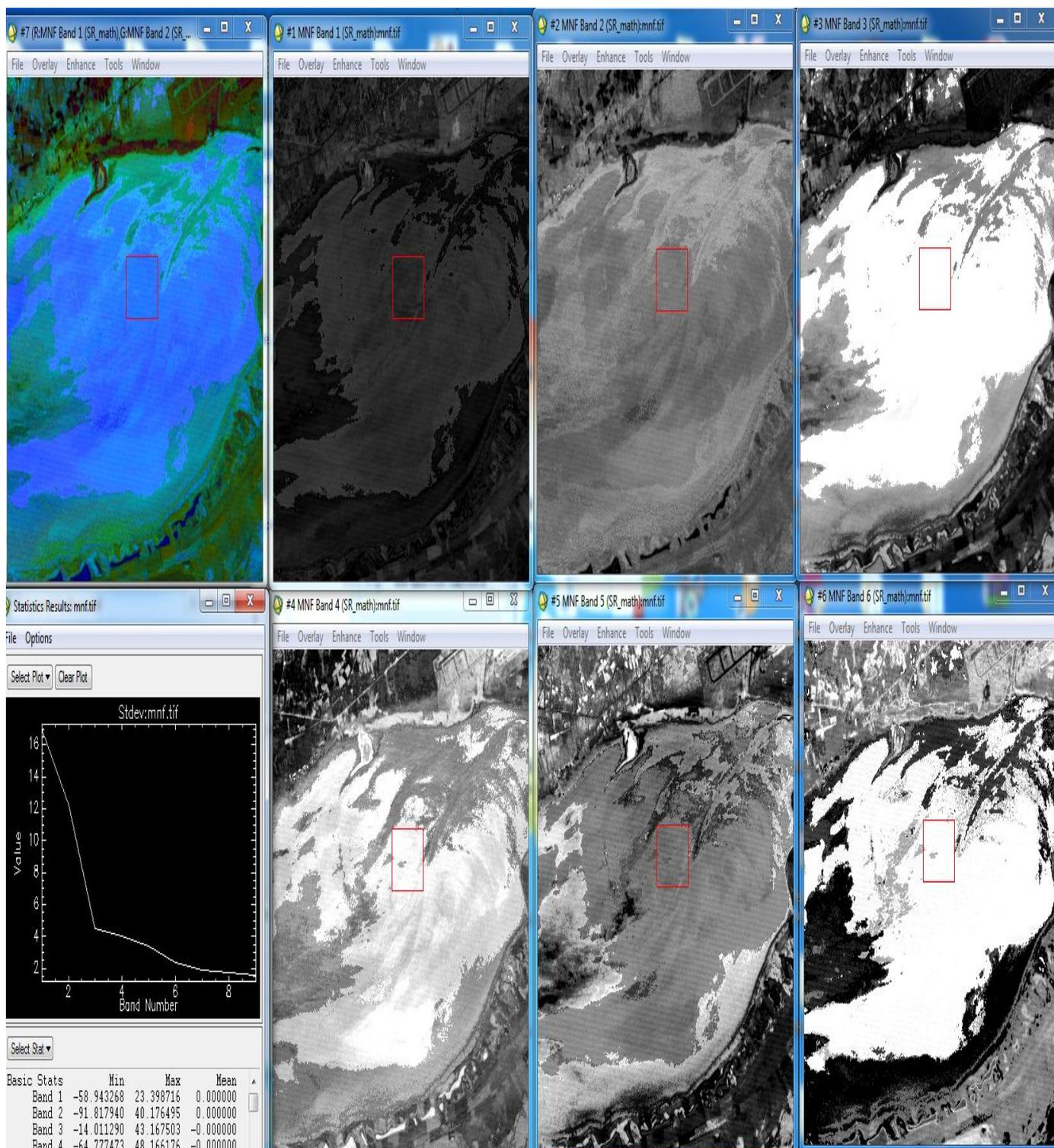


Figure 61 : Les composantes de MNF utilisées par l'indice de pureté du pixel (PPI) : (a) à (f) six images de MNF obtenues par transformation des neuf bandes ASTER ; (g) composée en (RVB) des trois premières de MNF ; (h) la variance en fonction du nombre de MNF

Chapitre IV – Résultats et interprétation de la salinité des sols par spectroscopie, traitement d'images satellitaires et données multisources

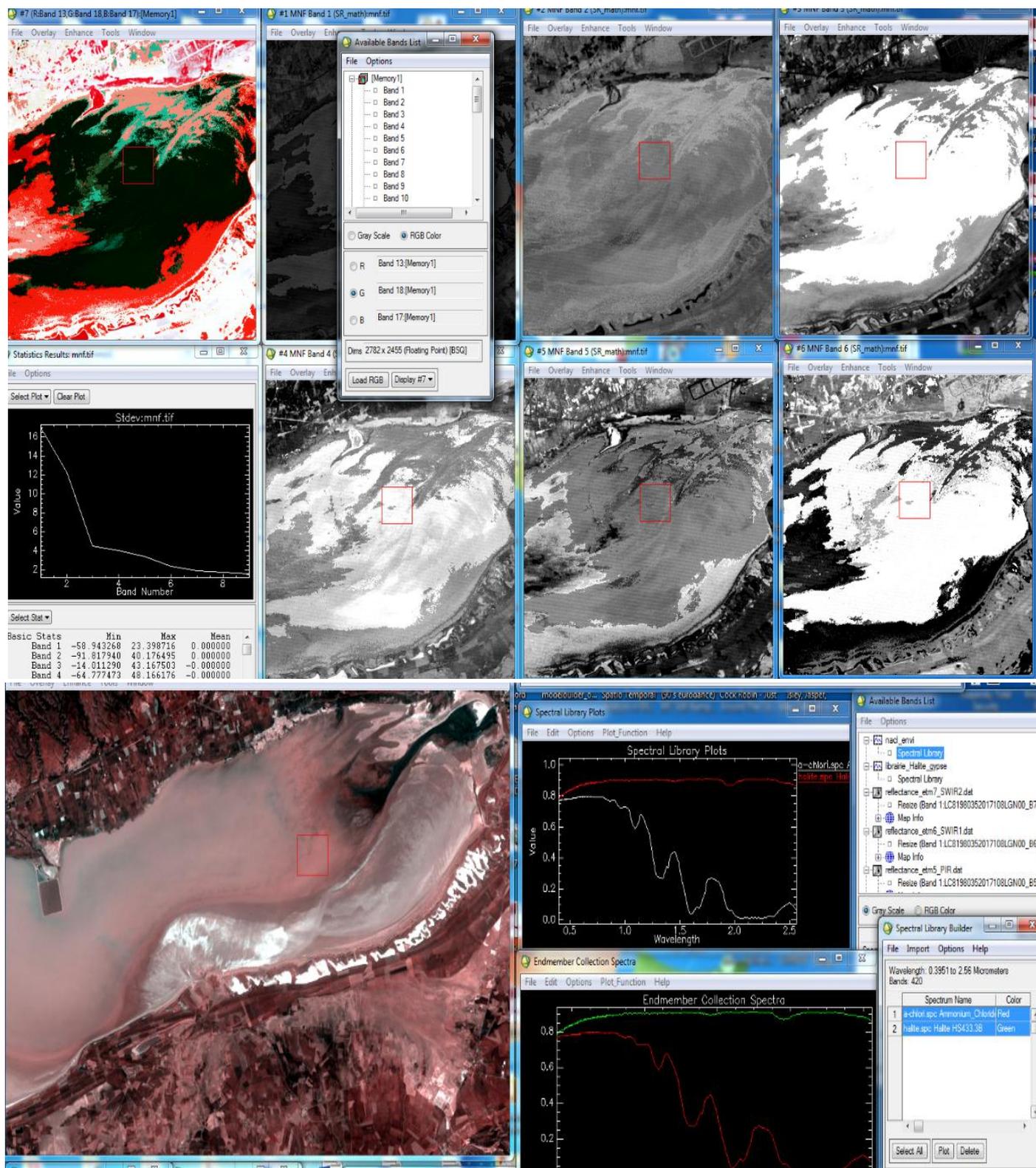


Figure 62 : Discrimination spectrale du niveau spectral et spatial d'identification de la salinité

Les figures suivantes illustrent les résultats de compilation de notre méthodologie sous logiciel ENVI 5.3 par la méthode PPI, MNF, SAM et démixage spectral ainsi que la méthode MNF pour la cartographie minéralogique et de salinité par segmentation en Endmember.

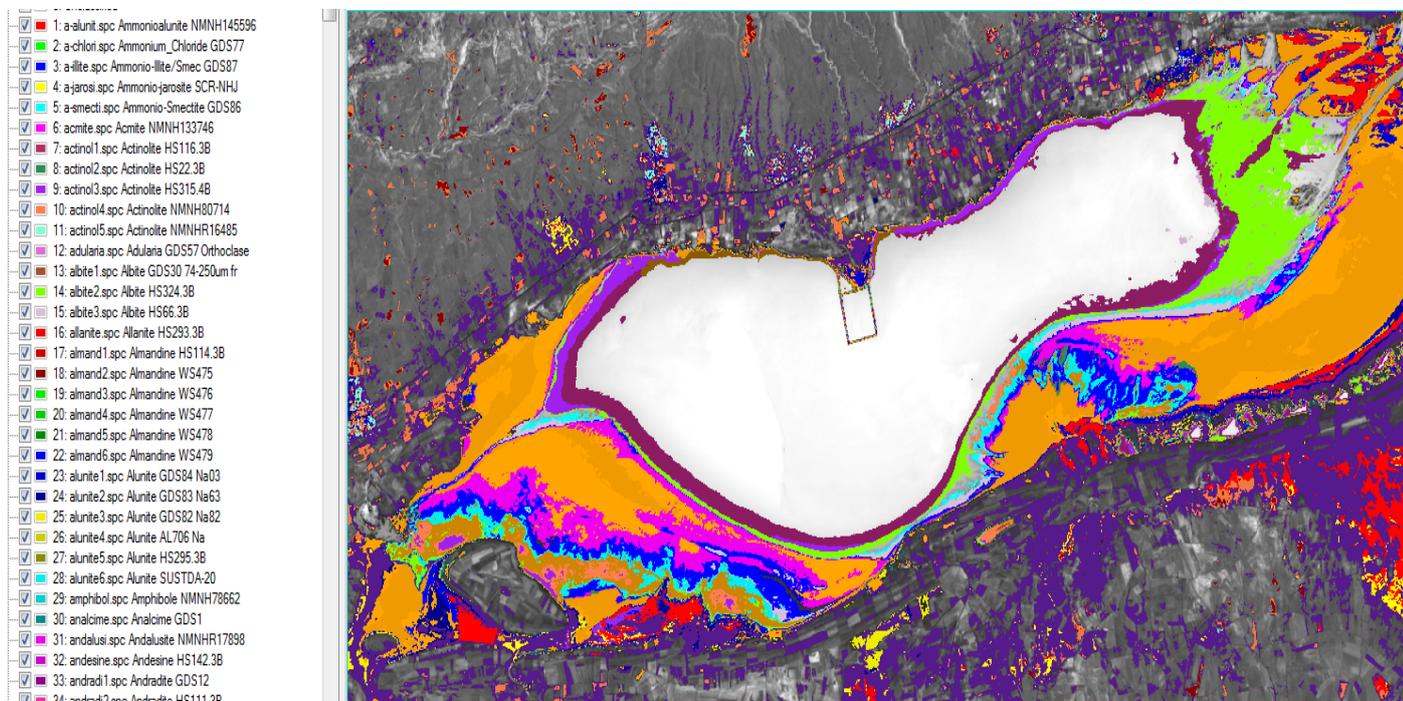


Figure 63 : Carte minéralogique par utilisation de la librairie spectrale Endmembers USGS

La signature spectrale de ces endmembers est identifiée comme suit :

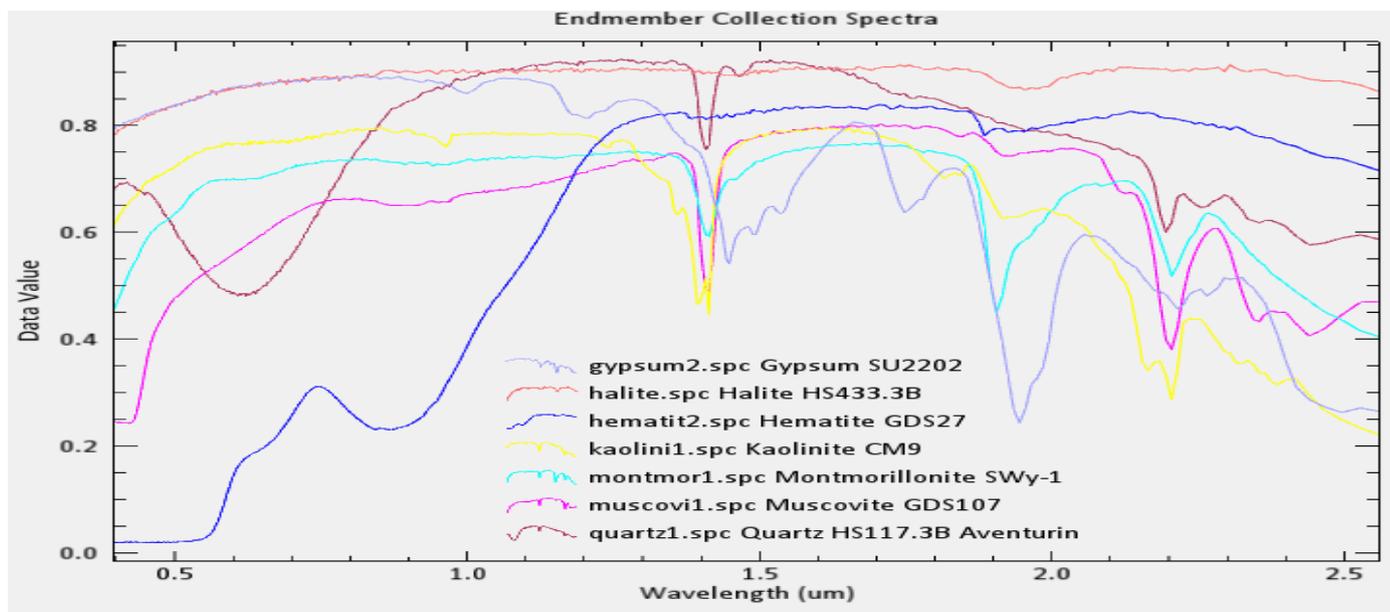


Figure 64 : Signature spectrale des minéraux géologiques selon les Endmembers

La deuxième étape primordiale consiste à segmenter les zones d'intérêt (Endmember de salinité) et la valider ensuite dans l'espace spectral multidimensionnel (n-D). La méthode MNF a été exécutée sur des images multispectrales Landsat 8 OLI avec l'élimination de trois bandes ayant des variances minimales par processus itératif jusqu'à atteindre le seuil de salinité minimum (inférieur au ¼ pixel pur).

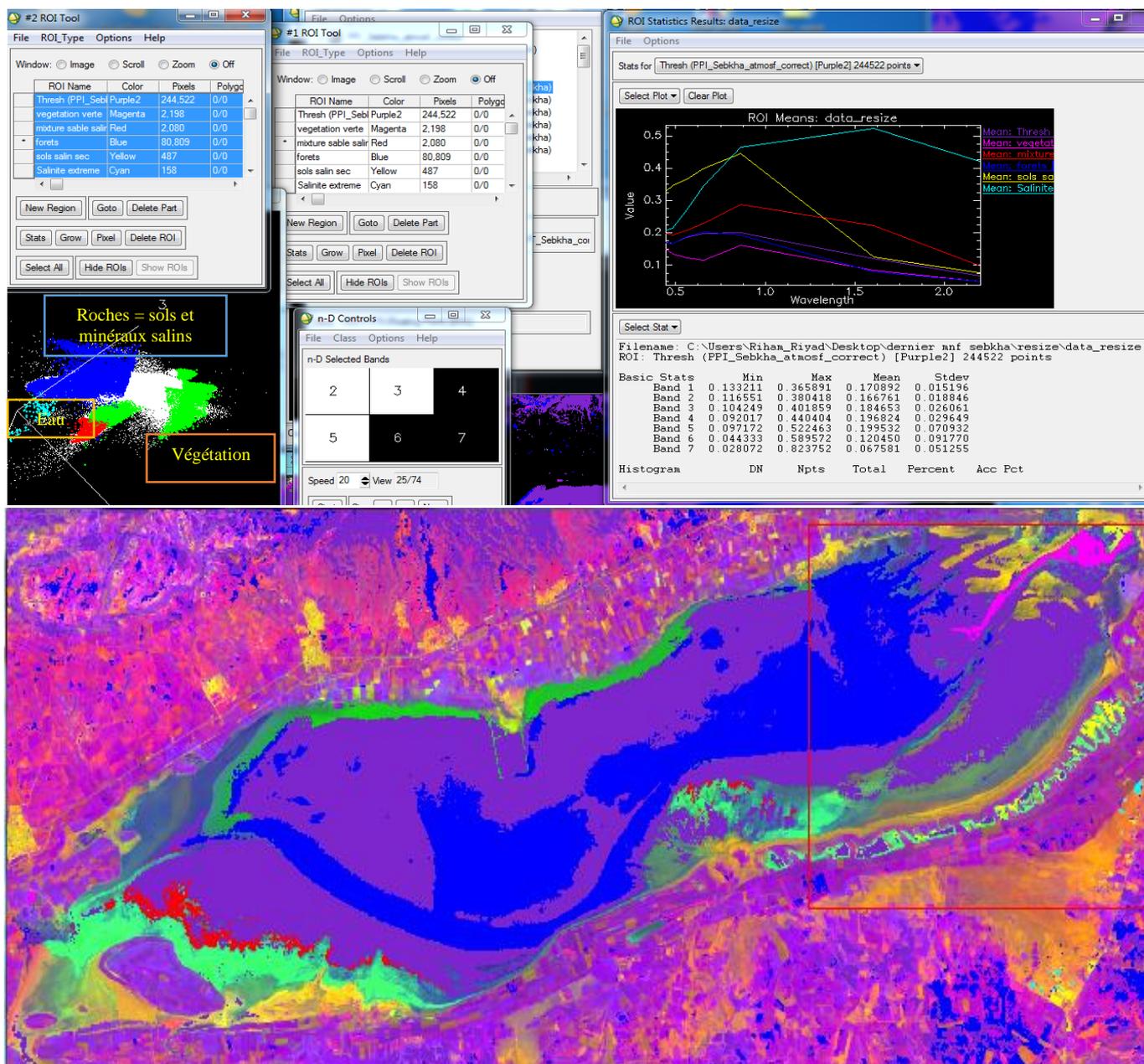


Figure 65 : Application de la méthode MNF sur les images multispectrales - itérations pour 6 bandes spectrales contenant le maximum d'information

On constate que les courbes spectrales des sels sont très rapprochées (mélange de sels) et un aplatissement dû à la taille granulométrique des états de surface tels que le sable. Par contre, une courbe spectrale est visualisée au dessus de tous les spectres salins avoisinant la forme spectrale du sel le plus dominant du lac salé (NaCl) (figure 65). On note que l'Endmember du sel NaCl possède une courbe similaire à un spectre continu et que les sels sont situés en marge du nuage de points (Scatterplot 3D) (une dimension pour les roches : sols et minéraux, une deuxième dimension : végétation et enfin une troisième dimension : eau).

Les marées salines et les lunettes de Dayet aux bordures de la sebkha d'Oran sont très salées. De ce fait, on constate une forte absorption de salinité en présence d'un couvert végétal important avec des valeurs extrêmes sur la région d'Eldjazira à l'ouest du lac salé. L'analyse spectrale multidimensionnelle PPI, MNF et Démixage spectral des endmembers a permis de mettre en relief la classification spectrale des zones salines ainsi que les zones de forte concentrations en minéralisation (sols salins) (figure 66).

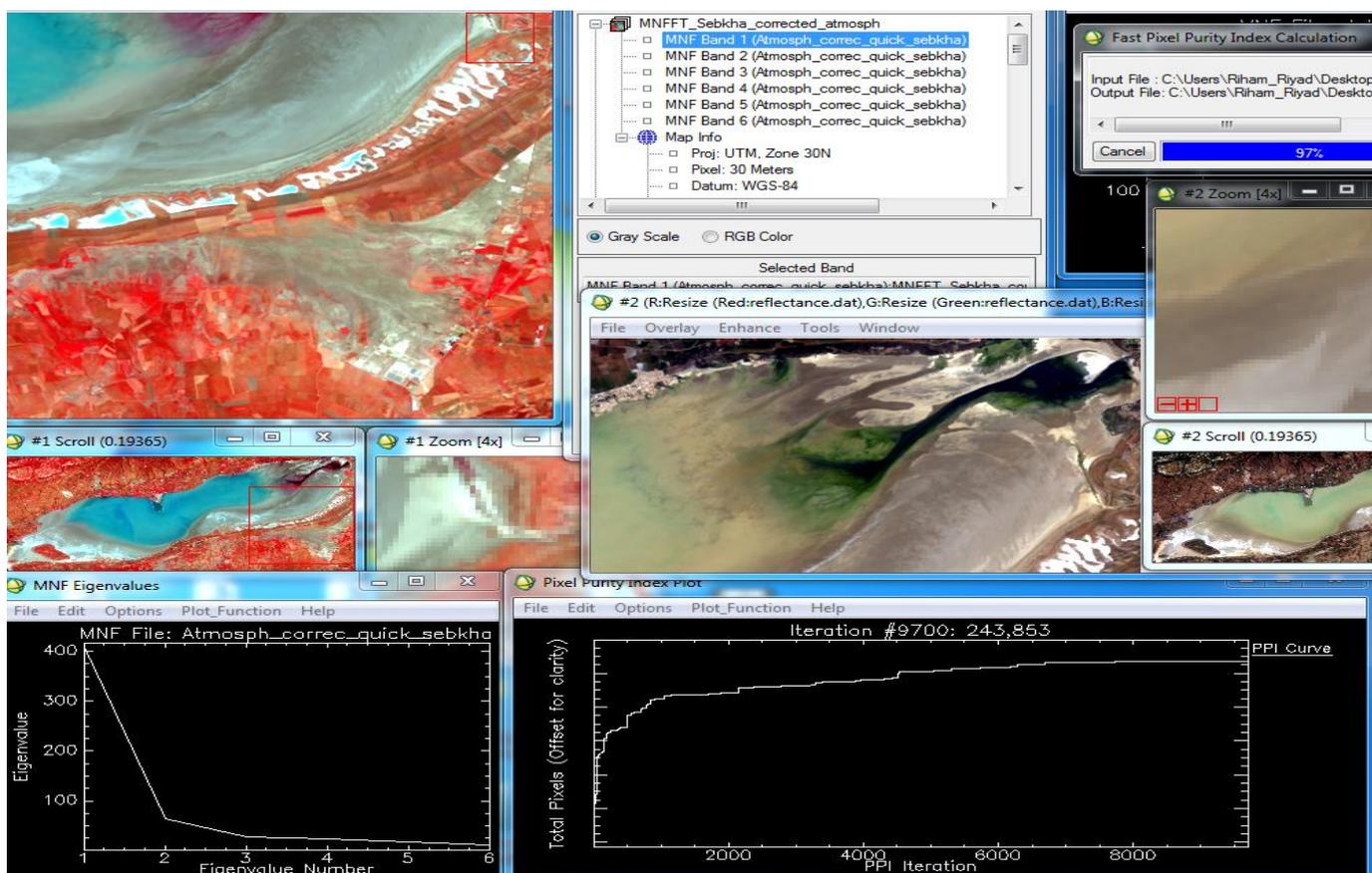


Figure 66 : Cartographie de la salinité par les méthodes spectrales PPI, MNF et Démixage spectral des endmembers dans le lac salé - Sebkhha d'Oran

Concernant la méthode MNF inverse, on constate une nette discrimination spectrale des zones d'abondance de salinité comme la prévoit la figure ci-après :

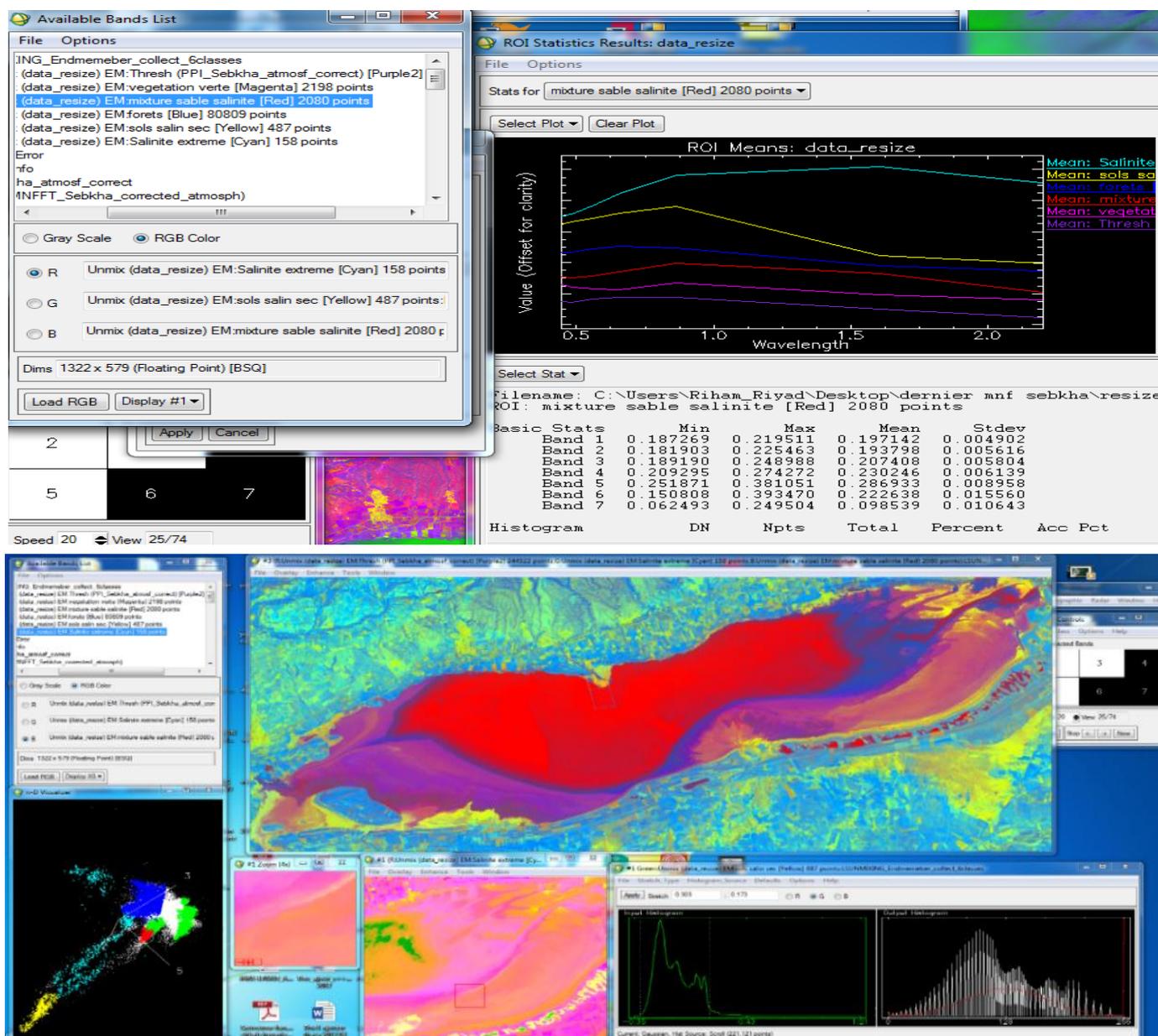


Figure 67 : Carte de salinité par la méthode MNF Inverse

En analyse visuelle multidimensionnelle, la composition tricolore de salinité est supervisée selon les néocanaux des bases de règles d'abondances soit en RGB : (Rules_Endmember7, endmember2, endmember3) pour une meilleure discrimination spectrale de la salinisation des sols (figure 68).

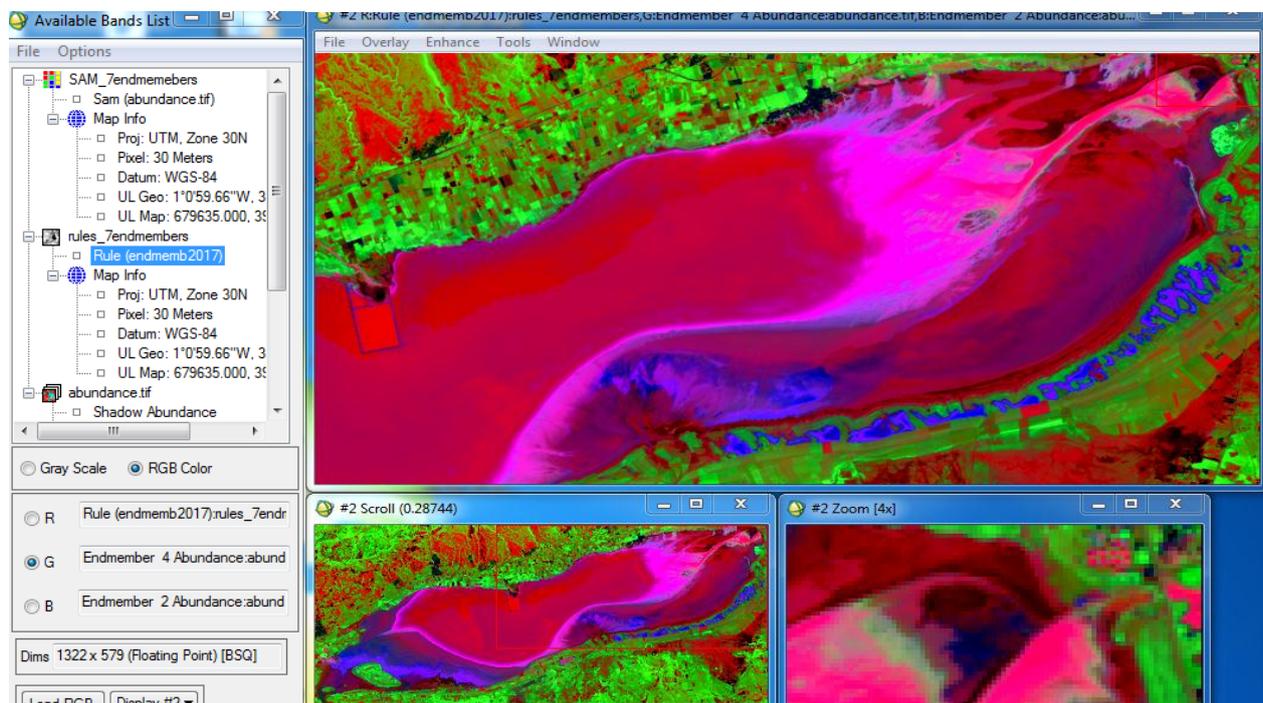


Figure 68 : Composition trichromique RGB : Rules_Endmember7, endmember2, endmember3) pour la cartographie de la salinité (règles d'abondance)

La méthode SAM illustre la salinité moyenne du lac salé par la saturation des niveaux de gris sur l'image résultante après itérations selon la figure suivante :



Figure 69 : Carte d'abondance de la salinité du lac salin de la Sebkh

En finalité, la carte MNF inverse sur les images hyperspectrales ASTER par rapport aux images Landsat 8 OLI/TIRS discrimine finement la salinité des couverts végétaux, les sols nus et des plans d'eau (bonne séparation des classes Endmembers (10 nm contre 100 nm en déphasage spectral)) selon la figure suivante.

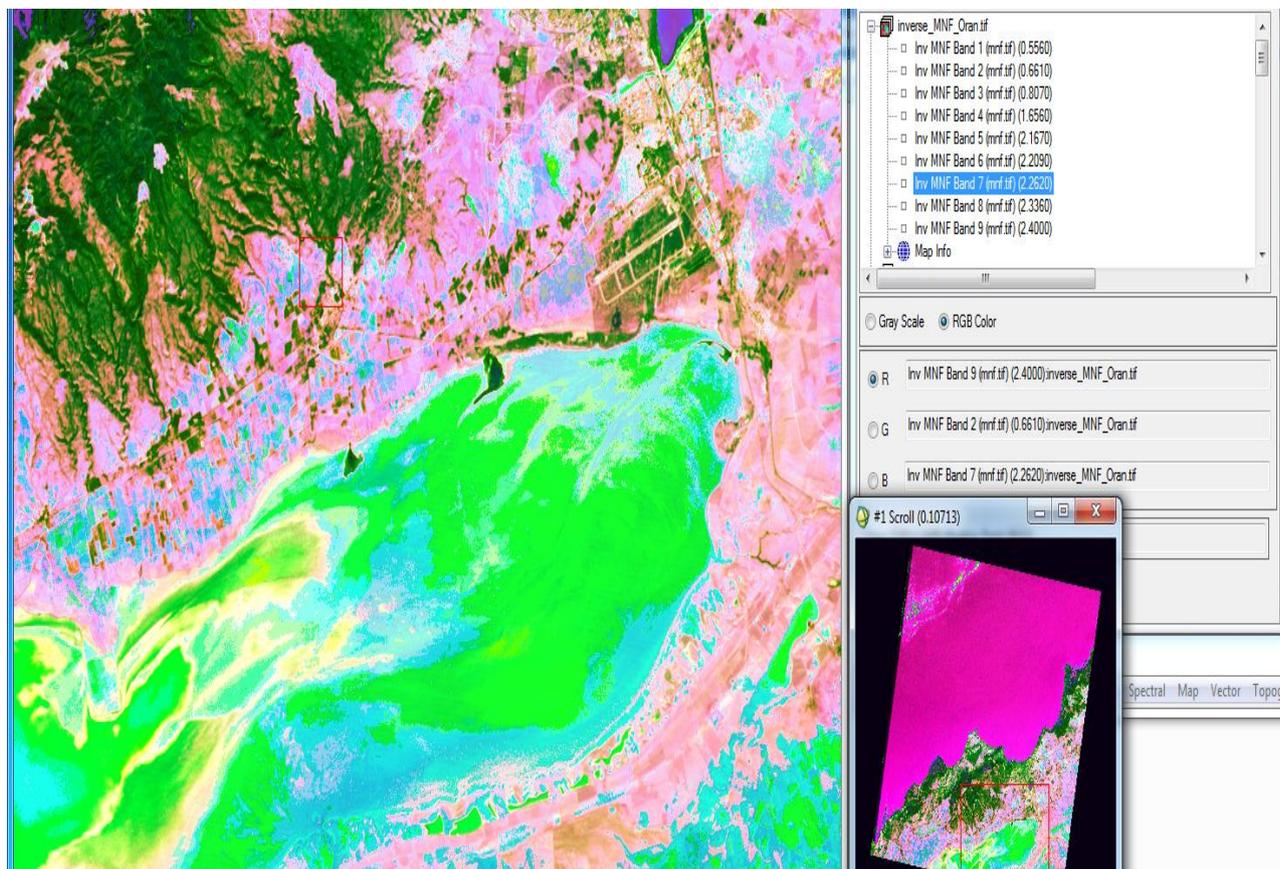


Figure 70 : Carte de salinité par la méthode MNF inverse sur image hyperspectrale ASTER

IV.4.5 Cartographie de la salinité par la méthode des seuils d'histogramme

Cette application a fait l'objet des travaux antérieurs de Magister en physique, option rayonnement et matière dont le thème était : « *Etude corrélative des paramètres physiques calculés à partir des images optiques* » soutenu en 2013 par Mme Djellil Hafida sous la direction de mon Directeur de thèse Pr. Lounis M.

Le travail était développé sous Delphi uniquement dans le domaine du visible par la méthode des seuillage d'histogramme. A cet effet, nous avons modifié l'interface utilisateur au profit des utilisateurs qui souhaitent visualiser la salinité inéactivement (figures 71).

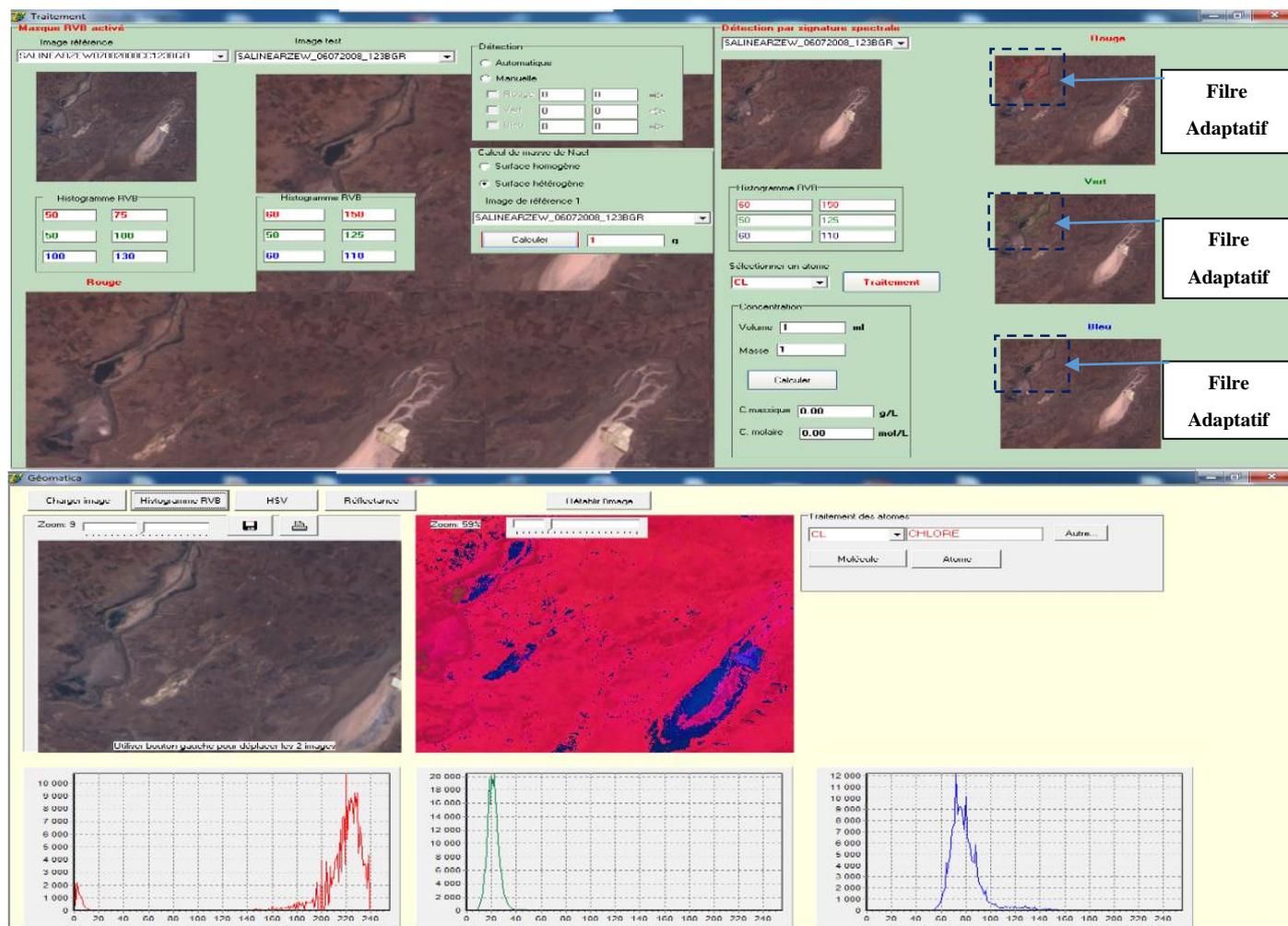


Figure 71 : Détection de la salinité (Cl : chlorures) par seuillage radiométrique / histogramme selon image référence/ image test et calcul des concentrations massiques/molaires

IV.4.6 Cartographie de la salinité par les indices de salinité et suivi temporel

Il atteste en effet de la possibilité de faire un suivi régulier des différents niveaux de la dynamique spatiale de la salinité à une échelle semi-régionale voire régionale tous les trois à quatre ans. Un des avantages directs de cette surveillance par télédétection est l'abaissement des coûts. En effet, il n'est plus nécessaire d'exécuter des déplacements de grande ampleur sur le terrain d'étude, forcément onéreux et longs. Enfin, plusieurs travaux précurseurs, comme les approches cartographiques (télédétection, géophysique et géostatistique) détectent une expansion importante de la salinité depuis des années, conséquence de l'irrigation par des eaux souterraines souvent chargées en sels.

La salinité risque de s'étendre à des sols qui ne sont pas encore touchés. Des mesures concrètes doivent donc être prises rapidement pour endiguer ce fléau pour les décideurs, projecteurs, gestionnaires intéressés par ce grave problème, il est maintenant prévu d'optimiser la cartographie de la salinité par une combinaison de la géophysique, géostatistique, hydrochimique et de la télédétection tout en adoptant une meilleure stratégie d'échantillonnage et le développement d'applications relevant de la physique du rayonnement et de la chimie analytique tout en performant la spectroscopie optique des minéraux salins. A cet effet, différents indices de salinité ont été cartographiés tels que : SI, NDSI, SSI (figure 72).

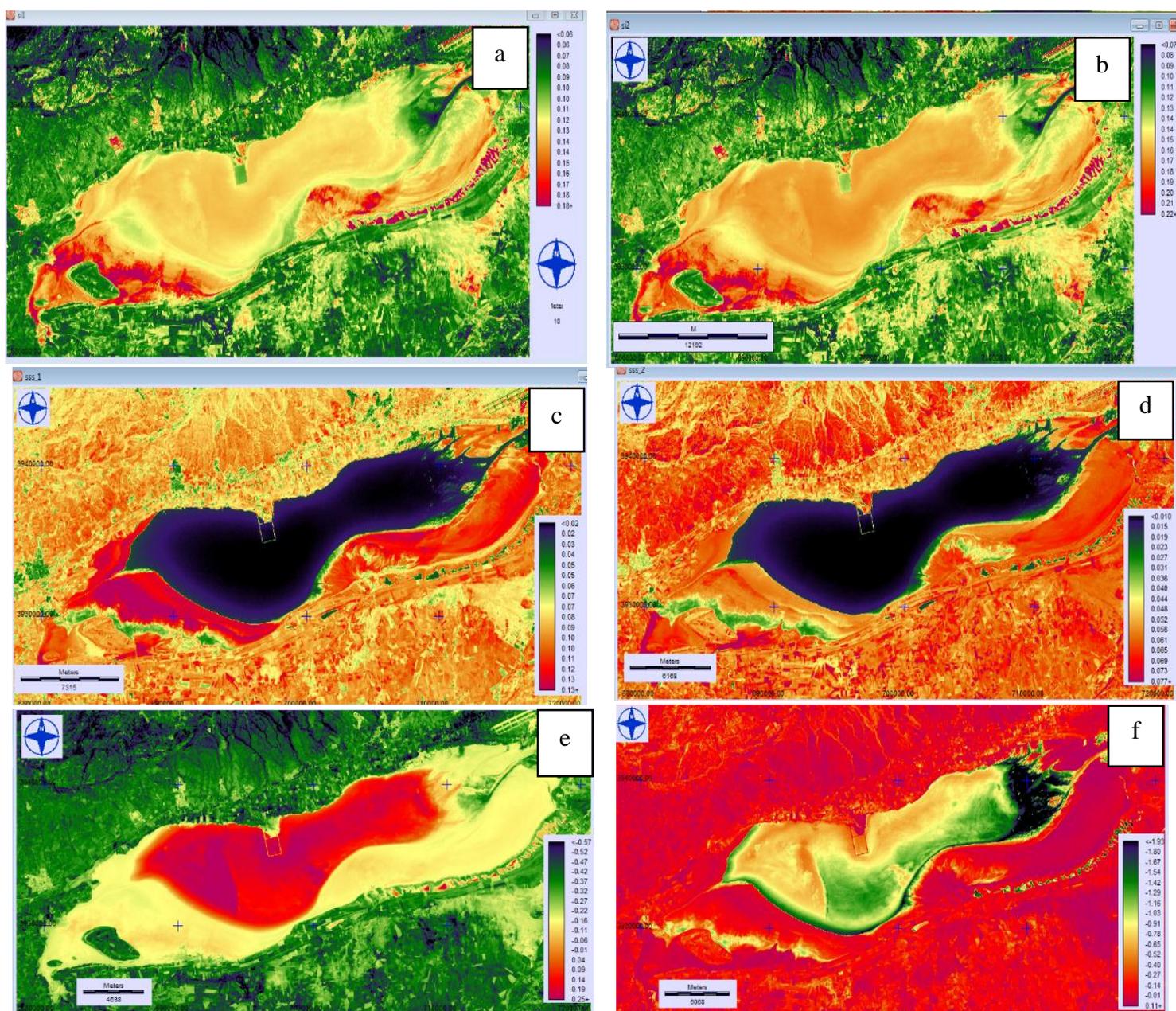


Figure 72 : Cartographie de la salinité par les indices spectraux multicanaux

On tente cependant de donner un sens physique aux données satellitaires et d'apprécier les limites de cet outil pour identifier et quantifier les constituants en mélange d'un état de surface. L'identification des sels sur le terrain n'est pas évidente quand les cristaux sont très fins et transparents. Les principaux états de surface observés sont :

- ✓ Les croûtes salines ou encroûtements ;
- ✓ Les efflorescences salines qui représentent des dépôts superficiels, le plus souvent blanchâtres, formés de sels montés à la surface du sol par capillarité (pression osmotique) ;
- ✓ Les microhorizons à structure microagrégée et à sels en aiguilles (pseudosables) : Ce sont des formations remaniées par les vents constituant des dépôts éoliens sous forme de voiles ou de dunettes ;
- ✓ Croûtes algaires salines (minéraux des évaporites marines et continentales : halite, gypse, anhydrite) ;

Les premiers indices de salinité (SI1_Douaoui et SI2_Douaoui) caractérisent les efflorescences salines (sels humides hygroscopiques) (figure 72 a, b). Les indices (SSI1, SSI2) illustrent les zones salines à microhorizons (pseudosables des formations remaniées (dépôts éoliens = dunettes) et de fortes concentrations en sels par absorption moléculaire des sels dans le domaine de l'infrarouge moyen (figure 72, c, d).

Enfin, les indices de salinité (SI_Abbas, SI_ASTER) sont caractéristiques des croûtes algaires salines constituant les minéraux évaporites continentales et surtout les affleurements des roches évaporitiques en présence de la végétation hallophyte au niveau des côteaux d'El Hamoul (figures 72, e, f).

Concernant le suivi temporel de la salinité, Nous avons démontré à travers le choix de la date de prise de vue que l'influence est marquante sur la salinité des sols surtout quand les périodes sont très rapprochées et en période estivale. Nous constatons que l'indice de salinité NDSI exprime mieux la détermination des sources potentielles de forte salinité avec un coefficient de corrélation (92.76%). Cette tendance de discrimination spectrale est plus évoquée et mieux délimitée par les images Aster que celles de Landsat 7 ETM+.

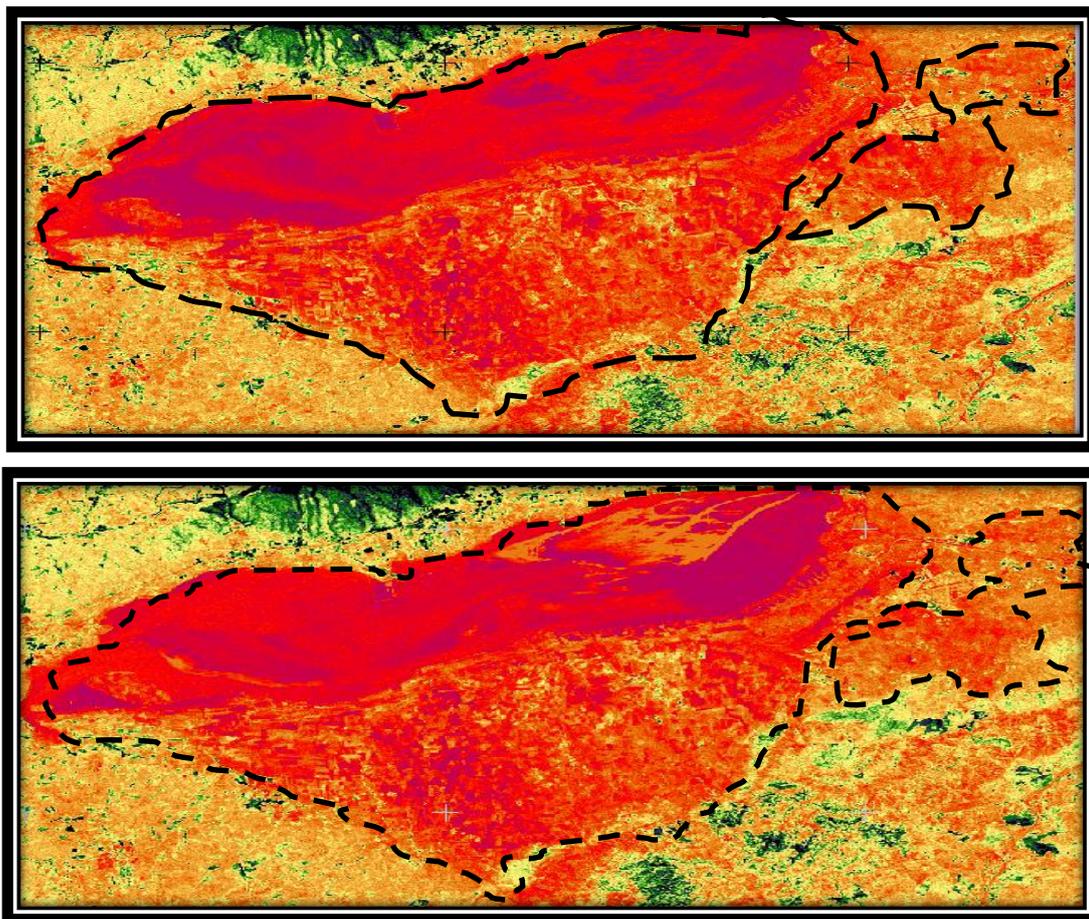


Figure 73 : Analyse temporelle de la salinité par indice NDSI du 07/08/2008 et 06/07/2008

On constate aussi que les résultats corroborent avec les travaux de cartographie des sols réalisé par l'INSID (Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage) en Algérie à l'échelle 1/500.000^{ème} (carte de géologie de surface). La figure 73 illustre clairement les limites des sols salins (Solonchaks) et leurs évolutions durant les 16 jours de laps temporel.

Une composition colorée a été mise en évidence pour détecter les zones salines d'une manière visuelle précise combinant les indices de salinité du NDSI, turbidité des lacs et NDWI en rouge, vert et bleu respectivement. Le calcul des indices spectraux est résumé comme suit :

$$\text{NDWI} = ([\text{reflect_bande5}] - [\text{reflect_bande6}] / ([\text{reflect_bande5}] + [\text{reflect_bande6}]) \quad (\text{IV.12})$$

$$\text{Turbidité_lac} = [\text{reflect_bande2}] / ([\text{reflect_bande2}] + [\text{reflect_bande3}] + [\text{reflect_bande4}]) \quad (\text{IV.13})$$

Bande 2, 3, 4, 5, 6 représentent les bandes spectrales Landsat 8 OLI. Les résultats de compilation montrent les zones salines du lac salé de la Sebkha d'Oran (figures 74 et 75).

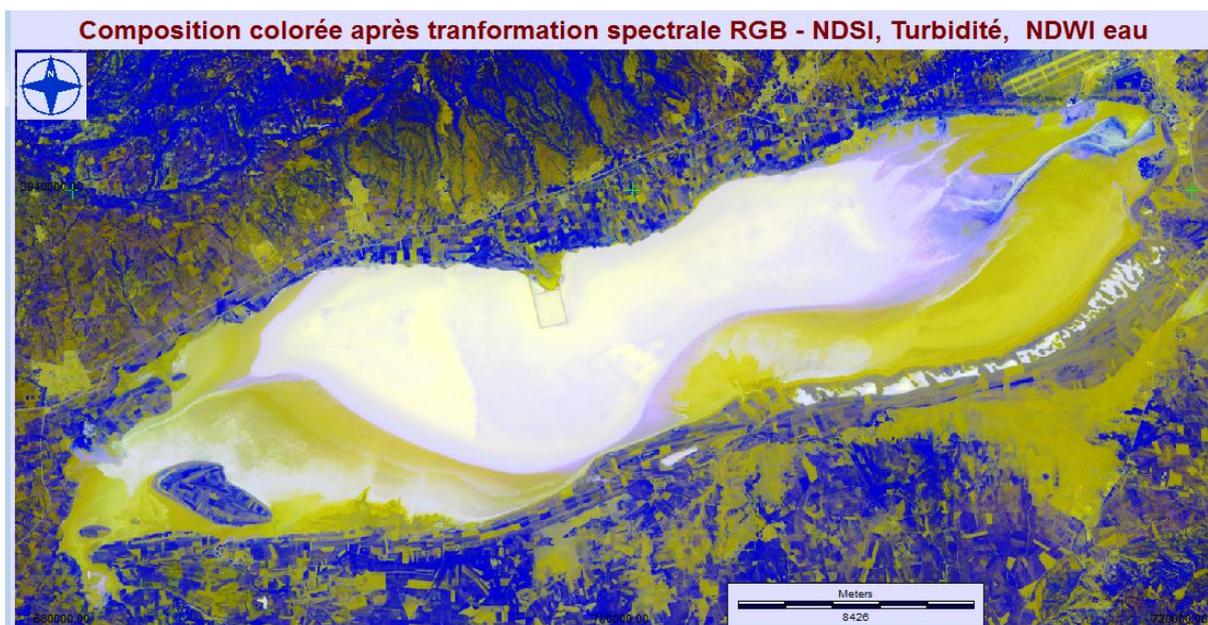


Figure 74 : Composition trichromique RGB (NDSI, turbidité, indice de l'eau NDWI)

Nous avons opté par la méthode d'étirement de la dynamique de type histogramme d'égalisation en mode 24 bits. Les résultats de cartographie de la salinité extrême se concordent avec la classification spectrale minéralogique et celle issue du MNF et du démixage spectral. Néanmoins une autre alternative consiste à combiner visuellement les indices de salinité NDSI, SI_Douaoui et enfin SI_Abbas pour illustrer les zones salines sans confusion radiométrique avec un meilleur rapport signal/bruit au sol selon la figure suivante :

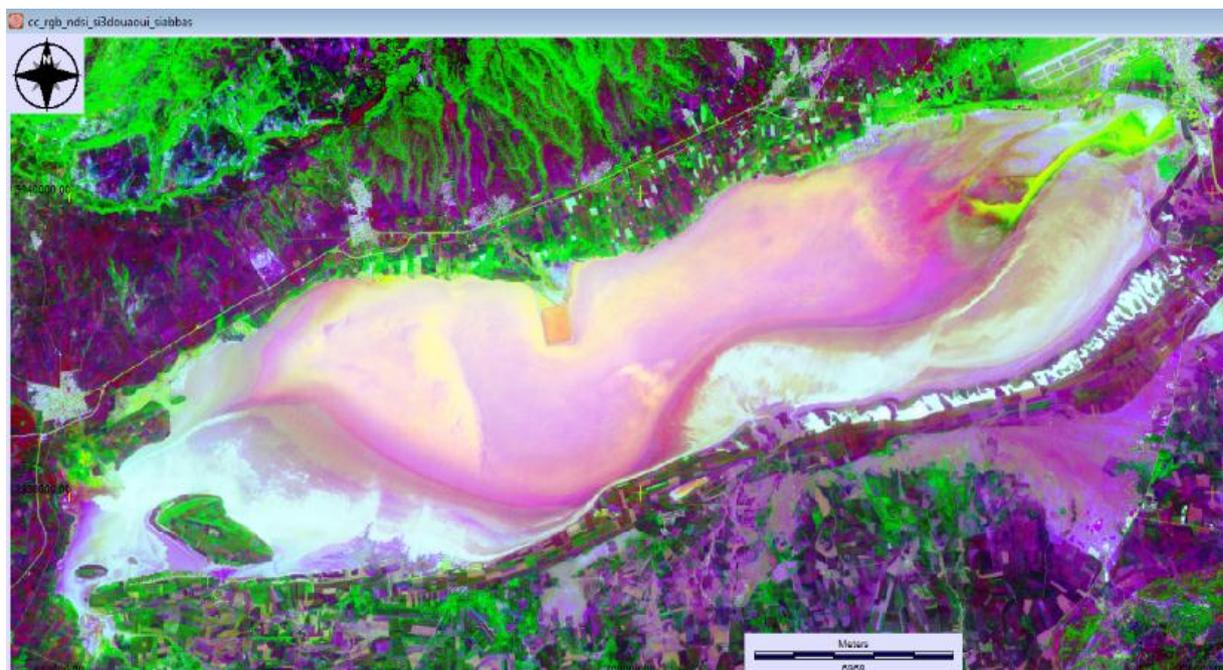


Figure 75 : Composition trichromique RGB (indices de salinité et de turbidité)

IV.5 Conclusion

L'utilisation de la géostatistique conditionnelle améliore la télédétection de la salinité considérée comme variable régionalisée selon l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2. Les modèles les plus adaptatifs pour la spatialisation des sols salins en termes de conductivité électrique sont le modèle sphérique et exponentiel sur une distance anisotrope de 12 Km au delà de laquelle aucune interpolation significative ne sera maintenue. L'exploitation des bilans hydrologiques et salins permet une validation croisée entre données d'expérimentation et imagerie satellitaire. L'utilisation des méthodes de classification spectrales pures et multidimensionnelles et de réduction du bruit aléatoire (physique) tels que (MNF, PPI, SAM, Démixage spectral) améliore la cartographie minérologique des sols salins au niveau spectral/spatial.

Globalement, la détection des sels minéraux au niveau moléculaire par la méthode optique des signatures spectrales ouvre de nouvelles voies exploratoires pour la télédétection spectroscopique opérationnelle au niveau plateforme satellite à différentes échelles de représentativité (radiométrique, spatiale, spectrale, temporelle et pouvoir de séparation/ rapport signal/bruit).

Le travail réalisé permettra pour des grandes surfaces, de mettre en place un système satellisé pour télédétecter dynamiquement les signatures spectrales des minéraux géologiques sur les images satellitaires et l'extraction des paramètres physiques/chimiques responsable de la'absorption et la diffusion des sels à savoir la réflectance des sels, concentration molaire, absorbance, transmittance, luminance, émissivité, constante diélectrique, pression osmotique).

L'emploi des indices spectraux multicanaux de salinité contribuent à discriminer les efflorescences salines (sels humides hydroscopiques), les zones salines à microhorizons, les zones hypersalines dans le domaine de l'infrarouge et enfin les croûtes algaires salines constituant les minéraux évaporites continentales et les affleurements des roches évaporitiques en présence de la végétation hallophyte au niveau des côtes d'El Hamoul du lac salé.

L'apport des signatures spectrales indirectes avec la combinaison des indices de salinité et de turbidité permettent de mieux discriminer les zones de forte salinité avec la salinité naturelle primaire due aux sels se formant lors de l'altération des roches ou à des apports naturels externes. Les salisols à concentration ionique élevée limitant la croissance des plantes (si la pression osmotique est élevée limitant l'absorption racinaire) avec apparition d'efflorescences salines en période sèche autour de la Sebkhah d'Oran.

La détection des anomalies conductrices – réductrices des interfaces, des relations de pédotransfert de la salinisation des sols, de la tomographie du sel, est désormais importante pour la phase de validation entre théorie et expérimentation avec des données satellitaires telles que les données hydrochimiques, géologiques, géophysiques et pétrophysiques qui accompagnent leur utilisation opérationnelle.

En finalité, on note que le travail élaboré mérite d'être valorisé avec les techniques indirectes telles que la spectroscopie ellipsométrique, à laser et/ou à flamme permettant une meilleure intégration des données radiométriques satellitaires pour le suivi des sols affectés par la salinisation. Notre travail servira d'appui technologique pour les problèmes d'échelles de caractérisation des minéraux en chimie analytique, en biologie, en physique énergétique pour une meilleure détection acceptable et vers une meilleure adaptation des solutions techniques aux niveaux des capteurs satellitaires embarqués.

Conclusion générale et perspectives

La spatialisation des sols affectés par la salinité requiert des informations multi-thématiques (géophysiques, pétrophysiques, hydrologiques et hydrogéologiques, hydrochimiques, morphométriques, hydrodynamiques, climatiques et géologiques). L'intégration des données satellitaires multi sources (données de télédétection passive et active multispectrales, hyperspectrales) et des techniques de traitement et d'analyse d'images (amélioration du contraste, combinaison des canaux (néo-canaux), seuillage et segmentation, classifications assistés et automatiques, fusion d'images, géostatistique (Autocorrélation spatiale), améliorent considérablement la détection des sols affectés par la salinité.

L'utilisation de la géostatistique a permis la délimitation des pôles de salinité et leurs seuils d'adéquation à travers la modélisation et la simulation numérique de la conductivité électrique. En effet, le variogramme expérimental surfacique montre clairement du point de vue hydrologique et géologique une direction prédominante Sud-Ouest vers le Nord-Est allant de la Grande Sebkhah d'Oran vers l'aquifère alluvial d'Es-Sénia. Ce qui traduit l'écoulement transversal transportant à travers le drainage souterrain une quantité importante des sels, et un lessivage important des sels surtout en période estivale.

Le variogramme expérimental de la nappe alluviale d'Es-Sénia montre un déploiement régulier de la salinité de façon exponentielle jusqu'à atteindre une portée de 20.23 micro siemens/cm et un palier de 0.4577 (variance $V(x)=0.45$) à partir duquel la variance commence à diminuer, ce qui témoigne de structure monotone de la salinité. Ensuite, la courbe régresse légèrement à cause de la remontée en période des hautes eaux.

Concernant le variogramme expérimental de l'aquifère de Mléta (Oran), nous obtenons une structure spatiale assez hétérogène en terme d'étendue (distance plus importante : 30 km)). Une augmentation de la teneur en conductivité électrique (salinité) de 10% suite à la diminution de la pression de vapeur saturée dans l'eau salée. Le variogramme expérimental explique la proportionnalité directe de la substance en solution avec les ajustements sphériques, exponentiels et enfin en puissance qui sont mieux modélisés sur une distance de 10 km. Au-delà de cette distance, les variographies en puissance sont mal adaptées par rapport aux deux autres modèles qui restent fortement corrélés sur l'ensemble de l'aquifère de Mléta (Oran). Les modèles d'ajustement sous GS+ confirment un effet pépité de salinité entre 8 et 8.42 ds/m pour une distance de 21.1 km, un effet pépité moindre de 4.09 ds/m pour une distance de 1.06 Km dans une seule direction 23° (Sud-Est vers Nord-Ouest).

Conclusion générale et perspectives

Les résultats de spatialisation du paramètre de résistivité électrique qui est en relation directe avec la salinité des sols se concordent avec les résultats trouvés dans la littérature et en expérimental en exploitant les modèles de géovolume en 3D. Ces résultats ouvrent des perspectives d'interprétation plus poussées concernant l'effet des pics des constantes diélectriques dans les milieux hétérogènes, dans le cas de phénomènes de mélange (double couche diffuse selon les résistivités).

D'autres résultats d'analyse des états de surface par l'emploi des paramètres biophysiques tels que la chaleur latente de vaporisation montre des valeurs comprises entre $2.3 \cdot 10^{-6}$ et $2.3 \cdot 10^{-6}$ Joules/Kg pour la saison sèche (image Landsat ETM+ du 09/05/2009). Les valeurs faibles coïncident avec les sols salins (au niveau du lessivage des sels) près des coteaux d'El Hamoul et près des réseaux hydrographiques denses. On déduit que cet effet n'est pas marquant pour l'aquifère de Murdjadjo au Nord en comparaison avec celui de l'aquifère de Mléta.

Les résultats confèrent aussi l'existence des pôles de concentration des résidus secs (minéralisation) qui se coïncident avec les pôles de salinité obtenues par Krigeage lors de la simulation géostatistique et en hydrochimie. L'étude corrélative entre salinité et rapports caractéristiques montre les résultats suivant :

- ✓ Les teneurs évaluées pour les points d'eaux échantillonnés révèlent que 22 forages excèdent les 60% marquent un risque élevé de retour d'eaux d'irrigation et une salinisation des sols dans le secteur Sud-Ouest de la Grande Sebkhah d'Oran.
- ✓ Les prélèvements d'eau de l'aquifère de Mléta sont tous plus ou moins chargés en Cl^- et/ou Na^+ , avec cependant des concentrations considérables en ces ions. La corrélation est voisine de 63.33% entre Cl^-/Na^+ et $\text{Ca}^{++}/\text{SO}_4^{-}$. Le rapport Cl^-/Na^+ de la presque totalité des eaux, en minimum se situe entre 0,6 et 1,7 (maximum pour le forage p48) et en moyenne entre 0.8 et 1.4, indique une salinisation généralisée des eaux, soit, à partir des sels minéraux, soit, de l'intrusion du plan d'eau salée dans la l'aquifère de Mléta (Oran).
- ✓ La corrélation négative entre les cations ($\text{Na}^{++} \text{K}^+$), le Ca^{+2} et l'anion Cl^- , avec un coefficient de corrélation assez élevé ($r^2 = 0,64$) tend à prouver que la concentration totale en SO_4^{-2} explique 64,48 % de la variabilité de la concentration totale en Cl^- provenant des sels évaporitiques.
- ✓ On remarque que la conductivité est influencée par les chlorures que par les sulfates. Il y'a dominance de calcaire par rapport au gypse. Les valeurs de conductivité les plus élevées sont observées au niveau du Messinien (marno-calcaire).

Conclusion générale et perspectives

- ✓ Une forte corrélation entre Mg et Na est observée ce qui confirme un échange de base probable entre le Sodium et Magnésium. Une corrélation de 75.18% est observée.
- ✓ L'examen de la relation Mg^{++} et SO_4^{--} montre une évolution proportionnelle des sulfates et du magnésium avec un coefficient de corrélation de 83.37%. Cette relation traduit la dissolution d'un sulfate de magnésium d'origine salifère (Grande Sebkhah d'Oran).
- ✓ L'examen de la relation Na^+ et SO_4^{--} montre une bonne corrélation de 75.12% présentant une bonne continuité indiquant que les deux éléments chimiques ont un faciès sulfaté sodique dans trois pôles en évolution.
- ✓ L'échange de base dans les formations géologiques de tous les points d'eau sur le diagramme, indique un déficit partiel en Na^+ et en Ca^{++} , par contre un excès en Cl^- et en Ca^{++} puisqu'il appartient au faciès chlorurée sodique.
- ✓ L'origine de la salinité montre l'évolution du calcium en fonction des bicarbonates. Cependant, les points montrent un excès du calcium suite à la dissolution du gypse. Il y'a une tendance d'augmentation du Calcium dans l'aquifère de Mléta. Lorsque la conductivité croît, le faciès chimique passe du type (Ca, Cl) au type (Na, Cl).
- ✓ La représentation graphique des points d'eau sur le diagramme $HCO_3^- / (Cl^- + SO_4^{--})$ avec la conductivité montre une diminution du rapport en fonction de la conductivité électrique suite à la dissolution des formations salifères qui se fait sentir à partir de 480 micros siemens/cm (seuil de salinité). L'examen visuel confirme que la conductivité électrique de l'eau est beaucoup plus due aux sulfates qu'aux chlorures.

Concernant l'interprétation des diagrammes hydrochimiques sur la salinité pour l'ensemble des aquifères d'Es-Sénia et celui de Mléta, on conclut que le diagramme de Schoeller - Berkaloff permet la représentation de faciès chimique de plusieurs échantillons d'eaux. L'origine de l'aquifère Mléta réside en un faciès chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique de la majorité des eaux de forage indiquant un contact important avec les évaporites du Trias, non visible à l'affleurement, qui jalonnent le système de faille à proximité de la Grande Sebkhah d'Oran. En général, c'est une caractéristique d'une mise en solution des évaporites contenues dans la roche réservoir (l'halite étant un minéral prépondérant dans les évaporites) ou d'un retour d'eau des sols irrigués.

D'après le diagramme de Richard (Riverside), on constate que la majorité des points d'eau sont classés dans les classes C2-S1 (moyenne salinité) et C3-S1 (forte salinité) ainsi que dans la classe 1 (faible) pour le danger d'alcalinisation (SAR).

Conclusion générale et perspectives

Les résultats de cartographie de la salinité des sols dans la région d'Oran et plus précisément de l'aquifère de Mléta (Oran) sont très encourageantes, et méritent d'être exploités pour d'autres régions ayant des caractéristiques climatiques similaires.

Le recours à l'imagerie électrique par tomographie des sels, de la géophysique par les sondages électriques (méthode de résistivité électrique), et la maîtrise du domaine tridimensionnel dans un SIG apporte une valeur ajoutée quand à la modélisation directe/indirecte du signal salin. En complémentarité des données pétrophysiques améliorent considérablement notre vision hybride de modélisation 2D/3D pour mieux caractériser les interfaces (eau libre/eau liée), nature des gisements, des sédiments, gonflement et volume d'argile, teneur en eau pondérale, la détection des failles, etc.

L'intégration de la spectroscopie en télédétection par l'utilisation des modèles de physique optique et de la chimie analytique (lois de Beer-Lambert et Van't Hoff) selon le principe de monochromaticité de la lumière améliore considérablement l'identification et la détection des minéraux salins au niveau du sol. Un outil satellisé a été élaboré à cet effet pour des raisons de calibration et de validation de la signature spectrale des sels témoins : NaCl et KCl. Le travail permettra également de détecter les groupes fonctionnels responsables des transitions énergétiques au niveau moléculaire (vibrations, rotations, etc.).

Au niveau modélisation optique, nous avons déterminé les paramètres intrinsèques/extrinsèques de la longueur d'onde monochromatique du NaCl. On pourra citer, l'épaisseur optique (degré de transparence) du sel, la transmittance, l'absorbance, les coefficients d'extinction molaire selon la profondeur, la réflectance de Fresnel, les coefficients d'absorption et de diffusion qui constituent l'interaction onde/minéral.

Au niveau spatial, nous avons effectué la calibration radiométrique et atmosphérique pour normalisation spectrale des sels avant la calibration optique (relation spectre (réflectance/absorbance et imagerie satellitaire (cas de Landsat 8 OLI/TIRS)). Pour résoudre le problème, nous avons effectué les meilleurs ajustements possibles entre la signature spectrale du sel NaCl dans les différentes bandes spectrales, ensuite ces formules d'ajustements ont été intégrées sous logiciel SIG Idrisi pour spatialiser les variables physiques (pression osmotique par canaux, concentration molaire du sel, etc.).

La méthode optique relevant de la méthode de seuillage en histogrammes de fréquences des images en mode supervisée (domaine spectral du visible) et celle améliorée par la méthode des signatures spectrales (domaine visible, moyen infra rouge et proche infrarouge) facilitent

Conclusion générale et perspectives

l'appréhension physique du phénomène de salinité, sa cinétique moléculaire, sa spectrophotométrie en particulier en relation avec les paramètres spectraux (réflectance, luminance, etc.) et la concentration molaire modélisé selon : absorbance, pression osmotique et transmittance. Cette concentration a été déterminée autrement par la méthode de seuillage des images satellitaires dans le domaine du visible (max et min / nbre de palliers).

Les indices de salinité (SI1_Douaoui et SI2_Douaoui) caractérisent les efflorescences salines (sels humides hygroscopiques). Les indices (SSSI1, SSSI2) illustrent les zones salines à microhorizons (pseudosables des formations remaniées (dépôts éoliens = dunettes) et de fortes concentrations en sels par absorption moléculaire des sels dans le domaine de l'infrarouge moyen. Cependant, les indices de salinité (SI_Abbas, SI_Aster) sont déterminants pour la détection des croûtes algaires salines constituant les minérales évaporites continentales et surtout les affleurements des roches évaporitiques en présence de la végétation hallophyte au niveau des côteaux d'El Hamoul.

L'apport des signatures spectrales indirectes avec la combinaison des indices de salinité et de turbidité permettent de mieux discriminer les zones de forte salinité avec la salinité naturelle primaire due aux sels se formant lors de l'altération des roches ou à des apports naturels externes. Les salisols à concentration ionique élevée sont détectée par cette méthode alternative à la détection optique limitant la croissance des plantes (la pression osmotique est élevée ce qui limite l'absorption racinaire) avec apparition d'efflorescences salines en période sèche autour de la Sebka d'Oran.

Concernant le suivi temporel de la salinité, Nous avons démontré à travers le choix de la date de prise de vue que la salinité des sols est un phénomène dynamique qui change vite surtout quand les périodes sont très rapprochées. Nous constatons que l'indice de salinité NDSI exprime mieux la détermination des sources potentielles de forte salinité avec un coefficient de corrélation (92.76%). Cette tendance de discrimination spectrale est plus évoquée par les images Aster que celles de Landsat 7 ETM+. On conclut que les résultats corroborent avec les travaux de cartographie des sols réalisé par l'INSID (Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage) en Algérie à l'échelle 1/500.000^{ème} (carte de géologie de surface). Les limites des sols salins (Solonchaks) et leurs évolutions pendant la période de retour de 16 jours pour le satellite Landsat.

L'intégration des techniques de réduction des bruits appelées méthodes nette car elles utilisent le concept de la pureté spectrale au niveau d'un pixel s'avèrent très intéressante par l'emploi de la dimensionnalité (MNF, MNF inverse, ACP, SAM) basée sur les endmembers

Conclusion générale et perspectives

améliorant la cartographie de la salinité sur les différentes plateformes satellitaires.

La détection des sels minéraux au niveau moléculaire par la méthode optique des signatures spectrales et par l'intégration de la chimie analytique à travers les lois de Beer-Lambert et de Van't Hoff selon le formalisme de monochromaticité de l'onde ouvre de nouvelles voies exploratoires pour la télédétection spectroscopique au niveau spatial, spectral et temporel.

Ce travail permettra de mettre en œuvre une méthodologie globale de spatialisation et de caractérisation adaptée aux zones affectées par la salinité, de relever le défi concernant l'utilité des données multispectrales / hyperspectrales riches en information spectrale par rapport aux données de terrains coteuses, ou même données radar multi polarisées qui coûtent plus d'une technologie de pointe, de ressources et d'expertise dans le domaine.

Globalement, la méthode développée n'est, pour l'instant, qu'une méthode de laboratoire mais la faisabilité technologique de réaliser un capteur piéton ou embarqué est avérée. Associée à cette méthode de détection, nos développements serviront comme un indicateur de qualité des spectres génériques des sels minéraux. Il offrira les stratégies les plus pertinentes en terme d'étalonnages, tout en insistant sur l'importance d'acquérir, en amont un signal de haute qualité.

Enfin, nous terminons cette thèse par des recommandations et des perspectives d'amélioration telle que la photo-spectrométrie dans le domaine radar et leur implémentation au niveau des capteurs augmentant leur capacité de détection, des différents minéraux pour la réhabilitation des terres touchées par la salinité. Ce travail constituera un outil d'aide à la décision pour prendre des mesures d'adaptation, de gestion et de contrôle des sols salins selon la nature du sel étudié et sa signature spectrale normalisée.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- [1] L. Laudelout, Modélisation mathématique des processus pédologiques, France: Actes éditions. 264 pp., 1994.
- [2] N. Tyagi, Salinity management in irrigated agriculture., Sustainability of irrigated agriculture journal - Springer Vol : 312, ISSN : 0168-132X. Pages : 345-358. ISBN : 978-94-015-8700-6. DOI : 10.1007/978-94-015-8700-6_20, 1996.
- [3] L. Chiang, Modélisation des mouvements des sels du Maroc, Thèse de Doctorat , 1995.
- [4] Aghzar & al., Pollution nitrique des eaux souterraines au Tadla (Maroc).ar, Maroc: Rev. Sci. Eau 15/2, 31p. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, Volume 15, numéro 2, 2002, p. 459-492. <http://dx.doi.org/10.7202/705465>, 2002.
- [5] USDA, Website of United State of Agricultural department., U.S. Department of Agriculture. Washington, DC 20250 : <http://www.usda.gov>, 2002.
- [6] G. Aubert, Observation sur les caractéristiques, la dénomination et la classification des sols salés ou sals sodiques., Cash. ORSTOM.ser. ped. Vol xxx n°1, pp = 73-78., 1983.
- [7] D. Baize, Guide des analyses courantes en pédologie, choix, expression, présentation, interprétation., INRA. Paris, 172 p., 1988.
- [8] A. Dellal, Réactivité physico-chimique, fonctionnement physiologique et microbiologique en conditions salines., France: Thèse d'Etat, Rennes. 223 pages., 1994.
- [9] P. DUCHAUFOR, Pédologie : Tome 1. Pédogenèse et Classification., Paris: 2nd Edition. xvi + 491 pp. Masson. Price not stated. ISBN 2 225 79673 4., 1983.
- [10] A. Boukhatem, Contribution à l'étude de l'influence du phosphogypse sur les propriétés d'un sol salé du bas de Chéelif., Thèse ING AGRO INA, Alger, pp95., 1984.
- [11] L. Richards, Diagnosis and improvement of saline and alkali soils., Handbook 60, US. Salinity Laboratory Staff. Washington, 159 p., 1954.
- [12] Jean-Paul Legros, LA SALINISATION DES TERRES DANS LE MONDE, Académie des Sciences et Lettres de Montpellier. Conférence n°4069, Bull. n°40, pp. 257-269., 2009.
- [13] G. Aubert, Les sols sodiques en Afrique du Nord, France: Annales de l'Institut National Agronomique - El Harrach, 1976, 7 (1), p. 185-196. Fonds IRD [F B01402] ; PED, 1976.
- [14] SZABLOCS, Soils and salinisation. In Handbook of Plant and Crop Stress., Pessarakali edition. pp 3 - 11. Marcel Dekker, New York - USA., 1994.
- [15] B. Morsli : contribution à l'étude de la salinisation des sols de la ferme pilote Moussadek AEK, Remchi, Tlemcen., Thèse d'ingénieur, institut de biologie, filière: agronomie., 1988/1989.
- [16] J. P. Legros, Les grands sols du Monde., Presse Polytechniques et Universitaires Romandes ,574 p., 2007.

Références bibliographiques

- [17] M. Dièye, Nature des sols et croissance végétale., Ed. D'organisation. Paris. 312p., 1994.
- [18] M. Pouget, Les plages de salure sur les glacis quaternaires à croûtes calcaires (steppes algériennes)., Réu. Sci. de la terre. Paris. 340p., 1976.
- [19] I. i. S. ., HANDJ et al, Valorisation des eaux salines pour la nutrition minérale., 1995.
- [20] Conacher. A, «Land degradation in Mediterranean environments of the world : Nature and extent, causes and solutions-New York-Wiley,» 1998-491 p., 1998.
- [21] K. e. Samoilova, Tolérance des plantes aux sels en solution dans l'eau d'irrigation et dans le sol., SCETICGR, 10 p., 1969.
- [22] R. A. a. S. R. H. Robinson, Electrolyte solutions, 2nd Ed., Butterworths Scientific Publications, London, England., 1959.
- [23] McNeill J.D., «Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers,» Tech. Note TN-6. Geonics Limited, Mississauga, ON, Canada., 1980.
- [24] Rhoades J.D & al. : Effect of liquid phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity., Soil Science Society American Journal, 40 (5),651-655., 1976.
- [25] Bear J., Modeling Groundwater Flow and Pollution, D. Reidel Publishing Company. (ISBN 1556080158), p. 414, 1987.
- [26] Bruno Landry, Notions de géologie, e édition, Modulo Éditeur, 1992 (ISBN 9782891132565), 1992.
- [27] Hoorn V., «Salinity Control. In: "Drainage Pnninciples and Application",» ILRI Publication 16., 1994.
- [28] J. Maillard, «Le point sur l'irrigation et la salinité des sols en zone aride: Risques et Recommandations.,» Handicap International., 2001.
- [29] Gama et Nakazawa, «Physiological response of common bean (*Phaseolus vulgaris* L.) seedlings to salinity stress,» African Journal of Biotechnology Vol. 6 (2), pp. 079-088, 2007.
- [30] K. B. Bertrand R., La dégradation des sols irrigués en Afrique de l'Ouest., In : Inigated rice in the Sahel :. 487 pages., 1995.
- [31] Goetz A. &. al.: Imaging spectrometry for earth remote sensing., Science, 228, 1147–1153., 1985.
- [32] Goetz A. &. al.: Hyperspectral imaging of the earth: remote analytical chemistry in an uncontrolled environment., Field Analytical Chemistry and Technology, 1, 67–76., 1996.
- [33] Kruse & al.: Characterization and Mapping of Kimberlites and Related Diatremes Using Hyperspectral Remote Sensing., Big Sky, Montana, Canada.: in Proceedings, 2000 IEEE AeroSpace Conference, 18 – 24 March 2000, 2000.

Références bibliographiques

- [34] Robert: Science de la couleur : Aspects physiques et perceptifs, Marseille - France: Chalagam, p. 248., 2009.
- [35] V. D. G. A. e. O. M., On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces., *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, n° 6, p. 1119-1131., 1993.
- [36] Le Van Trung & al : Mapping Land Surface Temperature (LST) from Satellite Imageries. Case Study in Hochiminh city., *Proceedings of the International Symposium GISIDEAS 2006*, 9-11 November 2006. Ho Chi Minh City, Vietnam 93-99., 2006.
- [37] Qin Z & al. : Derivation of Split Window Algorithm and Its Sensitivity Analysis for Retrieving Land Surface Temperature from NOAA-Advanced very High Resolution Radiometer Data., *J. Geophys. Res. Atmos.* 2001;106:22655–22670., 2001.
- [38] J. C. Jiménez-Muñoz and J. A. Sobrino : A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data., *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D22, p. 4688, Nov. 2003, DOI : 10.1029/2003JD003480., 2003.
- [39] Jiménez-Muñoz J. C & al. : Comparison between fractional vegetation cover retrievals from vegetation indices and spectral mixture analysis: case study of PROBA/CHRIS data over an agriculture area., *Sensors*, vol. 9, no. 2, pp. 768–793. DOI: 10.3390/s90200768., 2009.
- [40] Rajeshwari A & al. : Estimation of land surface temperature of DINDIGUL district using Landsat 8 data., *IJRET: International Journal of Research in Engineering and Technology*. eISSN: 2319-1163 pISSN: 2321-7308., 2014.
- [41] McClatchey et al. : *Optical Properties of the Atmosphere.*, Third Edition AFCRL 72-0497, AD 753075, 1972., 1972.
- [42] Yuhas & al. : «Discrimination among semi-arid landscape endmembers using the spectral angle mapper (SAM) algorithm, dans summaries of the Third,» *Annual JPL Airborne Geoscience Workshop*, vol. 1, n° 1J.P. 92-14, pp. 147-149, 1992.
- [43] N. Revil & al.: Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications., *J. Geophys. Res.* 103, 23,925– 23,936., 1998.
- [44] Revil & al.: Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment., *Geophys. Res. Lett.*,29(7), 1106, doi:10.1029/2001GL014294., 2002.
- [45] Guyot & al. : «Imaging spectroscopy for vegetation studies : fundamentals and prospective applications,» *Imaging spectroscopy*, vol. 2, n° 1Kluwer Academic (edited by F. TOSELLI et J. BODECHTEL), pp. 145-465, 1992.
- [46] Gong & al. : «Corellating leaf area index of ponderosa pine with hyperspectral casi data,» *Canadien Journal of Remote Sensing*, vol. 18, pp. 275-281, 1992.
- [47] Li & al. : «Use of second derivatives of canopy reflectance for monitoring prairie vegetation over different soil backgrounds,» *Remote Sensing of Environment*, vol. 44, pp. 81-88, 1993.

Références bibliographiques

- [48] W. Philpot, «The derivative ratio algorithm : avoiding atmospheric effects in remote sensing,» *IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing*, vol. 29, n° 13, pp. 350 - 357, 1991.
- [49] Philpot & al. : «Derivative analysis of hyperspectral data,» *Remote Sensing of Environment*, vol. 66, pp. 41-51, 1998.
- [50] Demetriades-shah & al. : «High resolution derivative spectra in remote sensing,» *Remote Sensing of Environment*, vol. 33, pp. 55-64, 1990.
- [51] Miller & al. : «Quantitative characterisation of vegetation red edge reflectance in an inverted-gaussian reflectance model,» *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, pp. 1755-1773, 1990.
- [52] T. D. Curran : «A new technique for interpolating the reflectance red edge position,» *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19, pp. 2133-2139, 1998.
- [53] Fouad & al. : Using a digital camera to measure soil organic carbon and iron contents., *Biosystems Engineering*, 100 (2) : 149 -159, 2007.
- [54] Viscarra Rossel & al.: Visible and NIR Infrared Spectroscopy in Soil Science., *Advances in Agronomy*, 107 : 163 - 215., 2010.
- [55] A. Baccini.: Statistique Descriptive Multidimensionnelle., Toulouse - France: Publications de l'Institut de Mathématiques de Toulouse. Université Paul Sabatier : 31062 - Toulouse cedex 9., 2010.
- [56] Taylor : Salinity mapping with hyperspectral imagery., Sydney - Australie: School of Biological Earth and Environmental Sciences, Sydney, Australia, 4 pages. http://www.bees.unsw.edu.au/research/remote_sensing/salinity1.html, 2004.
- [57] Bonn & al. : Précis de télédétection., volume 1, Principes et Méthodes, Presses de l'Université du Québec, AUPELF, 485 pages., 1993.
- [58] Fraser & Josef : «Mapping soil salinity in the Murray Valley (NSW) using satellite imagery,» *Proceedings of the 9th Australasian Remote Sensing and Photogrammetry Conference*, Sydney, Australia., Sydney, Australia, 1998.
- [59] Hashem & al. : Desertification and land degradation using high resolution satellite data in the Nile Delta, Egypt., *IEEE*: 197-199., 1997.
- [60] G. Metternicht : «Spatial discrimination of salt and sodium affected soil surfaces,» 1997.
- [61] G. I. Metternicht et J. A. Zinck : Remote sensing of the soil salinity potential and constraints., *Remote sensing of soil salinity : potentials and constraints: Remote Sens. Environ.*, 1: 58-62., 2003.
- [62] K. Verma & al. : Remote sensing technique for mapping salt affected soil, *Int. J. Remote Sensing*. 15(9) 1901-1914., 1994.
- [63] Mougnot B & al. : «Remote sensing of salt affected soils,» *Remote sensing review* Vol. 7: 241-259., 1993.

Références bibliographiques

- [64] Zuluaga & al : «Remote Sensing applications in irrigated management in Mendoza, Argentina.» Remote sensing in evaluation and management of irrigation, (editor) Menti, M., Instituto Nacional de Ciencia y Técnicas Hidricas, Mendoza, Argentina. pp. 37-58., Mendoza, Argentine, 1990.
- [65] Vidal A & al. : «Remote sensing applied to irrigation system management : Example of Pakistan.» EURISY ColloquiumL Satellite Observation for Sustainable Development in the Mediterranean Area: 132-142., 1996.
- [66] Vincent B & al. : «Drainage performance assessment using remote sensing in the Gharb Plain, Morocco.» Use of remote sensing techniques in irrigation and drainage, Vidal, A. et Sagardoy, J.A. (Editors), 1996.
- [67] Howari F & al. : «Spectral Properties of Salt Crusts Formed on Saline soils.» Journal of Environmental Quality, Vol. 31:1453-1461., 2002.
- [68] Khan & al. : Assessment of hydro saline land degradation by using a simple approach of remote sensing indicators, Agric. Water Manage., 77 (2005), pp. 96-109. DOI : 10.1016/j.agwat.2004.09.038, 2005.
- [69] Mathieu & al. : Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typic soil color of an arid environment., Remote Sensing of Environment 66, 17–28., 1998.
- [70] Z. Huang, & al. : Derivation of a Tasseled Cap Transformation Based on Landsat 7 At-Satellite Reflectance., International Journal of Remote Sensing 23 (8): 1741–1748. DOI :10.1080/01431160110106113., 2002.
- [71] Rouse & al. : Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS., In 3rd ERTS Symposium, NASA SP-351 I, pp. 309–317., 1973.
- [72] Fernandez-Buces & al. : Mapping soil salinity using a combined spectral response index for bare soil and vegetation: A case study in the former lake Texcoco, Mexico., Journal of Arid Environments 65 (2006) 644–667. DOI :10.1016/j.jaridenv.2005.08.005., 2006.
- [73] Tao He & al. : Greenland surface albedo changes in July 1981–2012 from satellite observations., 2013 IOP Publishing Ltd. Environmental research letters. Environ. Res. Lett. 8 (2013) 044043 (9pp). DOI :10.1088/1748-9326/8/4/044043., 2013.
- [74] Csillag F. & al. : «Spectral band selection for the characterization of salinity statues of soils.» Remote Sensing of the Environment, Vol. 43: 231-242., 1993.
- [75] Chapman J.E. & al. : «Remote sensing of vaporite mineral zonation in salt flats (salars).» International Journal of Remote Sensing, 10, pp. 245 - 255., 1989.
- [76] Drake N & al. : «Reflectance spectra of evaporite minerals (400-2500 nm): Applications for remote sensing.» International Journal of Remote Sensing, 16, pp. 2555 - 2571., 1995.
- [77] Crowley J.K & al. : «Visible and near-infrared (0.4-2.5 μ m) reflectance spectra of playa evaporite minerals.» Journal of Geophysical Research, 96(16), pp. 231- 240., 1991.

Références bibliographiques

- [78] Hunt G.R. & al. : «Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and Hydroxides.,» *Modern Geology*, 2, 193-205., 1971.
- [79] Bannari A. & al. : «Characterization of Slight and Moderate Saline and Sodic Soils in Irrigated Agricultural Land Using Simulated Data of ALI (EO-1) Sensor.,» *Journal of Soil Science and Plant Analysis (In press)*., 2008.
- [80] Al-Khaier & al. : «Soil Salinity detection using satellite Remote Sensing.,» International Institute for GeoInformation Science and Earth Observation, Enschede , The Netherlands. 61 p., 2003.
- [81] Dehaan R.L & Taylor G.R : «Field derived spectra of salinized soils and vegetation as indicators of irrigation-induced soil salinization.,» *International Journal of Remote Sensing*, 80, pp. 406 - 417., 2002.
- [82] A. Jankowski : Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical process and the development of dryland salinity in the Yass river catchment, New south wales, Australia., *Hydrogeol J*, 5(4) : 71 - 88. doi:10.1023/A: 1006352922219., 1997.
- [83] Metternicht et Zinck : Spatial discrimination of salt- and sodium-affected soil surface., *Int J Remote Sensing*18(12) 2571-2586., 1997.
- [84] J. BOARDMAN & al. : «Mapping target signatures via partial unmixing of aviris data.,» *Fifth JPL Airborne Earth Science*, pp. 23-26, 1995.
- [85] Clark RN and Swayze GA. : Mapping minerals, amorphous materials, environmental materials, vegetation, water, ice, and snow, and other materials: the USGS Tricoder Algorithm, in *Summaries of the fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, JPL Publication 95 (1), 39-40., 1995.
- [86] Laoufi F. et al. : «Une nouvelle méthode de cartographie de la région d'Oran (Algérie) à l'aide de la télédétection multispectrale,» *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 343, n° % 110, pp. 653-663, 2011.
- [87] Benabadji N. & al. : «PCSATWIN 'in search of precision' remote sensing pictures multispectral analyser (Logiciel de traitement d'images satellitaires) sous WINDOWS 9x, NT4, ME, 2000 et XP version 3.,» n° % 1Laboratoire L.A.A.R - Université des Sciences et de la Technologie M. Boudiaf ORAN ALGERIE, 2003.
- [88] Boardman. J : Analysis, understanding and visualization of hyperspectral data as convex sets in n-space., In *Proceeding of the SPIE*, vol. 2480, (pp. 14-22), 1995., 1995.
- [89] Kruse & al. : Knowledge-based geologic mapping with imaging spectrometers, *Remote Sensing Reviews*, Special Issue on NASA Innovative Research Program (IRP) results, v. 8, p. 3 - 28., 1993.
- [90] Green & al. : A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal, *IEEE Transformations on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 20, n° 1, pp. 65-74, 1998.
- [91] N. keshava : «Spectral unmixing,» *IEEE Signal Processing Magazine*, vol. 19, n° % 11, pp. 44 - 57, 2002.

Références bibliographiques

- [92] Boardman & al. : Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data., In Summaries, Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, v. 1, p. 23-26., 1995.
- [93] Ben Dor & al. : Surface mineral mapping of makhtesh Ramon, negec, Israel using ger 63 channel scanner data, USA: vol. 16, pp. 3529-3253. International Journal of Remote Sensing, 1995.
- [94] Clark & al. : Vegetation species and stress indicator mapping in the san luis valley, colorado using imaging spectrometer data, Remote Sensing of Environment, 1997.
- [95] Leblanc & al. : Comparing prediction power and stability of broadband and hyperspectral vegetation indices for estimation of green leaf area index and canopy chlorophyll density, USA: Remote Sensing of Environment, vol. 76, pp., 2000.
- [96] Van der Lelij & al. : «EM-38 applications in irrigated areas of southern New South Wales.,» Proceedings and abstracts, Department of Agriculture and Rural Affairs, Institute for Irrigation and Salinity Research, Tatura, Victoria, Vol. 1, 13 pages, Victoria, 1989.
- [97] De Jong & al. : «Measurement of apparent electrical conductivity of soils by an electromagnetic induction probe to aid salinity surveys.,» Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 810-812., 1979.
- [98] Corwin et Rhoades, McKenzie et al., Wollenhaupt et al. et Montoroi : «Establishing soil electrical conductivity-depth relations from electromagnetic induction measurements.,» Commun. Soil Sci. Plant Anal., 21,871-901., 1986 - 1997.
- [99] Johnston & al. : «Evaluation of calibration methods for interpreting soil salinity from electromagnetic induction measurements.,» Soil Sci. Soc. Am. J., 61, 1627-1633., 1997.
- [100] F. Civert : Caractérisation de la structure de Mars par la méthode d'induction électromagnétique globale à partir des données magnétiques satellitaires de Mars Global Survey., Montpellier - France: Observatoire des sciences de l'univers - Institut Universitaire Européen de la Mer -Thèse., 2012.
- [101] Dalal RC and Henry RJ: Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by near infrared reflectance spectrophotometry., Soil Sci. Soc. Am. J. 50, 120-123., 1986.
- [102] Hummel JW & al. : Soil moisture and organic matter prediction of surface and subsurface soils using an NIR soil sensor., Computers and Electronics in Agriculture. 32, 149-165., 2001.
- [103] Ben-Dor E and Banin A: Near-infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties., Soil Sci. Soc. Am. J. 59(2), 364-372., 1995.
- [104] McCarty GW & al. : Mid-infrared and Near-infrared diffuse reflectance spectroscopy for soil carbon measurement., Soil Sci. Soc. Am. J. 66, 640-646., 2002.
- [105] Shepherd KD and Walsh MG: Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties., Soil Sci. Soc. Am. J. 66, 988-998., 2002.

Références bibliographiques

- [106] Dunn BW & al. : The potential of near infrared reflectance spectroscopy for soil analysis – a case study from the Riverine Plain of southeastern Australian., Australian Journal of Experimental Agriculture, 42: 607-614., 2002.
- [107] Brown DJ & al. : Validation requirements for diffuse reflectance soil characterization models with a case study of VNIR soil C predictions in Montana., Geoderma 129: 251-267., 2005.
- [108] Ben-Dor & al. : The reflectance spectra of organic matter in the visible near infra red and short wave infrared region (400-2500 nm) during a controlled decomposition process., Remote sensing environment 61, 1-15., 1997.
- [109] Janik LJ & al. : Can mid infrared diffuse reflectance analysis replace soil extractions ?, Aust. J. Exp. Agric. 38, 681-696., 1998.
- [110] Batten GD.: Plant analysis using near infrared réflectance spectroscopy : the potential and the limitations., Aust. J. Exp. Agric. 38, 697-706., 1998.
- [111] Cécillon L & al. : Variable selection in near infrared spectra for the biological characterization of soil and earthworm casts., Soil biology and biochemistry 40, 1975-1979., 2008.
- [112] Gomez C et Lagacherie P : Spatialisation de propriétés du sol par Spectroscopie Visible et Proche Infrarouge., Résumé de Communication orale. 6ème rencontres HélioSPIR. Colloque « La spectroscopie proche infrarouge en Sciences du Sol ». 25 et 26 Octobre 2007, Grenoble, 2007.
- [113] Ben-Dor E. : Quantitative remote sensing of soil properties., Advances in Agronomy, 75, pp. 173-243., 2002.
- [114] Houssa R & al. : Effects of granulometric and mineralogical composition on spectral reflectance of soils in a Sahelian area., ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing 51, 284-298., 1996.
- [115] Mouazen AM & al. : Towards development of on-line soil moisture content sensor using a fibre-type NIR spectrophotometer., Soil & Tillage Research, 80(1-2), 171-183., 2005.
- [116] Workman J & al. : Ultraviolet, Visible and Near-Infrared Spectroscopy., In : Workman, J. and Springsteen, A. (Eds.), Applied Spectroscopy – Academic Press, Chestnut Hill, MA, p. 29-47., 1998.
- [117] Berthier L. & al. :, Prédiction spatiale des teneurs en carbone organique des sols par couplage de télédétection et de spectroscopie visible-proche infrarouge., 6èmes rencontres HélioSPIR Colloque « La spectroscopie proche infrarouge en Sciences du Sol » 25 et 26 Octobre 2007, Grenoble_France. p9., 2007.
- [118] *Gobrecht A. 2014. Une nouvelle approche optique pour améliorer la caractérisation des sols par spectrométrie visible et proche infrarouge. Thèse Irstea, UMR ITAP.*
- [119] Griffiths & al. : Effects of sample dilution and particle-size morphology on diffuse reflectance spectra of carbohydrate systems in the NIR and MIR., Applied Spectroscopy 47(6), 687-694., 1993.

Références bibliographiques

- [120] Griffin R. A. & Jurinak J. : Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts., *Soil Sci.* 116: 26-30., 1973.
- [121] N. Butler: *Ionic equilibrium, A mathematical approach.*, New York: Addison-Wesley Co., Reading Mass. P. 438., 1964.
- [122] Garels & Christ : *Solutions minerals, and equilibria.*, USA: Harper and Row, New York. Chapter 2., 1965.
- [123] Ayer & Westcot : «Water quality for agriculture. Food and Agriculture Organisation». *Irrigation and drainage*, 29 p., 1985.
- [124] D. Norman & al. : *Tragowel Plains – Challenge of the Plains.*, In: *Tragowel Plains Salinity Management Plan, Soil Salinity Survey, Tragowel Plains Subregional working group*, pp. 49-89. Melbourne: Victorian, Department of Agriculture., 1989.
- [125] Douaoui A, «Cartographie de la salinité des sols de la plaine Algérienne du Bas-Chélif.» *Géomatique expert*, N°76, pp. 36-41., 2010.
- [126] Bellama & al. : *General Chemistry*, 2nd edition., Brooks Cole Publishing Company, Pacific Grove, CA. pp 224-234., 1996.
- [127] C. Sandorfy & al. : *Principles of Molecular Vibrations for Near-Infrared Spectroscopy.*, John Wiley & Sons, Inc. All Rights Reserved. Print ISBN: 9780471672012, Online ISBN: 9780470047705., 2006.
- [128] Escadafal. R.: *Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection.*, Thèse de Doctorat, université Pierre et Marie curie, Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, 317p., 1989.
- [129] Clark, R. N., Chapter 1: *Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy.*, : manual of remote sensing for the earth sciences, In Rencz N (Ed.): *Manual of remote sensing*. 3ed Jhon Wiley and Sons, New York, p. 3-52., 1999.
- [130] Viscarra. RA.: *An introduction to diffuse reflectance spectroscopy.*, SINO-GERMAN Summer School, Yichang, China. [http // : www.tinyurl.com.](http://www.tinyurl.com), 2007.
- [131] SOGREAH, *Etude d'aménagement intégré de la Grande Sebkhah d'Oran. Mission 2, Programmes d'études complémentaires-sous mission 2B—Etude géophysique et géotechnique.*, Rapport interne ABH - SOGREAH, Direction des études hydrauliques et de Développement, Ministère des ressources en eau, Algérie (2004)., 2004.
- [132] *Wiley Handbook*, John M. Chalmers : *Spectra structure correlations in the Near-infrared.*, In : *Handbook of Vibrational Spectroscopy*, John Wiley and Sons Ltd., pp. 1817-1837., 2002.
- [133] Douaoui A: «Variabilité spatiale de la salinité et sa relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chélif. Apport de la géostatistique et de la télédétection.» Thèse de Doctorat d'état, INA Alger, 233 p., Algérie, 2005.
- [134] Clark R. : *Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy.*, In : Rencz N (Ed.), *remote sensing for the earth sciences: Manual of remote sensing*. 3ed Jhon Wiley and Sons, New York, p. 3-52., 1999.

Références bibliographiques

- [135] Boualla. N.: Caractérisation et état de connaissance du bassin de la grande Sebkh d'Oran., Université des sciences et de la technologie d'Oran. http://www.memoireonline.com/10/12/6341/m_Caracterisation-et-etat-de-connaissance-du-bassin-de-la-grande-Sebkha-d-Oran12.html., 2011.
- [136] Tardy Y.: Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux, Mém. Serv. Carte Géol. A~S. Lorr., 31, 199p., 1969.
- [137] Sourisseau B.: Etude hydrogéologique du massif du Murdjadjo, région de Brédéah - Bou-Sfer., INRH, 1976., 1976.
- [138] Van Breemen: The alkalinity of alkali soils., Journal of Soil Science, vol. 24, no 1: 129-136.Cah., 1973.
- [139] Marlet S. & al. : Processus et gestion de la salinité des sols., In Tiercelin, J,R, Traité d'irrigation, seconde édition, Tec & Doc Lavoisier, p, 797-822., 2006.
- [140] Hassani. M. I : Hydrogéologie d'un bassin endoréique semi-aride, le Bassin versant de la Grande Sebkh d'Oran (Algérie), Université de Grenoble - France, 1987.
- [141] Moussa. K : Etude d'une Sebkh; la Sebkh d'Oran (Ouest Algérien). Thèse de Doctorat en sciences de la terre, option : sédimentologie, 255 p. laboratoire de Paléontologie stratigraphique et de Paléoenvironnement. Faculté des Sciences de la terre, de géographie et d'aménagement du territoire. Université d'Oran 2, 2007.
- [142] Gupta & al : «Salt-affected soil: Their reclamation and management for crop production.» Advances in Soil Science Volume 11 Soil degradation ed.Lal R., Stewart, B.A. Springer-Verlag, New York. 288 pages., 1990.
- [143] Khan N.M. & al. : «Mapping Salt-Affected Soils using remote sensing Indicators – A simple approach with the use of GIS Idrisi,» Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote Sensing, 5-9., 2001.
- [144] Valles & al.: «Caractéristiques agronomiques des sols salés méditerranéens. Représentativité par rapport aux sols salsodiques mondiaux,» Colloques de l'INRA, 77, 315-326., FRANCE, 1995.
- [145] Markham & al. : «Landsat MSS and TM Post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures.» Earth Observation Satellite Co., Lanham, MD, landsat Tech. Note 1., 1986.
- [146] Reza Sokouti Oskoe : « Surface Soil Salinity Detection and Mapping, Using Hyperspectral Satellite Data of Hyperion EO-1» Journal of SAUSSUREA (ISSN: 0373-2525), 2017. Volume. 7(1): PP. 32-44. www.saussurea.org.

Annexes

Annexe 1 : Exemple de bilan hydrologique calculé sur les 02 station : Es-Sénia et Mléta

Station : Es-Sénia

Mois	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Fevrier	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
P (mm)	19	24	32	27	41	34	52	27	16	4	25	3
ETP (mm)	644.211744	512.327248	375.989887	272.059823	374.737337	243.496104	283.984455	342.078605	453.89796	550.319585	725.595301	805.575862
ETP corr (mm)	73.4167346	58.3866934	42.8491874	31.0049359	42.7064423	27.7497097	32.3639107	38.9845332	51.7278773	62.7164395	82.6915034	91.8063817
ETR (mm)	19	24	32	27	41	27.74	32.36	27	16	4	25	3
RU (mm)	0	0	0	0	0	6.26	101.87	74.87	0	0	0	0
T (C°)	23.56	20.36	17.34	14.66	17.31	13.84	14.99	16.51	19.12	21.13	24.39	25.75
DA=ETP-ETR	54.4167346	34.3866934	10.8491874	4.00493585	1.70644226	0.00970968	0.00391073	11.9845332	35.7278773	58.7164395	57.6915034	88.8063817
P- ETR (mm)	0	0	0	0	0	6.26	19.64	0	0	0	0	0
R (mm)	0.12240331	0.41835752	1.82372347	1.66998305	5.51534131	2.57640791	6.42196543	0.56933245	0.08308649	0.00105028	0.21986955	0.0003056
INF (mm)	-54.5391379	-34.805051	-12.6729109	-5.6749189	-7.22178357	3.67388241	13.2141238	-12.5538657	-35.8109638	-58.7174898	-57.911373	-88.8066873
i	10.4528037	8.3800954	6.57173043	5.09666683	6.55452424	4.67131823	5.27136496	6.10138574	7.61959829	8.86456139	11.0153444	11.9584845
I	92.5578781	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695
a	1.92706	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913
E (mm)	136.67	104.95	77.39	62.68	64.54	71.31	85.43	107.35	128.19	142.52	153.91	171.61

Station : Mléta

Mois	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Fevrier	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
P (mm)	13.74	25.01	47.93	35.08	38.03	40.16	32.18	27.4	27.13	2.46	0.84	2.45
ETP (mm)	692.150425	491.680179	314.295657	196.117478	165.865863	196.117478	248.949806	317.369518	440.724552	619.547113	798.957416	853.25956
ETP corr (mm)	78.8800026	56.0336777	35.8182865	22.3502675	18.9026824	22.3502675	28.3712335	36.168595	50.2265874	70.6058627	91.0521193	97.2405909
ETR (mm)	14.56	30.89	35.81	22.35	18.9	22.35	28.37	36.16	31.15	6.34	1.78	2.41
RU (mm)	0	0	12.12	12.73	19.13	17.81	101.87	65.71	0	0	0	0
T (C°)	23.8	19.93	15.8	12.37	11.34	12.37	14	15.88	18.83	22.47	25.64	26.53
DA=ETP-ETR	64.3200026	25.1436777	0.00828651	0.00026752	0.00268243	0.00026752	0.0012335	0.00859504	19.0765874	64.2658627	89.2721193	94.8305909
P- ETR (mm)	-0.82	-5.88	12.12	12.73	19.13	17.81	3.81	-8.76	-4.02	-3.88	-0.94	0.04
R (mm)	0.04629057	0.47342908	6.12817754	3.66268461	4.40149081	4.24579464	1.5220049	0.59501284	0.40506044	0.00024431	8.3403E-06	0.00016645
INF (mm)	-65.1862932	-31.4971067	5.98353595	9.06704787	14.7258268	13.5639378	2.28676159	-9.36360788	-23.5016479	-68.146107	-90.2121276	-94.7907574
i	10.6144361	8.11359758	5.7085557	3.94100639	3.45496441	3.94100639	4.75332226	5.75237338	7.44531022	9.7294091	11.8812271	12.5111609
I	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695	87.8463695
a	1.92706	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913	1.92705913
E (mm)	136.67	104.95	77.39	62.68	64.54	71.31	85.43	107.35	128.19	142.52	153.91	171.61

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est calculée par la méthode de THORNTHWAITE par la formule mathématique

$$ETP = 1.6 * \frac{(10 * T)^a}{I}$$

Avec : ETP : Evapotranspiration potentielle (cm). T : Température (°C). $I = \sum i$ avec $i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$

$$\text{Avec : } a = 0.492 + 1.79 * 10^{-2} * I - 7.71 * 10^{-5} * I^2 + 6.75 * 10^{-7} * I^3$$

En effet, les valeurs de l'ETP font l'objet d'une double correction en fonction de la latitude et de la durée du jour, ainsi le tableau est dressé pour calculer la recharge nette (infiltration moyenne annuelle) en fonction de la formule mathématique du Bilan hydrologique : $P = E + R + I$. **Avec :** P : Précipitation (mm). E : Evaporation réelle (mm). R : Ruissellement (mm). I : Infiltration (mm). **DA :** Déficit Agricole (mm) = ETP - ETR ; **ETP :** Evapotranspiration Potentielle (mm) ; **ETR :** Evapotranspiration Réelle (mm) ; **E :** Evaporation (mm) ; **INF :** Infiltration (mm) ; **ETP corr (mm) :** ETP corrigé ; **a :** Terme correctif de température (adimensionnel).

Annexes

Annexe 2 : Exemple de calcul des paramètres hydro chimiques – bilan de salinité

indicatif	X	Y	xutm30	yutm30	RS	COND	PH	MINR	Na_mg_l	K_mg_l	Mg_mg_l	Ca_mg_l	Hco3_mg_l	Cl_mg_l	So4_mg_l	No3_g_l	No3_mg_l	Na_mmol_l
P1	210830.00	253020.00	727551.65	3934832.33	5300.00	82.00	7.50	5084.00	48.02	0.31	21.14	14.02	4.34	64.15	9.49	0.52	52.00	2088.87
P2	208750.00	256050.00	725310.58	3937735.71	5200.00	78.00	7.50	4836.00	44.02	0.36	19.83	14.02	4.34	64.15	9.49	0.12	12.00	1914.87
P3	207700.00	252100.00	724478.74	3933737.03	7040.00	113.00	7.80	7006.00	70.03	0.84	26.90	13.02	10.39	89.70	16.99	0.53	53.00	3046.31
P72	209580.00	254730.00	726199.57	3936463.10	7040.00	114.00	7.90	7006.00	70.12	0.87	26.90	13.07	10.44	89.73	16.99	0.13	13.00	3050.22
P5	211370.00	259730.00	727707.63	3941558.55	3960.00	61.00	7.90	3782.00	34.01	0.28	15.38	9.48	6.56	45.30	4.50	0.90	90.00	1479.44
P7	208330.00	249730.00	725243.17	3931412.80	5580.00	87.00	8.00	5394.00	49.02	0.56	27.07	22.01	2.85	62.65	29.98	0.10	10.00	2132.37
P71	211200.00	248150.00	728204.91	3929976.94	5820.00	78.00	7.90	4836.00	45.02	0.46	20.07	20.01	3.29	52.07	32.98	0.37	37.00	1958.37
P9	207830.00	252360.00	724598.51	3933986.72	6800.00	96.00	7.80	5952.00	55.02	0.46	24.68	20.01	4.15	64.15	35.98	0.27	27.00	2393.37
P10	204870.00	254210.00	721531.82	3935667.71	7540.00	93.00	7.80	5766.00	57.02	1.02	20.24	25.00	4.65	49.87	45.47	1.47	147.00	2480.37
P11	205040.00	253940.00	721714.25	3935425.56	11760.00	149.00	7.60	9239.00	119.05	0.51	30.93	30.99	3.39	87.50	75.95	0.95	95.00	5178.68
P12	203950.00	252360.00	720721.88	3933766.78	6540.00	65.00	8.00	4030.00	46.02	0.18	14.81	7.98	6.39	47.33	9.24	0.87	87.00	2001.87
P13	205040.00	250050.00	721937.36	3931515.15	6580.00	87.00	8.00	5394.00	51.02	0.36	22.30	20.01	5.60	46.71	45.47	0.81	81.00	2219.37
P14	205620.00	249210.00	722587.29	3930729.62	5580.00	75.00	8.20	4650.00	43.02	0.36	20.90	19.01	4.34	41.86	32.98	1.06	106.00	1871.37
P15	204160.00	248550.00	721168.31	3929985.24	5480.00	82.00	8.20	5084.00	41.02	0.33	23.36	17.02	5.20	51.11	27.98	1.06	106.00	1784.37
P16	200870.00	248150.00	717904.61	3929380.99	4480.00	70.00	8.00	4340.00	41.02	0.23	16.54	7.98	5.80	51.90	6.79	0.79	79.00	1784.37
P18	202160.00	251310.00	719010.76	3932614.67	9200.00	121.00	7.90	7502.00	94.04	0.31	28.22	20.01	6.90	64.60	68.96	0.68	68.00	4090.74

Annexe 3 : Exemple de calcul des paramètres hydro chimiques – bilan de salinité – suite 1

Cav_meq_l	Mgv_meq_l	Nav_meq_l	SAR	SARv	HCO3_meq_l	HCO3v_meq_l	SO4_meq_l	SO4v_meq_l	Cl_meq_l	Clv_meq_l	ESP	ESPv	NO3_Phosphor_total	NO3CALCULE	NO3_reel
0.701	0.813076923	2.087826087	2.399580629	2.399580629	0.071147541	0.071147541	0.098854167	0.098854167	1.832857143	1.832857143	2.22858351	2.22858351	0.52	26	26
0.701	0.762692308	1.913913043	2.237238605	2.237238605	0.071147541	0.071147541	0.098854167	0.098854167	1.832857143	1.832857143	1.999145828	1.999145828	0.12	6	6
0.651	1.034615385	3.044782609	3.31659197	3.31659197	0.170327869	0.170327869	0.176979167	0.176979167	2.562857143	2.562857143	3.504683975	3.504683975	0.53	26.5	26.5
0.6535	1.034615385	3.048695652	3.318394427	3.318394427	0.171147541	0.171147541	0.176979167	0.176979167	2.563714286	2.563714286	3.507159448	3.507159448	0.13	6.5	6.5
0.474	0.591538462	1.478695652	2.025859062	2.025859062	0.107540984	0.107540984	0.046875	0.046875	1.294285714	1.294285714	1.698784703	1.698784703	0.9	45	45
1.1005	1.041153846	2.131304348	2.059613975	2.059613975	0.046721311	0.046721311	0.312291667	0.312291667	1.79	1.79	1.746872434	1.746872434	0.1	5	5
1.0005	0.771923077	1.957391304	2.079260745	2.079260745	0.053934426	0.053934426	0.343541667	0.343541667	1.487714286	1.487714286	1.774839848	1.774839848	0.37	18.5	18.5
1.0005	0.949230769	2.392173913	2.422815956	2.422815956	0.068032787	0.068032787	0.374791667	0.374791667	1.832857143	1.832857143	2.261334099	2.261334099	0.27	13.5	13.5
1.25	0.778461538	2.479130435	2.461676536	2.461676536	0.076229508	0.076229508	0.473645833	0.473645833	1.424857143	1.424857143	2.316059742	2.316059742	1.47	73.5	73.5
1.5495	1.189615385	5.176086957	4.422943565	4.422943565	0.05557377	0.05557377	0.791145833	0.791145833	2.5	2.5	5.000617183	5.000617183	0.95	47.5	47.5
0.399	0.569615385	2.000869565	2.875134029	2.875134029	0.104754098	0.104754098	0.09625	0.09625	1.352285714	1.352285714	2.894541541	2.894541541	0.87	43.5	43.5
1.0005	0.857692308	2.21826087	2.301347954	2.301347954	0.091803279	0.091803279	0.473645833	0.473645833	1.334571429	1.334571429	2.08987999	2.08987999	0.81	40.5	40.5
0.9505	0.803846154	1.870434783	1.997100513	1.997100513	0.071147541	0.071147541	0.343541667	0.343541667	1.196	1.196	1.657777713	1.657777713	1.06	53	53
0.851	0.898461538	1.783478261	1.906911853	1.906911853	0.085245902	0.085245902	0.291458333	0.291458333	1.460285714	1.460285714	1.528954976	1.528954976	1.06	53	53
0.399	0.636153846	1.783478261	2.479021925	2.479021925	0.095081967	0.095081967	0.070729167	0.070729167	1.482857143	1.482857143	2.340466713	2.340466713	0.79	39.5	39.5
1.0005	1.085384615	4.088695652	4.003636517	4.003636517	0.113114754	0.113114754	0.718333333	0.718333333	1.845714286	1.845714286	4.439149229	4.439149229	0.68	34	34
0.599	0.905	1.870434783	2.156918074	2.156918074	0.086721311	0.086721311	0.343541667	0.343541667	1.210571429	1.210571429	1.885230323	1.885230323	0.4	20	20
0.499	0.724615385	1.566086957	2.002204375	2.002204375	0.092622951	0.092622951	0.3175	0.3175	0.860857143	0.860857143	1.665057836	1.665057836	0.61	30.5	30.5
0.524	1.082307692	1.719130435	1.918268774	1.918268774	0.181803279	0.181803279	0.364375	0.364375	0.848571429	0.848571429	1.545195427	1.545195427	0.53	26.5	26.5
0.499	1	2.479130435	2.863607943	2.863607943	0.132786885	0.132786885	0.385208333	0.385208333	1.339428571	1.339428571	2.878507874	2.878507874	0.55	27.5	27.5
0.399	0.908076923	1.696521739	2.0985719	2.0985719	0.121967213	0.121967213	0.333125	0.333125	0.934	0.934	1.802313998	1.802313998	0.9	45	45
0.751	2.699230769	6.133043478	4.669463332	4.669463332	0.12704918	0.12704918	0.791145833	0.791145833	3.867714286	3.867714286	5.32764728	5.32764728	1.27	63.5	63.5
1.3	4.005769231	5.306521739	3.257997653	3.257997653	0.066885246	0.066885246	1.124270833	1.124270833	3.776857143	3.776857143	3.424141991	3.424141991	0.29	14.5	14.5
0.851	0.866923077	1.522608696	1.642863371	1.642863371	0.056885246	0.056885246	0.299270833	0.299270833	1.097714286	1.097714286	1.149848168	1.149848168	0.4	20	20
1.0005	1.594615385	4.654347826	4.085973045	4.085973045	0.109344262	0.109344262	0.7703125	0.7703125	2.442	2.442	4.549923998	4.549923998	0.16	8	8
0.801	0.816538462	2.827391304	3.143935357	3.143935357	0.100819672	0.100819672	0.4371875	0.4371875	1.467714286	1.467714286	3.26696915	3.26696915	0.6	30	30
0.701	0.521923077	1.696521739	2.169575943	2.169575943	0.095901639	0.095901639	0.093645833	0.093645833	1.369428571	1.369428571	1.903200066	1.903200066	1.1	55	55
0.599	0.477692308	2.348695652	3.20107564	3.20107564	0.119508197	0.119508197	0.275833333	0.275833333	1.312857143	1.312857143	3.34576985	3.34576985	0.06	3	3
0.626	0.433461538	1.45826087	2.003584312	2.003584312	0.087540984	0.087540984	0.145729167	0.145729167	1.034857143	1.034857143	1.667025988	1.667025988	0.71	35.5	35.5
0.801	0.449230769	1.153478261	1.458912752	1.458912752	0.067213115	0.067213115	0.1040625	0.1040625	1.089714286	1.089714286	0.88401184	0.88401184	0.82	41	41
0.751	0.553846154	1.580869565	1.957182759	1.957182759	0.082786885	0.082786885	0.145729167	0.145729167	1.319428571	1.319428571	1.60080201	1.60080201	0.06	3	3
0.676	0.414615385	0.913478261	1.237021946	1.237021946	0.08147541	0.08147541	0.058333333	0.058333333	0.985714286	0.985714286	0.561437452	0.561437452	1.19	59.5	59.5
0.9005	0.813076923	3.044782609	3.28942119	3.28942119	0.081967213	0.081967213	0.364375	0.364375	1.832857143	1.832857143	3.467352549	3.467352549	0.55	27.5	27.5
1.0005	0.452307692	2.305217391	2.70472316	2.70472316	0.085901639	0.085901639	0.141666667	0.141666667	1.712	1.712	2.656946201	2.656946201	1.53	76.5	76.5
0.801	0.272307692	1.240434783	1.693272334	1.693272334	0.100819672	0.100819672	0.098854167	0.098854167	0.981714286	0.981714286	1.222447961	1.222447961	0.26	13	13

Annexes

Annexe 4 : Exemple de calcul des paramètres hydro chimiques – bilan de salinité – suite 2

PHc_v	ADJ_SAR	ADJ_SAR_v	Ca_x	Ca_x_v	Adj_RNA	Adj_RNA_v	SSP	SSP_v	PS
9.503596495	45.36070398	45.36070398	14.96929285	14.96929285	1.051085895	1.051085895	57.83721237	57.83721237	1.882284226
9.509705212	42.30552251	42.30552251	14.89432121	14.89432121	0.967381404	0.967381404	56.51073894	56.51073894	1.882284226
9.114758935	61.40590082	61.40590082	8.218347235	8.218347235	2.001916145	2.001916145	64.07529288	64.07529288	2.651346726
9.112305782	61.43113233	61.43113233	8.220309896	8.220309896	2.004276381	2.004276381	64.06084078	64.06084078	2.652203869
9.41637694	38.11932774	38.11932774	8.49590029	8.49590029	0.981043	0.981043	57.9563455	57.9563455	1.317723214
9.580940783	39.0934109	39.0934109	26.93595113	26.93595113	0.805886871	0.805886871	49.71225958	49.71225958	1.946145833
9.572072025	39.44788462	39.44788462	22.71774868	22.71774868	0.807735511	0.807735511	52.31456944	52.31456944	1.659485119
9.452627692	45.67644718	45.67644718	19.86686079	19.86686079	1.048632107	1.048632107	54.94614701	54.94614701	2.020252976
9.393424797	46.26333285	46.26333285	21.29590013	21.29590013	1.055322738	1.055322738	54.68251598	54.68251598	1.661680006
9.475447142	83.48503747	83.48503747	31.81727225	31.81727225	1.801894136	1.801894136	65.28665532	65.28665532	2.895572917
9.472951912	54.26226627	54.26226627	7.75668185	7.75668185	1.386828694	1.386828694	67.27672651	67.27672651	1.400410714
9.334789802	43.11527018	43.11527018	16.10669268	16.10669268	1.077143473	1.077143473	54.29380884	54.29380884	1.571394345
9.454050107	37.65343315	37.65343315	18.1776827	18.1776827	0.858631804	0.858631804	51.4705742	51.4705742	1.367770833
9.37510407	35.8024685	35.8024685	15.10090583	15.10090583	0.89175676	0.89175676	50.3611077	50.3611077	1.606014881
9.487673569	46.82295689	46.82295689	8.336402833	8.336402833	1.190802425	1.190802425	63.14281963	63.14281963	1.518221726
9.241071075	74.63207287	74.63207287	14.48438419	14.48438419	2.072400547	2.072400547	66.13327391	66.13327391	2.204880952
9.415274142	40.58300487	40.58300487	11.73643485	11.73643485	1.052142055	1.052142055	55.00432557	55.00432557	1.382342262
9.441213209	37.72395951	37.72395951	9.647570242	9.647570242	0.97254729	0.97254729	55.95345944	55.95345944	1.019607143
9.073375636	35.43689963	35.43689963	6.440140343	6.440140343	1.253600701	1.253600701	51.55361495	51.55361495	1.030758929
9.247058081	53.39784278	53.39784278	7.868621661	7.868621661	1.664950432	1.664950432	61.94065743	61.94065743	1.532032738
9.306595046	39.25713471	39.25713471	6.974798951	6.974798951	1.208501185	1.208501185	56.310349	56.310349	1.1005625
9.058045947	86.18916873	86.18916873	11.41936335	11.41936335	3.26445219	3.26445219	63.8440163	63.8440163	4.263287202
9.196527724	60.58744368	60.58744368	25.46006156	25.46006156	1.955152322	1.955152322	49.86533754	49.86533754	4.38999256
9.547981014	31.12894396	31.12894396	19.35306923	19.35306923	0.677216933	0.677216933	46.72087881	46.72087881	1.247349702
9.195191784	75.9794524	75.9794524	14.95706949	14.95706949	2.288061675	2.288061675	63.61240303	63.61240303	2.82715625
9.348983293	58.94559147	58.94559147	13.05917259	13.05917259	1.518057738	1.518057738	63.33965402	63.33965402	1.686308036
9.430235255	40.85362542	40.85362542	12.07238664	12.07238664	0.956103245	0.956103245	57.83748798	57.83748798	1.416251488
9.392276272	60.1554978	60.1554978	9.450724911	9.450724911	1.490790889	1.490790889	68.24118016	68.24118016	1.45077381
9.505931676	37.87962811	37.87962811	11.67428813	11.67428813	0.838172681	0.838172681	57.70879472	57.70879472	1.107721726
9.559412895	27.66014237	27.66014237	16.29717046	16.29717046	0.563739756	0.563739756	47.72842641	47.72842641	1.141745336
9.470453366	36.93292599	36.93292599	13.86109242	13.86109242	0.832759577	0.832759577	54.4495881	54.4495881	1.392293155
9.508115875	23.38975429	23.38975429	12.64888523	12.64888523	0.505473541	0.505473541	45.34335735	45.34335735	1.014880952
9.424170347	61.92062482	61.92062482	16.42114779	16.42114779	1.466865892	1.466865892	63.8131421	63.8131421	2.015044643
9.440178625	50.95746747	50.95746747	16.73705746	16.73705746	1.112018377	1.112018377	61.2578093	61.2578093	1.782833333
9.433794644	31.89074341	31.89074341	12.3136214	12.3136214	0.699296398	0.699296398	52.62842804	52.62842804	1.031141369
9.605982134	69.61454573	69.61454573	11.24355811	11.24355811	1.431564141	1.431564141	72.82919884	72.82919884	1.748815476

Annexe 5 : Exemple de calcul des paramètres hydro chimiques – bilan de salinité – suite 3

CORRELATION_ESP_PS	Pression_Osmosique_sc	Pression_Osmos_solut_atm_v	TENEURS_SELS_ppm_25C*	CE_25C_dS_m	TH_dureté_eau	indicateurs_qualité_Ca	remarque_Indicat_qualité	indicateurs_qualité_K_Na	remarque_In
0.669636988	2.952	0.2952	5248	8.2	7.570384615	0.663197729	intrusion saline ou échange de base	0.006455643	pas de terr
0.671771353	2.808	0.2808	4992	7.8	7.318461538	0.707009581	intrusion saline ou échange de base	0.008178101	pas de terr
0.675845509	4.068	0.4068	7232	11.3	8.428076923	0.48401487	intrusion saline ou échange de base	0.011994859	pas de terr
0.672629482	4.104	0.4104	7296	11.4	8.440576923	0.485873606	intrusion saline ou échange de base	0.012407302	pas de terr
0.669166011	2.196	0.2196	3904	6.1	5.327692308	0.616384915	intrusion saline ou échange de base	0.008232873	pas de terr
0.666004077	3.132	0.3132	5568	8.7	10.70826923	0.813077207	intrusion saline ou échange de base	0.011423909	pas de terr
0.675742079	2.808	0.2808	4992	7.8	8.862115385	0.997010463	intrusion saline ou échange de base	0.010217681	pas de terr
0.678424016	3.456	0.3456	6144	9.6	9.748653846	0.810777958	intrusion saline ou échange de base	0.008360596	pas de terr
0.684065568	3.348	0.3348	5952	9.3	10.14230769	1.235177866	intrusion saline ou échange de base	0.01788846	pas de terr
0.684258925	5.364	0.5364	9536	14.9	13.69557692	1.001939864	Présence de Dolomite (CaMgCO3)	0.004283914	pas de terr
0.664099448	2.34	0.234	4160	6.5	4.843076923	0.538825118	intrusion saline ou échange de base	0.003911343	pas de terr
0.66707658	3.132	0.3132	5568	8.7	9.290961538	0.897309417	intrusion saline ou échange de base	0.007056056	pas de terr
0.666952948	2.7	0.27	4800	7.5	8.771730769	0.909569378	intrusion saline ou échange de base	0.008368201	pas de terr
0.66469805	2.952	0.2952	5248	8.2	8.747307692	0.72859589	intrusion saline ou échange de base	0.008044856	pas de terr
0.66937886	2.52	0.252	4480	7	5.175769231	0.482466747	intrusion saline ou échange de base	0.005607021	pas de terr
0.668345816	4.356	0.4356	7744	12.1	10.42942308	0.70907158	intrusion saline ou échange de base	0.00329647	pas de terr
0.667223781	2.772	0.2772	4928	7.7	7.52	0.509137272	intrusion saline ou échange de base	0.023709902	pas de terr
0.664730563	2.052	0.2052	3648	5.7	6.118076923	0.529723992	intrusion saline ou échange de base	0.009994448	pas de terr
0.655908088	2.34	0.234	4160	6.5	8.031538462	0.372423596	intrusion saline ou échange de base	0.009104704	pas de terr
0.645241383	2.952	0.2952	5248	8.2	7.495	0.383846154	intrusion saline ou échange de base	0.016660821	pas de terr
0.646105454	2.232	0.2232	3968	6.2	6.535384615	0.337992376	intrusion saline ou échange de base	0.009226038	pas de terr
0.636663546	5.94	0.594	10560	16.5	17.25115385	0.214021089	intrusion saline ou échange de base	0.006380264	pas de terr
0.569508905	6.408	0.6408	11392	17.8	26.52884615	0.249639942	intrusion saline ou échange de base	0.009422368	pas de terr
0.685573457	2.376	0.2376	4224	6.6	8.589615385	0.755102041	intrusion saline ou échange de base	0.02055968	pas de terr
0.679927034	4.788	0.4788	8512	13.3	12.97557692	0.482633864	intrusion saline ou échange de base	0.024567959	pas de terr
0.649098318	3.168	0.3168	5632	8.8	8.087692308	0.754592558	intrusion saline ou échange de base	0.011379363	pas de terr
0.648918486	2.52	0.252	4480	7	6.114615385	1.033161385	Présence de Dolomite (CaMgCO3)	0.013839057	pas de terr
0.647427324	2.7	0.27	4800	7.5	5.383461538	0.964573269	intrusion saline ou échange de base	0.011847464	pas de terr
0.655948083	2.088	0.2088	3712	5.8	5.297307692	1.110913931	Présence de Dolomite (CaMgCO3)	0.010733453	pas de terr
0.641342937	1.944	0.1944	3456	5.4	6.251153846	1.371575342	intrusion saline ou échange de base	0.019223521	pas de terr

Annexe 6 : Exemple de base de données géophysiques structurée– profils des sondages géo électriques de l’aquifère Mléta – contacts géologiques

File	From Depth	To Depth	RESISTIVITY	XUTM30	YUTM30	niveau	epaisseur	OUEST VERS EST
S1	100.00	95.00	22.00	713030.79	3925932.53	1	5.00	
S1	95.00	0.00	8.00	713030.79	3925932.53	1	95.00	
S1	0.00	-100.00	35.00	713030.79	3925932.53	1	100.00	
S1	-100.00	-210.00	50.00	713030.79	3925932.53	1	110.00	
S1	-210.00	-300.00	300.00	713030.79	3925932.53	1	90.00	stratum de la formation carbonatée
S2	100.00	85.00	25.00	713470.54	3926243.97	2	15.00	
S2	85.00	-5.00	6.00	713470.54	3926243.97	2	90.00	
S2	-5.00	-102.00	13.00	713470.54	3926243.97	2	97.00	
S2	-102.00	-240.00	26.00	713470.54	3926243.97	2	138.00	
S2	-240.00	-310.00	300.00	713470.54	3926243.97	2	70.00	stratum de la formation carbonatée
S3	100.00	80.00	20.00	713913.99	3926420.48	3	20.00	
S3	80.00	-10.00	7.00	713913.99	3926420.48	3	90.00	
S3	-10.00	-110.00	4.00	713913.99	3926420.48	3	100.00	
S3	-110.00	-245.00	15.00	713913.99	3926420.48	3	135.00	
S3	-245.00	-320.00	290.00	713913.99	3926420.48	3	75.00	stratum de la formation carbonatée
S4	100.00	75.00	3.00	714396.75	3926799.06	4	25.00	Accident tectonique supposé
S4	75.00	5.00	2.00	714396.75	3926799.06	4	70.00	
S4	5.00	-88.00	28.00	714396.75	3926799.06	4	93.00	
S4	-88.00	-200.00	65.00	714396.75	3926799.06	4	112.00	
S4	-200.00	-270.00	300.00	714396.75	3926799.06	4	70.00	stratum de la formation carbonatée
S5	100.00	70.00	18.00	714728.72	3926953.93	5	30.00	
S5	70.00	3.00	10.00	714728.72	3926953.93	5	67.00	
S5	3.00	-90.00	30.00	714728.72	3926953.93	5	93.00	
S5	-90.00	-200.00	60.00	714728.72	3926953.93	5	110.00	
S5	-200.00	-280.00	300.00	714728.72	3926953.93	5	80.00	stratum de la formation carbonatée
S6	100.00	60.00	23.00	715102.45	3927220.92	6	40.00	
S6	60.00	-2.00	8.00	715102.45	3927220.92	6	62.00	
S6	-2.00	-95.00	20.00	715102.45	3927220.92	6	93.00	
S6	-95.00	-220.00	30.00	715102.45	3927220.92	6	125.00	
S6	-220.00	-300.00	300.00	715102.45	3927220.92	6	80.00	stratum de la formation carbonatée
S7	100.00	85.00	11.00	715542.22	3927532.37	7	15.00	
S7	85.00	-10.00	5.00	715542.22	3927532.37	7	95.00	
S7	-10.00	-120.00	33.00	715542.22	3927532.37	7	110.00	
S7	-120.00	-250.00	22.00	715542.22	3927532.37	7	130.00	
S7	-250.00	-300.00	300.00	715542.22	3927532.37	7	50.00	stratum de la formation carbonatée
S8	100.00	90.00	6.00	716050.46	3927798.32	8	10.00	Accident tectonique supposé
S8	90.00	-5.00	7.00	716050.46	3927798.32	8	95.00	
S8	-5.00	-120.00	10.00	716050.46	3927798.32	8	115.00	

Annexe 7 : Exemple de profil géo électrique Schlumberger TDEM - L5 - SOGREA 2004

Profil géoélectrique L5

sondages	XUTM30	YUTM30	X	R1	R2	R3	R4	R5	E1	E2	E3	E4	E5	H0	H1	H2	H3	H4	H5
L5S1	724549.97	3940003.72	5750	12	1	223		10	17	66	500	0	100	100	83	17	-483	-483	-583
L5S2	725446.45	3945406.46	0	133	46	14		190	14	24	81	0	150	142	128	104	23	23	-127
L5S3	724276.15	3943843.09	1900	117	70	19	222	14	23	32	75	100	100	155	132	100	25	-75	-175
L5S4	724557.32	3942408.48	3400	41	30	18	201	7	41	28	109	330	100	175	134	106	-3	-333	-433
L5S5	724567.09	3941221.21	4550	49	11	230	15	220	8	16	96	68	170	210	202	186	90	22	-148
L5S6	724770.01	3937117.67	8700	100	5	11	17	68	7	64	95	200	150	110	103	39	-56	-256	-406
L5S7	725928.89	3934827.77	11250	28	5	8	30	60	10	11	90	22	100	120	110	99	9	-13	-113
L5S8	725839.25	3933375.05	12700	40	5	10	13	40	22	20	132	70	270	128	106	86	-46	-116	-386
L5S9	725620.83	3932176.68	13900	56	7	8	14	7	5	19	86	100	100	140	135	116	30	-70	-170
L5S10	725585.78	3930263.17	15750	95	8	10	6	33	18	48	90	80	100	155	137	89	-1	-81	-181
L5S11	725690.09	3928414.24	17650	22	8	16	7	27	38	23	47	94	100	195	157	134	87	-7	-107

Avec : R : Résistivité apparente (ohm*m) ; E : Epaisseur des formations (m) ; H : Hauteur topographique (m)
 X : Distance iner électrode horizontale avoisinant 2 km par TDEM. Source : SOGREA 2004.

Annexes

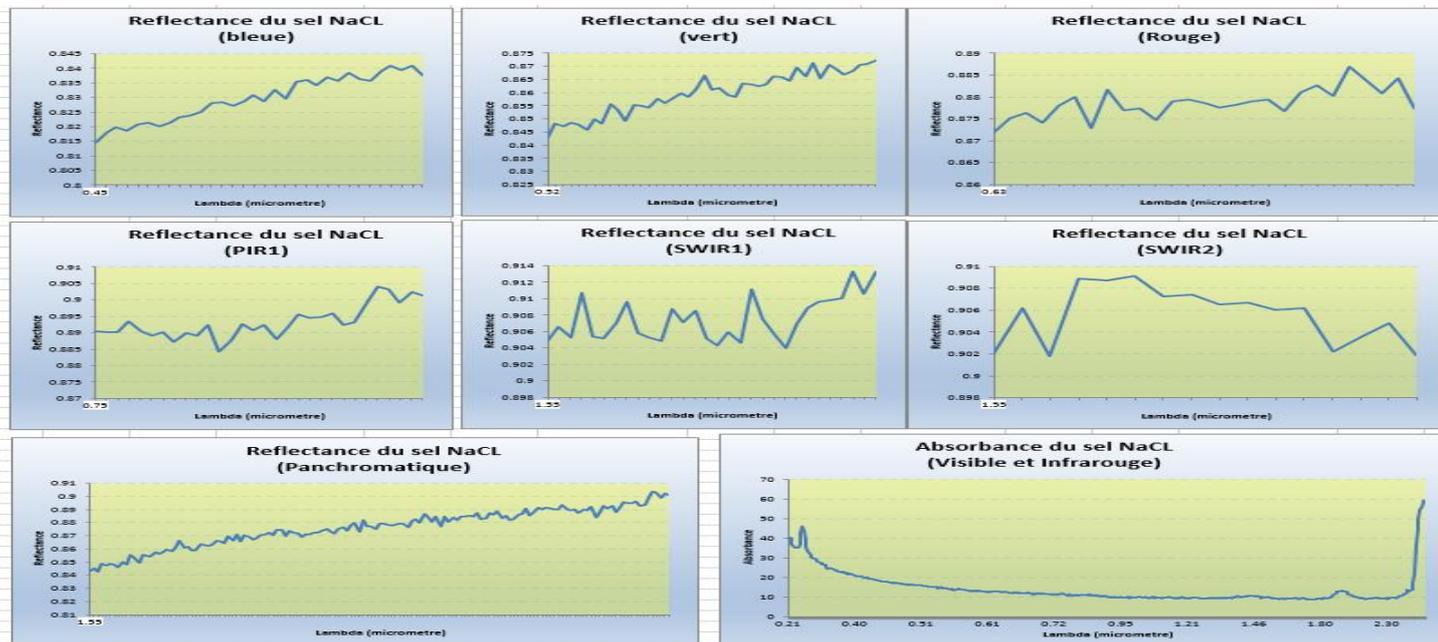
Annexe 8 : Exemple de calcul des paramètres intrinsèques de l'onde monochromatique du sel NaCl

longueur_onde_microns	Reflectance	frequence_Angstrom	nombreonde_cm	frequence_m	frequence_hz	vitesse_angulaire_oscillation	lambda_nanometre	lambda_metres	absorbance	T	A_1cm_epaisseur	T_1cm_epaisseur	T_Prct	T_2cm_epaisseur_A_eq_3
0.2051	0.594221	0.146270112	48756.70405	146.2701121	1.4627E+15	9.18576E+15	205.1	0.000000205	0.405779	0.391710432	0.405779	0.391710432	39.17104325	0.407034862
0.2131	0.598522	0.140778977	46926.32567	140.778977	1.40779E+15	8.84092E+15	213.1	0.000000213	0.401478	0.396338248	0.401478	0.396338248	39.6338248	0.401934015
0.2211	0.600051	0.13568521	45228.40344	135.6852103	1.35685E+15	8.52103E+15	221.1	0.000000221	0.399949	0.397995385	0.399949	0.397995385	39.79953847	0.400121964
0.2291	0.630168	0.130947185	43649.6155	130.9471846	1.30947E+15	8.22348E+15	229.1	0.000000229	0.369832	0.431995514	0.369832	0.431995514	43.19955139	0.364520763
0.2361	0.64094	0.127064803	42354.93435	127.064803	1.27065E+15	7.97967E+15	236.1	0.000000236	0.35906	0.444832973	0.35906	0.444832973	44.48329735	0.351803028
0.2421	0.648412	0.123915737	41305.24577	123.9157373	1.23916E+15	7.78191E+15	242.1	0.000000242	0.351588	0.453965956	0.351588	0.453965956	45.39659562	0.342976715
0.2481	0.647907	0.120918984	40306.32809	120.9189843	1.20919E+15	7.59371E+15	248.1	0.000000248	0.352093	0.453342609	0.352093	0.453342609	45.33426091	0.34357346
0.2536	0.650417	0.11829653	39432.17666	118.29653	1.18297E+15	7.42902E+15	253.6	0.000000254	0.349583	0.456449695	0.349583	0.456449695	45.6449695	0.340607079
0.2586	0.649169	0.116009281	38669.76025	116.0092807	1.16009E+15	7.28538E+15	258.6	0.000000259	0.350831	0.454902039	0.350831	0.454902039	45.49020386	0.342082117
0.2636	0.630345	0.113808801	37936.26707	113.8088012	1.13809E+15	7.14719E+15	263.6	0.000000264	0.369655	0.432203415	0.369655	0.432203415	43.22034151	0.364311806
0.2686	0.570648	0.111690246	37230.08191	111.6902457	1.1169E+15	7.01415E+15	268.6	0.000000269	0.429352	0.36718651	0.429352	0.36718651	36.71865097	0.435113283
0.2731	0.540478	0.109849872	36616.62395	109.8498718	1.0985E+15	6.89875E+15	273.1	0.000000273	0.459522	0.337693692	0.459522	0.337693692	33.76936916	0.471477052
0.2771	0.560903	0.108264165	36088.05485	108.2641646	1.08264E+15	6.79899E+15	277.1	0.000000277	0.439097	0.35743953	0.439097	0.35743953	35.74395301	0.44679742
0.2811	0.609703	0.106723586	35574.52864	106.7235859	1.06724E+15	6.70224E+15	281.1	0.000000281	0.390297	0.408604787	0.390297	0.408604787	40.86047869	0.38869655
0.2851	0.644926	0.105226236	35075.41214	105.2262364	1.05226E+15	6.60821E+15	285.1	0.000000285	0.355074	0.449681127	0.355074	0.449681127	44.96811274	0.347095339
0.2891	0.666697	0.103770322	34590.10723	103.7703217	1.0377E+15	6.51678E+15	289.1	0.000000289	0.333303	0.477160777	0.333303	0.477160777	47.71607773	0.321335263
0.2931	0.676937	0.102354145	34118.04845	102.3541453	1.02354E+15	6.42784E+15	293.1	0.000000293	0.323063	0.490712778	0.323063	0.490712778	49.07127783	0.309172633

Annexe 9 : Exemple de calcul des paramètres intrinsèques de l'onde monochromatique du NaCl suite

n2_eau	n_air_eau	n_air_eau_v	r12_fresnel	r12_fresnel_v	diametre_Rayleigh_microns_milieu1	diametre_Rayleigh_microns_milieu2	diametre_Rayleigh_microns_normale	Rs_refl_speculaire	coeff_diffusivite_s	Rd_Simmons_reflect_diffuse
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.657684013	-2.152557037	1.468936283	2.00593122	-0.464563764	0.727199803
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.72234258	-2.236518306	1.526232676	2.00593122	-0.447123548	0.722738915
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.787001147	-2.320479575	1.583529069	2.00593122	-0.430945401	0.718387605
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.851659714	-2.404440845	1.640825463	2.00593122	-0.415897111	0.714139836
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.908235961	-2.477906955	1.690959807	2.00593122	-0.403566404	0.710503605
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	1.956729886	-2.540877907	1.733932102	2.00593122	-0.393564759	0.707443972
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.005223811	-2.603848859	1.776904397	2.00593122	-0.384046868	0.704434955
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.049676576	-2.661572231	1.816295667	2.00593122	-0.375717776	0.701719545
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.090088181	-2.714048024	1.852105913	2.00593122	-0.368453318	0.699285384
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.130499785	-2.766523818	1.887916159	2.00593122	-0.361464446	0.696882963
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.170911389	-2.818999611	1.923726405	2.00593122	-0.354735771	0.694511358
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.207281833	-2.866227825	1.955955626	2.00593122	-0.348890619	0.692402525
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.239611117	-2.908208459	1.984603822	2.00593122	-0.343854305	0.690544787
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.2719404	-2.950189094	2.013252019	2.00593122	-0.338961324	0.688711464
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.304269684	-2.992169728	2.041900216	2.00593122	-0.33420564	0.686892905
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.336598968	-3.034150363	2.070548412	2.00593122	-0.329581557	0.68509182
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.368928251	-3.076130998	2.099196609	2.00593122	-0.325083685	0.683307821
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.401257535	-3.118111632	2.127844806	2.00593122	-0.320706927	0.681540554
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.433586818	-3.160092267	2.156493002	2.00593122	-0.316446456	0.679789665
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.465916102	-3.202072901	2.185141199	2.00593122	-0.312297699	0.678054825
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.498245385	-3.244053536	2.213789396	2.00593122	-0.308256319	0.676335705
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.530574669	-3.28603417	2.242437592	2.00593122	-0.304318199	0.674631992
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.562903952	-3.328014805	2.271085789	2.00593122	-0.300479433	0.672943375
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.595233236	-3.36999544	2.299733986	2.00593122	-0.296736307	0.671269563
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.627562519	-3.411976074	2.328382182	2.00593122	-0.293085291	0.669610265
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.659891803	-3.453956709	2.357030379	2.00593122	-0.289523027	0.667965215
1.33	1.32960112	1.32960112	-4.011309651	-4.011309651	2.692221086	-3.495937343	2.385678576	2.00593122	-0.286046317	0.666334133

Annexe 10 : Exemple de réflectance du sel NaCl selon les bandes spectrales Landsat 8 OLI



Annexe 11 : Exemple de calcul optique du NaCl dans l'eau (réflectance de Fresnel, diamètres des particules, réflexion spéculaire, dispersion, diffusion de Simmon, coeff de Smeiller, etc).

lambda_nanometre	Reflectance	Rd_Simmons_reflect_diffuse_v	coeff_diffusivité_s_v	Rs_refl_speculaire_v	diametre_Rayleigh_microns_normale_v	L2C3	1	2	3	4		
205.1	0.594221	0.727199803	-0.464563764	2.00593122	1.468936283							
213.1	0.598522	0.722738915	-0.447123548	2.00593122	1.526232676		Lambda	Indice de dispersion	refraction_molécule_sel_NaCl			
221.1	0.600051	0.718387609	-0.430945401	2.00593122	1.583529069		1	0.3836	1.57151049	0.152224902		
229.1	0.630168	0.714139836	-0.415897111	2.00593122	1.640825463		2	0.4034	1.566693095	0.151170306		
236.1	0.64094	0.710503609	-0.403566404	2.00593122	1.690959807		3	0.4241	1.56245597	0.150239506		
242.1	0.648412	0.707443973	-0.393564759	2.00593122	1.733932102		4	0.4459	1.5586909	0.149409863		
248.1	0.647907	0.704434955	-0.384046868	2.00593122	1.776904397		5	0.4688	1.555346543	0.148670915		
253.6	0.650417	0.701719549	-0.375717776	2.00593122	1.816295667		6	0.4929	1.552364454	0.148010416		
258.6	0.649169	0.699285384	-0.368453318	2.00593122	1.852105913		7	0.5182	1.549707117	0.147420577		
263.6	0.630345	0.696882963	-0.361464446	2.00593122	1.887916159		8	0.5448	1.547331453	0.146892246		
							9	0.5728	1.545202155	0.146417891		
							10	0.6022	1.543296834	0.145992557		
							11	0.6332	1.541579964	0.145609188		
							12	0.6657	1.54004249	0.145265252		
							13					
diametre_Rayleigh_microns_normale	diametre_Rayleigh_microns_milieu1	diametre_Rayleigh_microns_milieu2	r12_fresnel	n_air_eau	n1_air	n2_eau	browster_angle	sigma_1cm	sigma_10cm	sigma_100cm	coeff_absorb_a_1cm	coeff_absorb_a_10cm
1.468936283	0.028931734	-2.152557037	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0238633	0.00238633	0.405779	0.01403364
1.526232676	0.030060227	-2.236518306	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0233601	0.00233601	0.401478	0.01359211
1.583529069	0.03118872	-2.320479575	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0231825	0.00231825	0.399949	0.01343741
1.640825463	0.032317212	-2.404440845	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0198226	0.00198226	0.369832	0.01062466
1.690959807	0.033304644	-2.477906955	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0186846	0.00186846	0.35906	0.00972305
1.733932102	0.034151013	-2.540877907	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0179151	0.00179151	0.351588	0.00912859
1.776904397	0.034997383	-2.603848859	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0179666	0.00179666	0.352093	0.00916798
1.816295667	0.035773222	-2.661572231	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0177113	0.00177113	0.349583	0.00897331
1.852105913	0.03647853	-2.714048024	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.017838	0.0017838	0.350831	0.00906975
1.887916159	0.037183838	-2.766523818	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0198036	0.00198036	0.369655	0.01060941
1.923726405	0.037889146	-2.81899611	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.0267164	0.00267164	0.429352	0.01662425
1.955955626	0.038523923	-2.866227825	-4.01131	1.3296	1.0003	1.33	53.60360411	0.69	0.030603	0.0030603	0.459522	0.02038077

Annexe 12 : Caractéristiques des images satellitaires Landsat 1,2,3,4,5,6,7 et LDCM : Landsat Data Continuity Mission : Landsat 8 OLI/TIRS.

Caractéristiques	Landsat-1 à 3	Landsat-4 et 5	Landsat-6	Landsat-7	LDCM
Début et fin de mission	Landsat-1 : 1972-1978 Landsat-2 : 1975-1981 Landsat-3 : 1982-1993	Landsat-4 : 1982-1993 Landsat-5 : 1984-2013	1993 (échec)	1999-	2013-
Statut satellite	Achevée	Achevée (L-4) Fonctionne en mode dégradé (L-5)	Echec au lancement	Actif	En développement
Masse	816-960 kg	1 938-1 961 kg	-	2 200 kg	2 600 kg
Instruments	MSS : radiomètre RVB : caméra vidéo	MSS et TM : radiomètre	MSS et TM : radiomètre	ETM+ : radiomètre	OLI et TIRS : radiomètre
Bandes spectrales	0,5-0,6 µm 0,6-0,7 µm 0,7-0,8 µm 0,8-1,1 µm	0,45-0,52 µm 0,52-0,6 µm 0,63-0,69 µm 0,76-0,9 µm 1,55-1,75 µm 2,08-2,35 µm	-	0,45-0,52 µm 0,53-0,61 µm 0,63-0,69 µm 0,78-0,9 µm 1,55-1,75 µm 2,09-2,35 µm	0,433-0,453 µm 0,45-0,515 µm 0,525-0,6 µm 0,63-0,68 µm 0,845-0,885 µm 1,56-1,66 µm 1,36-1,39 µm 2,1-2,3 µm
Infrarouge thermique	-	10,4-12,5 µm	-	10,4-12,5 µm	10,3-11,3 µm 11,5-12,5 µm
Panchromatique	-	-	-	0,52-0,9 µm	0,5-0,68 µm
Résolution	Générale : 79 m	Générale : 30 m Infrarouge thermique : 120 m	-	Générale : 30 m Panchromatique : 15 m Infrarouge thermique : 100 m	Générale : 30 m Panchromatique : 15 m Infrarouge thermique : 60 m
Technique de prise d'image	Whiskbroom	Whiskbroom	-	Whiskbroom	Pushbroom
Orbite	Altitude : 907-915 km cycle : 18 jours heure : 9 h 45	Altitude : 705 km cycle : 16 jours heure : 9 h 30-10 h	-	Altitude : 705 km cycle : 16 jours heure : 10 h-10 h 15	Altitude : 705 km cycle : 16 jours heure : 10 h

Webographie

<https://www.planetoscope.com/sols/1859-la-salinisation-des-sols-dans-le-monde.html>

<https://www.consoglobe.com/salinisation-des-sols-cg> (salinité dans le monde)

<http://www.agrimaroc.ma/salinisation-sols-vraie-menace/>

<http://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/geologie-route-sel-historique-geologie-alimentation-645/page/7>

<http://www.dgroups.org/groups/fao/salinization-conf/>

www.insid.dz; <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/salt/>; <https://minerals.usgs.gov/>

<https://landsat.usgs.gov/landsat-8>; (spectroscopie database)

<https://glovis.usgs.gov>; <https://mrdata.usgs.gov/general/global.html>

Journal of Applied Remote Sensing

RemoteSensing.SPIEDigitalLibrary.org

Optical tool for salinity detection by remote sensing spectroscopy: application on Oran watershed, Algeria

Dehni Abdellatif
Lounis Mourad

SPIE.

Dehni Abdellatif, Lounis Mourad, "Optical tool for salinity detection by remote sensing spectroscopy: application on Oran watershed, Algeria," *J. Appl. Remote Sens.* **11**(3), 036010 (2017), doi: 10.1117/1.JRS.11.036010.

Optical tool for salinity detection by remote sensing spectroscopy: application on Oran watershed, Algeria

Dehni Abdellatif^{a,b,c,*} and Lounis Mourad^{b,c}

^aAlgerian Space Agency, Centre of Space Techniques, SIRS Department, Arzew, Oran, Algeria

^bUniversity of Sciences and Technology Mohamed Boudiaf (USTO-MB), Physic Faculty, Energetic Physic Department, LAAR Laboratory, Oran, Algeria

^cUniversity of Djillali Bounâama–Khemis Miliana–UKM, Faculty of Sciences and Technology, Khemis Meliana, Algeria

Abstract. Soil salinity is a complex problem that affects groundwater aquifers and agricultural lands in the semiarid regions. Remote sensing and spectroscopy database systems provide accuracy for salinity autodetection and dynamical delineation. Salinity detection techniques using polychromatic wavebands by field geocomputation and experimental data are time consuming and expensive. This paper presents an automated spectral detection and identification of salt minerals using a monochromatic waveband concept from multispectral bands—Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal InfraRed Sensor (TIRS) and spectroscopy United States Geological Survey database. For detecting mineral salts related to electrolytes, such as electronical and vibrational transitions, an integrated approach of salinity detection related to the optical monochromatic concept has been addressed. The purpose of this paper is to discriminate waveband intrinsic spectral similarity using the Beer–Lambert and Van 't Hoff laws for spectral curve extraction such as transmittance, reflectance, absorbance, land surface temperature, molar concentration, and osmotic pressure. These parameters are primordial for hydrodynamic salinity modeling and continuity identification using chemical and physical approaches. The established regression fitted models have been addressed for salt spectroscopy validation for suitable calibration and validation. Furthermore, our analytical tool is conducted for better decision interface using spectral salinity detection and identification in the Oran watershed, Algeria. © 2017 Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) [DOI: [10.1117/1.JRS.11.036010](https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.036010)]

Keywords: salinity detection; remote sensing; spectroscopy; vibrational transitions; Landsat 8 Operational Land Imager and Thermal InfraRed Sensor.

Paper 170205 received Mar. 19, 2017; accepted for publication Jul. 18, 2017; published online Aug. 19, 2017.

1 Introduction

Soil salinization is a most common soil degradation process that affects soil quality, groundwater aquifer, and agricultural fields. The United Nations Food and Agriculture Organization has estimated that saline soil covered 397 million hectares of the total land area of the world.¹ Africa, Asia, Australia, Europe, Latin America, Near East, and North America are the most affected areas.^{2,3} Multispectral data such as Landsat, Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT), IKONOS, QuickBird, and the Indian Remote Sensing series of satellites, as well as the hyperspectral data such as Earth Observer 1 (EO-1) Hyperion and HyMap, have been found to be useful in detecting, mapping, and monitoring soil salinity.^{4,5} Soil salinity can be detected directly from remotely sensed data through salt features that are visible at the soil surface, such as bare soil with white salt crusts on the surface or^{6,7} indirectly from indicators such as the presence of halophytic plants and the performance level of salt-tolerant crops.

Advantages of using remote sensing technology include saving time, wide coverage (satellite remote sensing provides the only source when data are required over large areas or regions), faster than ground methods, and facilitates long-term monitoring.^{8–10} Many researchers have

*Address all correspondence to: Dehni Abdellatif, E-mail: abdellatif.dehni@univ-usto.dz

investigated the utility and effectiveness of Enhanced Thematic Mapper (ETM+) data for soil salinity mapping and monitoring. For example, in Thailand, Lugassi et al.¹¹ investigated the use of Landsat-7 ETM+ with different combinations of three sources of ancillary data (topography, geology, and underground water quality) for soil salinity mapping. Their results showed that the use of Landsat ETM+ data bands 4, 5, and 7 in combination with all three types of ancillary data yielded the most accurate soil salinity map, with 83.6% overall accuracy.¹²⁻¹⁴ Additionally, it is agreed that an integrated approach using remote sensing techniques in addition to the ancillary data such as field data, topography, and spatial models geophysical surveys can improve the development of high quality soil salinity maps.

Goossens et al.¹⁵ have studied the soil salinity research using multispectral sensors. Their study examined and compared the accuracy of Landsat Thematic Mapper (TM), multispectral scanner system, and SPOT XS imagery for soil salinity mapping. They found that Landsat TM was optimal for soil salinity mapping.

The optical signal is directly influenced by Fresnel reflectance effects and decreased by soil depth from the Fraunhofer diffraction effect. A lot of research has addressed soil properties discrimination using absorbance and reflectance. Spectral reflectance in the multispectral field of Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal InfraRed Sensor (TIRS) offers a rapid, inexpensive, nondestructive technique for electrolyte salinity detection and discrimination for carbonate/silicate minerals. The use of multispectral remote sensing techniques for salinity modeling (Halite, Sylvite) is based on the solubility product differences among their spectral properties. Prediction of soil salinity using spectroscopy is a new challenge that can be used in real time to the specific detection applications to set up salinity monitoring. Different effects of such techniques have been discussed such as the linearity concept related to the wavelength, the absorbance issued by Beer-Lambert and Van 't Hoff laws, noise effects, and sensor calibration (bandpass wide, signal-to-noise, and constructive wavelength cycles).

Commensurate spectral databases of mineral salts have been explored for spectroscopy salinity modeling.¹⁶ Spectral databases are available at the United States Geological Survey (USGS) website.^{2,17} Quantities of salts, moisture content (which means the band 1 of Landsat 8), color, and surface roughness determine spectral reflectance data acquired by the spectroradiometer.

The radiation reflected from soil surfaces varies with changes in soil constituents and wavelengths.^{18,19} The soil spectral variations occur in narrow wavelengths that gradually fade with coarser bandwidths or by limited numbers of spectral bands. However, waveband sensors such as Landsat have bad capacity for salinity prone delineation by nanospectral resolution. Generally, hyperspectral remote sensing can provide subtle feature changes in salt spectrometry. For more comprehension, hyperspectral imaging provides reflectance data at 10-nm bandwidths from 400 to 2500 nm [visible (VIS), near-infrared (NIR), and shortwave infrared (SWIR)].²⁰ Hyperspectral imaging has good potential quantification of salinity because the hydrogen chromophores result in subtle spectral changes. Consequently, the electronic processes and photon vibrational processes of mineral salts in water forming the carbonates/calcites are determined directly for Halite and Sylvite salts.²¹ This is a challenge for monitoring soil moisture and soil salt concentrations in arid or semiarid lands. Metternicht and Zinck²² discussed the potential and constraints of salinity identification by remote sensing techniques, including hyperspectral technology. Ben-Dor et al.²³ successfully applied a visible and near-infrared analysis approach to retrieve field soil moisture and salinity separately using the hyperspectral airborne sensor. Nawar²⁴ applied partial least squares regression and multivariate adaptive regression splines to calibrate soil salts concentration models ($R^2 = 0.87$). Furthermore, the soil salinity detection addressing the spectral resolution under 100 nm posed the problem. First, most correlations between spectral reflectance and soil salinity are strongly adapted for severely salt-affected soils,²¹ but are weaker for slightly and moderately salt-affected areas.

The latter is the challenge for salinity identification.^{25,26} Second, reflectance measurements are usually affected by soil texture, producing uncertainties in specific moisture, or salt content assessments. Third, salt and moisture mask the real reflectance.²⁷ Consequently, increased moisture reduces albedo in a nonlinear manner and the absorption features of the salty minerals. For reflectance correction processing, an atmospheric correction was established by the dark object subtraction (DOS) method under Idrisi software where the scattering is removed by subtracting

the haze value from every pixel in the waveband. This technique is effective for haze correction in multispectral data calculation but has not been used for hyperspectral data.

Calculating land surface temperature (LST) from Landsat 8 TIRS is an important factor controlling many physical, chemical, and biological processes of the Earth.^{28,29} The DOS technique has been considered a more suitable image-based method to erase the haze component caused by the additive scattering from remote sensing data. Following January 6, 2014, recommendations of the USGS of not using TIRS band 11 due to its larger calibration uncertainty, only band 10 was included in the salinity modeling using Van 't Hoff and Plank's laws. The Beer's law is considered as the concept of absorption spectroscopy for multispectral analysis according to the straight effect in nanometer scales. Therefore, Beer's law assesses a monochromatic light using narrow absorption from salts, a light beam received by Landsat 8 sensor with a narrower spectral bandwidth, less than 100 nm. The polychromatic concept cannot permit a detection of rays under 100 nm bandpass, because the conventional optical instrumentation is impossible in old satellite platforms such as Landsats 5, 7. The problem is solved partially in the push broom design of Landsat 8 because the type of instrument uses a continuum source according to the focal interferometry technology. The approach discusses the major instrument components, highlighting its function and discussing the procedures for optimization to produce the best possible technique for instrument performance commensurate with the analytical need.

A monochromatic concept is deduced from discretizing the polychromatic wavebands of Landsat 8, positioned between the wavebands of each spectral charge coupled device detector, but its function is only to isolate one line from the line source and to reduce straight light effect. The line width of the light source is typically about 0.1 nm, not much less than the absorption line width, so adherence to Beer's law is not perfect, but it is good enough at low concentrations. Therefore, our optical physical approach uses straight light linearity validation through Beer–Lambert and Van 't Hoff laws for a better adaptation.

The main objectives of this research are to: (1) implement both the laws of Beer–Lambert and Van 't Hoff for concentration and osmotic pressure determination in the Landsat images, based on spectroscopy of salt (Halite, Sylvite) by both cubic crystal solubility and field-based multispectral or hyperspectral reflectance data; and (2) develop an improved identification and automatic detection of spectral salts to quantify low, medium, and high concentration levels at the maximum wavelength (absorbance) across any electrolyte. The originality of this paper is the technique by which the reflectance browsed by the salt spectroscopy has been estimated in the multispectral images by monochromatic formalism, based on regression fitting and radiometric and atmospheric correction.

2 Materials and Method

2.1 Study Area Location

The watershed of Oran (saline lake of 300 km²) constitutes, by its ecological nature, an ecosystem in which fauna and flora are specific to saline environments. The Oran watershed covers an area of 1878 km². Sebkhia stretches over 40 km in length and 6 to 13 km in width. It is situated between geocoordinates UTM30 North 35°17'48''N to 35°56'52''N and 0°1'51''E to 1°1'15''E (Fig. 1). It is bounded by two highlights: north by the Djebel Murdjadjo (530 m) and in the south by Mountain of Tessala (1061 m).

The great Sebkhia of Oran was ranked in 2002 as wetlands of international importance by the Ramsar Convention.³⁰ According to the petroleum geologists, it would be part of the western extremity of the Neogene basin of lower Cheliff.³¹ This area subsided with a sedimentation load rate (largely exceeding 300 m/million years) presumably presenting a major continental alluvial sedimentation in the axial area. The aquifer system is predominated by the Neogene formation, which constitutes the best groundwater reservoirs of the basin. The second formation is the Messenian, which consists of algae limestone outcropping on the southern slopes of Jebel Murdjadjo (near Sebkhia lake). These reef limestones are developed on both sides of the Sebkhia-Mleta area. The third formation is the Pliocene outcrops in the Mleta aquifer, which are formed of sandstone hills, associated with the Miocene, and form an aquifer complex

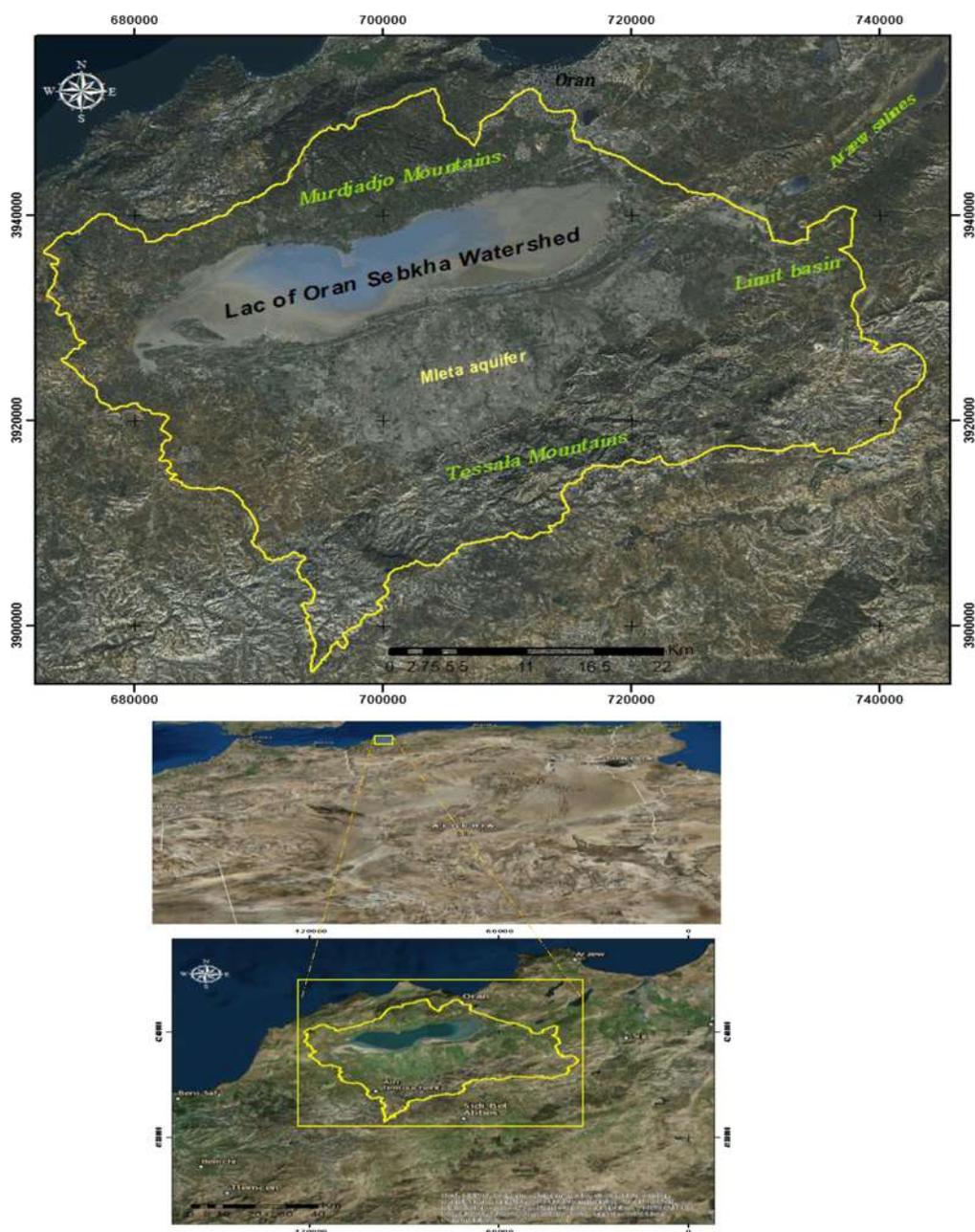


Fig. 1 The location of Oran Sebkhah watershed, northwest of Algeria.

recognized, and captured by deep drilling (300 to 500 m); this relatively powerful set (150 m) lies locally on impermeable allochthonous formations. Evaporitic rocks, by their high solubility (264 g halite/kg of solution and 2 g gypsum/kg of solution) can provide some appreciable amounts of dissolved salts.³² The salt lake has high values during the dry season (167.4 g/l of dry residual on a sample taken on May 11, 2003).

2.2 Experimental Approach

Our experimental tool remains a consistent spectral database used for comparison and validation by postprocessing detection. The first material was obtained from the image Landsat 8 OLI/TIRS according to the geodetic referential: World Geodetic System (WGS84). The Landsat OLI/TIRS image was acquired over the Oran region in Algeria on May 14, 2016 (path/row 198/35) for spectroscopy analysis.¹⁹ The second material used the currently published version of the

USGS spectral library—from NASA’s Jet Propulsion Laboratory—splib06a and has become the leading database used by the global scientific community for material detection. The library is fundamental for mineral resources projects to characterize mineral resources with imaging spectrometer data.

2.3 Methods

The global methodology was inspired by several previous works^{3,21} that made a flowchart for the detection and identification of spectral reflectance for mineral salts. The continuum-removal techniques were addressed by filtering the minimum variations in the spectral absorption, the bandwidth, and depth of the major pics absorption bands. The following flowchart (see Fig. 2) shows the general methodology for detection and identification of spectral salinity in remote sensing spectroscopy. For this purpose, an experimental arrangement was elaborated and explored.

3 Spectral Attributes Calculation from Spectroscopy and Landsat

3.1 Depth of Absorption in Wavebands

The absorption bands from Halite salt are determined by the continuum-removal technique for continuum quantification in absorption depth of the Landsat 8 bands.²⁶ This method implies the calculation of the original reflectance values $\rho_{original}$ on each waveband (λ) by the corresponding values projected on the straight line $\rho_{continuum}$ connecting the absorption band.³³ The depth of an absorption band (D) is indicated as

$$D = 1 - \left(\frac{\rho_{original}}{\rho_{continuum}} \right). \tag{1}$$

The D values for absorption bands were fitted in spectral curves as a function of straight light spectra values for the USGS spectroscopy database, using the residual correlations techniques. To summarize our objective, we explored the experimental fitting under curve expert software to achieve this study (see Fig. 3). At wave number $40,000 \text{ cm}^{-1}$, a vibrational frequency was around $5 \times 10^{14} \text{ Hz}$ for NaCl electrolyte polarization.

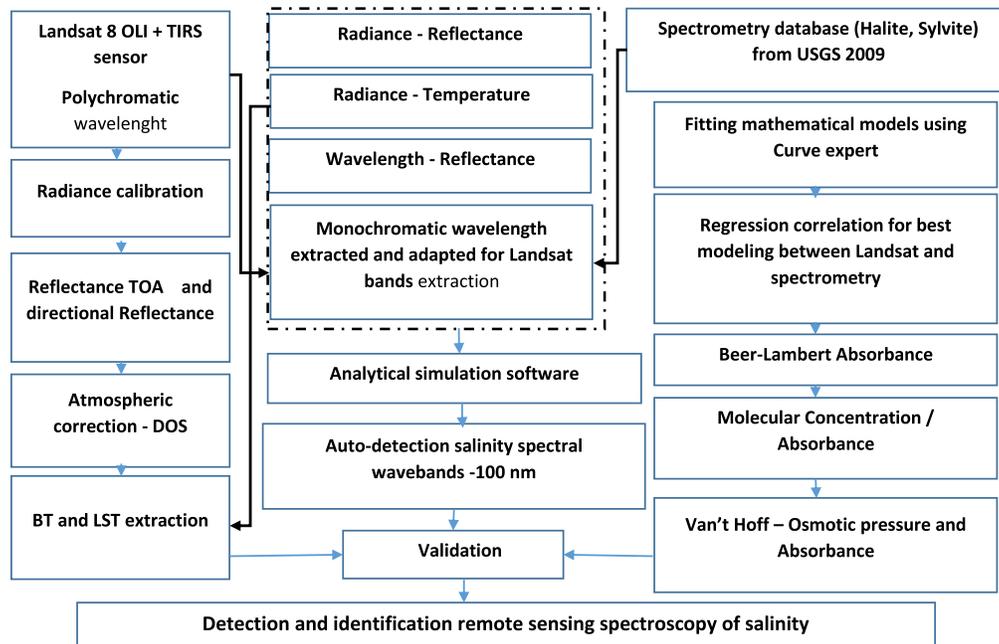


Fig. 2 Flowchart of detection and identification of salinity spectroscopy in remote sensing.

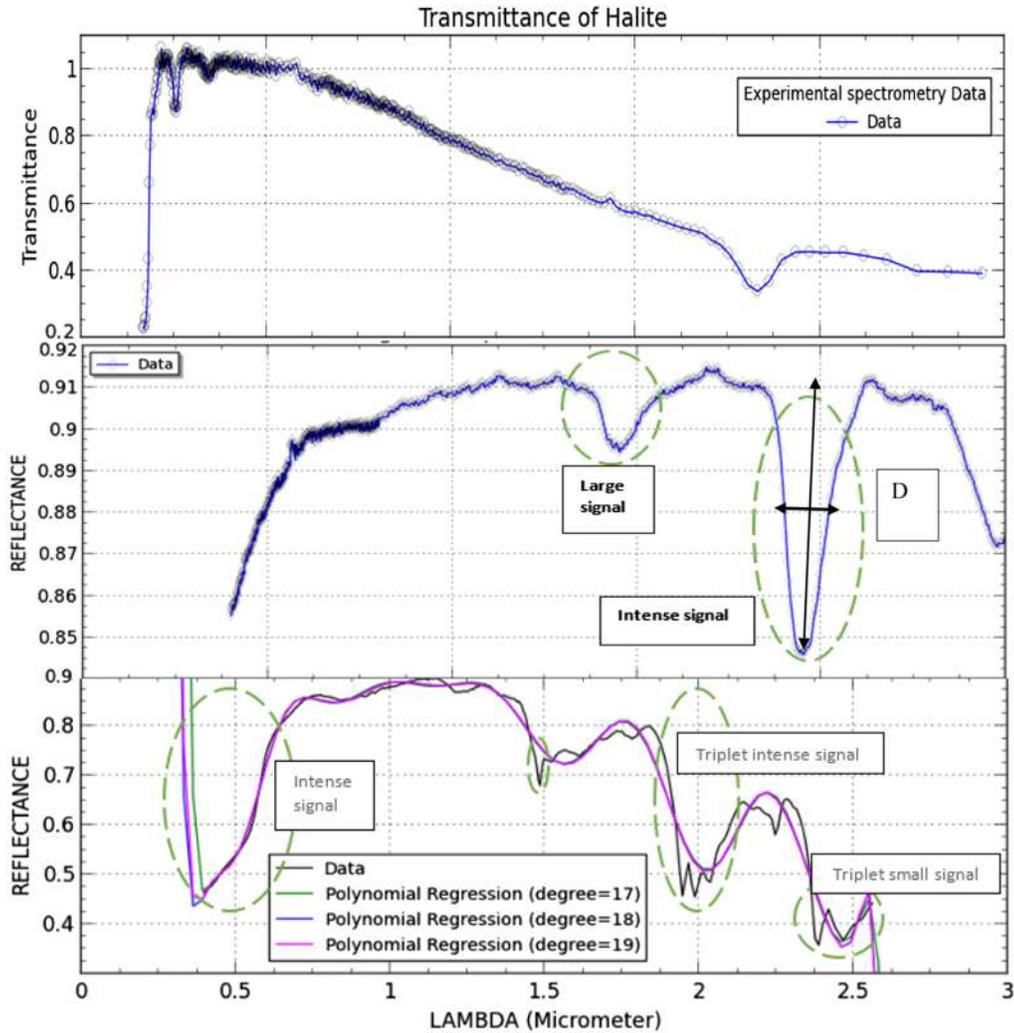


Fig. 3 Spectral response of Halite salt within transmittance, reflectance for NaCl, and polyhalite (at last position) by electronic and vibrational transitions using data fitted by Curve Expert software and reported in Eq. (1).

3.2 Absorbance and Osmotic Pressure from Beer-Lambert and Van 't Hoff Laws

The analytic chemistry technique was addressed by measuring intrinsic parameters related to the absorbance for bichromatic rays, related to the Beer-Lambert law among Eqs. (2)–(4)

$$A = \log(P_{01} + P_{02}) - [\log(P_{01} + P_{02}) * 10^{-\epsilon \times b \times c}], \quad (2)$$

where $\epsilon_1 = \epsilon_2$, then

$$A = \log(P_{01} + P_{02}) = \log(P_{01} + P_{02}) * 10 * \exp(-\epsilon \times b \times c), \quad (3)$$

$$A = \log(T) = \log(10^{-\epsilon \times b \times c}) \simeq \epsilon \times b \times C, \quad (4)$$

where P_{01} and P_{02} represent the light energy of wavelengths λ_1 and λ_2 , respectively; ϵ_1 and ϵ_2 are the molar absorption coefficients (cm^2/mole); b is the path length (cm), T is the transmittance (unit less), and C is the molar concentration (mole/l).

First, at a constant path length, the absorbance was directly proportional to the concentration of mineral salt. Absorbance increased linearly with concentration as predicted by the Beer-

Lambert law. The absorbance is evaluated by the Beer–Lambert law in the whole concentration using a monochromatic wavelength and validation is apprehended for more dilution solutions (infinite dilution and null interactions). However, a normal calibration curve is asymptotic to the transmittance of unabsorbed light. If solution concentration is important, the molecular properties should be modified (the solute becomes solvent, the molecules are statistically neighbor) and the Beer–Lambert law is not respected (limit of detection of many spectrophotometers). Second, the absorbance is directly proportional to the thickness or path length of an absorbing material that is determined by linear fitting at low concentration. For each unique wavelength, the absorbance of the mixed solutions is exactly equal to the sum of the absorbance solutions. This matter is considered a perfect match between real experimentation and theoretical law using

$$\Pi = R \times T \times i \times M \times 0.93, \tag{5}$$

where Π is the osmotic pressure in atmosphere (atm), R is the perfect gas constant ($R = 0.08206 \text{ L} \times \text{atm}/\text{k} \times \text{mol}$); T is the absolute temperature (Kelvin); i is the Van 't Hoff factor, 2, for strong electrolyte of NaCl, KCl; C is the molar concentration (moles/l); and M is the molarity expressed as mol/m^3 .

Osmotic pressure means that tendency of solvent molecules is moved in the direction of lower solvent activity. The dissociation criteria in electrolyte concepts are related to the wavelength of light path (sun position, viewing angle, solar constant, clouds, atmospheric parameter, etc.) and therefore to the solute type [molar concentration, volume, water temperature, and dissociation percentage in each monochromatic waveband interacting within absorbance and transmittance of modeling salts (Fig. 3)].

3.3 Top of Atmospheric Spectral Radiance

After inputting band 10 in the background, Idrisi uses formulas taken from the USGS web page for retrieving the top of atmospheric (TOA) spectral radiance (L_λ). The dark objects subtraction was applied to reduce the low reflectance effect due to the atmospheric Rayleigh scattering. This is necessary to use the Landsat 8 data.²⁰ This was done for all bands independently, after which all bands were stacked in one raster image in Idrisi. For thermal bands, the conversion of digital numbers (DNs) to satellite brightness temperature (BT) is given in Ref. 34. The equation established for Landsat 8 for correction in band 10 (AL)³⁵ is

$$L_\lambda = ML \times Q_{\text{cal}} + AL, \tag{6}$$

where ML is the band-specific multiplicative rescaling factor from Landsat metadata. AL is the band-specific additive rescaling factor from Landsat metadata; Q_{cal} is the quantized and calibrated standard product pixel values (DNs).

Table 1 lists the fundamental calibration constants $k1$ and $k2$ for Landsat sensors series.

3.4 Conversion of Radiance to Sensor Temperature

After the DN's were converted to reflectance, the thermal band data are converted from spectral radiance to BT using the thermal constants provided in the Landsat 8 TIRS metadata file.³⁷ The following equation is used to convert reflectance to BT:

Table 1 Constants of Landsat sensors series.

Constants	Landsat 4 ^a	Landsat 5 ^a	Landsat 7 ^b
$k1 \text{ (W/m}^2 \times \text{sr} \times \mu\text{m)}$	671.62	607.76	666.09
$k2 \text{ (K)}$	1284.30	1260.56	1282.71

^aFrom Ref. 36.

^bFrom Ref. 37.

$$BT = k2 / \ln[(k1/L_\lambda) + 1], \quad (7)$$

where $k1$ is a constant ($W/m^2 \times sr \times \mu m$); $k2$ is a constant (K), and L_λ is the spectral radiance at the sensor aperture, measured [$W/(m^2 \times sr \times \mu m)$] for Landsat 8.^{38,39} For obtaining the results in Celsius, the kelvin temperature is converted (approx. $-273.15^\circ C$).

3.4.1 Emissivity correction by NDVI index

There are several studies about the calculation of LST.²⁶ For instance, using the normal difference vegetation index (NDVI) for the estimation of land surface emissivity (LSE) or using a land cover classification for the definition of the LSE of each class. For instance, the emissivity (e) values of various land cover types are provided in tables.³³ Multispectral Landsat 8 bands were explored for calculating the NDVI.⁴⁰ The importance of estimating the NDVI is essential and it can be used to infer general vegetation condition. The calculation of the NDVI is important because, afterward, the proportion of the vegetation (p_v) should be calculated, and it is highly related to the NDVI, and emissivity (e) should be calculated, which is related to

$$NDVI = NIR - RED / NIR + RED, \quad (8)$$

where NIR is the near-infrared band (band 5) and red is the band (band 4) of Landsat 8 OLI (Operate Land Imager).

3.4.2 Calculating the vegetation proportion

A method for calculating p_v ²⁷ suggests using the NDVI values for vegetation and soil ($NDVI_v = 0.5$ and $NDVI_s = 0.2$) to apply in standardized conditions is mentioned

$$p_v = (NDVI - NDVI_s / NDVI_v - NDVI_s)^2. \quad (9)$$

However, since the NDVI values differ for each area, the value for vegetated surfaces, 0.5, may be too low.²⁶ Global values from NDVI can be extracted from reflectivity, but it is impossible to establish global values in the case of an NDVI computed from TOA reflectivity, depending on the atmospheric conditions.

3.4.3 Calculating land surface emissivity

The LSE is crucial in order to estimate LST, since the LSE is a proportionality factor that scales blackbody radiance (Planck's law) to predict emitted radiance, and it is the efficiency of transmitting thermal energy across the surface into the atmosphere.⁴¹ The determination of the soil emissivity is calculated as

$$LSE = \epsilon_{v\lambda} \times p_v + \epsilon_{s\lambda} \times (1 - p_v) + C_\lambda, \quad (10)$$

where ϵ_v and ϵ_s are the vegetation and soil emissivities, respectively, and C represents the surface roughness ($C = 0$ for homogeneous and flat surfaces) taken as a constant value of 0.005.³² When the NDVI is less than 0, it is classified as water, and the emissivity value of 0.991 is assigned. For NDVI values between 0 and 0.2, it is considered that the land is covered with soil, and the emissivity value of 0.996 is assigned.

Values between 0.2 and 0.5 are considered mixtures of soil and vegetation cover and extracted to retrieve the mean emissivity. In the last case, when the NDVI value is greater than 0.5, it is considered to be covered with vegetation, and the value of 0.973 is assigned. The last step of retrieving the LST or the emissivity-corrected LST is computed as follows:

$$LST = BT / [1 + \lambda \times BT / p] \times \ln(LSE), \quad (11)$$

where λ is the wavelength of emitted radiance; $p = h \times c / s$ (1.438×10^{-2} mK); h = Planck's constant (6.626×10^{-34} Js); s is the Boltzmann constant (1.38×10^{-23} J/K); c is the velocity of

Table 2 Center wavelength calibrated for thermal bands.

Satellites	Bands	Center wavelength (μm)
Landsat 4, 5, and 7	6	11.45
Landsat 8	10	10.8
Landsat 8	11	12

light (2.998×10^8 m/s); and \ln is the natural log. The values of λ for the Landsat thermal are listed in Table 2.

4 Results and Discussion

In the software interface elaborated in C++ language, we choose the salt spectroscopy dataset (spectral reflectance of NaCl and KCl) permitting extraction attributes such as the absorption coefficients in monochromatic rays, absorbance, transmittance, osmotic pressure related to temperature, and molar concentration of electrolyte as parameters.

4.1 Calibration of Spectroscopy and Landsat OLI/TIRS Wavebands

At low concentrations in good solvents, linear fitting obeyed the Van 't Hoff equation but not at higher concentrations. For all solvents at higher concentrations, this law should not be applied. We adapted the multiregression fitting for physical and chemical parameters obtained automatically from the spectroscopy database and spectral waveband of Landsat 8 sensor from Tables 3–6.

Osmotic pressure was influenced within temperature at SWIR field (negative values) and was more sensitive for TIRS thermal field and for blue and coastal band, which was affected, by aerosol scattering diffusion and relative humidity. We differentiated clearly between osmotic and ionic effects by combining the spectral, spatial, and related physical parameters such as concentration, absorbance, transmittance, osmotic pressure, and temperature within the Landsat sensor (see Tables 4–7). Hydrostatic pressure and low temperature acted synergistically in molar concentration and increased in blue and coastal aerosols. The osmotic pressure and concentration confirmed a linear relationship; and the Van 't Hoff equation at certain temperatures is closed to the linear fit when molar concentration is less than 10 mol/l. The best precision of concentration determination has an absorbance of 0.5 to 1 (10% to 60% transmittance) depending on the source

Table 3 Regression fitting of osmotic pressure related to the BT in Landsat 8 OLI/TIRS.

Spectral band— Landsat 8	Regression fitting of osmotic pressure	Correlation coefficient (%)	Landsat 8 spectra intervals
Band 1—coastal aerosols	$PO = -2.325262 + 0.01123 \times T$	57.2	[0.43 to 0.45]
Band 2—blue	$PO = -2.598082 + 0.01205 \times T$	52.6	[0.45 to 0.51]
Band 3—green	$PO = -3.16096 + 0.013647 \times T$	45.6	[0.53 to 0.59]
Band 4—red	$PO = -3.348499 + 0.01399 \times T$	36.5	[0.64 to 0.67]
Band 5—near-infrared	$PO = -3.813557 + 0.01628 \times T$	40.2	[0.85 to 0.88]
Band 6—SWIR1	$PO = 5.878559 - 0.017647 \times T$	-40	[1.57 to 1.65]
Band 7—SWIR2	$PO = 6.306188 - 0.017647 \times T$	-48	[2.11 to 2.29]
Band 8—PAN	$PO = -3.196537 + 0.01367 \times T$	41.5	[0.5 to 0.68]
Band 10—TIRS 1	$PO = -2.598082 + 0.01205 \times T$	52.64	[10.6 to 11.19]
Band 11—TIRS 2	$PO = -3.347782 + 0.01453 \times T$	50	[11.50 to 12.51]

Table 4 Best fitting regression between molar concentration of NaCl and absorbance—Landsat 8 OLI.

Spectral band—Landsat 8	Regression equation of NaCl concentration	Molar concentration intervals
Band1—coastal aerosols	$C1 = 0.69 \times A1$	[0.85 to 1.45]
Band2—blue	$C2 = 0.69 \times A2$	[0.725 to 1.435]
Band3—green	$C3 = 0.69 \times A3$	[0.6 to 1.42]
Band4—red	$C4 = 0.69 \times A4$	[0.46 to 1.42]
Band5—near-infrared	$C5 = 0.69 \times A5$	[0.35 to 1.42]
Band6—SWIR1	$C6 = 0.69 \times A6$	[0.15 to 1.42]
Band7—SWIR2	$C7 = 0.69 \times A7$	[0 to 1.28]
Band8—PAN	$C8 = 0.69 \times A8$	[0.42 to 1.43]

Table 5 Calibrated radiance and BT for Landsat 8 TIRS.

Spectral band—Landsat 8	Regression fitting: radiance and BT
Band 10—TIRS 1	$\text{Radiance}_{10} = -37.223323 + 0.155838 \times T_{10}$ AND $T_{10} = 238.872552 + 6.415824 \times \text{radiance}_{10}$
Band 11—TIRS 2	$\text{Radiance}_{11} = -30.024396 + 0.129748 \times T_{11}$ AND $T_{11} = 231.412676 + 7.766507 \times \text{radiance}_{11}$

Table 6 Regression optical modeling using radiance and reflectance of NaCl spectroscopy data.

Spectral wavebands—Landsat 8	Regression equation of radiance and reflectance using NaCl spectroscopy
Band2—blue	$\text{Radiance}_2 = 45.531209 + 553.394107 \times \text{reflectance}_2$
Band3—green	$\text{Radiance}_3 = 25.433714 + 509.946347 \times \text{reflectance}_3$
Band4—red	$\text{Radiance}_4 = 13.185506 + 430.021997 \times \text{reflectance}_4$
Band5—near-infrared	$\text{Radiance}_5 = 3.690037 + 263.153413 \times \text{reflectance}_5$
Band6—SWIR1	$\text{Radiance}_6 = -1.485158 + 65.441786 \times \text{reflectance}_6$
Band7—SWIR2	$\text{Radiance}_7 = -2.489891 + 22.058301 \times \text{reflectance}_7$
Band8—PAN	$\text{Radiance}_8 = 20.446978 + 486.650213 \times \text{reflectance}_8$

of random noise. The molar concentration estimation of NaCl salt (from 0.725 to 1.45 mol/l) is consistent for coastal aerosol band which may be used to refine absorbance using atmospheric correction. The proportionality to concentration means that osmotic pressure is a colligative property. In the absence of the semipermeable medium, diffusion would continue until the concentrations of all substances are uniform throughout the liquid phase.

The experimental spectroscopy database USGS was implemented using Curve Expert software for best fitting models adaptation for each monochromatic ray accordingly within Landsat 8 OLI wavebands. The results were obtained for analytically optical modeling by wavelength (λ) and related radiance, reflectance, and spectroscopy field of NaCl (Table 6). In Table 7, we observe that the short wavelength properties are the most diffusing by sigmoidal model

Table 7 Best fitting regression models between wavelength and radiance of NaCl spectroscopy using Landsat 8.

Spectral band—Landsat 8	Regression equation of wavelength (λ) and radiance (r) using NaCl spectroscopy data	Correlation coefficient	Correlation coefficient (%)	Models adaptation
Band2—blue	$\lambda = \exp[a + (b/r) + c \times \ln(r)]$;	$a = -227.39$; $b = 13843.6$; $c = 32.0092$	$r = 99.43$	Vapor pressure (exponential)
Band3—green	$\lambda = \alpha + \theta \times r^{[\theta/(\kappa^{1+\kappa r})]}$	$\alpha = 0.46$; $\theta = 0.44$; $\eta = 45.52$; $\kappa = 451.3$	$r = 98.37$	Dose response model (DR-Hill)
Band4—red	$\lambda = a + b \times \cos(c \times r + d)$	$a = 0.644$; $b = 0.036$; $c = 0.407$; $d = -78.7022$	$r = 86.78$	Sinusoidal
Band5—near-infrared	$\lambda = a + b \times \cos(c \times r + d)$	$a = 0.798$; $b = 0.085$; $c = 0.536$; $d = -66.703$	$r = 90.11$	Sinusoidal
Band6—SWIR1	$\lambda = a + b \times \cos(c \times r + d)$	$a = 1.458$; $b = 0.273$; $c = 3.734$; $d = 341.526$	$r = 88.1$	Sigmoidal—miscellaneous
Band7—SWIR2	$\lambda = a/[1 + \exp(b - c \times r)]^{(1/d)}$	$a = 2.864$; $b = -259.75$; $c = -18.3$; $d = 190.771$	$r = 72.86$	Sigmoidal—model Richards
Band8—PAN	$\lambda = \alpha + \theta \times r^{[\theta/(\kappa^{1+\kappa r})]}$	$\alpha = 0.47$; $\theta = 0.43$; $\eta = 45.52$; $\kappa = 451.3$	$R = 98.4$	Dose response model (DR-Hill)

adaptation. A best correlation was recorded with vapor pressure (exponential model) for the blue waveband (99.43%) and the dose response model (DR-Hill) for panchromatic (98.4%).

The results confirmed that for small particles below 10% of diameter at wavelength, the Rayleigh diffusion depends on waveband, the concentration of electrolyte (diffusion particles), and the wavelength polarization. The diffusion decreases when wavelength increases, except for the case of molecular spectrophotometry. We note that the spectral resolution increases from the multispectral sensor to ultraspectral wavebands from 100 nm for Landsat 8 to 10 nm for hyperspectral sensors and finally to 1 nm for ultraspectral imagery released by our tool.

4.2 Salinity Detection and Mapping from Spectroscopy Remote Sensing Technique

In order to develop a consistent salinity modeling across all physical variables, the absorbance parameter has to be selected for each Landsat waveband transform. Finally, three consistent parameters are chosen as the radiative salinity modeling (osmotic pressure, concentration, and LST). The fitted regression model was tested for calibration processing between database spectroscopy and Landsat imageries according to the absorbance related to the monochromatic wavelength determined by analytical chemistry using Beer–Lambert and Van 't Hoff laws for ideal diluted solutions.

Globally, a method of multivariate spectral analysis provides an improved spectral calibration model such as exponential vapor pressure, dose response, sigmoidal, sinusoidal, and linearity of Beer–Lambert. The results confirmed that the best predictable fitted models are more suitable in waveband thresholds: 1260, 1400, and 2100 nm. In the literature,⁴² it is difficult to extract specific spectral signals solely from only reflectance spectra. Furthermore, we performed the previous formulas relevant to Beer–Lambert and Van 't Hoff laws for best calibration by example of Halite salt using the blue band of Landsat 8 OLI under Idrisi software (Figs. 4 and 5).

We note that osmotic pressure increases from blue to infrared wavebands and continues to decrease at shortwave wavelength. This is due to the water absorption influencing the solute polarizability on minerals salts. Due to the high correlation between blue and panchromatic wavebands for Halite salt, the absorbance related to the wavelength can be represented by the Lambertian absorption.

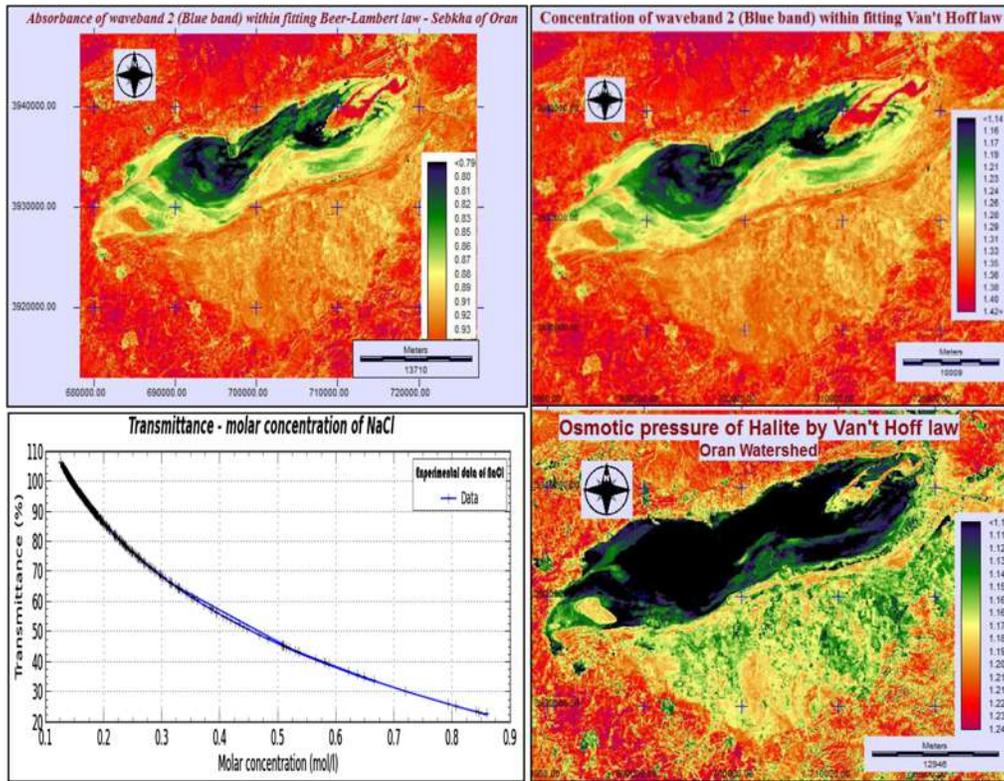


Fig. 4 Experimental calibration of absorbance, wavelength through monochromatic waveband Landsat 8 OLI.

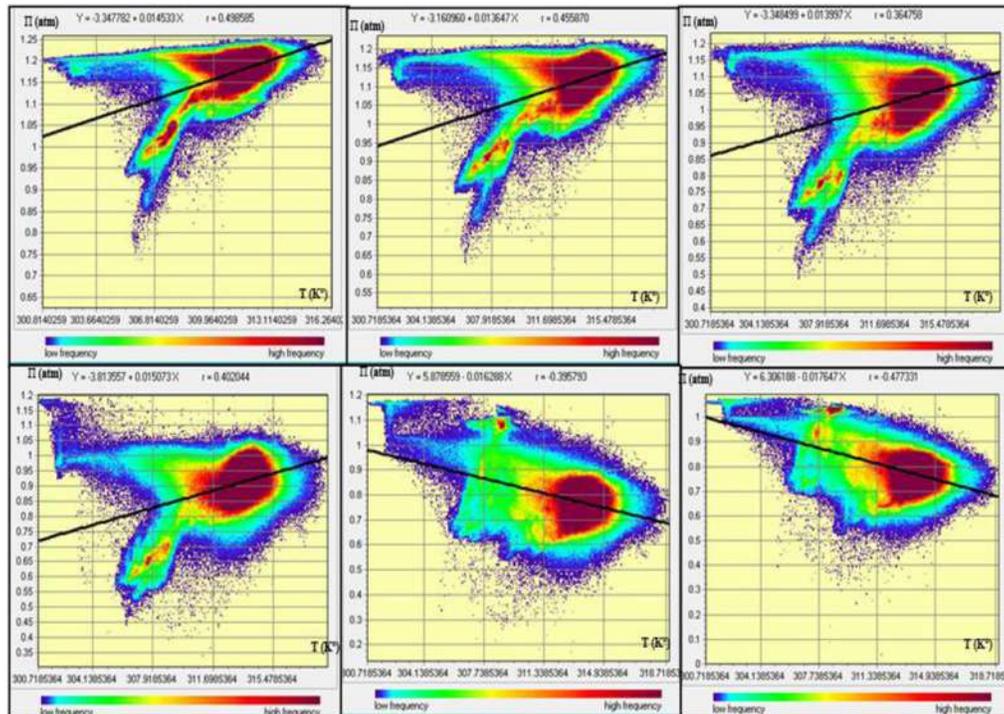


Fig. 5 Spectral scatter regression for osmotic pressure in Landsat 8 OLI (bands 2, 3, 4, 5, 6, and 7) corresponding to the statistical model fitting results in Tables 3, 4, 6, and 7 and Figs. 3, 4, and 6.

The models demonstrate that the wavebands near 1260, 1400, and 2100 nm are sensitive to humidity and salinity absorption spectra exclusively when LST increases. In order to perform fitting modeling of NaCl, we used the Curve Expert software to extract spectral response and manage spectral attributes related to transmittance by fitting the best-adapted discretized models in each waveband for Landsat 8 OLI/TIRS satellite implementation. The salinity map was deduced directly in raster calculator under Idrisi at each waveband (Fig. 4) by implementing the substituted osmotic pressure in lambda related to radiance.

The dissociation criteria in the electrolyte concept are related to the wavelength of light path (sun position, viewing angle, clouds, atmospheric parameter, etc.) and therefore to the solute type [molar concentration, volume, water temperature, dissociation percentage in each monochromatic waveband interacting within absorbance, and transmittance of modeling salts (Figs. 5 and 6)]. The dissolution of sodium chloride can be represented as

$$\%dissociation\% = (0.00018 \times C) \times 100/C \left\{ \begin{array}{l} i = 2 + (\%dissociation\%/100) \\ A = 2 + i/100 \end{array} \right. , \quad (12)$$

$$\text{opticalthickness} = -\ln(T); \quad \text{opticalthickness} = 2.3026 \times A, \quad (13)$$

where C is the molar concentration of electrolyte, A is the absorbance, T is the transmittance, and i is the dissociation Van 't Hoff coefficient of the electrolyte. $\ln(10) = 2.3026$.

There are two principal instrumental limitations to the Beer–Lambert law. The first limitation is that law assumes that the radiation reaching the mineral is of a single wavelength when the radiation is purely monochromatic. For this reason, it is better to make absorbance detection at the top of a broad absorption peak. In addition, the deviation from Beer–Lambert is erroneous if the source effective bandwidth is less than one-tenth of the natural bandwidth of the absorbance. Straight radiation is the second contribution to instrumental deviations from Beer’s law. Straight

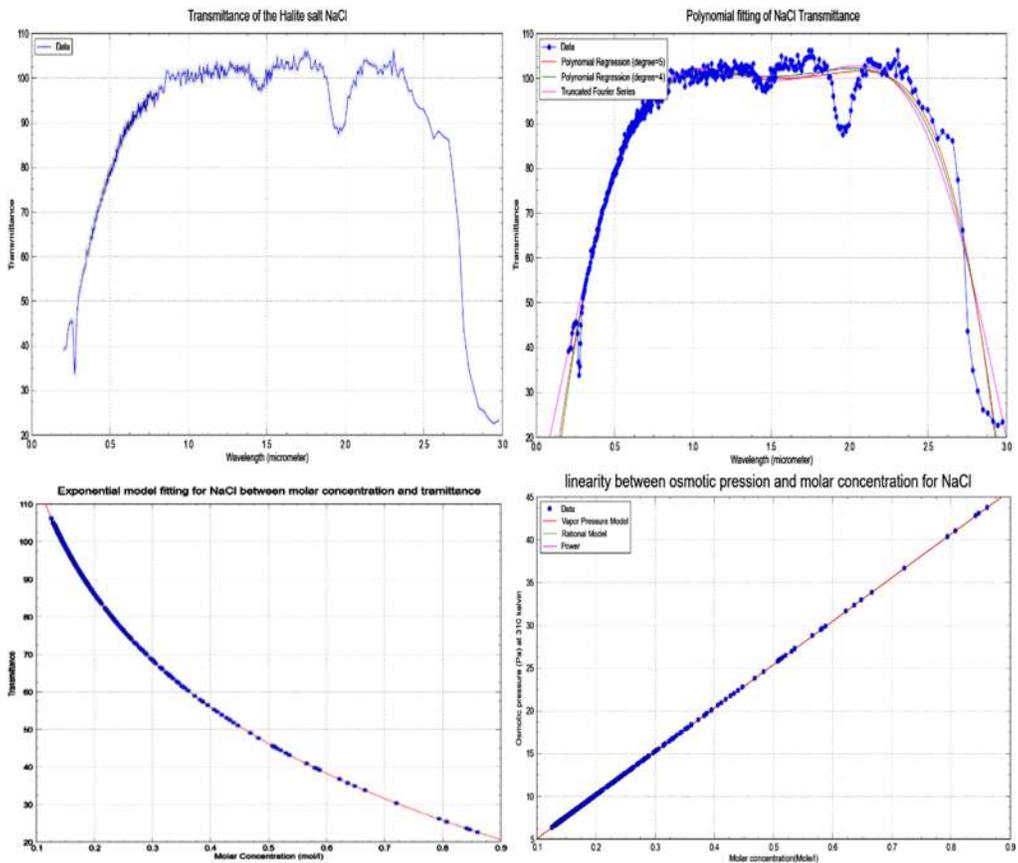


Fig. 6 Interaction among spectral transmittance of NaCl, molar concentration, and osmotic pressure fitting.

radiation arises from imperfections in the wavelength that allow entering the instrument and reaching the detector without passing through the electrolyte (neglecting the aerosol optical depth).

4.3 Sampling and Satellite Imagery

The recognition of the soil and samples selection was obtained during the month of June 2009. The choice of this period coincides with a very weak vegetation cover in the sampled areas of the perimeter of Oran Sebkh Lake where irrigated surfaces are absent. The accumulation of salts is also more important there on soil surface and consequently more easily detectable, even more with the presence of a Sebkh on the surface where salts are accumulated on surface during this period.

The salinity of the 78 sampled points was measured on the border and inside the Oran Sebkh lake⁴³ by exploring the old database from 1955 and recently in 2009. A predicted level of soil salinity map was established by spatial interpolation (radial basic function) under geostatistical analyst in ArcGis. We note that extreme saline poles are located in the central and west parts of the lake accordingly within optical depth spectroscopy (Figs. 7 and 8). An additional dataset was explored for more accurate results from SOGREAH geophysical campaign.⁴⁴

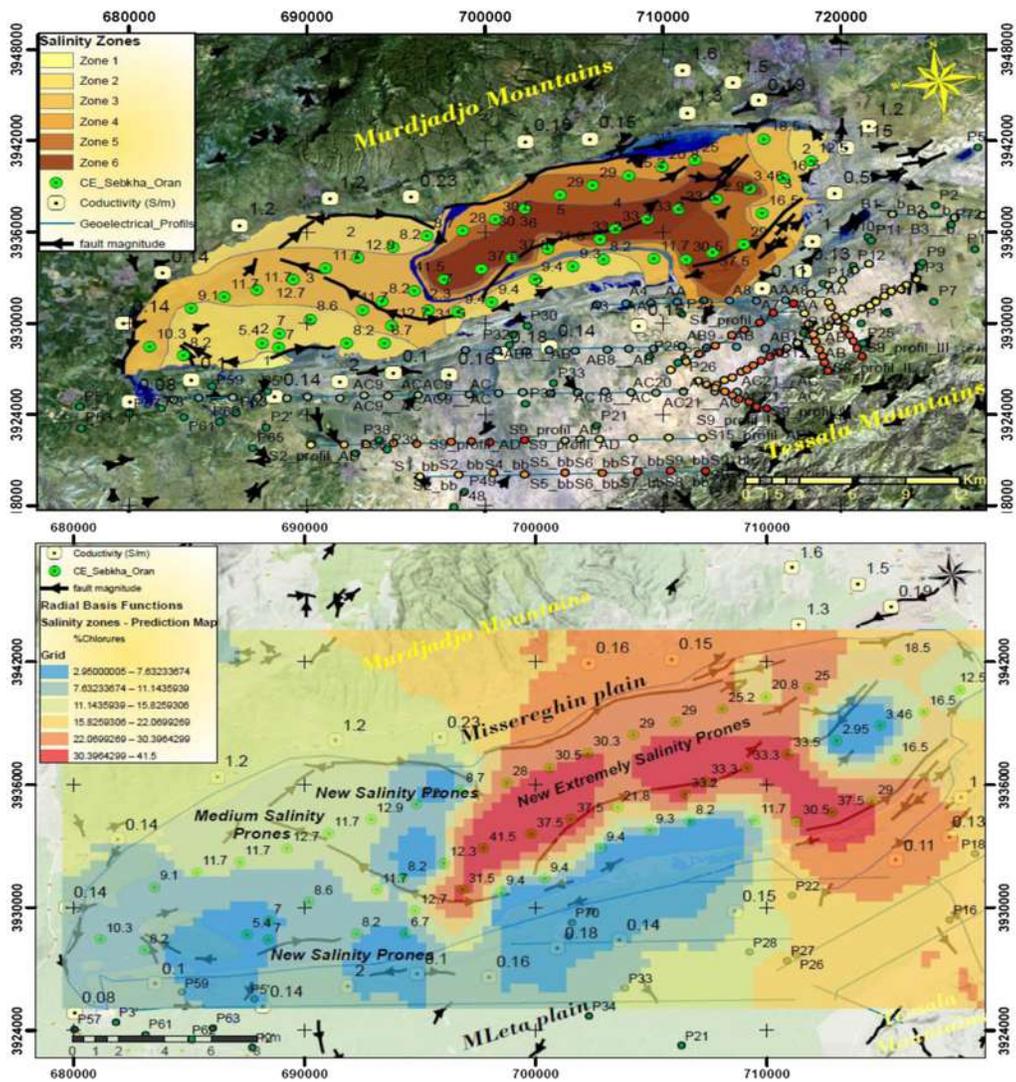


Fig. 7 Salinity mapping using ancillary multitemporal database (chemical and geophysical profiles).

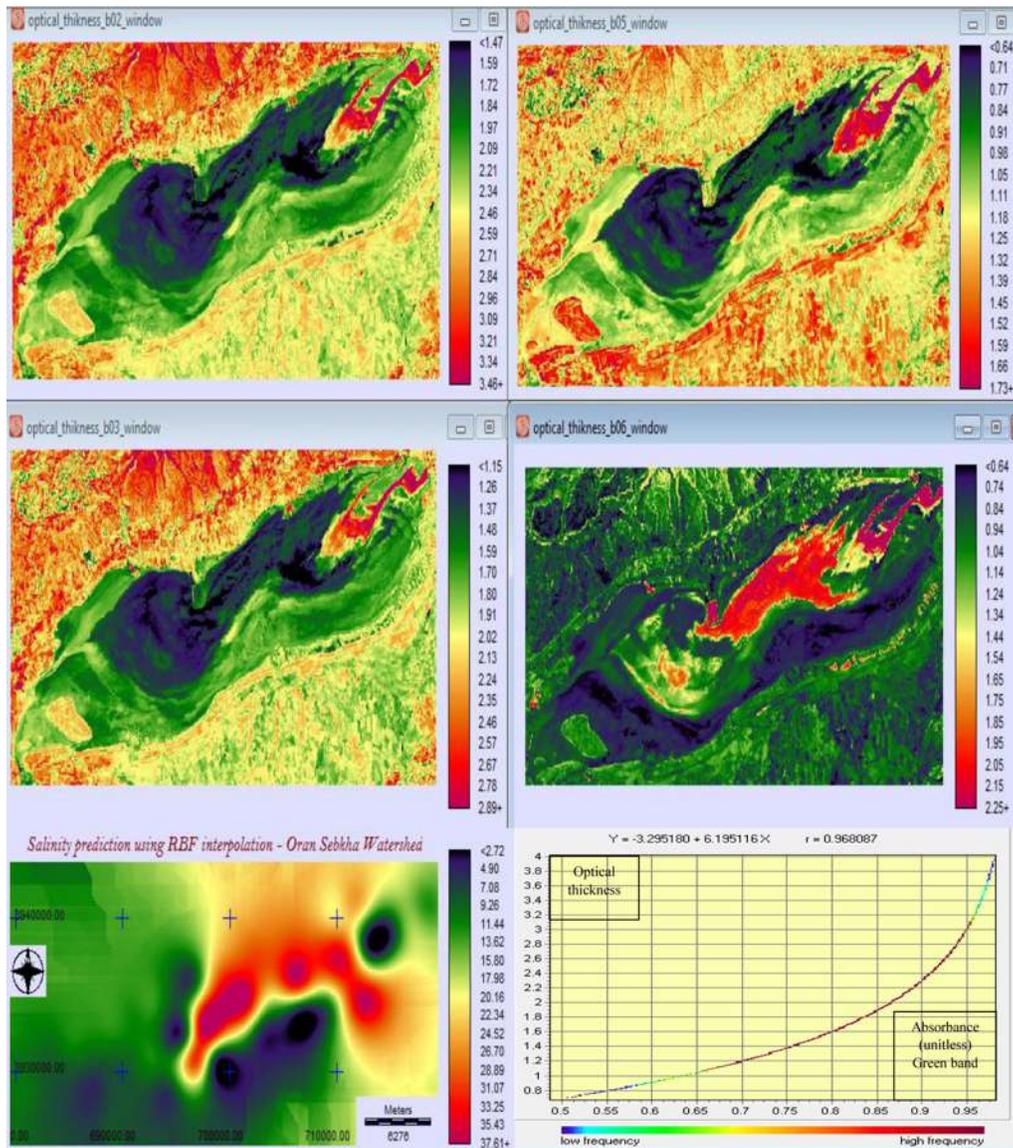


Fig. 8 Salinity mapping prediction using RBF interpolation related to the optical thickness in accordance remote sensing spectroscopy related to the corresponding Figs. 4 and 7.

We have deployed a set of hydrochemical datasets 2013 from USTO University-Industrial Chemistry Lab, where the electrical conductivity was set up in salinity prone by percentage of according values of NaCl salt. Furthermore, geophysical datasets have been used for the validation phase in three-dimensional (3-D) environment.

The RBF interpolation is similar to IDW, except that it predicts values above the maximum and below the minimum measured values. There are different basic functions in RBF: thin-plate spline, spline with tension, completely regularized spline, etc. There is also a smoothing parameter to control the smoothness of the slightly salinity mapping resulting in different surfaces (Fig. 7).

Optical depth illustrates an important point that must be considered to describe how much absorption occurs when light travels through an absorbing salinity in the lake by several wavebands (blue, green, NIR, and SWIR1-SWIR2; Fig. 8). We distinguish a good consistency among optical depths in the SWIR band for diluted salinity prone (salinity diffusion). For small concentration of analyte, transmittance is significantly smaller and the absorbance is unaffected by the straight radiation. At a higher concentration, less light passes through the analyte and transmittance may be similar in magnitude. This results in an absorbance smaller than expected, and a

negative deviation from the Beer–Lambert law is imposed. If we need to monitor an analyte concentration over time, it may be possible to manipulate automatically the tool providing optical analysis calibrated using Beer–Lambert and Van 't Hoff formalisms without any instrumental constraints.

A chemical deviation from Beer’s law may occur if the analyte is involved in an equilibrium reaction. To hold α constant, we buffer each standard to the same pH. Depending on the relative values of α_{acid} weak and α analyte, the calibration curve has a positive or a negative deviation from the Beer–Lambert law if we do not buffer the standards to the same pH at the same wavelength. The equation is described as

$$Ca = (1 - \alpha_{acidweak}) \times C_{total}, \tag{14}$$

where C_{total} is the weak acid’s total concentration; Ca is the equilibrium concentrations; and $\alpha_{acidweak}$ is the activity coefficient of analyte solution. Nonlinear effect is observed for NaCl spectra wavelength and seems to be fitted to the exponential law until the path length of 1 m (light diffraction and molecular diffusion effect). It continues to increase in flat linearity because the Fresnel reflexion coefficients affect the ray diffraction at the grain-solute contact (Fig. 9).

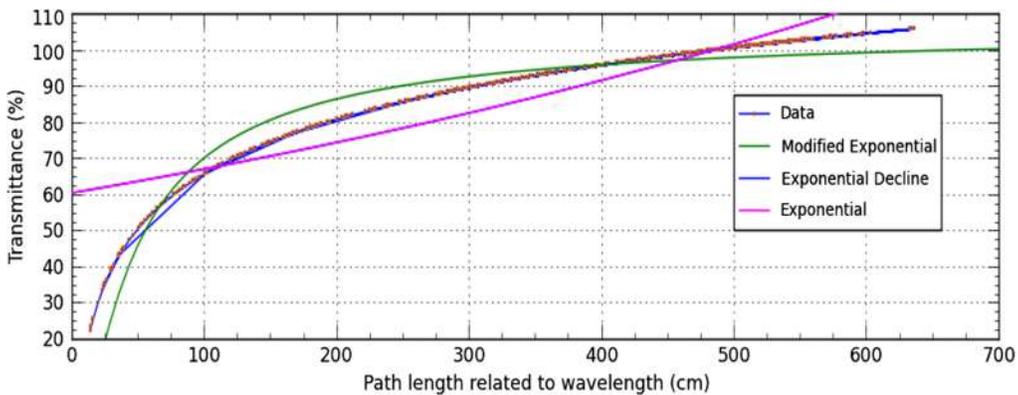


Fig. 9 Exponential fitting of NaCl transmittance at path length related to the wavelength curve.

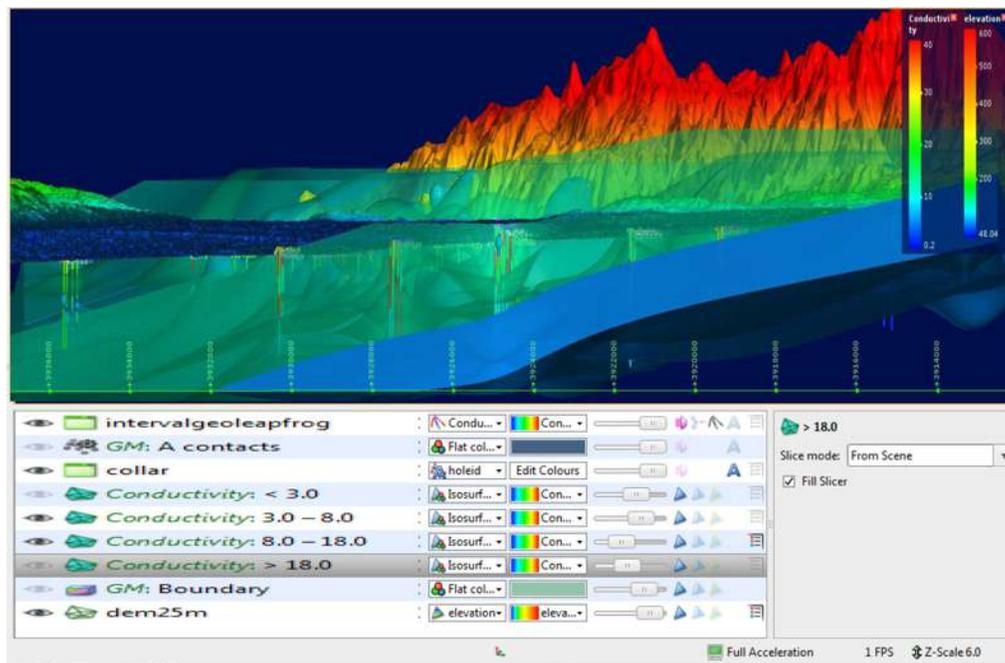


Fig. 10 3-D modeling of the NaCl by resistivity inversion (conductivity) using chorological model (stratigraphy and geology contact—salt geovolume using the factor exaggeration scales of 6).

The absorption spectrum is almost flat over the spectral bandpass because of decrease in granulometry size. The Beer–Lambert law states that the fractional light emission decrease in power (irradiance or the energy per second per unit area of the beam of light) is proportional to the optical thickness and the electrolyte concentration. Additional considerations that are important in any quantitative method are the effect of potential interferences. Evaporating water from salt water increases the concentration of Na and Cl dissolved in the water to the point that salt crystals will form. Bonding (vibrational and electronically spectroscopy) is the most completely ionic of the halite mineral groups because the electronegativities of the constituent elements are the most different. This group has the highest crystal symmetries because ions are spherical and bonds are symmetrical. The electronic excitation leads to transitions from π to π^* . However, it is even easier to excite nonbinding electrons to higher energy states: transition. Absorption peaks manifest these transitions.

The objective of this paper is to report the vibrational spectroscopic study of a salt mineral and relate the spectra to the molecular chemistry and the crystal chemistry of this evaporate mineral.

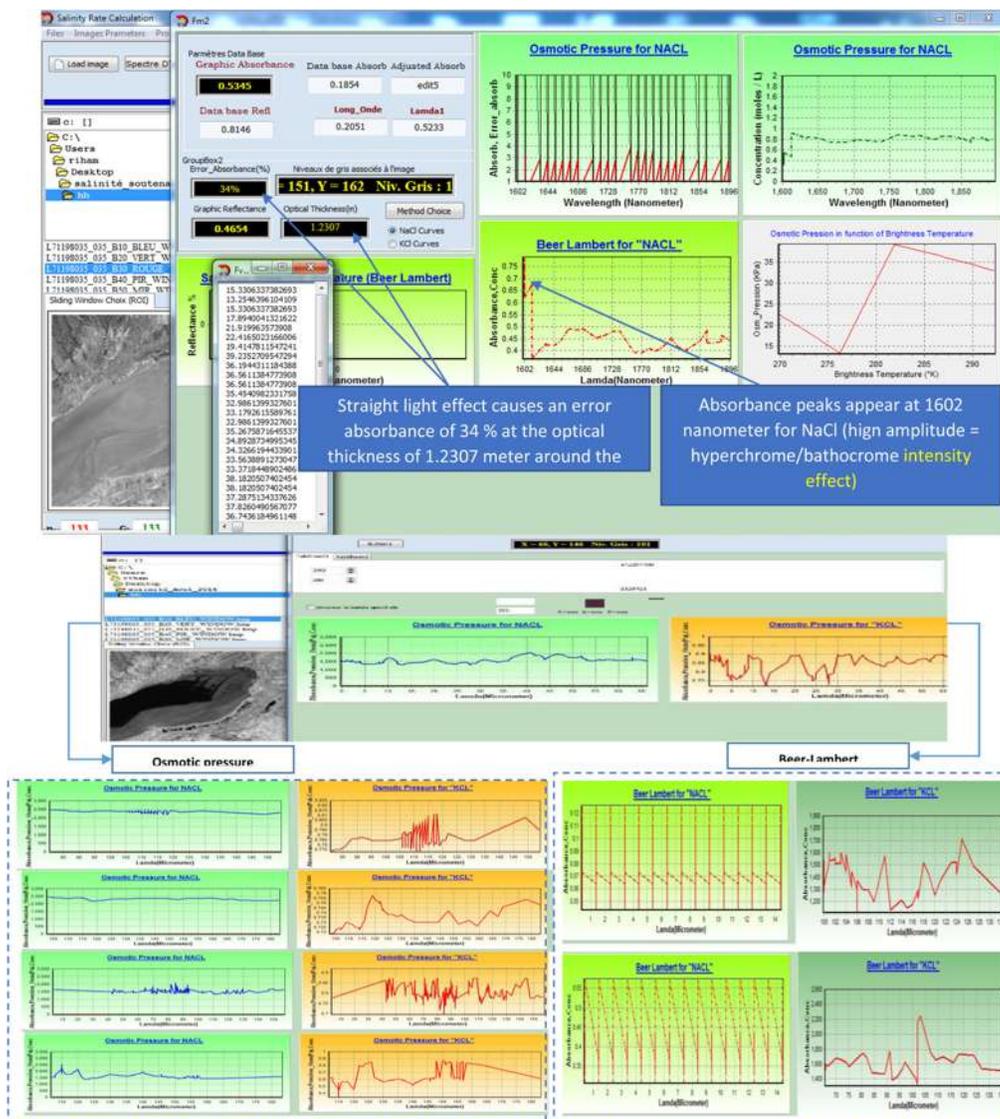


Fig. 11 Development tool for spectroscopy remote sensing showing the absorbance of both NaCl and KCl salts related by osmotic pressure (Van 't Hoff law) in (left side) blue, green, red, and short-infrared and (right side) Beer–Lambert law for just blue and near-infrared. Dynamical interfaces for salinity modeling by physical/chemical related to their intrinsic parameters (above).

Remote sensing data have been increasingly used in soil salinity by geophysical and hydro-chemical data integration for best adaptation and validation in semiquantitatively assessment. The main results by field investigation were carried out in parallel to estimate the total contribution of soil resistivity to apprehend the salinity geovolume in the lake. This work aims to visualize the extent of the salinity and to determine its origin and the main mechanisms that govern it. For this, we conducted a measurement campaign in May 2005 on a set of 13 transects surveys irregularly distributed, showing the tridimensional spatial evolution of salinity through a map established by lithostratigraphic and geological modeling (GM) under LeapFrog Geo (Fig. 10). The best solution was adapted by a stochastic chronological model (stratigraphy and lithology modeling) in the Mleta aquifer near Sebka.

In order to validate both Beer–Lambert and Van 't Hoff laws accordingly within spectrometry remote sensing of salts database such as NaCl (Halite) and KCl (Sylvite), the new tools have been established to discriminate salts spectra attributes accordingly within the detection and identification in Landsat 7 and Landsat 8 sensors (Fig. 11).

5 Conclusion

The purpose of this paper was to develop an optical remote sensing technique for the detection and identification of spectral salts such as the solubility solutions of NaCl, KCl using the spectroscopy concept. Furthermore, the new optical spectral approach is more adaptive for extracting related physical and chemical parameters automatically in the Landsat 8 OLI/TIRS imagery. However, a validation within the experimental spectroscopy database was implemented both for fitting models adaptation and linearity calibration for suitable corrected reflection of NaCl under ideal conditions of applicability in the Oran watershed.

The results confirmed that for small particles below 10% of diameter at nanometric wavelength, the Rayleigh diffusion is predominate depending on waveband, the electrolyte concentration, and the wavelength polarization. The diffusion decreases when wavelength increases, remain the case of molecular spectroscopy. Our results confirmed that the short wavelength properties are the most diffusing by sigmoidal model fitting. However, the best correlation was identified by vapor pressure (exponential model) for the blue waveband (99.43%) and the dose response model (DR-Hill) for the panchromatic band (98.4%). Additional emissivity spectra are presented of particle-size fractions for each of the four mineral classes to show the effects of increased energy scattering with decreased particle size.

At low temperatures, the self-diffusion of saltwater increases as the density and pressure increase. Some salts give a surface tension-concentration minimum; the Jones-Ray effect. For example, at low concentration (< 1 moles/l) the surface tension of KCl solutions drops (~0.01% change) with increasing concentration. A decreasing surface tension usually corresponds to a surface enhancement, whereas an increasing surface tension corresponds to a surface deficit of the material. However, the drop in surface tension has been attributed to a bulk effect rather than a surface effect.

Oriented solutions took in consideration the “polychromatic light” effect, which is mentioned under Landsat 8 OLI/TIRS, where the linearity calibration was affected by noise effect. Increasing the maximum absorptivity to two recommends that the linearity is weak because of straight light effect, which influences the absorbance above two. The best precision of concentration calculation is reached for values of absorbance between 0.5 and 1 (10% to 60% transmittance) due to the dominant source of random noise in the Landsat 8 sensor.

The linearity concept by spectroscopy remote sensing was actually improved due to the existence of two effects, straight and polychromatic lights. The first one is stronger than the polychromatic light effect if the wavelength increases. Furthermore, the applicability of Beer–Lambert imposes limitless due to the peak waveband for weak concentration and the alternative wavelength for higher concentration. The image processing is substantially inadequate if absorption increases considerably above 2 within a medium-resolution of Landsat 8 OLI/TIRS. In that case, the spectral interval might be larger than the absorption width and makes the spectral shape set to Lorentzian concept. The Beer–Lambert law demonstrates that all the photons striking the Landsat 8 detector infer to the same absorption coefficient by the analytes such as NaCl and KCl.

Results also confirmed that osmotic pressure and Beer–Lambert laws are the best-conducted approach for salinity modeling using spectroscopy remote sensing. The values obtained by regression fitting in the experimental modeling were more sensitive to the satellite instrumentation board and atmospheric conditions that interfered with the reflectance and absorbance in electrolyte solution. In the case of nonlinearity of Lambert’s law curve, the effect was optical rather than chemical. The spectral curve was linear at low concentrations but nonlinear at high concentrations, essentially due to straight light. In a different case, the Beer–Lambert law curve shape was linear in part and nonlinear in another one. It implies that the nonlinearity is chemical in nature. Osmotic pressure is adapted exclusively by dilute solutions when the concentration difference is very small.

The optical thickness is the most important parameter that may change significantly NaCl absorbance with wavelength due to contamination and degradation. We can minimize this problem by measuring absorbance relative to a baseline established for the absorption band. It was concluded that optical depth remains a good consistency among optical absorption coefficients with more sensitivity in the shortwave band for diluted salinity prones (salinity diffusion).

Optical depth is related to the relative humidity at constant ambient temperature and constant water vapor content in air with time, the droplet evaporates showed the increasing salinity in several wavebands (visible, NIR, SWIR1-2, and thermal). Results showed monochromatic polarization dependence on aerosols and salt reflectance when against Rayleigh scattering polarization taken with a SWIR-field. Polarization results in the SWIR were highly dependent on the aerosol size distribution. As aerosol optical depths increased, the degree of linear polarization spectrum generally decreased with wavelength at a rate dependent on the aerosol size distribution.

The tool established shows the validity of the sensitivity of a molecular absorption method, selectivity for multi component analysis, accuracy relatively attainable at 10% if spectral and chemical interferences are minimized, and finally quick integration computer simulation, under dissociation of analyte into free atoms. In the future, we suggest using spectroscopic transducers such as thermal and photon transducers that are promoted for perspective development in spectroscopy related to wide wavelength. The field application of our global methodology has been semiquantitatively assess with the ancillary information and a future research stage is the development of a field survey and fine spatial resolution adaptation for a more accurate evaluation of the methodological approach under the extreme environmental conditions of arid and semiarid regions.

Acknowledgments

The authors are grateful to Center of Space Techniques (CTS—ASAL Algerian Space Agency) and to the LAAR Laboratory and Energetic Physics Department from USTO-MB Oran. All Landsat 8 images have been downloaded from the USGS website (<http://glovis.usgs.gov>) and database profile mentioned in this paper (<https://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/datatable.html>). We would like to thank all anonymous reviewers for their valuable feedback that helped to improve this paper greatly.

References

1. P. Koohafkan, *Water and Cereals in Drylands*, The Food and Agriculture Organization of the United Nations and Earthscan, Rome (2012).
2. J. Farifteh, A. Farshad, and R. J. George, “Assessing salt affected soils using remote sensing, solute modelling, and geophysics,” *Geoderma* **130**(3–4), 191–206 (2006).
3. J. Farifteh, “Imaging spectroscopy of salt-affected soils: model-based integrated method,” in *Int. Institute Geo-Information Science and Earth Observation (ITC)*, Utrecht University, Utrecht (2007).
4. S. Teggi et al., “SPOT 5 imagery for soil salinity assessment in Iraq,” *Proc. SPIE* **8538**, 85380V (2012).
5. H. R. Matinfar et al., “Detection of soil salinity changes and mapping land cover types based upon remotely sensed data,” *Arab. J. Geosci.* **6**(3), 913–919 (2013).

6. M. S. Alhammadi and E. P. Glenn, "Detecting date palm trees health and vegetation greenness change on the eastern coast of the United Arab Emirates using SAVI," *Int. J. Remote Sens.* **29**(6), 1745–1765 (2008).
7. Y. Aldakheel, "Assessing NDVI spatial pattern as related to irrigation and soil salinity management in Al-Hassa Oasis, Saudi Arabia," *J. Ind. Soc. Remote Sens.* **39**(2), 171–180 (2011).
8. R. Katawatin and W. Kotrapat, "Use of LANDSAT-7 ETM+ with ancillary data for soil salinity mapping in Northeast Thailand," in *Third Int. Conf. on Experimental Mechanics and Third Conf. of the Asian*, Sevilla, pp. 708–716 (2005).
9. R. T. Mehrjardi et al., "Accuracy assessment of soil salinity map in Yazd-Ardakan Plain, Central Iran, based on Landsat ETM+ imagery," *Am. Eurasian J. Agric. Environ. Sci.* **3**(5), 708–712 (2008).
10. R. Yu et al., "Analysis of salinization dynamics by remote sensing in hetao irrigation district of North China," *Agric. Water Manage.* **97**(12), 1952–1960 (2010).
11. R. Lugassi, N. Goldshleger, and A. Chudnovsky, "Studying vegetation salinity: from the field view to a satellite-based perspective," *Remote Sens. J.* **9**, 122 (2017).
12. A. Douaoui, H. Nicolasb, and C. Walter, "Detecting salinity hazards within a semiarid context by means of combining soil and remote-sensing data," *Geoderma* **134**(1–2), 217–230 (2006).
13. I. Yahiaoui et al., "Soil salinity prediction in the lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis," *J. Arid Land* **7**, 794–805 (2015).
14. A. A. Eldeiry and L. A. Garcia, "Detecting soil salinity in alfalfa fields using spatial modeling and remote sensing," *Soil Sci. Soc. Am. J.* **72**(1), 201–211 (2008).
15. R. Goossens et al., "A simulation model to monitor the soil salinity in irrigated arable land in arid areas based upon remote sensing and GIS," *Adv. Remote Sens.* **2**(3), 165–171 (1993), European Association of Remote Sensing Laboratories, Paris, INTERNATIONAL (1991–1997).
16. R. N. Clark, G. A. Swayze, and A. Gallagher, "Mapping minerals with imaging spectroscopy," in *U.S. Geological Survey, Office of Mineral Resources Bulletin 2039*, pp. 141–150 (1993).
17. B. Mougnot, M. Pouget, and G. F. Epema, "Remote sensing of salt affected soils," *Remote Sens. Rev.* **7**, 241–259 (1993).
18. F. Becker and Z.-L. Li, "Towards a local split window method over land surfaces," *Int. J. Remote Sens.* **11**(3), 369–393 (1990).
19. R. N. Clark et al., "USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231," <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/> (2007).
20. S. Gilmore, A. Saleem, and A. Dewan, "Effectiveness of DOS (dark-object subtraction) method and water index techniques to map wetlands in a rapidly urbanising megacity with Landsat 8 data," in *Research@Locate*, Vol. **1323**, pp. 100–108 (2015).
21. F. M. Howari, P. C. Goodell, and S. Miyamoto, "Spectral properties of salt crusts formed on saline soils," *J. Environ. Qual.* **31**, 1453–1461 (2002).
22. G. I. Metternicht and J. A. Zinck, "Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints," *Remote Sens. Environ.* **85**, 1–20 (2003).
23. E. Ben-Dor, Y. Inbar, and Y. Chen, "The reflectance spectra of organic matter in the visible near-infrared and short wave infrared region (400–2500 nm) during a controlled decomposition process," *Remote Sens. Environ. J.* **61**(1), 1–15 (1997).
24. S. Nawar et al., "Modelling and mapping of soil salinity with reflectance spectroscopy and Landsat data using two quantitative methods (PLSR and MARS)," *Remote Sens.* **6**, 10813–10834 (2014).
25. Q. H. Weng, D. S. Lu, and J. Schubring, "Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies," *Remote Sens. Environ.* **89**(4), 467–483 (2004).
26. J. A. Sobrino, J. C. Jiménez-Muñoz, and L. Paolini, "Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5," *Remote Sens. Environ.* **90**(4), 434–440 (2004).
27. J. C. Jiménez-Muñoz et al., "Comparison between fractional vegetation cover retrievals from vegetation indices and spectral mixture analysis: case study of PROBA/CHRIS data over an agricultural area," *Sensors* **9**(2), 768–793 (2009).

28. C. Song et al., "Classification and change detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects," *Remote Sens. Environ.* **75**, 230–244 (2001).
29. P. S. Chavez, Jr., "An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction for multispectral data," *Remote Sens. Environ.* **24**, 459–479 (1988).
30. A. Perrodon, "Étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale," *Publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie* **12**, 328 (1957).
31. G. Thomas, "Géodynamique d'un bassin intramontagneux: le bassin du Bas Chélif occidental (Algérie) durant le Mio-Plioquaternaire," Thèse Doct. Es-Sciences, p. 594, University Pau et Pays de l'Adour (1985).
32. A. Benziane, *Hydrogéologie du versant sud du Djebel Murdjadjo (problèmes d'exploitation et de gestion des eaux), communication au Colloque international: L'Eau, clef du développement au Maghreb*, p. 13, les Andalouses, Oran (1984).
33. J. Mallick et al., "Land surface emissivity retrieval based on moisture index from LANDSAT TM satellite data over heterogeneous surfaces of Delhi city," *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **19**, 348–358 (2012).
34. U.S. Department of the Interior | U.S. Geological Survey, <https://landsat.usgs.gov/using-usgs-landsat-8-product>.
35. J. Barsi et al., "The spectral response of the Landsat-8 Operational Land Imager," *Remote Sens.* **6**, 10232–10251 (2014).
36. G. Chander and B. L. Markham, "Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures, and postcalibration dynamic ranges," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **41**, 2674–2677 (2003).
37. NASA, "Landsat 8 bands," <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>, and NASA EarthExplorer, USGS, <http://earthexplorer.usgs.gov> (2016).
38. H.-Q. Xu and B.-Q. Chen, "Remote sensing of the urban heat island and its changes in Xiamen City of SE China," *J. Environ. Sci.* **16**(2), 276–281 (2004).
39. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey, <https://landsat.usgs.gov/>.
40. F. Wang et al., "An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data," *Remote Sens.* **7**(4), 4268–4289 (2015).
41. J. C. Jimenez-Munoz et al., "Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI," *Remote Sens. Environ.* **103**(4), 474–487 (2006).
42. E. Ben-Dor et al., "Using imaging spectroscopy to study soil properties," *Remote Sens. Environ.* **113**, S38–S55 (2009).
43. K. Moussa, "Étude d'une Sebkhah; la Sebkhah d'Oran (Ouest Algérien)," Thèse Es-Sciences, 205 p., 153 fig., 5 table, 12 pl. ph. h. t., University of Oran, Oran, Algérie (2007).
44. SOGREAH, society, "Étude d'aménagement intégré de la Grande Sebkhah d'Oran. Mission 2, Programmes d'études complémentaires-sous mission 2B—Étude géophysique et géotechnique," Report of the Directorate of Hydraulic Studies and Development, Ministry of Water Resources, Algeria (2004).

Dehni Abdellatif received his MSc degree in geography from USTHB University, Algiers, Algeria, in 1999, and his PhD in geomatic from the Space Techniques Center of Arzew, Oran, Algeria, in 2005. From 2006 to 2016, he held a position as an assistant researcher in geomatics at Center of Space Techniques—ASAL, Algeria, and doctorate graduation in physics (LAAR Laboratory—USTO-MB Oran). Since November 2006, he has been working as a project leader in remote sensing, geophysics, and GIS environment.

Lounis Mourad: Biography is not available.

Résumé de thèse

Cette thèse constituera une complémentarité des travaux de recherche dans le domaine de la télédétection par spectroscopie de la salinisation des sols au niveau sol, ainsi qu'une amélioration pour les modèles spatiaux de télédétection de la salinité notamment au niveau des capteurs et fera l'objet d'une contribution effective pour les ambiguïtés spectrales difficilement discernables par la télédétection passive. A cet effet, sous la supervision du laboratoire LAAR – faculté de physique de l'université USTO-MB d'Oran et en collaboration avec le département S.I.R.S du Centre des Techniques Spatiales « C.T.S » d'Arzew, un outil satellisé est développé pour l'extraction, l'identification et la détection des signatures spectrales des minéraux salins sur les images satellitaires multispectrales / hyperspectrales. L'outil élaboré permet l'extraction automatique des variables optiques intrinsèques et biophysiques extrinsèques dynamiquement. Nous avons exploité à cet égard, le concept de monochromaticité en télédétection passive par intégration des lois de modélisation de la chimie analytique telles que les lois de Beer-Lambert et celle de Van't Hoff en fonction des milieux dilués (lacs salins, étendues des sebkhas, réserves naturelles, milieux aquatiques, etc.). Pour ce faire, Nous avons exploité les techniques de détection multidimensionnelles (PPI, MNF, abondance, etc.) pour la classification pure de la salinité avec une librairie spectrale USGS. L'intégration des données auxiliaires de salinité (géophysique, hydrochimique) dans un SIG améliore la télédétection spectrale, opérationnelle et rapprochée des sols salins. Des modèles de bilan (hydrologique, hydrochimique, salin) ainsi que les rapports caractéristiques nous ont permis de suivre le fonctionnement d'un système aquifère affecté par la salinisation des sols. Ce travail constituera une amélioration des méthodes de détection inspirées de la spectrophométrie, de l'ellipsométrie en chimie analytique des solutions diluées. Cela permettra également d'appréhender la détection des groupements fonctionnels des molécules pour développer les aspects optiques et moléculaires notamment les états énergétiques des transitions électroniques des électrons de valence (niveau ultraviolet et visible), aux transitions vibrationnelles (niveau du proche infrarouge) et enfin aux transitions rotationnelles (niveau de l'infra-rouge lointain et micro-ondes).

ملخص الرسالة

تعتبر هذه الرسالة مساعدة للبحوث التكميلية في مجال الاستشعار عن بعد والتحليل لملوحة التربة، وتحسين النماذج المكانية للاستشعار عن طريق أجهزة الاستشعار، وستكون من الأدوات الأساسية كالإسهام الفعال في تحديد الغموض الطيفي التي يصعب تمييزها بواسطة الاستشعار عن بعد المنفعل. ولهذه الغاية، تحت إشراف مختبر الفيزياء كلية جامعة وهران بالتعاون مع قسم نظم المعلوماتية ذات المرجعية الفضائية أريزو، تم تطوير أداة استخلاص وتحديد وكشف التوقعات الطيفية للمعادن المالحة على الصور الفضائية متعددة الأطياف/عالية الطيفية. وتتيح الأداة المفصلة الاستخلاص التلقائي للمتغيرات البصرية الجوهرية والفيزيائية الحيوية. للقيام بذلك استعملنا قوانين نموذجية الكيمياء الطيفية التحليلية مثل قانون Beer- Lambert; Van't Hoff وكذلك تقنيات الكشف عن المتغيرات المتعددة الدقة (PPI, MNF, MNF inverse, ACP, abundance) لتصنيفات عالية الدقة الطيفية للملحة باستعمال المكتبة الطيفية USGS. ان دمج بيانات المساعدة لتحديد نطاقات الملحة (بيانات الجيوفيزياء، التوازن الهيدرولوجي، التحليل الكيميائي) في نظم المعلومات الجغرافية والاستشعار عن بعد وميزات التقارير مكنتنا من مراقبة أداء نظام المياه الجوفية بتحسين استكشافات تحسين الطيفي ورسم خرائط التربة المالحة. وهذا العمل سوف يساعد أيضا على فهم المجموعات الوظيفية من الجزيئات لتطوير الجوانب البصرية والجزيئية للأملاح بما في ذلك الدوال الطاقوية من التحولات الإلكترونية من الكترونات التكافؤ (الأشعة فوق البنفسجية ومستوى المرئي)، والتحولات الذبذبات (مستوى بالقرب من الأشعة تحت الحمراء)، وأخيرا التحولات التناوب (الأشعة تحت الحمراء البعيدة ومستويات الميكروويف).