

THÈSE

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

Présentée par : BELLAOUI Mebrouk

Intitulée

*Détection et prévision des phénomènes géophysiques
hasardeux à partir des données satellitaires*

Cas: séisme de Boumerdès (Algérie) du 21 mai 2003

Faculté : Physique
Département : Génie Physique
Spécialité : Génie Physique
Option : Rayonnement et Matière

Soutenue le 17/04/2018 à 10:00 Devant le Jury Composé de :

<i>Membres de Jury</i>	<i>Grade</i>	<i>Qualité</i>	<i>Domiciliation</i>
<i>BELKAID Med Nouredine</i>	<i>Professeur</i>	<i>Président</i>	<i>U.S.T.O-MB</i>
<i>HASSINI Abdellatif</i>	<i>Professeur</i>	<i>Encadrant</i>	<i>Univ -Oran2</i>
<i>BELBACHIR Ahmed-Hafid</i>	<i>Professeur</i>	<i>Examineurs</i>	<i>U.S.T.O-MB</i>
<i>BENATIALLAH Ali</i>	<i>Professeur</i>		<i>Univ –Adrar</i>
<i>BENABADJI Nouredine</i>	<i>Professeur</i>		<i>U.S.T.O-MB</i>
<i>HAMIMED Abderrahmane</i>	<i>MCA</i>		<i>Univ –Mascara</i>



Laboratoire d'Analyse et d'Application des Rayonnements

Année Universitaire : 2017/2018

Remerciements

Mon Premier remerciement va à ALLAH le tout puissant de m'a donné le courage et la volonté de réaliser ce travail.

Je tiens à remercier vivement mon encadreur, Mr Professeur **HASSINI Abdelatif** à sa contribution et ces conseils à l'élaboration de ce travail.

J'exprime mes remerciements à Monsieur **BELKAID Noureddine**, Professeur à l'USTO, d'avoir accepté de présider le jury.

Je remercie également : Monsieur **BELBACHIR Ahmed-Hafid** (Professeur à l'USTO, directeur de LAAR (Laboratoire d'Analyse et d'Application des Rayonnements)), Monsieur **BENABADJI Noureddine**, Professeur à l'USTO, Monsieur **HAMIMED Abderrahmane** (Professeur à l'université de Mascara), et Monsieur **BENATIALLAH Ali** (Professeur à l'université d'Adrar), pour avoir accepté d'examiner cette thèse et de faire partie du jury.

Je tiens à remercier Mr le docteur **BOUCHOUICHA Kada** à l'aide et encouragement qu'il m'a apporté lors de ce travail.

J'adresser mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance à Monsieur Dr. **MEDIANI Mohammed** pour son soutien et son savoir scientifique.

Mes remerciements vont ensuite à tout le personnel de l'Unité de Recherche en Énergies Renouvelables en Milieu Saharien (URER-MS) Adrar et plus particulièrement Dr. Aoun, Dr. Berbaoui et Mr. Oulimar.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail :

À Mes très chers parents. Qui m'ont tout donné sans compter. Que dieu leur procure une bonne santé et une longue vie.

À mon épouse qui m'a soutenu toujours sans oublier mes chères filles Nasma Rokia et Rim.

A tous les membres de ma famille, surtout mes frères et leurs enfants.

A mes beaux-parents et leurs enfants.

A tous mes collègues et amis de l'unité de recherche (URERMS Adrar) et du laboratoire LAAR, Merci pour les bons moments qu'on a passé ensemble, pour votre soutien et votre serviabilité, particulièrement K. Bouchouicha et B.Oulimar. Sans oublier mon ami Kharef Abderrahmane (Ingénieur à Algérie poste).

Détection et prévision des phénomènes géophysiques hasardeux à partir des données satellitaires.

RESUME

L'Algérie, à l'instar de l'ensemble des autres pays méditerranéens, se trouve confrontée à une activité sismique importante. Le séisme le plus grave survenu au cours des vingt dernières années est celui qui a touché la région d'Alger et de Boumerdès le 21 mai 2003 avec une magnitude de 6.8.

Les méthodes de prévision de séisme sont en développement en utilisant l'analyse de variation de température obtenu de l'infrarouge thermique dans les données satellite. Les résultats obtenus peuvent permettre d'avoir une vision de l'environnement étudié.

L'objectif de cette thèse est d'étudier une méthode qui consiste à l'utilisation des données satellitaires dans le domaine de prévention sismique. Plus précisément, la détection des anomalies thermiques sur une région donnée à travers le traitement des données de température de surface afin de prévoir les activités d'un événement sismique.

Pour ce faire, nous avons réalisé le traitement d'une séquence d'images satellitaire prises à des dates régulières, ensuite la restitution de température de surface à partir du données dans l'infrarouge thermique, et par la suite le calcul des paramètres statistiques liés à des aspects de la variabilité spatio-temporelle de cette température de surface. Les paramètres obtenues ont été suivis et analysé pour contribuer à la découverte des anomalies thermique, et qui peuvent être représenté comme des signes pré-sismiques.

Mots clés : activité sismique, prévision, anomalies thermiques, température de surface

كشف و توقع الظواهر الجيوفيزيائية الفجائية عن طريق بيانات الأقمار الصناعية

ملخص:

تقع الجزائر كغيرها من البلدان المتوسطية في منطقة زلزالية نشطة. و يعتبر زلزال 21 ماي 2003 الذي ضرب منطقة بومرداس و ضواحيها بقوة وصلت 6.8 درجة الأكثر خطورة خلال العشرين سنة الاخيرة.

إن تطوير طرق التنبؤ بالزلازل توجه للاعتماد على تغير درجة الحرارة الناتجة من الأشعة الحرارية تحت الحمراء في بيانات الاقمار الصناعية. النتائج المتحصل عليها قد توفر رؤية على الوسط المدروس.

إن هدف الأطروحة دراسة طريقة من طرق التنبؤ بالزلازل تعتمد بيانات الأقمار الصناعية. و بالتحديد الكشف عن الشذوذ الحراري في منطقة معينة من خلال معالجة بيانات درجة حرارة سطح الارض كمؤشر على إمكانية حدوث نشاط زلزالي.

قمنا بمعالجة سلسلة من صور الاقمار الصناعية ملتقطة في مجال الأشعة تحت الحمراء خلال فترة زمنية محددة, و استخراج درجة حرارة سطح الارض. بعد ذلك حساب معاملات احصائية تخص التوزيع الزمني و المكاني لدرجة الحرارة. تحليل المعاملات يساهم في تحديد أماكن الشذوذ الحراري الذي يمكن اعتباره مؤشرا لحدوث نشاط زلزالي.

كلمات افتتاحية: نشاط زلزالي, توقع, الشذوذ الحراري, حرارة سطح الأرض

Detection and forecasting of hazardous geophysical phenomena by using satellite data.

Abstract

Algeria, like all other Mediterranean countries, is confronted with a significant seismic activity.

The most serious earthquake that has occurred in the last twenty years is that which affected the region of Algiers and Boumerdes on May 21, 2003 with a magnitude of 6.8.

Earthquake prediction methods are under development using temperature variation analysis obtained from thermal infrared in satellite data. The results obtained can provide a vision of the studied environment.

The objective of this thesis is to study a method which consists of the use of satellite data in the field of seismic prevention. Specifically, the detection of thermal anomalies on a given region through the processing of surface temperature data, to predict the activities of a seismic event.

To do this, we performed the processing of a sequence of satellite images taken at regular dates, then the surface temperature restitution from the thermal infrared data, and subsequently the calculation of the statistical parameters related to aspects of the spatio-temporal variability of this surface temperature. The parameters obtained were monitored and analyzed to contribute to the discovery of thermal anomalies, which can be represented as pre-seismic signs.

Keywords: seismic activity, forecasting, thermal anomalies, surface temperature.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	I
RESUME	III
ABSTRACT	VI
TABLE DES MATIERES	IX
Liste des figures et des tableaux	XII
Liste des acronymes	XV

INTRODUCTION GENERALE.....	1
----------------------------	---

Chapitre I

Prévision de séisme - Etat de l'art

I.1 INTRODUCTION.....	6
I.2 LA PREDICTION DES SEISMES	7
I.2.1 METHODES DE DETECTION DES PRECURSEURS DE SEISMES MAJEURS	7
I.2.1.1 <i>Sismicité et déformation de surface</i> :	7
I.2.1.2 <i>Hydrogéochimiques et émission de gaz</i>	8
A. <i>Modèle de vibration ultrasonique</i>	10
B. <i>Modèle de solubilité sensible à la pression</i>	11
C. <i>Modèle de surface réactive accrue</i>	11
D. <i>Modèle d'effondrement de pores</i>	11
E. <i>Modèle de mélange de brèche / fluide aquifère</i>	11
F. <i>Modèles de changement de niveau d'eau souterraine</i>	12
I.2.1.3 <i>Observations électromagnétiques au sol et dans l'ionosphère</i>	12
I.2.1.4 <i>Observations thermométriques</i>	14
I.2.1.4.1 <i>Modèles de changement de température au sol</i>	15
I.3 MECANISME DES ANOMALIES THERMIQUES	17
I.4 LA TELEDETECTION PAR SATELLITE DANS LA PREVISION SISMIQUE	18
I.4.1 OBSERVATION RADAR	19
I.4.2 CHANGEMENT ELECTROMAGNETIQUE	20
I.4.2.1 <i>Des satellites récents pour détecter le précurseur électromagnétique</i>	21
I.4.3 LES DONNEES THERMIQUES	22
I.4.4 AUTRE METHODES.....	22
I.5 CONCLUSION	23
I.6 REFERENCES	24

Chapitre II

la télédétection un Source des données

II.1 INTRODUCTION	28
II.2 PRINCIPE DE TELEDETECTION	28

II.2.1	INTERACTION AVEC L'ATMOSPHERE.....	29
II.2.2	CAPTEURS INFRAROUGE	31
II.3	ÉNERGIE INFRAROUGE THERMIQUE	31
II.4	LE SYSTEME DE MESURE THERMIQUE INFRAROUGE	32
II.5	COMPARAISON DE DIFFERENTS CAPTEURS QUI MESURENT LA TEMPERATURE DE SURFACE.....	32
II.5.1	LA RESOLUTION SPECTRALE.....	32
II.5.2	RESOLUTIONS TEMPORELLE ET SPATIALE.....	33
II.6	SATELLITE MODIS.....	34
II.7	DESCRIPTION DES DONNEES MODIS.....	36
II.7.1	NATURE ET NIVEAUX DE QUALITE DES DONNEES DE MODIS-TERRA	37
II.7.2	ENSEMBLES DE DONNEES SCIENTIFIQUES	40
II.8	PRETRAITEMENT.....	41
II.8.1	REPROJECTION ET MOSAÏQUE.....	42
II.9	RESULTATS :.....	45
II.10	CONCLUSION.....	47
II.11	REFERENCES :	48

Chapitre III

Estimation de la température de surface - théorie et application

III.1	INTRODUCTION	51
III.2	LA TEMPERATURE DE SURFACE.....	51
III.2.1	LUMINANCE MESUREE PAR UN CAPTEUR.....	51
III.3	SIMPLIFICATION DE LA FONCTION DE PLANCK.....	54
III.3.1	LA TRANSMITTANCE ATMOSPHERIQUE.....	54
III.3.2	DETERMINATION DE L'EMISSIVITE DE SURFACE.....	55
	<i>III.3.2.1 Les classes d'émissivité et la méthode de classification.....</i>	<i>56</i>
III.4	APPROCHE DE CLASSIFICATION DE LA COUVERTURE TERRESTRE.....	60
III.5	ALGORITHME SPLIT-WINDOW	64
III.6	ALGORITHME JOUR/NUIT DE MODIS.....	66
III.7	APPLICATION ET RESULTATS	67
III.8	CONCLUSION.....	71
III.9	REFERENCES	72

Chapitre IV

La Détection des anomalies thermiques

IV.1	INTRODUCTION	76
IV.2	ETAT DE L'ART	76

IV.3	LA TECHNIQUE RST	81
IV.4	CONCLUSION	87
IV.5	REFERENCES :	88

Chapitre V

Applications et Résultats

V.1	INTRODUCTION	90
V.2	LOCALISATION DE SITE D'ETUDE :	90
V.3	LES DONNEES :	91
V.4	RESULTATS ET DISCUSSION.....	92
V.4.1	LA VALIDATION	94
V.4.2	PHASE DE CONFUTATION	102
V.5	CONCLUSION	107
V.6	REFERENCES	108
	CONCLUSION GENERALE.....	110
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	113

Annexes

Liste des tableaux

Chapitre II

Tableau II.1: Principales fenêtres atmosphériques	30
Tableau II.2 : Les bandes spectrales de MODIS	35
Tableau II.3 : Spécifications techniques de MODIS	36
Tableau II.4 : Caractéristiques des données pour le produit MOD11A1	38
Tableau II.5 : Données MODIS de l’algorithme de split-window généralisée pour générer le produit MOD11_L2.....	39
Tableau II.6 : ensembles de données scientifiques du produit MOD11A1 et leurs caractéristiques	40
Tableau II.7 : Indicateurs de bits définis pour assurer la qualité Ensembles de données scientifiques QC Jour / Nui	44
Tableau II.8 : combinaisons des bits acceptés pour les images contrôle de qualité	45

Chapitre III

Tableau III.1 : les classes de couverture terrestre EOS-MODIS et IGBP.....	57
Tableau III.2 : Quatorze classes d’émissivités proposées et les classes IGPB correspondant	58
Tableau III.3 : Effets angulaires pour les Quatorze classes d’émissivités (bande 31)	59
Tableau III.4 : Effets angulaires pour les Quatorze classes d’émissivités (bande 32)	60
Tableau III.5 : variations proposées de l’algorithme split window	67

Chapitre VI

Tableau IV.1 - études Principales pour identification des anomalies thermique pré-sismiques.	77
Tableau IV.2	83

Chapitre V

Tableau V.1 coordonnées géographiques des stations ALGER DAR-EL-BEIDA, DELLYS AFIR et TIZI OUZOU.....	91
Tableau V.2 plus grandes séisme dans l’Atlas tell pendant la période 1954-2003.....	102

Liste des figures

Chapitre I

- Figure. I.1:** Signaux précurseurs observés (jours 170 à 230 de l'année 2007) dans le forage pendant le processus de préparation du séisme de Kharsal ($M=4.9$).....9
- Figure. I.2:** Le potentiel géo-électrique anormal évolue avant l'activité chaude sismique de 2000 dans la région de l'île d'Izu, au Japon. Le panneau inférieur montre la sismicité 13
- Figure. I.3:** Images du séisme du Kamchatka ($M7$, 21/06/1996,) prises par le satellite NOAA, montrant les anomalies thermiques interprétées comme telles par Tronin et al. (2004).16
- Figure. I.4:** Anomalous latent heat flux over Colima earthquake epicenter derived from the satellite remote sensing data for January 2003. 17
- Figure. I.5:** Génération d'anomalie d'infrarouge thermique précédant un séisme et détectable par des capteurs thermiques embarqués sur satellites18
- Figure. I.6:** Interférométrie satellitaire, séisme de Landers ($M = 7,3$, 28 juin 1992) a été compilée sur la base d'une image pré-sismique du 24 avril 1992 et Scènes post-sismiques: 7 août 1992; 3 juillet 1992 et 18 juin 1993.20

Chapitre II

- Figure. II.1:** Système de télédétection (Imagerie infrarouge thermique)29
- Figure. II.2:** La répartition verticale de l'atmosphère.....30
- Figure. II.3** Estimation de flux d'énergie émis par la terre en infrarouge thermique31
- Figure. II.4:** Comparaison des bandes spectrales des capteurs AVHRR, AATSR et MODIS, 33
- Figure. II.5:** Distribution des tuiles sur un planisphère en projection sinusoidale37
- Figure. II.6:** Image de température de surface, le 30/06/2015, (a) tuile Nord-Ouest et (b) tuile Nord-Est du territoire algérien.38
- Figure. II.7:** Organigramme des étapes de prétraitement: calcul l'image de température de surface d'une image MODIS HDF 42
- Figure. II.8:** re-projection et la mosaïque par MRT43

Figure. II.9: Image de température de surface 01/04/2003.....	46
Figure. II.10: histogramme de LST_Day_1km.....	46
Figure. II.11: QC Image le 01/04/2003	47
Chapitre III	
Figure. III.1: Illustration de l'équation du transfert radiatif dans le domaine infrarouge....	52
Figure. III.2: la corrélation entre la température et le rayonnement dans les bands 31 et 32 de MODIS	54
Figure III.3: carte de couverture terrestre de la zone d'étude extraire d'une carte globale.	61
Figure. III.4: carte d'émissivités de la région nord de l'Algérie band 31	62
Figure III.5 carte d'émissivités de la région nord de l'Algérie bande 32	63
Figure III.6 carte masque nuageux de la région nord de l'Algérie.....	64
Figure III.7 la température de brillance bande 31	69
Figure III.8 la température de brillance bande 32	70
Figure III.9 la température de surface	71
Chapitre IV	
Figure IV.1 Calcul de la moyenne temporelle pour mois de Mai (2000-2005)	85
Chapitre V	
Figure V.1 site d'étude, le cercle rouge représente l'épicentre de séisme de boumerdes ...	90
Figure V.2 Température ambiante de trois stations météorologiques (DELLYS AFIR, TIZI OUZOU et ALGER DAR-EL-BEIDA) autour de l'épicentre du séisme (longitude 03,71, latitude 36,90)	91
Figure V.3. Les champs de référence de la zone étudiée pour le mois de mai calculés pendant la période 2000-2005.	92
Figure V.4. Les champs de référence de la zone étudiée pour le mois d'avril calculés pendant la période 2000-2005.	93
Figure. V.5. Ratio des nuages dans les images pendant les années 2000-2005	94
Figure V.6 Résultat du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée au 31 mai 2003.....	96
Figure V.7. Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en avril 2003.	97
Figure V.8 Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en mai 2003.	98

Figure. V.9 Variations de la température ambiante dans deux stations météorologiques (Dar Al-Beida et Tizi ousou) et des augmentations abruptes de la température détectées avant le séisme de Boumerdes (Algérie) du 21 mai 2003.....101

Figure. V.10 Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en mai 2002...104

LISTE DES ACRONYMES

SAR	Synthetic Aperture Radar
GPS	Global Positioning System (Système mondial de positionnement)
EM	Electromagnétiques
VAN	Varotsos - Alexopoulos -Numikos
ULF.	Ultra Low Frequency.
ELF	Extremely Low Frequency
VLF	Very Low Frequency
LF	Low Frequency
HF	High Frequency
IR	infra-red
InSAR.	Interferometry Synthetic Aperture Radar
TIR	Thermal Infrared
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectro-radiometer
NOAA	National Aeronautics and Space Administration
AVHRR	Advanced very-high-resolution radiometer
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
LST	Land surface Temperature
MISR.	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor
MSG	METEOSAT Second Generation.
DMSP	Defence Meteorological System Program
ENVISAT	ENVironment SATellite
AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSMI	Special Sensor Microwave Imager

GEOS Geostationary Operational Environmental Satellite

PDS Production Data Set

SDS scientific data set

MRT MODIS reprojection tool

QC Contrôle de qualité

RTE Equation de transfert radiatif

EOS Earth Observing System

SST Sea surface Temperature

LST Land surface Temperature

BRDF fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle linéaire

IGBP Programme international géosphère-biosphère

LUT Look-up table

SW Split window

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction générale

Les phénomènes géophysiques hasardeux constituent une menace pour la vie humaine sur terre, en particulier les phénomènes sismiques. Aujourd'hui, le processus du phénomène sismique est assez bien connu, mais il n'est pas envisageable de prévoir l'instant et le lieu où il se produira. En revanche, il est possible d'identifier des phénomènes pré-sismiques, précurseurs du séisme, ce sont des indices pouvant aider à prévoir le séisme. Parmi ces phénomènes, on peut citer les observations du comportement des animaux, la déformation du sol durant le cycle sismique, les observations hydrogéochimiques, les observations d'émission de gaz, les observations électromagnétiques au sol et dans l'ionosphère, observations dans l'atmosphère et les observations thermométriques. Dans ce contexte, plusieurs études ont été conduites au cours de ces dernières années ; les résultats obtenus par différentes approches sont très positifs.

Les observations thermométriques qui consistent à la détection des anomalies thermiques avant n'importe quelle activité sismique constitue notre principal intérêt, et la meilleure approche pour détecter ces anomalies sur une région donnée est de disposer d'une bonne série de mesures du paramètre température couvrant cette région. Néanmoins, le nombre des stations des mesures au sol destiné à la mesure de la température de surface reste très limité en Algérie. Outre la télédétection spatiale qui offre cette possibilité, ayant une couverture spatio-temporelle importante, qu'il reste impossible d'obtenir par les mesures aux sols.

L'utilisation des données satellitaire est désormais une grande avancée, qui constitue un nouvel outil pour prévoir les séismes, à travers ses capteurs infrarouges thermiques. L'applicabilité de ces capteurs dans la surveillance des changements de température ont augmenté le potentiel de leur utilisation en tant que précurseur. De nombreuses tentatives pour définir l'anomalie thermique et détecter le signal infrarouge thermique anormal pré-sismique ont été faites.

Les données AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) à bord du satellite NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) ont été utilisées en premier lieu, pour étudier la relation entre l'augmentation anormale de la température de surface et l'apparition du séisme. Ensuite, d'autres études ont été élargies, en intégrant des données acquises par des satellites géostationnaires.

Qiang et al. (1997) a commencé à étudier plusieurs séismes survenus en Chine, en utilisant les données satellitaires METEOSAT TIR (Thermal InfraRed). Tronin et al., (2002, 2004) analysant une séquence de données TIR AVHRR (Advanced very-high-resolution radiometer), qui a identifié la présence d'anomalies TIR pré-sismiques positives. Huang et al., (2008) ont étudié la relation entre les anomalies thermiques et l'activité sismique autour de l'épicentre du séisme du Sichuan en Chine survenu le 12 mai 2008 (MS ~ 8.0), en utilisant des données infrarouges thermiques fournies par le capteur MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer).

L'une des méthodes la plus reconnue est la méthode RST (Robust satellite Technique), qui a été proposé par Tramutoli, et qui considère toute anomalie dans le domaine spatio-temporel comme un écart par rapport à un état «normal», qui peut être déterminé en traitant des enregistrements satellites sans nuage, sélectionnés sur la base de critères d'homogénéité spécifiques.

Problématiques

L'Algérie, à l'instar de l'ensemble des autres pays méditerranéens, se trouve confrontée à une activité sismique importante. Du fait qu'elle est située à la frontière des deux plaques tectoniques africaine et eurasiatique, ces deux plaques qui sont en mouvement continuent de collision, et qui sont responsable des séismes destructeurs affectant notre pays. Des séismes qui se sont produits en Algérie ces dernières années, et qui ont causés des dégâts matériels et des pertes en vies humaines.

Le séisme le plus grave survenu au cours des vingt dernières années est celui qui a touché la région d'Alger et de Boumerdès le 21 mai 2003 avec une magnitude de 6.8, qui a causé la mort de plus de 2 200 personnes et la destruction de milliers de bâtiments. Aussi l'infrastructure à Alger, Boumerdès, réghaia et Thénia a été pré-visiblement endommagée (Curtis L. Edwards, 2004).

Afin de faire face à ce phénomène désastreux qui touche notre pays, la mesure de prévention et de réduction des effets néfastes de ce phénomène reste la seule stratégie envisageable pour prévenir et réduire les éventuels risques engendrés par les séismes. C'est dans ce sens, que le centre de recherche en astronomie et astrophysique et géophysique (CRAAG) spécialisé dans le domaine de la surveillance sismique a été créé, et qui dispose

actuellement d'un réseau de surveillance sismique moderne composé de près de 80 stations sismologiques numériques réparties sur la région nord.

Malgré tous les efforts déjà réalisés, l'utilisation des techniques satellitaires dans le domaine de prévention sismique, reste très importante. Les anomalies de température ont été signalées avant plusieurs évènements sismiques. La température de surface obtenue par télédétection spatiale ont été suivi et analyse pour contribuer à la découverte de ces anomalies.

Contexte et objectif

Dans notre étude, nous avons exploité le produit température de surface journalière de MODIS, afin de détecter l'existence des anomalies avant le séisme de Boumerdès. Ces produits représentent des mesures satellitaires de la température de surface dans la bande infrarouge thermique.

Les images satellitaires ont été analysées et prétraitées. La méthode RST (robuste satellite technique) a été appliquée pour la détection des anomalies thermiques. Les résultats seront discutés et complétés par l'analyse des variations des mesures de la température de l'air de trois stations les plus proches de l'épicentre de séisme du 21 mai 2003 Boumerdes (Algérie).

Organisation du travail

Notre thèse se structure en cinq chapitres :

- Dans le premier chapitre nous avons exposé un état de l'art sur les différentes approches de prévision des séismes, ensuite l'utilisation de la télédétection dans la recherche du domaine sismique en particulier le suivi de la température de surface associés à un séisme imminent.
- Le deuxième chapitre est consacré à la représentation du système de télédétection. Après nous avons présenté les données du satellite MODIS exploitées dans les phases suivantes de cette thèse.
- Dans Le troisième chapitre nous avons utilisé un algorithme split-window pour récupérer la température de surface sur la base des mesures de deux canaux (canal 31 et 32) du satellite MODIS.

- Dans le quatrième chapitre nous exposons un état de l'art sur les méthodes de détection des anomalies thermiques, ensuite une explication détaillée de la méthode RST.
- Le dernier chapitre présente les résultats obtenus en appliquant la méthode RST sur une série des images satellitaires du capteur MODIS, représentant les données de la température de surface terrestre (LST), autour de l'épicentre de séisme du 21 mai 2003 à Boumerdes. Ainsi, nous avons analysé les résultats et comparé avec la variation de température ambiante dans trois stations autour de l'épicentre du séisme (longitude 03,71, latitude 36,90)

CHAPITRE I

Prévision de séisme - Etat de l'art

I.1 Introduction

Un séisme est une rupture soudaine de la lithosphère libérant une quantité d'énergie sous forme des ondes sismiques. Bien que certains rendent la prévision impossible, La prévision des séismes est une nécessité et peut se décliner sous trois  ch eances [1] :

- Prévision à long terme : de l'ordre de l'année au siècle (cycle sismique) ;
- Prévision à moyen terme : de l'ordre du mois à l'année ;
- Prévision à court terme : de l'ordre de la minute au mois.

Les séismes sont un des plus grands défis auxquels est confrontée l'humanité, et l'Algérie en particulier est concernée par ce phénomène. De nombreux séismes destructeurs ont été enregistr es.

La prévision des séismes à ces différentes échéances fait appel à des méthodes variées, chacune ayant ses objectifs et sa précision.

La prévision à long terme permet de définir l'aléa sismique d'une région, c'est à dire la probabilité d'occurrence d'une secousse dépassant un certain niveau. L'analyse de la sismicité historique, de la sismicité instrumentale et l'identification des failles actives sur le terrain permet de fournir le cadre nécessaire à la définition de l'aléa. [2]

Dans la prévision à moyen terme, les ruptures analogues (magnitude, distribution, type de glissement sur la faille) sur au moins deux  v enements consécutifs peuvent être observées par des réseaux denses d'observation sur certaines failles. [1]-[3]

Pour les précurseurs à long terme et moyen terme, les méthodes sont essentiellement statistiques et portent sur l'analyse de la sismicité (précurseurs sismiques et r epiques sismiques) et le cycle sismique. [1]

Dans le cas des précurseurs à court terme, l'essentiel des méthodes explorées est fond e sur l'analyse des signaux pouvant résulter de la modification du milieu avant le séisme proprement dit: changement local de contraintes, ouverture de micro-fractures, dégagement de gaz pi eg e, libération de fluides pi eg es, etc.

Ces analyses peuvent être classées comme suit [1]:

- Observation de la déformation du sol durant le cycle sismique : géodésie, sismicité et émissions acoustiques ;
- Observations thermométriques ;

- Observations hydrogéochimiques ;
- Observations d'émission des gaz ;
- Observations électromagnétiques au sol et dans l'ionosphère ;
- Observations dans l'atmosphère ;

Les observations de court terme sont mises en relation avec les séismes.

I.2 La prédiction des séismes

La prédiction des séismes est basée sur l'identification de signes précurseurs qui se manifestent avant l'évènement sismique.

1.2.1 Méthodes de détection des précurseurs de séismes majeurs

I.2.1.1 Sismicité et déformation de surface :

Des études réalisées par des géologues ont montré que des déformations du sol sur des dizaines de kilomètres de distances sont observées avant importants séismes.

Etudier la structure de la région afin d'en localiser les hétérogénéités.

- mesurer des paramètres physiques
- Préciser les caractéristiques locales du cycle sismique
- déterminer le stade ou quel se trouve la faille

Le nivellement des surfaces et les mesures géodésiques par laser ont été le moyen le plus précis pour s'informer sur les déformations du sol sur des régions de dizaines de kilomètres de dimension. Cependant, de telles mesures sont très coûteuses et demandent beaucoup du temps pour être réalisées, et nécessite des délais entre les mesures individuelles allant de quelques mois à plusieurs années. Des mesures modernes réalisées par des interférométries de type SAR (Synthetic Aperture Radar ou Radar à synthèse d'ouverture) basées sur le GPS (Système mondial de positionnement) et les satellites sont maintenant disponibles pour produire des changements de position géodésiques avec des mesures individuelles séparées par des minutes en jours. Cependant, ces nouvelles technologies n'ont pas encore saisi de déformations superficielles précurseur de séismes forts. [4]

Plusieurs séismes ont été associés à des déformations de la surface du sol et dans certains cas ils ont été montrés que les déformations observées étaient des précurseurs de séismes importants [4].

GPS permanentes dans des zones sismogènes, réseau denses ont permis de détecter des phénomènes nouveaux.

La télédétection a apporté une contribution significative à la prévion de séismes.

I.2.1.2 Hydrogéochimiques et émission de gaz

La surveillance des paramètres physiques et chimiques des eaux souterraines a été réalisée à l'échelle mondiale, dans les zones sismiques. Les changements de chimie de l'eau et l'échappement de gaz sont le résultat de la fracturation des roches qui ouvre des chemins pour la migration de l'eau depuis des aquifères confinés et des gaz depuis la croûte profonde.

Parmi les meilleurs ions à suivre sont Na^+ et Cl^- , puis viennent ensuite le débit et le suivi de CH_4 [6]. Très récemment, des anomalies dans leur chronique de données uranium, environ 1 mois ont détecté avant le séisme de l'Aquila [5]

Parmi les cortèges d'éléments gazeux suivis, le radon est sans doute celui qui est le plus fréquemment étudié. Le radon est considéré comme un indicateur des mouvements crustaux, même si chaque séisme ne déclenche pas d'anomalie et si chaque anomalie n'est pas forcément suivie par un séisme. [29]-[1]

Quelques mesures en phase gazeuse sont bien caractérisées pendant le processus de préparation du séisme de Kharsal ($M=4.9$) (Figure I.1)

Dans l'environnement géologique, la concentration de l'eau souterraine du radon dépend de l'abondance isotopique de ses radionucléides parents (^{238}U et ^{226}Ra) et de leurs profils géochimiques en référence à l'oxydoréduction de l'environnement et aux caractéristiques du pH. [5]

Les processus géodynamiques induits par les séismes peuvent modifier les profils de migration du radon dans les eaux souterraines comme indicateur potentiel de la déformation.

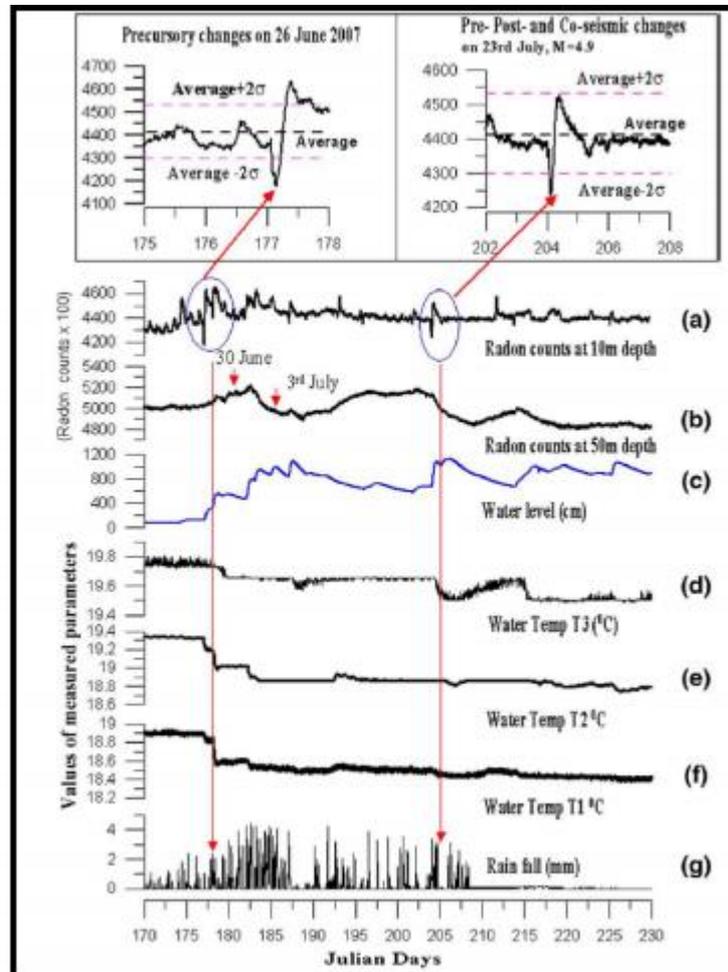


Figure. 1.1: Signaux précurseurs observés (jours 170 à 230 de l'année 2007) dans le forage pendant le processus de préparation du séisme de Kharsal ($M=4.9$). (a) radon à 10 m de profondeur ; (b) concentration de radon à 50 m (c) niveau piezométrique (d) température de l'eau T3 (e) température de l'eau T2 (f) température de l'eau T1 ; (g) Pluviométrie. Encadrée : détails des changements observés sur des courtes durées à 10 m de profondeur. [38]

D'autres gaz ont également été considérés comme des précurseurs de séisme possibles, la plupart des expériences rapportées dans la littérature scientifique se sont concentrées sur le radon.

On signale également des changements possibles dans l'émission d'autres gaz, tels que le monoxyde de carbone et le dioxyde de carbone, provenant de la terre, associés à des séismes.

La construction des modèles capables de détecter des précurseurs sismiques à partir de séries géochimiques temporelles est nécessaire. [6]

Différentes modèles ont été proposées pour tenir compte des divers précurseurs géochimiques observés, dont la plupart peuvent être associés à l'un des mécanismes suivants. [7]

- Déclenchement physique et / ou chimique par vibration ultrasonique (modèle UV);
- Libération chimique due à une solubilité sensible à la pression (modèle PSS);
- libération physique par effondrement des pores (modèle PC);
- Dégagement chimique par augmentation de la perte ou de la réaction avec des surfaces rocheuses (modèle IRSA);
- Mélange physique dû à la rupture de l'aquifère et / ou au mélange des fluides (AB / FM).

Ces mécanismes sont brièvement décrits ci-dessous : [4]

A. *Modèle de vibration ultrasonique*

Ce modèle propose que les constituants lâchement liés dans les roches souterraines puissent être libérés par la vibration ultrasonore.

Des études sur le terrain [35] ont également montré que des anomalies géochimiques peuvent être générées en réponse à une décharge explosive souterraine, semblable à celles couramment utilisées dans l'exploration sismique. Les critiques de ce modèle soutiennent que les fréquences relativement élevées nécessaires pour libérer des espèces chimiques des roches souterraines sont soit trop faibles, soit complètement absentes dans le spectre des fréquences des séismes.

En outre, les anomalies géochimiques associées aux explosions sont généralement beaucoup plus faibles que celles associées aux séismes. De plus, ces anomalies induites par explosion surviennent quelque temps après l'explosion elle-même, ce qui indique que d'autres mécanismes peuvent générer ces anomalies.

B. Modèle de solubilité sensible à la pression

Ce modèle propose que l'augmentation des espèces chimiques dissoutes dans les eaux souterraines soit caus e par l'augmentation de la pression des fluides due aux changements de contraintes précurseurs.

Ce mécanisme est peu susceptible de contribuer de manière significative à la génération d'anomalies géochimiques, car les changements de contraintes nécessaires sont de l'ordre de dizaines à des centaines de bars.

Même si des changements de contraintes de cet ordre sont courants dans les séismes, il y a peu de preuves que ces changements de contraintes soient transférés à la phase fluide dans les roches.

C. Modèle de surface réactive accrue

Pour ce modèle, il est proposé que la micro-fracturation avant un séisme entraîne une augmentation des concentrations d'ions et de gaz dans les eaux souterraine. Le processus de fracturation a deux effets.

- Le premier est que permet aux gaz piégés de s'échapper de la matrice des roches.
- La seconde est que produit des surfaces de silicate fraîches, qui sont cens es augmenter le taux de la réaction avec les eaux souterraines.

D. Modèle d'effondrement de pores

Ce modèle suggère que, à mesure que les contraintes dans la terre augmentent avant un séisme, le volume des pores dans les roches s'effondre, libérant ainsi des espèces chimiques dans l'eau souterraine, générant une anomalie géochimique. Des diminutions du volume des pores de la roche ont été d montr es dans un certain nombre d'études de laboratoire et de terrain.

E. Modèle de mélange de brèche / fluide aquifère

Ce modèle peut être utilisé pour tenir compte des variations anormales de la géochimie des eaux souterraines résultant du mélange d'espèces chimiques de deux systèmes aquifères distincts. L'avantage de ce modèle est qu'il peut expliquer à la fois les augmentations et les diminutions des espèces chimiques et des concentrations de gaz, ainsi

que les variations simultanées de température qui accompagnent souvent ces précurseurs géochimiques.

F. Modèle de changement de niveau d'eau souterraine

La plupart des changements dans les niveaux des eaux souterraines ont commencé dans environ un an du séisme à venir, mais certains beaucoup plus tôt que cela. Cependant, le plus grand changement dans le niveau des eaux souterraines a généralement été observ e dans les 40 jours qui ont suivi le séisme.

Un r esum e de l'évaluation des changements du niveau des eaux souterraines comme précurseurs des séismes est donn e par [8]

Les changements de niveau d'eau précurseur les plus importants sont observ es dans les aquifères confin es [9]

Pour ces aquifères, la variation de la pression du réservoir Δp est liée à la variation incrémentielle de la souche volumétrique Δe par [10]

$$\Delta p = (-2GB/3) [(1 + \nu_u)/(1 - 2\nu_u)]/\Delta e \dots\dots\dots (I.1)$$

Où G est le module de cisaillement, B est le coefficient de Skempton, et ν_u est le rapport de Poisson non arros e. La variation du niveau d'eau Δh est liée à Δp par

$$\Delta h = \frac{\Delta p}{\rho g} \dots\dots\dots (I.2)$$

Où ρ est la densité de fluide et g est l'accélération gravitationnelle.

I.2.1.3 Observations électromagnétiques au sol et dans l'ionosphère

Les signaux électromagnétiques (EM) associ es à un séisme peuvent être class es dans les deux grands groupes suivants, couvrant chacun une gamme de fréquences [11]:

- des signaux EM émis à partir des zones focales
- des transmissions anormales des ondes électromagnétiques sur les régions  picentrales

Dans la phase préparatoire d'un séisme certains mécanismes sont  voqu es et expliquent l'existence de quelque effets comme : les effets électrocinétiques, piézoélectriques, et mouvement rapide de fluides ou de roches chargées électriquement, ionisation de l'air par des électrons émis par la roche en fracturation

Des anomalies électriques et magnétiques ont été observées par des instruments placés sur le sol, mais aussi à l'aide d'instruments embarqués dans des satellites. [1,12-13]

Pendant la période de 1990 à 2010, Avec un système d'observation couplé VAN (P. Varotsos ; K. Alexopoulos ; K. Numikos) et champ magnétique (bande ULF) installé au Japon, des perturbations électriques significatives clairement précurseur ont été enregistrées (Figure I.2).

Le problème majeur est de déterminer l'existence des signaux électriques sismiques.

[14]

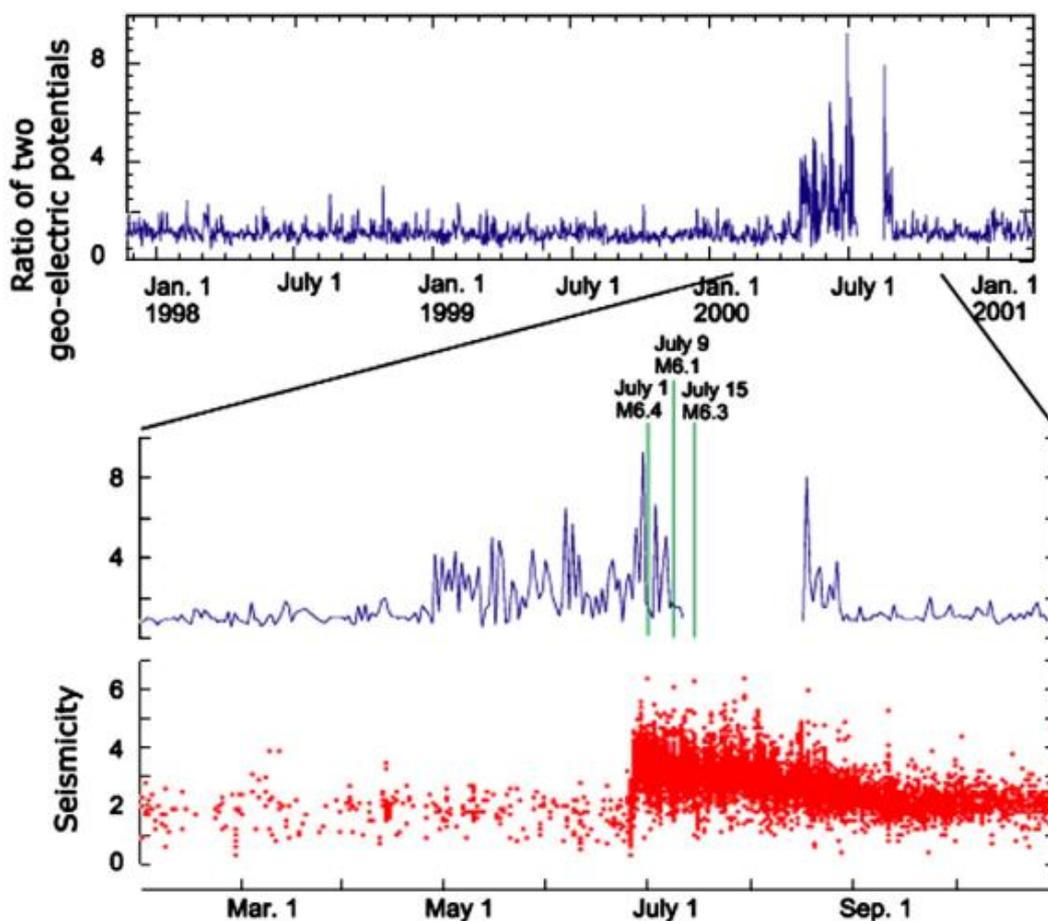


Figure. I.2: Le potentiel géo-électrique anormal évolue avant l'activité chaude sismique de 2000 dans la région de l'île d'Izu, au Japon. Le panneau inférieur montre la sismicité [11]

Plusieurs modèles physiques ont été proposés pour expliquer les précurseurs électromagnétiques observés associés aux séismes. Ces modèles peuvent être classés en deux catégories, qui peuvent être reliées à la fréquence du précurseur électromagnétique résultant [4]

- La première classe de modèles tente d'expliquer l'observation des champs magnétiques dans la gamme ULF (Ultra Low Frequency).
- La seconde classe de modèles concerne les champs électriques observ es à une fr equance plus élevée, principalement dans la gamme ELF / VLF (Extremely Low Frequency/Very Low Frequency), mais s'étendant aussi aux bandes de fr equance LF (Low Frequency) et HF (High Frequency).

Pour les champs magnétiques ULF, trois mécanismes ont été propos es pour expliquer la génération de ces signaux précurseurs.

- Le premier de ces mécanismes est l'effet magnéto-hydrodynamique [15]
- Le deuxième mécanisme est l'effet piézomagnétique [16]
- Le troisième mécanisme est l'effet électro-cinétique [17-18]

Pour les champs électriques ELF / VLF / LF / HF les mécanismes propos es pour la production de ces champs comprennent :

- l'électrification par contact, l'électrification par séparation et la piézo-électrification [4]-[19]
- l'électricité atmosphérique produite par l'émission de gaz radon à partir de la terre [4]-[20].

Des phénomènes précurseurs se déroulant dans l'ionosphère impliquant des anomalies de paramètres fondamentaux des plasmas et de transmission d'ondes électromagnétiques.

I.2.1.4 Observations thermométriques

Les variations anormales de la température ont été observées avant quelques séismes majeurs.

La conductivité thermique de la roche est assez faible et il faut plusieurs années pour qu'un changement de température significatif ne diffuse que quelques mètres dans les roches.

Ainsi, d'un point de vue théorique, on ne s'attendrait pas à observer des anomalies thermiques dans les roches avant les séismes.

D'autre part, comme il a été document e ci-dessus, le flot d'eaux souterraines et de gaz à travers les roches et les sols pourrait être alt er e pendant une certaine p eriod e avant qu'un séisme ne se produise dans une région.

En particulier dans les zones de tectonique active et de volcanique, de telles altérations du flux d'eau dans la terre avant un séisme pourraient parfois permettre à cette eau d'entrer en contact avec des corps rocheux plus chauds en profondeur et d'élever les températures des eaux souterraines proches de la surface.

Dans certains cas, les altérations de la structure des pores de la roche en profondeur avant qu'un séisme puisse couper un flot d'eau g othermiquement chauff e à la surface, conduisant à un refroidissement des températures de l'eau proche de la surface. Parmi ces deux scénarios possibles pour les changements de température précurseurs, les premiers seraient plus faciles à observer puisque la roche et le sol autour de l'eau plus froide resteraient à une température plus  lev e pendant une longue p eriodede temps.

I.2.1.4.1 Modèles de changement de température au sol

Les anomalies de température précurseur sont généralement associées à des changements dans les niveaux d'eau souterraine et avec des anomalies géochimiques, bien que le chauffage par friction sur les surfaces de défaut puisse contribuer aux changements de température au sol.

Cependant, des anomalies de température associées aux changements du niveau de l'eau souterraine pourraient être importantes. La chaleur produite à la profondeur de la terre serait transport e plus efficacement vers la surface par le courant convectif d'eau souterraine que par la conduction thermique à travers la roche elle-même. Les observations se font par capteurs de températures et satellites infrarouges (IR).

L' levation de la température de quelques degrés et quelques jours avant l' v nement pourrait s'expliquer par les phénomènes suivants [1]:

1. la chaleur d egag e par la friction des roches sous contraintes en élevation diffuse thermiquement par les roches jusqu'à la surface ; [21]
2. cette chaleur est communiqu e aux fluides souterrains qui peuvent voir leur niveau s'élever avant un séisme (précurseurs hydrologiques).
3. le déplacement d'électrons (défauts d'électrons dits « p-holes ») vers la surface, leur accumulation et leur décharge pourraient provoquer l'échauffement de l'atmosphère;
4. la décharge de gaz, dont CO₂ et radon, crée un effet de serre local.

Des élévations de température dans le sol et l'air ambiant ont été observées peu avant certains séismes (Figure I.3). De même une élévation anormale de la température de l'atmosphère a été rapportée avant les séismes de Beijing (Sanhe-Pinggu M8, 02/09/1679) et Nangxia (M8.6, 16/12/1920). [22]

Des élévations du flux de chaleur latente ont été reportées pour les séismes de Gujarat (M7.8, 2001), Taiwan (M7.7, 1999) et Mexico (M7.3, 2003). (Figure I.4).

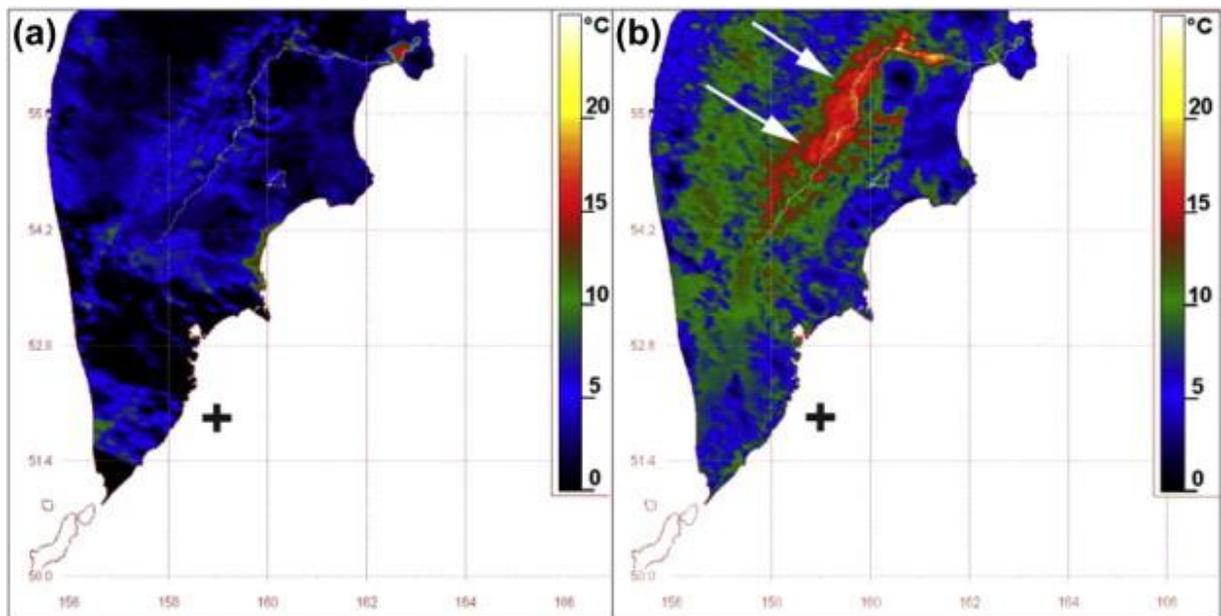


Figure. I.3: Images du séisme du Kamchatka (M7, 21/06/1996,) prises par le satellite NOAA, montrant les anomalies thermiques interprétées comme telles par Tronin et al. [24]. Gauche : 17/06/1996, 16:11:12 GMT ; droite : 22/06/1996, 16:57:28 GMT ; flèches : anomalies thermiques ; croix : épicode du 21/06/1996

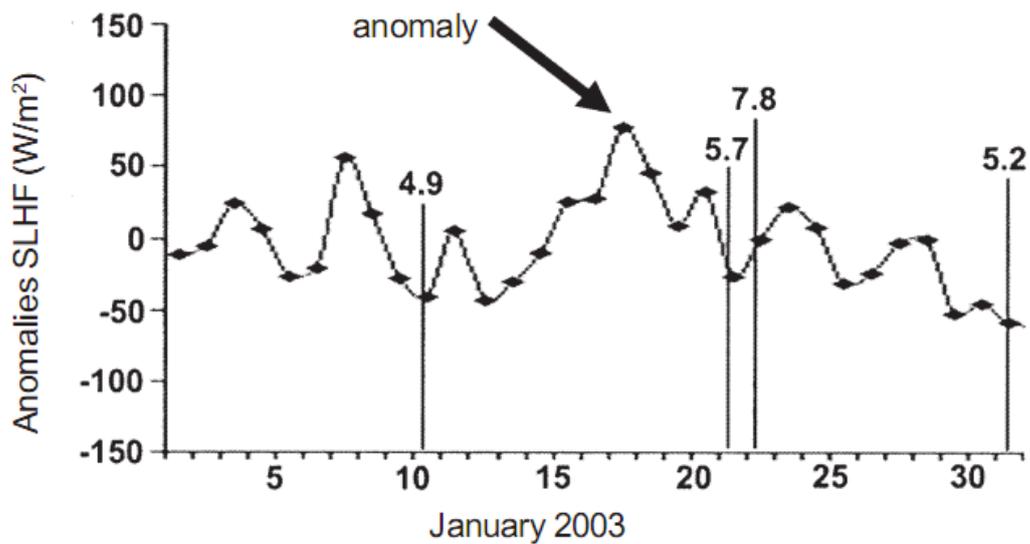


Figure. I.4: Flux de chaleur latente anormale sur l'épicentre du séisme de Colima dérivé des données de télédétection par satellite pour janvier 2003. Les chiffres sur la courbe indiquent l'ampleur du choc principal, des chocs et des répliques du séisme de Colima. [23]

I.3 Mécanisme des anomalies thermiques

Les explications pour comprendre les raisons qui conduisent à l'augmentation du rayonnement infrarouge sortant avant un séisme imminent reposent principalement sur des phénomènes comme la libération de gaz à effet de serre, les caractéristiques de la dynamique des sols, y compris l'humidité du sol et la teneur en gaz, et la structure cristalline des masses rocheuses sous stress.

Plusieurs auteurs émettent l'hypothèse que, les gaz à effet de serre dont le CO₂, le CH₄ et la vapeur d'eau absorbent les radiations infrarouge et réchauffent ainsi la surface et l'atmosphère par un effet de serre local (Figure I.5). [24-26]

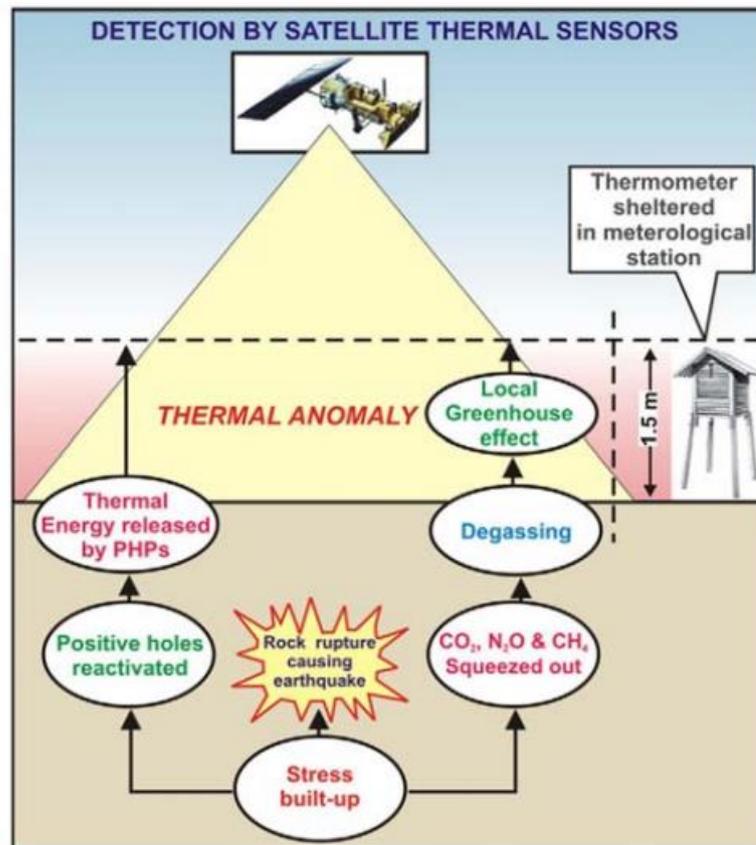


Figure. I.5: Génération d'anomalie d'infrarouge thermique précédant un séisme et détectable par des capteurs thermiques embarqués sur satellites [31]

I.4 La télédétection par satellite dans la prévision sismique

La situation actuelle de la télédétection pour la recherche spatiale sismique indique quelques phénomènes liés aux séismes: [27]

- la déformation de la Terre
- la croissance de la température et l'humidité de la surface
- l'humidité de l'air
- l'expiration des gaz et des aérosols
- les perturbations électromagnétiques dans l'ionosphère.

1.4.1 Observation radar

La technique du radar interférométrique à ouverture synthétique (InSAR) est utilisée pour examiner les caractéristiques à petite échelle dans le champ de déformation associé aux séismes.

L'interférométrie par satellite est basée sur des observations radar multi-temporelles. InSAR est une méthode par laquelle les différences de phase de deux ou plusieurs images SAR sont utilisées pour calculer les différences dans la plage de deux antennes SAR ayant des géométries de vision légèrement différentes à des cibles au sol. [27]

Les déplacements sur la surface de la terre peuvent être mesurés dans une gamme de centimètres et millimètres. Les résultats InSAR montrent des signatures de déformation significatives associées à des failles, des fractures et des subventions.

L'interférogramme indique également clairement la déformation de surface liée aux séismes.

La première application de l'interférométrie satellitaire pour la recherche sismique a été démontrée dans les années 90 par Massonnet et al. [32]. (Figure I.6).

L'amélioration de la technologie difSAR nous permettra d'enregistrer des différences très nettes dans le déplacement de surface.

La technique InSAR ouvre de nouveaux champs d'applications de télédétection en sismologie.

Les méthodes InSAR sont le meilleur outil pour étudier les déformations sismiques au moment du choc.

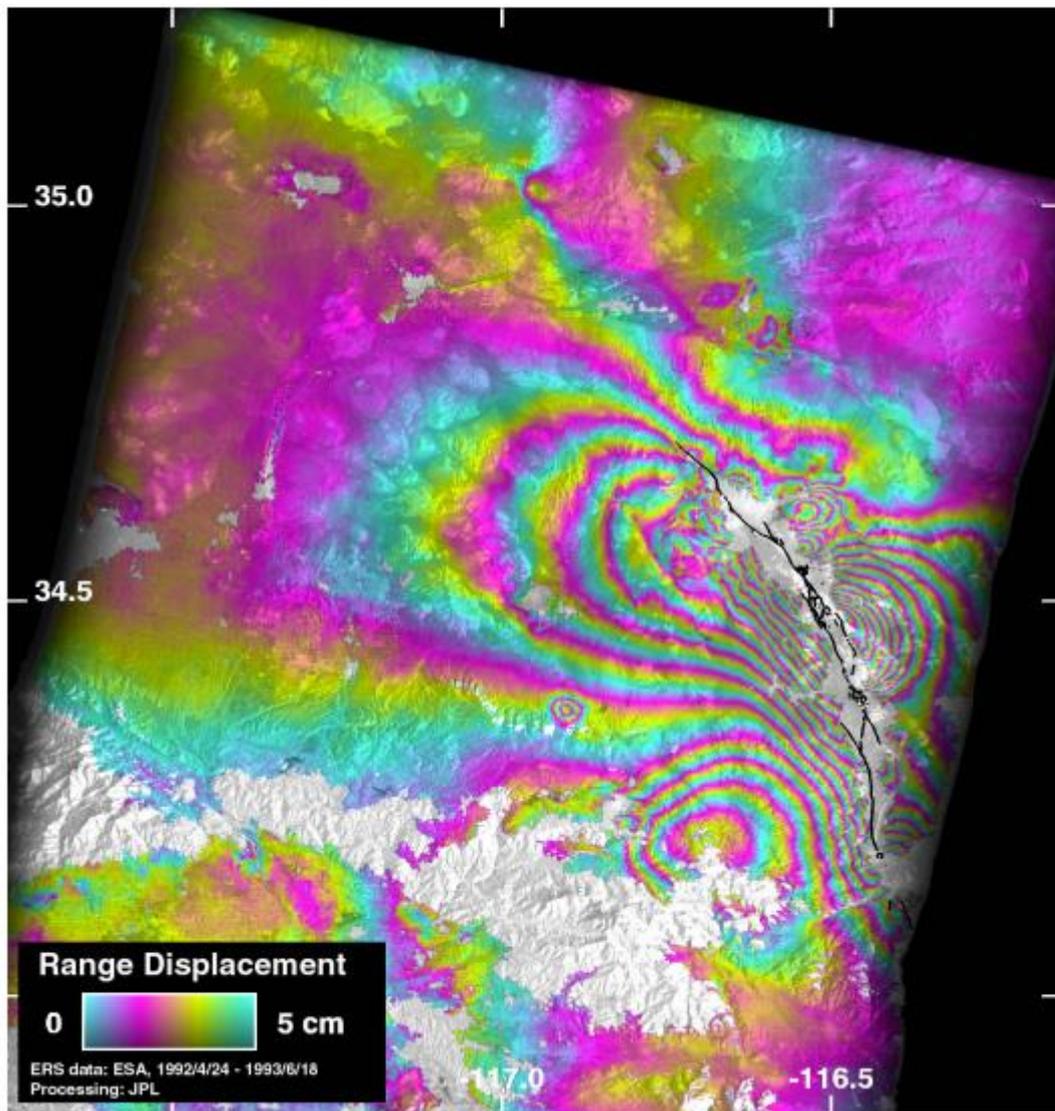


Figure. I.6: Interférométrie satellitaire, séisme de Landers ($M = 7,3$, 28 juin 1992) a été compilée sur la base d'une image pré-sismique du 24 avril 1992 et Scènes post-sismiques: 7 août 1992; 3 juillet 1992 et 18 juin 1993. [32]

I.4.2 Changement électromagnétique

Les fluctuations du champ électromagnétique terrestre avant les séismes sont peut être considéré comme le plus prévenu et le meilleur précurseur.

La bande de fréquence la plus prometteuse de leur occurrence, est la gamme ULF-ELF pour les précurseurs à court terme et les périodes d'heures à mois pour les précurseurs à moyen terme.

La caractéristique commune de toutes ces fluctuations est leur faible amplitude, ce qui rend difficile de l'extraire des fluctuations de bruit d'arrière-plan, causées par les sources d'une autre nature. Cela impose également des exigences particulières sur le seuil de

sensibilité et la stabilité des appareils de mesure tels que les électromètres et les magnétomètres. [29]

Avec les satellites, différents paramètres d'ionosphère peuvent être mesurés et recherchés pour détecter les précurseurs électromagnétiques.

I.4.2.1 Des satellites récents pour détecter le précurseur électromagnétique

a. Satellite Quakesat

Ce satellite est l'un des satellites les plus récents lancé le 30 juin 2003 dans le but de collecter des signaux électromagnétiques liés aux séismes [28].

Le lancement de ce nanosatellite fournit les données globales nécessaires à l'enquête. Ces paramètres satellites sont les suivants:

- Orbite synchrone Sun   840Km de hauteur
- Satellite de type Cubesat avec une taille $35 \times 11 \times 11$ cm
- Poids par satellite: 4,5 kg
- Durée de vie nominale du satellite: 1 an

Ce satellite est conçu pour collecter des données sur des zones sismiques spéciales et aucune donn e n'est enregistr e sur des p les et des océans.

b. Satellite Demeter

Détection des émissions EM transmises par les satellites sismiques satellite. Il s'agit également d'un autre des microsatsellites les plus récents conçus et construits par l'Agence spatiale française (CNES) dans le but de détecter les signaux électromagnétiques pré-sismiques et les perturbations ionosphériques et lancés le 29 juin 2004. Ces paramètres satellites sont les suivants [28]:

- Orbite héliosynchrone à 710 Km de hauteur et inclinaison de 98.3 Degré
- Satellite de forme de cube avec une taille de $80 \times 80 \times 80$ cm
- Poids par satellite: 120-130 kg
- Durée de vie nominale du satellite: 2 ans
- Utiliser un blindage électromagnétique de manière intensive afin de réduire les interférences avec les instruments scientifiques que le satellite pourrait produire lui-même.

I.4.3 Les Données thermiques

Les changements de température de surface avant les séismes ont été signalés dans de nombreux cas. Ceux-ci peuvent impliquer des changements dans les modèles de circulation des eaux souterraines apportant de l'eau de différentes températures à la surface.

Ce précurseur possible est parmi ceux qui peuvent être surveillés par des dispositifs de télédétection.

Les bandes spectrales infrarouge thermique (TIR) de différents satellites comme MODIS, NOAA AVHRR, ASTER et Landsat TM / ETM peuvent produire de telles informations. L'analyse de la série chronologique température de surface (LST) des cartes pour différentes régions sismiques avant des séismes forts, a mis en évidence la construction d'anomalies thermiques.

Les capteurs spatiaux opérationnels modernes du spectre infrarouge (IR) permettent de surveiller le champ thermique de la Terre avec une résolution spatiale de 0,5 à 5 km et une résolution de température de 0,12 à 0,5   C.

Les sondages sont répétés toutes les 12 heures pour les satellites à orbite polaire et 30 minutes pour les satellites géostationnaires. Le système opérationnel des satellites à orbite polaire (2-4 satellites sur orbite) fournit une surveillance globale du globe au moins toutes les 6 heures ou plus fréquemment. De tels capteurs peuvent surveiller étroitement les régions sollicit es sismiques et fournir des informations sur les changements de température de surface associés à un séisme imminent.

I.4.4 Autre méthodes

Des études de cas de diverses applications de télédétection pour les séismes ont été signal es récemment.

- des chercheurs ont constaté l'émergence significative de la croissance de l'humidité superficielle après le séisme du Gujarat, le 26 janvier 2001, en utilisant les données MISR. [36]
- ont constaté un changement de flux de chaleur latente de surface significatif avant le séisme de Gujarat. [33]
- ont constaté un changement dans la colonne de vapeur d'eau totale après le séisme du Gujarat. [34]

- ont constaté des changements dans les paramètres des aérosols atmosphériques après le séisme de Gujarat. L'aérosol au-dessus de la surface de la mer a été enregistré par le satellite SeaWiFS. [37]

I.5 Conclusion

La prédiction des séismes est une nécessité importante. On a trois types de prévision, longue, moyenne et à courte terme. Plusieurs méthodes ont été utilis es pour prédire les séismes. Chaque méthode est bas e sur l'observation faite pour détecter des signes précurseurs. La télédétection spatiale est un nouvel outil efficace pour le suivi des signes précurseurs comme la déformation de la Terre, la croissance de la température et l'humidité de la surface, l'humidité de l'air, l'expiration des gaz et des aérosols et les perturbations électromagnétiques dans l'ionosphère. Les capteurs spatiaux opérationnels modernes du spectre infrarouge (IR) permettent de surveiller le champ thermique de la Terre avec une bonne résolution spatiale.

I.6 Références

- [1] **Jousset P.**, (2009) : Précurseurs de séismes majeurs : un état de l'art et étude bibliographique. Rapport final BRGM/RP-58282-FR
- [2] **Christin kert**, (1995) Rapport sur les techniques de prévision et de prévention de risque naturels, séisme et mouvement de terrain tome 1. Office parlementaire d'évaluation des choix scientifique et technologique.
- [3] **Sieh K.**, (1996): The repetition of large-earthquake ruptures. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 93, p.3764.
- [4] **Robert D. Cicerone a**, John E. Ebel b, James Britton b. (2009): A systematic compilation of earthquake precursors. Tectonophysics 476 371–396
- [5] **Wolfgango Plastino a,b**, Pavel P. Povinec c, Gaetano De Luca d,e, Carlo Doglioni f , Stefano Nisi e, Luca Ioannucci e, Marco Balata e, Matthias Laubenstein e, Francesco Bella a, Eugenio Coccia, (2010): Uranium groundwater anomalies and L'Aquila earthquake, 6th April 2009 (Italy). Journal of Environmental Radioactivity 101 45–50.
- [6] **Biagi P. F.**, Castellana L., Maggipinto T. et al. (2008): Disturbances in a VLF radio signal prior the M=4.7 offshore Anzio (central Italy) earthquake on 22 August 2005. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, p. 1041-1048.
- [7] **Thomas, D.**, (1988): Geochemical precursors to seismic activity. Pure Appl. Geophys. 126,241–266.
- [8] **Roeloffs, E.A.**, (1988): Hydrologic precursors to earthquakes: a review. Pure Appl. Geophys. 126, 177–209.
- [9] **Roeloffs, E.A.**, Quilty, E., (1997): Water level and strain changes preceding and following the August4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake. Pure Appl. Geophys. 149, 21–60.
- [10] **Rice, J.R.**, Cleary, M.P., (1976): Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. Rev. Geophys. Space Phys. 14, 227–241.
- [11] **Uyeda S.**, Nagao T., Kamogawa M. (2009): Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics, Tectonophysics 470, 205-213
- [12] **Horie T.**, Maekawa S., Yamauchi T. et al. (2007a): A possible effect of ionospheric perturbations associated with the Sumatra earthquake, as revealed from subionospheric very-low-frequency (VLF) propagation (NWC-Japan). International Journal of Remote Sensing, 28, p. 3133-3139.

- [13] **Horie T.**, Yamauchi T., Yoshida M. et al. (2007b): The wave-like structures of ionospheric perturbation associated with Sumatra earthquake of 26 December 2004, as revealed from VLF observation in Japan of NWC signals. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, p. 1021-1028.
- [14] **Ruan A. G.**, Zhao H. Y. (2000): Recognize seismic anomaly of telluric field by data projection vertical to the polarization. *Acta Seismo. Sinica*, 22, p. 171-175.
- [15] **Draganov, A.B.**, Inan, U.S., Taranenko, Yu.N., (1991): ULF magnetic signatures at the Earth's surface due to ground water flow: a possible precursor to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1127–1130.
- [16] **Sasai, Y.**, (1991): Tectonomagnetic modeling on the basis of the linear piezomagnetic effect. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* 66, 585–722.
- [17] **Nourbehecht, B.** (1963): Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, Ph.D. thesis, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge.
- [18] **Fitterman, D.V.**, (1978): Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered Earth. *J. Geophys. Res.* 83, 5923–5928.
- [19] **Ogawa, T.**, Oike, K., Miura, T., (1985): Electromagnetic radiation from rocks. *J. Geophys. Res.* 90, 6245–6249.
- [20] **Pierce, E.T.**, (1976): Atmospheric electricity and earthquake prediction. *Geophys. Res. Lett.* 3, 185–188.
- [21] **Wang Q. L.**, Wang W. P., Lang W. F. et al. (1998): Stress-dissipative heat geotemperature precursor mechanism of earthquakes (in English). *Acta Seismologica Sinica*, 11, p. 615-621.
- [22] **Liu D. F.**, Peng K. Y., Liu W. H. et al. (1999): Thermal omens before earthquake (in English). *Acta Seismologica Sinica*, 12, p. 710-715.
- [23] **Dunajacka M. A.** and Pulinets A. (2006): Atmospheric and thermal anomalies observed around the time of strong earthquakes in México. *Atm sfera* vol.18 no.4
- [24] **Tronin A.A.**, Biagi P.F., Molchanov O.A., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I. (2004): Temperature variations related to earthquakes from simultaneous observation at the ground stations and by satellites in Kamchatka area. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C Volume 29, Issues 4–9, 2004*, pp501-506.
- [25] **Choudhury S.**, Dasgupta S., Saraf A. K. et al. (2006): Remote sensing observations of pre-earthquake thermal anomalies in Iran. *International Journal of Remote Sensing*, 27, p. 4381–4396.

- [26] **Qiang Z. J.**, Xu X. D., Dian C. G. (1997): Thermal infrared anomaly precursor of impending earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 149, p. 159-171.
- [27] **Tronin A. A.** (2010): Satellite Remote Sensing in Seismology. A Review , *Remote Sens.* (2), 124-150; doi:10.3390/rs2010124
- [28] **Bahram Safaee** and Abbas Alimohammadi, (2014): Using Remote Sensing technology for detection of Electromagnetic Earthquake precursors.
- [29] **Alvan H. V.** and Azad F. H. (2011): Satellite Remote Sensing in Earthquake Prediction. A Review. National Postgraduate Conference (NPC), IEEE. Malaysia
- [30] **Al-Hilal, M.**, Sbeinati, R., Darawcheh, R., (1998): Radon Variations and microearthquakes in Western Syria. *App. Radi. and Isotopes*, 49 (1–2): 117–123
- [31] **Saraf, A. K.**, Rawat, V., Choudhury, S., Dasgupta, S., Das, J. (2009): Advances in understanding of the mechanism for generation of earthquake thermal precursors detected by satellites, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11, 373–379.
- [32] **Massonnet, D.**, Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., and Rabaute, T., (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, vol.364, p. 138-142.
- [33] **Dey, S.**, Singh, R.P. (2003): Surface latent heat flux as an earthquake precursor. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 1–7.
- [34] **Dey, S.**, Sarkar, S., Singh, R.P. (2004): Anomalous changes in column water vapor after Gujarat earthquake. *Advances in Space Research* 33,274–278.
- [35] **IAEA-TECDOC-726**, (1991): Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions, Proceedings of an Advisory Group Meeting held in Vienna, 9-12 September 1991.
- [36] **Pinty, B.**, Gobron, N., Verstraete, M.M., Me ´lin, F., Widlowski, J.-L., Govaerts, Y., Diner, D.J., Fielding, E., Nelson, D.L., Madariaga, R., Tuttle, M.P., (2003): Observing earthquake-related dewatering using MISR/Terra satellite data. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 84, 37–48.
- [37] **Okada, Y.**, Mukai, S., Singh, R.P., (2004): Changes in atmospheric aerosol parameters after Gujarat earthquake of January 26, 2001. *Adv. Space Res.* 3(3), 254–258.
- [38] **Choubey V. M.**, Kumar N., Arora B. R. (2009): Precursory signatures in the radon and geohydrological borehole data for M4.9 Kharsali earthquake of Garhwal Himalaya. *Science of the Total Environment*, doi:10.1016/j.scitotenv.2009.08.010.

CHAPITRE II

la télédétection une Source des données

II.1 INTRODUCTION

La télédétection est l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques des objets par des mesures effectuées à distance, par l'intermédiaire des ondes électromagnétiques. De nombreux satellites en orbite observent les états de la surface terrestre de façon périodique, régulière et continue parmi eux on a MODIS, MSG et AVHRR. Avec ces capteurs satellite La collecte des données est réalisée.

Dans notre thèse, nous avons choisi de travailler avec les images MODIS-TERRA. Elles offrent une résolution à la fois assez large pour étudier la région du séisme de boumerdes (Algérie). De plus, elles sont gratuites, facilement téléchargeables, et prises de manières continues depuis 2000.

II.2 PRINCIPE DE TELEDETECTION

La télédétection est basée sur une partie de spectre du rayonnement électromagnétique, en raison de l'absorption de rayonnement par l'atmosphère. Les spectres possibles utilisés en télédétection sont le domaine solaire (visible, proche infrarouge et moyen infrarouge), l'infrarouge thermique (3-100mm) et la micro-onde (0.1 mm-1 m). Dans le spectre infrarouge thermique les signatures spectrales des objets dépendent de leur température de surface. L'atmosphère absorbe les rayonnements de longueur d'onde compris entre (13-100 nm). Le satellite comme un capteur (passive) acquise les rayonnements dans des spectres différents. (Figure II.1)

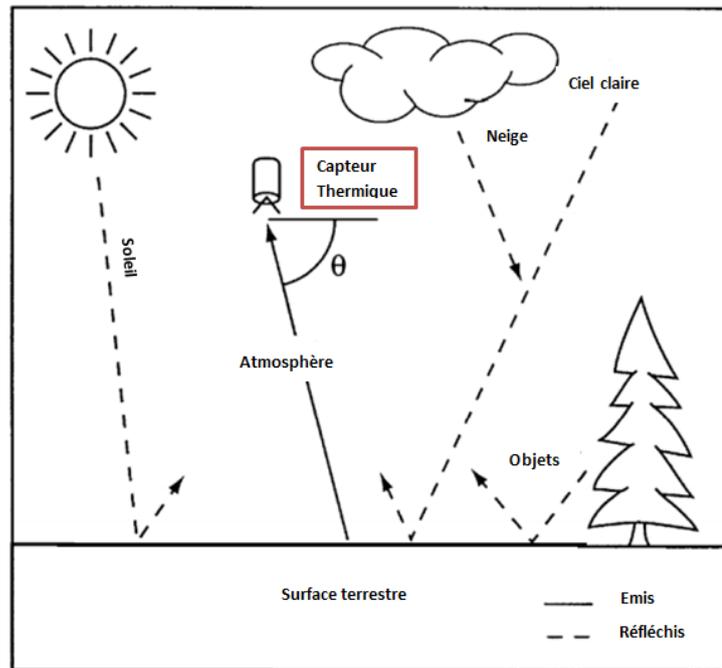


Figure. II.1: Système de télédétection (Imagerie infrarouge thermique)

II.2.1 Interaction Avec L'atmosphère

L'atmosphère terrestre contient des particules solides et liquides d'origine diverse. Une de ses caractéristiques est la répartition verticale de sa température et de sa pression (figure II.2). C'est d'ailleurs à partir des profils de température qu'un certain nombre de couches ont été mises en évidence :

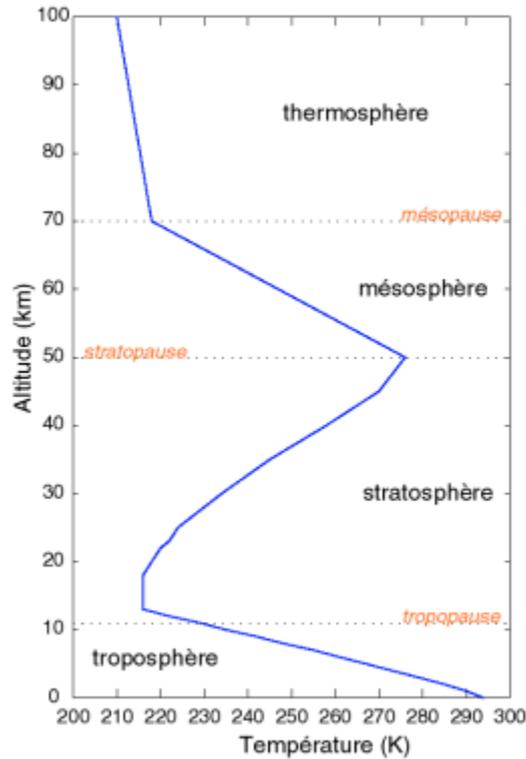


Figure. II.2: La répartition verticale de l'atmosphère [1]

Tableau II.1: Principales fenêtres atmosphériques.

Ultraviolet et visible	0.35 μm - 0.75 μm
Proche infrarouge	0.77 μm - 0.91 μm 1.0 μm - 1.12 μm 1.19 μm - 1.34 μm
Infrarouge moyen	1.55 μm - 1.75 μm 2.05 μm - 2.04 μm
Infrarouge thermique	3.35 μm - 4.16 μm 4.5 μm - 5 μm 8 μm - 9.2 μm 10.2 μm - 12.4 μm 17 μm - 22 μm
Hyperfréquences (fortes bandes étroites O3 et H2O aux hautes fréquences micro-ondes)	2.06mm - 2.22mm 3mm - 3.75mm 7.5mm - 11.5mm 20mm - ...

L'atmosphère possède une large fenêtre atmosphérique dans le domaine solaire, alors que dans l'infrarouge la principale fenêtre atmosphérique est comprise entre 8 et 14 microns (μm). Les fenêtres atmosphériques sont très utilisées dans la détection des signaux émis par les satellites. Les principaux domaines spectraux (fenêtre atmosphérique) hors des bandes d'absorption gazeuse sont: (Tableau II.1) [4]

Chaque satellite est équipé d'un ou de plusieurs capteurs qui prennent des mesures en diverses longueurs d'onde. Plusieurs de ces capteurs sont utiles pour le suivi des phénomènes géophysiques hasardeux particulièrement le séisme.

II.2.2 Capteurs infrarouge

Les satellites ont été équipés de capteurs infrarouge, ce qui permet l'acquisition ininterrompue d'images nuit et jour. La mesure de température par satellite de l'atmosphère à diverses altitudes, de celle du sol et de la mer se fait par interprétation des mesures de capteurs sensibles à la luminance terrestre dans le domaine infrarouge.

II.3 ÉNERGIE INFRAROUGE THERMIQUE

Dans le domaine infrarouge, tout objet ayant une température supérieure à zéro émet de la chaleur. La Figure II.3 représente l'émission dans l'infrarouge thermique par la terre, les faibles émissions en bleu et les fortes émissions en rouge.

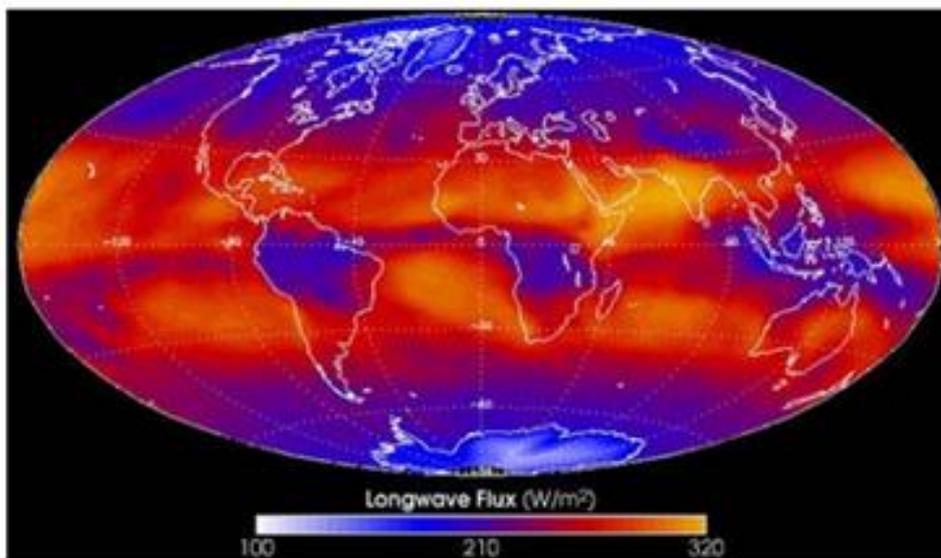


Figure. II.3: Estimation de flux d'énergie émis par la terre en infrarouge thermique: CERES instrument team

II.4 LE SYSTEME DE MESURE THERMIQUE INFRAROUGE

Chaque corps dont la température est supérieure au point zéro absolu de $-273,15^{\circ}\text{C}$ ($= 0$ Kelvin) émet en sa surface un rayonnement électromagnétique proportionnel à sa propre température appelé rayonnement propre. Une partie de ce rayonnement est un rayonnement infrarouge pouvant être utilisé pour la mesure thermique. [2] Ce rayonnement traverse l'atmosphère et est capté dans la portion infrarouge thermique du spectre d'énergie. Ces systèmes utilisent une ou plusieurs références internes de température pour étalonner la radiation détectée. De cette façon, les capteurs thermiques peuvent déterminer la température absolue de la radiation captée.

II.5 COMPARAISON DE DIFFERENTS CAPTEURS QUI MESURENT LA TEMPERATURE DE SURFACE

II.5.1 La résolution spectrale

La température de surface est calculée à partir des mesures de réflectance récupérées dans l'infrarouge thermique (entre 3 et 5 μm et entre 8 et 14 μm), avec par exemple les capteurs MODIS embarqués sur les satellites Aqua et Terra ou les capteurs AVHRR embarqués sur les satellites NOAA, ou encore des mesures récupérées dans les hyperfréquences (entre 0,15 cm et 30 cm – soit entre 300 GHz et 1 GHz), avec les capteurs SSMI embarqué sur la série des DMSP (Defence Meteorological System Program) [5]. La Figure II.4 montre les spécificités des bandes des capteurs évoqués précédemment.

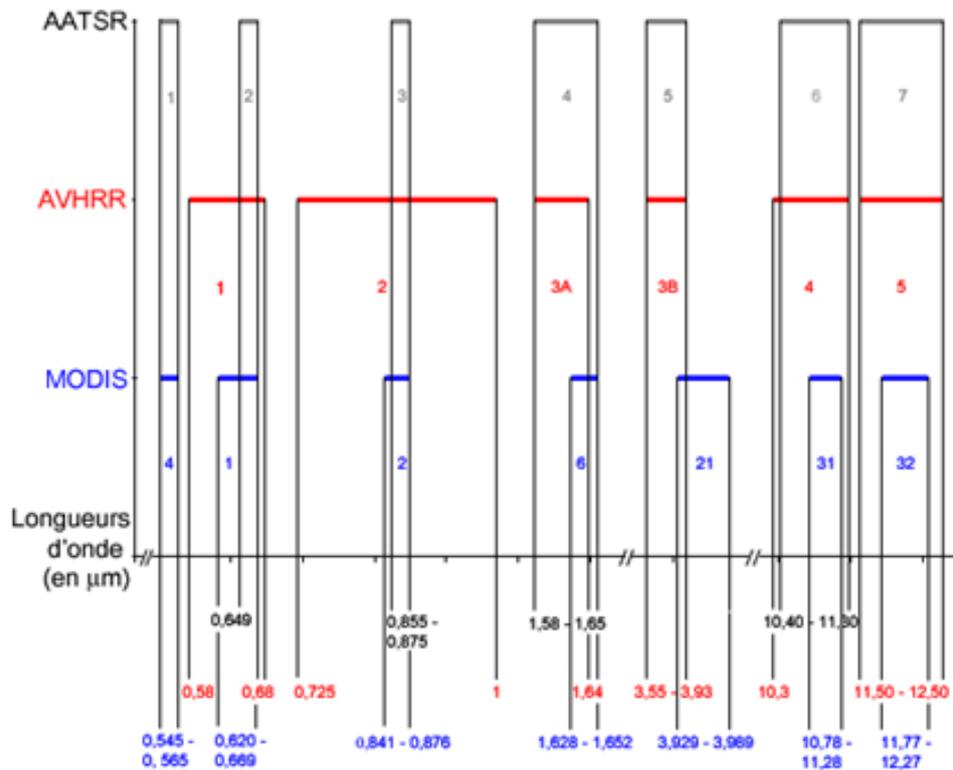


Figure. II.4: Comparaison des bandes spectrales des capteurs AVHRR, AATSR et MODIS, (les chiffres représentent les numéros des canaux). [3]

II.5.2 Résolutions temporelle et spatiale

Avec les satellites NOAA, les températures de surface sont acquises par les capteurs AVHRR sur plus de vingt années. Les orbites des satellites NOAA ont été choisies pour éviter que la lumière du soleil arrive directement sur les instruments [7], au cours des années les satellites NOAA voit leur orbite dériver [8] progressivement induisant jusqu'à 4h de décalage et entraîne une variation importante des LST en particulier dans l'après-midi [9] et qui se traduit par un refroidissement significatif dans les mesures de LST [7]-[10]. Par contre, bien que les satellites Terra et Aqua soient seulement en activité depuis 2000 et 2002, respectivement, leurs mesures ne souffrent pas de cette dérive orbitale. Le satellite européen ENVISAT, qui a aussi été lancé en 2002, porte à son bord, en plus de 9 capteurs, le capteur AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer) [11] succédant ainsi aux deux précédents capteurs ATSR1 et ATSR2 embarqués respectivement sur ERS1 et ERS2. Ces capteurs ont aussi pour mission de récupérer les LST. L'ensemble des LST récupérés par ces capteurs remonte jusqu'à 15 ans. AATSR a aussi l'avantage de regarder une surface au sol selon deux angles différents, soit au nadir et à 55°. Grâce à ce double

angle de prise de vue, il est possible de réaliser des corrections très précises des effets de l'atmosphère sur la propagation des émissions terrestres.

La résolution spatiale de 1 km de ces trois capteurs AVHRR, MODIS et AATSR permet de couvrir des portions très larges de la Terre avec une bonne précision. La fréquence de passage au-dessus du même point pour les satellites qui les supportent est de 35j pour AATSR, quotidienne pour AVHRR, et biquotidienne pour MODIS. Ce dernier, puisqu'il est embarqué sur deux satellites, Aqua et Terra, permet d'obtenir des données jusqu'à quatre fois par jour, leur combinaison permet alors d'avoir une LST moyenne quotidienne plus proche de la réalité terrain. Les heures de passage localement de ces deux satellites est fournie dans le produit téléchargé. En mode ascendant, Terra et Aqua passent en matinée en Amérique du Nord et en soirée en mode descendant. [3]

Les capteurs SMMR et SSMI qui mesurent les températures de surface à partir des hyperfréquences ne peuvent pas obtenir une résolution spatiale aussi précise que les capteurs en infrarouges thermiques de plus l'influence de l'émissivité est beaucoup plus importante sur les micro-ondes que sur les infrarouges thermiques. La résolution de ces capteurs est de 25 km. Par contre la répétitivité des satellites NOAA, Terra et Aqua est quotidienne. Le projet international de climatologie des nuages observés par satellite (International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)) a généré une base de données Température de Surface toutes les 3h en combinant les données des capteurs GEOS et AVHRR. [3]

II.6 SATELLITE MODIS

MODIS « MODerate Resolution Imaging Spectro-radiometer » est un capteur multi spectrale (36 bandes: Tableaux II.2) embarqué sur deux satellites (TERRA et AQUA) qui fournissent une couverture quotidienne complète de la Terre. L'orbite de TERRA autour de la terre est programmée de sorte qu'elle passe du nord au sud sur l'équateur le matin et d'environ 10.30 AM, tandis que L'AQUA passe du sud au nord sur l'équateur dans l'après-midi environ 1.30 PM. TERRA et AQUA MODIS visualisent toute la surface terrestre tous les 1 à 2 jours, en obtenant des données dans 36 bandes spectrales ou des groupes de longueurs d'ondes.

Le satellite TERRA, lancé par la NASA évolue à 705 km d'altitude sur une orbite héliosynchrone. Le capteur MODIS possède une fauchée de 2330 km qui lui permet d'observer chaque point de la Terre tous les uns à deux jours dans 36 bandes spectrales.

La résolution des produits MODIS varie de 1 km à 250 m. Le tableau ci-dessous (Tableau II.3) résume quelques spécifications techniques de MODIS.

Généralement est possible d'obtenir des images le matin (terra) et après-midi (Aqua) pour n'importe quel endroit particulier. Les données de nuit sont également disponibles dans la gamme thermique du spectre. MODIS fournit plusieurs produits, ces dernières sont corrigées géométriquement et radio-métriquement. Ces produits représentent des informations sur la température de surface et des océans, la couverture de la terre, les nuages, les aérosols, la vapeur d'eau, les profils de température et les feux. [12]

Tableau II.2 : Les bandes spectrales de MODIS

Usage principale	Bandes	Largeur de bande	Radiance spectral	Résolution spatiale au nadir
Limites Terre/nuages	1	0.620 - 0.670	21.8	250 m
	2	0.841 - 0.876	24.7	
Propriétés Terre/nuages	3	0.459 - 0.479	35.3	500 m
	4	0.545 - 0.565	29.0	
	5	1.230 - 1.250	5.4	
	6	1.628 - 1.652	7.3	
	7	2.105 - 2.155	1.0	
Couleur des océans/ Phytoplancton/ Biogéochimie	8	0.405 - 0.420	44.9	
	9	0.438 - 0.448	41.9	
	10	0.483 - 0.493	32.1	
	11	0.526 - 0.536	27.9	
	12	0.546 - 0.556	21.0	
	13	0.662 - 0.672	9.5	
	14	0.673 - 0.683	8.7	
	15	0.743 - 0.753	10.2	
	16	0.862 - 0.877	6.2	
Vapeur d'eau atmosphérique	17	0.890 - 0.920	10.0	
	18	0.931 - 0.941	3.6	
	19	0.915 - 0.965	15.0	
Température surface/nuages	20	3.660 - 3.840	0.45	
	21	3.929 - 3.989	2.38	

	22	3.929 - 3.989	0.67	1000 m
	23	4.020 - 4.080	0.79	
Température atmosphérique	24	4.433 - 4.598	0.17	
	25	4.482 - 4.549	0.59	
Nuages Cirrus Vapeur d'eau	26	1.360 - 1.390	6.00	
	27	6.535 - 6.895	1.16	
	28	7.175 - 7.475	2.18	
Propriétés nuages	29	8.400 - 8.700	9.58	
Ozone	30	9.580- 9.880	3.69	
Température surface/nuages	31	10.780 - 11.280	9.55	
	32	11.770 - 12.270	8.94	
Altitude du couvert nuageux	33	13.185 - 13.485	4.52	
	34	13.485 - 13.785	3.76	
	35	13.785 - 14.085	3.11	
	36	14.085 - 14.385	2.08	

Tableau II.3 : Spécifications techniques de MODIS

Altitude	705 km
Résolution au sol	250 m - 1000 m
Largeur de fauchée	2330 km
Méthode de balayage	à faisceau transversal
Délai de ré-observation	1 à 2 jours

II.7 DESCRIPTION DES DONNEES MODIS

Les données MODIS sont projetées sur une grille sinusoidale de 36 colonnes et 18 lignes (figure II.5). Chaque cellule est de dimension $10^\circ \times 10^\circ$. Les dimensions d'une cellule en unité de distance d'une cellule sont: [12]

$$l = R \cdot \frac{10 \cdot \pi}{180} \cdot \cos(\varphi) \dots \dots \dots (II.1)$$

$$L = R \cdot \frac{10 \cdot \pi}{180} \dots \dots \dots (II.2)$$

Où R est le rayon de la terre et φ est la latitude du lieu.

Les cellules sont indexées comme suit: hNvM, où N et le numéro de colonne et M est le numéro de la ligne.

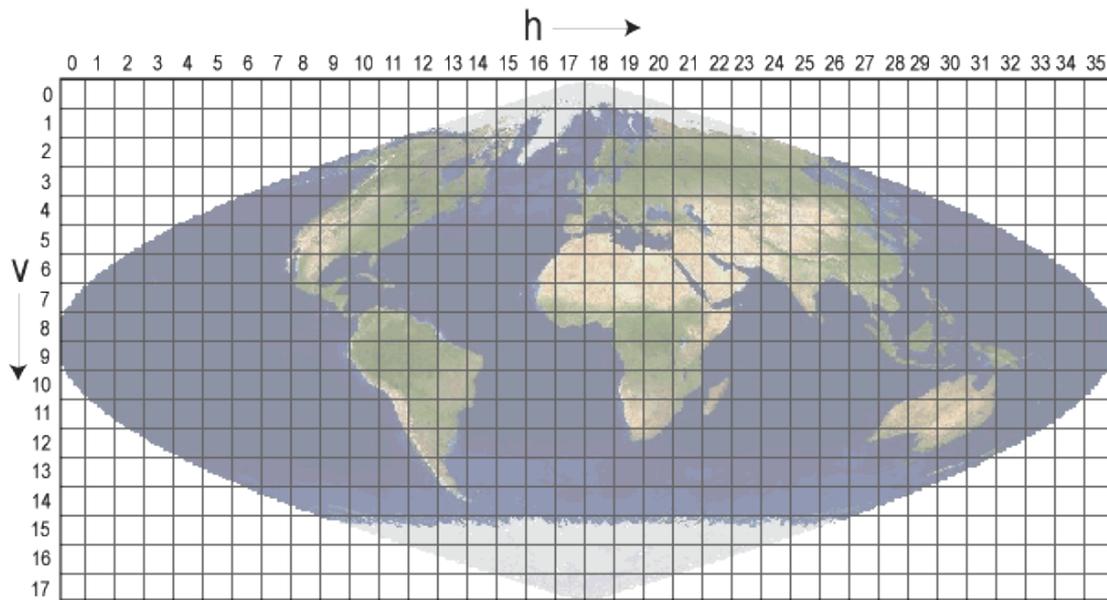


Figure. II.5: Distribution des tuiles sur un planisphère en projection sinusoidale [14]

II.7.1 Nature et niveaux de qualité des données de MODIS-Terra

Les données de MODIS-Terra sont à quatre niveaux de traitement : [12]

- Le niveau L0: ce sont les données brutes qui sont stockées dans un format « pds » (Production Data Set), de manière à pouvoir être traitées par n'importe quel utilisateur;
- Le niveau L1: ce sont les données de radiances calibrées et géo-référencées. On distingue deux types L1A (données brutes calibrées) et L1B (données brutes calibrées et géo-référencées);
- Le niveau L2: ce sont des données de L1B auxquelles on a appliqué les corrections atmosphériques. Elles sont directement exploitables pour traiter les paramètres de surface;
- Le niveau L3: ce sont les données de L2 améliorées en composant deux ou plusieurs images (composition de bandes ou composition des périodes d'observation).

Dans notre étude, nous avons utilisé le produit MOD11A1 qui fournit la température à 1 km de résolution. Ce produit est basé sur l'algorithme nommé Generalized split-window.

Le produit MOD11A1 est basé sur des tuiles et maillées avec une Projection sinusoidale intégré (ISIN) qui fournit la température quotidienne par pixel et des valeurs d'émissivité à 1 km (précisément 0,928 km) résolution spatiale.

La tuile est étiquetée de haut en bas et de gauche à droite à partir de 00. Une tuile contient 1200 x 1200 grilles. Deux volets (h17v05 et h18v05) sont regroupés afin d'étudier tout le nord de l'Algérie. (Figure II.6)

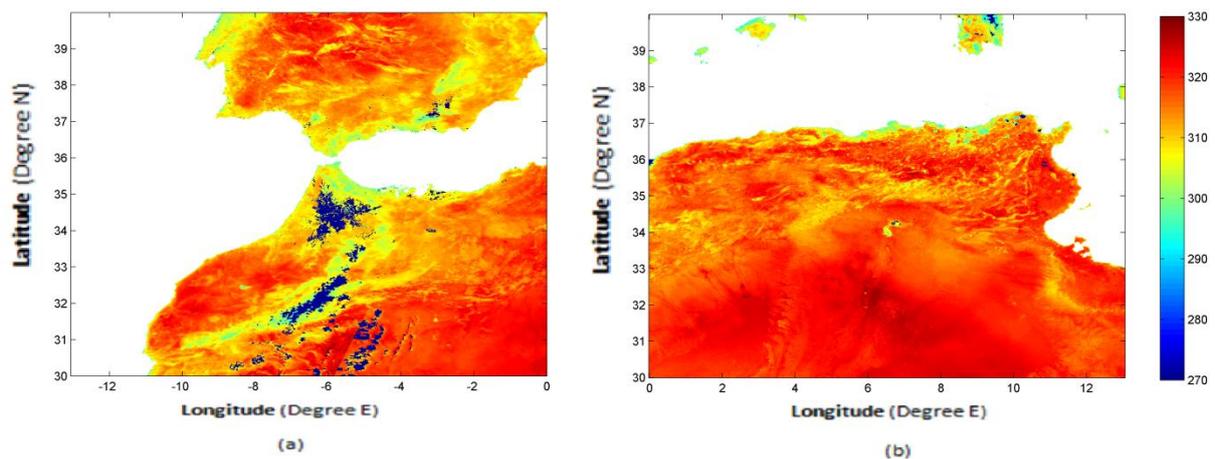


Figure. II.6: Image de température de surface, le 30/06/2015, (a) tuile Nord-Ouest et (b) tuile Nord-Est du territoire algérien.

Les caractéristiques des données pour le produit MOD11A1 peuvent être résumées comme suit:

Tableau II.4 : Caractéristiques des données pour le produit MOD11A1

La couverture temporelle	March 5 th , 2000 – Actuel
surface	~1100 km x 1100 km (Latitude/Longitude)
Dimensions des Images	1200 x1200 (lignes/Colonnes)
Résolution Spatial	1km (precisely 0.928km)
Projection de la carte	Integerized Sinusoidal
Format de données	HDF-EOS
Nombre des Ensembles de données scientifiques	12

Le produit température de surface MOD11A1 est généré en fonction des résultats du produit température de surface MOD11_L2.

Ce processus repose simplement sur la cartographie des SDS (Scientific Data Set) de tous les pixels du produit température de surface MOD11_L2 sur des grilles dans la projection ISIN ou SIN pour un jour et la moyenne des valeurs dans chaque grille.

Le produit MOD11_L2 est généré par un algorithme de split-window généralisée [13] en utilisant plusieurs produits MODIS tels que: le produit de données MODIS Sensor Radiance (MOD021KM), le produit de géolocalisation MODIS (MOD03), le produit masque nuage (MOD35_L2), Le profil atmosphérique MODIS (MOD07_L2), le recouvrement trimestriel (MOD12Q1) et le produit de neige MODIS (MOD10_L2) Des informations détaillées sur les produits de données MODIS et les données utilisées sont disponibles dans le Tableau II.5.

L'algorithme est utilisé de manière optimale pour séparer les plages de la vapeur d'eau de la colonne atmosphérique et les températures inférieures de la surface de l'air limite en sous-gammes traçables [15]

Tableau II.5 : Données MODIS de l'algorithme split-window généralisée pour générer le produit MOD11_L2.

ESDT	Nom	Données utilisées	
MOD021KM	MODIS niveau 1B Calibré et Géo référencé Radiances	EV_1KM_Emissivité des bands	31 (11.03 µm)
		MODIS :	32 (12.02 µm)
		Latitude (toutes 5 lines)	
		Longitude (toutes 5 pixels)	
MOD03	géolocalisation MODIS	Masque Terre/Mer	
		Hauteur	
		Angles Zénithale de capteur	
		Angles solaires Zénithale	
		Latitude	
		Longitude	
MOD35_L2	masque nuage MODIS	masque nuage	
MOD07_L2	profil atmosphérique MODIS	Profile de Temperature	
		Vapeur d'eau	
MOD12Q1	Couverture terrestre	Couverture terrestre Type_1	
MOD10_L2	Couverture neigeuse MODIS	Couverture neigeuse	

Le fichier de sortie de MOD11_L2 comprend des ensembles de données scientifiques de Température de surface, contrôle de qualité (QC), erreur dans LST, émissivités du Band 31 et 32, angle de vision du zénith et le temps, la latitude et la longitude, attributs locaux et attributs globaux.

L'algorithme suppose que la récupération LST est contrainte pour les pixels qui :

- 1) ont des données nominales de rayonnement L1B dans les bandes 31 et 32 ;
- 2) sont en conditions de ciel clair de $\geq 95\%$ de confiance sur les terres $\leq 2000\text{m}$; $\geq 66\%$ de confiance par rapport à la terre $> 2000\text{m}$ et $\geq 66\%$ de confiance sur les lacs définis dans le produit MOD35_L2 ;
- 3) sont sur terre ou dans les eaux intérieures.

Fondamentalement, les nuages sont masqués avec le produit MOD35_L2 (Masque Cloud MODIS) et les océans sont masqués avec le produit MOD03 (Geolocation MODIS). Les émissivités pour les bandes 31 et 32, d'autre part, sont estimées par la méthode d'émissivité basée sur la classification [16-17] pour laquelle les types de couverture terrestre pour chaque pixel sont déterminés par MOD12Q1 (MODIS Quarterly Land Cover) et les produits MOD10_L2 (MODIS Daily Snow Cover).

II.7.2 Ensembles de données scientifiques (SDS)

Les ensembles de données scientifiques dans le produit MOD11A1 comprennent la température de surface 1km jour / nuit, QC jour / nuit, heure de vue jour / nuit, angle de vue jour / nuit, émissivité bande 31 / bande 32, couverture ciel clair jour / nuit.

Le tableau suivant résume les ensembles de données scientifiques du produit MOD11A1 et leurs caractéristiques (Tableau II.6).

Tableau II.6 : ensembles de données scientifiques du produit MOD11A1 et leurs caractéristiques

Nom SDS	Nom	type du nombre	Unité	Plage validé	Valeur aleatoire	Facteur scalaire
LST_Day_1km	température de surface 1km jour	uint16	K	7500-65535	0	0.02
QC_Day	contrôle de Qualité LST émiss jour	Uint8	none	0-255	0	N/A
Day_view_time	heure de vue LST jour	Uint8	hrs	0-240	255	0.1
Day_view_angle	angle de vue jour	Uint8	deg	0-130	255	0.1
LST_Night_1km	température de surface 1km nuit	uint16	k	7500-65535	0	0.02
QC_Night	contrôle de Qualité nuit LST, ,émiss	Uint8	none	0-255	0	N/A
Night_view_time	heure de vue LST nuit	Uint8	hrs	0-240	255	0.1
Night_view_angle	angle de vue nuit	Uint8	deg	0-130	255	1.0
Emis_31	Emissivité Band 31	Uint8	none	1-255	0	0.002
Emis_32	Emissivité Band 32	Uint8	none	1-255	0	0.002
Clear_day_cov	couverture ciel clair jour.	Uint16	none	0-65535	0	0.0005
Clear_night_cov	couverture ciel clair nuit.	Uint16	none	0-65535	0	0.0005

L'outil de reprojection MRT de MODIS a été utilisé pour reproduire et mosaïquer les carreaux du produit MOD11A1, c'est-à-dire pour une phase du prétraitement

II.8 PRETRAITEMENT

Les images satellites ont généralement besoin de prétraitement, telles que des corrections atmosphériques, géométriques ou radiométriques avant l'analyse d'image principale. Comme les images utilisées pour cette étude sont des produits L3 MODIS LST / E mentionnés dans les sections précédentes, toutes les corrections nécessaires ont été effectuées et les images sont fournies prêtes pour l'analyse d'image. Néanmoins, le prétraitement pour les produits MOD11A1 était nécessaire pour : (figure II.7)

- ✓ reprojection et mosaïque,
- ✓ évaluation de la qualité des pixels
- ✓ extraire des informations dans des limites et des unités de données significatives.

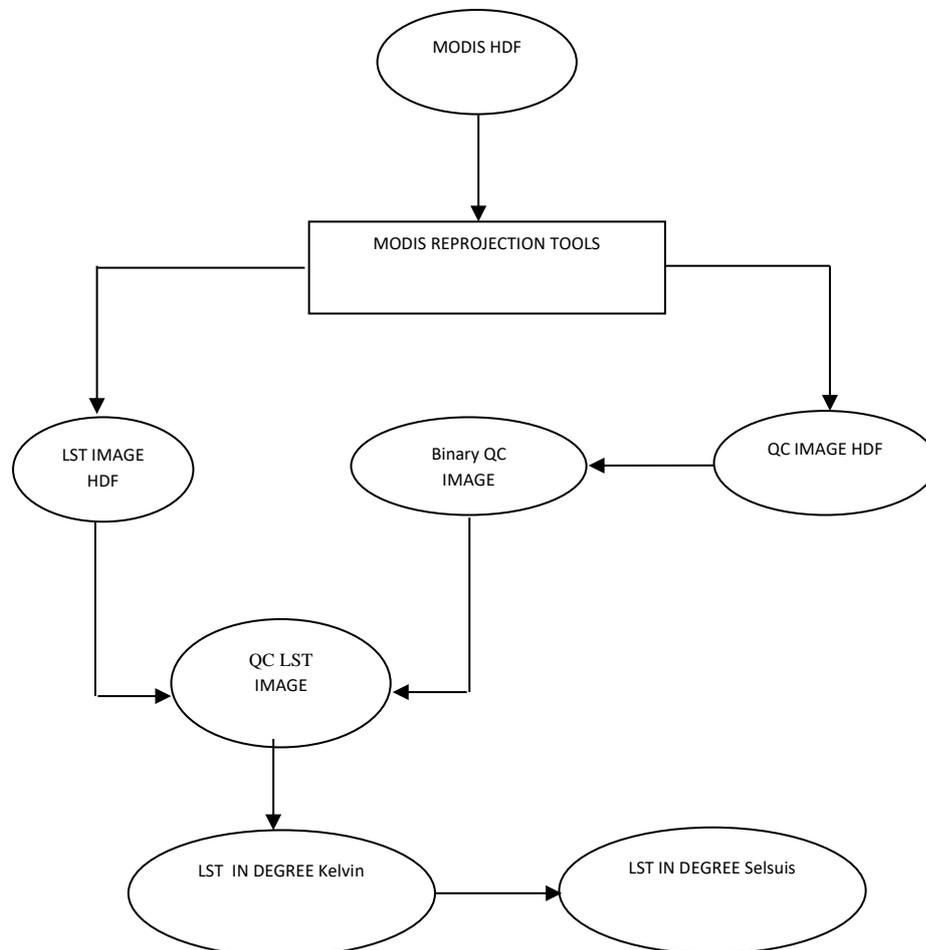


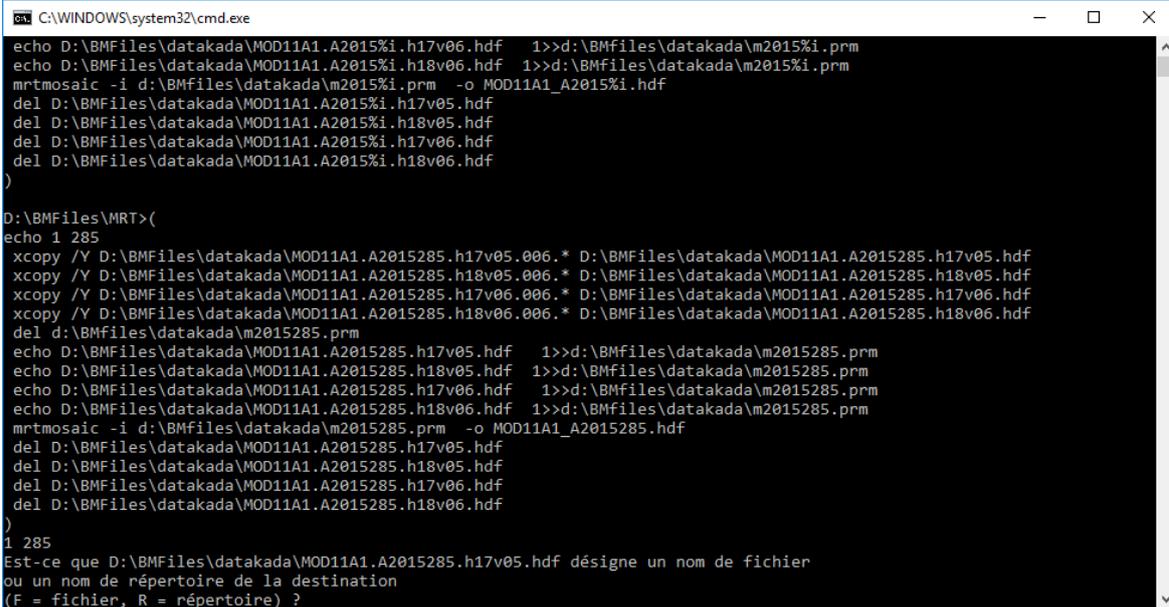
Figure. II.7: Organigramme des étapes de prétraitement: calcul l'image de température de surface d'une image MODIS HDF [19]

II.8.1 Reprojection et mosaïque

Comme mentionné dans les sections précédentes, les produits MOD11A1 sont fournis par défaut dans la projection ISIN. La projection ISIN est spécifique à la donnée et n'a aucune compatibilité avec d'autres ensembles de données qui rend la reprojection essentielle.

De plus, l'Algérie est couverte par quatre carreaux MOD11A1 adjacents qui doivent être combinés pour afficher l'ensemble du pays et donc la zone d'intérêt dans une image.

La re-projection et la mosaïque ont été effectuées sur MODIS re-projection tool (MRT) fourni par LP DAAC. Figure II.8



```
es C:\WINDOWS\system32\cmd.exe
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h17v06.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015%i.prm
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h18v06.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015%i.prm
mrtmosaic -i d:\BMfiles\datakada\m2015%i.prm -o MOD11A1_A2015%i.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h17v05.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h18v05.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h17v06.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015%i.h18v06.hdf
)
D:\BMFiles\MRT>(
echo 1 285
xcopy /Y D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v05.006.* D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v05.hdf
xcopy /Y D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v05.006.* D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v05.hdf
xcopy /Y D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v06.006.* D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v06.hdf
xcopy /Y D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v06.006.* D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v06.hdf
del d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v05.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v05.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v06.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm
echo D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v06.hdf 1>>d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm
mrtmosaic -i d:\BMfiles\datakada\m2015285.prm -o MOD11A1_A2015285.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v05.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v05.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v06.hdf
del D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h18v06.hdf
)
1 285
Est-ce que D:\BMFiles\datakada\MOD11A1.A2015285.h17v05.hdf désigne un nom de fichier
ou un nom de répertoire de la destination
(F = fichier, R = répertoire) ?
```

Figure. II.8: re-projection et la mosaïque par MRT

Les ensembles de données de contrôle de qualité (QC) pour le jour et la nuit utilise un entier non signé de 8 bits avec une plage valide de (0-255).

Sur la base des critères définis dans le Tableau II.7, un certain nombre de permutations et de combinaisons ont été calculées afin de déterminer les valeurs de pixel dans l'image QC. Différentes combinaisons et permutations des indicateurs de bits composent un nombre binaire de 8 bits qui a un équivalent décimal dans QC dans une plage (0-255). L'indicateur de bit pour chacune des lignes du Tableau II.8 est le suivant:

- Mandatory QA flag values : 00 et 01;
- Data Quality flag values : 00 et 01;
- Emissivity Error flag : 00, 01 et 10;
- LST Error flag : 00 et 01;

Selon les permutations de QC et les combinaisons utilisant les valeurs de l'indicateur de bit au-dessus des valeurs de pixel de l'image QC, les données de bonne qualité sont les suivantes: {0, 1, 16, 17,32, 33, 64, 65, 80, 81, 96, 97} Une information détaillée sur les calculs est disponible dans le tableau II.8. Les pixels dans l'image de QC avec ces valeurs

ont été assignés comme "0". L'image résultante est une image binaire qui est utilisée pour conserver uniquement la bonne qualité

Tableau II.7 : Indicateurs de bits définis pour assurer la qualité Ensembles de données scientifiques QC Jour / Nuit [16]

bits	Long Name	Key
1&0	Mandatory QA Flags	00: LST produced, good quality not necessary to examine more detailed QA 01: LST produced, other quality, recommend examination of more detailed QA 10: LST not produced due to cloud effects 11: LST not produced primarily due to reasons other than cloud
3&2	Data Quality Flag	00: good quality data 01: other quality data 10: TBD 11: TBD
5&4	Emissivity Error Flag	00: average emissivity error ≤ 0.01 01: average emissivity error ≤ 0.02 10: average emissivity error ≤ 0.04 11: average emissivity error > 0.04
7&6	LST Error Flag	00: average LST error $\leq 1K$ 01: average LST error $\leq 2K$ 10: average LST error $\leq 3K$ 11: average LST error $> 3K$

Tableau II.8 : combinaisons des bits acceptés pour les images contrôle de qualité

Valeur de Pixel	Erreur LST		Erreur Emissivité		Qualité de données Flag		QA Flag	
	2^7	2^6	2^5	2^4	2^3	2^2	2^1	2^0
0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	1
16	0	0	0	1	0	0	0	0
17	0	0	0	1	0	0	0	1
32	0	0	1	0	0	0	0	0
33	0	0	1	0	0	0	0	1
64	0	1	0	0	0	0	0	0
65	0	1	0	0	0	0	0	1
80	0	1	0	1	0	0	0	0
81	0	1	0	1	0	0	0	1
96	0	1	1	0	0	0	0	0
97	0	1	1	0	0	0	0	1

II.9 RESULTATS :

Le produit MOD11A1 utilisé dans notre application est téléchargé du site de la NASA. Nous avons utilisés six ans de données, une image pour chaque jour, la Figure II.9 représente une image de la température de surface pour le jour 01/04/2003 après le prétraitement expliqué ci-dessus, l'image contrôle de qualité pour le même jour est représenté par Figure II.11. Les valeurs de pixels de l'image sont présentées dans l'Histogramme. Figure II.10

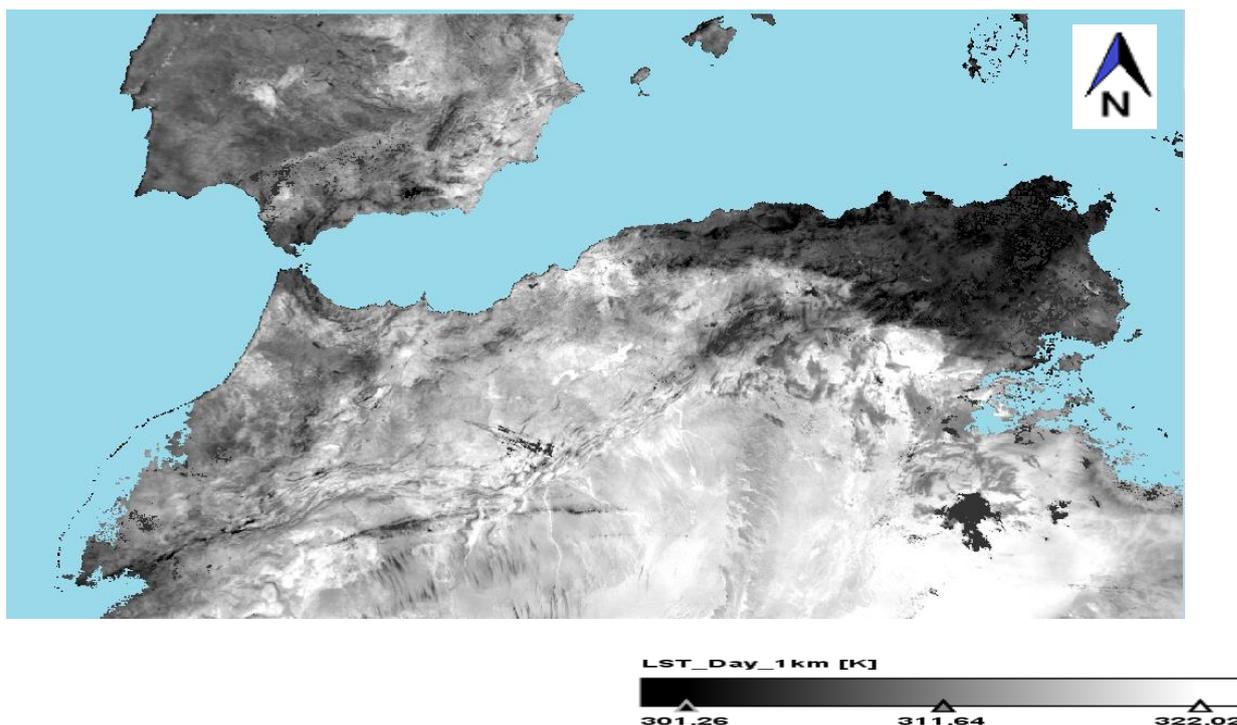


Figure. II.9: Image température de surface 01/04/2003

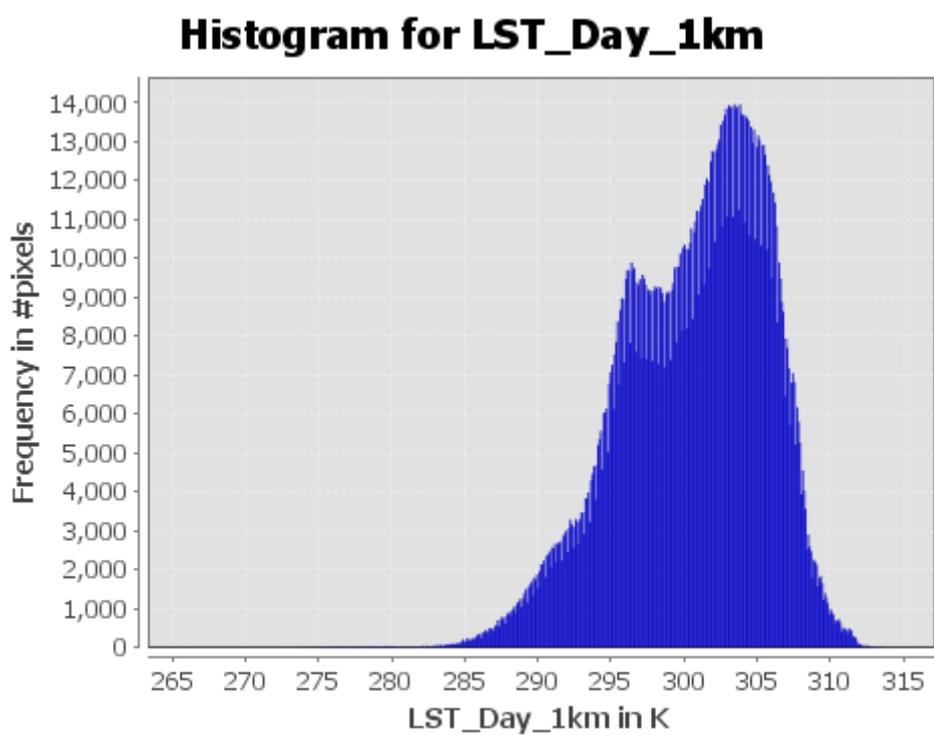


Figure. II.10: histogramme de LST_Day_1km

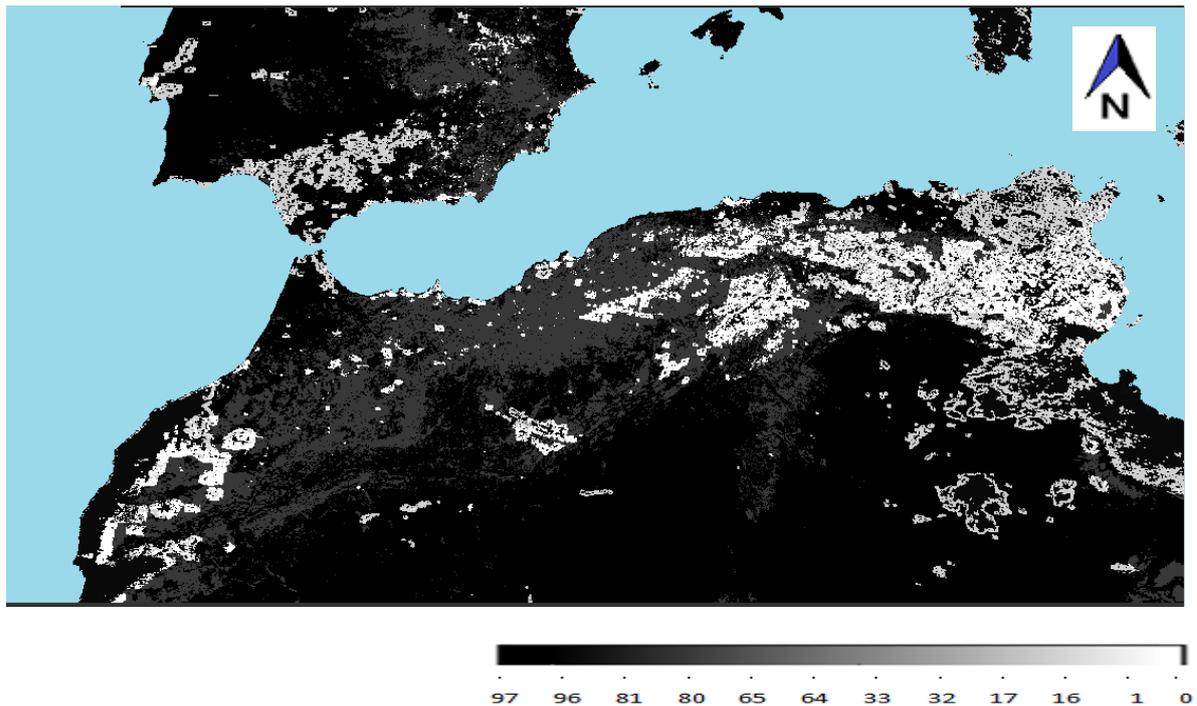


Figure. II.11: Contrôle de Qualité Image le 01/04/2003

II.10 CONCLUSION

Dans notre travail nous avons utilisées un produit MOD11A1 de satellite MODIS représente la température de surface de la région étudiée (nord algérien). Les données MODIS sont projetées sur une grille sinusoidale de 36 colonnes et 18 lignes. Tous les corrections nécessaires était fait (atmosphériques, géométriques ou radiométriques). Après le téléchargement du site de la NASA, une phase de prétraitement est obligatoire pour extraire les informations dans des limites et des unités de données significatives.

II.11 REFERENCES

- [1] **Jacquemoud S.**, (2006): Physique de l'atmosphère, télédétection et géophysique spatiale L3 Géosciences fondamentales (20-Feb-06) paris7.
- [2] **MICRO-EPSILON**, (2016) [http:// www.micro-epsilon.fr](http://www.micro-epsilon.fr), (accédé avril 2016)
- [3] **Hachem S.** (2008) : Cartographie des températures de surface, des indices de gel et de degel et de la répartition spatiale du pergélisol à l'aide du moderate resolution imaging spectroradiometer, thèse ph.d faculté des études supérieures de l'université laval
- [4] **Gastellu-Etchegorry J.P.** (2013) : Le Rayonnement, sa Mesure et son Rôle Modélisation du Transfert Radiatif, Cours de M1-M2 Ecole Doctorale "Sciences de l'Univers", C.E.S.BIO. UNIVERSITE PAUL SABATIER, 7 nov 2013.
- [5] **SSM/T (DMSP)**, Microwave Sounders (consulté en avril 2017) http://dmisp.ngdc.noaa.gov/html/sensors/doc_ssmi.html
- [6] **NSSDC** (National Space Science Data Center) Earth Science: Nimbus Program, consulté en 2016 <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/earth/nimbus.html>
- [7] **Jin, M.** and R.E. Treadon, (2003): Correcting the orbit drift effect on AVHRR land surface skin temperature measurements. International Journal of Remote Sensing 24(22): 4543-4558.
- [8] **Price, J.C.**, (1991): Timing of NOAA afternoon passes. International Journal of Remote Sensing, 12, 193-198.
- [9] **Traoré, P.C.S.**, A.B. Royer and K. Goïta, (1997): Land surface temperature time series derived from weekly AVHRR GVI composite datasets: Potential and constraints for Northern Latitudes. Canadian journal of remote sensing 4: 390-400.
- [10] **Gleason, A.C.R.**, S.D. Prince, S.J. Goetz and J. Small, (2002): Effects of orbital drift on land surface temperature measured by AVHRR thermal sensors. Remote Sensing of Environment 79(2): 147-165.
- [11] **ESA** (European Space Agency). consulé en 2016 <http://envisat.esa.int/handbooks/aatsr/toc.html>
- [12] **DJAMAI N.** (2009) : Exploitation Des Images Satellitaires Modis-Terra Pour La Caractérisation Des Etats De Surface Cas de la Tunisie Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval dans le cadre du programme de maitrise en Sciences Géomatiques pour l'obtention du grade Maître es sciences (M.Sc)
- [13] **Wan, Z.** and J. Dozier, (1996): A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. IEEE transactions on geoscience and remote sensing 34(4): 892-905.

- [14] **NASA**, Goddard Space Flight Center, MODIS Grid. Consulté juin 2017 https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html
- [15] **Wan, Z.** (2009): Collection-5 MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide. University of California, ICES, Santa Barbara.
- [16] **Snyder, W. C.**; Wan, Z., (1998): BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36(1), 214-225.
- [17] **Snyder, W. C.**; Wan, Z.; Zhang, Y.; Feng, Y. -Z., (1998): Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. International Journal of Remote Sensing, 19(14), 2753-2774.
- [18] **Ünal OKYAY** (2012): Evaluation Of Thermal Remote Sensing For Detection Of Thermal Anomalies As Earthquake Precursors A Case Study for Malatya-Pütürge-Doğanyol (Turkey) Earthquake, July 13, 2003

CHAPITRE III

Estimation de la température de surface - théorie et
application

III.1 Introduction

La température de surface est l'un des paramètres clés de la physique des processus de surface. Il combine les résultats de toutes les interactions surface-atmosphère et des flux énergétiques entre l'atmosphère et le sol. Les satellites dédiés à l'observation de la terre sont équipés par des capteurs qui mesurent des luminances dans plusieurs longueurs d'ondes. Les mesures dans l'infrarouge thermique permettent d'estimer la température de surface.

Plusieurs capteurs à bord de différents satellites existent, chacun utilise des hypothèses et approximations sur l'équation de transfert radiatif (RTE) pour calculer la température de surface.

Une variété de méthodes split-window ont été développées pour récupérer la température de la surface de la mer et la température de la surface terrestre à partir des données satellitaire. La méthode split-window utilise l'absorption différentielle dans une bande thermique adjacente pour corriger les effets atmosphériques [1-10].

MODIS est un instrument EOS (Earth Observing System) qui a 36 bandes. MODIS est particulièrement utile En raison de sa couverture globale, de sa résolution radiométrique et de ses plages dynamiques, et d'un étalonnage précis dans plusieurs bandes infrarouges thermiques conçues pour les récupérations de SST (Sea surface Temperature), LST (Land surface Temperature) et les propriétés atmosphériques.

Dans ce chapitre on applique un algorithme split-window proposé par Becker pour calculer la température de surface LST à partir de données MODIS.

III.2 La Température de surface

Est définie par le rayonnement émis par la surface terrestre observée par MODIS à des angles de vision instantanés. La mesure de température avec un satellite comme MODIS est intéressante, car elle permet une large couverture de la terre.

III.2.1 Luminance mesurée par un capteur

Dans cette première approche, on néglige donc deux phénomènes : le couvert nuageux, qui modifie le rapport entre les composantes directe et diffuse de l'ensoleillement, et la réflexion, qui ajoute une troisième composante, souvent ramenée à la notion d'albédo. Les valeurs examinées ici n'ont donc de sens qu'en puissance instantanée, ou en énergie

intégrée sur une journée parfaitement ensoleillée en l'absence de toute surface réfléchissante.

La luminance mesurée par un satellite provient de trois sources

- Le rayonnement émis par la surface qui est atténué par l'atmosphère
- Le rayonnement émis par l'atmosphère vers le capteur
- Le rayonnement descendant émis par l'atmosphère qui atteint la surface de la Terre puis se reflète vers le capteur

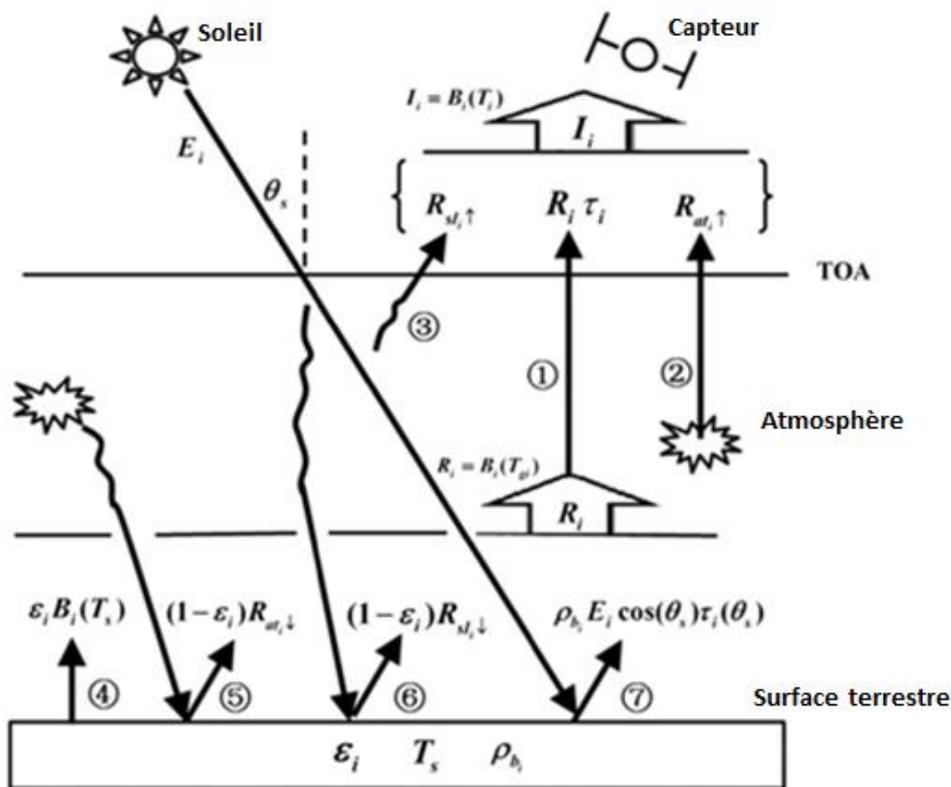


Figure. III.1: Illustration de l'équation du transfert radiatif dans le domaine infrarouge.

Pour un ciel clair sous l'équilibre thermodynamique local, la luminance d'un capteur peut écrire sous la forme suivante:

$$L_\lambda(T_\lambda) = [\epsilon_\lambda B_\lambda(T_S) + (1 - \epsilon_\lambda) L_\lambda^\downarrow] \tau_\lambda(\theta) + L_\lambda^\uparrow(\theta) \dots \dots \dots (III.1)$$

$L_\lambda(T_\lambda)$ = radiance du capteur;

λ = longueur d'onde ;

θ = Angle d'observation ;

ε_λ = émissivité de surface;

T_s = température de surface;

L_λ^\uparrow = luminance atmosphérique descendante

$\tau_\lambda(\theta)$ = transmittance atmosphérique;

$L_\lambda^\uparrow(\theta)$ = luminance atmosphérique ascendante

$B_\lambda(T_s)$ = la fonction de Planck à la température de surface T_s , décrit comme suit:

$$B_\lambda = \frac{c_1}{\pi \lambda^5} \left(\frac{1}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T} - 1\right)} \right) \dots\dots\dots(III.2)$$

$$c_1 = 2\pi h c^2 = 3.74 \cdot 10^{-16} \text{ W} \cdot \text{m}^2 \quad (\text{Constant 1}^{\text{ième}} \text{ radiation})$$

$$h = 6.63 \cdot 10^{-34} \text{ W} \cdot \text{s}^2 \quad (\text{Constant de Planck})$$

$$c_2 = h \cdot c/k = 1.44 \times 10^4 \mu\text{m} \cdot \text{K} \quad (\text{Constant 2}^{\text{ième}} \text{ radiation})$$

$$k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ W} \cdot \text{s} \cdot \text{K}^{-1} \quad (\text{Constant de Boltzmann})$$

$$c = 2.99 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (\text{vitesse de la lumière})$$

L'estimation de la température de surface est basée sur la fonction de transfert radiatif. Dans le domaine des infrarouges thermiques, et à condition d'un ciel clair, la température de surface est calculé à partir de température de brillance. La fonction Planck est la partie noyau de l'équation de transfert radiatif. En raison de la complication de la fonction Planck, la simplification de la fonction Planck est la condition préalable à la récupération de la température de surface.

III.3 Simplification de la fonction de Planck

Pour simplifier la fonction de transfert radiatif, la fonction de Planck est simplifiée à une forme linéaire :

$$B_i(T) = a_i + b_i T \dots\dots\dots(III.3)$$

La température de brillance calculée avec la fonction de Planck dans la longueur d'onde des bands 31 et 32 est entre 273 et 322 K [11]. La figure III.2 indique que le rayonnement et la température sont satisfaits d'une relation linéaire approximative.

D'après un ajustement linéaire pour MODIS31 / 32.

$$\text{Pour la band 31 : } B_{31}(T) = 0,13787 T_{31} - 31,65677 \quad R^2 = 0,9971 \dots\dots(III.4)$$

$$\text{Pour la band 32 : } B_{32}(T) = 0,11849 T_{32} - 26,50036 \quad R^2 = 0,9978 \dots\dots(III.5)$$

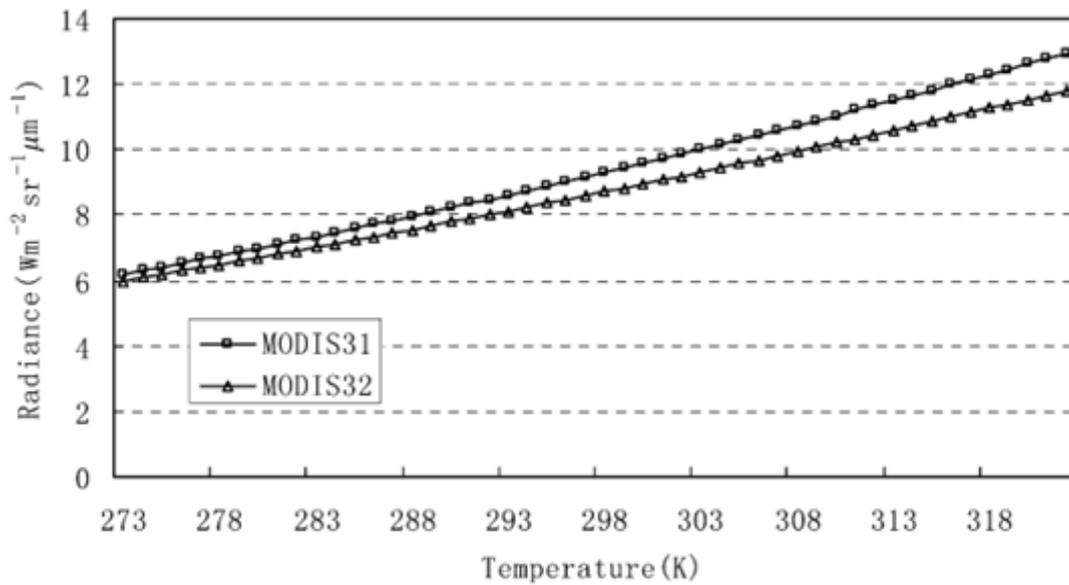


Figure. III.2: la corrélation entre la température et le rayonnement dans les bands 31 et 32 de MODIS [11]

III.3.1 La transmittance atmosphérique

La transmittance atmosphérique est un paramètre critique qui affecte la précision d'estimer la température de surface à l'aide de l'algorithme split-window. Le rayonnement thermique est atténué sur le capteur à distance. La transmission montre l'ampleur de l'atténuation du transfert radiatif dans l'atmosphère. Il varie avec la longueur d'onde et l'angle de vision. De nombreux constituants atmosphériques tels que le dioxyde de carbone, l'oxyde d'azote, l'oxyde d'ozone, le méthane, le monoxyde de carbone et d'autres gaz ayant des impacts peuvent être considérés comme constant et simulés par des profils atmosphériques standards. Au contraire, la teneur en eau est très variable.

Par conséquent, de nombreux algorithmes de split-window relient la détermination de la transmittance atmosphérique au changement de teneur en eau tout en supposant d'autres impacts comme étant constants [12-14].

Cinq bandes dans MODIS sont conçues pour récupérer le contenu d'eau. Les bandes 17, 18 et 19 sont des fenêtres d'absorption. Les bandes 2 et 5 sont des fenêtres atmosphériques. Le rapport de deux et trois bandes permet de retrouver la teneur en eau de l'atmosphère. Les équations sont les suivantes [15]-[11]:

$$\tau_w(i) = \rho(i)/\rho(2) \dots\dots\dots(III.6)$$

$$\tau_w(i) = \rho(i)/[C1. \rho(2) + C2. \rho(5)] \dots\dots\dots(III.7)$$

$\rho(i)$ ($i = 17, 18, 19$), $\rho(2)$ et $\rho(5)$ représentent la réflectance des bandes i , 2,5 Respectivement,

τ_w Représente la transmittance de i ,

C1 et C2 sont des coefficients.

Pour la bande 18, C1 est égal à 0,8. C2 égale à 0,2 (C1 et C2 sont calculés selon l'approximation linéaire entre la réflectance de trois bandes au sol).

III.3.2 Détermination de l'émissivité de surface

L'émissivité est souvent considérée comme constante ou estimée avec des connaissances empiriques pour les algorithmes split-window.

L'émissivité est principalement déterminée par la structure de la surface du sol et la gamme de la bande spectrale considérée.

L'émissivité du sol est modifiée avec le changement de longueur d'onde. [16-18] ont analysé l'émissivité des matériaux terrestres dans les 8-14 μm et a conclu que l'émissivité de la plupart des matériaux terrestres changent peu dans la gamme de 8-14 μm .

Les pixels de MODIS peuvent être classés en deux groupes dans la plupart des cas:

- les pixels d'eau,
- les pixels terrestres composés principalement de diverses fractions de végétation et de sol.

Pour les pixels d'eau, nous pouvons utiliser directement l'émissivité spectrale de l'eau dans les deux bandes thermiques MODIS pour sa récupération LST. Pour les pixels terrestres, nous pouvons estimer son émissivité en fonction de la relation entre l'émission et la fraction de végétation, en utilisant la formule suivante: [11]

$$\varepsilon B(T) = P_v \varepsilon_v B(T_v) + (1 - P_v) \varepsilon_s B(T_s) \dots\dots\dots(III.8)$$

$$\varepsilon = P_v R_v \varepsilon_v + (1 - P_w - P_v) R_s \varepsilon_s \dots\dots\dots(III.9)$$

Où ε est l'émissivité moyenne du pixel mixte. T est la température moyenne de pixel et T_i ($i = v, s$) est la température du composant. P_v Représente la fraction de végétation.

ε_v Et ε_s notent l'émissivité de la végétation et du sol, respectivement. R_v Et R_s sont le rapport d'éclairement, défini comme $R_i = B(T_i) / B(T) \dots\dots\dots(III.10)$

Où i désignent la végétation ($i = v$) et le sol ($i = s$). Ce ratio est généralement considéré égale 1.

Afin d'estimer l'émissivité de MODIS31 / 32, nous avons besoin d'estimer le rapport des composants dans un pixel.

III.3.2.1 Les classes d'émissivité et la méthode de classification

Le tableau III.1 résume le caractère statique de la couverture terrestre qui sera disponible en tant qu'entrées pour estimer les émissivités de surface terrestre pour EOS / MODIS. Au cours de l'opération MODIS, nous aurons également un indice de végétation et une couverture de neige périodiques pour les pixels d'une période donnée, de la latitude et de la longitude.

Tableau III.1 les classes de couverture terrestre EOS-MODIS et IGBP

Classes EOS-MODIS et IGBP	Arbres et arbustes
<i>Evergreen needle forest</i>	50-100%
<i>Evergreen broadleaf forest</i>	50-100%
<i>Deciduous needle forest</i>	50-100%
<i>Deciduous broadleaf forest</i>	50-100%
<i>Mixed, Trees and shrubs</i>	50-100%
<i>Woody savannas</i>	30-100%
<i>savannas</i>	10-100%
<i>Grassland</i>	0-10%
<i>Dense shrublands</i>	20-100% végétation
<i>Sparse shrublands</i>	0-20% végétation
<i>Wetland</i>	-
<i>broadleaf crops</i>	0
<i>Grass crops</i>	0
<i>Urban</i>	-
<i>Crop tree Mosaic</i>	30-60%
<i>Crop Grass Mosaic</i>	0-20%
<i>Snow, Ice</i>	0
<i>Bare Soil, Rocks</i>	<10% végétation
<i>Water Bodies</i>	0

L'estimation de l'émissivité est réalisée par l'utilisation de modèles de fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle linéaire (BRDF), qui ont des coefficients spectraux dérivés de mesures de laboratoire d'échantillons de matériaux et ont des paramètres structurels dérivés de descriptions approximatives du type de couverture [19].

Les classes de couverture terrestre statiques sont des catégories EOS / MODIS, qui sont à peu près les mêmes que celles du Programme international géosphère-biosphère (IGBP).

Ces modèles d'émissivité fournissent une gamme de valeurs pour chaque classe d'émissivité en combinant diverses mesures de composantes spectrales avec des facteurs structurels [19].

Après la combinaison et la séparation des classes IGBP, on obtient les quatorze classes d'émissivité indiquées dans le tableau III.2.

Tableau III.2 Quatorze classes d'émissivités proposés et les classes IGPB correspondant

<i>Green Needle Forest</i>	<i>Evergreen needle forest, Green Deciduous needle forest,</i>
<i>Sn.Ndle.Forest</i>	<i>senescent Deciduous needle forest</i>
<i>Gr.Bdlf.Forest</i>	<i>Evergreen broadleaf forest, Green Deciduous broadleaf forest, Green Mixed Trees and shrubs</i>
<i>Senescent Broadleaf Forest</i>	<i>Senescent Deciduous broadleaf forest, Senescent Mixed Trees and shrubs</i>
<i>Green Woody savanna</i>	<i>Green Woody savanna, Green Crop tree Mosaic, Growing broadleaf crops</i>
<i>Senescent Woody savanna</i>	<i>Senescent Woody savanna, Senescent crop Tree Mosaic</i>
<i>Green Grass savanna</i>	<i>Green Savanna, Green Grassland, Green Dense shrublands, Growing Grass crops, Green crop Grass Mosaic</i>
<i>Senescent Grass savanna</i>	<i>Senescent Savanna, Senescent Grassland, Senescent Dense shrublands, Senescent crop Grass Mosaic</i>
<i>*Green Sparse shrubs</i>	<i>Green Sparse shrublands</i>
<i>* Senescent Grass shrubs</i>	<i>Senescent Grass shrublands</i>
<i>*Water</i>	<i>Wetland, waterbodies</i>
<i>Organic Bare Soil</i>	<i>Organic Bare Soil, Idle broadleaf crops, Idle Grass crops</i>
<i>*Arid. Bare Soil</i>	<i>Arid. Bare Soil, Rocks</i>
<i>Snow. Ice</i>	<i>Snow. Ice</i>

Les statistiques d'émissivité sont rapportées pour les canaux EOS / MODIS 31 et 32, qui sont les canaux qui seront utilisés dans l'algorithme de split-window (tableau III.3, III.4).

Cette base à utiliser en conjonction avec l’algorithme split-window pour estimer la température de surface terrestre avec les données de spectromètre d’imagerie à résolution modérée (MODIS).

Tableau III.3 Effets angulaires pour les Quatorze classes d’émissivités (bande 31)

Classes d’émissivités	Angle					
	10°		40°		65°	
<i>Green .Ndle.Forest</i>	0.989	0.002	0.989	0.002	0.988	0.002
<i>Senescent .Ndle.Forest</i>	0.986	0.003	0.986	0.003	0.985	0.004
<i>Green .Bdlf.Forest</i>	0.987	0.003	0.987	0.003	0.986	0.003
<i>Senescent Bdlf.Forest</i>	0.968	0.016	0.967	0.017	0.965	0.018
<i>Green Woody savanna</i>	0.988	0.004	0.988	0.004	0.989	0.005
<i>Senescent Woody savanna</i>	0.975	0.010	0.976	0.010	0.976	0.012
<i>Green Grass savanna</i>	0.987	0.003	0.987	0.003	0.988	0.004
<i>Senescent Grass savanna</i>	0.973	0.013	0.973	0.013	0.973	0.013
<i>Green Sparse shrubs</i>	0.972	0.006	0.973	0.007	0.976	0.007
<i>Senescent Grass shrubs</i>	0.970	0.005	0.971	0.005	0.972	0.005
<i>Water</i>	0.991	0.001	0.992	0.003	0.982	0.008
<i>Org. Bare Soil</i>	0.977	0.010	0.977	0.010	0.976	0.010
<i>Arid. Bare Soil</i>	0.966	0.017	0.965	0.017	0.964	0.017
<i>Snow. Ice</i>	0.988	0.006	0.988	0.006	0.987	0.006

Tableau III.4 Effets angulaires pour les Quatorze classes d'émissivités (bande 32)

Classes d'émissivités	Angle					
	10°		40°		65°	
<i>Green Ndle.Forest</i>	0.991	0.003	0.991	0.003	0.990	0.003
<i>Senescent Ndle.Forest</i>	0.988	0.004	0.987	0.004	0.987	0.004
<i>Green Bdlf.Forest</i>	0.990	0.004	0.990	0.004	0.989	0.004
<i>Senescent Bdlf.Forest</i>	0.971	0.009	0.970	0.010	0.968	0.010
<i>Green Woody savanna</i>	0.991	0.003	0.991	0.004	0.992	0.004
<i>Senescent Woody savanna</i>	0.978	0.009	0.978	0.009	0.979	0.011
<i>Green Grass savanna</i>	0.991	0.003	0.991	0.003	0.991	0.004
<i>Senescent Grass savanna</i>	0.975	0.011	0.975	0.011	0.975	0.013
<i>Green Sparse shrubs</i>	0.976	0.014	0.977	0.014	0.979	0.013
<i>Senescent Grass shrubs</i>	0.975	0.014	0.975	0.014	0.976	0.013
<i>Water</i>	0.986	0.002	0.988	0.006	0.970	0.015
<i>Org. Bare Soil</i>	0.982	0.007	0.982	0.007	0.982	0.007
<i>Arid. Bare Soil</i>	0.972	0.016	0.972	0.016	0.971	0.017
<i>Snow. Ice</i>	0.977	0.013	0.979	0.012	0.976	0.021

III.4 Approche de classification de la couverture terrestre

Un algorithme détermine chaque classe de pixel dans la couverture terrestre à partir d'un produit MODIS (MOD12Q1). Un pixel est classé parmi l'une des quatorze classes d'émissivités selon la classification de la couverture terrestre conventionnelle et les facteurs dynamiques et saisonniers, tels que la couverture neigeuse et l'indice de végétation.

Dans cette étude, nous avons extrait une carte de couverture terrestre de la région étudiée d'une carte de couverture terrestre globale. (Figure III.3)

Une fois que le type de couverture terrestre d'un pixel donné est identifié, ϵ_{31} et ϵ_{32} sont extraits du tableau LUT.

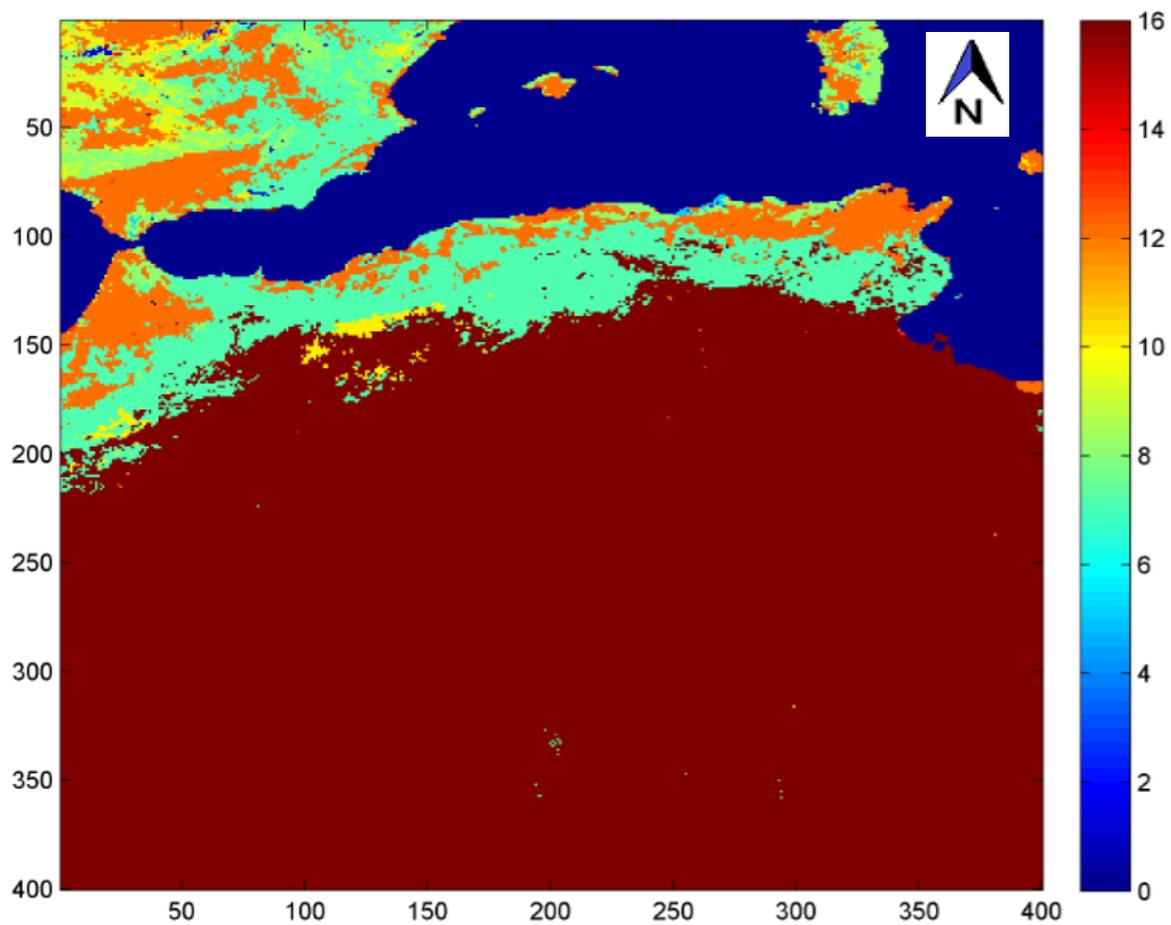


Figure. III.3: carte de couverture terrestre de la zone d'étude extraire d'une carte globale

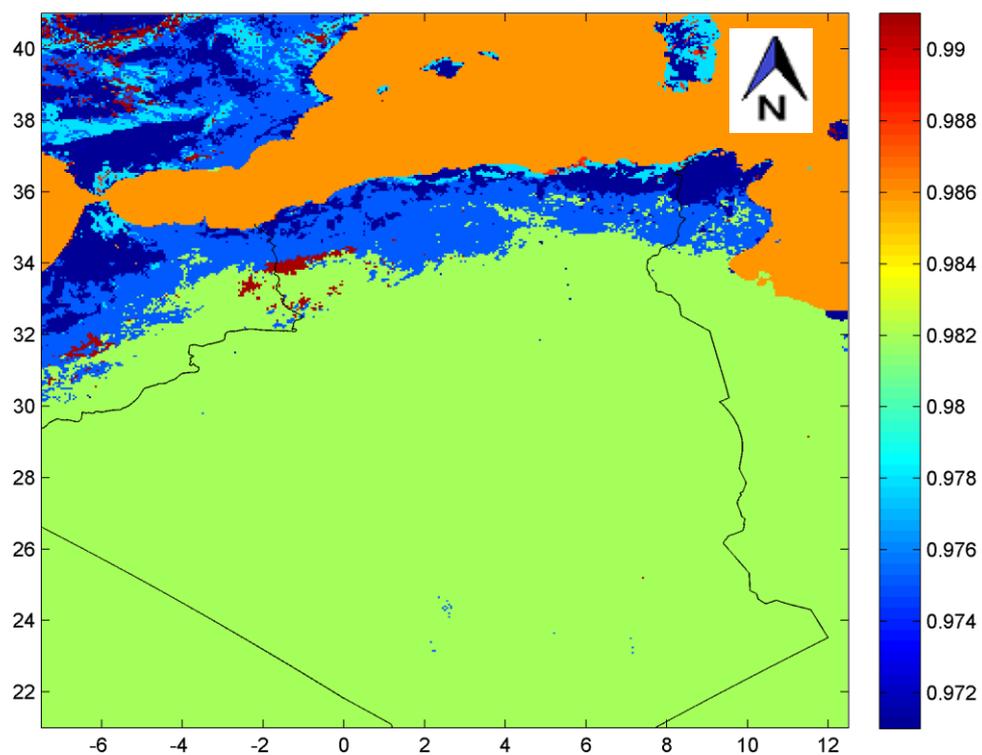


Figure. III.4: carte d'émissivités de la région nord de l'Algérie band 31

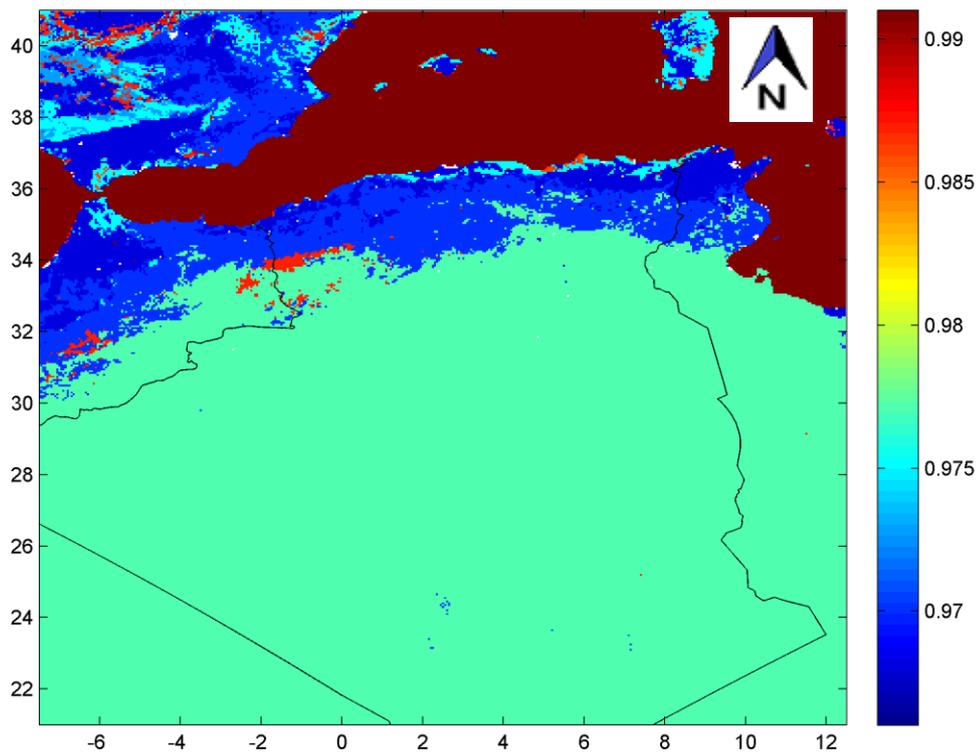


Figure III.5 carte d'émissivités de la région nord de l'Algérie bande 32

Masque nuageuse:

Les valeurs de la température de surface sont estimées dans des conditions d'un ciel clair, identifié avec un masque nuageux.

D'après la carte de couverture terrestre on peut classifier les valeurs terre et mer, alors le reste représente le nuage dans l'image. Figure III.5

Le nuage dans l'image est représenté avec la couleur verte.

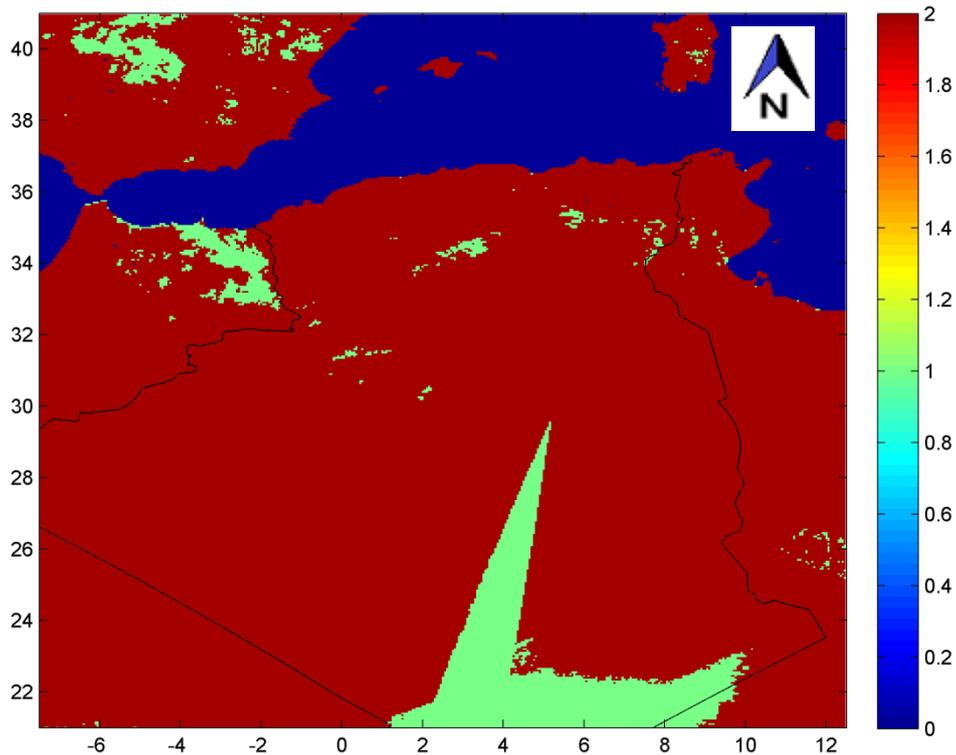


Figure III.6 carte masque nuageux de la région nord de l'Algérie

III.5 Algorithme split-window

Un algorithme Split-Window peut être développé en utilisant l'absorption différentielle dans deux canaux dans TIR adjacents i, j dans les $10-12,5 \mu\text{m}$ linéarisant la fonction de transfert radiatif par rapport à la température ou à la longueur d'onde. Cet algorithme exprime la température de surface (LST) comme une combinaison linéaire simple des deux températures de luminance T_i et T_j mesurées dans les deux canaux TIR. [31]

La dérivation de l'algorithme de split-window est basée sur l'équation de transfert radiatif (III.1).

Les luminances atmosphériques ascendante et descendante peuvent être représentées comme suit:

$$L_{\lambda}^{\uparrow} = (1 - \tau_{\lambda})B(T_a) \dots \dots \dots (III.11)$$

$$L_{\lambda}^{\downarrow} = (1 - \tau_{\lambda})B(T_a) \dots \dots \dots (III.12)$$

Ou: T_a est la température moyenne de l'atmosphère

$B(T_a)$ est la luminance effective atmosphérique, elle est donné par :

$$B(T_a) = \frac{1}{1-\tau} \int_0^Z B(T_z) \frac{\partial(z,z)}{\partial z} dz \dots \dots \dots (III.13)$$

En remplaçant les formules de L_{λ}^{\uparrow} et L_{λ}^{\downarrow} dans l'équation (III.1), on obtient :

$$L_{\lambda}(T_{\lambda}) = [\varepsilon_{\lambda}B_{\lambda}(T_S) + (1 - \varepsilon_{\lambda})(1 - \tau_{\lambda})B(T_a)]\tau_{\lambda}(\theta) + (1 - \tau_{\lambda})B(T_a) \dots \dots \dots (III.14)$$

$$L_{\lambda}(T_{\lambda}) = \tau_{\lambda}(\theta)\varepsilon_{\lambda}B_{\lambda}(T_S) + (1 - \varepsilon_{\lambda})(1 - \tau_{\lambda})B(T_a)\tau_{\lambda}(\theta) + (1 - \tau)B(T_a) \dots \dots \dots (III.15)$$

$$L_{\lambda}(T_{\lambda}) = \tau_{\lambda}(\theta)\varepsilon_{\lambda}B_{\lambda}(T_S) + (1 - \tau_{\lambda})[1 + (1 - \varepsilon_{\lambda})\tau_{\lambda}(\theta)]B(T_a) \dots \dots \dots (III.16)$$

Pour MODIS canal 31 et 32, l'équation peut être représentée comme suit:

$$L_{31}(T_{31}) = \tau_{31}(\theta)\varepsilon_{31}B_{31}(T_S) + (1 - \tau_{31})[1 + (1 - \varepsilon_{31})\tau_{31}(\theta)]B_{31}(T_a) \dots \dots \dots (III.17)$$

$$L_{32}(T_{32}) = \tau_{32}(\theta)\varepsilon_{32}B_{32}(T_S) + (1 - \tau_{32})[1 + (1 - \varepsilon_{32})\tau_{32}(\theta)]B_{32}(T_a) \dots \dots \dots (III.18)$$

Pour résoudre la fonction de Planck (III.2), il faut simplifier. La relation entre la température de brillance et la luminance mesurée dans les canaux 31 et 32 de MODIS est donnée par [11]:

$$B_{31}(T) = 0.13787 T_{31} - 31.65677 \dots \dots \dots (III.19)$$

$$B_{32}(T) = 0.11849 T_{32} - 26.50036 \dots \dots \dots (III.20)$$

Donc, d'après les équations (III.17), (III.18), (III.19), (III.20), nous avons trouvé :

$$0.13787\tau_{31}\varepsilon_{31} T_s = 0.13787 T_{31} + 31.65677 \tau_{31}\varepsilon_{31} - (1 - \tau_{31})[1 + (1 - \varepsilon_{31})\tau_{31}] \\ (0.13787 T_a + 31.65677) - 31.65677 \dots \dots \dots (III.21)$$

$$0.11849\tau_{32}\varepsilon_{32} T_s = 0.11849 T_{32} + 26.50036 \tau_{32}\varepsilon_{32} - (1 - \tau_{32})[1 + (1 - \varepsilon_{32})\tau_{32}] \\ (0.11849 T_a + 26.50036) - 26.50036 \dots \dots \dots (III.22)$$

Pour simplifier on représente les coefficients d'équations (III.21), (III.22) comme Suit :

$$A_{31} = 0.13787\tau_{31}\varepsilon_{31}$$

$$B_{31} = 0.13787 T_{31} + 31.65677 \tau_{31}\varepsilon_{31} - 31.65677$$

$$C_{31} = (1 - \tau_{31})(1 + (1 - \varepsilon_{31})\tau_{31}) 0.13787)$$

$$D_{31} = (1 - \tau_{31})(1 + (1 - \varepsilon_{31})\tau_{31}) 31.65677)$$

$$A_{32} = 0.11849\tau_{32}\varepsilon_{32}$$

$$B_{32} = 0.11849 T_{32} + 26.50036 \tau_{32}\varepsilon_{32} - 26.50036$$

$$C_{32} = (1 - \tau_{32})(1 + (1 - \varepsilon_{32})\tau_{32}) 0.11849)$$

$$D_{32} = (1 - \tau_{32})(1 + (1 - \varepsilon_{32})\tau_{32}) 26.50036)$$

L'équation (III.21), (III.22) peut être représentée comme suit :

$$A_{31} T_s = B_{31} - C_{31}T_a + D_{31}$$

$$A_{32} T_s = B_{32} - C_{32}T_a + D_{32}$$

Résoudre l'équation on obtient :

$$T_s = (C_{32}(B_{31} + D_{31}) - C_{31}(B_{32} + D_{32})) / (C_{32}A_{31} - C_{31}A_{32}) \quad (III.23)$$

III.6 Algorithme jour/nuit de MODIS

Un algorithme jour / nuit de base physique [20] a été développé pour récupérer l'émissivité spectrale et la température de la surface à une résolution de 5 km à partir d'une paire de données MODIS jour et nuit dans sept bandes TIR, à savoir les bandes 20, 22, 23, 29 et 31-33.

III.7 Application et résultats

Pour récupérer LST à partir des spectres spectroradiométriques d'imagerie de résolution modérée (MODIS) i (canal 31) et j (canal 32). Un certain nombre d'algorithmes SW ont été proposés pour les images thermiques de télédétection acquises par les instruments (AVHRR) et MODIS. Certains de ces algorithmes SW sont répertoriés dans le tableau III.5.

Tableau III.5 variations proposées de l'algorithme split window

N°	SW algorithmes	Référence
1	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12})$	Ottlé and Vidal-Madjar (1992) [25]
2	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (T_{11} - T_{12})^2$	François and Ottlé (1996) [26]
3	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 T_{11} \varepsilon_{11} + A_4 (T_{11} - T_{12})(1 - \varepsilon_{11}) + A_5 T_{11} \Delta \varepsilon$	Price (1984) [2]
4	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (1 - \varepsilon)$	Ulivieri and Cannizzaro (1985) [30]
5	$T_s = \left(A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2} + c$	Becker and Li (1990) [4], Wan and Dozier (1996) [10]
6	$T_s = A_0 + A_1 \frac{T_{11} - T_0}{\varepsilon_{11}} + A_2 \frac{T_{12} - T_0}{\varepsilon_{12}} + A_3 \frac{1 - \varepsilon_{11}}{\varepsilon_{11}} + T_0$	Prata and Platt (1991) [24]
7	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_4 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon}$	Vidal (1991) [23]
8	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (1 - \varepsilon) + A_4 \Delta \varepsilon$	Ulivieri et al. (1994) [29]
9	$T_s = A_0 + (A_1 \omega + A_2 \omega^2 + A_3) T_{11} + (A_4 \omega + A_5 \omega^2 + A_6) T_{12} + A_7 \omega + A_8 \omega^2$	François and Ottlé (1996) [26]

10	$T_s = A_0 + A_1 T_{11}$ $+ [A_2 \omega + A_3 + (A_4 \omega + A_5)(1 - \varepsilon_{11})$ $+ (A_6 \omega + A_7) \Delta \varepsilon] (T_{11} - T_{12})$ $+ \frac{1 - \varepsilon_{11}}{\varepsilon_{11}} T_{11} [A_8 \omega + A_9 + (A_{10} \omega + A_{11}) \Delta \varepsilon]$ $- \frac{1 - \varepsilon_{12}}{\varepsilon_{12}} T_{12} [A_{12} \omega + A_{13} + (A_{14} \omega + A_{15}) \Delta \varepsilon]$	Sobrino et al. (1991) [12]
11	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + (A_2 \omega + A_3)(T_{11} - T_{12})$ $+ (A_4 \omega + A_5)(1 - \varepsilon) + (A_6 \omega + A_7) \Delta \varepsilon$	Ulivieri et al. (1994) [29]
12	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (T_{11} - T_{12})^2$ $+ (A_4 \omega + A_5) T_{11} + (A_6 \omega + A_7)(1 - \varepsilon)$ $+ [(A_8 \omega + A_9) T_{11} + (A_{10} \omega + A_{11})] \Delta \varepsilon$	Coll et al. (1994) [13]
13	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (T_{11} - T_{12})^2$ $+ (A_4 \omega + A_5)(1 - \varepsilon) - (A_6 \omega + A_7) \Delta \varepsilon$	Sobrino and Raissouni (2000) [28]
14	$T_s = A_0 + A_1 T_{11} + A_2 (T_{11} - T_{12}) + A_3 (T_{11} - T_{12})^2$ $+ (A_4 \omega + A_5)(1 - \varepsilon)$	Ma (2003) [27]
15	$T_s = A_0 + A_1 \omega$ $+ [A_2 + (A_3 \omega \cos \theta + A_4)(1 - \varepsilon_{11})$ $- (A_5 \omega + A_6) \Delta \varepsilon] (T_{11} + T_{12})$ $+ [A_7 + A_8 \omega + (A_9 + A_{10} \omega)(1 - \varepsilon_{11})$ $- (A_{11} \omega + A_{12}) \Delta \varepsilon] (T_{11} - T_{12})$	Becker and Li (1995) [22]

L'algorithme SW proposé par Becker and Li est proposé pour estimer le LST à partir des données satellitaires MODIS. L'algorithme peut être écrit comme suit:[4]

$$\left\{ \begin{array}{l} T_s = A_0 + P \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + M \frac{T_{31} - T_{32}}{2} \\ A_0 = 1.274 \\ P = 1 + 0.15616 \frac{1 - \varepsilon}{2} - 0.482 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \\ M = 6.26 + 3.98 \frac{1 - \varepsilon}{2} - 38.33 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \end{array} \right.$$

Où $\varepsilon = (\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})/2$, et $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}$ sont la moyenne et la différence des émissivités de surface dans les bandes 31 et 32 de MODIS.

T31 et T32 sont les températures de brillance dans ces deux bandes. Figure III.6, III.7

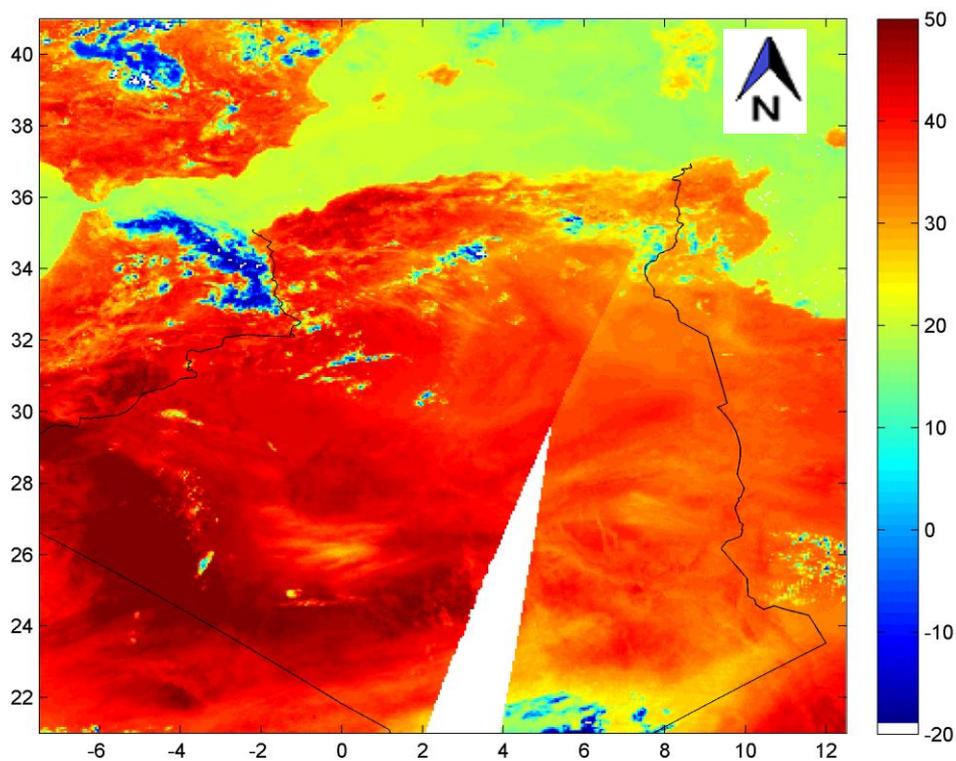


Figure III.7 la température de brillance bande 31(01/07/2010)

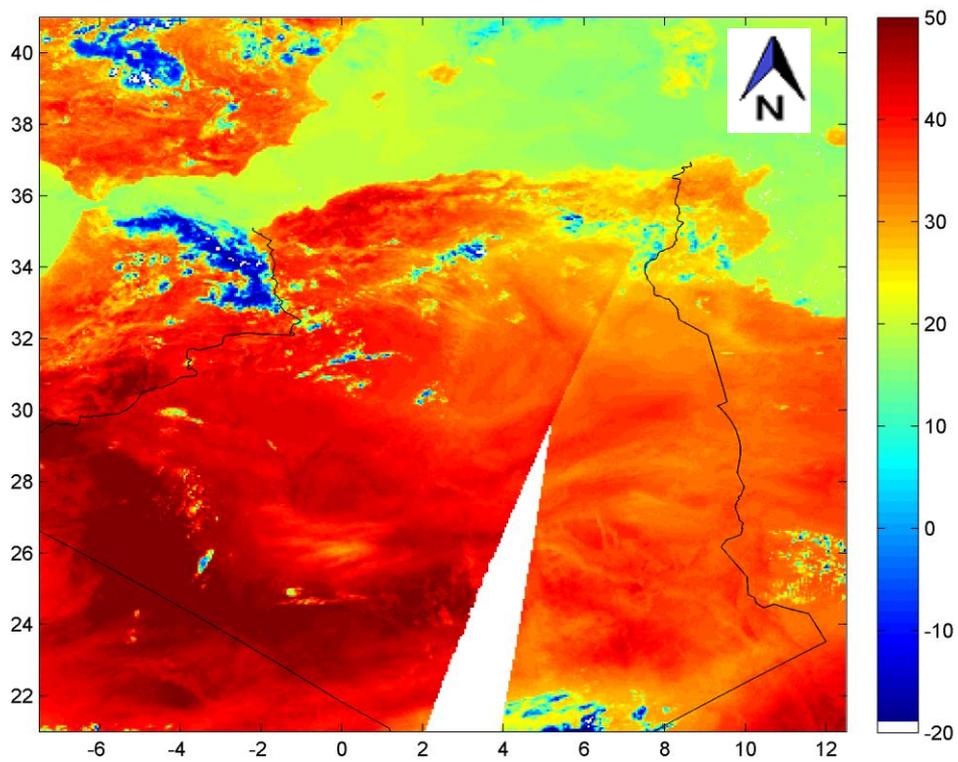


Figure III.8 la température de brillance bande 32 (01/07/2010)

Le résultat de L'application de l'algorithme est présent dans la figure qui suit :

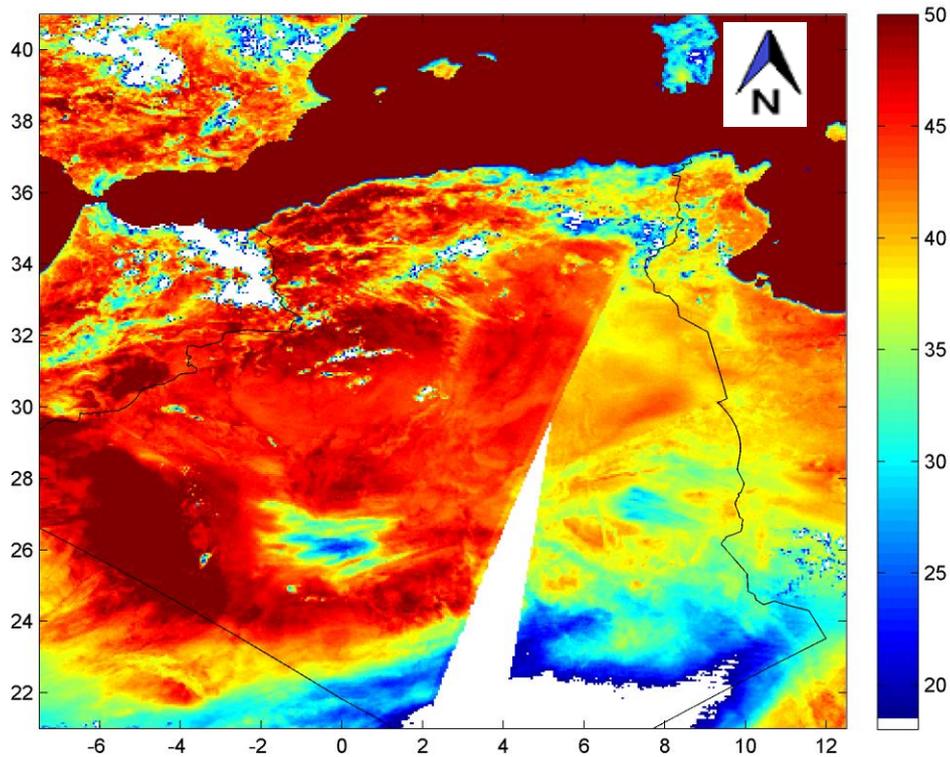


Figure III.9 la température de surface (01/07/2010)

III.8 Conclusion

Les capteurs à bord des satellites peuvent estimer la température de surface. L'estimation est faite dans l'infrarouge thermique. Des hypothèses et approximations sur l'équation de transfert radiatif pour faire l'estimation.

Avec des données de satellite MODIS et un algorithme split-window proposé par Becker et Li nous avons calculé la température de surface de la terre de la région nord algérien. Un algorithme Split-Window peut être développé en utilisant l'absorption différentielle dans deux canaux TIR adjacents. Les canaux 31 et 32 de MODIS sont conçus pour mesurer la température de surface.

Nous avons extraire une carte de couverture terrestre de la région étudiée d'une carte de couverture terrestre globale. Ensuite nous avons identifié l'émissivité dans les deux canaux, ces dernières sont exploitées pour estimer une carte de la température de surface avec l'algorithme de Becker et Li

III.9 Références

- [1] **Mao, K.**, J. Shi, Z.-L. Li, and H. Tang (2007): An RM-NN algorithm for retrieving land surface temperature and emissivity from EOS/MODIS data, *J. Geophys. Res.*, 112, D21102, doi:10.1029/2007JD008428.
- [2] **Price, J. C.** (1984): Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA-7 AVHRR, *J. Geophys. Res.*, 79, 5039–5044.
- [3] **Wan, Z.**, and J. Dozier (1989): Land surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling, *IEEE Trans. Geosci.Remote Sens.*, 27, 268–278.
- [4] **Becker, F.**, and Z. L. Li (1990): Towards a local split window method over land surface, *Int. J. Remote Sens.*, 11, 369–393.
- [5] **Sobrino, J. A.**, and V. Caselles (1991): A methodology for obtaining the crop temperature from NOAA-9 AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 12,2461– 2475.
- [6] **Qin, Z.**, A. Karnieli, and P. Berliner (2001a): A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region, *Int. J. Remote Sens.*, 22, 3719–3746.
- [7] **Qin, Z.**, G. Dall’ Olmo, A. Karnieli, and P. Berliner (2001b): Derivation of split window algorithm and its sensitivity analysis for retrieving land surface temperature from NOAA-advanced very high resolution radio-meter data, *J. Geophys. Res.*, 106, 22,655–22,670.
- [8] **Sobrino, J. A.**, J. E. Kharraz, and Z. L. Li (2004): Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data, *Int. J. Remote Sens.*, 24, 5161–5182.
- [9] **Mao, K.**, J. Shi, Z. Qin, P. Gong, W. Liu, and L. Xu (2005b): A multiple-band algorithm for retrieving land-surface temperature and emissivity from MODIS data, in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2005*, vol. 5, edited by S. Liang et al., pp. 3269–3272 Inst. of Electr. and Electr. Eng., Piscataway, N. J.
- [10] **Wan, Z.** and J. Dozier, (1996): A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 34(4): 892-905.
- [11] **Mao, K.**, J. Shi, Z. Qin, P. Gong (2005a): A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data, *International Journal of Remote Sensing*
- [12] **Sobrino, J.A.**, Coll, C. and Caselles, V., (1991): Atmospheric corrections for land surface temperature using AVHRR channel 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, 38,p. 19–34.

- [13] **Coll, C.**, Caselles, V., Sobrino, A. and Valor, E., (1994): On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 27, p. 105–122.
- [14] **Franc, A. G.B.** and Cracknell, A.P., (1994): Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in northeastern Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 15, p. 1695–1712.
- [15] **Kaufman, Y.J.** and Gao, B.C., (1992): Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30, p. 871–884.
- [16] **Labeled, J.** and Stoll, M.P., (1991): Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 38, p. 1–17
- [17] **Salisbury, J.W.** and D'aria D.M., (1992): Emissivity of terrestrial materials in the 8–14mm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 42, pp. 83–106.
- [18] **Sobrino, J.A.**, Raissouni, N. and Li, Z.L., (2001): A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote Sensing of Environment*, 75, pp. 256–266.
- [19] **Snyder, W.C.**; Wan, Z., (1998): BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1), 214-225.
- [20] **Wan, Z.**, and LI, Z.-L., (1997): A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 980–996.
- [21] **Sobrino, J.A.**, Li, Z.L., Stoll, M.P. and Becker, F., (1994): Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination, *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*. vol. 32, no. 2, march 1994
- [22] **Becker, F.** and LI, Z.-L., (1995): Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurements and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12, p. 225–253.
- [23] **Vidal, A.**, (1991): Atmosphere and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 12, p. 2449–2460.
- [24] **Prata, A. J.** and Platt, C. M. R., (1991): Land surface temperature measurements from the AVHRR,” in *Proc. 5th AVHRR Data Users Conf.*, Tromso, Norway, June 25-28, EUM P09, , p. 433-438.
- [25] **Ottle, C.**, and Vidal-madjar, D., (1992): Estimation of land surface temperature with NOAA -9 data. *Remote Sensing of Environment*, 40, 27 - 41.

- [26] **François, C.** and **Ottlé, C.** (1996): Atmospheric corrections in the thermal infrared: Global and water vapor dependent split window algorithms – applications to ATSR and AVHRR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34(2): 457-470.
- [27] **Ma, Y.** (2003): Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 3137–3148.
- [28] **Sobrino, J.A.** and **Raissouni, N.** (2000): Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *Int. J. Remote Sens.*, 21, 353–366.
- [29] **Ulivieri, C.**; **Castronuovo, M.M.**; **Francioni, R.**; **Cardillo, A.** (1994): A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Adv. Space Res.*, 14, 59–65.
- [30] **Ulivieri, C.** and **Cannizzaro, G.** (1985): Land surface temperature retrievals from satellite measurements. *Acta Astronaut.*, 12, 977–985.
- [31] **McMillin, L.M.** (1975): Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research* 80, 5113–5117.

CHAPITRE IV

La Détection des anomalies thermiques

IV.1 INTRODUCTION

L'anomalie thermique est une augmentation inhabituelle de la température de la surface du sol (LST) qui se produit avant le déclenchement d'un séisme d'environ entre 1 à 24 jours avec un écart de l'ordre de 3 à 12 °C ou plus, et qui peut disparaître quelques jours après l'événement [1]. De nombreuses méthodes existent pour identifier les anomalies thermiques qui se produisent avant les événements sismiques, utilisant des données acquises par des capteurs infrarouges thermiques à bord des satellites de télédétection en orbite terrestre.

Dans ce chapitre, nous présentons l'état de l'art de ces différentes méthodes et la théorie fondamentale dans laquelle repose ces méthodes. Ensuite nous allons détailler l'approche connue sous le nom de la Technique Robuste par Satellite (RST). Cette dernière a été développée spécifiquement pour l'identification des anomalies thermiques dans un ensemble de données spatio-temporelles.

IV.2 ETAT DE L'ART

Dans la littérature, de nombreux auteurs citent le travail de Gorny et al. (1988) [2] comme l'une des premières études sur les relations possibles entre une augmentation anormale du signal infrarouge thermique et l'occurrence du séisme dans les régions sismiques actives. Les auteurs ont observés des anomalies thermiques avant des séismes majeurs en Asie centrale.

D'une manière générale, les méthodologies utilisées pour l'étude des anomalies thermiques par satellite peuvent être divisées en trois approches principales :

1. Analyse de l'image infrarouge thermique unique ;
2. Analyse basée sur une comparaison entre l'imagerie infrarouge thermique ;
3. Des approches utilisant des séries chronologiques d'images infrarouges thermiques.

Dans ce qui suit, les méthodes les plus pertinentes sont décrites en détail, tandis que dans le tableau IV.1, la liste de toutes les principales études et les algorithmes d'identification des anomalies infrarouges thermiques pré-sismiques sont signalés. [3]

Tableau IV.1 - Etudes principales pour identification des anomalies thermique pré-sismiques.

Méthodes	Auteurs	Capteurs	Definition d'Anomalie thermique/Indices	Intensities des anomalies	Relation avec épicerentre et temps de séisme		Degré de séisme
					Surface (km2)	temps	
M1	Qiang et al., 1991, 1992, 1997;	MFG/MVIRI	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-mT(t,H)$	2-10 K	100-50,000	3 jours avant	M 5.1 –7.0
M2	Huang and Luo, 1992	NOAA/ AVHRR	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-mT(t,A)$	-----	-----		
M3	Tronin, 1996, 2000; Tronin et al., 2002, 2004	NOAA/ AVHRR	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-mT(t,H)$	$\Delta T(x,y,t)>2 \cdot sT(t,H)$	35,000	6-24 jours avant 7 jours après	M 4.7 – 7.3
M4	Xu et al., 2000	GMS	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-mT(t,H)$	>2 K	600,000	10 jours avant	MS 7.6
M5	Lu et al., 2000	NOAA/ AVHRR	$\Delta T(x,y,t) = T(x,y,t) - T(x,y,t')$ with $t' < t$	8 K	40,000	1-2 jours avant	MS 6.2
M6	Tramutoli et al., 2001; Di Bello et al., 2004;	NOAA/ AVHRR		$\Delta V(x,y,m) > 0,6$	100,000	3 days	MS = 6.9
				$\Delta V(x,y,m) > 1$			
	Filizzola et al., 2004; Corrado et al., 2005; Tramutoli et al., 2005; Aliano et al., 2007, 2008, Genzano et al., 2007, 2009, 2015; Lisi et al., 2010, 2014; Pergola et al., 2010; Eleftheriou et al., 2015	NOAA/ AVHRR MFG/MVIRI GOES/ IMAGER MSG/SEVIRI EOS/ MODISGMS/ VISSR	$\Delta V(x,y,t)=[\Delta V(x,y,t)-mDV(x,y)]/sDV(x,y)$ with $\Delta V(x,y,t)=V(x,y,t)-mV(t)$ $V(x,y,t)=T(x,y,t)$ Or $V(x,y,t)=LST(x,y,t)$	$(x,y,t) > 1,5 \div 4$ Pas persiste Dans l'espace et le temps	100 - 500,000	1-25 jours avant 1-5 jours après	MS 4.0 – 7.9
M7	Ouzounov and Freund, 2004	EOS/MODIS	$\Delta LST(t)=LST2002(d)-LST2001(d)$	4 K	30,000	1-10 jours avant	MS 7.9
M8	Saraf and Choudhury, 2004, 2005a, 2005b, 2005c; Choudhury et al., 2006; Rawat et al., 2011 Saraf et al., 2012,	NOAA/ AVHRR	Visual inspection	5-7 K	50,000- 250,000	1-10 jours avant et 2-3 jours après	MW 5.8 – 7.7

M9	Yoshioka et al., 2005	NOAA/AVHRR	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-m(t,D)$	4-8 K	50,000	2/3 jours avant	M 6.8
M10	Lixin et al., 2006; Liu et al., 2007	NOAA/AVHRR	Visual inspection	4-5 K	80,000-920,000	1-25 jours avant Et 2-3 jours après	MS 5.9
M11	Panda et al., 2007	EOS/MODIS	$\Delta T(x,y,t)=T(x,y,t)-mT(x,y,t)$	5-10 K	111,000	7 days before	MW 7.6
M12	Halle et al., 2008	NOAA/AVHRR	As M6 with $V(x,y,t)=LST(x,y,t)$	$(x,y,t) > 2-3$	2,600-5,000	2-10 jours avant et 4-7 jours après	M =6.4-7.8
M13	Eneva et al., 2008	EOS/MODIS	As M6 with $V(x,y,t)=LST(x,y,t)$ and with mDV (x,y) and sDV(x,y) Calculer à 31 jours avant t	$(x,y,t) > 2,5 \div 3,5$	----	20 jours avant 20 jours après	M 4.5 – 6.6
M14	Huang et al., 2008	EOS/MODIS	Visual inspection	3-5 K	----	1 jours avant	MS 8.0
M15	Ouzounov et al., 2006; Bleier et al., 2009	EOS/MODIS GOES/ IMAGER	$T(x,y,t i) = T_0$ +ati (6pm<t I <6am)			1-13 days before	MW 7,7 M 5.4
M16	Piroddi, 2011; Piroddi and Ranieri, 2012; Piroddi et al., 2014	MSG/SEVIRI	$<T(x,y,t i) > = T_0$ +ati (6pm<ti<4am)	$a > 0$	10,000	7 jours avant	MW 6.3
M17	Chen et al., 2010; Ma et al., 2010; Saradjian and Akhoondzadeh, 2011	NOAA/AVHRR EOS/MODIS	Wavelet transform	4-5 K	----	15 jours après	M >7.0
M18	Yang and Guo, 2010	MTSAT	$\Delta T_{year}(x,y,d) = [T_{year}(x,y,d) - T_{year-n}(x,y,d)] - T_{year}(x,y,d-1)$	4-5 K	30.000	1-14 jours avant	MS 6.2
M19	Zhang et al., 2010, 2011; Xie et al., 2013	FY-2C FY-2E	Wavelet transform	4-10 K	10,000-600,000	Quelque jours à 2 mois avant	MS 7.2-9.0
M20	Saradjian and Akhoondzadeh, 2011	EOS/MODIS	interquartile, wavelet transform and Kalman filter method	1-4 K	----	1-20 jours avant	MW 6.1-6.6
M21	Zoran, 2012	EOS/MODIS	$\Delta LST(x,y,t) = (LST(x,y,t) - \langle LST \rangle(t)) / LST(x,y,t)$	10 K	30,000	15 jours avant	MW 9.0
M22	Xiong et al., 2013	AATSR	As M6 using $\Delta V(x,y,t) = [\Delta V(x,y,t) - mDV(x,y)] / s(x,y)$	$(x,y,t) > 4$	130,000	15 jours avant	MW 6.3

Qiang et al. (1997), en utilisant les données satellitaires METEOSAT dans l'infrarouge thermique, a commencé à étudier plusieurs séismes survenus en Chine. Tronin et al. (2002, 2004) analysant une séquence de données infrarouge thermique AVHRR, identifiant la présence d'anomalies TIR pré-sismiques positives.

Huang et al. (2008), en utilisant les données infrarouges thermiques fournies par le capteur MODIS, étudient la relation entre les anomalies thermiques et l'activité sismique autour de l'épicentre du séisme du Sichuan (Chine) (le 12 mai 2008: MS ~ 8.0).

Xu et al. (2000) en utilisant des données satellitaires (près de 2000 images) fournies par le satellite météorologique géostationnaire japonais (GMS), afin d'étudier plus de 60 séisme (MS ~ 6) survenus en Chine orientale à partir de 1988.

Lu et al. (2000), en appliquant aux données NOAA / AVHRR une méthodologie basée sur la comparaison des images, identifient les anomalies TIR (jusqu'à 8 Km de haut) quelques jours avant le séisme de Zhangbei (MS ~ 6,2) survenu en Chine le 10 janvier 1998.

Ouzounov et Freund (2004) utilisent les produits Température de la surface terrestre et température de la surface de la mer (SST), afin d'étudier l'interaction entre l'océan, la surface terrestre et l'atmosphère avant les séismes forts.

Saraf et Choudhury (2004, 2005a, 2005b, 2005c), Choudhury et al. (2006), Saraf et al. (2008, 2009, 2012) et Rawat et al. (2011), en utilisant les données TIR de NOAA / AVHRR, a étudié divers séismes forts (par exemple, le Gujarat en Inde, le 26 janvier 2001, Boumerdes en Algérie en mai 2003, Bam en Iran le 26 décembre 2003: M = 6,6) en analysant TIR Images 2 semaines avant et après chaque événement sismique.

Yoshioka et al. (2005) ont comparé les produits LST (obtenus à partir de données AVHRR) avec une valeur de référence; Dans le cas de plusieurs séismes forts survenus au Japon (par exemple, le séisme de Niigataken Chuetsu du 23 octobre 2004: MW = 6,6), ils rapportent une augmentation relative (2-10 K) des valeurs de LST dans les zones épicentrales seulement 2-3 Jours avant les événements.

Panda et al. (2007), en utilisant des images LST jour fournies par le capteur MODIS, ont rapporté des anomalies pré-sismiques affectant une zone assez importante (environ 111 000 km²) une semaine avant le séisme du Cachemire (8 Octobre, 2005: MW ~ 7,6).

Zoran (2012) analysant un ensemble de données historiques (2000-2011) des données MODIS LST, a révélé des anomalies thermiques autour de la zone épiscopale du séisme de Tohoku / Sendai (Japon) (11 mars 2011: MW = 9,0) depuis deux semaines avant le principal ainsi qu'après le choc principal.

Chen et al. (2006), Ma et al. (2010), Zhang et al. (2010, 2011), Xie et al. (2013) et Saradjian et Akhoondzadeh (2011) ont effectué une analyse d'ondelettes sur des séries temporelles d'images infrarouge thermique et/ou température de surface fournies par des capteurs satellites, comme NOAA / AVHRR, MODIS et le satellite géostationnaire chinois FY-2C. L'analyse Wavelet a été appliquée à la série temporelle d'images satellitaires afin d'isoler les anomalies pré-sismiques possibles dans le domaine de l'émission thermique terrestre, par rapport des variations (normales) dues au cycle solaire annuel et quotidien, aux facteurs météorologiques (y compris les nuages de pluie, Courants d'air chaud..etc).

En 2001, Tramutoli et al. (2001, 2005) Commencent leur travail à partir d'un examen critique des méthodes précédemment citées. Le signal thermique qui a été signalée comme anomalie pré-séismique prend une signification statistique. Après, Plusieurs utilisations a été faite avec cette approche et notre travail est une suite dans les applications de cette approche pour détecter des anomalies thermique avant les séismes.

IV.3 LA TECHNIQUE RST

RST (Robust satellite technique) est une approche basée sur la technique robuste AVHRR (RAT). Elle a été d'abord proposée par Tramutoli (1998) et utilisé pour surveiller les catastrophes environnementales comme les volcans, les inondations, les incendies de forêt et les activités sismiques.

Cette approche considère toute anomalie dans le domaine spatio-temporel comme un écart par rapport à un état «normal», qui peut être déterminé en traitant des enregistrements satellites sans nuage, sélectionnés sur la base de critères d'homogénéité spécifiques (c'est-à-dire même capteur, même zone géographique, même Canal / signature spectral, même période d'enregistrement).

Le signal mesuré par le satellite dépend en effet de plusieurs facteurs, tels que les propriétés physiques de la cible et les conditions environnementales / d'observation (par exemple, la couverture terrestre, les conditions atmosphériques, l'heure du jour, la géométrie de l'observation, l'éclairement). Par conséquent, si la variabilité du signal dans les domaines de l'espace et du temps est prise en compte, les événements anormaux réels devraient être identifiés plus efficacement.

Un index appelé ALICE (Absolutely Local Index of Change of the Environment) est ensuite calculé par RAT à cet objectif et défini dans sa formulation mathématique générale comme suit:[4]

$$\otimes_V (x, y, t) = \frac{V(x,y,t) - V_{REF}(x,y)}{\sigma_V(x,y)} \dots\dots\dots (IV.1)$$

L'index $\otimes_V (x, y, t)$ est appliqué pour détecter des anomalies d'un processus temps/ espace $V(x, y, t)$ avec la comparaison par des enregistrements historiques collectés sous la contrainte temporelle $t \in T$

Dans cette équation $V(x, y, t)$ est le signal mesuré au temps t pour chaque pixel (x, y) de l'image satellite à traiter, $V_{REF}(x, y)$ est la valeur attendue (généralement exprimée en moyenne temporelle), Et $\sigma_V(x, y)$ est la variabilité naturelle du signal (c'est-à-dire l'écart-type temporel).

Ainsi, plus haut les valeurs de l'indice ALICE, plus fort les intensités d'anomalie. La robustesse d'une telle approche est intrinsèque, car un signal ne sera identifié comme «anormal» que s'il est supérieur à sa valeur attendue, pour une condition spécifique d'observation, et seulement si cette déviation (c'est-à-dire le numérateur dans l'équation IV.1) est significativement plus élevée que la variabilité du signal naturel (c.-à-d. Les fluctuations du signal observées, dans les séries temporelles, en l'absence d'effet perturbant). [8]

L'approche RAT a été renommée RST (Robust Satellite Techniques) par [5] pour mieux souligner son applicabilité à n'importe quelle donnée de capteur satellite utilisée.

Un estimateur robuste est un estimateur qui n'est pas (trop) sensible à la présence de données aberrantes. Une seule donnée aberrante peut parfois complètement perturber le résultat de l'estimateur. Les estimateurs robustes sont capables de les repérer et de les exclure du processus d'estimation.

L'approche RST a été utilisée par [5-6] Pour isoler les anomalies TIR pré-sismiques possibles à partir des variations de signal qui sont liées aux éléments connus (voir le tableau IV.2) mais aussi inconnus, naturels et / ou observationnels (ce qu'ils appellent "bruit naturel / d'observation") qui peuvent Être responsable de la prolifération "fausses alarmes".

La méthodologie RST identifie les anomalies espace-temps toujours en ce qui concerne un comportement de signal "normal" (c'est-à-dire dans un état non perturbé) préalablement défini qui est réalisable par l'analyse de séries à long terme d'enregistrements satellites. Dans le cas des anomalies TIR éventuellement associées à des événements sismiques, le RETIRA (Estimateur Robuste des Anomalies TIR) : [5]-[7] index (r, t) , qui a été introduit, qui peut être calculé comme suit:[3]

$$\otimes_V (r, t) = \frac{V(r,t) - \mu_V(r)}{\sigma_V(r)} \dots \dots \dots (IV.2)$$

Où r représente les coordonnées d'emplacement sur une image satellite,

- t est le temps d'acquisition de l'image, avec $(t \in \tau)$ ou
- τ Définit le domaine homogène des images satellitaires collectées dans la même heure (heure) du jour et de la période (mois) de l'année

$V(r, t) = T(r, t) - T(t)$ est la valeur de la différence entre la valeur ponctuelle de la température de luminosité de la terre $T(r, t)$ à L'emplacement $r \equiv (x, y)$ et le temps d'acquisition t , et sa moyenne spatiale $T(t)$ sur la zone d'intérêt; Calculé en place sur l'image en main, rejetant les pixels nuageux et compte tenu uniquement des pixels de la mer, si r est situé sur la mer, seuls les pixels terrestres, si r est situé sur le terrain.

Tableau IV.2 Variabilité du signal infrarouge thermique

Principaux facteurs contribuant à la variabilité du signal TIR	Description
a) Emissivité spectrale de surface	Assez constant (~ 0,98) sur les océans. Sur le terrain, il est très variable en prenant des valeurs dans 0,90 et 0,98 principalement en fonction de la végétation du sol.
b) transmittance spectrale atmosphérique	dépend principalement de la température atmosphérique et des profils verticaux d'humidité
c) La température de surface (variations temporelles)	Liés aux cycles solaires réguliers quotidiens et annuels, mais aussi sensible à des facteurs météorologiques (et climatologique)
d) La température de surface (variations spatiales)	Dépend aux facteurs géographiques locaux (altitude au-dessus du niveau de la mer, exposition solaire, latitude géographique)
e) Conditions d'observation (variations spatiales)	Les variations sur la même scène d'angles zénithaux satellites introduisent des variations spatiales du signal enregistré qui ne sont pas liées aux fluctuations thermiques réelles de la surface superficielle
f) conditions d'observation (variations temporelles de l'angle de vue par satellite) ^a	Le même emplacement est observé, à chaque moment de révision, à un angle zénithal différent: ceci introduit une variation temporelle parasite du signal mesuré en raison simplement du changement dans les conditions d'observation (par exemple, la masse d'air)
g) Conditions d'observation (variations temporelles des	Le changement de l'angle de vue satellitaire détermine également une modification sensible de la taille de la cellule

cellules de résolution du sol) ^a	de résolution au sol. Des variations temporelles parasites du signal mesuré doivent être attendues puis en raison de la modification de la taille de la cellule de résolution au sol
h) Conditions d'observation (variations du temps du passage par satellite) ^a	Le passage par satellite se produit chaque jour à différents moments dans un intervalle de temps jusqu'à 3 heures autour du temps nominal de passage. Des variations parasites du signal mesuré doivent alors être attendues en conséquence d'une telle variabilité (temps) de la condition d'observation
a Uniquement pour les paquets instrumentaux à bord du satellite polaire (non applicable aux plates-formes géostationnaires)	

$\mu_V(r)$ et $\sigma_V(r)$ sont la valeur moyenne temporelle (Fig.IV.1) et l'écart type de $V(r, t) \equiv \text{LST}(r, t) - \text{LST}(t)$ obtenu pour chaque emplacement $r \equiv (x, y)$ Calculé sur des enregistrements satellites sans nuage appartenant à un ensemble de données homogènes sélectionné ($t' < \tau$).

Ce sont deux images de référence décrivant le comportement normal du signal et de sa variabilité à chaque emplacement r dans des conditions d'observation aussi proches que possible de celles de l'image en main

$$\mu_V(r) = \frac{1}{N} \sum_{t \in \tau}^N V(r, t) \dots\dots\dots(\text{IV.3})$$

$$\sigma_V(r) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t \in \tau}^N (V(r, t) - \mu_V(r))^2} \dots\dots\dots(\text{IV.4})$$

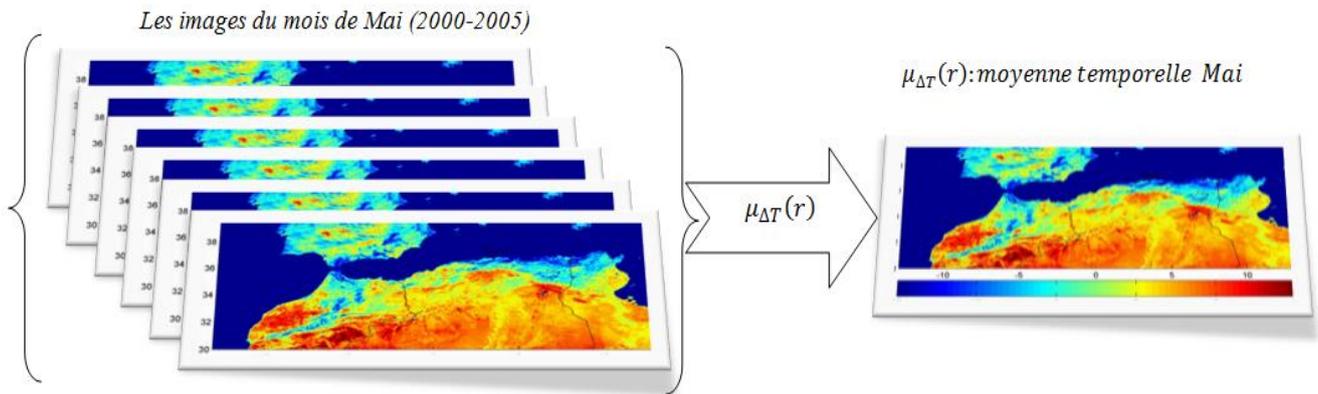


Figure IV.1 calcul de moyenne temporelle pour mois de Mai (2000-2005)

Pour appliquer à la surveillance d'une zone sismique, des variables différentes sont utilisées:

$$v(r, t) \equiv \begin{cases} T(r, t) \\ \Delta T(r, t) \equiv T(r, t) - T(t) \\ \Delta LST(r, t) \equiv LST(r, t) - LST(t) \end{cases}$$

Lorsque $T(r, t)$ est simplement le rayonnement infrarouge thermique du capteur, LST est un produit spécifique de l'analyse des données par satellite, qui devrait donner, une estimation de la température de surface corrigée par la variable contribuant à la vapeur d'eau dans l'atmosphère

$T(t)$ Et $LST(t)$ sont des moyennes spatiales de $T(r, t)$ et $LST(r, t)$ calculées en place sur l'image à portée de main, compte tenu du pixel sans nuage uniquement.

L'indice $\otimes_v(r, t)$ donne l'excès local du signal actuel $\Delta T(r, t)$ par rapport à sa valeur moyenne historique et pondéré par sa variabilité historique à l'emplacement considéré.

Les deux $\mu_{\Delta T}(r)$ et $\sigma_{\Delta T}(r)$ sont calculés pour chaque emplacement r , en traitant plusieurs années d'enregistrements satellites historiques acquis dans des conditions d'observations similaires.

L'excès de $\Delta T(r, t) - \mu_{\Delta T}(r)$ représente alors le signal (S) qui doit être étudié pour sa relation possible avec l'événement espace-temps sismique. Il est toujours évalué par comparaison avec le bruit naturel / observation correspondant (N), représenté par $\sigma_{\Delta T}(r)$. De cette façon, l'intensité des transitoires TIR anormaux peut être évaluée en termes de rapport S / N par l'indice RETIRA (r, t').

L'indice RETIRA est prévu non seulement pour être indépendant des sources connues de bruit naturel ou d'observation, mais aussi pour les réduire fortement, car il est basé sur la comparaison entre les mesures qui sont homogènes par rapport aux conditions d'observation (cycle solaire quotidien et annuel, La couverture de surface et l'émissivité, etc.) qui sont responsables de la majeure partie de la variabilité du signal infrarouge thermique. [5-6]

Comme l'indice RETIRA donne l'excès du signal $\Delta T(r, t')$ observé au moment t' par rapport à sa valeur «non perturbée», observée historiquement au même endroit, r et dans des conditions d'observation similaires (c'est-à-dire la même période de l'année, les mêmes heures du jour, le même capteur, etc.), les fluctuations du signal spatial et temporel simplement en raison des effets du site (par exemple, altitude, couverture du sol, etc.) et / ou le temps d'observation devrait être fortement réduit. En fait, les propriétés de la surface (zones végétales ou sols exposés, plans d'eau, etc.) devraient être assez similaires pendant la même période de l'année et du jour, donc des valeurs faibles de $\otimes_V(r, t)$ sont attendus dans ces cas, même en présence de valeurs élevées de $\Delta T(r, t')$

Toutes les fluctuations résiduelles de signal $\Delta T(r, t')$; y compris ceux pouvant être dû à la variabilité des conditions naturelles (p. ex. atmosphérique ou de surface) ou d'observation (p. ex., temps de passage par satellite, navigation et emplacement, etc.) sont pris en compte par le terme dénominateur $\sigma_{\Delta T}(r)$ qui réduit encore les valeurs de $\otimes_V(r, t)$ en présence d'un signal local hautement variable.

IV.4 CONCLUSION

Une anomalie thermique est une augmentation inhabituelle de la température de la surface. Ces anomalies peuvent être représentées comme un signe précurseur d'un séisme. L'identification des anomalies thermiques avant un événement sismique est important, et dans la littérature plusieurs méthodes ont été utilisées pour détecter les anomalies. La méthode RST (Robust satellite Technique) proposé par Tramutoli considère toute anomalie dans le domaine spatio-temporel comme un écart par rapport à un état «normal», qui peut être déterminé en traitant des enregistrements satellites sans nuage, sélectionnés sur la base de critères d'homogénéité spécifiques. Dans la suite de notre travail nous avons utilisées la méthode RST pour déterminer les anomalies thermiques possibles dans une série de carte de température de surface représentant la région étudiée (Nord algérien).

IV.5 REFERENCES

- [1]. **Saradjian M. R.** and Akhoondzadeh M. (2011): Thermal anomalies detection before strong earthquakes ($M > 6.0$) using interquartile, wavelet and Kalman filter methods. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1099-1108, 2011 <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1099-2011>
- [2]. **Gorny V.I.**, Salman A.G., Tronin A. and Shilin B.B.; (1988): The Earth outgoing IR radiation as an indicator of seismic activity. *Proc. Acad. Sci. USSR*, 301, 67-69.
- [3]. **Tramutoli V.**, Corrado r., Filizzola C., Genzano N., lisi m. and Pergola N. (2015): From visual comparison to Robust Satellite Techniques: 30 years of thermal infrared satellite data analyses for the study of earthquake preparation phases , *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, DOI 10.4430/bgta0149
- [4]. **Eleftheriou, A.**, Filizzola, C., Genzano, N., Lacava, T., Lisi, M., Paciello, R., Pergola, N., Vallianatos, F., Tramutoli, V. (2015): Long-Term RST Analysis of Anomalous TIR Sequences in Relation with Earthquakes Occurred in Greece in the Period 2004–2013. *Pure and Applied Geophysics* 173, 285–303, DOI: 10.1007/s00024-015-1116-8.
- [5]. **Tramutoli, V.**, Cuomo, V., Filizzola, C., Pergola, N., Pietrapertosa, C. (2005): Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999. *Remote Sensing of Environment*, 96, 409–426, DOI: 10.1016/j.rse.2005.04.006.
- [6]. **Tramutoli, V.**, Di Bello, G., Pergola, N., Piscitelli, S. (2001): Robust satellite techniques for remote sensing of seismically. *Annals of Geophysics* 44(2), 167-177, DOI: 10.4401/ag-3596.
- [7]. **Filizzola, C.**, Pergola, N., Pietrapertosa, C., Tramutoli, V. (2004): Robust satellite techniques for seismically active areas monitoring: a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, Issues 4–9, 517-527, DOI:10.1016/j.pce.2003.11.019.
- [8]. **Harris, A.J.L.**, De Groeve, T., Garel, F., Carn, S.A. (2016): *Detecting, Modelling and Responding to Effusive Eruptions*. Geological Society London.

CHAPITRE V

Applications et Résultats

V.1 INTRODUCTION

Dans ce chapitre, l'application de l'approche Robuste par Satellite (RST) sur une collection de données satellitaires MODIS, représentant les images de la température de surface terrestre (LST) pour étudier l'existence d'anomalies spatio-temporelles avant le séisme de Boumerdès en Algérie, du 21 mai 2003. Ensuite, nous avons analysé les variations de température ambiante, la température de l'air provenant des stations météorologiques autour de l'épicentre du séisme afin d'établir une relation entre les anomalies thermiques détectées et les mesures de la température ambiante de trois stations météorologiques (DELLYS AFIR, TIZI OUZOU et ALGER DAR-EL-BEIDA) autour de l'épicentre du séisme.

V.2 LOCALISATION DE SITE D'ETUDE

L'Algérie est un pays nord-africain. Il est situé dans une région sismiquement active; Il y a éventuellement / en moyenne cinq séisme modérément grave chaque année. Le séisme le plus grave survenu au cours des vingt dernières années a été le séisme de Boumerdes du 21 mai 2003 ($M = 6,8$) [3].l'emplacement d'épicentre principale est représenté dans la figure IV.1

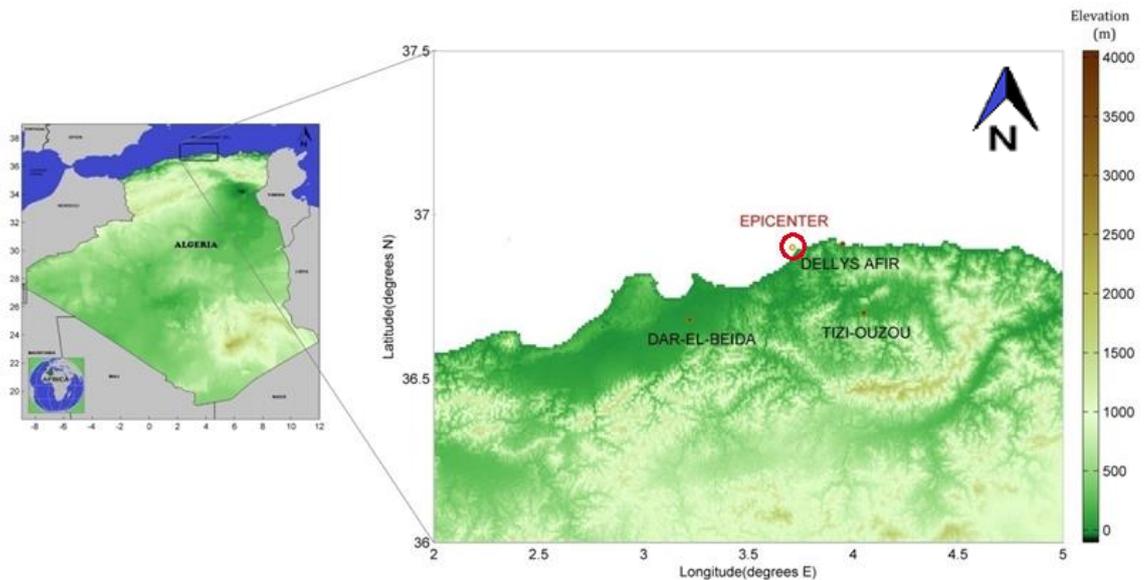


Figure V.1 site d'étude, le cercle rouge représente l'épicentre de séisme de boumerdes

V.3 LES DONNEES

Les données MODIS pour ce travail proviennent principalement du site Web de la NASA (<http://earthexplorer.usgs.gov>), la résolution d'espace des images MODIS est de 1 km x 1 km.

Afin d'étudier la connexion entre les anomalies thermiques détectées et les variations de température ambiante, la température de l'air provenant des stations météorologiques autour de l'épicentre du séisme a été prise en compte. La Figure. V.2, montre les mesures de la température ambiante de trois stations météorologiques (DELLYS AFIR, TIZI OUZOU et ALGER DAR-EL-BEIDA) autour de l'épicentre du séisme (longitude 03,71, latitude 36,90). Les coordonnées géographiques de ces stations sont données sur le tableau V.1

Tableau V.1 coordonnées géographiques des stations ALGER DAR-EL-BEIDA, DELLYS AFIR et TIZI OUZOU

Station :	Latitude	Longitude
ALGER DAR-EL-BEIDA	36°41 N	03°13 E
DELLYS AFIR	36°55 N	03°57 E
TIZI OUZOU	36°42 N	04°03 E

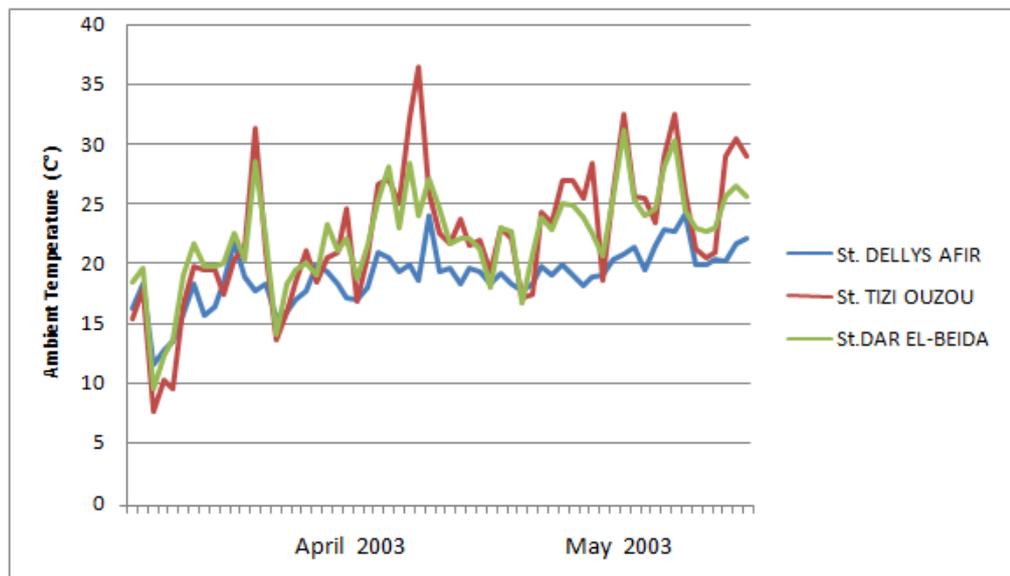


Figure V.2 Température ambiante de trois stations météorologiques (DELLYS AFIR, TIZI OUZOU et ALGER DAR-EL-BEIDA) autour de l'épicentre du séisme (longitude 03,71, latitude 36,90)

V.4 RESULTATS ET DISCUSSION

$\mu_{\Delta T}(r)$ et $\sigma_{\Delta T}(r)$ Sont calculés en même temps et l'emplacement du jour pour tous [1], les deux, sont deux images de référence, qui représentent le comportement normal attendu du signal à chaque emplacement (r) de la scène dans les mêmes conditions d'observation de l'image. Voir la Figure. V.3. et Figure. V.4.

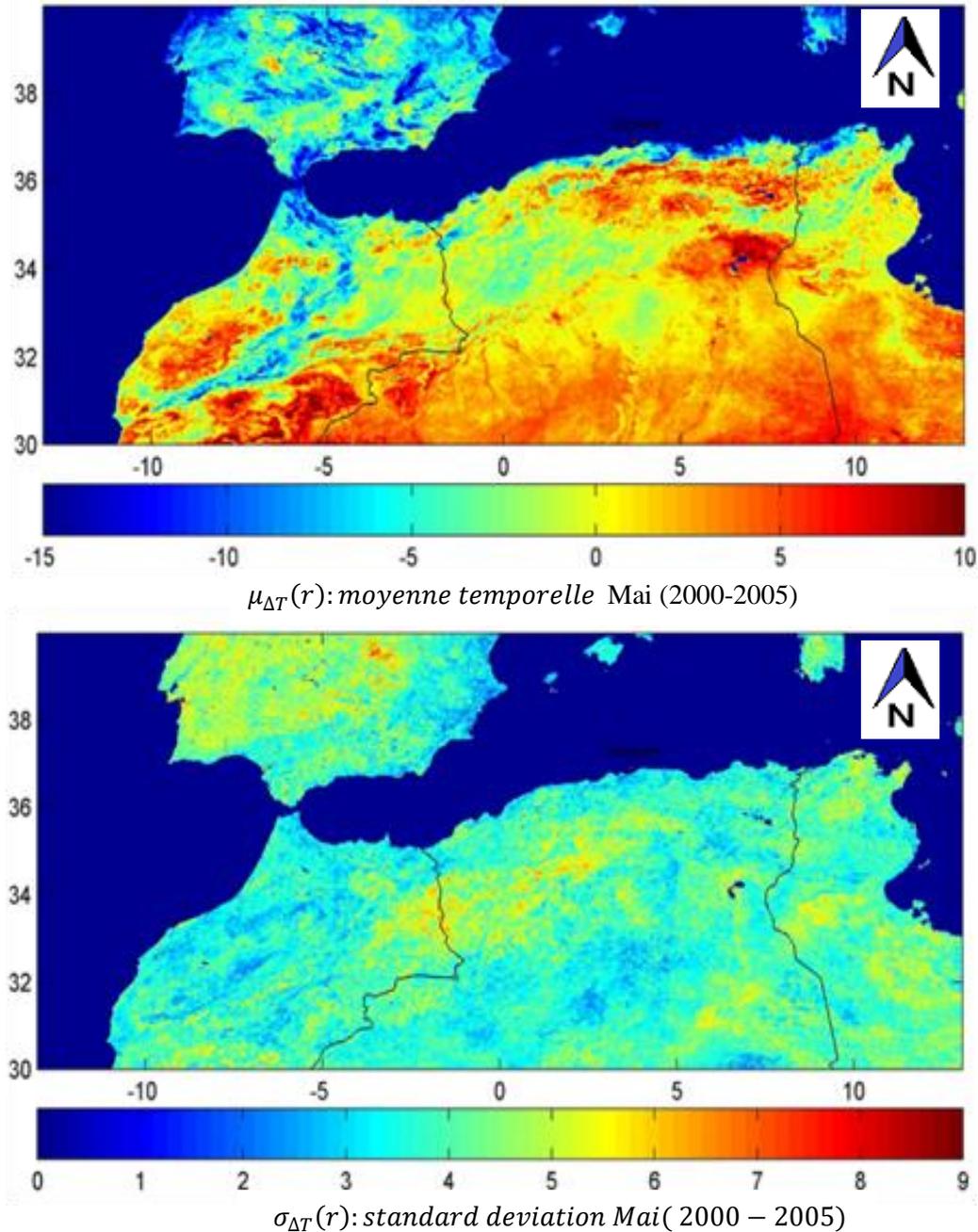


Figure V.3. Les champs de référence de la zone étudiée pour le mois de mai calculés pendant la période 2000-2005.

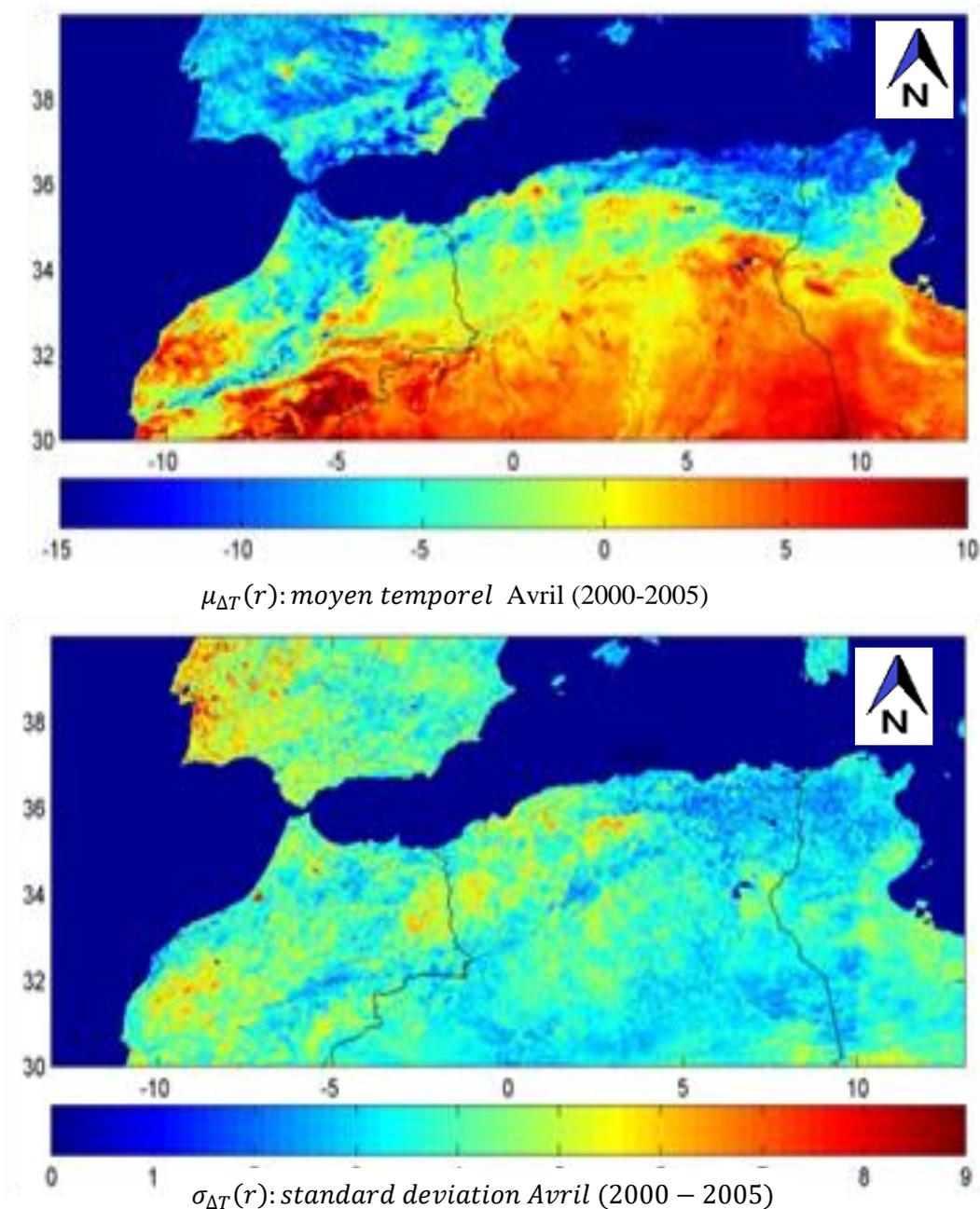


Figure V.4. Les champs de référence de la zone étudiée pour le mois d'avril calculés pendant la période 2000-2005.

Chaque pixel dans l'image $\mu_{\Delta T}(r)$ est la moyenne de la température à chaque emplacement r pendant la période 2000-2005.

$\Delta T(r, t) - \mu_{\Delta T}(r)$: Représente le signal à étudier pour sa relation possible avec l'activité sismique. Donc l'existence d'une anomalie thermique.

$\sigma_{\Delta T}(r)$: Variabilité locale ou observationnelle du signal incluant toutes les sources de

variabilité observées historiquement sur le même site dans des conditions d'observation similaires (capteur, heure du jour, mois ...).

L'indice RETIRA $\otimes_{\Delta T}(r, t)$ a été calculé pour tous les pixels sans nuage en utilisant six ans (2000-2005) des données MODIS.

V.4.1 La validation

Nous avons analysé les images résultantes en appliquant l'indice RETIRA pour identifier la corrélation entre le temps, l'emplacement et l'ampleur du séisme et l'existence des anomalies thermiques.

Dans la Figure V.5, nous présentons les proportions de nuages dans les images pendant la période d'étude. Toutes les images très nuageuses n'étaient pas incluses. (C.-à-d. plus de 70% de pixels nuageux dans la surface terrestre de l'image).

Dans la période de validation, toutes les images collectées sont acceptées car il n'y a pas d'image avec plus de 70% de pixels nuageux. Voir la Figure V.5.

Où $\otimes_V(r, t) > 2.5$, le pixel considéré comme anormal et coloré par le bleu.

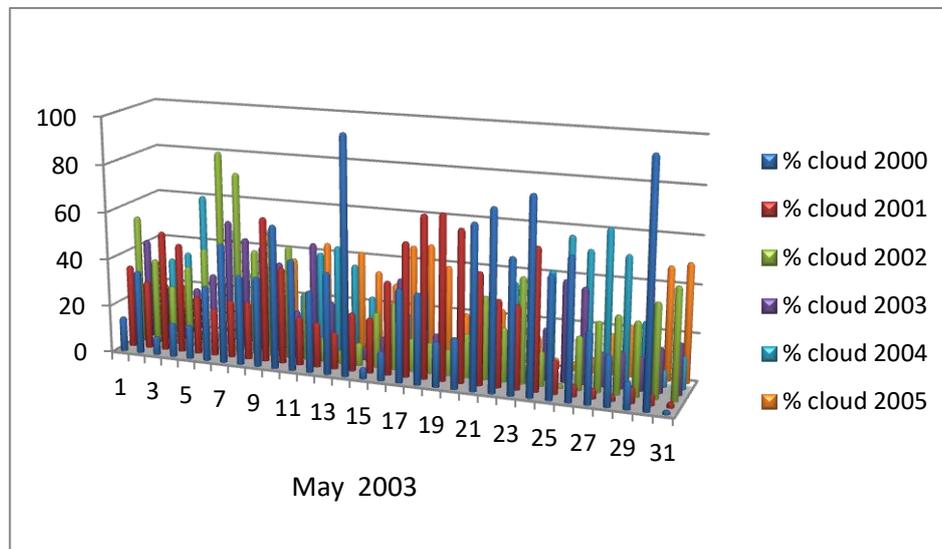


Figure. V.5. Ratio des nuages dans les images pendant les années 2000-2005

Pour la distance des anomalies thermiques sur le point de l'épicentre, on considère la distance de Dobrovolsky:

La zone de la manifestation effective de la déformation précurseur est un cercle dont le centre est l'épicentre. Le rayon du cercle est calculé à partir de l'équation suivante:

$$\rho = 10^{0.43M} \text{ km [4], où } M \text{ est la magnitude de séisme. (Figure V.6)}$$

Après avoir observé et analysé des résultats, nous avons identifié de nombreux endroits avec index RETIRA $\otimes_V (r, t) > 2.5$ et ces pixels peuvent être considérés comme des anomalies thermiques.

Tout d'abord, la dernière semaine d'avril du 24 au 30 avril 2003 (c'est-à-dire un mois avant le séisme principal de Boumerdes) des pixels anormaux autour du séisme épicentre, les anomalies détectées sont persistantes dans le temps (voir la figure V.7).

Les quatre premiers jours de mai, nous avons identifié une anomalie thermique dans la région de Bechar, mais il est trop éloigné de l'épicentre du séisme du 21 mai 2003. Par conséquent, nous ne le considérons pas parce que la distance est supérieure à celle de Dobrovolsky distance.

Deux semaines avant le séisme de Boumerdes, l'apparition et la disparition d'anomalies thermiques ont été observées autour de la région de l'épicentre les 6, 8, 11, 12 et 15 du mois (pas persistant). En outre, ils ont également été observés, deux jours avant l'évènement, juste à proximité de l'épicentre. (Figure V.8)

Après le choc, une nouvelle anomalie est apparue les 24 et 29 mai (trois et huit jours après le choc principal respectivement). Ceci est représenté sur la Figure V.8.

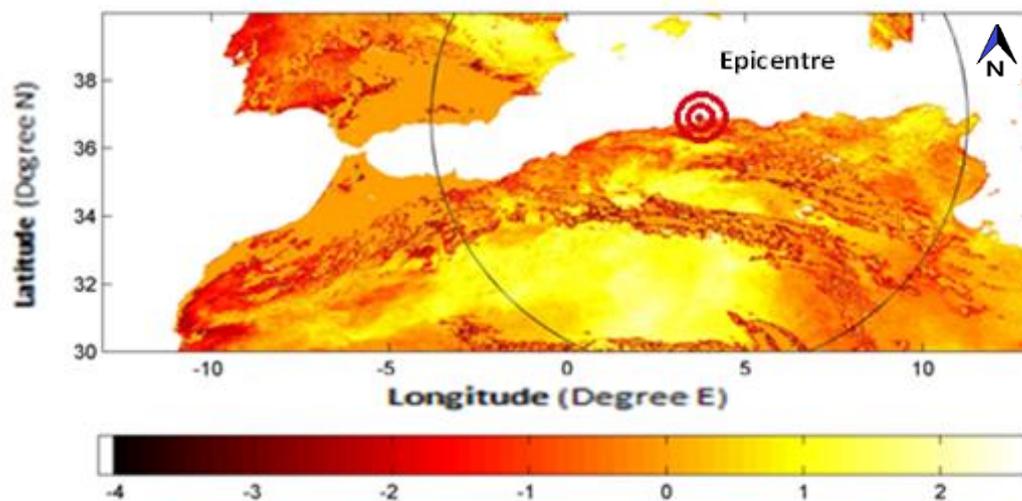


Figure V.6 Résultat du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée au 31 mai 2003. Le rayon du cercle noir représente la distance de Dobrovolsky. L'épicentre est représenté par des cercles rouges

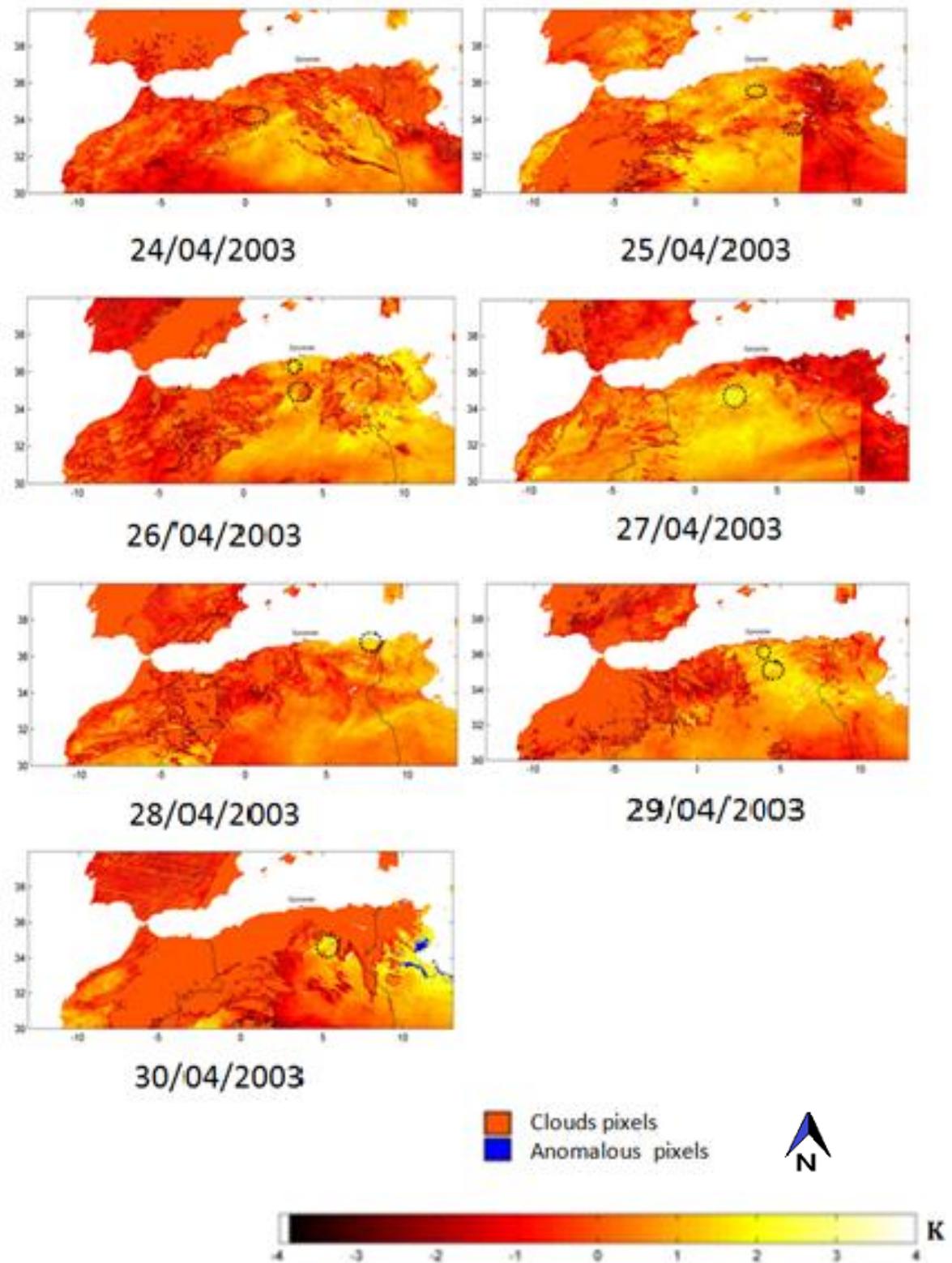


Figure V.7. Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en avril 2003. Des pixels anormaux avec $\otimes_V(r, t) > 2.5$ représentés au bleu et cerclés

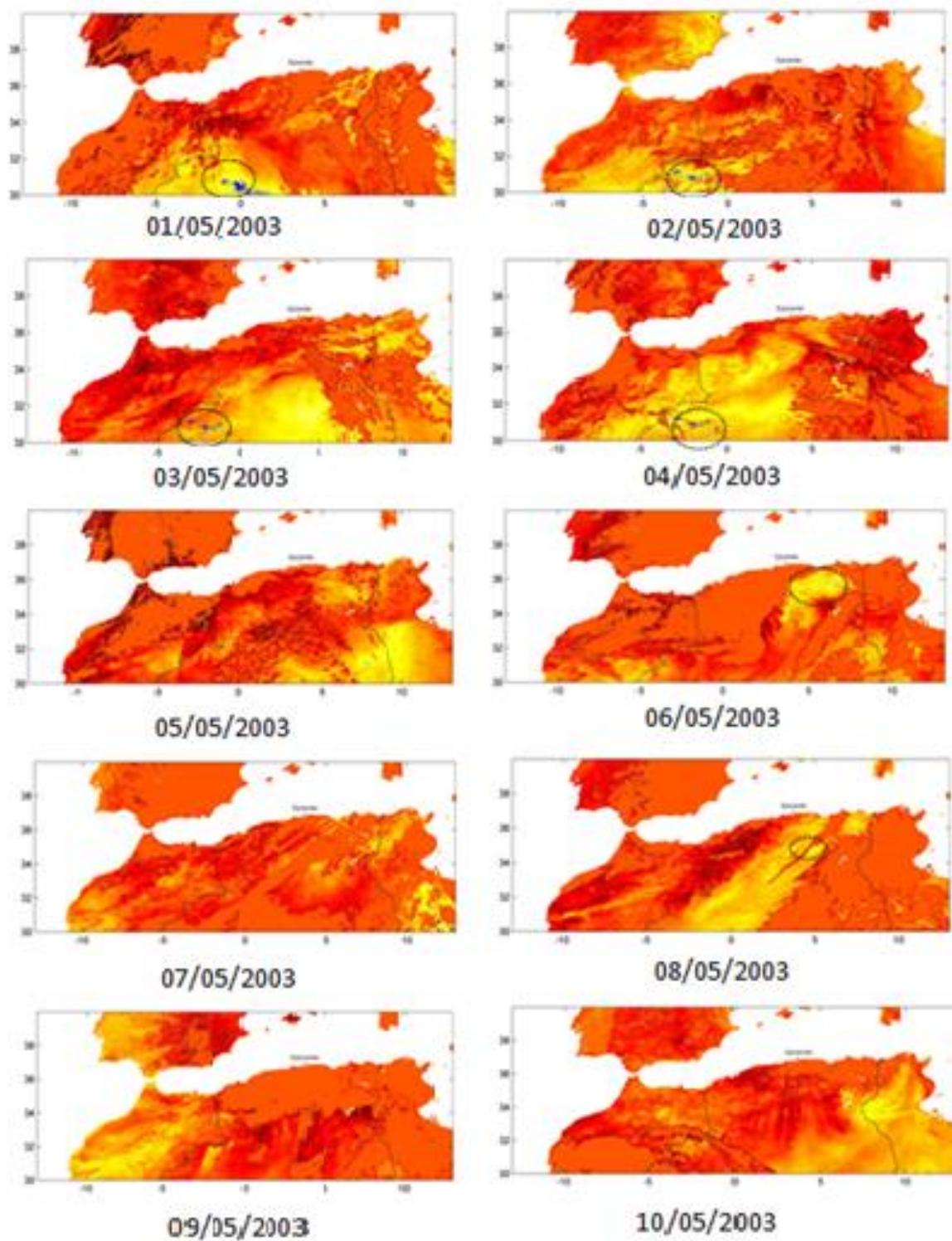


Figure V.8 Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en mai 2003. Des pixels anormaux avec $\otimes_V(r,t) > 2.5$ représentés au bleu et cerclés

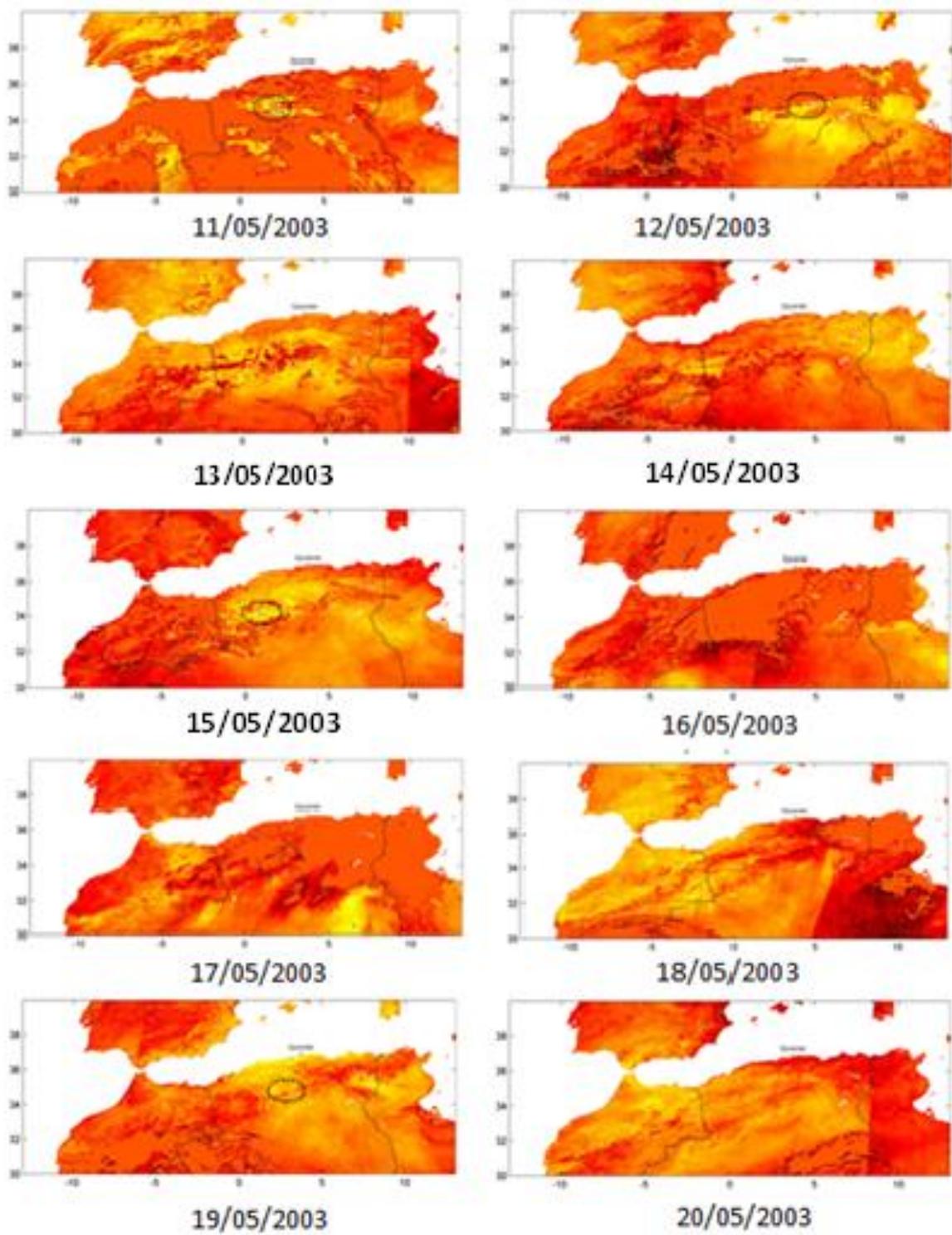


Figure V.8 suite

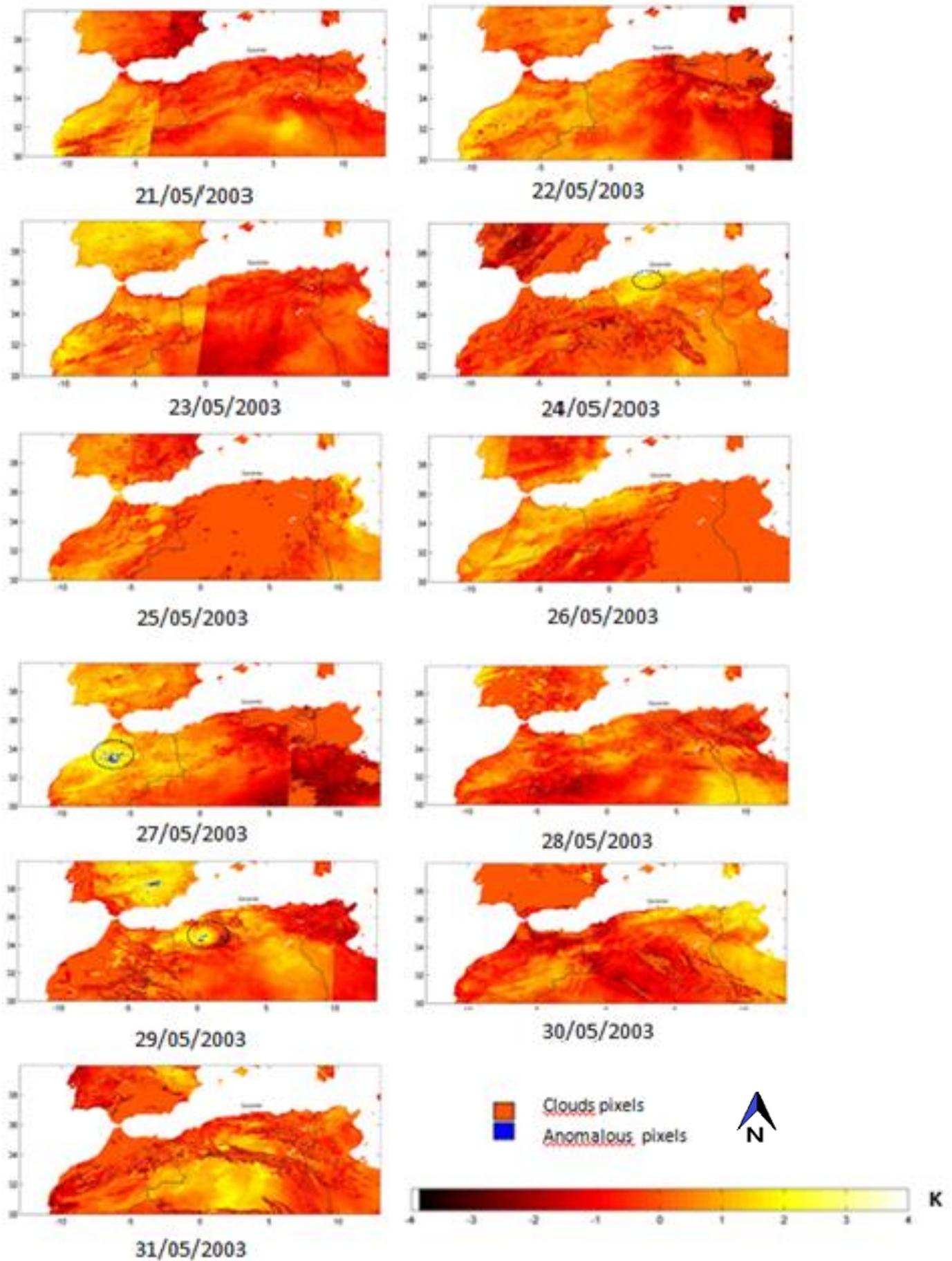


Figure. V.8 suite

L'analyse de la température ambiante de trois stations au cours du mois du séisme avant l'événement montre qu'une augmentation de température au même moment d'anomalie thermique a été détectée avant le séisme surtout dans la station de Tiziouzou, voir Figure V.9

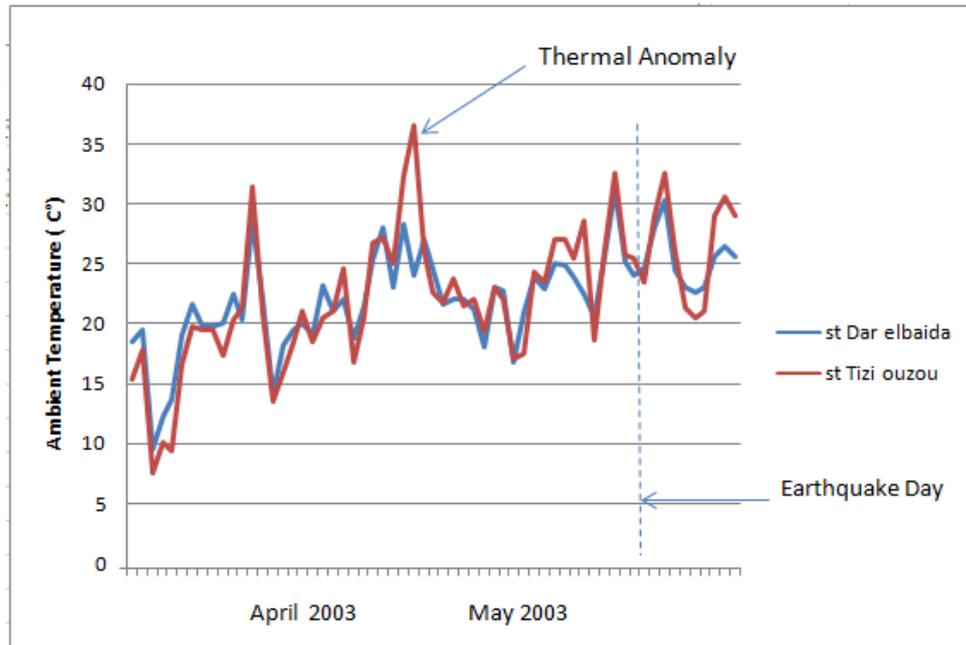


Figure. V.9 Variations de la température ambiante dans deux stations météorologiques (Dar Al-Beida et Tizi ouzou) et des augmentations abruptes de la température détectées avant le séisme de Boumerdes (Algérie) du 21 mai 2003

La Figure V.9 représente les variations de la température ambiante dans deux stations météorologiques pendant deux mois (avril et mai 2003). Les valeurs de mesure dans TIZI OUZOU et Dar EL-beida représentées respectivement par les courbes rouge et bleu. Le jour du séisme est représenté comme ligne verticale. Il convient de mentionner que cette période de l'année n'est généralement pas reconnue par une augmentation de la température. On constate que nous avons une augmentation de la température trois fois avant le jour du séisme. Du 11 au 13 avril à la première fois, du 24 au 30 avril et deux jours avant le séisme. Dans tous les cas, les valeurs enregistrées étaient supérieures à 30 degrés.

Ces observations coïncident avec les résultats obtenus en appliquant Technique Robuste par Satellite (RST) avec des données satellites MODIS. La même période d'anomalie thermique détectée par RST dans la phase de validation a été observée dans les variations de température ambiante.

V.4.2 Phase de confrontation

Selon le tableau V.2, aucun séisme de magnitude plus de 5 n'a été signalé au cours de la période 2001-2002. Nous avons analysé le résultat de l'indice RETIRA pour identifier l'existence d'anomalies TIR dans la région sismique du séisme de Boumerdes 21 mai 2003, dans une période relativement calme.

Tableau V.2 plus grandes séisme dans l'Atlas tell pendant la période 1954-2003 [5]

site	Date	Longitude	Latitude(deg)	M _w
Orléansville	9 Sep 1954	1.47	36.28	6.7
El asnam	10 Oct 1980	1.36	36.18	7.3
Tipaza	29 Oct 1989	2.92	36.84	5.9
Mascara	18 Aug 1994	-0.03	35.40	5.7
Ain	22 Dec 1999	-1.45	35.34	5.7
Temouchent				
Beni ourtilane	10 Nov 2000	4.69	36.71	5.7
Zemmouri	21 May 2003	3.65	36.83	6.8

Afin d'examiner la fiabilité des résultats analysés pour le séisme de Boumerdes, nous avons utilisé la même procédure pour effectuer une analyse de confrontation sur une période relativement non sismique et non perturbée: mais en différentes années (avril et mai 2002).

Avec les mêmes conditions et l'indice RETIRA $\otimes_V(r, t) > 2.5$ ont été utilisés pour identifier des pixels anormaux dans les images traités de la zone d'étude. Dans la figure IV.10, l'apparition de pixels anormaux observés en quatre fois:

- D'abord, en 15/05/2002, on observe des anomalies dans la région occidentale (Maroc) aux frontières de l'océan Atlantique mais ne sont pas persistantes (un seul jour).
- Deuxième fois, le 24/05/2002 dans la même région.

- La troisième apparition des anomalies, en 27/05/2002 dans la région orientale (Tunisie).
- finalement, les anomalies apparaissent le 30 mai 2002 dans la région de l'épicentre du séisme de Boumerdes (pas persistant).

Après l'analyse de ces résultats, nous concluons que:

- Les anomalies observées dans la phase de confrontation ne sont pas persistantes dans le temps et sont assez isolées dans le domaine spatial. Ainsi, il est possible que d'autres causes contribuent à former ces pixels anormaux. L'indice RETIRA n'est pas protégé de l'apparition abrupte de valeurs aberrantes du signal liées à des conditions naturelles / observatoires très fondamentales.

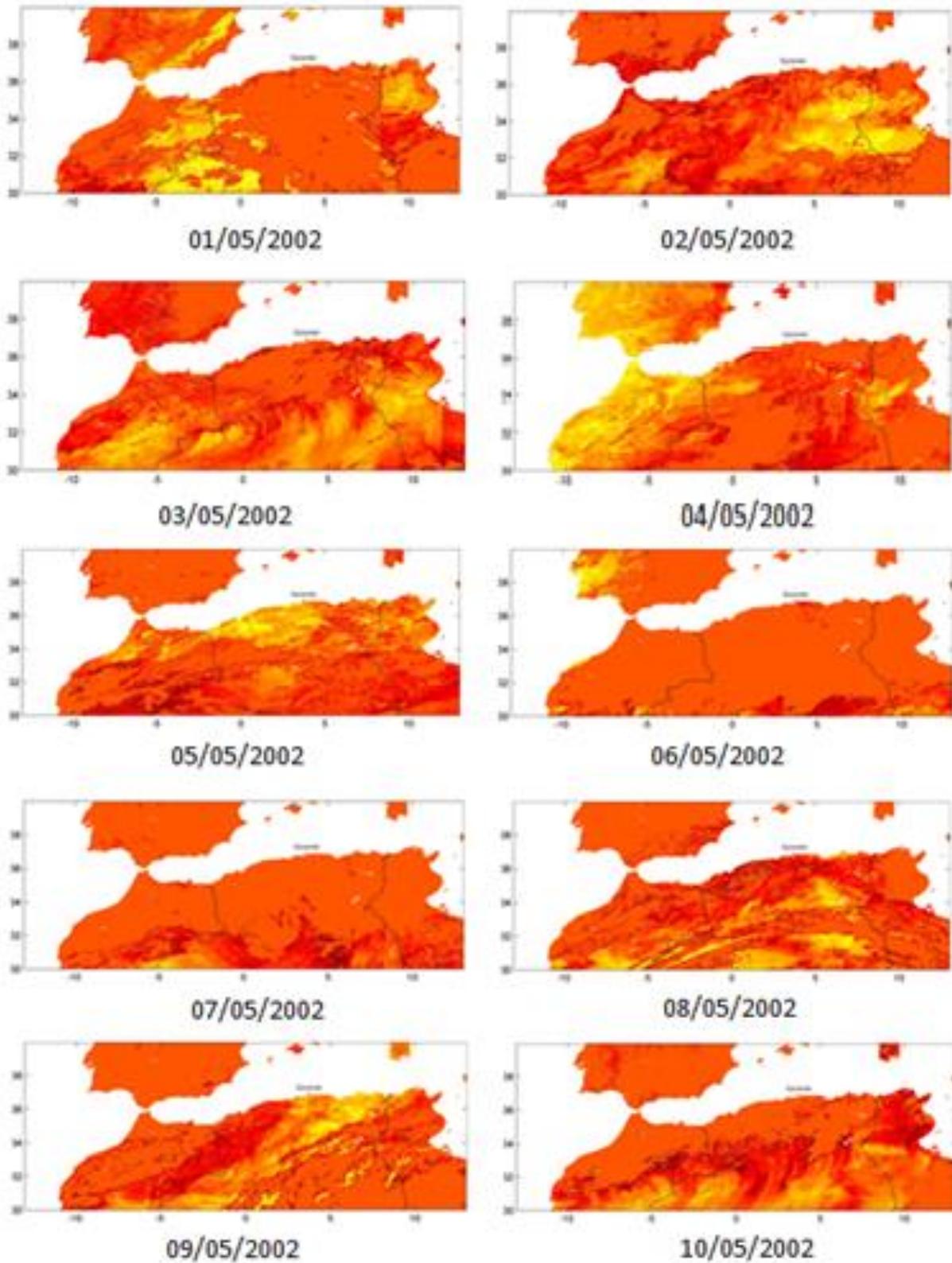


Figure. V.10 Résultats du calcul de l'indice RETIRA sur la zone étudiée en mai 2002. Des pixels anormaux avec $\otimes_V(r, t) > 2.5$ dépeints de bleu et de cercle.

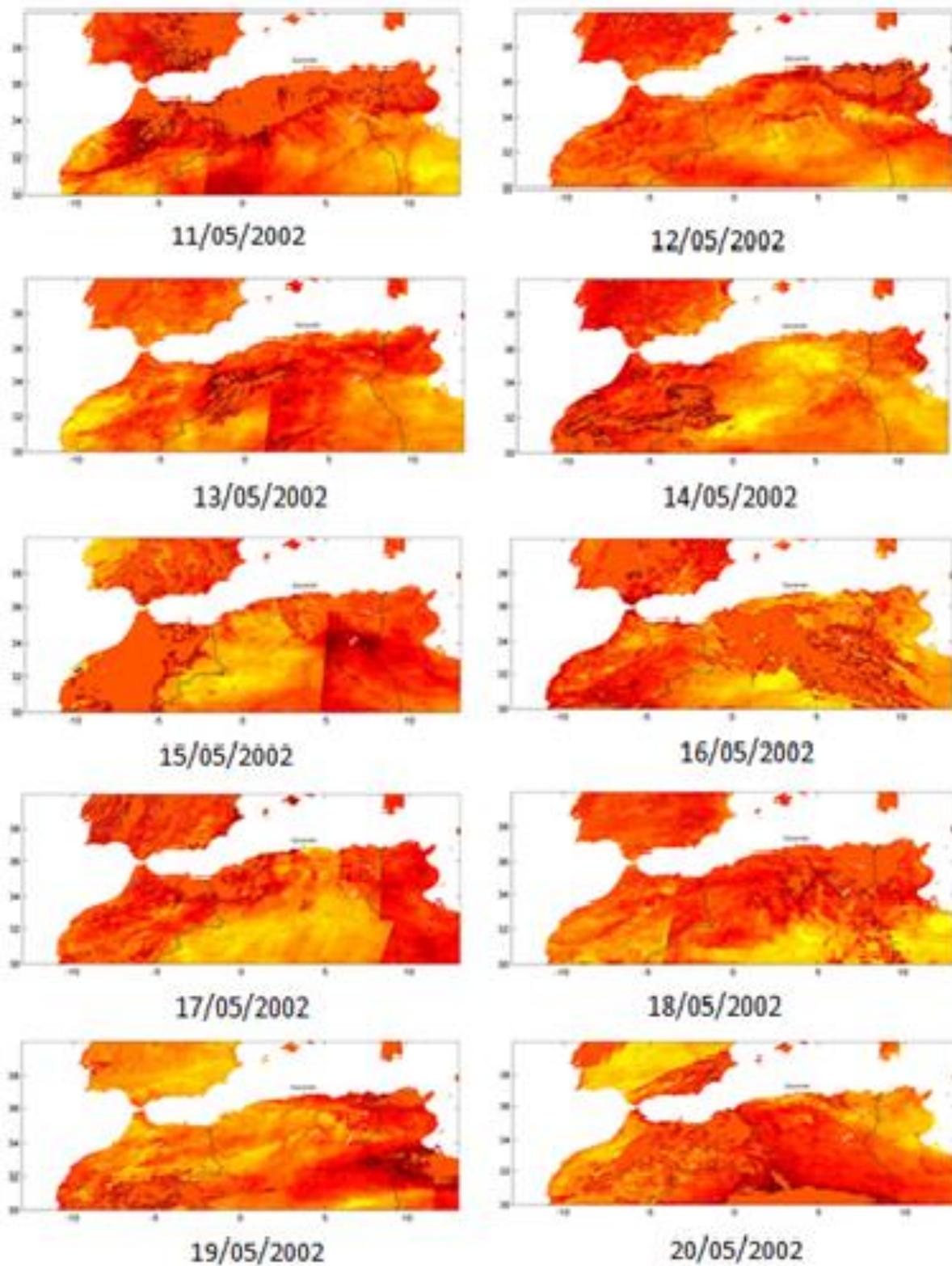


Figure. V.10 Suite

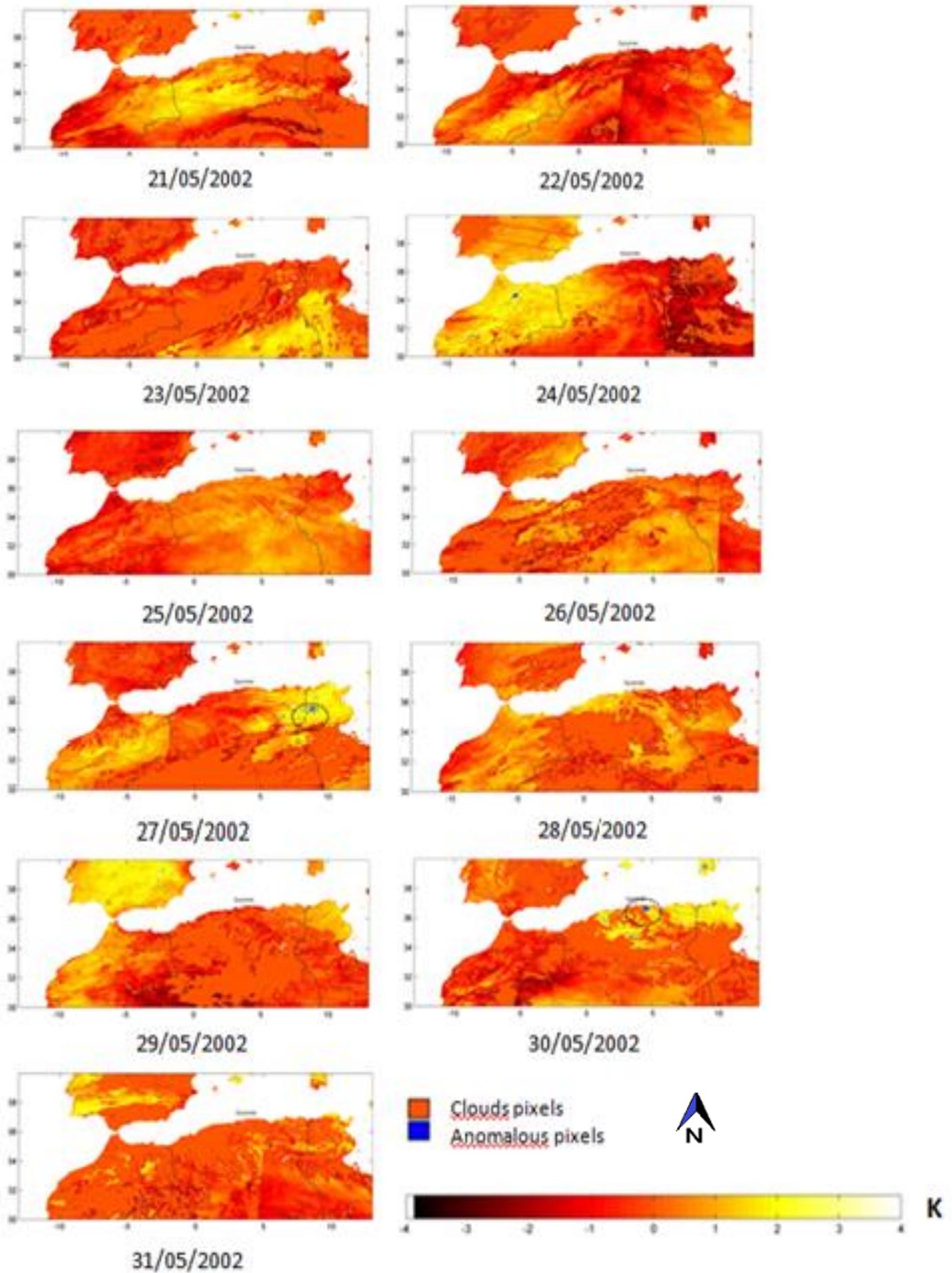


Figure. V.10 suite

V.5 CONCLUSION

La méthode RST (robust satellite technique) est une approche proposée par Tramutoli (voir [2]) pour la détection des anomalies thermique avant un évènement sismique. Nous avons appliqué cette approche sur une base de données représentant les cartes de température de surface de six ans (2001-2005) de la région nord algérienne autour de l'épicentre de séisme de 21 mai 3002 à boumerdes. Pour identifier l'existence d'une anomalie thermique, nous avons analysé les résultats de l'indice RETIRA dans la zone étudiée. Pour une phase de validation nous avons identifiée des anomalies thermiques avant le séisme et persistant dans le temps. Dans la phase de confrontation nous avons détecté l'anomalie une fois avant la date du séisme et ne sont pas persistant et est assez isolée dans le domaine spatial. Après analyse des variations de la température ambiante dans deux stations météorologiques (Dar Al-Beida et Tizi ouzou), nous avons observé des augmentations abruptes de la température avant le séisme de Boumerdes (Algérie) du 21 mai 2003. Ces observations coïncident avec les résultats obtenus en appliquant la Technique Robuste par Satellite (RST) sur des données satellites MODIS. La même période d'anomalie thermique détectée par RST dans la phase de validation a été observée dans les variations de température ambiante.

V.6 REFERENCES

- [1]. **Bellaoui, M.**, Hassini, A., Bouchouicha, K., (2017): Pre-seismic anomalies in remotely sensed land surface temperature measurements: The case study of 2003 Boumerdes earthquake. *Advances in Space Research* 59 2645–2657 DOI:10.1016/j.asr.2017.03.004
- [2]. **Tramutoli, V. (1998)**: Robust AVHRR Techniques (RAT) for environmental monitoring: theory and applications *Earth surface remote sensing II* 3496, 101-113.
- [3]. **Hassini, A.**, Belbachir, A.H, (2014): Thermal method of remote sensing for prediction and monitoring Earthquake, IEEE conference DOI: 10.1109/ICT-DM.2014.6917790
- [4]. **Dobrovolsky, I.P.**, Zubkov, S.I, Miachkin, V.I (1979): Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure and Applied Geophysics* 117(5), 1025-1044, DOI: 10.1007/BF00876083.
- [5]. **Belabbes, S.**, Wicks, C., Ziyadin, C., Meghraoui, M. (2009): Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research*, 114, B03406, DOI:10.1029/2008JB005912.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion

L'objectif de cette thèse était d'étudier une méthode qui consiste à l'utilisation des techniques satellitaires dans le domaine de prévention sismique. Plus précisément, la détection des anomalies thermiques sur une région donnée à travers le traitement des données de température de surface afin de prévoir les activités d'un événement sismique.

Pour ce faire, nous avons réalisé le traitement d'une séquence d'images satellitaire prises à des dates régulières, ensuite la restitution de température de surface à partir du signal infrarouge thermique, et par la suite le calcul des paramètres liés à des aspects de la variabilité spatio-temporelle de cette température de surface. Les paramètres obtenues ont été suivies et analysées pour contribuer à la découverte des anomalies thermiques, et qui peuvent être représentées comme des signes pré-sismiques.

Dans une première partie, nous avons tenté d'estimer la température de surface dans la région étudiée (Nord algérien), nous utilisons l'algorithme Split-Window proposé par Beker et Li. A travers cet algorithme, les différentes étapes de calcul et les simplifications appliquées sur l'équation de transfert radiatif sont présentées. Pour le calcul du paramètre émissivité du sol pour les deux bandes 31 et 32 de MODIS, nous sommes basés sur une carte de couverture terrestre et des tableaux LUT. Ces derniers sont exploités dans le calcul de la température de surface.

Dans une deuxième partie de notre travail, nous nous sommes passés à l'application, nous avons exploité les produits MOD11A1 représentant des températures de surface qui sont tirés des données fournies par le capteur MODIS, ces données ont été analysées et traitées. La technique utilisée est basée sur une méthode connue sous le nom de RST (Robuste Satellite Technique) qui a été appliquée dans notre étude pour la détection des anomalies thermiques.

Cette technique a été appliquée pour vérifier l'existence des anomalies thermiques avant le séisme le plus grave survenu au cours des vingt dernières années sur le nord Algérien, celui qui a touché la région d'Alger et de Boumerdès le 21 mai 2003 avec une magnitude de 6.8,

Nous avons appliqué cette approche sur une base de données qui représente les cartes de température de surface de six ans (2001-2005) de la région nord Algérien aux proximités de l'épicentre de séisme de Boumerdès. Pour identifier l'existence d'une anomalie

thermique, Nous avons analysé les résultats de l'indice RETIRA dans la zone d'étude. Pour la phase de validation nous avons essayé de localiser les anomalies thermiques affectant la même région ou les régions avoisinantes avant l'évènement sismique, et de voir la persistance de cette anomalie dans le temps. Dans la phase de confutation nous avons détecté l'anomalie une fois avant la date du séisme et n'est pas persistant et est assez isolée dans le domaine spatial. L'étude a été suivie par une analyse de la variation du paramètre température ambiante mesuré au niveau des stations météorologiques de l'ONM (Dar Al-Beida et Tizi ousou), nous avons observé des augmentations abruptes de la température avant ce même évènement sismique de Boumerdès. Ces résultats confirment ce qui a été tiré de ceux obtenus en appliquant la Technique Robuste par Satellite (RST) sur des données satellites MODIS. Pour une même période, l'anomalie thermique détectée par RST dans la phase de validation a été observée à travers l'analyse de température ambiante.

Perspectives:

Dans le contexte de notre thèse, il y a beaucoup des travaux futurs pour améliorer notre étude, parmi eux:

- Améliorer la qualité des données surtout le problème de neige sur les images satellitaires, en plus augmenter le nombre des mesures de température pendant une journée.
- Exploiter des autres signes précurseurs (émission de gaz Radon) dans notre région dans les périodes des séismes.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Al-Hilal, M., Sbeinati, R., Darawcheh, R., (1998): Radon Variations and microearthquakes in Western Syria. *Applied Radiation and Isotopes*, 49 (1–2): 117–123

Alvan H. V. and Azad F. H. (2011): Satellite Remote Sensing in Earthquake Prediction. A Review. National Postgraduate Conference (NPC), IEEE. Kuala Lumpur, Malaysia DOI: [10.1109/NatPC.2011.6136371](https://doi.org/10.1109/NatPC.2011.6136371)

Bahram Safaee and Abbas Alimohammadi, (2014): Using Remote Sensing technology for detection of Electromagnetic Earthquake precursors.

Becker, F. and LI, Z.-L., (1995): Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurements and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12, pp. 225–253.

Becker, F., and Z. L. Li (1990): Towards a local split window method over land surface, *Int. J. Remote Sens.*, 11, 369–393.

Belabbes, S., Wicks, C., Ziyadin, C., Meghraoui, M. (2009): Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *Journal of Geophysical Research*, 114, B03406, DOI:10.1029/2008JB005912.

Bellaoui, M., Hassini, A., Bouchouicha, K., (2017): Pre-seismic anomalies in remotely sensed land surface temperature measurements: The case study of 2003 Boumerdes earthquake. *Advances in Space Research* 59 2645–2657 DOI:10.1016/j.asr.2017.03.004

Biagi P. F., Castellana L., Maggipinto T. et al. (2008) - Disturbances in a VLF radio signal prior the M=4.7 offshore Anzio (central Italy) earthquake on 22 August 2005. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, p. 1041-1048.

Choudhury S., Dasgupta S., Saraf A. K. et al. (2006) - Remote sensing observations of pre-earthquake thermal anomalies in Iran. *International Journal of Remote Sensing*, 27, p. 4381–4396.

Christin kert, (1995) Rapport sur les techniques de prévision et de prévention de risque naturels, séisme et mouvement de terrain tome 1. Office parlementaire d'évaluation des choix scientifique et technologique.

Coll, C., Caselles, V., Sobrino, A. and Valor, E., (1994): On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. *Remote sensing of environment*, 27, pp. 105–122.

Dey, S., Sarkar, S., Singh, R.P. (2004): Anomalous changes in column water vapor after Gujarat earthquake. *Advances in space research* 33,274–278.

Dey, S., Singh, R.P. (2003): Surface latent heat flux as an earthquake precursor. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 1–7.

DJAMAI N. (2009) : Exploitation Des Images Satellitaires Modis-Terra Pour La Caractérisation Des Etats De Surface Cas de la Tunisie Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval dans le cadre du programme de maîtrise en Sciences Géomatiques pour l'obtention du grade Maître es sciences (M.Sc)

Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I, Miachkin, V.I (1979): Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure and Applied Geophysics* 117(5), 1025-1044, DOI: 10.1007/BF00876083.

Draganov, A.B., Inan, U.S., Taranenko, Yu.N., (1991): ULF magnetic signatures at the Earth's surface due to ground water flow: a possible precursor to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1127–1130.

Dunajacka M. A. and Pulinets A. (2006): Atmospheric and thermal anomalies observed around the time of strong earthquakes in México. *Atmósfera* vol.18 no.4

Eleftheriou, A., Filizzola, C., Genzano, N., Lacava, T., Lisi, M., Paciello, R., Pergola, N., Vallianatos, F., Tramutoli, V. Long-Term RST Analysis of Anomalous TIR Sequences in Relation with Earthquakes Occurred in Greece in the Period 2004–2013. *Pure and Applied Geophysics* 173, 285–303, DOI: 10.1007/s00024-015-1116-8, 2015.

ESA (European Space Agency), consulté en 2016 <http://envisat.esa.int/handbooks/aatsr/toc.html>

Filizzola, C., Pergola, N., Pietrapertosa, C., Tramutoli, V. Robust satellite techniques for seismically active areas monitoring: a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, Issues 4–9, 517-527, DOI:10.1016/j.pce.2003.11.019, 2004.

Fitterman, D.V., (1978): Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered Earth. *J. Geophys. Res.* 83, 5923–5928.

- Franc, A, G.B.** and Cracknell, A.P., (1994): Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in northeastern Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 15, pp. 1695–1712.
- François, C.** and Otlé, C. (1996): Atmospheric corrections in the thermal infrared: Global and water vapor dependent split window algorithms – applications to ATSR and AVHRR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34(2): 457-470.
- Gastellu-Etchegorry J.P.** (2013) : Le Rayonnement, sa Mesure et son Rôle Modélisation du Transfert Radiatif, Cours de M1-M2 Ecole Doctorale "Sciences de l'Univers", C.E.S.BIO. UNIVERSITE PAUL SABATIER, 7 nov 2013.
- Gleason, A.C.R.,** S.D. Prince, S.J. Goetz and J. Small, (2002): Effects of orbital drift on land surface temperature measured by AVHRR thermal sensors. *Remote Sensing of Environment* 79(2): 147-165.
- Gorny V.I.,** Salman A.G., Tronin A. and Shilin B.B.; (1988): The Earth outgoing IR radiation as an indicator of seismic activity. *Proc. Acad. Sci. USSR*, 301, 67-69.
- Hachem S.** (2008) : Cartographie des températures de surface, des indices de gel et de degel et de la répartition spatiale du pergélisol à l'aide du moderate resolution imaging spectroradiometer (modis), thèse ph.d faculté des études supérieures de l'université laval
- Harris, A.J.L.,** De Groeve, T., Garel, F., Carn, S.A. (2016): Detecting, Modelling and Responding to Effusive Eruptions.
- Horie T.,** Maekawa S., Yamauchi T. et al. (2007a): A possible effect of ionospheric perturbations associated with the Sumatra earthquake, as revealed from subionospheric very-low-frequency (VLF) propagation (NWC-Japan). *International Journal of Remote Sensing*, 28, p. 3133-3139.
- Horie T.,** Yamauchi T., Yoshida M. et al. (2007b): The wave-like structures of ionospheric perturbation associated with Sumatra earthquake of 26 December 2004, as revealed from VLF observation in Japan of NWC signals. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, p. 1021-1028.
- IAEA-TECDOC-726,** (1991): Isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions, Proceedings of an Advisory Group Meeting held in Vienna, 9-12 September 1991.

Jacquemoud S., (2006): Physique de l'atmosphère, télédétection et géophysique spatiale L3 Géosciences fondamentales (20-Feb-06) paris7

Jin, M. and R.E. Treadon, (2003): Correcting the orbit drift effect on AVHRR land surface skin temperature measurements. *International Journal of Remote Sensing* 24(22): 4543-4558.

Jousset P., (2009): Précurseurs de séismes majeurs : un état de l'art et étude bibliographique. Rapport final BRGM/RP-58282-FR

Kaufman, Y.J. and Gao, B.C., (1992): Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30, pp. 871–884.

Labeled, J. and Stoll, M.P., (1991): Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 38, pp. 1–17

Liu D. F., Peng K. Y., Liu W. H. et al. (1999): Thermal omens before earthquake (in English). *Acta Seismologica Sinica*, 12, p. 710-715.

Ma, Y. (2003): Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 3137–3148.

Mao, K., J. Shi, Z. Qin, P. Gong (2005a): A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data, *International Journal of Remote Sensing*

Mao, K., J. Shi, Z. Qin, P. Gong, W. Liu, and L. Xu (2005b): A multiple-band algorithm for retrieving land-surface temperature and emissivity from MODIS data, in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2005*, vol. 5, edited by S. Liang et al., pp. 3269–3272 Inst. of Electr. and Electr. Eng., Piscataway, N. J.

Mao, K., J. Shi, Z.-L. Li, and H. Tang (2007): An RM-NN algorithm for retrieving land surface temperature and emissivity from EOS/MODIS data, *J. Geophys. Res.*, 112, D21102, doi:10.1029/2007JD008428.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., and Rabaute, T., (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, vol.364, pp138-142.

MICRO-EPSILON, (2016) [http:// www.micro-epsilon.fr](http://www.micro-epsilon.fr), (accédé mars 2017)

NASA., Goddard Space Flight Center, MODIS Grid. (Consulté juin 2017) https://modis-land.gsfc.nasa.gov/MODLAND_grid.html.

Nourbehecht, B. (1963): Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, Ph.D. thesis, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge.

NSSDC (National Space Science Data Center) Earth Science: Nimbus Program, consulté en 2016 <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/earth/nimbus.html>

Ogawa, T., Oike, K., Miura, T., (1985): Electromagnetic radiation from rocks. *J. Geophys.Res.* 90, 6245–6249.

Okada, Y., Mukai, S., Singh, R.P., (2004): Changes in atmospheric aerosol parameters after Gujarat earthquake of January 26, 2001., *Adv. Space Res.* 3 (3), 254–258.

Ottle, C., and Vidal-madjar, D., (1992): Estimation of land surface temperature with NOAA -9 data., *Remote Sensing of Environment*, 40, 27 - 41.

Pierce, E.T., (1976): Atmospheric electricity and earthquake prediction. *Geophys. Res. Lett.* 3, 185–188.

Pinty, B., Gobron, N., Verstraete, M.M., Me lin, F., Widlowski, J.-L., Govaerts, Y., Diner, D.J., Fielding, E., Nelson, D.L., Madariaga, R., Tuttle, M.P., (2003): Observing earthquake-related dewatering using MISR/Terra satellite data. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 84, 37–48.

Prata, A. J. and Platt, C. M. R., (1991): Land surface temperature measurements from the AVHRR,” in *Proc. 5th AVHRR Data Users Conf.*, Tromso, Norway, June 25-28, EUM P09, , pp. 433-438.

Price, J. C. (1984): Land surface temperature measurements from the split-window channels of the NOAA-7 AVHRR, *J. Geophys. Res.*, 79, 5039–5044.

Price, J.C., (1991): Timing of NOAA afternoon passes. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 193-198.

Qiang Z. J., Xu X. D., Dian C. G. (1997): Thermal infrared anomaly precursor of impending earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 149, p. 159-171.

Qin, Z., A. Karnieli, and P. Berliner (2001a): A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region, *Int. J. Remote Sens.*, 22, 3719–3746.

Qin, Z., G. Dall’ Olmo, A. Karnieli, and P. Berliner (2001b): Derivation of split window algorithm and its sensitivity analysis for retrieving land surface temperature from NOAA-advanced very high resolution radio-meter data, *J. Geophys. Res.*, 106, 22,655–22,670.

Rice, J.R., Cleary, M.P., (1976): Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.* 14, 227–241.

Robert D. Cicerone a, John E., Ebel b., James Britton b., (2009): A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics* 476 371–396

Roeloffs, E.A., (1988): Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.* 126, 177–209.

Roeloffs, E.A., Quilty, E., (1997): Water level and strain changes preceding and following the August4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake. *Pure Appl. Geophys.* 149, 21–60.

Ruan A. G., Zhao H. Y. (2000): Recognize seismic anomaly of telluric field by data projection vertical to the polarization. *Acta Seismologica Sinica*, 22, p. 171-175.

Salisbury, J.W. and D’aria D.M., (1992): Emissivity of terrestrial materials in the 8–14mm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 42, pp. 83–106.

Saradjian M. R. and Akhoondzadeh M. (2011): Thermal anomalies detection before strong earthquakes ($M > 6.0$) using interquartile, wavelet and Kalman filter methods. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1099-1108, 2011 <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1099-2011>

Saraf, A. K., Rawat, V., Choudhury, S., Dasgupta, S., Das, J. (2009): Advances in understanding of the mechanism for generation of earthquake thermal precursors detected by satellites, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11, 373–379.

Sasai, Y., (1991): Tectonomagnetic modeling on the basis of the linear piezomagnetic effect. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* 66, 585–722.

Sieh K., (1996): The repetition of large-earthquake ruptures. Proc. Natl. Acad. Sci. USA,93, p.3764.

Snyder, W. C., Wan, Z., (1998): BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36(1), 214-225.

Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y., Feng, Y. Z., (1998): Classification based emissivity for land surface temperature measurement from space. International Journal of Remote Sensing, 19(14), 2753-2774.

Snyder, W.C.; Wan, Z., (1998): BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36(1), 214-225.

Sobrino, J. A., and V. Caselles (1991): A methodology for obtaining the crop temperature from NOAA-9 AVHRR data, Int. J. Remote Sens., 12, 2461– 2475.

Sobrino, J. A., J. E. Kharraz, and Z. L. Li (2004), Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data, Int. J. Remote Sens., 24, 5161–5182.

Sobrino, J.A. and Raissouni, N. (2000): Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. Int. J. Remote Sens., 21, 353–366.

Sobrino, J.A., Coll, C. and Caselles, V., (1991): Atmospheric corrections for land surface temperature using AVHRR channel 4 and 5. Remote Sensing of Environment, 38,p. 19–34.

Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P. and Becker, F., (1994): Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination, IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing. vol. 32, no. 2, march 1994.

Sobrino, J.A., Raissouni, N. and Li, Z.L., (2001): A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. Remote Sensing of Environment, 75, p. 256–266.

SSM/T (DMSP), Microwave Sounders (consulté en avril 2017)
http://dmsp.ngdc.noaa.gov/html/sensors/doc_ssmi.html

Thomas, D., (1988): Geochemical precursors to seismic activity. Pure Appl. Geophys. 126 p. 241–266.

Tramutoli V., Corrado r., Filizzola C., Genzano N., lisi m. and Pergola N. (2015): From visual comparison to Robust Satellite Techniques: 30 years of thermal infrared satellite data analyses for the study of earthquake preparation phases , Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, DOI 10.4430/bgta0149

Tramutoli, V. (1998): Robust AVHRR Techniques (RAT) for environmental monitoring: theory and applications Earth surface remote sensing II 3496, 101-113.

Tramutoli, V., Cuomo, V., Filizzola, C., Pergola, N., Pietrapertosa, C. (2005): Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999. Remote Sensing of Environment, 96, 409–426, DOI: 10.1016/j.rse.2005.04.006.

Tramutoli, V., Di Bello, G., Pergola, N., Piscitelli, S. (2001): Robust satellite techniques for remote sensing of seismically. Annals of Geophysics 44(2), 167-177, DOI: 10.4401/ag-3596.

Traoré, P.C.S., A.B. Royer and K. Goïta, (1997): Land surface temperature time series derived from weekly AVHRR GVI composite datasets: Potential and constraints for Northern Latitudes. Canadian journal of remote sensing, 4, 390-400.

Tronin A. A. (2010): Satellite Remote Sensing in Seismology. A Review, Remote Sens. 2, 124-150; doi:10.3390/rs2010124.

Tronin A.A., Biagi P.F., Molchanov O.A., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I. (2004): Temperature variations related to earthquakes from simultaneous observation at the ground stations and by satellites in Kamchatka area. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C Volume 29, Issues 4–9, p. 501-506.

Ulivieri, C. and Cannizzaro, G. (1985): Land surface temperature retrievals from satellite measurements. Acta Astronaut, 12, 977–985.

Ulivieri, C.; Castronuovo, M.M.; Francioni, R; Cardillo, A. (1994): A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. Adv. Space Res., 14, 59–65.

Ünal OKYAY (2012): Evaluation of Thermal Remote Sensing For Detection of Thermal Anomalies As Earthquake Precursors A Case Study for Malatya-Pütürge-Doğanyol (Turkey) Earthquake, July 13, 2003.

Uyeda S., Nagao T., Kamogawa M. (2009): Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics, Tectonophysics 470, 205-213.

Vidal, A., (1991): Atmosphere and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite data. International Journal of Remote Sensing, 12, p. 2449–2460.

Wan, Z. (2009): Collection-5 MODIS Land Surface Temperature Products Users Guide. University of California, ICESS, Santa Barbara.

Wan, Z. and J. Dozier, (1996): A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 34(4): 892-905.

Wan, Z. and J. Dozier, (1996): A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 34(4): 892-905.

Wan, Z., and J. Dozier (1989): Land surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling, *IEEE Trans. Geosci.Remote Sens.*, 27, 268–278.

Wan, Z., and LI, Z.-L., (1997): A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 980–996.

Wang Q. L., Wang W. P., Lang W. F. et al. (1998): Stress-dissipative heat geotemperature precursor mechanism of earthquakes (in English). *Acta Seismologica Sinica*, 11, p. 615-621.

Wolfango Plastino a,b, Pavel P. Povinec c, Gaetano De Luca d,e, Carlo Doglioni f , Stefano Nisi e, Luca Ioannucci e, Marco Balata e, Matthias Laubenstein e, Francesco Bella a, Eugenio Coccia, (2010): Uranium groundwater anomalies and L'Aquila earthquake, 6th April 2009 (Italy). *Journal of Environmental Radioactivity* (101) 45–50.

ANNEXE

Bruit dans une image

Enlever le bruit par moyennes locales [1]

Les images sont parfois de mauvaise qualité. Un exemple typique de défaut est le bruit qui apparaît quand une photo est sous exposée, c'est-à-dire qu'il n'y a pas assez de luminosité. Ce bruit se manifeste par de petites fluctuations aléatoires des niveaux de gris. La figure ci-dessous montre une image bruitée.



Figure 1. Image bruitée

Afin d'enlever le bruit dans les images, il convient de faire subir une modification aux valeurs de pixels. L'opération la plus simple consiste à remplacer la valeur **a** de chaque pixel par la moyenne de **a** et des 8 valeurs *b,c,d,e,f,g,h,i* des 8 pixels voisins de **a**.

La figure suivante montre un exemple de voisinage de 9 pixels.

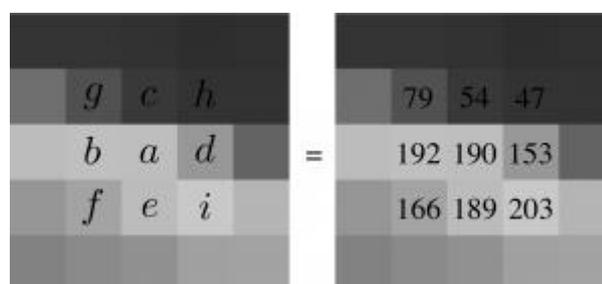


Figure 2 : Exemple d'un voisinage 9 pixels

On obtient ainsi une image modifiée en remplaçant a par $\frac{a+b+c+d+e+f+g+h+i}{9}$

Puisque l'on fait la moyenne de 9 valeurs.

Dans notre exemple, cette moyenne vaut

$$190+192+79+54+47+153+203+189+1669 \approx 141,4.$$

En effectuant cette opération pour chaque pixel, on supprime une partie du bruit, car ce bruit est constitué de fluctuations aléatoires, qui sont diminuées par un calcul de moyennes.

La figure ci-dessous montre l'effet d'un tel calcul.



Figure 3 : Image bruitée

Figure 4 : Moyenne sur 9 pixels

[1] **Gabriel Peyré** (2011) Le traitement numérique des images. Publication en ligne sur le site "Images des Mathématiques", CNRS, Paris (consulté 11/2017)
<http://images.math.cnrs.fr/le-traitement-numerique-des-images.html>.