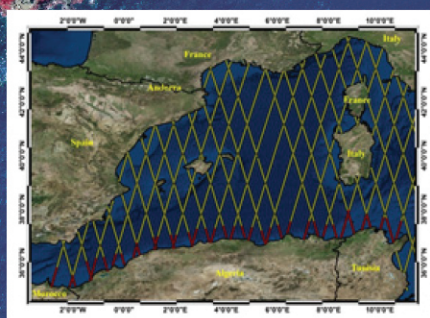
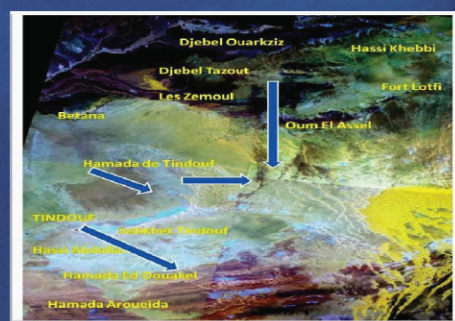


Bulletin des Sciences Géographiques

Édité et publié par l'Institut National de Cartographie et de Télédétection



**An improved of Satellite Altimetry
Data Processing along
the Algerian Coast**



**Apport de données multisources
dans l'étude hydrogéologique
du bassin de Tindouf**



Le Bulletin des Sciences Géographiques (BSG) est une publication semestrielle de l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT), Algérie.

Le BSG, est une revue internationale, fondée en Octobre 1997.
ISSN 1112-3745

Directeur de la Publication :

Hassen ABDELLAOUI, Directeur Général de l'INCT

Rédaction et Administration :

Département Analyses et Synthèses

Centre de la Documentation et de la Conservation de l'Information Géographique de l'INCT

Adresse :

Bulletin des Sciences Géographiques,
INCT, 123, rue de Tripoli BP 430, 16040 Hussein Dey - Alger, Algérie.

Tél : (021) 49 16 94 / (021) 49 16 95

Fax : (021) 49 16 91 / (021) 49 16 88

E-mail : bsg@inct.dz ; inct@mdn.dz ; contact@inct.dz

Comité de Rédaction

Rédacteur en Chef

Sous Directeur Recherche et Développement / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

M. BOUKHEROUBA Sabreddine,

Chef Division de Département Renseignement Images / Centre National d'Exploitation des Satellites de Télédétection ;

M. AOUMER Toufik,

Sous Directeur des Travaux de Vocation / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

M. KADDOUR DJEBBAR Abdelghani,

Sous Directeur des Travaux Spécifiques et Arts Graphiques / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

M. CHOUDER Mohamed Tahar,

Chargé d'Études et de Synthèses / Conseil National de l'Information Géographique.

Secrétariat de Rédaction du Bulletin des Sciences Géographiques

Mme OUAHCENE Dounia (Ingénieur en Géographie)

Département Analyses et Synthèses Centre de Documentation et de Conservation et l'information Géographique / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

Mme SELLAM Karima (Cadre Traductrice)

Département Analyses et Synthèses Centre de Documentation et de Conservation et l'information Géographique / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

Mme ALOUI Liza (Infographe)

Département Analyses et Synthèses Centre de Documentation et de Conservation et l'information Géographique / Institut National de Cartographie et de Télédétection ;

Mme MEBARKI Radia (Ingénieur)

Sous Direction des Travaux de Vocation Direction de Production / Institut National de Cartographie et de Télédétection.

Conception et maquette :

Scé Publication-Département Analyses et Synthèses / Centre de Documentation et de Conservation et l'information Géographique / Institut National de Cartographie et de Télédétection.



Photo de la couverture :

Extrait d'une image DMC

Lieu : Tipaza - Algérie,

Résolution : GSD 30cm

Tous droits réservés pour tous pays,
(textes, illustrations, photos).

GÉOPHYSIQUE

- Apport de données multisources dans l'étude hydrogéologique du bassin de Tindouf..... P02
Par : L.W. Kébir, H. Mahi, A. Bennia, et A. Saad, Z. E. Zebbar, A. Difl
- Comportement hydrodynamique d'un système aquifère côtier en milieu semi-aride. cas de la plaine andalouse – ain turck (littoral oranais, Algérie).....P11
Par : B.Gourine
- 2d elastic finite element method (fem) for deformation analysis of the seismic and post-seismic cheliff (algeria) geodetic network..... P19
Par : I. Zeroual, D. Zenati & Z. et A. Bentaleb

TÉLÉDÉTECTION

- Satellite images fusion using possibility theoryP28
Par : A. Bouakache, A. Tahraoui, R. Khedamand and A. Belhadj-Aissa

GÉODESIE

- An improved of Satellite Altimetry Data Processing along the Algerian Coast.....P36
Par : A. Rami, T. Benkouider
- Utilisation des données Sentinel-3A pour la détermination de l'ondulation du géoïde marinP41
Par : T. Benkouider

SYSTÈME D'INFORMATION GÉOGRAPHIQUE

- 2D/3D topology in a GIS: model of multilevel road networkP45
Par : B. Bessaa, M. Belhadj aissa and A. Belhadj aissa

Comité de lecture du BSG



ABDELLAOUI Hassen

Directeur Général de l'Institut National de Cartographie et de Télédétection



HADJ ZOBIR Soraya-Irmgard

Professeur, Faculté des Sciences de la Terre, Université d'Annaba.



CÔTE Marc

Professeur émérite Université de Provence.



OMRANE Naceur

PHD, Directeur Technique Institut National de Cartographie et de Télédétection



KAHLOUCHE Salem

Directeur de Recherche, Centre des Techniques Spatiales (CTS) Arzew, Oran.



RUAS Anne

HDR, Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux (IFSTTR-France).



OUABADI Aziouz

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie », USTHB-Alger.



ABOUT Abdeslam

Maître de Recherche, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG).



SMARA Youcef

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Traitement d'Images et Rayonnement (L.T.I.R) », USTHB-Alger.



HADEID Mohamed

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Espace Géographique et Aménagement du Territoire (EGEAT), Université d'Oran.



SEMMOUD Bouziane

Professeur des Universités, Université Paris 8, rattaché au laboratoire de recherche Dynamiques Sociales et Recomposition des Espaces (LADYSS) UMR 7533 Paris 1, Paris 7, Paris 8 et Paris X



MEBARKI Azeddine

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Sciences du Territoire, Ressources Naturelles et Environnement, Université de Constantine ».



SOUIAH Sid-Ahmed

Professeur des Universités, Université de Cergy-Pontoise. Rattaché au laboratoire de recherche Mobilités, Réseaux, Territoires et Environnement et du Groupe de Recherche sur le Maghreb et le Moyen-Orient.



LAIGNEL Benoit

Professeur des Universités, rattaché à l'Université de Rouen



IDRES Mouloud

Professeur, Département de Géophysique Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire, USTHB-Alger.



LABORDE Jean-Pierre

Professeur des Universités, rattaché à l'Université Nice Sophia Antipolis



BELHOCINE Mahmoud

Maître de Recherche, Centre de Développement des Technologies Avancées (CDTA).

Apport de données multisources dans l'étude hydrogéologique du bassin de Tindouf

L.W. Kébir¹, H. Mahi¹, A. Bennia¹, A. Saad¹, Z. E. Zebbar¹, A. Dif¹

¹ Centre des Techniques Spatiales, Département Observation de la Terre
Arzew - Algérie

Email : wahib_kdz@yahoo.fr, hmahi@cts.asal.dz, redabennia@gmail.com,
a_z_saad@yahoo.fr, zebbar_zino@yahoo.fr, adif@usa.com

ملخص: احتياجات الموارد المائية، لا سيما في المناطق القاحلة هي عامل أساسي في التنمية الاقتصادية وتحسين الظروف المعيشية للسكان وتحقيق استقرارهم. ندرة المياه السطحية ناتج أساسا إلى الظروف المناخية الخاصة وهذا ما يقودنا نحو التنقيب عن المياه الجوفية. هذا الاستكشاف يتطلب إتقان العديد من المعلمات أهمها الجيولوجية الهيدروجيولوجية والجيومورفولوجية. استخدام بيانات الاستشعار عن بعد هو الحل الأمثل وهذا راجع لقدرتها على تغطية مساحات شاسعة وتبسيط الضوء على العديد من المعلمات الهيدروجيولوجية من علاجات محددة أجريت على بيانات الأقمار الصناعية.

فيما يخص حوض تندوف، ان استخدام صور الأقمار الصناعية منها البصرية والرادارية، لقد سلطت الضوء عن العديد من المعلمات الرئيسية في الدراسة الهيدروجيولوجية كاستكشاف عن الكسور، الخصائص الصخرية، واستخراج شبكة نظام الأودية... إلخ وقد تم دمج البيانات الجيوفيزيائية الجيولوجية، ومنسوب المياه الجوفية مع المعلومات الناتجة من صور الأقمار الصناعية ذلك لتشكيل قاعدة بيانات جغرافية وتطوير خريطة للمياه الجوفية المحتملة في منطقة الدراسة.

الكلمات الأساسية: المناطق القاحلة، والهيدروجيولوجيا، بيانات الاستشعار عن بعد، قاعدة البيانات الجغرافية.

Résumé : L'accès aux ressources en eaux, notamment dans les zones arides, constitue un facteur essentiel dans le développement économique et l'amélioration des conditions de vie de la population et leur stabilisation. La rareté des eaux de surfaces du essentiellement aux conditions climatiques particulières, nous oriente vers la prospection des eaux souterraines. Cette prospection nécessite la maîtrise de plusieurs paramètres essentiellement, géologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques. L'utilisation des données d'observation de la terre est une solution intéressante de par sa capacité à couvrir de vastes territoires et de mettre en évidence plusieurs paramètres hydrogéologiques à partir de traitements spécifiques effectués sur les données satellites.

Pour le cas du bassin de Tindouf, l'utilisation des images de télédétection optiques et radar a mis en évidence plusieurs paramètres essentiels dans l'étude de prospection hydrogéologique tel la fracturation, la lithologie, l'extraction du réseau hydrographique.... Les données géophysiques, géologiques, et piézométrique ont été

intégrées avec les informations issues des images satellites afin de constituer une base de données géographique et d'élaborer la carte de potentialités en eaux souterraines de la région d'étude.

Mots clés: Zones arides, hydrogéologie, données de télédétection, base de données géographique.

Abstract

The access to water resources, particularly in arid areas is an essential factor in economic development and improvement of living conditions of the population and their stabilization. The scarcity of surface water due mainly to climatic conditions, we directed towards the exploration of groundwater. This exploration requires several parameters essentially, geological, hydrogeological and geomorphological. On the other hand, the use of remotely sensed data is an interesting solution due to their ability to cover huge areas and to highlight several hydrogeological parameters using specific treatments.

In the case of Tindouf Basin, the use of optical and radar remote sensing images showed several key parameters in the exploration hydrogeological study such as, fracturing, lithology, extraction of river system The geophysical, geological, and underground water have been combined with information derived from satellite images to form a geographic database and to develop the potential groundwater map related to the study area.

Key words: arid area, hydrogeology, remotely sensed data, geographic data base.

1. Introduction

L'étude concerne le bassin de Tindouf qui appartient au sous bassin hydrographique de Saoura-Tindouf. Cette entité géographique, située au Sud Ouest du pays se caractérise généralement par des similitudes sur le milieu. Cette étude vise une stratégie de prospection des ressources en eaux souterraines en contexte saharien.

L'objectif est d'identifier des sites pour l'implantation de forages capables de satisfaire la demande en eau. Nous traiterons les conditions générales de la recharge, selon les critères géologiques de la région d'étude. De ce fait, l'utilisation des données satellitaires optiques et

Radars (multi spectrales, multi capteurs et multi dates) permettra, d'une part, la mise en évidence de nouvelles informations (géologiques et structurales) sur la région, et la compréhension du fonctionnement des contextes hydrogéologique et géomorphologique d'autre part. Par ailleurs, l'objectif assigné est, l'évaluation, la quantification et la qualité des informations qu'apportera ce type de donnée dans la cartographie lithologique et structurale. La méthodologie proposée s'appuie, d'abord sur une approche d'évaluation puis de cartographie des eaux souterraines. Ceci à partir de l'analyse des facteurs majeurs régissant la potentialité des aquifères dans ces zones. Cette dernière s'est réalisée par l'utilisation d'un Système d'Informations Géographiques dans lequel nous avons introduit différentes couches d'informations décrivant les différents paramètres à savoir le réseau hydrographique superficiel, le MNT, la fracturation et la géologie. Cette étude a permis la classification de la région en trois niveaux descriptifs quant à la potentialité en eaux souterraines. La zonéographie est établie sur la base d'informations géophysiques, géologiques, piézométrique ainsi que les données issues des images satellites, telles le réseau hydrographique superficiel, le MNT, et la fracturation.

La détection et l'évaluation des eaux souterraines sont des applications complexes de la télédétection du fait que les paramètres caractérisant les systèmes hydrogéologiques ne sont pas visibles directement sur les images satellites. C'est pour cela que l'identification des eaux souterraines à partir d'indicateurs de surface, comme, les caractéristiques de la végétation, la nature des sols, les écoulements, l'humidité du sol, ainsi que la géologie (fracturation et lithologie), sont essentielles pour la prospection hydrogéologique.

2. Méthodologie

2.1 Description du Site d'étude

Tindouf est une wilaya de l'extrême ouest de l'Algérie, Elle est limitée au nord par le Maroc, au nord-est par la wilaya de Béchar, à l'ouest par le Sahara occidental, à l'est par la wilaya d'Adrar et au sud par la Mauritanie. Sa superficie est de 159 000 km².

La wilaya de Tindouf a la particularité d'être la wilaya algérienne qui a le plus petit nombre de communes et de daïras : elle n'est constituée que de deux communes :

Tindouf et Oum el Assel, qui forment ensemble l'unique daïra de Tindouf. Sa population est estimée, en 2010, à 59 898 habitants. Les coordonnées géographiques de la commune au point central de son chef-lieu valent respectivement 27° 40' 00" Nord et 8° 09' 00" Ouest. La ville de Tindouf est située à l'extrême ouest de la région désertique de la Saoura, au sud de la hamada du Draâ et au nord-ouest de l'Erg Iguidi.

Tindouf a un climat désertique chaud typique de la zone saharienne hyper-aride, c'est-à-dire du cœur du Sahara, avec des étés très longs et extrêmement chauds et des hivers courts et modérément chauds. Le climat y est largement hyper-aride et extrêmement sec toute l'année puisque les précipitations annuelles moyennes sont environ de 35 mm. La sécheresse y est encore plus accentuée durant l'été où l'on enregistre 0 mm de précipitations entre mai et juillet. A des occasions exceptionnelles, des orages violents peuvent se produire à cause de masses d'air plus frais venant du nord qui rencontre les masses d'air brûlant venues directement du désert surchauffé pendant la journée. En été, la chaleur est extrême et prend un caractère persistant : les températures moyennes maximales sont supérieures à 45 °C en juillet (le mois le plus chaud) mais tournent plutôt autour de 50 °C entre juin et septembre. Les températures sont très agréables et élevées en hiver et les températures minimales moyennes avoisinent 5 °C. La température moyenne journalière annuelle avoisine 25 °C à Tindouf.

2.2 Données satellitaires et exogènes

Nous disposons dans le cadre de cette étude d'images PALSAR d'ALOS, ASAR d'ENVISAT ainsi que des images ETM+ de Landsat acquises en 2007. Les images optiques permettent une cartographie de l'occupation du sol alors que les images radar permettent la cartographie des linéaments mais aussi d'avoir des informations sur la lithologie après leur fusion avec les données optiques. Les images radar ont nécessité plusieurs prétraitements avant de pouvoir être exploitables.

Nous disposons aussi de données altimétriques ASTER de 30 m de résolution pour l'extraction de la pente et le réseau hydrographique, des données de forages ainsi que des données géophysiques. La méthodologie adoptée dans le cadre de cette étude est présentée dans la Figure 1.

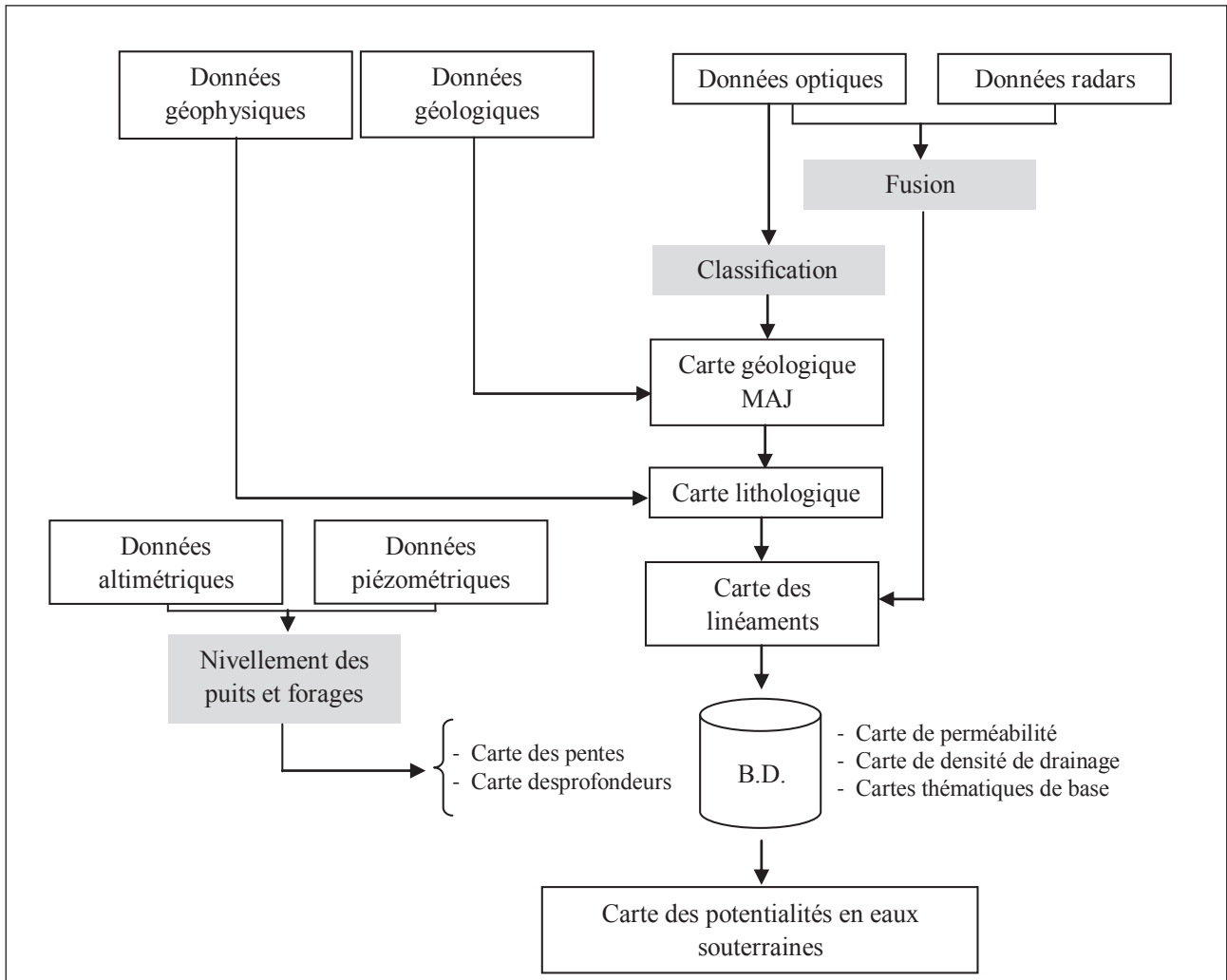


Fig.1 Organigramme de la méthodologie adoptée.

3. Résultats et discussions

3.1 Photo-interprétation à partir de la fusion de données Radars et optiques

La fusion effectuée entre les données optiques ETM+7, ETM+5, ETM+2 et la donnée HV de la bande L du capteur ALOS par la méthode intensité-teinte-saturation (ITS), a permis d’avoir une meilleure qualité visuelle sur le plan lithologique et structural, en effet, les différents faciès lithologiques sont bien discriminés. Cette fusion

a aussi permis d’observer une stratification des couches sédimentaires au niveau de l’anticlinal, le réseau hydrographique primaire est mieux contrasté que sur les données optiques. La figure 2 illustre le résultat de cette fusion. Nous ne concluons que la polarisation HV (même constat pour la polarisation VV) permet une meilleure discrimination de la lithologie dans les zones arides et semi-arides.

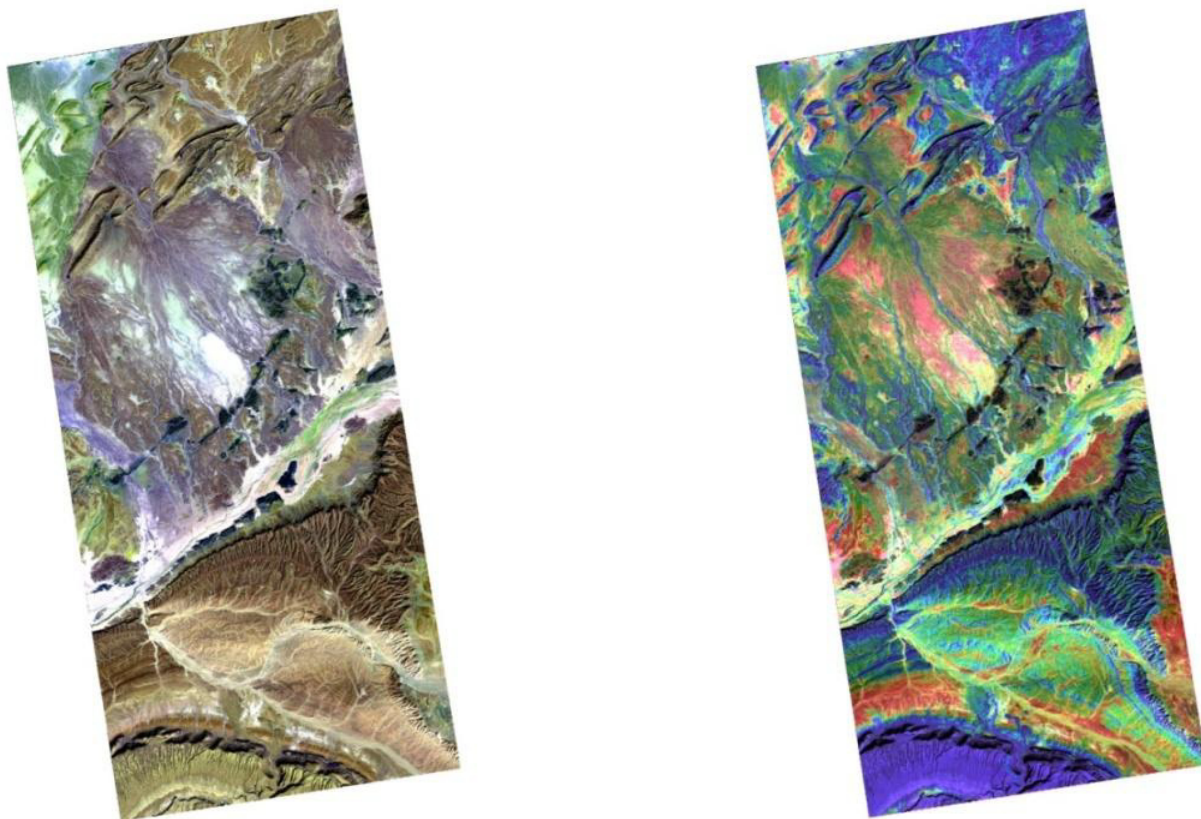


Fig. 2 Composition colorée ETM+7, ETM+5 et ETM+2à droite, Fusion données optiques – donnée LHV à gauche.

3.2 Classification des données ETM+ de Landsat

Afin de cartographier les principales classes géologiques, une classification supervisée par l'algorithme de maximum de vraisemblance a été effectuée sur les images ETM+ de Landsat avec un nombre d'échantillons égale à six (les classes choisies correspondent aux classes des formations géologiques de la carte de Hollard). Les résultats obtenus montrent une assez bonne corrélation entre les réponses spectrales relatives aux échantillons sélectionnés et les classes géologiques avec une légère confusion. Cette confusion est due principalement au fait que quelques classes géologiques sont associées à deux réponses spectrales différentes sur les données optiques. Afin de lever ces confusions, la classification a été complétée en utilisant la carte géologique réalisée par le Centre des Techniques Spatiales pour le compte de l'ANGCM (figure 3) et plus particulièrement, la partie relative au quaternaire et à l'affleurement du Viséen supérieure.

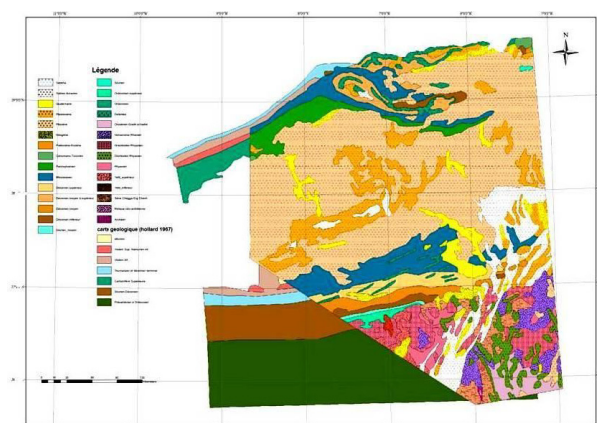


Fig. 3 Carte géologique complétée.

Aussi, le recoupement des données géophysiques, la carte géologique schématique de Hollard, les données de forages, ainsi que la classification supervisée à partir des images ETM+, a permis de mettre en évidence le Viséen supérieur recouvert au sud par la Hamada de Tindouf et aussi au nord-ouest et au nord-est. Au Nord au niveau de Djebel Ouarkiz, nous retrouvons le silurien et le dévonien qui ne révèlent pas de bonnes potentialités hydrogéologiques. D'après les études géophysiques réalisées nous avons le Tournaisien et le dévonien terminal qui ne sont pas aquifères, alors que le Viséen supérieur l'est mais avec une qualité d'eau très salée par endroit (d'après des données de forages ANRH), il se peut que le Viséen au contact des carbonatées en contre haut puisse donner l'essentiel de salinité à cette eau.

3.3 Analyse hydrologique

Toujours à partir des images ETM+ de Landsat, une première cartographie du réseau hydrographique a été réalisée. Ce dernier révèle de bonnes potentialités hydrologiques. On remarque trois écoulements principaux : un écoulement bien hiérarchisé au contact des structures qui véhicule un volume d'eau important, un écoulement hiérarchisé au contact de sols perméables, mais véhicule moins d'eau, et enfin un écoulement mal hiérarchisé qui véhicule peu d'eau, c'est la zone de rupture de pente, il devient un réseau « lâche ». La carte du réseau hydrographique est donnée par la figure 4

Mise à part quelques zones restreintes, il n'existe aucun cours d'eau permanent. Les écoulements d'eau sont souvent endoréiques n'atteignant pas l'Océan et les exutoires des eaux sont généralement les sebkhas. Le réseau hydrographique est surtout développé au Nord du bassin drainant les zones montagneuses. Aussi, le bassin de Tindouf est caractérisé par l'endoréisme. C'est un grand bassin fermé d'une taille importante avec un prolongement est-ouest sous forme ovale. Son principal exutoire est la sebkha de Tindouf, elle est alimentée par un réseau hydrographique développé uniquement sur la partie nord du bassin. Le réseau hydrographique paraît intéressant en amont du bassin et moins important au centre et en aval. Le principal oued est celui de l'Oued el Maa, qui est formé de deux importants tributaires qui drainent la partie nord du bassin de la zone frontalière avec le Maroc.

3.4 Analyse hydrogéologique et géophysique

S'agissant du site d'étude, nous assistons à un cas d'aquifères peu profond à profond, cette étude s'est basé essentiellement sur l'aspect linéamentaires, morphologique telles que les structures plissées (synclinaux, anticlinaux.... etc.) et géologiques (lithologie et perméabilité). En l'absence d'une couverture géologique sur l'ensemble du bassin de Tindouf, l'ANRH a effectué une étude géophysique sur des sites bien ciblés, cette étude pourrait révéler les sites d'implantation de forage supposés potentiels.

Les études géophysiques par sondages électriques réalisées

durant la période 1976 à 2009 (figure 5) ont permis de déterminer les formations géologiques susceptibles d'être aquifères sur les points sondés. Parmi les formations aquifères rencontrées, nous avons celles du Complexe Terminal (CT) ou Hamada. Par contre les autres formations telles que le Carbonifère inférieur, le Dévonien inférieur, le Cambro-ordovicien et l'Infracambriens peuvent être aquifères dans le cas où elles affleurent et si les conditions hydrogéologiques le permettent. La campagne de prospection géophysique, réalisée par l'ANRH, a permis de sélectionner des sites potentiellement intéressants du fait de leur contexte géologique et de leur potentiel hydrogéologique identifiée. Par ailleurs, les campagnes de prospection géophysique ont permis de mettre en évidence la géométrie ainsi que la résistivité des formations.

Des études géophysiques par sondage électriques réalisées en 1976 a concerné deux sites, le premier couvrant la région de Tindouf ville (Sebkhet Abdellah) et le second les régions de Gara Djebilet et Aouinet legraa). De 2001 à 2009, l'étude géophysique a permis la réalisation de forages (figure 6) de reconnaissance sur 06 sites (Hassi Abdellah (forage Bouguerfa), Hassi Khebbi, Oum El Assel, Hamada de Tindouf et Fort Lotfi) et cela afin d'identifier les formations géologiques traversées et localiser et celles potentiellement aquifères. Ces forages ont capté les formations du carbonifère (viséen inférieur), du complexe Strunien-Tournaisien, du dévonien inférieur et enfin de l'ordovicien supérieur, toutes pas aquifères ou à débit très faibles.

Le synclinal paléozoïque de Tindouf se situe à l'extrême SW à la frontière avec la Mauritanie. Les principaux aquifères identifiables sont ceux du hamadien inférieur et des calcaires dolomitiques du Viséen supérieur situés au nord de la région d'étude, des grès du cambro-ordovicien et du dévonien de moindre importance situés au sud (Idrotecno, 1979). Les eaux souterraines constituent la seule ressource en eau de la région. La rareté des précipitations fait également que les nappes citées sont peu ou pas rechargées. De ce fait Une étude hydrogéologique locale a été réalisée par la SONAREM de 1975 à 1977 entre Gara Djebilet et Aouinet Legraa, a permis de dégager les terrains potentiels tels La Sebkha Abdellah, les Hamada Aroueida et Gara Djebilet. Tous les forages effectués traversent le Viséen, le dévonien et l'ordovicien. Dans cette région, nous distinguons la nappe Hamadienne, la nappe des calcaires et de dolomies, parfois fissurés, qui fournissent l'essentiel de l'eau de Tindouf. Dans le secteur de Gara Djebilet, la formation des grès renferme une nappe d'eau douce.

Dans la région de Tindouf, l'exploitation actuelle des nappes Hamadienne et surtout Viséenne entraîne une vidange accélérée de ces réservoirs.. Du point de vue hydrogéologique, six formations sont susceptibles d'être aquifères, il s'agit de la nappe Hamadienne du tertiaire continentale, de la nappe du complexe westphalien du tertiaire, de la nappe du Viséen supérieur, du carbonifère,

de la nappe du dévonien inférieur, de la nappe du cambro-ordovicien et enfin de la nappe de l'infra-cambrien.

Nous remarquons par ailleurs, qu'à la lumière de l'étude de la fracturation réalisée à partir de l'imagerie satellite qu'un réseau de faille important pourrait recouper ces formations réservoirs. Il est possible que ces structures tectoniques facilitent l'interaction entre le réseau hydrographique et l'eau souterraine beaucoup plus dense au nord.

3.5 Interprétation structurale

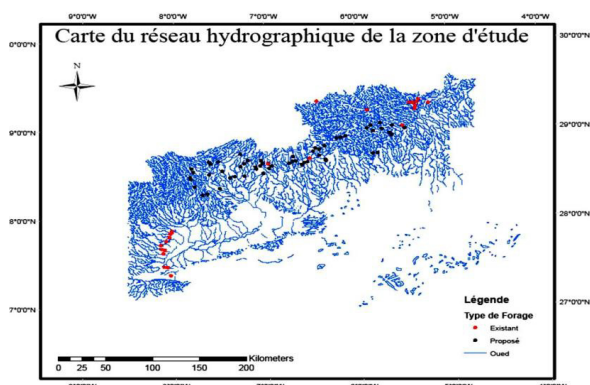


Fig. 4 Carte du réseau hydrographique.

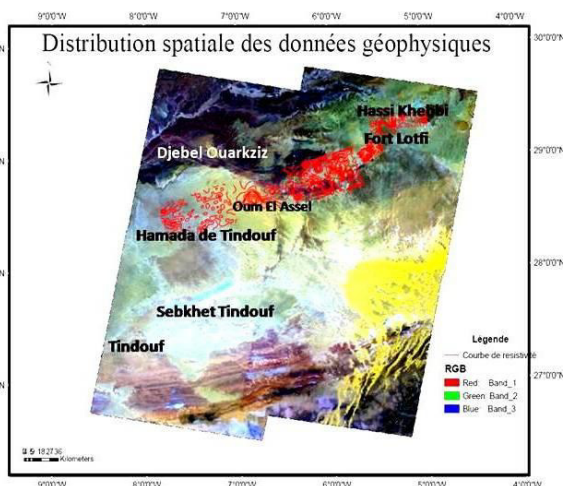


Fig. 5 Distribution spatiale des données géophysiques.

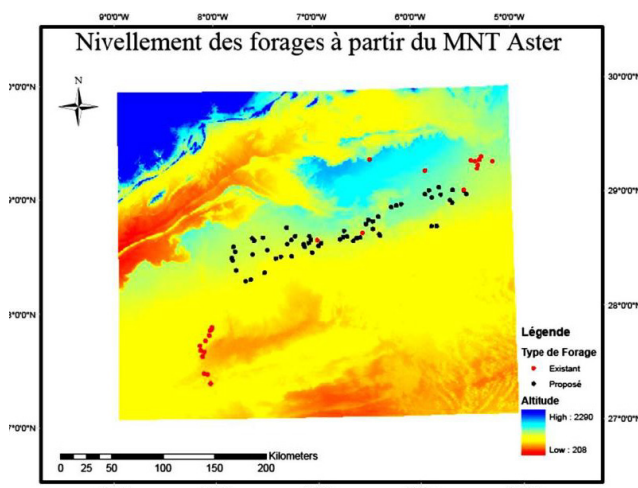


Fig. 6 Distribution spatiale des forages sur le MNT ASTER.

La figure 7 présente la fracturation obtenue par photo-interprétation des images ETM+ de landsat ainsi que la fusion de ces dernières avec les données radars.

De point de vue structural, le site d'étude est composé de failles et plissements assez importantes qui y affleurent. Les linéaments mis en évidence sont de différentes directions et plus particulièrement, ceux dans la direction NE-SW à NNE-SSW. Cette direction est d'ordre hercynien (orogénèse hercynienne). En générale l'analyse quantitative de la fracturation dans le site d'étude, a mis en évidence la forte influence du réseau de fracturation sur les plans hydrographiques et topographiques. Selon les critères de la photo-interprétation englobant entre autre les aspects de la structure et de la texture ; la zone présente différents faciès. Un faciès issu des roches cristallines qui offre une texture grenue, typique des roches endogènes ; granitiques ou gneissiques. Puis un autre aspect présentant une texture plutôt lisse ; désignant une roche généralement sédimentaire.. La mise en évidence de la fracturation a été réalisée de deux façons. Un phénomène tectonique identifié qui se manifeste par une matérialisation de la faille. Dans ce cas, nous sommes en présence d'une faille dont la réalité de terrain le confirme par une structure évidente. L'autre cas réside quand l'image satellitaire présente une discontinuité radiométrique linéaire ou curviligne ayant une expression d'ordre structurale. Cette discontinuité peut faire objet d'un linéament. Pour ce qui est des cibles terrestres, les données à polarisation parallèle (HH ou VV) présentent un contenu similaire, tandis que les données à polarisation croisée (HV ou VH) sont plus sensibles à la géométrie à plus grande échelle (plus grande que la longueur d'onde du radar) de la surface ou des éléments de diffusion volumétrique. Les zones de fractures du substratum et les escarpements de faille sont habituellement mis en valeur par un contraste plus prononcé de la rétrodiffusion.

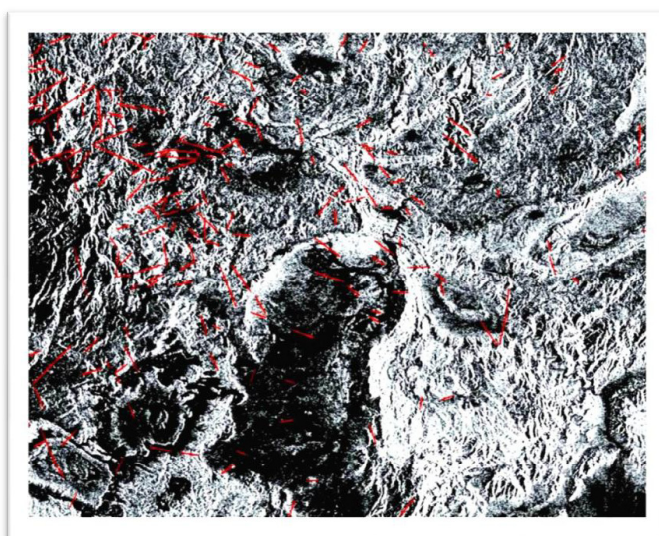


Fig. 7 Carte des linéaments.

3.6 Cartes thématiques de base

La cartographie des ressources en eau souterraine nécessite la conception et la mise en place d'une base de données hydrogéologique de la zone d'étude. La méthodologie de conception d'une base de données hydrogéologique consiste d'abord à collecter des données caractéristiques de forages, à établir les cartes thématiques géologiques, de la fracturation, du réseau hydrographique, des données piézométriques et des pentes. Toutes ces couches d'informations sont regroupées et reconstituées dans la base de données hydrogéologique de la zone d'étude. Nous avons identifié les principaux paramètres qui influent sur les potentialités en eaux souterraines. Ces paramètres sont : la pente, le réseau hydrographique, la fracturation, la profondeur et la perméabilité. Chaque couche d'information a été classée selon plusieurs sous classes,

auxquelles nous avons affecté des poids en fonction de la potentialité en eaux. Nous allons illustrer dans ce qui suit les poids affectés pour chaque paramètre.

L'affectation de ces poids (Tableau 1) se fait selon l'importance que l'on donne à tel ou tel critère (Savané, 1997 ; Saley, 2003). Dans notre cas, le choix a porté sur les critères de la lithologie (d'où en découlera la carte de perméabilité), de la densité de la fracturation, la densité de drainage, de la pente, et de la profondeur des forages existants. La méthodologie utilisée est la pondération des critères, elle consiste à y affecter un poids dont la valeur dépend de son importance (critère) pour l'évaluation du résultat final. La somme de ces poids doit être égale à 1 (pour chaque critère) ce qui suppose que celui-ci est un chiffre compris entre 0 et 1.

Tab . 2 poids affectés à chaque couche

Cartes thématiques de base	Critères	Description de classes	Poids	Total
Perméabilité	Perméabilité	Imperméable	0	1
		Peu perméable	0.1	
		Perméable	0.3	
		Très perméable	0.6	
Réseau linéamentaire	Densité de fracturation	Très faible	0	1
		Faible	0.2	
		Moyenne	0.3	
		Forte	0.5	
Réseau de drainage	Densité de drainage	Très faible	0.05	1
		Faible	0.15	
		Moyenne	0.3	
		Forte	0.5	
Piézométrie	Profondeur	Très faible	0.1	1
		Faible	0.15	
		Moyenne	0.25	
		Forte	0.5	
Pente	Pente	Très faible	0.05	1
		Faible	0.15	
		Moyenne	0.25	
		Forte	0.55	

Carte de densité de drainage

L'établissement de la carte de densité de drainage (Figure 8) repose sur la digitalisation, à partir de l'image satellite, de tous les cours d'eau et leur classement en fonction de leur ordre. La classification adoptée permet de distinguer quatre (04) classes suivant la densité de drainage : Forte, moyenne, faible et très faible densité de drainage. L'écoulement et le drainage sont de forte densité au niveau des zones montagneuses. La densité moyenne est localisée aux piedmonts et dans les zones de reliefs de moindre importance. L'écoulement et le drainage commencent à faiblir au niveau des zones à faible pente. Enfin, les densités de drainage très faible concernent les zones de dépression où l'écoulement devient quasiment nul. C'est la zone la

plus favorable à l'infiltration.

Carte de la densité de fracturation

Le cheminement des eaux de la surface vers les profondeurs dépend de plusieurs facteurs. Parmi ces paramètres nous pouvons citer, la perméabilité, la compacité et la nature de la roche. La connaissance du caractère lithologique ainsi que de la densité de fracturation donne une idée assez précise sur la recharge de la nappe. Ce paramètre nous a permis de dégager quatre (04) classes concentrées essentiellement vers le nord au niveau des structures de djebel Ouarkiz : Forte densité, moyenne densité, faible densité et très faible densité de fracturation.

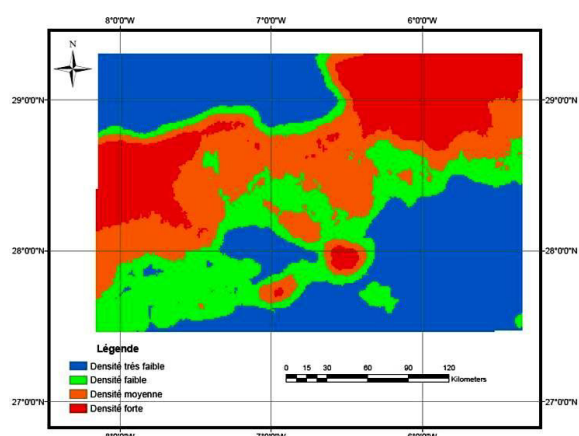
Carte des profondeurs

Compte tenu de la mauvaise répartition des forages et des puits sur la zone d'étude, la carte piézométrique n'a pas pu être réalisée. Aussi, le nombre et la répartition des forages ne permettent pas d'établir une carte en isopièze correcte. Malgré le manque de ces données, une carte des profondeurs basée sur les niveaux statiques des puits a été réalisée. Quatre classes de profondeur ont été mises en évidence à savoir : Forte, Moyenne, Faible, Très faible profondeur. Cette couche d'information révèle les zones d'alimentations provenant de la hamada de Tindouf. Une partie va se concentrer au centre, l'autre partie se termine dans la sebkha de Tindouf (exutoire principal). Nous

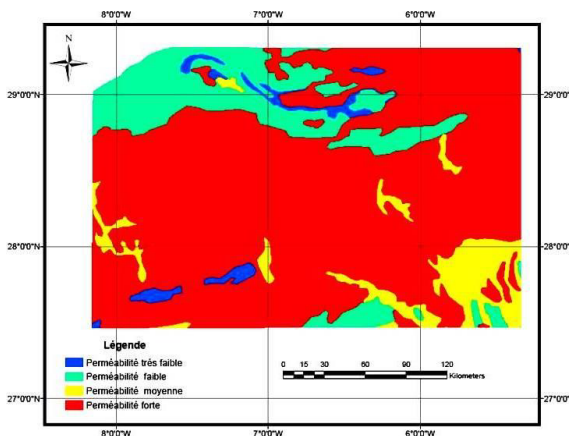
constatons aussi, une aire de recharge plus au sud de Tindouf, celle-ci alimente l'aquifère du Viséen qui est une formation recouverte par le tertiaire continental (Hamada de Tindouf).

Carte de perméabilité

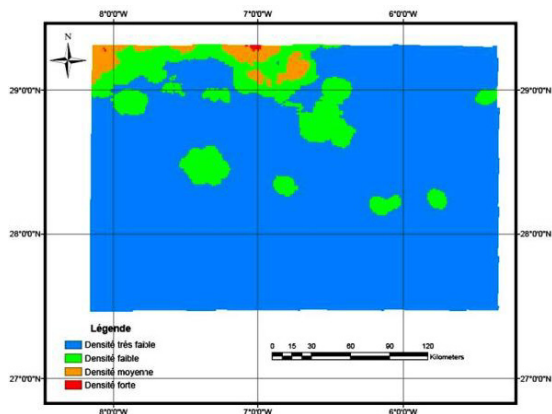
Pour ce qui est du paramètre lithologique, nous avons regroupé les différentes classes rencontrées en fonction des caractéristiques hydrogéologiques, et du pouvoir de perméabilité de chaque classe. Les lithologies rencontrées dans la zone d'étude ont été regroupées en 04 grandes classes: Forte perméabilité, Moyenne perméabilité, Faible perméabilité, Très faible perméabilité.



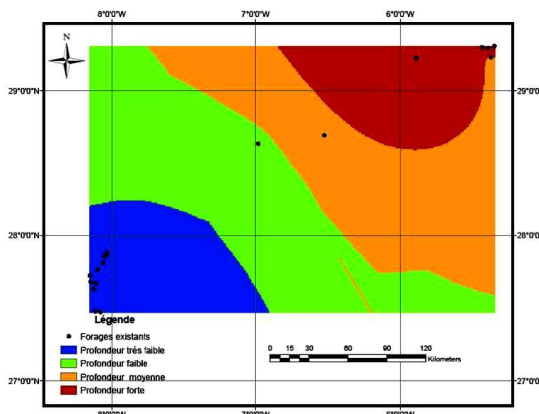
Carte de perméabilité



Carte de la densité de drainage



Carte de la densité de fracturation



Carte des profondeurs

Fig. 8 Cartes thématiques de base.

3.7 Détermination des zones d'alimentation

A l'issue du croisement nous en déduisons que cette alimentation comme illustrée par la figure 10 est de nord-ouest sud-est, elle provient des précipitations sur la hamada de Tindouf. Cette eau va alimenter l'aquifère du visée en à travers ces calcaires plus ou moins fissurés. Il ne faut pas oublier aussi l'alimentation qui provient des affleurements du nord (Djebel Ouarkziz).

les zones de fortes densités de drainage correspondent aux

zones d'écoulements, elles se situent au nord au niveau de la région montagneuse. Par ailleurs, la classe de très faibles densités de drainage correspond aux zones de dépression où le réseau hydrographique est dispersé. Ce sont ces zones où l'infiltration des eaux est maximale.

3.8 Etablissement de la carte de potentialité en eaux souterraines

La carte des potentialités en eaux obtenue, nous permet de distinguer trois grandes parties (Figure 11) :

Une première partie au sud fortement potentielle, et représentée par la couleur rouge. Cette classe située vers la Hamada de Tindouf est favorisée par le tertiaire continental et le Quaternaire (Alluvions). C'est aussi une zone d'infiltration maximale.

Une seconde partie qui débute à la rupture des pentes et qui est moyennement potentielle, elle est représentée par la nuance bleue. C'est une zone située entre les piémonts de Djebel Ouarkiz et le début de la Hamada. L'écoulement commence à faiblir, donc l'infiltration augmente ce qui confirme une potentialité moyenne.

Enfin, une troisième partie, potentiellement faible, se situant au niveau des zones élevées et qui est de nuance jaune. Elle se trouve au Nord, au niveau de

Djebel Ouarkiz, où l'écoulement est important et l'infiltration quasi-nulle. Néanmoins, nous remarquons sur cette zone, au niveau de Djebel Ouarkiz, que quelques poches correspondant à la classe de forte potentialité, ceci est peut-être dus soit à des pointements du Viséen supérieur qui affleurent ou bien à des apports d'aquifères situés au nord dans l'Atlas Marocain.

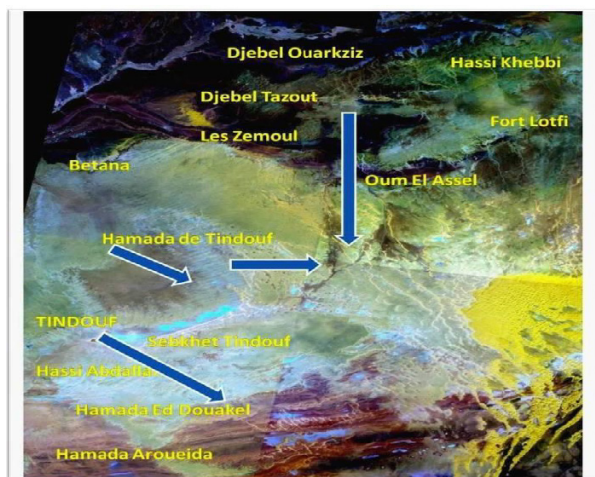


Fig. 9 Zones d'alimentations dans la Hamada de Tindouf

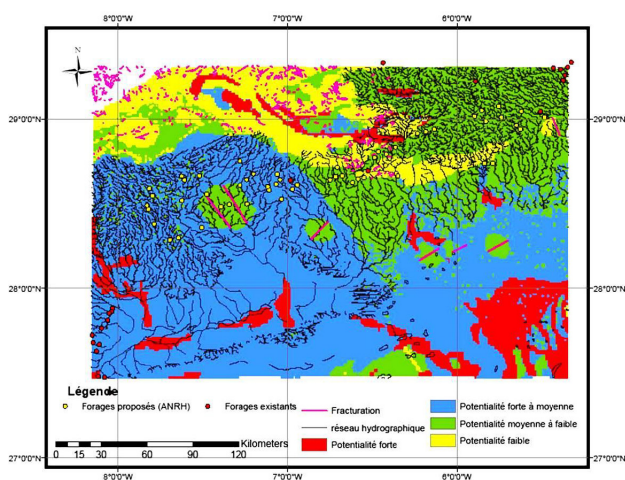


Fig. 10 Carte des potentialités des eaux souterraines

4. Conclusion

L'intégration et la combinaison des images radars et optiques a mis en évidence la lithologie, le réseau hydrographique qui constitue des aires de recharges importantes pour les eaux souterraines. En effet, la bonne résolution spatiale et les performances spectrales du capteur ETM+, combinées à la grande capacité du Radar a révélé les structures linéaires. Ces données ont permis d'identifier les limites lithologiques (cristallin et sédimentaire) ainsi que la mise en évidence de la fracturation. Les produits dérivés de la fusion des données optiques et radars ont été d'une utilité certaine pour la détection des informations utiles pour le croisement avec d'autres sources de données. Parmi ces dernières données nous avons les données géophysiques, géologiques, structurales, réseau hydrographique et modèle numérique de terrain. La rareté des eaux de surface complique davantage la prospection des eaux souterraines. Les principaux aquifères du bassin sédimentaire de Tindouf, doivent faire l'objet régulièrement d'études géophysiques et de travaux de forages, de reconnaissance, à des profondeurs compatibles avec leur structure, tant que la couverture géologique n'existe pas. De même un suivi de l'évolution des ressources en eau doit être instauré, pour permettre une meilleure gestion et une évaluation de leurs disponibilités.

Cette étude est une contribution à la compréhension du comportement hydrogéologique de la zone étudiée. Elle propose une carte de potentialité en eaux souterraines qui restera un support et un outil pour d'éventuels travaux dans cette région.

Les données géophysiques, géologiques, et piézométrique ont été intégrées avec les informations issues des images satellites permettant ainsi de constituer une base de données géographique. Le croisement de ces informations a pu mettre en évidence les potentialités en eaux souterraines de la région d'étude.

Références bibliographiques

- lain, S. (2003) Caractérisation d'un sol nu à partir de données SAR polarimétriques : Etude multi-fréquentielle et multi-résolution. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, IETR, 150 p.*
- Jean Fabre Géologie du Sahara occidental et central; Musée royal de l'Afrique central- Belgique volume 106 pages*
- Idrotecno (1979) : Etude hydrogéologique de la région de Tindouf. Rapport final DROGE/AO-623*
- T.Amrane, A.Ayad ANRH Rapport de synthèse (géologie, hydrogéologie, prospections géophysiques, travaux de forages et de piézométrie) du bassin de Tindouf. ; volume 84 pages.*

Comportement hydrodynamique d'un système aquifère côtier en milieu semi-aride. Cas de la plaine andalouse – Ain Turck (littoral oranais, Algérie)

M. FOUKRACHE¹ et H. MANSOUR¹

¹Laboratoire Géorressources, Environnement et Risques Naturels, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Université Oran 2, Algérie gmail.com,
m_fouk@yahoo.fr, l_mansou_1@yahoo.fr

Résumé : La plaine côtière Andalouses-Aïn Turck est une cuvette exoréique, formée par plusieurs niveaux perméables qui se succèdent ou se relaient du Sud au Nord pour former un système aquifère, composé par un aquifère superficiel multicouches à perméabilité d'interstices formé par une association d'alluvions, sables, grès et lumachelle, centré au niveau de la plaine. Un deuxième ensemble, plus ou moins complexe dessinant la bande des piémonts Nord du Murdjadjo, est constitué par les éboulis de pente surmontant les schistes fissurés et altérés, auxquels succèdent en profondeur, les calcaires et dolomies du Lias, à très forte fracturation, formant la nappe profonde.

La continuité hydraulique étant assurée, on a affaire à un véritable système aquifère côtier qui présente une inertie satisfaisante lui permettant de produire des écoulements en continu par drainage des eaux souterraines vers la mer. Le comportement hydrodynamique est matérialisé par la fonction conductrice dominante favorisant le transfert d'apports d'eau souterraine principalement depuis l'aquifère carbonaté du Lias. Ces flux souterrains viendraient compenser en partie les débits extraits de l'ensemble du système aquifère et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes. La dynamique de ce système de nappes est amplement justifiée par l'évolution hydrochimique traduite par une mutation des faciès chimiques des eaux selon le sens d'écoulement souterrain depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition, jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

Cette démarche nous a permis de définir le mode de fonctionnement hydrodynamique du système aquifère et l'appréciation de sa réserve en eau souterraine ainsi que les conditions de renouvellement de sa ressource.

Mots clés : Conditions de renouvellement, Evolution hydrochimique, Exoréique, Hydrodynamique, Système aquifère

1. Introduction

1.1 Problématique

La plaine côtière des Andalouses - Ain Turk a fait l'objet d'une étude hydrogéologique, basée sur une prospection géophysique pour la reconnaissance des aquifères centrés sur la région. Les résultats de cette étude devraient considérer cette région de très faible intérêt hydrogéologique, vu

l'exiguïté de son impluvium et sa proximité de la mer. En ce qui nous concerne, nous avons jugé utile de tenter une approche au fonctionnement hydrodynamique de ce système aquifère pour la mise en valeur des ressources en eau souterraine au niveau de la plaine.

Dans ce contexte, nous avons montré l'apport de l'hydrochimie à la reconnaissance de la dynamique du système aquifère. Cette démarche s'est avérée très concluante dans l'identification du comportement hydrodynamique du système de nappes.

1.2 Considérations générales

1.2.1 Cadre géographique, morphologique et climatologique

Le secteur étudié s'insère dans le Tell septentrional Algérien et appartient aux massifs littoraux oranais. Il correspond à une cuvette comblée de sédiments plio-quaternaires, inclinée et ouverte vers la mer. Il est limité au Nord par les massifs du Murdjadjo et la forêt de M'Sila, à l'Ouest par le Djébel Lindlès et à l'Est par le Djébel Santon (fig. 1). Ainsi définie, cette zone occupe une superficie d'environ 70 km².

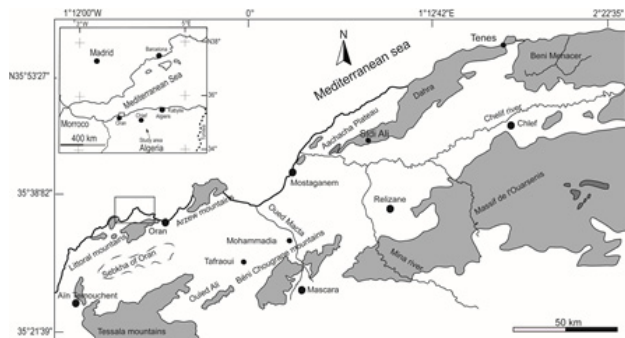


Fig. 1 Schéma de localisation de la zone d'étude.

De point de vue morphologique, les massifs dominent la plaine avec des versants encadrant quelques organismes fluviaux de très faible drainage (principalement l'oued Sidi Hammadi à l'Ouest et l'oued Sid El Bachir à l'Est) qui se prolongent en pente douce vers la mer.

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité interannuelle et inter saisonnière très importante, marquée par des averses irrégulières. La lame d'eau moyenne annuelle précipitée à été estimée à 394 mm ; dont la part de l'écoulement est de l'ordre de 53 mm. Ainsi déduites, les pertes en eau par évapotranspiration seraient d'environ 341 mm.

1.2.2 Cadre géologique

De point de vue lithostratigraphique, la zone étudiée peut être scindée en deux grands ensembles dont la répartition conditionne les principaux aspects morphologiques et la genèse des eaux souterraines de la région, à savoir le substratum primaire et la couverture (fig. 2) :

- Le substratum où on retrouve de bas en haut les schistes et quartzites du Permo-Carbonifère (Cap Falcon et Djébel Lindlès), les calcaires dolomitiques marmoréens, fortement diaclasés, du Lias (Djorf El Halia, Sud d'El-Ançor), surmontés par un ensemble schisto-quartziteux, chevauché par les formations carbonatées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

- La couverture disposée en cycles sédimentaires comprend les assises géologiques, allant du miocène marneux au pléistocène-holocène, bien développé le long du littoral. Il s'agit en effet de la « formation de Cap Falcon » dont la succession débute par des dépôts de grès de plage surmontés par un complexe dunaire, des grès lumachelles et au sommet des sables éoliens. Cette formation constitue l'ossature des massifs dunaires présentant un intérêt hydrogéologique particulier puisqu'il recèle une importante ressource en eau souterraine sur le littoral oranais.

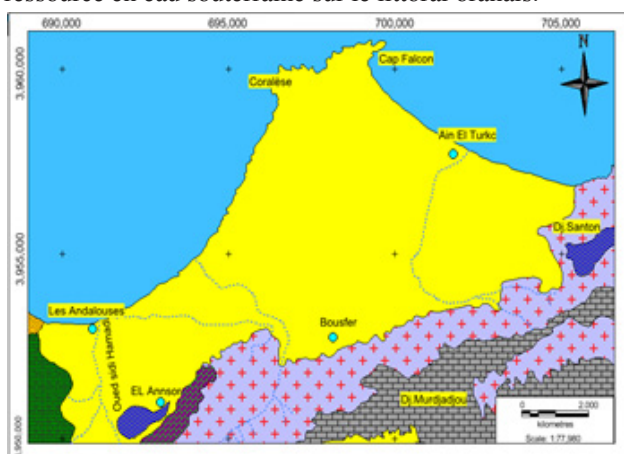


Fig. 2 Esquisse géologique de la plaine des Andalouses.

De point de vue structural, la plaine disposée en fossé d'effondrement, se trouve encadrée entre un domaine méridional (massif d'Oran), constitué de formations jurassico-crétacées et un domaine septentrional, dans lequel on reconnaît des formations appartenant au Primaire (massifs des Andalouses et Cap Falcon).

2. Méthodes

L'interprétation de la géophysique par prospection électrique dénotait une région faiblement aquifère, du faite l'exiguïté de son impluvium alors que dans un autre côté, les débits d'exhaure demeuraient à chaque fois équilibrés. C'est dans ce contexte que la démarche préconisée a montré que les flux souterrains viendraient compenser en partie les débits extraits de l'ensemble du système aquifère et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes. La

dynamique de ce système de nappes est amplement justifiée par l'évolution hydrochimique traduite par une mutation des faciès chimiques des eaux selon le sens d'écoulement souterrain depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition, jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

2.1 Apport de la géophysique dans la reconnaissance des horizons aquifères (fig. 3)

L'examen et la synthèse des courbes interprétatives des sondages électriques permettent de distinguer plusieurs types de courbes, dénotant soit des niveaux grés grossiers de résistivité 50 $\Omega.m$ (Bousfer-Ain Turk, fig 3a) soit des grés surmontés par des sables de résistivité 70 $\Omega.m$ (Andalouses-Ançor, fig b). Ces niveaux aquifères reposant sur une assise imperméable (9 à 20 $\Omega.m$).

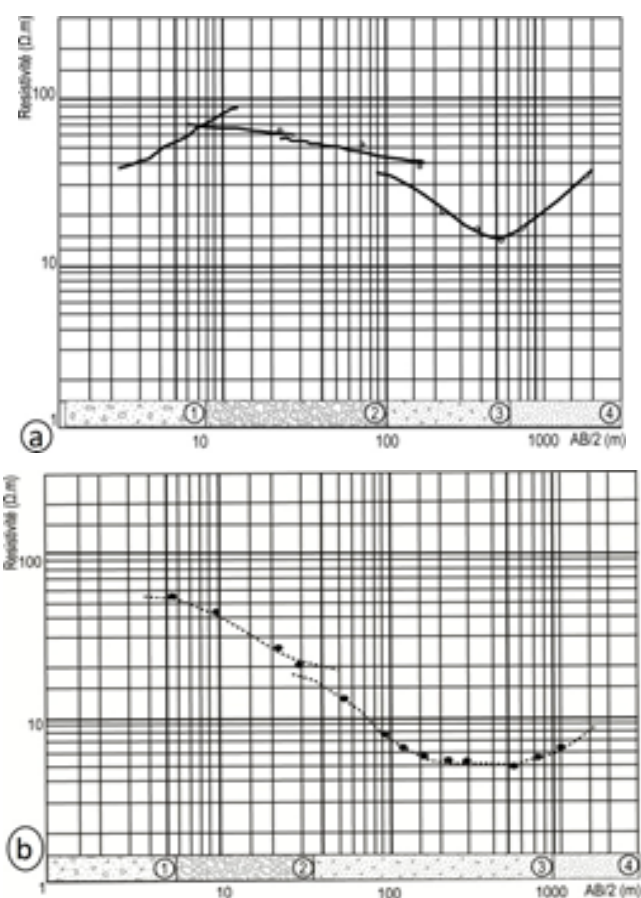


Fig. 3 Courbes interprétatives des sondages électriques Bousfer-Ain Turk (a) et Ançor-Andalouses (b).

L'examen des coupes lithologiques de forages a permis d'identifier deux niveaux aquifères formés soit par la superposition des grès et sables, soit par des grès plus ou moins grossiers, parfois fissuré. L'ensemble formant une seule nappe d'eau souterraine. D'après la distribution lithologique des faciès rencontrés, il s'agit d'un type hydrodynamique de nappe semi-captive. Une autre étude géophysique plus récente (G.EAU.SOL, 2013) a été réalisée dans la région de Bousfer à l'aide de quelques sondages électriques. L'interprétation des courbes obtenues calées

sur les log de forages exécutés, a permis de déceler des valeurs de résistivités de l'ordre de 50 Ω.m correspondants aux grès aquifères et celles des calcaires et calcschistes jurassiques fissurés et aquifères présentant des résistivités moyennes d'environ 60 Ω.m (tableau 1). Il s'agit de

formations aquifères, le plus souvent fissurés, présentant des faciès variés (schistes altérés, calcschistes et calcaires marmoréens) et passant d'Est en Ouest à des formations de plus en plus carbonatées.

Tab 1. Valeurs de résistivités des terrains prospectés

Profondeur en m	Faciès rencontrés	Résistivités en Ω.m
0 – 2	Recouvrement de surface (sol)	45
2 – 6	Alluvions plus au moins argileuses	130
6 - 41	Schistes à faible fissuration	130 – 155
41 - 115	Calcaires et calcschistes très fissurés	60
115 - 185	Schistes calcaireux sains	120
Au-delà de 185	Marnes	24

D'autre part, les variations brusques des valeurs de résistivités ont montrés que la zone prospectée est affecté par de nombreux accidents qui vraisemblablement seraient le siège de venues d'eau souterraine. En effet, il existerait un système de failles profondes, associé à une fissuration intense, qui favorisent des échanges verticaux avec l'aquifère multicouche du Plio-Quaternaire. Les différentes valeurs de résistivités confrontées à la géologie de la région, permettent d'identifier plusieurs horizons aquifères superposés, à savoir :

- Les alluvions sableuses avec graviers et galets de schistes, qui forment la nappe de piémont bordant le flanc nord du Murdjadjo. Il s'agit d'éboulis de pente qui recouvrent partiellement la bordure des affleurements schisteux.
- Les grès fossilifères passant à des grès calcaireux en profondeur, développés sur une épaisseur importante, constituent l'aquifère principal au niveau de la cuvette.
- Les calcaires et dolomies jurassiques en profondeur présentent une fissuration intense siège de venues d'eau souterraine. Il s'agit d'un aquifère profond qui semble communiquer avec les nappes sus-jacentes à la faveur d'accidents tectoniques.

2.2 Piézométrie et conditions aux limites

2.2.1 Morphologie de la surface piézométrique

Plusieurs cartes piézométriques ont été établies en période de basses eaux (1986, 1996 et 2008). Parmi lesquelles nous avons retenu la plus récente (fig. 4). Dans l'ensemble, on peut manifester constater que la morphologie générale de la nappe reste inchangée durant les différentes périodes d'observation. La piézométrie de la nappe au niveau de la plaine est relativement simple, elle se caractérise par un bombement piézométrique très accusé dans la région des dunes. Ce dôme marque une aire d'alimentation par les précipitations efficaces. Il faut noter aussi la présence d'une ligne majeure de partage des eaux souterraines, selon un axe reliant Pointe Coralès-Cap falcon au Nord à Bousfer village au Sud. Cette ligne délimite trois bassins hydrogéologiques, caractérisés par trois directions d'écoulement : Nord-Est et Nord-Ouest et Nord.

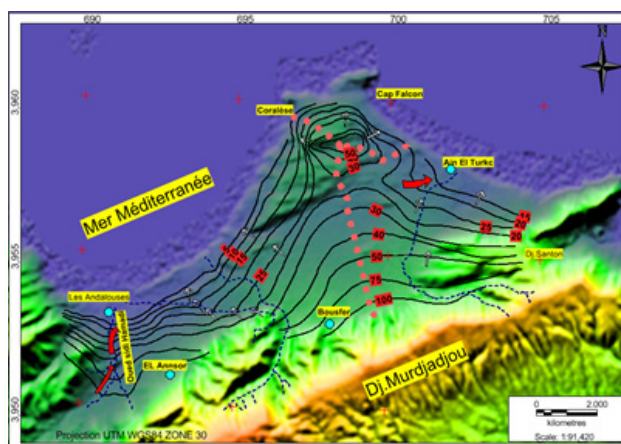


Fig. 4 Morphologie de la surface piézométrique de la plaine Andalouses-Aïn Turk.

- *Bassin oriental* : les eaux souterraines des dunes d'Aïn El-Turck et celles des piémonts du Murdjadjo, convergent pour former un important axe de drainage vers Aïn El-Turck, lieu d'exutoire des principales sources (Aïn El-Turck : 5,4 l/s – Claire Fontaine : 9 l/s). On note qu'une partie des eaux est drainée par l'oued El Bachir vers la mer.

- *Bassin occidental* : il s'étend de Bousfer plage jusqu'aux Andalouses ; on y remarque un important axe de drainage de l'aquifère drainé par l'oued Sidi Hammadi.

Au Nord, au niveau de Cap Falcon, un petit bassin s'individualise entre les dunes et les grès de plage, avec un écoulement diffus des eaux souterraines vers la mer, donnant naissance à des sources de faible débit.

2.2.2 Battements de la nappe

Nous avons réuni au tableau 2 les valeurs de fluctuations du niveau piézométrique, au droit de quelques puits témoins représentatifs de l'ensemble de la région. Les battements des niveaux statiques couvrent une période allant de 1976 à 2008.

Tab 2. Battements de la nappe.

Puits témoins	Cordonnées Lambert (X et Y)		Altitude (m)	Battements (m)
1	179,675	275,540	22	0,95
2	184,025	278,500	56	0,55
3	181,575	279,275	18	0,40
4	180,050	275,625	28	0,80
5	185,550	274,525	115,6	1,88
6	186,000	274,400	140,4	2,83
7	177,225	271,400	76	3,90
8	178,130	273,800	20	1,26
9	174,275	272,475	46	1,97
10	185,525	275,920	92	1,72
11	177,540	273,150	28	2,60

En se basant sur ces résultats, nous pouvons noter que les variations du niveau piézométrique de la nappe sont relativement faibles au droit des lieux d'écoulements privilégiés des eaux souterraines, et où l'alimentation de l'aquifère est importante. Cependant, dans certains secteurs on enregistre un abaissement important marquant les zones surexploitées et des conditions d'alimentation très réduites. Dans l'ensemble, l'amplitude de variation des battements de la nappe, reste dans les limites admissibles d'exploitation de l'aquifère, ceci malgré les valeurs élevées des gradients (1 à 5%) et des transmissivités des terrains. Les eaux d'infiltration sont donc rapidement évacuées, mais les réserves statiques restent importantes, compensées ainsi par un apport d'eau souterraine depuis les niveaux aquifères jurassiques sous-jacents. Ces derniers joueraient un rôle régulateur de l'écoulement souterrain des nappes limitrophes plio-quaternaires.

2.2.3 Conditions aux limites

Les conditions aux limites à flux nul de l'aquifère peuvent être identifiées à l'Est par l'affleurement des schistes et

quartzites du Djébel Santon et à l'Ouest par les marnes imperméables du Miocène. Une limite à potentiel imposé tout le long de la frange sud, identifiée par les éboulis de pente des piémonts du Murdjadjo ainsi que les eaux issues des massifs calcaires dolomitiques depuis l'ouest de Bousfer jusqu'à El-Ançor à la faveur transfert d'eau souterraine vertical ascendant depuis les niveaux aquifères formés principalement par les formations carbonatées jurassiques. Enfin, une limite hydrodynamique ouverte vers la mer où la nappe décharge ses eaux par le biais du biseau salé.

2.3 Paramètres hydrodynamiques

2.3.1 Transmissivité et coefficient d'emmagasinement

Nous avons sélectionné quelques méthodes que l'on applique couramment dans les conditions réelles de terrain : Jacob, Walton, Hantusch et Papadopulos-Cooper. Les différents facteurs déduits de l'interprétation graphique des courbes représentatives obtenues ainsi que les paramètres hydrodynamiques, sont rassemblés au tableau 3.

Tab 3. Paramètres hydrodynamiques.

Méthodes	Paramètres	Forage F1	Puits P1	Puits P2
Jacob	T (m ² /s)	2,3 10 ⁻⁴	5,9 10 ⁻³	3,6 10 ⁻²
Papadopulos-Cooper	T (m ² /s)		3,3 10 ⁻³	5,4 10 ⁻²
	S		3,6 10 ⁻³	2,4 10 ⁻²
Walton	T (m ² /s)	1,47 10 ⁻³		
	S	4,88 10 ⁻⁴		
	B (m)	1900		
	C (s-1)	1,35 10 ⁻¹⁰		
Hantusch	T (m ² /s)	4,3 10 ⁻⁴		
	S	7,5 10 ⁻⁶		
	B (m)	633		
	C (s-1)	10 ⁻⁹		

Il s'avère que pour la plupart les résultats obtenus par les différentes méthodes, sont en parfaite concordance avec les caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère de la plaine. Les valeurs obtenues par certaines méthodes (Walton, Hantusch) sont assez différentes ; ceci est dû pour une grande part aux imprécisions inévitables dans la recherche des solutions par l'interprétation graphique. Par conséquent, il y a toujours un certain nombre de positions acceptables, qui donnent des valeurs différentes pour les propriétés hydrodynamiques. Il est bien évident de noter qu'un système aquifère comme celui de la plaine, formé par plusieurs niveaux perméables, ne vérifie pas l'hypothèse d'un aquifère homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme. Par conséquent, d'un endroit à un autre, il peut y avoir des variations des propriétés hydrauliques de la nappe. Dans ce cadre, on peut proposer une valeur de transmissivité comprise 10^{-2} à 10^{-4} m²/s et un coefficient d'emménagement compris entre 10^{-3} et 10^{-4} . Cela correspondrait bien au type hydrodynamique d'un aquifère à nappe semi-captive.

2.3.2 Diffusivité

Notée « T/S », elle régit la propagation d'influences dans l'aquifère. Elle est égale au quotient de la transmissivité, T, par le coefficient d'emménagement, S. La diffusivité est ainsi égale à : 2,25 m²/s. Ce résultat montre que le système aquifère au niveau de la plaine, est doté d'une diffusivité hydraulique significative qui corrobore sa fonction conductrice.

2.3.3 Vitesse effective

La surface efficace d'écoulement, ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide dépend de la porosité efficace. Elle est égale à « A.ne ». L'expression de la loi de Darcy,

$$Ve = \frac{Q}{A.ne} = \frac{K.i}{ne} = Ve = 2.11 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

corrigée, rapportée à la section efficace, est donc :

Cette vitesse se rapproche de la vitesse de déplacement de l'eau souterraine à travers le système aquifère. Suivant les valeurs obtenues pour ces deux paramètres, l'aquifère est conjointement capacitif et conducteur. Cependant, la fonction conductrice est prédominante, d'où l'importance de la planification de l'exploitation des eaux souterraines et particulièrement la nécessité d'une protection durable de la qualité de la ressource en eau.

2.4 Evaluation de la réserve en eau souterraine et conditions de renouvellement

2.4.1 Réserve en eau souterraine

- Réserve totale moyenne : représentant la quantité d'eau contenue dans le volume d'aquifère délimité à la base par le substratum et au sommet par la surface piézométrique moyenne annuelle. Elle est calculée par l'expression : $W_T = e_m \cdot A \cdot n_e$, avec n_e (porosité efficace), A (surface de l'impluvium) et e_m (épaisseur moyenne) $W_T = 48,9 \text{ hm}^3$.

- Réserve régulatrice : représentant le volume d'eau contenu dans la zone de fluctuation de la surface piézométrique.

Nous l'avons calculé par référence à la période (1995/2008), en considérant la hauteur annuelle moyenne de fluctuation (hm) égale à 1,7 m. Celle-ci peut être estimée à l'aide de l'expression : $W_R = h_m \cdot A \cdot n_e$ $W_R = 5,9 \text{ hm}^3$.

On pourra en déduire la lame d'eau équivalente ou infiltrée par le rapport : $\frac{W_R}{A} = 60,8 \text{ mm}$. Cette valeur se rapproche de celle calculée par la méthode du bilan hydrologique qui est de l'ordre de 54 mm.

Réserve dynamique : l'usage de la carte piézométrique permet d'évaluer le débit d'écoulement souterrain à partir de la relation de Darcy : $Q = T \cdot L \cdot i$. Le calcul des flux au niveau des différentes unités hydrogéologiques avoisine un débit total d'environ 150 l/s.

En prenant en considération le débit d'exhaure des sources estimé à 15 l/s, le débit total de la nappe serait alors égal à 163 l/s. Ce dernier représenterait 6 hm³ ; soit une lame d'eau équivalente à l'échelle de la plaine de l'ordre de 53mm. La lame d'eau prélevée sur toute la plaine est estimée à 42 mm, à laquelle on ajouterait les prélèvements des puits de fermiers non recensés et les débits de fuite vers la mer. Nous ne pouvons estimer exactement la part de ces débits extraits ou écoulés par les exutoires, mais néanmoins, on peut admettre que les conditions d'exploitation des réserves de la nappe restent au-delà de leur limite admissible. D'autant plus qu'on a la confirmation d'un transfert d'eau souterraine depuis l'aquifère carbonaté du Jurassique, qui viendrait compenser les débits extraits du système aquifère au niveau de la plaine et régulariser ainsi l'écoulement souterrain des nappes.

2.4.2 Taux et durée de renouvellement de la réserve en eau souterraine

La réserve en eau souterraine d'un aquifère est renouvelée à l'aide des apports par l'infiltration efficace. En régime naturel, au cours d'une durée moyenne, cette alimentation compense les sorties par le débit de l'écoulement souterrain.

- Taux de renouvellement : c'est le rapport de l'alimentation moyenne de l'aquifère « QW », exprimée en volume, à la réserve moyenne totale « Wm ». Il est donné par la relation: $t_r = \frac{QW}{W_m}$. Ainsi, on aurait : $t_r = 0,1$, soit 10%. Le taux de renouvellement est en relation avec la grandeur de la réserve totale moyenne et la fonction régulatrice de l'aquifère.

- Durée de renouvellement : c'est la durée théorique « d » nécessaire pour que le volume cumulé de l'alimentation de l'aquifère, soit égal à sa réserve totale moyenne « W_m », équivalent à long terme au débit de l'écoulement souterrain « QW ». Il serait ainsi donné par le rapport : $d_r = \frac{W_m}{QW}$ exprimé en années ($d_r = 8$ années). D'après ces résultats, la réserve en eau souterraine du système aquifère de la plaine est importante ; elle présente un taux de renouvellement faible et une fonction régulatrice optimale.

2.5 Apport de l'hydrochimie

Nous avons tenté une approche à la connaissance de l'évolution hydrochimique des eaux souterraines en rapport avec le fonctionnement hydrodynamique de l'ensemble du système aquifère de la plaine.

2.5.1 Evolution de la minéralisation

D'après la carte établie par H. Mansour, 1986, la minéralisation évolue graduellement du Sud au Nord, depuis les piémonts du Massif (front d'alimentation) jusqu'à la zone côtière en bordure de la mer (fig. 5). La carte de minéralisation confrontée à celle de la morphologie de la nappe, montre que l'évolution de la chimie des eaux, est régie par les conditions d'alimentation des différents niveaux de nappes. Les plus faibles valeurs de la minéralisation sont observées au niveau de la zone bordière du massif du Murdjadjo, qui constitue un front d'alimentation du système aquifère de la plaine. On note ici le rôle primordial joué par l'aquifère carbonaté qui se poursuit en profondeur vers le Nord. Celui-ci offre des apports d'eau souterraine, transférés sous forme de flux souterrains qui contribueraient à la régulation et au soutien de la fonction conductrice de l'ensemble du système aquifère. Les complexes dunaires à bonne perméabilité (sables à granulométrie homogène) constituent une aire d'alimentation (dôme piézométrique) de l'aquifère plio-quadernaire. Cette évolution de la minéralisation est en parfait accord avec le sens d'écoulement majeur des eaux souterraines.

2.5.2. Zonalité et traceurs géologiques

- Les bicarbonates et le magnésium

Les concentrations les plus élevées sont observées au niveau des piémonts entre Bousfer et El Ançor, avec une valeur atteignant 300 mg/l. A ce niveau, ces eaux ont pour origine les calcaires liasiques. Ceci est en relation avec les conditions d'alimentation matérialisées par les affleurements calcaires du Lias qui plongent en profondeur et dont les eaux poursuivent leur cheminement vers le Nord en préservant des concentrations très appréciables en bicarbonates. Entre Bousfer et El Ançor, les teneurs en magnésium atteignent 130 mg/l, traduisant la signature des dolomies du Lias.

- Les chlorures et le sodium

On note que les chlorures représentent majoritairement le pôle dominant des eaux de la nappe au niveau de la plaine. En se rapprochant de la frange côtière, les chlorures atteignent des valeurs très élevées. Ceci est en rapport direct avec la contamination des eaux souterraines par le biseau salé.

2.5.3 Les faciès chimiques

Nous avons adopté la représentation graphique des éléments chimiques sur les diagrammes semi-log de Scholler-Berkaloff (fig. 6), afin de procéder à une classification des eaux souterraines et d'en déduire leur répartition selon le schéma global de fonctionnement hydrodynamique du système aquifère. Plusieurs faciès se dégagent, scindés en deux grands ensembles de familles d'eau : bicarbonaté sodique et chloruré sodique. Sur le diagramme Piper (fig. 7), on peut constater que la quasi-totalité des points d'eau se rassemblent dans les deux positions « chlorurée

et sodique » et à un degré moindre au pôle « chloruré et sulfaté calcique ou magnésien ». Cette situation reflète au mieux le comportement hydrochimique de ce système aquifère côtier où l'influence de l'avancée des eaux salées est prédominante.

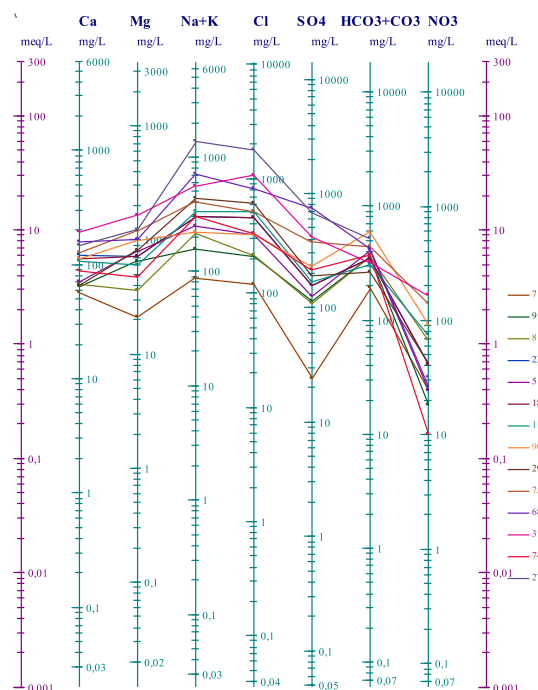


Fig. 6 Diagramme de Schoeller.

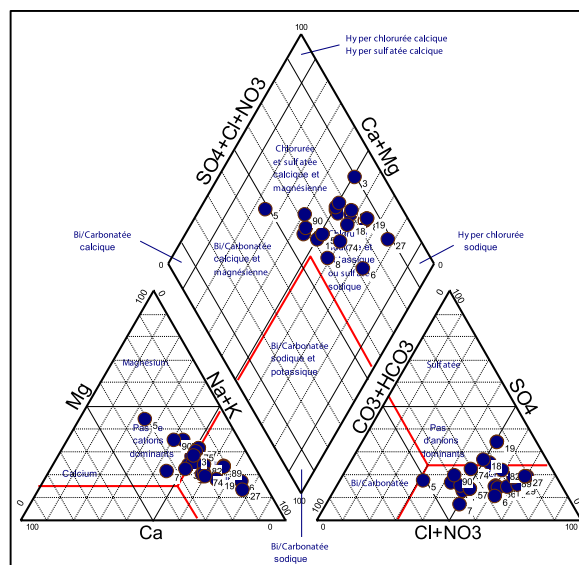


Fig. 7 Diagramme de Piper.

Faciès bicarbonaté sodique : ce faciès représente les eaux de faible minéralisation se rapportant à la nappe carbonatée du Lias (piémonts du Murdjadjo entre Bousfer et El Ançor). Celui-ci peut évoluer vers un faciès bicarbonaté calcique ou magnésien lors du passage latéral de la formation liasique à des calcaires dolomitiques. Cette famille d'eau peut être définie par la formule caractéristique : $HCO_3 > Cl > SO_4$, où s'individualisent deux types d'eau : $Na+K > Ca > Mg$ et $Na+K > Mg > Ca$.

– Faciès chloruré sodique : ce faciès caractérisant la plupart des points d'eau de la région, représente au mieux le type des eaux du système aquifère côtier de la plaine. On note que les ions HCO_3 , Ca et Mg, montrent des teneurs relativement élevées, particulièrement au niveau de la zone de jonction entre la bordure du Murdjadjo et la bande côtière. Cette zone de transition est ainsi représentée par un ensemble de famille d'eau, défini par la formule caractéristique : $Cl > HCO_3 > SO_4$, où on peut distinguer deux types d'eau : $Na+K > Ca > Mg$ ou $Na+K > Mg > Ca$.

A ce stade, la contribution de l'aquifère liasique à l'alimentation du système aquifère de la nappe est bien confirmée. Celle-ci s'atténue au fur et à mesure de l'approche du rivage. Plus au Nord, le long de la frange côtière, les eaux évoluent vers un ensemble défini par la formule caractéristique : $Cl > SO_4 > HCO_3$, où les ions bicarbonates sont relayés par les sulfates.

3. Résultats et commentaires

Nous admettons tout d'abord le rôle primordial de l'aquifère

carbonaté du Lias dans la contribution à l'alimentation des niveaux aquifères limitrophes. Les apports d'eau souterraine depuis la zone frontale constituée par les affleurements liasiques concourent à la régulation des débits du système aquifère. Ces conditions de transfert de flux souterrains sont imposées par le passage en profondeur des calcaires liasiques à la faveur d'une fracturation intense associée à un système de failles profondes ; ce qui suppose des échanges avec l'aquifère multicouche sus-jacent.

Le fonctionnement hydrochimique de l'ensemble du système aquifère côtier met bien en évidence ces transferts souterrains à travers l'évolution de la chimie des eaux, qui suit l'écoulement majeur des nappes. En effet, on a pu constater une mutation de l'hydrochimie suivant le sens de circulation des eaux, depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition jusqu'à la bande côtière en bord de mer. Ceci est montré par l'évolution des faciès chimiques des différentes familles et types d'eau des nappes, comme le résume le tableau 3.

Tab 4. Evolution hydrochimique du système aquifère de la plaine Andalouse - AinTurck

S E N S E C O U L E M E N T	SUD	Zones	Formations aquifères	Faciès chimiques	Familles d'eau	Types d'eau
	↓	Piémonts du Murdjadjo	Ensemble : colluvions, schistes fissurés, calcaires dolomitiques	Bicarbonaté calcique ↓ Bicarbonaté sodique	$HCO_3 > Cl > SO_4$	$Na+K > Ca > Mg$ ↓ $Na+K > Mg > Ca$
		Centre de la plaine	Multicouche : alluvions, sables grossiers, grès	Chloruré sodique	$Cl > HCO_3 > SO_4$ ↓ $Cl > SO_4 > HCO_3$	$Na+K > Ca > Mg$ ↓ $Na+K > Mg > Ca$
		NORD	Bande côtière	Limons et sables fins	Hyperchloruré sodique	$Cl > SO_4 > HCO_3$

Enfin, on peut noter que dans cet environnement hydrogéochimique, la propagation de la contamination de cette nappe côtière par l'intrusion du biseau salé, reste limitée à la zone de rivage, sans pour autant détériorer manifestement la qualité chimique des eaux des nappes vers l'intérieur de la plaine. Cette situation peut être expliquée par la fonction conductrice du système aquifère qui favorise la circulation libre des eaux du Sud au Nord ainsi que par la répartition granulométrique du complexe dunaire, progressant du plus grossier au plus fin vers le large, suivant le sens d'écoulement souterrain (Sud-Nord) ; ce qui ralentit l'avancée des eaux salées vers l'intérieur de la plaine.

La continuité hydraulique étant assurée, on a alors affaire à un véritable système aquifère où la fonction stock est

importante avec un volume d'eau continu d'environ 50 hm³, égal à environ 10 fois l'équivalent de l'apport annuel moyen (5 à 6 hm³). Ainsi, cet aquifère présenterait une inertie importante qui lui permet de produire des écoulements en continu par drainage naturel des eaux souterraines vers la mer. Ceci même dans des conditions de recharge très sévères (déficit pluviométrique ou sécheresse).

Le comportement hydrodynamique du système aquifère au niveau de cette plaine a été bien apprécié par l'évolution hydrochimique des eaux des différents niveaux de nappes où on a pu constater une mutation de l'hydrochimie suivant le sens de circulation des eaux, depuis le front d'alimentation en passant par une zone de transition jusqu'à la bande côtière en bord de mer.

Références bibliographiques

- DELMI D. E. (2013)* – Contribution de la géophysique à l'identification des aquifères du littoral oranais (Arzew-plaines des Andalouses). Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- EURL, G-EAU-SOL (2002)* – Etude géophysique et hydrogéologique à travers la région de Bousfer.
- FENET B. (1972)* – Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les Monts du Djébel Tessala et les Massifs du Littoral Oranais. Thèse de Doctorat Es-Sciences. Université de Nice.
- FOUKRACHE M. (2001)* – hydrogéologie des massifs côtiers oranais (Arzew-Beni Saf). Thèse de Magister. Université d'Oran.
- GOURINARD Y. (1958)* – Recherche sur la géologie du Littoral Oranais – Epirogenèse et Nivellements. Publication du service de la carte géologique de l'Algérie. Bulletin n°6.
- GUENOUNE K. (2011)* – Hydrogéologie des calcaires liasiques du littoral oranais. Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- KHERNANE A. (2013)* – Les formations superficielles du littoral oranais et leur rôle déclencheur sur les risques géologiques (Oran-Andalouses). Mémoire de Master en Risques Naturels et Gestion. Université d'Oran.
- MANSOUR H. (1989)* – Hydrogéologie des complexes dunaires à l'Ouest d'Oran : de Cap Falcon (Oran) à Terga (Beni Saf). Mémoire de Magister. Université d'Oran.
- Mansour H., Foukrache M., Boursali T (2014)*. Les monts des Ksour, un maillon d'un vaste système hydrogéologique d'échelle régionale NW Sahara). Colloque International Ressources en Eau et Changement Climatique en Région Méditerranéenne, Eau – Climat'2014, p 90, Hammamet 21-23 octobre 2014, Tunisie.
- Mansour H., Nadji A., Foukrache M., Zeroual I (2012)*. Impact du contexte géostructural et du biseau salé sur la contamination des aquifères côtiers (Algérie NW). Bulletin du Service Géologique National. Vol 23, n° 02, pp 155 – 168, 8 fig., 2 tabl., 2012. Algérie.
- Mansour H., Nadji A., Foukrache M., Zeroual I (2012)*. La cartographie cognitive appliquée dans le domaine du risque géologique. Bulletin des Sciences Géographiques. N° 27, pp 40 – 51, 13 fig, 2012. Algérie
- Mansour H., Foukrache M., Boursali T (2012)*. Réflexion sur les apports occultes dans la réalimentation d'un aquifère en zone semi aride (Misserghine – Oran, Algérie), déposé le 15/09/2011 a été publié en 2012, dans la revue Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 575, pp. : 156-161. ISSN 034-9789, 2012.
- OUMAR ABDERAMANE M., OUSMANE ABDOULAYE I. (2008)*–Caractéristiques hydrogéologiques d'un aquifère côtier du Littoral Oranais. Mémoire d'ingénieur. Université d'Oran.
- SOCIETE STROJEXPPORT DE PRAGUE (1972)* – Etude géophysique de la plaine côtière oranais (Aïn El-Turck et les Andalouses). Document ANRH d'Oran.
- SOURISSEAU B. (1975)* – Alimentation en eau potable de Bousfer, El-Ançor et Aïn El-Turck. Direction des ressources en eau. Service d'hydrogéologie. Oran.
- THOMAS G. (1985)* – Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du Bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse de Doctorat Es-Sciences. Université de Pau et des pays de Ladour.
- VERDEIL P. (1985)* – L'alimentation en eau dans l'aménagement de l'Algérie à l'horizon 2000. Les réserves en eau et l'aménagement du territoire. Les Andalouses 17-18-19 mars 1985.

2D elastic finite element method (fem) for deformation analysis of the seismic and post-seismic cheliff (algeria) geodetic network

B.GOURINE

Centre des Techniques Spatiales (CTS), Division de Géodésie Spatiale, BP n°13, 1 av. de la Palestine, Arzew – Algérie
Email: bachirgourine@yahoo.com; bgourine@cts.asal.dz

Abstract: The region of Cheliff, located at the North West of Algeria, is of an exceptional interest for the study of crustal motion due to seismic activity. However, it is classical to represent the correspondent deformations according to displacement vectors and strain tensors. Through this present work, we propose a solution based on the finite element method (FEM) to refine the estimation and the representation of the geodetic networks deformation. In this context, a study of the deformation is carried out to analyze the horizontal motion of the Cheliff geodetic network due to the famous earthquake of October 10, 1980 ($M_s = 7.3$), based on two-dimensional elastic finite element model. The network was observed by classical triangulation in 1976 (by INCT) and 1981 (by CRAAG). The different results are illustrated in terms of displacement vectors, strain and stress tensors. Estimated deformation is interpreted according to previous geophysical studies which revealed a compressive phenomenon of Cheliff area, in the NNW-SSE orientation, due to the rapprochement of the African and Eurasian tectonic plates, and a block rotation phenomenon, at the SE and NW parts of the fault, in a retrograde direction. The study was extended to the post-seismic geodetic network observed between June 1990 and April 1992. This network, established by distance measurements, is composed of 12 monitoring points distributed along the reverse fault. The results show a post seismic meaningful deformation, in the fault central segment, characterized by global NW-SE direction of strain tensors in agrees with ground data.

Key Words: Deformation, Finite element method, Strain Tensor, Stress tensor, Geodetic Network.

1. Introduction

Measuring the deformation of geodetic networks is an operation that, sometimes, takes a great economic or scientific importance. It is used in many cases, for example to monitor almost the big structures (dams, bridges, storage tanks, ...) (Gourine et al. 2012), but also to follow certain natural phenomena capable of inducing significant natural hazards such as landslides, earthquakes, crustal movements, etc. Such measurements are important to knowing the mechanical functioning of the lithosphere, under variable constraints.

Generally, the methodology employed consists in establishing a precise and homogeneous geodetic network, covering the area of study. The network benchmarks are determined thanks to terrestrial and/or space positioning techniques (GNSS). The reiteration of the observations of the same network, after a certain period, permits to detect the movements appeared during this time, by coordinate's variation estimation.

There are two methods to evaluate these movements (Welsch 1983; Prescott et al. 1979): vector-displacements and strain tensors. Considered as gradient of the displacement field, the strain tensors represent a very efficient tool to perform the deformation computation and can be very helpful to analyse the behaviour of the studied area (Pagarette et al. 1990). Unlike to the vector-displacements, they are independent of any reference frame which makes very delicate the interpretation of the movements. Nevertheless, the strain tensors computation depends on the configuration of the selected elementary figures formed from the geodetic points. This constraint makes difficult the interpretation of the results obtained (Gourine and Ghezali. 2013).

To overcome this drawback, the finite element method (FEM) presents an appropriate solution for homogeneous and continuous representation of network deformation (Abolghasem and Grafarend 2003; Gourine and Ghezali 2013). This method has become one of the most important and useful engineering tools for engineers and scientists. It is a numerical procedure, generally used for solving engineering problems (represented by partial differential equations with boundary conditions) with considering the physical and mechanical properties of the

The objective of this paper is double. In one hand, it consists of the application of the FEM to evaluate the deformations of the geodetic network of Cheliff (North of Algeria) due the famous earthquake of October 10, 1980 ($M_s = 7.3$), and in other hand, to study the post seismic activity of this region.

The data concern the seismic geodetic network of Cheliff observed by classical triangulation in 1976 and 1981, and post-seismic geodetic network measured by distance measurements in 1990 and 1992, see section (2).

The analysis methodology adopted, based on FEM, is described in section (1). The different results obtained are presented and discussed in section (3).

2. Finite Element Method

The finite element method is a numerical procedure for solving engineering problems which are represented by partial differential equations (PDEs), with boundary conditions. It assumes discretization of the domain by a set of subdomains called the finite elements. Throughout this paper, linear elastic behaviour is assumed.

According to the fundamental equations of continuum mechanics, the equations of motion and compatibility equations of displacements of a volume V of limit S can be derived. Therefore, the general equations of the boundary value problem in solid mechanics are expressed as follows:

$$\begin{cases} \varepsilon = L \cdot U \\ L^T \sigma + P = 0 \\ L_1^T \sigma = q \\ \sigma = f(\varepsilon) \end{cases} \quad (1)$$

where ε denotes the strain deformation vector and σ is the stress vector, P is the vector of force volume, q is the vector of force surface, U is the displacement vector, L and L_1 are differential operators. A linear elastic medium may be modelled directly by using the displacement of finite elements method. The equilibrium condition of displacement for approximation by finite element is given by (Richardson 1978):

$$[K] \cdot \{U\} = \{F\} \quad (2)$$

where:

$[K]$ is the global stiffness matrix.

$\{U\}$ is the vector of displacements of the nodes for the whole structure, in a global coordinate system.

$\{F\}$ is the vector of loads on the structure.

Generally, the external loads are known and the stiffness matrix can be formed once the geometry and the elastic properties of the structure are specified. Equation (1) is usually regular and with full rank, so the unknown nodal displacements can be solved.

If the coordinates of geodetic network points are known, the displacements calculated from these data provide the boundary conditions of the nodal displacements with the corresponding equation:

$$U|_S = U_0 \quad (3)$$

The fields of displacement, strain tensor and stress tensor can be determined from equations (2) and (3) using the finite element method (FEM). In our case, to assess the

horizontal deformation of geodetic network, the problem of plane elasticity can be defined as follows:

$$\{U\} = \begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix}, \quad \{\sigma\} = \begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \tau_{xy} \end{bmatrix}, \quad \{\varepsilon\} = \begin{bmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \gamma_{xy} \end{bmatrix} \quad (4)$$

where u and v are the displacement components in the x and y directions. The strains vector $\{\varepsilon\}$ is:

$$\{\varepsilon\} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{bmatrix} = [B] \cdot \{U\} \quad (5)$$

where $[B]$ is a differential operator, as:

$$[B] = [B_1 \ B_2 \ \dots \ B_i \ \dots \ B_n]_{2 \times n}$$

with n is number of nodes

$$[B_i] = \begin{bmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial N_i}{\partial y} \\ \frac{\partial N_i}{\partial y} & \frac{\partial N_i}{\partial x} \end{bmatrix} \quad \text{with } N_i \text{ is the interpolation function which can be expressed by:}$$

$$N(\xi, \eta) = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (1-\xi) \cdot (1-\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1+\xi) \cdot (1-\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1+\xi) \cdot (1+\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1-\xi) \cdot (1+\eta) \end{bmatrix}$$

The partial derivatives of this function are (Dhatt and Touzot 1981):

$$\frac{\partial N}{\partial \xi} = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (-1+\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1-\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1+\eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (-1-\eta) \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad \frac{\partial N}{\partial \eta} = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (-1+\xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (-1-\xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (1+\xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (1-\xi) \end{bmatrix}$$

ξ, η : are the nodal local coordinates of an element.

For an isotropic material, the relationship between strains and stresses obeys to Hooke's law and can be expressed by:

$$\{\sigma\} = [D] \cdot \{\varepsilon\} \quad (6)$$

[D] is the property material matrix, such as:

$$[D] = \frac{E}{1-\nu^2} \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ \nu & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-\nu}{2} \end{bmatrix}$$

Where E and ν are, respectively, Young modulus (N/m²) and Poisson's ratio (unitless).

Generally, we can summarize the finite element analysis method as follows, (Oudin 2008):

- Step 1. Discretizing the domain – this step involves subdividing the domain into elements and nodes. For continuous systems like plates and shells this step is very important and the answers obtained are only approximate. In this case, the accuracy of the solution depends on the discretization used.

- Step 2. Computation of the element stiffness matrices – the element stiffness equations need to be computed for each element in the domain.

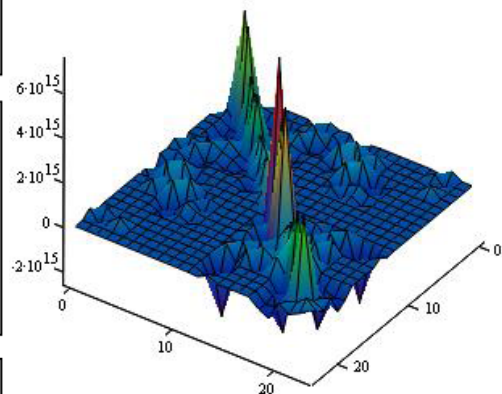
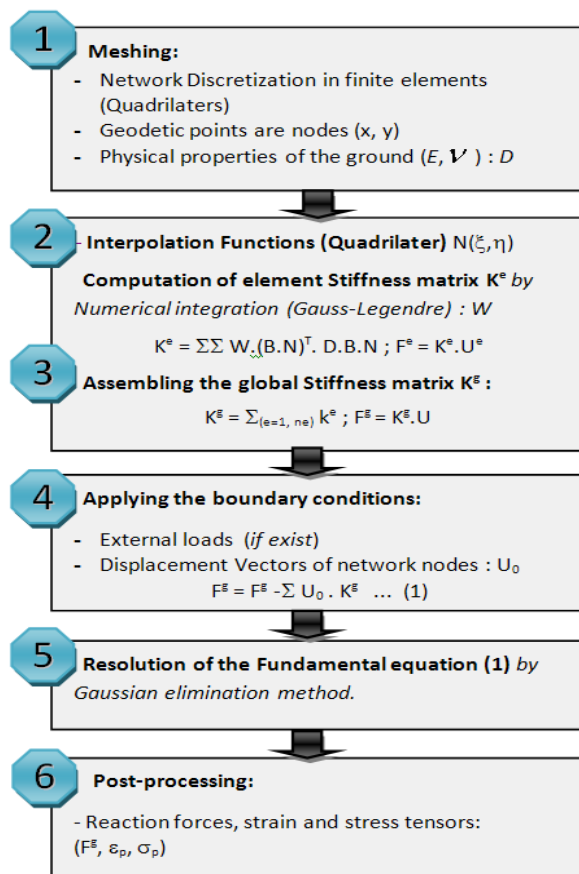
- Step 3. Assembling the global stiffness matrix.

- Step 4. Applying the boundary conditions – like supports and applied loads and displacements.

- Step 5. Solving the equations – this will be done by partitioning the global stiffness matrix and then solving the resulting equations using Gaussian elimination.

- Step 6. Post-processing – to obtain results as the reactions and element forces, strains and stresses.

The following figure illustrate the flow-chart of the FEM method adopted for the Cheliff network.



Structure of global Stiffness (case of post-seismic network)

Fig. 1 Flow-chart of the FEM applied to Cheliff network (Gourine et al., 2013).

3. Study Area

3.1 Seismic Context of the region

The region of Cheliff (ex-El Asnam) is the most active area in Algeria that marks the confrontation of African and Eurasian tectonic plates where there have been several earthquakes of Magnitude > 5 , (Mc Kenzie 1972). It is characterized by the plain of Lower Cheliff. In the coarse East-West (EW) direction, this region is limited in the north by Dahra's mountain, which is extended to the Mediterranean Sea and in the south by the mountains of the Ouarsenis. The Basin formation of Lower Cheliff enters in the framework of recent tectonics affecting the western Mediterranean region. Indeed, old and recent studies have shown that the Europe-Africa tectonics collision, more active in the North African chain, induced to a compressive tectonic in the NNW-SSE direction where are associated reverse faults (Philip and Meghraoui 1983). On the other hand, this movement of Continent-Continent collision is described as the result of the rotation of Africa around an axis (rotation pole in Rabat, Morocco) (Mc Kenzie 1972) and (Minster 1978).

This intense neotectonic region is marked on the surface by seismic fault of Oued Fodda (Cheliff). This fault is caused by the famous earthquake of October 10, 1980 in the NE-SW, which left the North West block overlaps the South East block over 40 km length.

3.2 Monitoring geodetic networks

The Centre for Research in Astronomy, Astrophysics and Geophysics (CRAAG) has conducted geodetic observations to study the crustal movements related to the seismicity of the region of Cheliff and particularly the study of the fault caused by the earthquake of October 10, 1980. In June 1981, the first assessment of vertical and horizontal movements by geodetic methods was carried out by re-observing the local geodetic network which was already established by the National Institute of Cartography and Remote Sensing (INCT) in 1976.

The observed triangulation network is constituted of 14 geodetic points distributed on both sides of the fault. Geographically, it is limited between ($1^{\circ} 19'$ and $1^{\circ} 39'$ East) in longitude and ($36^{\circ} 02'$ and $36^{\circ} 23'$ North) in latitude (Merbah et al. 2005), figure (2). The number of points are designed by alphabetical letters (A, B, ..., N). In 1976, the network had been observed only with angular measurements using first-order triangulation procedures and WILD T3 Theodolites. The accuracy was estimated at a few decimetres for relative position of the different points. A second observation campaign was conducted in 1981, using the same procedures and instruments. The

Geodimeter AGA 14A was used to measure distances in the northern and southern parts, in order to provide a precise scaling of the network (Ruegg et al. 1982).

To assess the post-seismic effect on the region, another monitoring network was established inside the Cheliff geodetic network. Limited between ($1^{\circ}24'$ and $1^{\circ}36'$ East) in longitude and ($36^{\circ}07'$ and $36^{\circ}15'$ North) in latitude, this network was carried out to supervise the reverse fault and to assess the evolution of ground deformation surrounding this fault (Ruegg et al. 1982). The network considered consists of 12 points including 03 reference points and 09 monitoring points. It was observed by trilateration during two observation campaigns, in June 1990 and April 1992 (works undertaken by the CRAAG). The number of points are designed by Arabic numbers (101, 102, ..., 112). The majority of measured triangle sides vary between 4.5 km and 7.3 km and the modal value is 6 km. The distances between network points were measured with the distance meter (Di20) with accuracy of about $\pm 5\text{mm} + 10 \cdot 10^{-6}D$ (km). They are corrected from atmospheric effects and reduced according to the UTM projection associated to Clarke 1880A reference ellipsoid of Nord Sahara 1959 (NS-59) datum. The estimated accuracy of the network point is about of few centimetres.

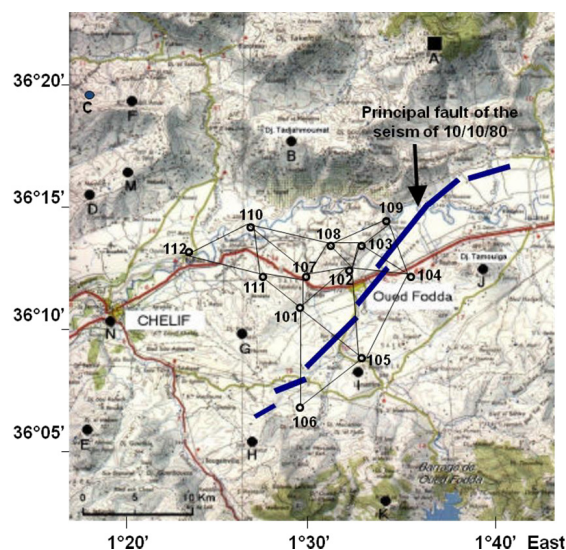


Fig. 2 Map of both Cheliff monitoring geodetic networks according to 1976-1981 and 1990-1992 periods.

4. Results and discussion

The Least Squares compensation of the observations of both monitoring networks leads to assess the final coordinates of the points and their precisions. The absolute error ellipses are computed from the estimated parameters variance covariance matrix. The figure (3) depicts the $1-\sigma$ error ellipses between 1990 and 1992 period.

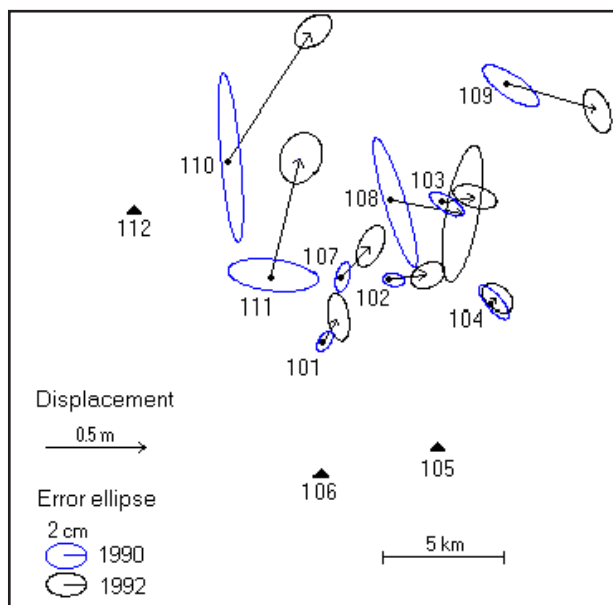


Fig. 3 Comparison between 1990 and 1992 campaigns.

In our case, the adopted values of the physical characteristics of the region are given by:

$$\begin{bmatrix} E \\ \nu \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 100 \times 10^9 \\ 0.3 \\ 15000 \end{bmatrix}$$

These values displayed are simulated. However, they are taken from similar case of geodetic monitoring networks as that of the Cheliff region (Dingbo et al. 1996). The ground thickness b (m) is taken from (Ruegg et al. 1982).

Figure (4) illustrates the deformation results related to the seismic monitoring network. The displacement vectors of the points (H, I, J) and (M, B, L) are directed in two opposite directions, NW and SE, respectively, according to the fault. The displacement vectors of the other points (K, G, E, D, F, C) describe a block rotation in retrograde direction. In another hand, a shortening phenomenon of distances is observed between network nodes, particularly those located on both sides of the main fault, which can reach -2 m, this justifies the hypothesis of compressive

motion and overlapping NO part over the SE one, given by geophysicists.

For the strain tensors, which are depicted according to the deformation principal components, the results show a predominance compression of about -150 ppm, especially on both sides of the main fault with maximum of -360 ppm, with perpendicular directions. This global trend of NW-SE shortening is similar to that deduced by tectonic observations (Philip and Meghraoui 1983) or focal mechanisms (Cisternas et al. 1982). The presence of distensive faults on overlapping compartment, area where the movements are generally compressive, is due to an extrados extension and to gravitational effects (Philip and Meghraoui 1983). There is also a change in direction of the deformation tensors from NW-SE to NE-SW, in the retrograde direction, from SW to NW of the fault, which confirms the presence of a block rotation phenomenon.

According to (Ruegg et al. 1982), we are in a case of inelastic finite dislocations (presence of fault and fracture). Therefore, the mean deformation tensor is only a compact and intrinsic representation of the deformation within the finite element considered. However, it would be wise to consider the dislocation modeling of Cheliff network, by FEM. For this purpose, recent studies about dislocation based FEM modeling have been conducted by (Abolghasem and Grafarend 2003) and (Güney et al. 2010).

The dilatation is represented by circles with proportional radii to deformation amplitudes. The red circles are dilatations and the blue ones are compressions. These later are observed over the entire of study area, particularly along the fault. Large compressions, of about -180 ppm, are on the SW extremity of the fault which indicate the block rotation and overlapping of NW block on East one. However, some points have undergone dilatations of about 30 ppm, such as (B, C, E and I). The shear expresses the change of configuration of the element. The results indicate high deformation of about 250 ppm around the fault, except for the NW region where the shear is weak and at level of 20 ppm.

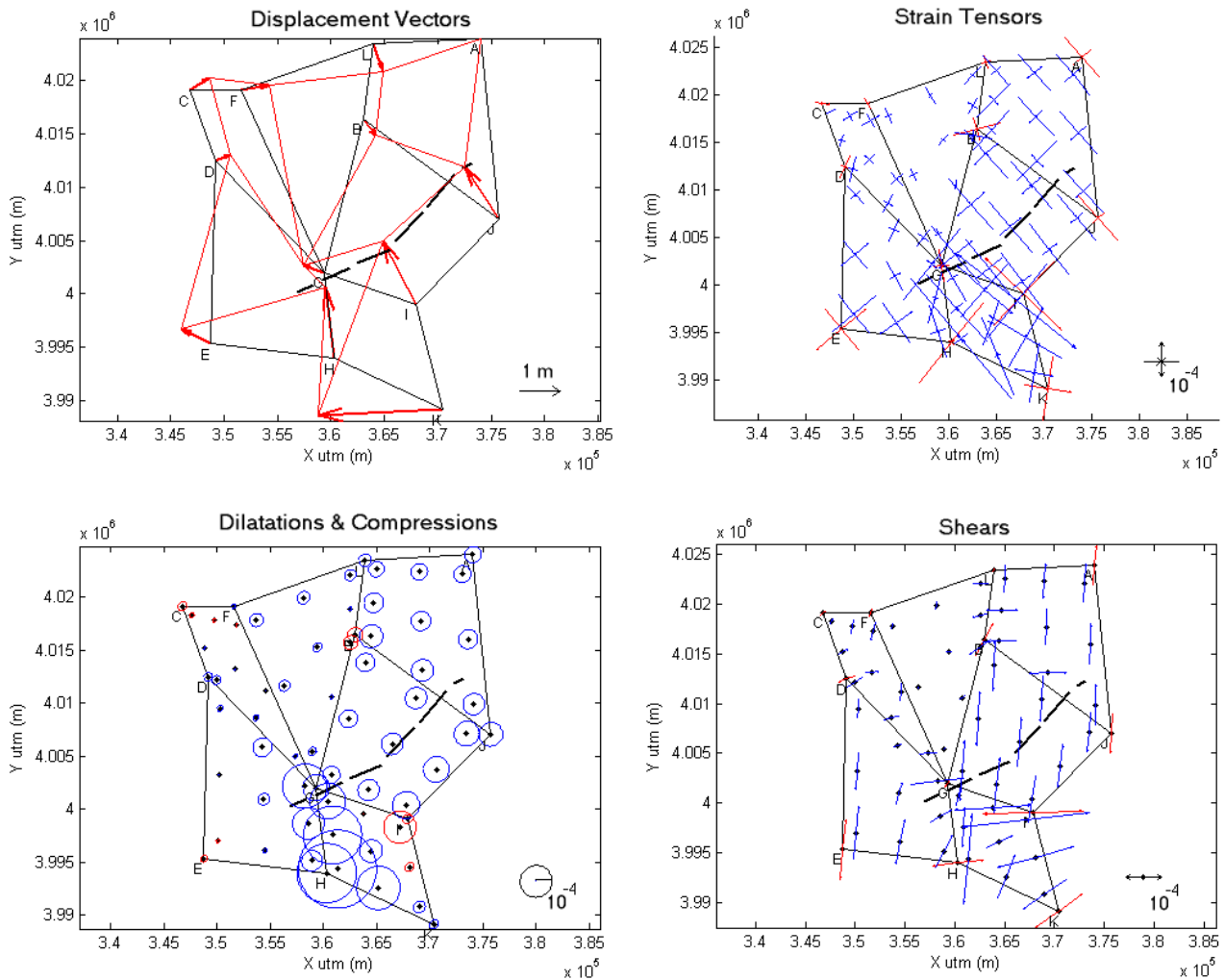


Fig. 4 Displacement vectors and deformation field by 2D FEM of the Cheliff seismic geodetic network.

Figure (5) illustrates the deformation results related to the post-seismic monitoring network. The average of displacements vectors are of about 30 cm. The maximum value is reached at the point 110 with 68 cm. The orientation of these vectors describes a rotation in NE-E direction. One can distinguish two regions of deformation. The first concerns the compression which is surrounding the fault of range of 10-100 ppm with maximum of 400 ppm at the point 107. However, the second one concerns the dilatation,

mainly is in the North part of about 10-60 ppm. Total shears of these regions are represented by vectors proportional to their values which are enough intense, particularly at the north side of the fault with NW-SE direction. Such results confirm the hypothesis proposed by (Ouyed et al. 1983) which consists of the existence of two sliding dextral faults in the NW-SE direction, explaining the shift between the central segment and SE segment of the fault.

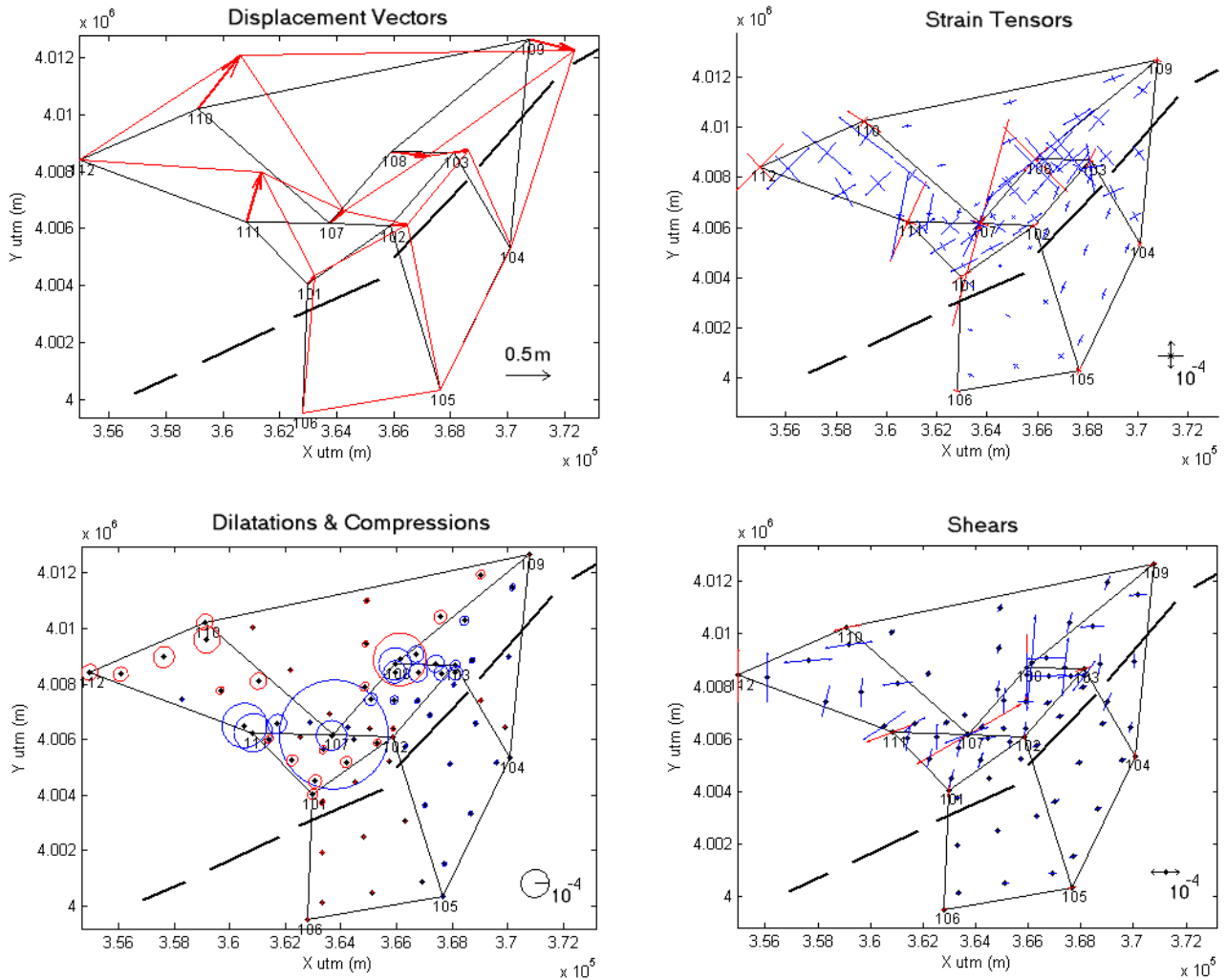


Fig. 5 Displacement vectors and deformation field by 2D FEM of the Cheliff post-seismic geodetic network.

Figure (6) shows the applied reaction forces on both networks. It should be noted that the determination of the reaction forces at nodes of the network depends mainly on the physical characteristics of the area. These parameters are simulated in our case. The seismic period is characterized by significant forces on both sides of the main fault in two opposite directions NW and SE. Important magnitudes are observed in the SE part of the area where the maximum force is at point I. The majority of force vectors are directed in opposite directions (NNW-SSE) indicating a significant compressive phenomenon. The post-seismic period is characterized by the same behaviour but with lower magnitudes.

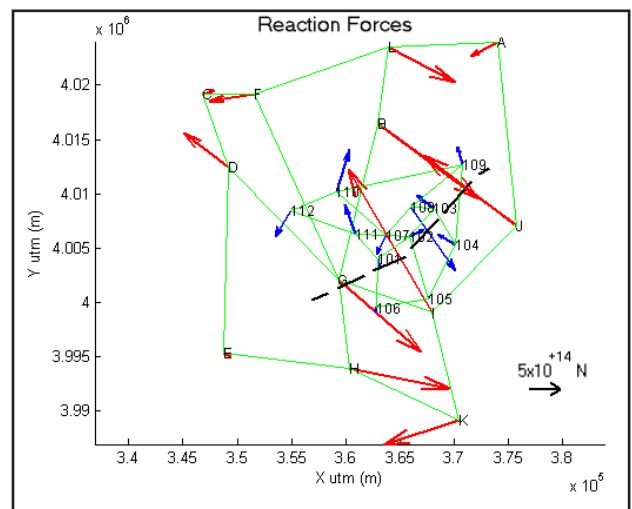


Fig. 6 Reaction forces vectors of both monitoring networks. Red and blue vectors correspond to seismic and post-seismic networks, respectively.

Figure (7) depicts the principal stress tensors according to both networks. In figure (7.a), the zones near the fault have undergone significant stresses with 40 MPa (at SW side

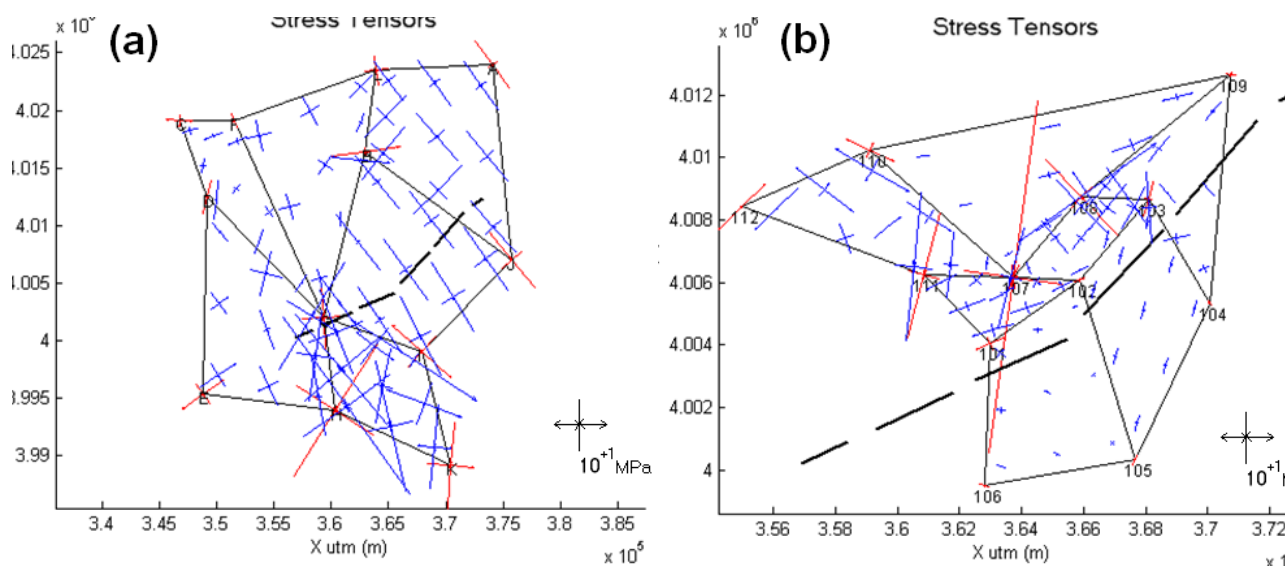


Fig. 7 Principal stress tensors of both networks by 2D FEM. (a) seismic geodetic network, (b) post-seismic geodetic network.

5. Conclusion

Through this paper, the finite element method (FEM) was successfully applied in the estimation and representation of deformations of Cheliff monitoring networks which allows easy reading of horizontal movements. Our results show, in one hand, the performance of the adopted FEM in the modeling and analysis of strain and stress tensors, and in other hand, they have highlighted geophysical phenomena as following:

- A compressive phenomenon, in the NNW-SSE direction, due to the rapprochement of the African and Eurasian tectonic plates that caused the thrust fault of the famous earthquake of 10 October 1980.
- A block rotation phenomenon, at the SE and NW parts of the fault, in a retrograde direction.
- A significant post-seismic deformation at level of the central segment of the fault which can be considered as a pre-seismic factor to not neglect.

For FEM developing in the deformation domain, the following points should be investigated:

- Performing statistical analysis of deformation errors by Monte Carlo method (Michel et al. 2003);
- Application of 3D FEM to evaluate deformations of 3D geodetic networks (GPS);
- Adoption of dislocation model with FEM deformation representation.

of fault). Figure (7.b) shows significant stresses of around of 20 MPa at North and NW parts of fault, indicating a presence of post-seismic activity, in the region. 4.

Références bibliographiques

- Abolghasem M, Grafarend EW (2003)* Finite element analysis of quasi-static earthquake displacement fields observed by GPS. *J. of Geod.*, Vol. 77, No. 9, 529-536.
- Dhatt G, Touzot G (1981)* Une présentation de la méthode des éléments finis. Presses de l'Université Laval Québec, Maloine S.A. Ed. Paris, 543p.
- Cisternas A, Dorel J, Gaulon R (1982)* Models of the complex source of the EL-ASNAM earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, N°6, pp. 2245-2266.
- Dingbo C, Caijun X, Jingnan L (1997)* Analyses of the crustal deformations in the Tibetan Plateau with three dimension elastic finite element method. Sciences Reports 1996 of the school of Geoscience and Surveying Engineering, WTUSM (China), Ed. 1997, pp 01-09.
- Güney D, Acar M, Özlüdemir MT, Celik RN (2010)* Investigation of post-earthquake displacements in viaducts using Geodetic and Finite Element Methods. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2579-2587.
- Gourine B, Mahi H, Khoudiri A, Laksari Y (2012)* The GRNN and the RBF neural networks for 2D displacement field modelling. Case study: GPS auscultation network of LNG reservoir (G14/Z industrial complex – Arzew, Algeria). *Proc. FIG Working Week 2012, Rome, Italy.*

- Gourine B, Ghezali B (2013)* Analyse préliminaire des déformations du réseau géodésique de Cheliff (Algérie), entre 1976 et 1981, par la méthode des éléments finis 2D. Revue "Nature & Technologie", A-Sciences fondamentales et Engineering, n°08/Janvier 2013, pp 50-58, Issn: 1112-9778.
- Mc Kenzie DP (1972)* Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30: 109-185.
- Merbah A, Gourine B, Ghezali B, Kahlouche S, Meghraoui M, Sevilla MJ (2005)* Evaluation et interprétation des déformations horizontales et de leurs erreurs sur un réseau de surveillance sismique. Proc. FIG Working Week 2005 and GSDI-8 Cairo, Egypt.
- Michel V, Person T (2003)* From geodetic monitoring to deformation tensors and their reliability, Proc. 11th FIG Symp. on Deformation Measurements, Santorini, Greece.
- Minster JB (1978)* Present day plate motion. Geophys. Res. Vol. 83, N° B11, pp. 5331-5354, 1978.
- Oudin H (2008)* Méthode des éléments finis, Notes de Cours v.1, Ecole Centrale de Nantes - France.
- Ouyed M, Yielding G, Hatzfeld D, King GCP (1983)* An aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.73, issue 3 (pp. 587-768).
- Pagarette J, Kasser M, Ruegg JC (1990)* Évaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique : utilisation de la méthode de Monté Carlo. Bull. Géod. 64, pp 63-72.
- Philip H, Meghraoui M (1983)* Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the EL-ASNAM earthquake of 10 October 1980. Tectonics, Vol. 2, N°1, pp. 17-49.
- Richardson RM (1978)* Finite element method of stress in the Nazca plate: driving forces and plate boundary earthquake. Tectono-physics, 50, pp 223-248.
- Prescott WH, Savage JC, Kinoshita WT (1979)* Strain accumulation rates in the western United States between 1970 and 1978. J. Geophys. Res., 84, 5423-5435.
- Ruegg JC, Kasser M., Tarantola A, Lepine JC, and Chouikrat B (1982)* Deformation associated with the EL-ASNAM earthquake of 10 October 1980: Geodetic determination of vertical and horizontal movements. Bull. of seismological society of America, vol. 72, n°6, pp 2227-2244.
- Welsch W (1983)* Finite element analysis of strain patterns from geodetic observations across a plate margin. Tectonophysics. 97, pp. 57-71.

Satellite images fusion using possibility theory

Abdenour Bouakache¹, Ahmed Tahraoui¹, Radja Khedam¹ and Aichouche Belhadj-Aissa¹

¹Image Processing and Radiation Laboratory, Electrical Engineering Faculty
University of Science and Technology Houari Boumediene (USTHB).
BP. 32, El Alia, Bab Ezzouar, 16111, Algiers, Algeria.

abde5nour@yahoo.fr, ahmed.tahraoui@yahoo.fr, radja.kheddam@gmail.com, houria.belhadjaissa@gmail.com,

Abstract : The aim of this work is the improvement of land use map and the detection of changes in a region of globe. To this end, the database used consists of multisource multitemporal satellite images using possibility fusion process. The crucial problem in the development of this process is the estimation of possibility functions. We have, for this purpose, applied transformations from probability distributions to possibility distributions. Thus, we propose two methods to implement the fusion process:

In the first method, we implemented a model of possibility fusion: we estimated the probability distribution of each spectral class samples of the training set. This estimate is based on the histogram analysis of each class. Then we estimated the possibility distribution from probability distributions using the transformations: Dubois and Prade, improved Dubois and prade, Klir and variables transformation (VT). Next, we determined the possibility of each pixel with linear interpolation method. For the combination operator, we opted for the conjunction operator (severe) and disjunction operator (indulgent). Finally, we applied the decision rule based on the maximum of possibility.

In the second method, we implemented the fusion process monoband and multiband, whose mono-band fusion does not require a combination step. The results obtained represent maps containing classes and relatively well discerned different each other. Therefore, we used the fusion process multiband by exploiting the complementarity of their spectra and we obtained maps with predefined classes in the training set on which the spectral bands emit the same decision and a class confusion on which the spectral bands differ. The plot of the spectral signature of the confusion class is a curve which has an intermediate form between the signatures of predefined classes.

Finally, in the third method, we implemented the multisources multisensor multitemporal process of fusion where we have combined two multispectral images from the two sensors HRV of SPOT satellite and ETM + of LANDSAT 7 satellite, acquired respectively in 1997 and 2003 (different dates). For invariant zones, the result is a map containing predefined classes of sensors which on emit the same opinion and a confusion class which on the sensors are different. However, for variants zones, the result is a change map containing predefined stable classes and a change class represented by the class of confusion.

Keywords : fusion, classification, possibility theory; conjunctive operator; disjunctive operator; probability-possibility transformation

1. INTRODUCTION

Today and in the field of remote sensing, the amount of available images is increasing as a result of technological development of means acquisition about physical phenomena and Earth's surface around us.

The data acquired are issued from several information sources (sensors) and they have not the same degree of reliability. In addition, they are often marred by uncertainty and imprecision. The uncertainty is induced by the acquisition devices and atmospheric disturbances, which leads to interpret the image as the result of a random phenomenon. On the other side, imprecision is an uncertainty associated with incomplete knowledge. For optimal use of these data, it is necessary to provide a very specific processing.

A fusion process that leads to a classification can take place through several mathematical theories. The probability theory associated with Bayesian theory is the oldest and most widely used. It can well represent the uncertainty around the information but it does not represent imprecision and often leads to confuse these two concepts.

Such constraints can be minimized by using new theories more realistic and who propose as an alternative to probability theory. Among these theories, we find the evidence theory developed by Dempster and Shafer [1], the fuzzy set theory developed by Zadeh [2], possibility theory introduced by Zadeh [3] and developed by Dubois and Prade [4], the theory of plausible and paradoxical reasoning developed by Dezert and Smarandache [5], etc.

The aim of our work is the implementation of possibility model for multisource satellite images fusion and its application for the improvement of thematic land map and detection of land change. The approach involves several steps:

First, we determine the histograms associated with the probability distributions of samples of the training set. Then, we perform a transformation probability/possibility, followed by a linear estimate of possibility values of all observations belonging to classes. Subsequently, we apply a combination methods of different sources, conjunctive or disjunctive. Finally, we apply the decision rule of maximum possibility in order to obtain a classified image.

The remainder of the paper is structured as follows: In the next section, we recall a mathematical basis of the possibility theory and their application to fusion process. The third section devoted to the presentation and implementation of possibility model for multisource data fusion.

The fourth section is dedicated to the presentation, evaluation and comparison of all results. We end this paper with a general conclusion and possible future perspectives for this work.

2. Possibility theory

Possibility theory is rooted in the fuzzy sets theory developed by L. Zadeh. This theory allows the explicit representation and processing of ambiguous, imprecise and uncertain data in the form of membership functions [3], [6].

A. Possibility distribution

In the possibility model, the distribution of possibilities Π_j^s provided by the source of information S_j filled the role of characteristic function of the gradual membership $\mu_j^s(\omega_i)$. For the measure of the similarity degree of the event ω_i to different thematic classes considered ω_i . However, the classical probabilistic model that applies the concept of all or nothing concerning the membership of the event ω_i to predefined classes C_i , i.e. ω_i event belongs fully to a class considered.

A possibility distribution is a function in [0,1] with the following normalization condition:

$$\sup_{x \in \Omega} \pi_j^s(x) = 1.$$

This condition corresponds to an assumption of the closed world, in which one member at least is completely and totally possible. In the finite case, a possibility distribution allows to build a possibility measure by the formula [6]:

$$\forall A \in \Omega, \Pi_j^s(A) = \sup \{ \pi(x), x \in A \}$$

By duality, a necessity measure defined from a possibility distribution by:

$$\forall A \in \Omega, N(A) = 1 - \sup \{ \pi(x), x \notin A, x \in \bar{A} \}$$

b. Transformation Probability-Possibility

The transformation from the probability function to the possibility function on a representation space $\Omega = \{ \omega_i, i = 1, \dots, n \}$ is carried out by a direct transfer models probability/possibility available in the literature. These models are given as follows:

1) Principle of consistency of Zadeh

Zadeh defined a degree of consistency between the probability distribution and the possibility distribution corresponding [3]. This principle states the fact that through a possibility distribution it is possible to perceive the corresponding probability distribution but not the reverse. In other words, a possibility distribution corresponds to a family of probability distributions:

$$C_Z = \sum_{i=1}^N \pi(\omega_i) * p(\omega_j)$$

2) Principle of consistency of Dubois and Prade:

In their work [4] Dubois and Prade have proposed two nonreciprocal formulas for the passage probability to possibility and possibility to probability. They are explained by the following equations:

a) Transformation $\pi_i \rightarrow p_i$

- Asymmetric transformation (optimal)

$$\pi(\omega_i) = \sum_{j=i}^n p(\omega_j) \quad i = 1, \dots, n$$

$$p(\omega_j) \leq p(\omega_i) \quad i = 1, \dots, n \quad j = 1, \dots, n \quad j > i$$

- Symmetrical transformation and coherent

$$\pi(\omega_i) = \sum_{j=1}^n \min(p(\omega_i), p(\omega_j))$$

$$\forall A \subseteq \Omega, \Pi(A) \geq P(A)$$

With $\forall \omega_i \in A, \pi(\omega_i) \geq p(\omega_i)$

b) Transformation $\pi_i \rightarrow p_i$

$$p(\omega_i) = \sum_{j=i}^n \frac{(\pi(\omega_j) - \pi(\omega_{j+1}))}{j}$$

3) Principle of consistency of Klir:

The Klir transformation allows preserving useful information originally contained in the probability distribution after the transformation probability to possibility [7]:

$$\pi(\omega_i) = \left(\frac{p(\omega_i)}{p(\omega_1)} \right)^\alpha$$

$$p(\omega_1) = \max(p(\omega_i), i = 1, \dots, n)$$

The parameter $\alpha \in [0, 1]$ is the unique solution of the equation with one unknown.

C. Combination of possibilities

Possibility theory offers a multitude of mathematical operators for the combination of information. Operators are used most often, the t-norms (triangular norms) as the conjunctive operators (and logic), the T-conorms (conormes triangulaire) as the disjunctive operators (or logic), the mean operator, the symmetric operators and the operators taking into account measures of conflict or reliability of sources. The choice of an operator can be done according to several criteria [9].

1) Triangular norms (t-norms)

t is a triangular norm if and only if it satisfies the following properties:

$$t(x, y) = t(y, x)$$

$$t(x, t(y, z)) = t(t(x, y), z)$$

$$t(x, 1) = t(1, x) = x$$

$$t(x, y) \geq t(z, t) \text{ si } x \geq z \text{ et } y \geq t$$

$$\forall (x, y) \in [0, 1]^2 \quad t(x, y) \leq \min(x, y)$$

In our work, we choose $t(x, y) = \min(x, y)$

2) *Triangular conorms (T-conorms)*

T is a triangular conorm if and only if it satisfies the following properties:

$$\begin{aligned} T(x, y) &= T(y, x) \\ T(x, t(y, z)) &= T(T(x, y), z) \\ T(x, 0) &= T(0, x) = x \\ T(x, y) &\geq T(z, t) \text{ si } x \geq z \text{ et } y \geq t \\ \forall (x, y) \in [0, 1]^2 \quad T(x, y) &\geq \max(x, y). \end{aligned}$$

In our work, we choose $T(x, y) = \max(x, y)$

D. *Decision*

The rule we have chosen is that of the maximum of possibility which is the rule, mainly used in possibility fusion [10].

$$x \in C_i \Leftrightarrow \mu_{C_i} = \max(\pi_{C_j}, j = 1, \dots, k)$$

3. **The proposed possibility model**

The methodological approach of possibility fusion model is given as follows:

a) The first step is the estimation of the probability distribution of each spectral class from the samples in the training base. This estimate is based on the histogram analysis of each class:

- From all observations on an image, we define training areas (samples) which are representative of each class. After defining the number of classes, for example K thematic classes, the training base extracted is given by $C = \{C_1, \dots, C_K\}$. The test base contains different data from those of learning data.

- The calculation of histograms of samples of each information source knowing each thematic class.
- Calculation of the probability distribution.

b) In the second step, having obtained the probability distributions associated with each thematic class in relation to each source of information, we perform a transformation to estimate the possibility distribution from probability distributions using the transformations mentioned in section II.B.

c) The third step is the determination of possibilities of all pixels of the image with the linear interpolation method: Once the membership degrees of the samples in relation to thematic classes determined, we apply the linear interpolation method for the estimation of other observations (gray levels) of information sources [11].

The Observation to Estimate (OE) can be determined according to four cases:

- OE is between the lower limit of the possibility distribution which has the lowest gray levels and the zero value: in this case, the estimate is a straight line between the lower limit of this distribution and the zero value which has a null possibility.

- OE is included within the possibility distribution of a class: in this case, the estimate is made by drawing a line connecting the two closest observations samples of OE in the image.

- OE is located between the lower and upper limits of two distributions of successive classes: in this case, we determine the intermediate data located mid-distance to low and high values of the two distributions in question. From this value which has a value of null possibility, we draw two lines to the limit values of these two distributions.

- OE is located between the upper limit of the distribution which has the highest gray levels and the maximum value that can be taken by the quantified data (255): in this case, the estimate is a straight line between the maximum value of this distribution and the value 255 which has a value of null possibility.

d) In the fourth step, we combined the sources by the combination operator. We opted for the operators of conjunction (severe operator) and disjunction (indulgent operator).

e) The last step is the application of decision rule based on the maximum of possibility.

4. **Application and presentation of results**

The fusion process is performed on three data sets: the first is mono-band images, the second represents the multispectral images and the third represents multi-sensor images.

A. *Description of study site*

The methodology proposed is evaluated on a pilot area containing different themes of land use. It is located about 10 km east of Algiers and its area is approximately 3000km². The area was previously agricultural. It is now occupied by an urban zone that becomes denser and is developed in several cities.

In our work, we have used two images covering the study site, issued from the HRV sensor (satellite SPOT, 1997) and the ETM+ sensor (satellite LANDSAT 7, 2001).

Before using the raw data available, we carried out a preprocessing of the two satellite images, which consists of a radiometric and a geometric corrections. The geometric correction carried out in the same referential where we brought the two images at the same resolution of 20m, using the method of cubic convolution.

The RGB composition of the two images is given by the Fig.2.

In our work, we have a supervised classification method. This methodology requires a training base and a test base.

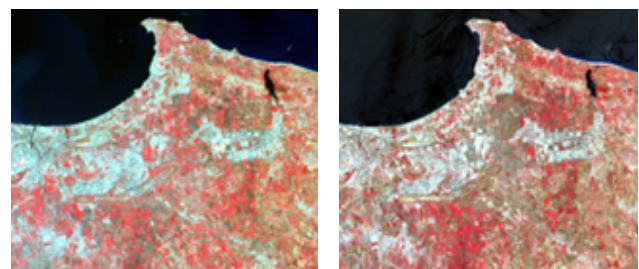


Fig. 2 RGB Composition of Algiers site a) HRV 1997 b) ETM+ 2001.

Tab 1. themes and number of samples

Classes	Themes	Number of training samples	Number of test samples
C 1	Water (W)	111	107
C 2	Urban (U)	202	186
C 3	Vegetation (V)	137	193
C 4	Bare Soil (S)	195	109

in our case, the training data base is built using a prior knowledge and the test base given the absence of a reality on the field study site, we have built with the same way which we built the training base, choosing complementary parcels in the image.

Quantitative evaluation of the results is performed using a confusion matrix that compares the result with a test base. Indeed, we identified four thematic classes: Water (W), Urban (U), Bare soil (B) and Vegetation (V). These classes are listed in Table.1 with the number of samples in each class.

B. Presentation and analysis of results

We interpret and analyze the results of three data sets: monoband images, multispectral images and multisensor images.

1) Possibility classification of monoband of HRV sensor.

The possibility fusion process developed is with estimation. It will be compared to the fusion process without estimation. Both processes are given as follows:

a) No estimate:

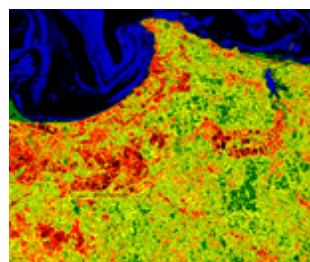
The resulting map of the application of the possibility process on three spectral bands of HRV sensor given in Fig.3, revealed a large number of dark areas formed by groups of pixels, occupying the classified image. These areas really represent the pixels that have not labeled. These pixels have put the decision step in failure. Indeed, we do not know the value of possibility membership of these pixels in relation to the thematic classes, and then it is not possible to make a decision about membership of pixels affected.

We proposed a solution which is the estimation by linear interpolation that will determine the membership values of pixels.

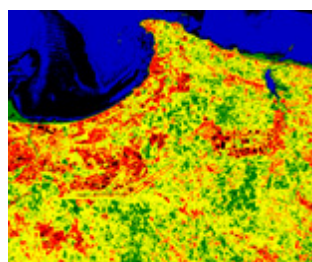
b) With estimate:

We applied the possibility fusion process to HRV multispectral image using the improved Dubois and Prade method of transformation probability-possibility: We obtained the classified images of the HRV monobands, given in Fig.4, by applying the possibility classification process. We see on these results that thematic classes are discerned. By analyzing locally, we note in the “Lake of Reghaia” Fig.5: on the band 1, some pixels are assigned by possibility decision to the water class and on the band 2 and band 3, they are assigned to classes (bare soil or vegetation).

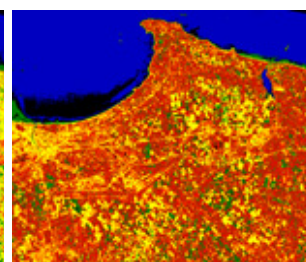
Moreover, we notice in Fig.6 on the band 1 and the band 2 that tracks and the structure of the “Houari Boumediene airport” of Algiers are well discriminated, which is not evident on band 3.



a)

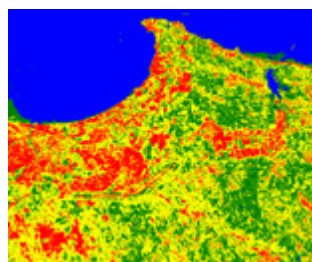


b)

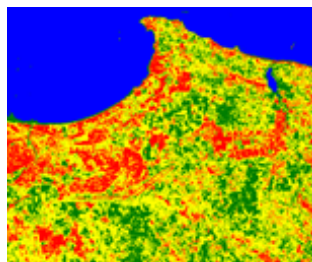


c)

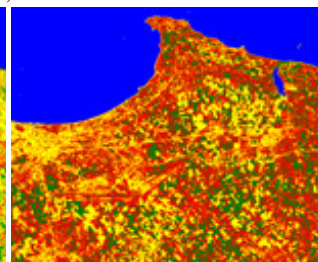
Fig. 3 Images classified of HRV monobands using possibility process without estimation a)B1, b)B2, c)B3.



a)

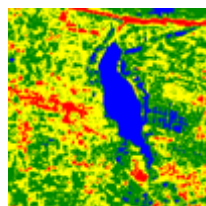


b)

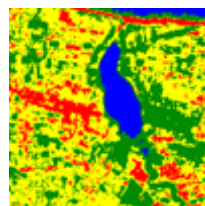


c)

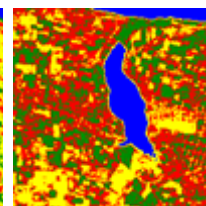
Fig. 4 Images classified of HRV monobands using possibility process with estimation a)B1, b)B2, c)B3.



a)



b)



c)

Fig. 5 Zoom on the lake of “Reghaia” zone of the images classified of HRV monobands using possibility process with estimation a)B1, b)B2, c)B3.

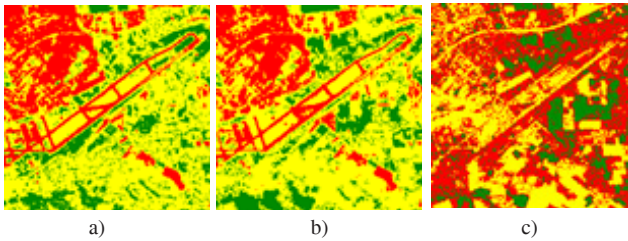


Fig. 6 Zoom on the tracks of the airport zone of the images classified of HRV monobands using possibility process with estimation a)B1, b)B2, c)B3.

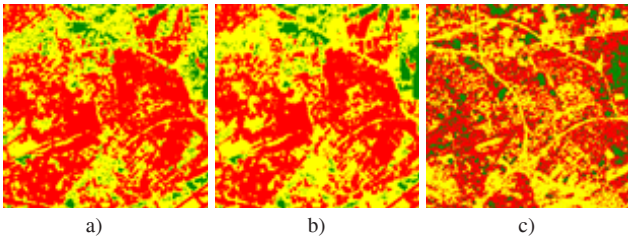


Fig. 7 Zoom on the roads zone of the images classified of HRV monobands using possibility process with estimation a)B1, b)B2, c)B3.

In other hands, in Fig.7, the roads are better distinguished in the band 3 relative to bands 1 and 2 . This represents confusion between these spectral bands. Therefore, we proceed to step possibility fusion of the three spectral bands to exploit their complementarities.

2) Possibility classification of multibands sensor

We interpret and analyze the results of multiband possibility fusion of the two sensors. This step was applied after a step of estimating the values of possibility membership of pixels to thematic classes considered (Water, Urban, vegetation, soil) for each spectral band.

a) HRV multispectral sensor:

The image classified of HRV multibands using conjunctive operator is given by Fig.8.a, which constitutes from predefined classes on which the spectral bands emit the same opinion and a class of confusion on which the spectral bands do not emit the same opinion. The image classified of HRV multibands using disjunctive operator is given by Fig.8.b, which constitutes from only predefined classes and the confusion is represented by one of these classes because the disjunctive operator is tolerant.

By comparing the possibility result using conjunctive operator and that of the Maximum of Likelihood (MLL) (Fig.9), we notice that in the MLL result, there is no class of confusion and does not reflect the reality performed by the possibility result of conjunctive operator because it is a correlation between the different thematic classes.

For a visual interpretation of this result, we choose a representative example of a confusion area of the mouth of “Oued ElHarrach” given in Fig.10.b. We find that the result of MLL affects parcels of water (river) to bare soil, while the possibility result of the conjunctive operator (Fig.10.c) affects these parcels to a class of confusion. This result is approved by tracing the spectral signatures of this region from the plot of HRV multispectral image (Fig.10.a).

In quantitative analysis, we see on the mean signature of

the class that the signature of the confusion class (black) is intermediate between two mean spectral signatures which are: vegetation and bare soil (see Fig.11). Therefore, the confusion class is considered a correlation between all classes. Moreover, the overall accuracy and the Khat parameters of the image classified result by conjunctive operator are better than the result given by MLL. These validation parameters are calculated from confusion matrices given in Tables II and III.

b) ETM+ multispectral sensor:

As the result of the HRV sensor, multisource multispectral image ETM + obtained by conjunctive fusion (Fig.12.a) constitutes from predefined classes and a class of confusion. The multisource multispectral image obtained by disjunctive fusion (Fig.12.b) constitutes from only predefined classes and the confusion class is represented by one of these classes because the disjunctive operator is indulgent. By comparing the result of conjunctive possibility fusion and that of MLL (Fig.9.b), we note that the result of MLL, there

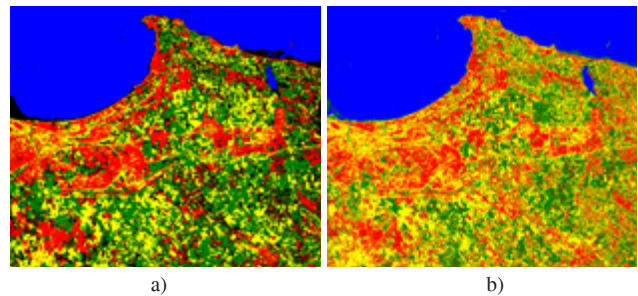


Fig. 8 Image classified of HRV multibands using possibility model a)conjunctive operator, b)disjunctive operator.

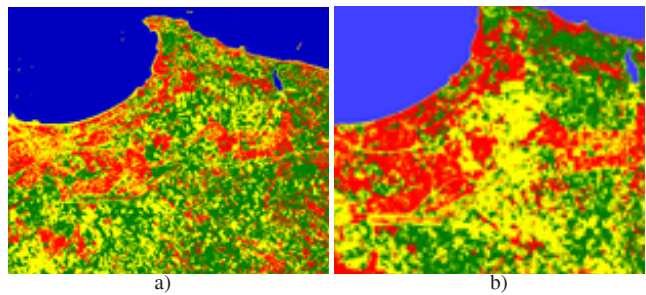


Fig. 9 Image classified using Maximum Likelihood (MLL) a) HRV multibands, b)ETM+ multibands.

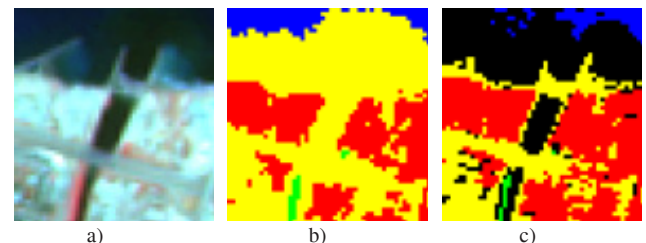


Fig. 10 Zoom on the mouth of “Oued ElHarrach” a) composed RGB of raw HRV multibands, b) Bayesian operator (MLL), c) Conjunctive operator.

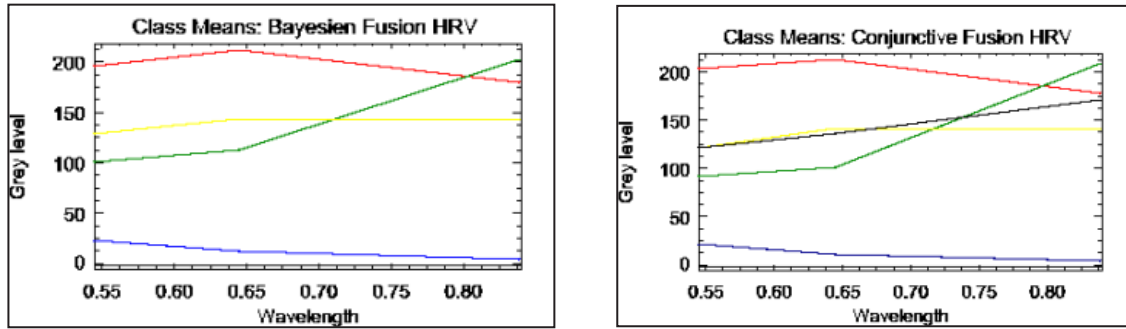


Fig. 11 Mean of spectral signatures of the confusion class (black) and predefined classes of HRV classified image. a) Bayesian fusion, b) Conjunctive fusion

Tab 2. confusion matrix of the bayesian result: overall accuracy=95,79%, khat=94,23%.

HRV Sensor		Test Base			
		W	U	V	B
Classified Image by Maximum Likelihood	W	107	0	0	0
	U	0	186	0	16
	V	0	0	187	3
	B	0	0	6	90

Tab 3. confusion matrix of the bayesian result: overall accuracy=95,79%, khat=94,23%.

HRV Sensor		Test Base			
		W	U	V	B
Classified Image by Conjunctive Fusion	W	107	0	0	0
	U	0	174	1	2
	V	0	0	185	2
	B	0	1	4	105

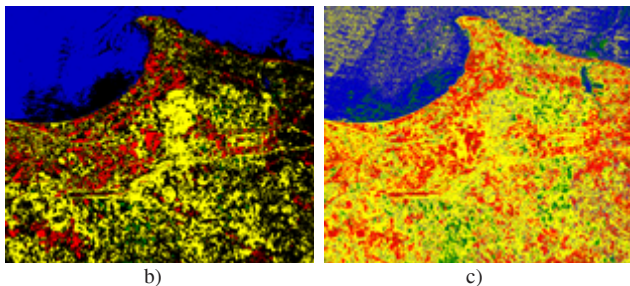


Fig. 12 Image classified of ETM+ multibands using possibility model a)conjunctive operator, b)disjunctive operator.

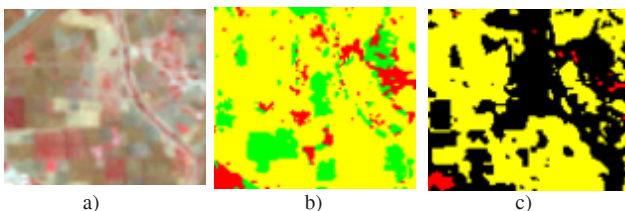


Fig. 13 Zoom on the “Oued ElHamiz” (a) composed RGB of raw ETM+ multibands, b) Bayesian operator (MLL), c) Conjunctive operator.

is no class of confusion and does not reflect reality interpreted by the result of conjunctive possibility fusion because it is a correlation between the different thematic classes.

For a qualitative analysis of the result, we choose a representative example of the river of El-Hamiz “Oued El-

Hamiz “shown in Fig.13. We notice in the result of MLL (Fig.13.b) that parcels of “Oued El-Hamiz” are assigned to the vegetation class or bare soil class. However, these parcels are classified in a confusion class by the result of possibility using the conjunctive operator (see Fig.13.c). Concerning the quantitative analysis, it is performed in the same manner as that of evaluating the results of the multispectral classification of HRV sensor. In fact, the mean spectral signature of the confusion class (black) is intermediate between two mean spectral signatures which are: vegetation and bare soil (see Fig.14).

3) Possibility fusion of multitemporal satellite images

After applying the possibility classification process to the two sensors HRV and ETM+ separately and obtained possibility maps of land use by conjunctive and disjunctive operators, we will combine these two sensors for the detection of changes areas between the two dates. We obtained two results by both conjunctive and disjunctive combinations, given respectively by the Fig.15.a and Fig.15.b.

We note that on the conjunctive map that pixels (invariant sites) confused between the two sensors are assigned to a class of confusion on which these sensors do not emit the same opinion and other pixels assigned to predefined classes, on which the sensors emit a joint opinion.

We also note that the pixels representing the variant sites are assigned to a change class and the stable pixels are assigned to predefined classes.

Note that the disjunctive map is obtained by combination of conjunctive possibilities combined of each sensor.

For a qualitative analysis of the result, we choose a representative example of the area between “El-Hamiz” and “Dar El-Beida” shown in Fig.16. We notice in the result of classified image using conjunctive fusion (Fig.13.a) that parcels of this zone are assigned to the confusion class. This result is approved by composed RGB of HRV and ETM+ (raw images) which they dont emit the same opinion. Moreover, the overall accuracy and Khat parameters of the multisensor classified image result using conjunctive operator are good. This result is listed in Table IV.

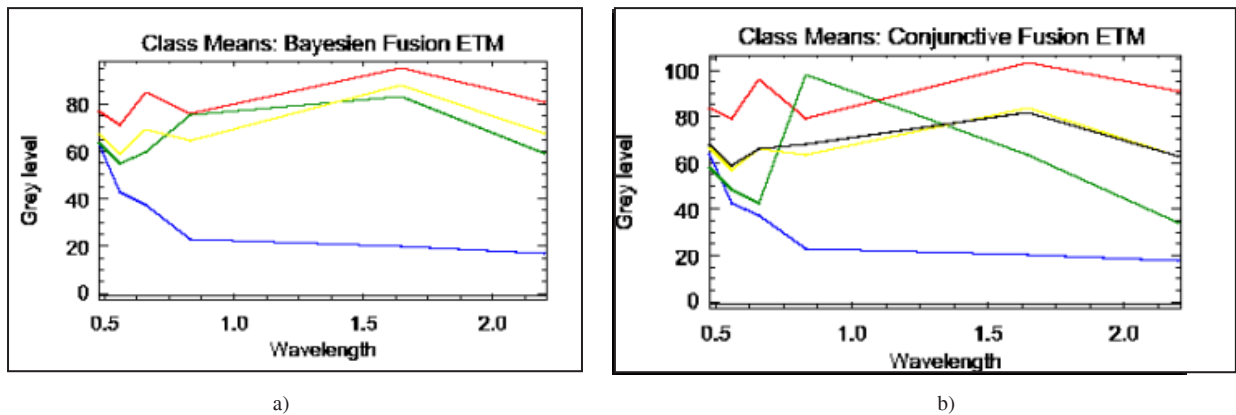


Fig. 14 Mean of spectral signatures of the confusion class (black) and the predefined classes of ETM+ classified image a) Bayesian fusion, b)Conjunctive fusion.

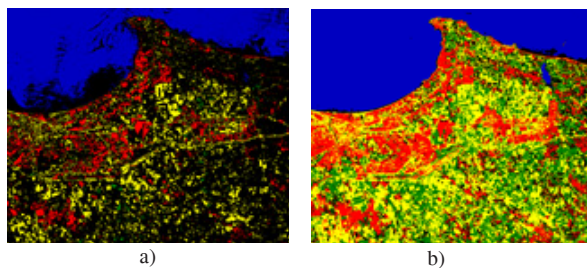


Fig. 15 Image classified of multisources multisensors possibility fusion (HRV and ETM+) a)conjunctive operator, b)disjunctive operator.

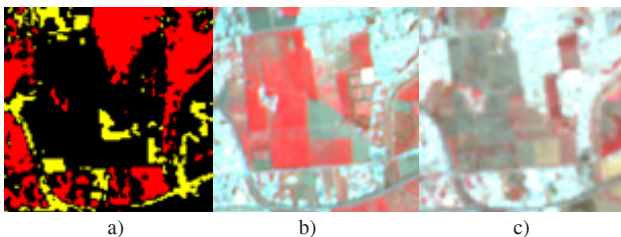


Fig. 16 Zoom on the Area between El-Hamiz and Dar El-Beida a) classified Multisensor Multitemporal image using Conjunctive Fusion b) composed RGB of raw HRV multibands, c) composed RGB of raw ETM+ multibands,

Tab 04. confusion matrix of the possibility multisource result: overall accuracy=100%, khat=100%.

HRV Sensor		Test Base			
		W	U	V	BS
Classified Image by Maximum Likelihood	W	98	0	0	0
	U	0	164	0	0
	V	0	0	127	0
	BS	0	0	0	106

4. Conclusion

In this paper, we applied the possibility fusion process, for the detection of changes between the two dates 1997, 2001. Through this process applied to the two optical multitemporal satellite images, considered in our approach. We generated maps of land use which take into account the

confusion between the different sources.

First, we applied it to spectral bands taken individually, which provided maps containing classes well discerned, but these bands provide different results. Therefore, we used a combination of these bands to exploit their spectra complementary and we obtained maps with predefined classes on which spectral bands emit the same decision and a class of confusion on which the bands has not the same opinion. We demonstrated that this class has a spectral signature intermediate between the signatures of other predefined classes.

Subsequently, we combined the two multispectral images from two separate sensors, acquired on different dates, by developing a multisensor multitemporal classification-fusion process.

The result for invariant sites is a map containing predefined classes of sensors which emit the same opinion and a class of confusion on which the sensors are not in agreement. However, for variants sites, the result is a change map that contains predefined classes and a class of stable change.

We applied this theory, efficiently and in minimum time (in terms of computing resources, computing time, etc.) for the improvement of the land use map for the monosource and multi-source classification and the establishment of the change map for multitemporal classification.

These results are conclusive and closer to the ground truth. We can say that the changes detected by the theory are consistent with changes in the study area between 1997 and 2001. The results are satisfactory because they reflect the reality of the imaged scene, but the result will be better if we include other information. For this reason we propose as perspectives for our work to integrate, within the fusion-classification process different types of satellite data such as, the heterogeneous contextual information or a SAR image.

bibliographical References

- G. Shafer*, "A mathematical theory of evidence", princeton university press, princeton (nj), 312 p, 1979.
- L. A. Zadeh*, "fuzzy algorithm", inform. contr., vol. 12, 1968, pp. 94-102.
- L. A. Zadeh*, "fuzzy sets as a basis for a theory of possibility", fuzzy sets and systems1, pp. 3-28, 1978.
- D. Dubois, H. Prade*, "on possibility/probability transformations", fuzzy logic, pp. 103-112. 1994.
- F. Smarandache and J. Dezert*, "Advances and Application of DSmT for Information Fusion". New York: American Research Press, vol. 1, 418 p., 2004.
- D. Dubois and H. Prade*, "Possibility theory, an approach to the computerized processing of uncertainty", Plenum Press, New York, 1988.
- G. J. Klir*, "information-preserving probability-possibility transformations", recent developments, fuzzy logic, pp. 417-428, 1993.
- M. Sayed, M. Mouchaweh, S. Bouguelid, P. Billaudel, B. Riera*, "variable probability-possibility transformation", 25th European annual conference on human decision-making and manual control (eam'06), valenciennes, France, pp. 27-29, 2006.
- I. Bloch*, "Information Combination Operators for Data Fusion: A comparative review with classification". IEEE, Trans. Sys. Man Cybern.A. Vol. 26, pp. 52-67, 1996.
- I. Bloch*, "Fusion d'informations en traitement du signal et des images", Edition Hermès Science, paris, France, 319 p, 2003.
- L. Baodin*, "Uncertainty Theory". Fourth Edition, 269 p, 2011.
-

An improved of Satellite Altimetry Data Processing along the Algerian Coast

RAMI Ali¹ et BENKOUIDER Touati²

¹Maitre de recherche, Centre des Techniques Spatiales, Arzew 31200, Oran Algérie.

²Ingénieur de développement, Centre des Techniques Spatiales, Arzew 31200, Oran Algérie,
rami_alidz@yahoo.fr, bk_touati@yahoo.fr.

Abstract: In coastal systems, shorter spatial and temporal scales make ocean dynamics particularly complex, so the coastal domain represents a challenging target for processing of satellite altimetry data.

The main objectives of this paper are to improve the altimetric measurement in coastal areas by analyzing the main problems related to atmospheric corrections that must be applied to this measurement to obtain a precise surface height.

The processing of Saral/AltiKa Geophysical Data Records with in-house developed algorithms, including: re-tracking which is important for the last 7 km next to the coast; a more accurate wet troposphere correction (decontaminated correction) and better modelling of atmospheric effects permit us to determination the sea surface height over the Algerian coast.

Key Words: Coastal Altimetry; Saral/AltiKa; Sea Surface Height; Ionosphere; Wet Troposphere; Dry Troposphere.

1. Introduction

Satellite altimetry, one of the most successful applications of remote sensing at the service of earth science and climate studies, is based on a simple radar principle. The fundamentals of satellite altimetry are comprehensively described in Chelton, Ries, Haines, Fu, and Callahan (2001).

The acquisition depends on the functioning of the on-board tracker, which adjusts the altimeter observation window in time in order to keep the reflected signal coming from the Earth within the window (Passaro et al., 2014).

Several studies have been made for the mean sea level determination along the Algerian Mediterranean coasts based on spatial altimetry which allows us to have the sea level to the geodetic reference system 1980 (GRS80) ellipsoid (Kahlouche et al., 2003), (Rami and Kahlouche, 2005) and (Rami et al., 2011). The calculation of the parameters affecting the altimetry measurements with a best precision have been applied to improve the determination of the sea surface height on the coastal area (Desportes et al., 2007), (Obligis et al., 2011) and (Wöppelmann and Marcos, 2012).

Saral/AltiKa is a joint cooperative mission of ISRO and CNES, focussing on environmental monitoring. One of its primary objectives is to monitor mesoscale variability

with an innovative radar altimeter (Verron et al., 2015). Indeed, the so-called AltiKa altimeter is the first to use the Ka-band and it has a very high along-track resolution and small footprint (5.7 km as opposed to 9.6 km for Jason-2 altimeter) (Vincent et al., 2006).

The exploitation of altimetric measurement over ocean relies on the capability to correct the altimeter range from all external perturbations. Two of them are related to the troposphere characteristics and should be estimated to properly correct the altimeter range: the wet and the dry corrections.

Near the coast, altimetric observations are affected by a number of factors including footprint land contaminations (altimeter and radiometer), inaccurate tidal corrections and incorrect removal of atmospheric (wind and pressure) effects at the sea surface.

So, in coastal areas, specific studies are needed to assess the quality of the standard products and to propose specific processing if necessary.

As a first initiative aiming at improving coastal altimetry over the Mediterranean Sea, Manzella et al. (1997) proposed a customised wet tropospheric correction more suited to the coastal zone. The first one consisted of retracking the altimetric waveforms, this strategy proposed reprocessing the single waveforms using a nonstandard waveform model in an attempt to recover the ocean surface parameters, it is usually defined as a “preprocessing” approach, the second strategy lies in a “post-processing” approach, discarding over-conservative flags, using local models for tides and atmospheric effects, filling gaps and filtering out noise in some of the corrections, this strategy was adopted by the ALBICOCCA initiative (ALtimeter-Based Investigations in Corsica, Capraia and Contiguous Area) (Vignudelli et al., 2005), which made a major contribution to the coastal altimetry data post-processing.

In this study, we will briefly present some techniques for improving the processing of ALES (Adaptive Leading Edge Subwave form retracker) Saral/Altika satellite altimetric data and will provide diagnostic evaluations of the different methods used.

For coastal altimetry, the wet tropospheric correction consists to corrected the measured brightness temperatures in order to remove the contamination coming from the surrounding land, the dry tropospheric correction is proportional to the sea level pressure and is not the largest correction to be applied to the altimeter range.

The analysis of the main issues related with the atmospheric

corrections that need to be applied to the altimeter range. Thus, the main purpose of this work is to present and validate improved coastal altimetric data, which can be used to determinate a precise sea surface height along the Mediterranean Algerian coast.

2. Materiel and methodes

The sea surface height above a reference ellipsoid is obtained as (Bronner et al., 2013):

$$SSH=Altitude-Range\ corr-Tides \tag{1}$$

$$Range\ corr=Range+corr+SSB \tag{2}$$

$$corr=DTC+WTC+IC+DAC \tag{3}$$

Where Altitude is the computed satellite height above a reference ellipsoid provided by a precise orbit solution, referred to an International Terrestrial Reference Frame (ITRF), Range is the observed altimeter range corrected for all instrument effects and Range corr is the altimeter range corrected for all atmospheric effects. The term corr includes range corrections required to account for the interaction of the radar signal with the atmosphere mainly those concerning the effects of the dry troposphere (DTC), wet troposphere (WTC), the ionosphere (IC) and dynamic atmospheric correction (DAC). SSB is the sea state bias correction that is responsible due to the local sea states. Tides Are geophysical phenomena, which must be accounted in order to separate them from the signals of interest.

In this section we discuss the most important parameters affecting Saral/AltiKa measurements in coastal area which is the atmospheric effect (ionosphere, wet troposphere and dry troposphere) and give the different models to correct them.

The quality of Saral/AltiKa radiometer antenna patterns is characterized by very good directivity (0.84° angular with at -3dB for channel 23.8 GHz and 0.58° for 37 GHz) for both channels, and low-level amplitude of the secondary side lobes. Combined with an altitude of almost 800 km, the AltiKa radiometer is considered to be the instrument with the best resolution for altimetry missions (12km for the 23.8 GHz channel and 8km for the 37 GHz channel) (Valladeau et al., 2015).

2.1 Ionospheric Correction

Correction for the path delay in the radar return signal due to the atmosphere's electron content (TEC) (Rummel and Sansò, 1993):

$$IC = -40.3 \frac{TEC}{f_{Ka}^2} \tag{4}$$

f_{Ka} is the frequency of AltiKa altimeter (Hz); The map of TEC used in this study is interpolated at different altitudes based on measurements of the smoothed code of

100 International Geodetic System (IGS) stations and 28 GPS permanent stations in Algeria; this map has provided by space geodesy division (Centre of space technique).

2.2. Dry Tropospheric Correction

Correction for the path delay in the radar return signal due to the dry gases in atmosphere (Bronner et al., 2013).

$$DTC = -2.277 P_{atm}[1 + 0.0026 \cos(2\varphi)] \tag{5}$$

Where P_{-atm} is sea level atmospheric pressure (in mb) and φ is latitude.

Sea Level Pressure is computed by linear interpolation over time between two consecutive ECMWF re-analysis model data files six hour intervals, and by bilinear interpolation in the space from the four nearby model grids.

2.3 Wet Tropospheric Correction

One major source of error affecting the SSH determination is the wet troposphere correction derived from microwave radiometers on-board altimetric satellites. Indeed, this correction is potentially contaminated in thge coastal area.

The amount of water vapour present along the path length contributes to the index of refraction of the Earth's atmosphere. Over open ocean surfaces, its contribution to the delay of the radio pulse, the wet tropospheric delay, can be estimated by measuring the atmospheric brightness near the water vapour line (Mercier et al., 2010).

In order to restore the wet tropospheric correction, a brightness temperature measured at a frequency sensitive to the content integrated in water vapour is necessary, but not only, since it would not be possible, with a single channel, to separate the contributions from the surface and the atmosphere.

A log-linear relationship between brightness temperatures at 23.8 GHz ($BT_{23.8}$), brightness temperatures at 36.5 GHz ($BT_{36.5}$), back scattering coefficient of Ku (σ_0) band and wet tropospheric correction was developed using one year of Envisat dataset as shown in eq. (6) (Desportes, 2008).

$$WTC = a_0 + a_1 * \log(280 - BT_{23.8}) + a_2 * \log(280 - BT_{36.5}) + a_3 * \frac{1}{\sigma_0} \tag{6}$$

On coastal approach, the measured brightness temperature (BT) results from a mix between oceanic and land emissions (figure 1). Since the retrieval algorithms are tuned only for ocean surface, this leads to a contamination of the wet troposphere correction (WTC) distances from the coast of the order of the radiometer spatial resolution (Valladeau et al., 2015).

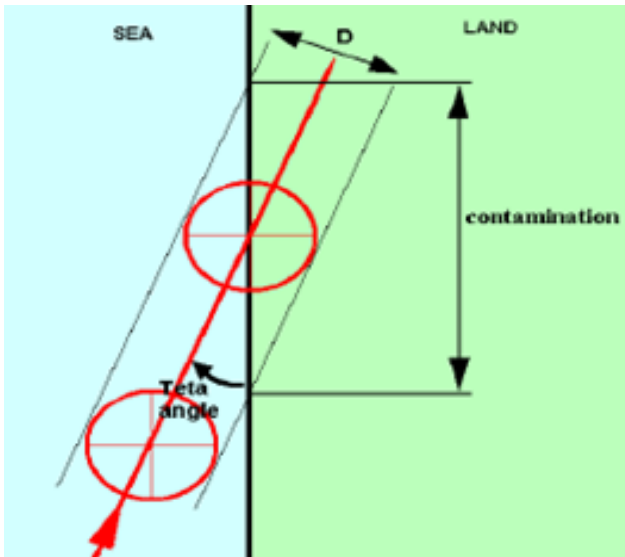


Fig.1. The contamination of the measurement by the land at the approach of a coast (Obligis et al., 2011).

There are two alternative solutions to the wet tropospheric correction for coastal areas, the decontaminated correction and the composite correction (Mercier et al., 2010). In this study we have used the first correction.

The decontaminated wet tropospheric correction (Obligis et al., 2011) aims at removing the contamination of land within the brightness temperatures (BT) measured by the radiometer, taking into account the antenna 400pattern of each channel:

$$BT_{corr(f)} = BT_f - Cor(p, f) \tag{7}$$

$$Cor(p, f) = (BT_{land} - BT_{sea})p(f) \tag{8}$$

Where:

$p(f)$ is land proportion in the pixel for 36.5 and 23.8 frequency.

BT_{land} and BT_{sea} are estimated along the satellite track. For a complete sea-land transition, BT_{sea} is the last uncontaminated BT ($p(f) = 0$) and BT_{land} is the first uncontaminated BT ($p(f)=1$).

DATA USED

For this application, we have used ten (10) cycles of ALES (Adaptive Leading-Edge Subwave form retracker) Saral/AltiKa dataset containing 40Hz values which represent cycle (12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 and 21) over the Western Mediterranean Sea.

The ALES data were obtained from JPL Physical Oceanography DAAC and developed by the UK National Oceanography Centre, Southampton UK. The fundamentals of ALES retracker are described and detailed in Passaro et al. (Passaro et al., 2014).

Our interest area is defined by the following coordinates:

35°N-45°N, 3°W-11°E. To select the right track, we used a pass locator using Google Earth available through Aviso. Figure 2 represents the selected Saral/AltiKa tracks over the Western Mediterranean Sea.

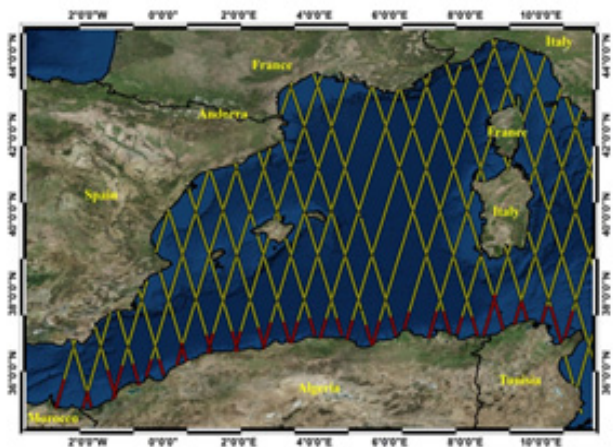


Fig.2 The used Saral/AltiKa data over the Algerian coast, points in red are less than 50 km from the coast.

3. Result and Analysis

The distance between the nadir of each altimeter data point to the closest shoreline point is computed using coastline position information from the GMT (Generic Mapping Tools) software Full-Resolution coastline database (Bronner et al., 2013). The calculated distance between the used altimeter data to the closet shoreline is represented in figure 2.

As an example; table 1 exhibits, for pass #773 cycle 20 of Saral/AltiKa satellite data, the mean of calculated ionospheric correction, dry and wet topospheric corrections based on the models described in the methodology part, less than 50 km from the coast.

Tab 01 . Mean of Ionospheric, dry and wet tropospheric correction, Passage 773 cycle20.

Parameters	IC	DTC	WTC
Mean (cm)	0.6	216.5	8.8

To validate our results, we compare the WTC obtained (decontaminated) and the WTC retrieved from radiometer brightness temperatures (contaminated) to the WTC correction resulting from ECMWF model.

The ECMWF model provides global fields every 6 hours, at a resolution of 0.5 °. The WTC of this model is available in altimetric products, interpolated to the point of the altimetric measurement. This method consists in replacing, in the coastal area, the simulated WTC by the WTC of the model (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts>).

Tab 2. Mean of WTC less than 50 km from the coast depending on the used method, Passage 773 cycle20.

Method	Mean (cm)	Standard deviation (cm)
Standard model (Radiometer WTC)	13.5	4.8
ECMWF WTC	10.2	1.9
Decontaminated WTC	8.8	1.7

The wet tropospheric correction retrieved from radiometer brightness temperatures is given from S-GDR Saral/AltiKa data set.

The application of all correction affecting the altimetric measurement, we can determinate the sea surface along the Algerian coast (Rami and Benkouider, 2018).

All of the geophysical corrections to the altimeter range were applied to the SSH including, Inverse barometer using Computed from ECMWF atmospheric pressures (Pascual et al., 2008); Dynamic atmospheric correction which is the combination of the high frequencies fluctuation implemented using a MOG2D model (Carrère and Lyard, 2003) forced by pressure and wind (from ECMWF analysis), with the low frequencies of the Inverse Barometer correction based on atmospheric pressure over the oceans (Foucher, 2013); Sea State Bias correction based on Gaspar and Florens method (Gaspar et al., 1994) which is function of recent wind speed models developed for the AltiKa altimeter (Lillibridge et al., 2014) and (Abdalla, 2014); Ocean Tide correction computed with diurnal and semidiurnal ocean and load tide values predicted by the GOT4.8 (Global Ocean Tide) (Ray, 2013) and FES2012 (Finite Element Solution) (Carrere et al., 2015) models, respectively (Andersen and Scharroo, 2011); Solid tide computed as described by Cartwright and Edden (Cartwright and Edden, 1973), pole tide easily computed as described in (Wahr, 1985),

The mean sea surface height is a geometrical description of the mean sea surface height; the obtained surface is represented in figure 3.

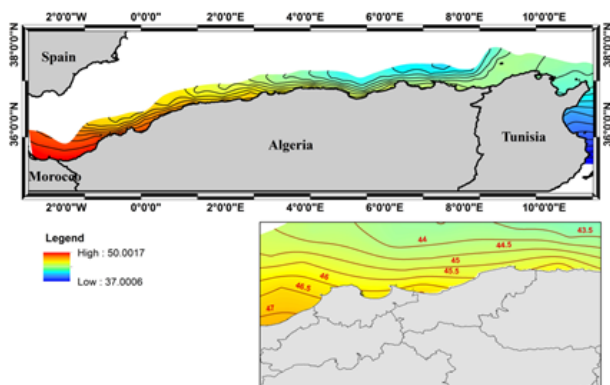


Fig. 3 Mean sea surface (in meter) over the Algerian coast.

We note that the mean sea surface over the coast varies between 41.4 m in the East and 49.8 m in the West, with an average of 44.9 m.

4. Conclusion

Satellite altimetry offers an important measurement source over the coastal studies. We have shown that basing of specific processing on coastal area; it is possible to improve the quantity and quality of data in those regions

The major issues associated with the atmospheric and geophysics corrections were analyzed in detail that need to be applied to satellite altimeter range measurements, often requiring range improvement, to get centimeter precision of sea surface height.

In the case of the wet tropospheric correction which is the most important effect on coastal area, different studies have been conducted recently and the first results are encouraging. The use of external information to describe more accurately the atmospheric humidity in the coastal band should allow a significant improvement in the quality of the altimeter products. In this study, the correction of brightness temperatures using the land proportion has been used and gives us good results.

Bibliographical références

- Abdalla, S., 2014.* Calibration of SARAL/AltiKa wind speed. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 11, 1121–1123.
- Andersen, O.B., Scharroo, R., 2011.* Range and geophysical corrections in coastal regions: and implications for mean sea surface determination, in: *Coastal Altimetry*. Springer, pp. 103–145.
- Bronner, E., Guillot, A., Picot, N., Noubel, J., 2013.* SARAL/AltiKa products handbook. No CNES SALP-MU-M-OP-15984-CN.
- Carrère, L., Lyard, F., 2003.* Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30.
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., 2015.* FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region.
- Cartwright, D., Edden, A.C., 1973.* Corrected tables of tidal harmonics. *Geophys. J. Int.* 33, 253–264.
- Chelton, D.B., Ries, J.C., Haines, B.J., Fu, L.-L., Callahan, P.S., 2001.* Satellite altimetry, in: *International Geophysics*. Elsevier, pp. 1–ii.
- Desportes, C., 2008.* Quelle correction troposphérique humide pour l'altimétrie côtière et continentale?
- Desportes, C., Obligis, E., Eymard, L., 2007.* On the wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 45, 2139–2149.
- Foucher, Q., 2013.* Estimation de l'évolution du niveau moyen de la mer à partir des mesures marégraphiques. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.

- Gaspar, P., Ogor, F., Le Traon, P., Zanife, O., 1994. Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. *J. Geophys. Res. Oceans* 99, 24981–24994.
- Kahlouche, S., Rami, A., Daho, S.B., 2003. Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria, in: *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography*. Springer, pp. 73–81.
- Lillibridge, J., Scharroo, R., Abdalla, S., Vandemark, D., 2014. One-and two-dimensional wind speed models for Ka-band altimetry. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 31, 630–638.
- Manzella, G., Borzelli, G., Cipollini, P., Guymer, T., Snaith, H., Vignudelli, S., 1997. Potential use of satellite data to infer the circulation dynamics in a marginal area of the Mediterranean Sea. p. 1461.
- Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L., Thibaut, P., 2010. Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook. Cent. Natl. D'Études Spatiales CNES Paris Fr. 4.
- Obligis, E., Desportes, C., Eymard, L., Fernandes, M., Lázaro, C., Nunes, A., 2011. Tropospheric corrections for coastal altimetry, in: *Coastal Altimetry*. Springer, pp. 147–176.
- Pascual, A., Marcos, M., Gomis, D., 2008. Comparing the sea level response to pressure and wind forcing of two barotropic models: validation with tide gauge and altimetry data. *J. Geophys. Res. Oceans* 113.
- Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Snaith, H.M., 2014. ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sens. Environ.* 145, 173–189.
- Rami, A., Benkouider, T., 2018. An improved satellite altimetry data processing dedicated to coastal areas: validation over Algerian Coast, in: *25 Years of Progress in Radar Altimetry Workshop*. Portugal.
- Rami, A., Kahlouche, S., 2005. Détermination du niveau moyen altimétrique de la Méditerranée occidentale à partir des données du satellite Jason-1. *Bull. Sci. Géographiques* 16, 16–21.
- Rami, A., Kahlouche, S., Haddad, M., 2011. Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination. *Int. J. Phys. Sci.* 6, 3697–3703.
- Ray, R.D., 2013. Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 4570–4584.
- Rummel, R., Sansò, F., 1993. *Satellite altimetry in geodesy and oceanography*. Satell. Altimetry Geod. Oceanogr. Rummel R Sansò F Berl. N. Y. Springer-Verl. C1993 Lect. Notes Earth Sci. 50 1.
- Valladeau, G., Thibaut, P., Picard, B., Poisson, J., Tran, N., Picot, N., Guillot, A., 2015. Using SARAL/AltiKa to improve Ka-band altimeter measurements for coastal zones, hydrology and ice: The PEACHI prototype. *Mar. Geod.* 38, 124–142.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R., 2015. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Mar. Geod.* 38, 2–21.
- Vignudelli, S., Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G., Manzella, G., Astraldi, M., 2005. Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophys. Res. Lett.* 32.
- Vincent, P., Steunou, N., Caubetq, E., Phalippou, L., Rey, L., Thouvenot, E., Verron, J., 2006. AltiKa: A Ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the GMES period. *Sensors* 6, 208–234.
- Wahr, J.M., 1985. Deformation induced by polar motion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 9363–9368.
- Wöppelmann, G., Marcos, M., 2012. Coastal sea level rise in southern Europe and the nonclimate contribution of vertical land motion. *J. Geophys. Res. Oceans* 117.

Site Web

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts>

Utilisation des données Sentinel-3A pour la détermination de l'ondulation du géoïde marin

BENKOUIDER Touati¹

¹ Ingénieur de développement, Centre des Techniques Spatiales, Arzew 31200, Oran Algérie, tbenkouider@cts.asal.fr

Abstract: Le géoïde est défini comme une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, sur les océans, le géoïde coïncide avec la surface moyenne de la mer, il est utilisé souvent pour le calcul des références verticales. Cette surface est calculée par plusieurs méthodes en se basant sur des méthodes de la géodésie physique, comme le modèle de Stokes.

Une autre approche est utilisée dans ce travail pour la détermination de l'ondulation du géoïde sur la Méditerranée Occidentale basée sur les mesures d'altimétrie spatiale.

Le traitement des données du satellite Sentinel-3A nous a permis de déterminer le niveau de la mer sur la zone d'étude, l'ondulation du géoïde marin est, par la suite, déterminé en se basant sur le calcul des composantes de la déviation de la verticale sur la surface de la mer d'une part et celle de la déviation de la verticale à partir du modèle EGM08 d'autre part, les résultats obtenus sont utilisés pour déduire les anomalies de pesanteur par la formule inverse de Vening Meinesz.

Le principal avantage de l'utilisation de la déviation de la verticale est réduire l'effet de signaux de grande longueur d'onde spatiale qui sont souvent associés à la variation la topographie dynamique de la surface de la mer en fonction du temps.

1. Introduction

Le processus appliqué pour calculer le géoïde altimétrique est basé sur la technique de Retrait-Restauration, Cette méthode combine les informations des courtes, moyennes et grandes longueurs d'onde.

Nous allons d'abord validé les hauteurs instantanées de la mer selon des critères prédéfinis, puis corrigées des effets de propagation (ionosphère, troposphère, orbites, etc) et géophysiques (marée, barométrique inverse, biais de l'état de la mer, etc).

Un calcul de l'ondulation du géoïde déterminé par altimétrie spatiale a été effectué en introduisant un modèle de topographie dynamique. ensuite les deux composantes de la déviation de la verticale sont calculées à partir d'un modèle géopotentiel globale sont enlevées. les résiduelles sont convertis en anomalie de gravité, Ces résultats ont été utilisées pour construire un nouveau géoïde marin.

2. Methode

La hauteur du géoïde est reliée au potentiel perturbateur sur le géoïde par la formule de Bruns:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (1)$$

Avec l'application de l'équation fondamentale de la géodésie en approximant la Terre à une sphère d'un rayon R on obtient l'expression de l'anomalie de pesanteur:

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \quad (2)$$

Le potentiel perturbateur T en un point M(λ, φ) à l'extérieur à la sphère (S) au point courant P de la sphère terrestre s'exprime en forme harmonique :

$$T(M) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^n Y_n(M) \quad (3)$$

où Y_n est la fonction harmonique :

$$Y_n = \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin \varphi) (C^*_{nm} \cos m\lambda + S^*_{nm} \sin m\lambda) \quad (4)$$

La solution de l'équation 2 et l'application de la formule Bruns, permet d'exprimer la hauteur du géoïde:

$$N(M) = \frac{1}{4\pi\gamma} g \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} \frac{R^n}{r^{n+1}} P_n(\cos \psi) dS \quad (5)$$

$$N(M) = \frac{1}{4\pi\gamma} g S(R, \psi) dS \quad (6)$$

dS : élément de surface sur la sphère.

ψ : distance sphérique entre les deux points. Par dérivation de la formule de Stokes on obtient les formules de Vening-Meinesz reliant les paramètres de déviation de la verticale aux anomalies de gravité [Shengjun Zhang, 1998] :

$$\xi = -\frac{\partial T}{\gamma r \partial \phi} \quad (7)$$

$$\eta = -\frac{1}{\gamma r \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} \quad (8)$$

L'anomalie de pesanteur Δg en fonction de deux

composantes de la déviation de la verticale est donnée par la formule inverse de Vening Meinesz [Hwang,1998]:

$$\Delta g = \frac{1}{4\pi} \gamma \iint_{\sigma} (\xi \cos(\alpha) + \eta \sin(\alpha)) d\sigma \quad (9)$$

3. Données satellitaires

Les données satellitaires de surface utilisées pour cette étude sont des données GDR de niveau 2 le long de la trace moyennées sur 1 seconde. Ces données géophysiques sont disponibles via : <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/>, en format NetCDF (Network Common Data Form).

Notre zone d'étude d'environ 860 000km² et comprend un ensemble de bassins ouverts sur l'océan Atlantique. Il est limité par le seuil siculo-tunisien (400 m de profondeur) à l'Est et le seuil de Gibraltar (300 m) à l'Ouest. elle est comprise entre 35N et 45N, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie.

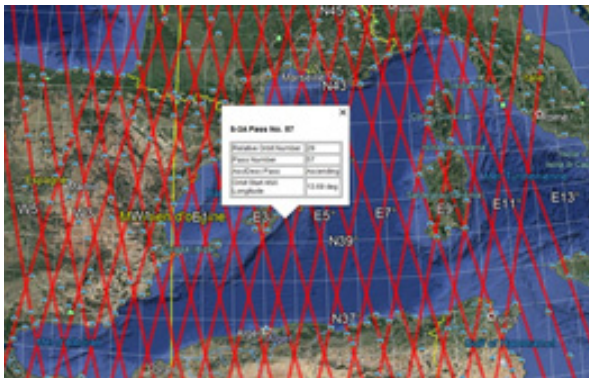


Fig. 1 Traces des passages Sentinel3A sur la zone d'étude.

4. traitement et analyse des résultats

Détermination du niveau de la mer

La hauteur de la surface de la mer au-dessus de l'ellipsoïde de référence est la différence entre l'altitude du satellite et la mesure altimétrique corrigée.

$$ssh = H_{sat} - (H_{alt} - \sum Ci) \quad (10)$$

avec:

H_{sat} altitude du satellite

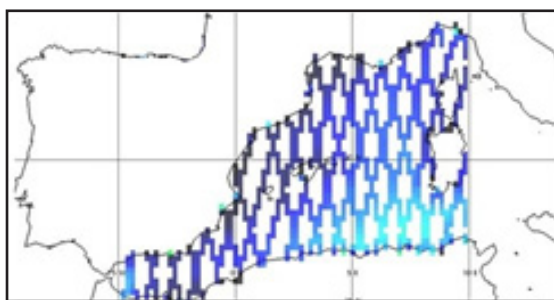


Fig. 2 Hauteurs de la surface de mer.

H_{alt} distance entre le satellite et la surface de la mer
 $\sum Ci$ somme des corrections (propagations et géophysiques)
 La mesure altimétrique donnée est corrigée des différents paramètres atmosphériques et géophysiques affectant l'observation en se basant sur les modèles cités dans les fichiers fournis par Copernicus.

Afin d'améliorer la correction de l'effet de marées, l'analyse spectrale d'un signal altimétrique issu des marégraphes installés le long de la cote algérienne nous a permis d'identifier, dans une gamme de fréquences, les amplitudes significatives relatives aux variations temporelles de la marée. Doodson (1921) obtint une expression de la hauteur de marée selon la formule harmonique de la marée [Elie, 2006]:

$$h(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos(V_i - \phi_i) \quad (11)$$

Avec

Z₀ : Niveau moyen

Z_i : Amplitude de l'onde

V_i: Argument astronomique dans le développement harmonique du potentiel générateur de marée

φ_i:Phase de l'onde

La Figure 1 montre la hauteur de la surface de mer corrigée le long des profils choisis.

Calcul de l'ondulation de géoïde par altimétrie

On retire la topographie dynamique de la hauteur de la mer

$$N = ssh - \xi \quad (12)$$

Où

N :est la hauteur du géoïde

ssh :est la hauteur de la mer

ξ :est la topographie dynamique

Le modèle de topographie dynamique utilisé pour le calcul est MDT_CNES-CLS13, ce modèle est une estimation de la topographie dynamique moyenne sur la période [1993-2012].

Composantes de dv à partir des données altimétriques

On peut déterminer la déviation de la verticale suivant le profil altimétrique à partir de la pente de la surface par la formule:

$$e = - \left(\frac{N_i - N_j}{ds} \right) \quad (13)$$

ds :distance entre les deux points i et j

On obtient l'expression des 2 composantes de la déviation de la verticale par :

$$e = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha \quad (14)$$

Où

α : représente l'azimut de la direction ij .

Afin de générer une surface on utilise l'interpolés en se basant sur le programme GE- OGRID de Gravsoft qui utilise la fonction de Gauss Markov.

Composantes de dv à partir du modèle EGM2008

L'utilisation d'un modèle gravitationnel global de la terre "EGM2008", complet au degré harmonique sphérique 2160, nous permet de calculer les deux composantes de la déviation de la verticale.

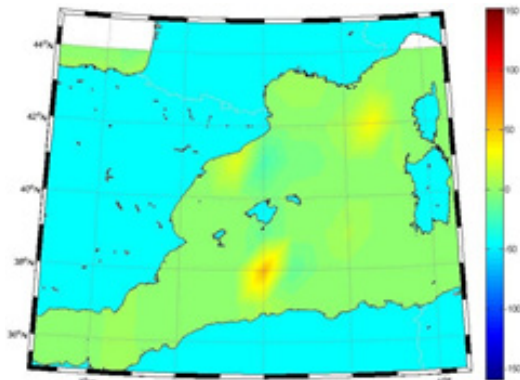


Fig.3 Les composantes ξ et η alti en arcsec.

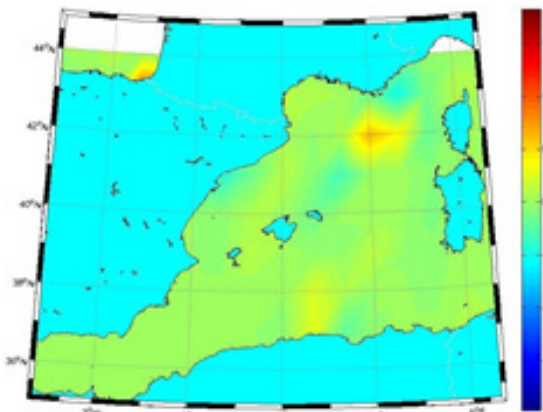


Fig. 4 Les composantes ξ et η alti en arcsec.

Calcul des dv résiduelles

Les résiduelles des composantes de la déviation de la verticale sont obtenues par soustraction des composantes altimétriques et celles du modèle géopotentiel utilisé.

$$\begin{aligned} \xi_{res} &= \xi - \xi_{EGM\ 2008} \\ \eta_{res} &= \eta - \eta_{EGM\ 2008} \end{aligned}$$

Les cartes des résiduelles sont montrées sur les figures 4 et 5.

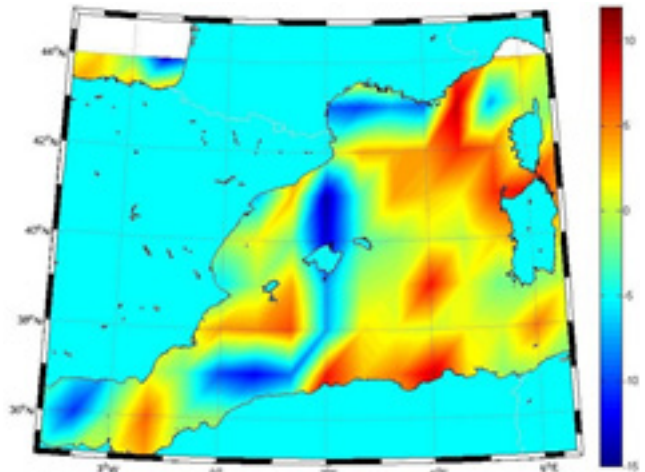


Fig. 5 Les composantes ξ résiduel en arcsec.

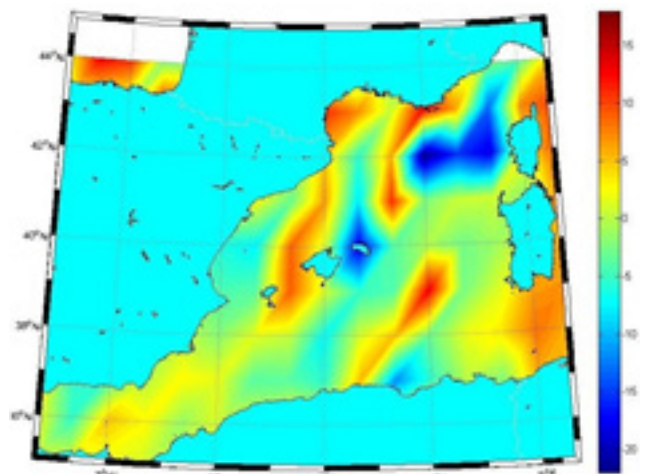


Fig. 6 Les composantes η résiduel en arcsec.

Conversion des résiduelles des dv en anomalies de gravité

les déviations résiduelles sont converties en anomalies de gravité par transformée de Fourier. Pour réaliser cette étape on utilise le programme GEO-FOUR de Gravsoft ,le principe du traitement est basé sur la méthode inverse de Vening Meinesz.

Calcul de l'ondulation du géoïde marin

Le calcul du géoïde à partir de l'anomalie de gravité est réalisé en appliquant la formule de Stokes(Formule 6). Restitution en dernier lieu des valeurs finales de l'anomalie, à partir de ces résultat on peut générer notre modèle.

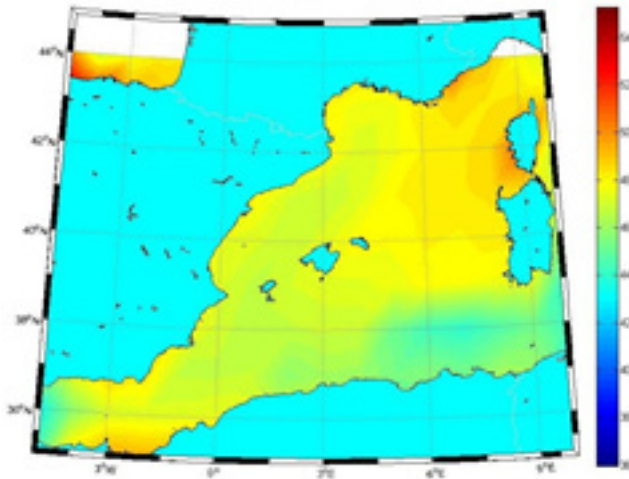


Fig. 6 Représentation du Géoïde marin calculé.

5. Conclusion

Le but de cette étude était de déterminer l'ondulation de géoïde à partir de données altimétrie satellite spatiale du Sentinel 3A sur la Méditerranée occidentale. Le traitement de ces données fournis par Copernicus, nous a permis d'abord de déterminer les ondulations de géoïde le long des traces du satellite, L'interpolation de altitudes obtenues a permis de génération d'une grille régulière sur toute la zone d'étude avec une résolution de 5 degrés.

Après le calcul des composantes de la déviation de la verticale à partir des ondulations du géoïde altimétrique et celles de la déviation de la verticale issues du modèle global EGM2008, un résidu entre les composantes est utilisé pour le calcul de l'anomalie gravitationnelle. En fin le géoïde marin est déterminé par la restauration du modèle global en ajoutant l'ondulation de gravité obtenue.

La combinaison des données de différentes missions altimétriques ainsi l'amélioration des algorithmes de traitement de la forme d'onde de l'écho (retracking), retravaillera considérablement l'estimation de ces résultats, notamment sur les zones côtières.

Références bibliographiques

- Bonnefond P, 1994.* Méthode Géométrique de Trajectographie par Arcs Courts Application à l'Analyse des Mesures Altimétriques des Satellites Topex/Poseidon et ERS1 en Méditerranée, Thèse de Doctorat.
- Bruns H, 1878.* Die figur der erde, Berlin, Publ, Ein Beitrag zur europchen Grandmessung
- Chelton DB, Ries JC, Haines BJ, Fu LL, 2001.* Satellite Altimetry. Satellite altimetry and earth sciences, pp. 57-64
- Featherstone W, Allister N, 2001.* Estimation of Helmert Orthometric Heights Using Digital Barcode Levelling, Observed gravity and topographic mass-density data over part of the Darling scar, WESTERN AUSTRALIA.
- Featherstone W, Allister N, 2001.* Manual for tidal heights analysis and predictions. Pacific Marine Sciences Report, 7710, 97pp.
- Forsberg R, Tscherning C, 2003.* An overview manual for the Gravsoft.
- Haddad M, 2004.* Détermination du Géoïde en Algérie du Nord par Intégration des Données Gravimétriques et Altimétriques, Mémoire de Magister.
- Hwang C, 1998.* Inverse Vening Meinesz, formula and deflection-geoid formula: applications to the predictions of gravity and geoid over the South China Sea.
- Madjid A, 2006.* Etude du traitement de données gravimétriques acquises lors de levés aériens.
- Rami A, 2012.* Traitement du signal d'altimétrie spatiale pour la détermination des paramètres affectant la mesure altimétrique: Analyse des données du satellite Jason-1 en Méditerranée occidentale, Thèse de Doctorat.
- Ole B. Andersen, 2013.* Altimetry data processing Marine Gravity.
- Rummel R, 1993.* Satellite altimetry in geodesy and oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 50, Springer-Verlag, 453-466.

2D/3D topology in a GIS: model of multilevel road network

Brahim Bessaa¹, Mostefa Belhadj aissa² and Aichouche Belhadj aissa³

¹Computer Science faculty, USTHB University, Algiers 16111 Algeria.

²Electrical Engineering Faculty, USTHB University, Algiers 16111 Algeria.

³Electrical Engineering Faculty, USTHB University, Algiers 16111 Algeria.

abbessaa@yahoo.fr, mbelhadjaissa@gmail.com, houria.belhadjaissa@gmail.com

Abstract: Representation of environmental reality in computer systems for action, management and decision requires the most realistic modeling possible entities constituting the landscape. However one of the problems encountered in 2D GI is the inability to model these entities according to their three-dimensional representation. In this context, we are interested in this work to the topological model of multilevel roads and we proposed a 2D/3D model to integrate in a GIS and facilitate the analysis of queries in car navigation.

Key Words: 3D Model, Topology, Road Network.

1. Introduction

The three-dimensional GIS, have expanded in recent years [1], [2] ,[3]. In many fields, new opportunities for 3D GIS or multi-dimensional applications have been defined, as in geology, urban planning etc.. [4], [5],[6]. All these disciplines have long looked for tools to analyze and manage data as near as possible of the reality, in 3D space.

However, the methods of 3D modeling used successfully in the environment of computer-aided design (CAD), do not respond or respond poorly to the needs of GIS. This is due to the specifics of these (more oriented towards the analysis, editing possibilities, topology ...), hence the need to develop appropriate models for administering 3D objects in a GIS.

Several models have been proposed for 3D modeling [1],[3]. Each of these models involves construction techniques and special storage [7].

In this context, our contribution focuses on the proposal of a 3D topological model that can be used in many types of network structure with multiple layers. In our case we use the road network as an application.

2. Proposed 3d model

The model we propose has the distinction of being well adapted to the road network characteristics [7], in addition it requires little investment since it is an extension of an existing 2D model.

3. Principale

The road network is composed by a road set where each road is composed by a set of road segments (called arcs) that may be different types (bridges, interchanges, tunnels ...).

Road sections can intersect thus forming intersections (called nodes). These intersections can be real, as they may be virtual when it comes to an intersection between sections of different levels (intersection between a bridge and a road that goes below). In a 2D topological model, this type of intersection is accounted even if it is not real.

In passing to the third dimension, this type of intersection, "in the air" should not exist, yet it gives us information about the topology (a section is below the other).

In order to take into consideration these characteristics, we have introduced the concept of level to nodes and arcs. In the 2D model, we add a level attribute to Arc and Node elements. Adding this information makes it look 3D data.

3.1 Arc Level

The assignment of level to arcs is done manually as follows (Figure 1):

- 1- The arcs who are on the surface of sol (earth) always take the Level 0.
- 2- The arcs who are totally above ground take peers values (2, 4, 6,...). For arcs in underground we take negative values (-2, -4, ...)
- 3- The arcs that link the intermediate arcs with peers levels take the intermediate odd value (1, 3, 5, ..). An illustration of the arcs levels is given in Figure 1. The choice of segments during the vectorization is quite important for to have consistent results.

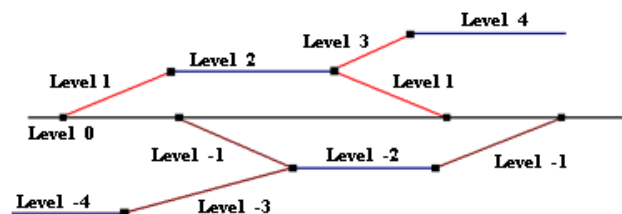


Fig. 1 Arcs levels assignment

3.2 Node Level

The node level assignment result in an automatic way: each node is necessarily end of a pair arc level, the same level is assigned to the node concerned.
 The assignment of levels to the nodes and arcs eliminates unnecessary nodes (virtual intersection). Then having the

altitudes nodes of non-zero levels, we can calculate the altitude of the different points constituting the arcs which allows having a 3D view of the network.

Following the changes we have introduced, we give below (Figure 2) the class diagram of the 3D model.

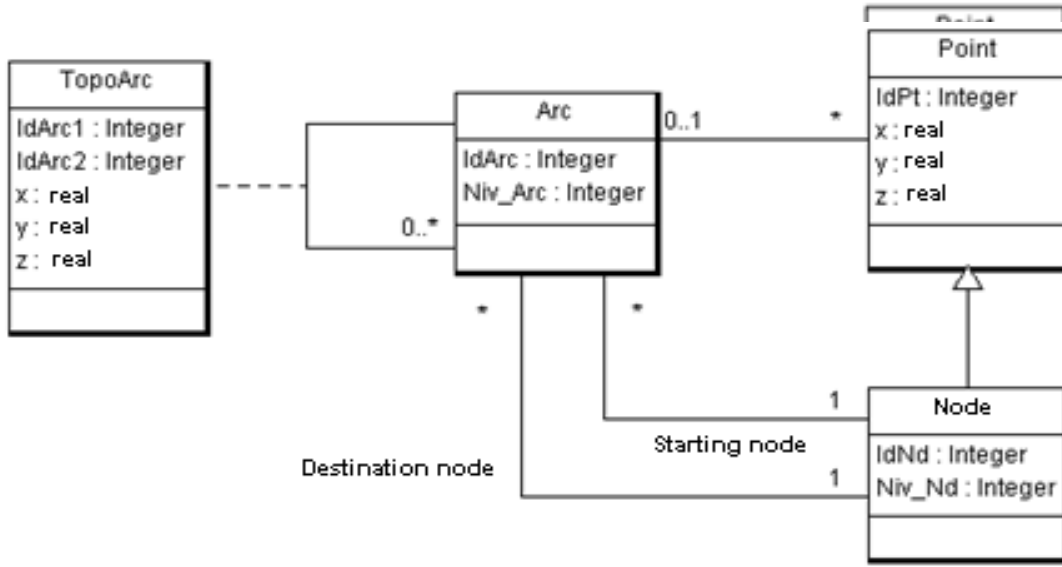


Fig. 2 Class diagram of the 3D topological model.

3.3 Transition from 2D to 3D model

Among the problems encountered after the 3D modeling, is the data acquisition. Indeed, it is interesting to develop 3D models that use existing 2D data and move to 3D with the least cost [8]. The advantage of the model we propose

is that from an existing 2D model, we can generate a 3D model with few investments. The following figure (Figure 3) shows the steps to move from the 2D model (spaghetti) to the 3D model (topological).



Fig. 3 Transition from 2D model to 3D model.

Step 1: Arcs levels assignment

From a 2D model (vector layer in spaghetti), we assign different levels to arcs based on the principle described above.

Step 2: Generation of 2D topological model

This is an automatic step which consists to generate topological relationships between points and arcs. The result of this step is the decomposition of certain arcs at the intersection points (real or virtual), and a set of Nodes.

Step 3: 2D to 3D treatment

This is an automatic step to complete the model by the 3D informations (altitude and topology). This step passes through the following phases:

- Assigning levels to nodes
- Assigning levels to nodes is done following the principle described above.

Algorithm

For each Even Level Arc

Do

Orig_Node.Nd_Level := Arc.Arc_Level;

Dest_Node.Nd_Level := Arc.Arc_Level;

Done;

- Elimination of virtual intersections and update the topology

A virtual intersection is an intersection between two arcs of different levels. Its elimination is to cancel the intersection and link arcs decomposed by this intersection during the generation of the topological model. To maintain topology, we save the concerned arcs and the point intersection.

Algorithm

```

For each Node
Do
Select all Arcs having current node as extremity;
For each pair of Arcs
Do
    Calculate the Level Difference (LD)
    If LD > 1
    Then /*Update topology
        Save the point ;
        Save the 2 Arcs (Low Level, High Level);
        Eliminate Intersection;
        Link decomposed Arcs;
    EndIf;
Done;
Done;
    
```

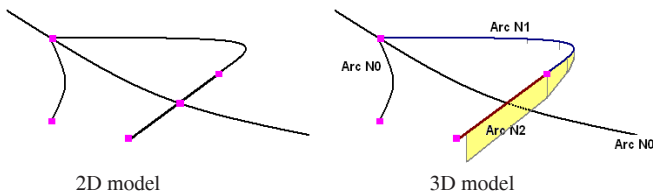


Fig. 4 2D Topological Model and the 3D Model Proposed.

- Assignment of altitudes at different points For the automatic assignment of elevations at different points, we set the following hypothesis: « Arcs of non-zero level (other than arcs located on the soil) have a constant slope».
- For elevations of the different nodes, they can be resulting from different techniques of georeferencing.
- The heights of points belonging to the arcs of level 0 (soil) are acquired directly from the DEM.
- For the altitudes of the remaining points: on the basis of the assumption made, the calculation of elevations of the intermediate points which constitute the arc is as follows (Figure 5) :

Algorithm

```

For each Arc
Do
     $H := |Z_{Orig\_Node} - Z_{Des\_Node}| ;$ 
    For each Point of Arc
    Do
         $Z_p := \frac{(X_p - X_{Orig\_Node})H}{X_{Dest\_Node} - X_{Orig\_Node}}$ 
    Done ;
Done ;
    
```

where H is the height between the start node and destination node.

Li and L represent the distance between the starting node and the orthogonal projections of points respectively the orthogonal projection of final node along the same plane.

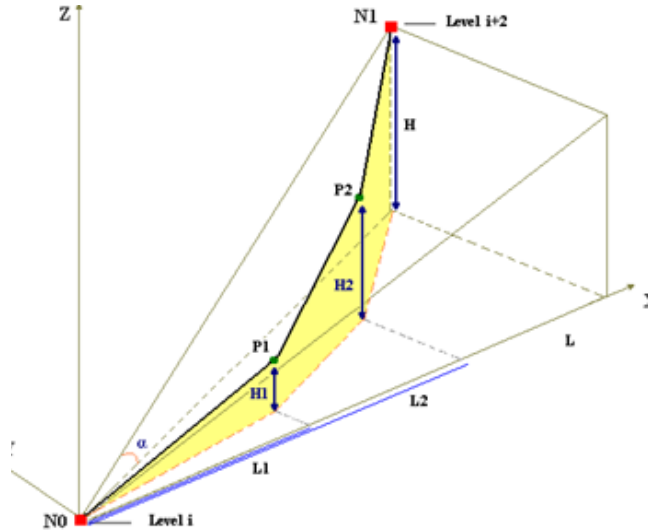


Fig. 5 Assignment of altitudes at different points.

4. Application

The basic data of our system must be a 2D vector layer on which we will execute the process of transition from 2D to 3D model. Unfortunately, the lack of data is always a problem in this kind of application. For this, we have created our own data; in fact we made raster images from Google Earth of the area between the airport and the port of Algiers. After a georeferencing operation using the ENVI software, we have vectorized the road network layer using MapInfo, the result was a vector layer in spaghetti mode. In order to generate topological relationships between points, arcs, we have exploited the 'universal translator' of MapInfo to convert a file into a topological ESRI shape file Arcinfo (E00) of ArcGIS.

The assignment of the different altitudes points is a semi-automatic operation, in fact, as a first step we introduce altitudes of nodes with non-zero level. This set of nodes is generally quite small compared to the number of network nodes. Due to lack of material (GPS), we assigned a default height of 4.5 m per level.

We have implemented the model in the ArcGIS environment. For validation, we have tested it for calculating the shortest path between two points of the road network of a portion of the east of Algiers (Algeria) (Figure 6).

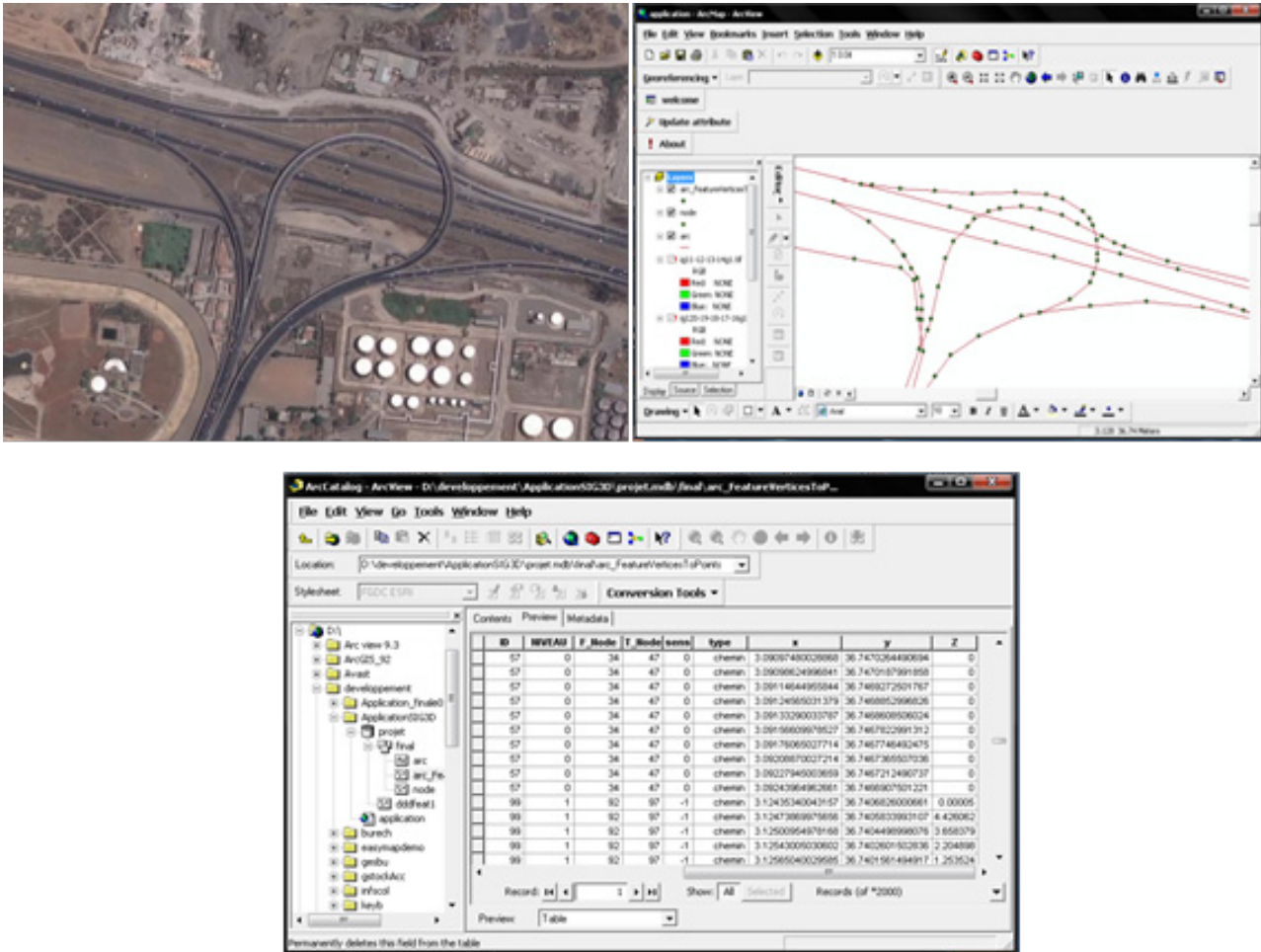


Fig. 6 Application results.

5. Conclusion

The model we have proposed allows moving from an existing 2D representation to a 3D representation by introducing the level concept to the nodes and arcs. This information allows us to eliminate the virtual intersections and calculate the altitudes of different points by having only the altitude of nodes in non-zero level. The points belonging to arcs of levels 0 come from the DEM. When we eliminate virtual intersection, we update a topology table by saving topologic relationship between arcs (Arc1 Is Under Arc2) and the altitude of the virtual intersection point which allows us to manage such constraint in any application.

Références bibliographiques

De La Losa, A. (2000) Modélisation de la troisième dimension dans les bases de données géographiques, Thèse de Doctorat, Université Marne-La-Vallée, p. 175.

Zlatanova, S. (2000) 3D GIS for Urban Development, Thèse de doctorat, Graz University of Technology, p. 222.

Ramos, F. (2003) Modélisation et validation d'un système d'information géographique 3D opérationnel, Thèse de doctorat, Université de Marne-la-Vallée, p. 175.

Lachance, B., Pouliot, J., et Kirkwood, D. (2005) 3D Topological analysis of geological models., Geomatica (En cours d'édition).

Qiang W., Hua X. and Wanfang Z. (2008), " Development of a 3D GIS and its application to karst areas" EnvironGeol 54:1037–1045 springer.

Gröger, G. et Plümer, L. (2010) How to Achieve Consistency for 3D City Models In: Geoinformatica, 14. Jg. 2010.

Chen Jun, Sun Min, Zhou Qiming (1999), "A 3-Dimensional Data Model for Visualizing Cloverleaf Junction in a City Model", Geo-Spatial Information Science, 2 (1), 9-15

Gröger, G. et Plümer, L. (2005) "How to Get 3-D for the Price of 2-D Topology and Consistency of 3-D Urban GIS", GeoInformatica 9:2, 139–158, springer.

LE BULLETIN DES SCIENCES GÉOGRAPHIQUES

- *Le Bulletin des Sciences Géographiques (BSG), l'unique revue en Algérie dans le domaine des sciences géographiques, est édité et publié depuis 1997 par l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT).*
- *Ce Bulletin est un espace de réflexion, d'échange d'informations et de discussion dans lequel, la communauté des sciences géographiques nationale et internationale pourra non seulement valoriser les travaux de ses membres mais également trouver dans celui-ci des informations sur les dernières nouveautés dans le domaine des sciences géographiques.*
- *Le Comité de Rédaction du BSG fait appel à contribution à toutes les personnalités scientifiques, universitaires et chercheurs au niveau des différents laboratoires et centres de recherche nationaux, spécialisés dans les différentes disciplines liées aux sciences géographiques, et serait heureux de vous compter parmi les auteurs de cette revue dont la périodicité est semestrielle.*
- *Le Bulletin des Sciences Géographiques est désormais indexé dans le fichier national des revues scientifiques de la Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique.
Site Web : www.dgrsdtdz*



Le Bulletin des Sciences Géographiques



Veillez envoyer vos articles aux adresses électroniques
suivantes : bsg@inct.dz et contact@inct.dz

À défaut, à l'adresse postale suivante :
Le Bulletin des Sciences Géographiques
Institut National de Cartographie et de Télédétection
123, Rue de Tripoli, BP 430, 16040 Hussein-Dey-Alger.

