



**UNIVERSITE SULTAN MOULAY SLIMANE**  
**Faculté des Sciences et Techniques**  
**Béni-Mellal**



*Centre d'Études Doctorales : Sciences et Techniques*

*Formation Doctorale : Ressources Naturelles, Environnement et Santé*

**THÈSE**

*Présentée par*

**Mustapha OUAYAH**

*Pour l'obtention du grade de*

**DOCTEUR**

*Spécialité : Géologie*

*Option : Géosciences*

---

---

**Approche d'analyse morphométrique et morphotectonique du  
domaine Haut-Atlasique : cas de l'Atlas de Demnate (Maroc)**

---

---

**Soutenue le Samedi 18 Juin 2022 à 09h30 devant la commission d'examen :**

Pr. Ahmed BARAKAT	Faculté des Sciences et Techniques Beni Mellal.	Président
Pr. Mohamed ETTAKI	Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech.	Rapporteur
Pr. Driss CHAFIKI	Faculté des Sciences et Techniques Marrakech.	Rapporteur
Pr. Mohamed EL BAGHDADI	Faculté des Sciences et Techniques Beni Mellal.	Rapporteur
Pr. Fatima EL BCHARI	Faculté Polydisciplinaire Safi.	Examinatrice
Pr. Abdelghani BOUDHAR	Faculté des Sciences et Techniques Beni Mellal.	Examineur
Pr. Malika OURRIBANE	Ecole Supérieur de Technologie Beni Mellal.	Directrice de Thèse
Pr. Mustapha NAMOUS	Faculté Polydisciplinaire Beni Mellal.	Co-directeur de Thèse
Pr. Abdenbi ELALOUI	Faculté des Sciences et Techniques Beni Mellal.	Invité

**Titre de la thèse**

**APPROCHE D'ANALYSE MORPHOMETRIQUE ET  
MORPHOTECTONIQUE DU DOMAINE HAUT ATLASIQUE : CAS DE  
L'ATLAS DE DEMNATE (MAROC)**

**Title of the thesis**

**MORPHOMETRIC AND MORPHOTECTONIC ANALYSIS  
APPROACH OF THE HIGH ATLAS DOMAIN: CASE OF THE  
DEMNATE ATLAS (MOROCCO)**

**عنوان الرسالة**

**نهج التحليل المورفومتري والمورفوتكتوني لمجال الأطلس الكبير: حالة أطلس دمنات  
(المغرب)**

## Fiche présentative de la thèse

<b>Auteur</b>	Mustapha OUAYAH
<b>Titre</b>	Approche d'analyse morphométrique et morphotectonique du domaine Haut-Atlasique : cas de l'Atlas de Demnate (Maroc).
<b>Directeur de thèse</b>	Malika OURRIBANE ; Professeur Habilité à l'Ecole Supérieur de Technologie de Béni Mellal – Université Sultan Moulay Slimane, Maroc.
<b>Codirecteur de thèse</b>	Mustapha NAMOUS ; Professeur Habilité à la Faculté Polydisciplinaire de Béni Mellal – Université Sultan Moulay Slimane, Maroc.
<b>Laboratoire</b>	Laboratoire Data Science For Sustainable Earth (Data4Earth.Lab).
<b>Formation Doctorale</b>	Ressources Naturelles, Environnement et Santé (RNES).
<b>Centre d'Etudes Doctorales</b>	Sciences et Techniques.
<b>Articles</b>	<p><b>Mustapha OUAYAH</b> et al. (2021) Assessment of relative tectonic activity using morphotectonic analysis in the Central High Atlas, Demnate Region, Morocco. Arabian Journal of Geosciences. <a href="https://doi.org/10.1007/s12517-021-07126-y">https://doi.org/10.1007/s12517-021-07126-y</a></p> <p><b>Mustapha OUAYAH</b> et al. Morphometric dating of relative tectonic activity in the Central High Atlas, Demnate Region, Morocco. (In progress).</p> <p>Mustapha NAMOUS, <b>Mustapha OUAYAH</b>, Samira KRIMISSA, Mourad JADOUD, Malika OURRIBANE, Prediction performance of Frequency Ratio, Weighting Factor, Weight of Evidence and Logistic Regression models in landslide susceptibility mapping: a case study of Ourika Basin, Marrakech High Atlas, Morocco. Accepted, DisasterAdvances, 2021.</p> <p>Mustapha NAMOUS, Mohammed HSSAISOUNE, Biswajeet PRADHAN, Samira KRIMISSA, Hasna ELOUDI, <b>Mustapha OUAYAH</b>, Abdenbi ELALOUI, Hicham ELHIMER, Tarik TAGMA, Spatial Prediction of Groundwater Potentiality in Large Semi-Arid and Karstic Mountainous Region Using Machine Learning Models. Water 2021, 13(16), 2273; <a href="https://doi.org/10.3390/w13162273">https://doi.org/10.3390/w13162273</a> - 19 Aug 2021.</p> <p>Hassan AIT NACEUR, Brahim IGMOUILLAN, Mustapha NAMOUS, Mostafa AMRHAR, Omar BOUROUAY, <b>Mustapha OUAYAH</b>, Landslide susceptibility modelling using geomatics and statistical methods in a semi-arid environment: a case study of N'fis watershed, High Atlas of Marrakech (Morocco). "Disaster Advances", Volume No. 14 (10) (October 2021):1 _ 14.</p>

<b>Communications</b>	<p><b>Mustapha OUAYAH</b> et al. (2019) Apport des méthodes morphotectonique dans l'identification des structures actives dans le Haut Atlas Central (Maroc). Les troisièmes journées jeunes chercheurs en géosciences (3èmes JJCG-2019) - 18 et 19 Avril 2019. à Kénitra, Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences.</p>
	<p><b>Mustapha OUAYAH</b> et al. (2021) Stream Length Gradient Index (SLI) as Tool for Active Tectonic Identification in the High Central Atlas (MOROCCO). La 1ère Édition des Journées Internationale en Géosciences et Environnement (JIGE2021), 26 et 27 Mars 2021, à Agadir, Université Ibn Zohr, Faculté des Sciences.</p>
	<p><b>Mustapha OUAYAH</b> et al. Morphotectonic analysis of recent tectonic activity assessment: a case study of the Central High Atlas, Morocco. The 28th Colloquium of African Geology (CAG28), 9 à 17 Ooctobre, à Fes, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Faculté des sciences (Communication acceptée, Congrès reporté à une date ultérieure).</p>
	<p>Hasna ELOUDI, Hanane REDDAD, Mohammed HSSAISOUNE, Samira KRIMISSA, Abdenbi ELALOUI, Mustapha NAMOUS, Maryem ISMAILI, Fatima ABOUTAIB, <b>Mustapha OUAYAH</b>, Mourad JADOUD and Lhoussaine BOUCHAOU. Water erosion susceptibility mapping using the multi-criteria model (MCDM) combined with the AHP method in the Central High Atlas, Morocco. 1ère Édition des Journées Internationales en Géosciences et Environnement, Faculté des Sciences d'Agadir, Université Ibn Zohr, Maroc, le 26 et 27 Mars 2021.</p>
	<p>Mustapha Namous, Mostafa Amrhar Bernard Delcaillau, Olivier Dugue, Kevin Pedroja, Edgard Laville, Samira Krimissa, <b>Mustapha OUAYAH</b>, AbdenbiElaloui, Malika Ourribane, Mohamed Lamine Hnaich., Les dépôts fluviatiles pléistocènes comme indicateurs de changements climatiques : cas du bassin versant de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech, Maroc). 1er Colloque International Climat, Eau et Société (CES'2019) Sous le thème " Renforcement de la résilience des hydrosystèmes face aux changements globaux : de la mesure hydrologique aux modèles de gestion", 17-19 Avril 2019, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines Beni-Mellal.</p>
	<p>Mustapha NAMOUS, Samira KRIMISSA, Abdenbi ELALOUI, <b>Mustapha OUAYAH</b>, Mohamed Lamine HNAICH, Malika OURRIBANE, Mostafa AMRHAR, Bernard DELCAILLAU, Olivier DUGUÉ, Edgard LAVILLE., Contribution of geomatics in the assessment of the vulnerability to the Landslides in the High Atlas of Marrakech: case of the watershed of the Ourika. La 4ème Édition du Colloque International des Utilisateurs des SIG, Les 20 et 21 décembre 2018, Faculté des Sciences de Meknès.</p>

## Résumé

La chaîne du Haut Atlas de Demnate (H.A.D) constitue la partie occidentale du Haut Atlas Central, c'est un secteur clé pour la compréhension de l'interaction entre la topographie, la lithologie, le climat et la tectonique dans la chaîne Atlasique. L'objectif du présent travail, est de cerner le rôle des facteurs intrinsèques et extrinsèques dans l'évolution quaternaire du haut Atlas en général et du Haut Atlas de Demnate en particulier via une approche multidisciplinaire associant le travail de terrain à l'analyse morphométrique et morphotectonique, dans le but de mieux comprendre l'organisation de la topographie assez élevée dans un contexte avec un raccourcissement estimé comme faible et un épaississement modéré.

Ainsi, cette étude se focalise sur l'analyse morphotectonique et morphométrique du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central) au Maroc à travers le calcul de différents d'indices. Ces derniers, nous permettrons d'une part, d'acquérir des informations concernant, la néotectonique enregistrée par la topographie, les réseaux de drainage et les profils longitudinaux des cours d'eau, l'identification du rôle de l'activité tectonique récente dans le soulèvement de la chaîne de l'Atlas en général et du Haut Atlas de Demnate en particulier, et d'autre part, de discuter les mécanismes géologiques ayant entraîné le soulèvement de cette chaîne.

L'analyse morphométrique s'est basée sur le calcul des indices liés aux reliefs des bassins versants (forme, pentes...), ainsi que sur le calcul des indices liés aux réseaux de drainage (longueur du cours d'eau, densité de drainage...). L'analyse morphotectonique quant à elle s'est basée sur le calcul de l'indice de rupture de pente (SLI), l'indice de pente normalisé (Ksn), les relations surface-altitude (courbes hypsométriques), la sinuosité du front de montagne, le rapport de forme du bassin versant et le facteur d'asymétrie.

Les résultats de ces différentes analyses, ont révélé la présence de plusieurs anomalies affectant à la fois la topographie des bassins versants et leurs réseaux de drainage, comme l'allongement de la forme de la plupart des bassins, des changements brutaux de la direction de l'écoulement des cours d'eau, la présence de plusieurs anomalies de drainage ...etc.

De plus, l'analyse des principaux cours d'eau de la zone d'étude et la corrélation avec les valeurs de l'indice de rupture de pente et l'indice de pente normalisé a révélé la présence de plusieurs points de rupture (Knickpoints) (environ 28) dans la majorité est vraisemblablement liés à une activité tectonique récente.

Enfin, l'approche morphométrique adoptée pour extraire des informations sur l'âge de la dernière perturbation tectonique responsable de la géométrie actuelle des paysages de la zone, s'est basée sur le calcul de l'indice R qui prend la forme d'un rapport des différences (deux par deux) entre trois intégrales (Hb, Hn et Hr), et la détermination de l'indice Sr qui représente la pente de la relation linéaire  $R=f(\ln A)$ . L'analyse R/SR a montré que la zone d'étude a subi, fort probablement, une perturbation tectonique récente d'âge pléistocène moyen.

Les résultats obtenus montrent que l'évolution de la zone d'étude est contrôlée majoritairement par la tectonique récente, et que certaines zones du Haut Atlas de Demnate ont connu un soulèvement en bloc récemment. Ceci s'est probablement produit, en réponse à une réactivation de plusieurs failles de décro-chevauchantes. Cependant, la topographie très élevée peut être liée à une composante compressive d'un régime géodynamique transpressionnel suggéré dans la période du Plio-Quaternaire.

**Mots clés : Analyse morphométrique, Analyse morphotectonique, Knickpoints, Indice R, Tectonique transpressionnelle, Haut Atlas de Demnate.**

## Abstract

The High Atlas chain of Demnat constitutes the western part of the Central High Atlas. It is a key area for understanding the interaction between topography, lithology, climate and tectonics in the Atlas Mountains. The objective of the present work is to determine the role of intrinsic and extrinsic factors in the Quaternary evolution of the High Atlas in general and the High Atlas of Demnat in particular via a multidisciplinary approach associating field work with morphometric and morphotectonic analysis, with the aim of better understanding the organization of the rather high topography in a context with a shortening estimated as weak and a moderate thickening.

Thus, this study focuses on the morphotectonic and morphometric analysis of the High Atlas of Demnat (Central High Atlas) in Morocco through the calculation of different indices. The latter will allow us, on the one hand, to acquire information concerning the neotectonics recorded by the topography, the drainage networks and the longitudinal profiles of the watercourses, the identification of the role of the recent tectonic activity in the uplift of the Atlas chain in general and the High Atlas of Demnat in particular, and on the other hand, to discuss the geological mechanisms which led to the uplift of this chain.

The morphometric analysis was based on the calculation of indices related to the relief of the catchment areas (shape, slopes, etc.), as well as on the calculation of indices related to the drainage networks (length of the watercourse, density of drainage, etc.). The morphotectonic analysis was based on the calculation of the slope failure index (SLI), the normalized slope index (Ksn), the surface-altitude relationships (hypsometric curves), the sinuosity of the mountain front, the watershed aspect ratio and the asymmetry factor.

The results of these different analyses revealed the presence of several anomalies affecting both the topography of the catchment areas and their drainage networks, such as the elongation of the shape of most of the catchment areas, abrupt changes in the direction of flow of the watercourses, the presence of several drainage anomalies, etc.

In addition, analysis of the major streams in the study area and correlation with the Slope Failure Index and Normalized Slope Index values revealed the presence of several knickpoints (approximately 28) in the majority is probably related to recent tectonic activity.

Finally, the morphometric approach adopted to extract information on the age of the last tectonic disturbance responsible for the current geometry of the area's landscapes was based on the calculation of the R index, which takes the form of a ratio of the differences (two by two) between three integrals (Hb, Hn and Hr), and the determination of the Sr index, which represents the slope of the linear relation  $R=f(\ln A)$ . The R/SR analysis showed that the study area was most likely subjected to recent tectonic disturbance of middle Pleistocene age.

The results obtained show that the evolution of the study area is mainly controlled by recent tectonics, and that some areas of the High Atlas of Demnat have undergone recent block uplift. This probably occurred in response to a reactivation of several strike-slip faults. However, the very high topography may be related to a compressive component of a transpressional geodynamic regime suggested in the Plio-Quaternary period.

**Key words: Morphometric analysis, Morphotectonic analysis, Knickpoints, R index, Transpressional tectonics, High Atlas of Demnate.**

## الملخص

تشكل سلسلة الأطلس الكبير لمنطقة دمنات الجزء الغربي من الأطلس الكبير الأوسط المغربي، وتعتبر مجالاً رئيسياً لفهم التفاعل بين الطبوغرافيا وعلم الصخور والمناخ والتكتونية في سلسلة الأطلس الكبير. ويهدف هذا البحث إلى تحديد دور العوامل الداخلية والخارجية في التطور الرباعي (الحديث) للأطلس الكبير بشكل عام والأطلس الكبير لدمنات بشكل خاص من خلال نهج متعدد التخصصات يجمع بين العمل الميداني والتحليل المورفومتري و المورفوتكتوني، وذلك من أجل فهم أفضل لتنظيم التضاريس العالية للأطلس الكبير في ضل تعرض المنطقة لانضغاط تكتوني يقدر بأنه ضعيف وسماكة (جدر السلسلة) معتدلة.

تركز هذه الدراسة على التحليل المورفوتكتوني والمورفومتري للأطلس الكبير لدمنات (الأطلس الكبير المركزي) في المغرب من خلال حساب مؤشرات مختلفة، هذا المؤشرات سوف تسمح لنا، من ناحية ، بالحصول على معلومات تتعلق بالتكتونية الحديثة التي سجلتها التضاريس وشبكات المياه والجانبية الطبوغرافية الطولية للأندلس الرئيسية ، وتحديد دور النشاط التكتوني الحديث في رفع سلسلة الأطلس الكبير بشكل عام والأطلس الكبير لدمنات بشكل خاص ، ومن ناحية أخرى تمكننا من مناقشة الآليات الجيولوجية التي أدت إلى تكوين هذه السلسلة.

خلال هذه الدراسة تمركز التحليل المورفومتري حول حساب المؤشرات المرتبطة بتضاريس الأحواض المائية (الشكل، المنحدرات ... إلخ)، وكذلك حول حساب المؤشرات المرتبطة بشبكات المجاري المائية (طول المجرى المائي، كثافة المجاري المائية ... إلخ). في حين اعتمد التحليل المورفوتكتوني على حساب مؤشر انكسار المنحدر (SLI)، ومؤشر المنحدر الموحد (Ksn)، وعلاقات الارتفاع- المساحة (منحنيات توزيع المساحة حسب الارتفاع)، وانسيابية مقدمة الجبل، ونسبة العرض إلى الطول للأحواض المائية، وعامل عدم التناسق.

و كشفت نتائج هذه التحليلات المختلفة عن وجود العديد من الحالات غير الطبيعية التي تمس كل من تضاريس الأحواض المائية وشبكات المجاري الخاصة بها، مثل استطالة شكل معظم الأحواض، والتغيرات المفاجئة في اتجاه تدفق المجاري المائية، ووجود عدة حالات جريان غير طبيعية في الشبكة المائية ، ... إلخ.

بالإضافة إلى ذلك، كشف تحليل المجاري المائية الرئيسية في منطقة الدراسة وربطها بقيم مؤشر كسر المنحدر ومؤشر المنحدر الطبيعي عن وجود عدة نقاط انكسار (Knickpoints) (حوالي 28) تكوين غالبيتها يتعلق بالنشاط التكتوني الحديث.

أخيراً، اعتمد النهج المورفومتري المستعمل من أجل استخراج معلومات حول عمر آخر اضطراب تكتوني مسؤول عن الهندسة الحالية للمناظر الطبيعية للمنطقة، على حساب المؤشر R الذي يتخذ شكل نسبة الاختلافات (اثنان بمقدار اثنين) بين ثلاثة تكاملات (Hb) و (Hn) و (Hr) ، وتحديد العامل Sr الذي يمثل ميل العلاقة الخطية ( $R = f(\ln A)$ ) وأظهر تحليل R / SR أن منطقة الدراسة خضعت على الأرجح لاضطراب تكتوني حديث في عصر البليستوسين الأوسط.

تظهر النتائج التي تم الحصول عليها أن تطور منطقة الدراسة يتم التحكم فيه بشكل أساسي من خلال التكتونية الحديثة، وأن بعض مناطق الأطلس الكبير لدمنات شهدت ارتفاعاً في الكتلة مؤخراً. وقد يكون ذلك استجابة لإعادة تنشيط العديد من الفوالق المتداخلة. وبهذا، قد تكون ال تضاريس العالية جداً مرتبطة بمكون تقارب عبر نظام جيوديناميكي ضغطي " transpressionnel " تم اقتراحه في فترة Plio-Quaternary .

الكلمات المفتاح: التحليل المورفومتري ، تحليل المورفوتكتوني ، نقاط Knickpoints ، المؤشر R ، تكتونية " transpressionnel " ، الأطلس الكبير لدمنات.

## Remerciements

Au début de cette thèse, mes remerciements sont l'expression de ma reconnaissance envers tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail et à le soutenir.

Avant tout, Je présente toute ma gratitude et ma reconnaissance à ma directrice de thèse Professeur Malika OURRIBANE, merci de m'avoir donné cette opportunité, merci pour la confiance qu'elle m'a accordée, pour la qualité de son encadrement, pour tous les encouragements et pour l'aide et le soutien qu'il m'a apporté tout au long de cette thèse. Et Je tiens à remercier le Professeur Mustapha NAMOUS, mon ami et mon co-Directeur de thèse, pour la confiance et la disponibilité qu'il m'a accordé, le suivi de ce travail et pour la qualité de son encadrement et le soutien qu'il m'a apporté tout au long de cette thèse. Merci pour tous les encouragements, l'inspiration, les conseils et l'amitié. J'ai été à la fois très heureux et honoré d'avoir travaillé avec les deux.

Je remercie chaleureusement Mr Abdenbi ELALLOUI Professeur à l'Université Sultan Moulay Slimane pour sa contribution à ce travail et ses conseils précieux. Je tiens a remercié aussi Hasna ELOUDI, Khalid ZIADI, Abdeljalil ELGHANDAZI, et Mohamed RAJDAOUI qui m'ont beaucoup apporté le long des années de cette thèse.

Mes remerciements les plus sincères aux membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail.

Je présente mes remerciements envers mes amis : Abdelali, Hakim, Aziz, Mohammed, Mahmoud, Mustapha, Driss, Hicham, Fattah, Rachid, Mourad, Aziz, ... pour leurs encouragements, leurs aides, et qui ont eu la gentillesse de faire de cette thèse et ma vie un moment formidable.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude et mes remerciements les plus profondes à ma famille. Particulièrement ma mère, et mes frères Saïd, Abdelatif, Khadija, Souad, Maha, Hicham, Abdelghani, et Sofia, pour leurs respects, leurs amours, leurs encouragements et leur soutien moral et matériel. Merci à toi mon fils Mohammed Khalifa, ta présence dans ma vie est pour moi un encouragement et un soutien, merci Amal, pour moi tu es un symbole d'espoir dans cette vie. Ma dernière pensée revient à ma femme Leila ELAYNOUZ, qui m'a supporté, et qui m'a toujours soutenu et encouragé, Merci infiniment.

Enfin, J'aimerais dédier cette thèse à l'âme de mon **Père**, sans lui je ne serais jamais arrivé jusqu'au ici.



# Table des matières

<b>TITRE DE LA THESE</b> .....	2
<b>RESUME</b> .....	5
<b>ABSTRACT</b> .....	6
المُلخَص.....	7
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	8
<b>TABLE DES MATIERES</b> .....	9
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	19
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	21
THEMATIQUE GENERALE.....	22
PROBLEMATIQUE.....	24
OBJECTIFS.....	25
TRAVAUX ANTERIEURS.....	26
ORGANISATION DU MANUSCRIT.....	26
<b>CHAPITRE I</b> .....	28
<b>LE HAUT ATLAS MAROCAIN, UNE CHAINE DE MONTAGNE INTRACONTINENTALE</b> .....	28
INTRODUCTION.....	29
1. LES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC.....	30
2. CADRE GEOGRAPHIQUE DU HAUT ATLAS.....	32
3. CADRE GEOLOGIQUE DU HAUT ATLAS.....	34
4. CADRE STRUCTURALE DU HAUT ATLAS.....	41
5. EVOLUTION STRUCTURALE ET CADRE GEODYNAMIQUE DU HAUT ATLAS.....	43
5.1. <i>Les étapes de formation du Haut Atlas</i> .....	43
5.2. <i>Mode et Age de Soulèvements</i> .....	47
5.3. <i>Activité tectonique récente du Haut Atlas</i> .....	47
6. SOULEVEMENT RECENT DU HAUT ATLAS, PROBLEMATIQUE ET DEBAT.....	49
6.1. <i>Epaississement crustal et raccourcissement tectonique</i> .....	49
6.1.1. Raccourcissement tectonique.....	49
6.1.2. Epaississement crustal.....	50
6.2. <i>Problématiques</i> .....	51
6.2.1. Model de L'amincissement crustale.....	52
6.2.2. Rôle du dôme mantellique.....	53
6.2.3. Tectonique transpressive (transpressionnelle).....	54
CONCLUSION :.....	55
<b>CHAPITRE II</b> .....	57
<b>PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE : LE HAUT ATLAS DE DEMNATE (H.A.D.)</b> .....	57

INTRODUCTION : .....	58
1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE .....	59
2. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE .....	62
3. CADRE GEOLOGIQUE.....	66
3.1. <i>La lithologie</i> .....	66
3.2. <i>Les structures tectoniques majeurs</i> .....	73
4. CADRE SISMIQUE .....	76
5. CADRE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE .....	76
5.1. <i>Cadre hydrologique</i> .....	76
5.2. <i>Cadre climatique</i> .....	77
CONCLUSION .....	81
<b>CHAPITRE III.....</b>	<b>82</b>
<b>ETUDE MORPHOMETRIQUE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (H.A.D).....</b>	<b>82</b>
INTRODUCTION .....	83
1. MATERIEL ET METHODES .....	84
1.1. <i>Matériels</i> .....	84
1.2. <i>Méthodes : Les indices morphométriques</i> .....	84
✓ la comparaison entre les différents bassins versant de la zone d'étude de point de vue forme, air de drainage, reliefs, pente.....	84
1.2.1. Les indices géométriques.....	85
1.2.1.1. La superficie (A) et le périmètre (P) .....	85
1.2.1.2. La forme : Coefficient de compacité ou indice de Graveliusi ( $K_G$ ).....	85
1.2.1.3. Le rectangle équivalent .....	87
1.2.2. Les indices liés au relief.....	88
1.2.2.1. Les altitudes caractéristiques (Hmax ;Hmin ;Hmoy et Hme) .....	88
- L'altitude maximale (Hmax) et l'altitude minimale (Hmin) .....	88
- L'altitude moyenne (Hmoy).....	88
- L'altitude médiane (Hme).....	89
1.2.2.2. Le coefficient orographique (CO).....	89
1.2.2.3. Les indices de pente (pente globale, pente moyenne, pente de Roche, et le dénivelée spécifique).....	89
- L'indice de pente global (I <sub>g</sub> ) .....	90
- Indice de pente de Roche (I <sub>p</sub> ) .....	90
- L'indice de pente moyenne (I <sub>m</sub> ) .....	90
- Dénivelée spécifique (DS).....	91
1.2.3. Les caractéristiques liées au réseau hydrographique .....	91
1.2.3.1. La topologie .....	92
1.2.3.2. Longueur du cours d'eau principal (L <sub>p</sub> ) .....	93
1.2.3.3. La pente moyenne du cours d'eau.....	93
1.2.3.4. La densité de drainage (D <sub>d</sub> ).....	94

1.2.3.5. La densité hydrographique .....	94
1.2.3.6. Le rapport de bifurcation (Rb) .....	95
1.2.3.7. Le rapport des longueurs (RL).....	95
<b>1.3. Résultats .....</b>	<b>95</b>
1.3.1. La morphologie des bassins versants .....	95
1.3.1.1. La superficie .....	96
1.3.1.2. Le périmètre .....	96
1.3.1.3. Indice de Gravelius .....	96
1.3.1.4. Rectangle équivalent .....	97
1.3.2. Les paramètres liés aux reliefs .....	99
1.3.2.1. Les altitudes caractéristiques .....	99
- L'altitude maximale et l'altitude minimale.....	99
- L'altitude moyenne .....	99
- L'altitude médiane .....	99
- Hauteur 5% et Hauteur 95%.....	100
1.3.2.2. Coefficient orographique (CO).....	100
1.3.2.3. Les indices de pente .....	100
Indice de pente global (I <sub>g</sub> ).....	101
- Indice de pente de Roche (I <sub>p</sub> ) .....	102
- Indice de pente moyenne (I <sub>m</sub> ) .....	102
- Dénivelé spécifique .....	102
1.3.3. Les paramètres liés au réseau hydrographique .....	104
1.3.3.1. Structure du réseau et ordre du cours d'eau : la topologie .....	104
1.3.3.2. Longueur du cours d'eau principal (L <sub>p</sub> ) .....	105
1.3.3.3. La pente moyenne du cours d'eau.....	105
1.3.3.4. La densité de drainage (D <sub>d</sub> ).....	105
1.3.3.5. La densité hydrographique (F).....	105
1.3.3.6. L'indice de Bifurcation (R <sub>b</sub> ).....	106
1.3.3.7. Le rapport de longueur .....	106
CONCLUSION : .....	108
<b>CHAPITRE IV.....</b>	<b>110</b>
<b>L'ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (H.A.D).....</b>	<b>110</b>
INTRODUCTION .....	111
1. MATERIELS ET METHODES.....	112
1.1. Matériels.....	112
1.2. Méthodes.....	113
1.2.1. Indices morphotectoniques planaires.....	113
1.2.1.1. Facteur d'asymétrie (AF) .....	113
1.2.1.2. Sinuosité du front de montagne (Smf) .....	113
1.2.1.3. Indice de forme du bassin versant (Bs).....	115
1.2.1.4. Courbe hypsométrique et intégrale hypsométrique (HI).....	116

1.2.2. Indices morphotectoniques linéaires.....	117
1.2.2.1. Profil longitudinal (Profil en long) du cours d'eau principal.....	117
1.2.2.2. Indice de rupture de pente (SLi) .....	120
1.2.2.3. Indice de pente normalisée (Ksn) .....	121
1.3. <i>Identification des Knickpoints</i> .....	122
2. RESULTATS .....	125
2.1. <i>Indices morphotectoniques planaires</i> .....	125
2.1.1. Facteur d'asymétrie (AF).....	125
2.1.2. Sinuosité du front de montagne (Smf).....	126
2.1.3. Indice de forme du bassin versant (Bs) .....	126
2.1.4. Courbe hypsométrique et intégrale hypsométrique (HI).....	126
2.2. <i>Indices morphotectoniques linéaires</i> .....	129
2.2.1. Profile longitudinal.....	129
2.2.2. Indice de rupture de pente (SLi) .....	129
2.2.3. Indice de pente normalisée (Ksn).....	133
2.3. <i>Knickpoints identifiés</i> .....	135
CONCLUSION .....	137
<b>CHAPITRE V .....</b>	<b>138</b>
<b>DATATION MORPHOTECTONIQUE DE LA DERNIERE PERTURBATION TECTONIQUE DANS LE HAUT ATLAS DE DEMNATE.....</b>	<b>138</b>
INTRODUCTION .....	139
1. METHODES .....	141
1.1. <i>Principe de la méthode</i> : .....	141
1.2. <i>Extraction des données et analyse</i> .....	141
1.2.1. Indices élémentaires.....	143
1.2.2. Indices de niveau supérieur .....	143
1.2.3. L'indice R.....	145
1.2.4. L'indice SR, et l'estimation de l'âge de soulèvement .....	145
2. RESULTATS .....	146
2.1. <i>Indices élémentaires et les indices d'ordre supérieur</i> .....	146
2.2. <i>L'indice R corrigé</i> :.....	149
2.3. <i>L'indice SR, et l'estimation de l'âge de soulèvement</i> .....	149
CONCLUSION .....	152
<b>CHAPITRE VI.....</b>	<b>153</b>
<b>SYNTHESE, TECTONIQUE RECENTE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (HAUT ATLAS CENTRAL).....</b>	<b>153</b>
INTRODUCTION .....	154
1. INFLUENCE DU CLIMAT .....	154
2. INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE .....	156
3. SIGNIFICATION TECTONIQUE.....	158

4. LE ROLE DES STRUCTURES TECTONIQUES PREEXISTANTES DANS LE SOULEVEMENT TECTONIQUE .....	163
5. L'AGE DU DERNIER SOULEVEMENT .....	165
CONCLUSION .....	167
<b>CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>168</b>
CONCLUSION GENERALE.....	169
PERSPECTIVES .....	170
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>171</b>

## LISTE DES FIGURES

FIG.I.1 : CARTE DE LOCALISATION DE LA PLAQUE AFRICAINE (DONNEES GTOPO30, ETOPO5) MONTRANT LA CONVERGENCE (FLECHES ROUGES) AFRIQUE-EUROPE.....	29
FIG.I.2 : PRINCIPAUX DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC (PIQUE 1994).....	31
FIG.I.3 : LOCALISATION DES PRINCIPALES CHAINES DE SYSTEME ATLASIQUE DANS L'AFRIQUE DU NORD (DONNEES GTOPO30, U.S. GEOLOGICAL SURVEY).....	33
FIG.I.4 : LOG SYNTHETIQUE DE LA COUVERTURE DU HAUT ATLAS CENTRAL (RALF LOWNER 2009).....	37
FIG.I.5 : UN CHEVAUCHEMENT AFFECTANT LES DEPOTS DU QUATERNAIRE DANS LE VERSANT SUD DU HAUT ATLAS CENTRAL ; Q : QUATERNAIRE ; C4 CRETACE SUPERIEUR (D'APRES ELLERO ET AL 2012). ....	38
FIG.I.6 : COUPE STRATIGRAPHIQUE "SYNTHETIQUE" GENERALISEE A L'ECHELLE DE LA CHAINE DU HAUT ATLAS, MONTRANT LES DIFFERENTES PHASE DE RIFTING ET LES TYPES DE DEPOTS ASSOCIES (SARIH 2008, MODIFIEE D'APRES BEAUCHAMP ET AL. 1999) .....	39
FIG.I.7 : CADRE GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU HAUT ATLAS MAROCAIN (MODIFIE D'APRES TEIXELL ET AL. 2007).....	40
FIG.I.8 : COUPES SIMPLIFIEES DANS LE HAUT ATLAS (VOIR FIG.I.7 POUR LA LOCALISATION) : (A) DANS LE HAUT ATLAS ORIENTALE MODIFIE D'APRES TEIXELL ET AL. (2003). (B) DANS LE HAUT ATLAS CENTRALE MODIFIE D'APRES TEIXELL ET AL. (2003). (C) DANS LE HAUT ATLAS OCCIDENTALE MODIFIE D'APRES FEKKEK ET AL. (2018). .....	42
FIG.I.9 : CARTE SIMPLIFIEE DES DOMAINES STRUCTURAUX PENDANT LE PALEOZOÏQUE D'APRES HOEPPFNER ET AL. (2006).....	44
FIG.I.10 : A. SITUATION DU MAROC DURANT LE TRIAS. B. CARTE SIMPLIFIEE DU NORD DU MAROC MONTRANT LA DISTRIBUTION DES BASSINS TRIASIQUES (D'APRES LAVILLE ET AL. (2004)). ....	45
FIG.I.11. COUPE AU TRAVERS DU RIFT ATLASIQUE AU LIAS D'APRES PIQUE ET AL. (2002). ....	45
FIG.I.12 : VUE PANORAMIQUE, DANS LA REGION AIT BOUZID (FORMATION TRIASIQUE AU SE DE DEMNATE) MONTRE UNE FAILLE NORMALE FOSSILE HERITEE DE LA PHASE D'EXTENSION DANS LE HAUT ATLAS. ....	46
FIG.I.13 : SISMICITE DU MAROC ET SES ENVIRONS DE 1901 A 2010 (CHERKAOUI 2012).....	48
FIG.I.14 : L'AMINCISSEMENT CRUSTALE SOUS LE HAUT ATLAS CENTRAL, PROPOSEE PAR TEIXELL ET AL. (2005) ; MESSENGER ET AL. (2006) ET FULLEA ET AL. (2010).....	53
FIG.I.15 : MODELE CONCEPTUEL PROPOSEE PAR DELCAILLAU ET AL. (2011) POUR ILLUSTRER L'EVOLUTION DU SOULEVEMENT DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH. A : BLOC SOULEVE EN RAISON DE POP-UP. LES CERCLES CONCENTRIQUES SONT DES CONTOURS D'ELEVATION SYMBOLISANT LE SOULEVEMENT. B : MODEL DE SOULEVEMENT DU HAUT ATLAS DE MARRAKECH CARACTERISE PAR UN POP-UP SOULEVE AVEC DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE.....	54
FIG. II.1 : LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE SUR LA CARTE DES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC (PIQUE, 1994).....	60
FIG.II.2 : VUE PANORAMIQUE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE DEPUIS LE VILLAGE DE BOUROUTA (VERSANT NORD). ..... .....	61
FIG.II.3 : VUE PANORAMIQUE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE DEPUIS LA VILLE DE OUARZAZATE (VERSANT SUD). .....	61

FIG.II.4: LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE. LES BASSINS VERSANTS : 1- LKHDAR , 2- TASSAOUAT, 3-GHDAT, 4- MELLAH, 5-NGOUB, 6- EZERKI, 7- GNADA, 8 -TAMSSINE, 9- SKOURA, 10- IMASSINE, 11- MGOUN. ....	62
FIG. II.5 : JEBEL M'GOUM LE POINT CULMINANT (4068M) DU HAUT ATLAS DE DEMNATE.....	63
FIG.II.6 : JEBEL RAT AVEC UN SOMMET DE PLUS DE 3700M D'ALTITUDE. ....	63
FIG.II.7 : MODEL NUMERIQUE DE TERRAIN (MNT) DE LA ZONE D'ETUDE AVEC L'EMPLACEMENT DES TROIS PROFILS TOPOGRAPHIQUES DE BANDE DE 5 KM DE LARGE, MONTRANT LA VARIATION SPATIALE DE LA TOPOGRAPHIE D'ALTITUDE MAXIMALE, MINIMALE ET MOYENNE ET DU RELIEF LOCAL DU PROFIL A TRAVERS LA ZONE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (HAUT ATLAS CENTRAL). LES PROFILS DE BANDE ONT ETE CONSTRUITS A L'AIDE DU COMPLEMENT SWATHPROFILER PARTAGE PAR PEREZ-PEÑA ET AL. (2017).....	65
FIG.II.8 : LOG STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DES FORMATIONS MESO-CENOZOÏQUES DU BASSIN DE OUARZAZATE (VERSANT SUD DU HAUT ATLAS DE DEMNATE) (MODIFIE D'APRES L'OFFICE NATIONAL DES HYDROCARBURES ET DES MINES (ONHYM)).....	66
FIG.II.9 : PHOTO MONTRANT LE SOCLE PALEOZOÏQUE EN CONTACT AVEC LA COUVERTURE TRIASIQUE (N31°16'35" ; W7°22'33")......	67
FIG. II.10: FORMATIONS TRIASIQUES (A : SERIES DETRITIQUES (N31°16'12" ; W7°17'41") ; B : SERIES EVAPORITES (N31°5'41" ; W7°8'25") ; ET C : BASALTE FINI TRIASIQUE (N31°17'16" ; W7°9'44")).....	68
FIG. II.11 : PHOTO MONTRANT LE PASSAGE TRIAS-JURASSIQUE (N31°17'19" ; W7°9'24").....	69
FIG. II.12 : A : LE JURASSIQUE SUPERIEUR ET MOYEN (N31°48'21" ; W6°52'39") ; B : LE JURASSIQUE SUPERIEUR (N31°48'34" ; W6°54'19") ; C : LE JURASSIQUE INFERIEUR (N31°34'6" ; W6°15'47").....	69
FIG. II.13 : LES FORMATIONS CENOZOÏQUES DANS LE VERSANT SUD EN AVAL DE L'OUED M'GOUM (N31°22'8" ; W6°10'14")......	70
FIG. II.14 : PHOTO MONTRANT LES FORMATIONS QUATERNAIRES (A : VERSANT SUD (N31°4'30" ; W6°30'23"), B : VERSANT NORD (N31°45'11" ; W7°3'49")), .....	71
FIG.II.15 : CARTE GEOLOGIQUE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (H.A.D), MONTRANT LES PRINCIPALES UNITES ROCHEUSES ET SYSTEMES DE FAILLES (MODIFIEE A PARTIR DES CARTES GEOLOGIQUES DE DEMNATE-TELOUATE, OUAOUZGHTE-DADES, OUARZAZTE-ALOUGOUM, JEBL SAGHRO-DADES, AZILAL, DEMNAT ET ZAWYAT AHAÑÇAL) (TERMIER, 1941 ; BOURCART ET ROCH, 1942 ; CHOUBERT ET AL. 1970 ; FAURE-MURET ET CHOUBERT, 1975 ; HINDERMEYER ET AL. 1977 ; JENNY, 1985 ; ALAIN, 1985 ; JOSSENE, 1990). ....	72
FIG.II.16 : (A) :LA LOCALISATION DE LA LIMITE SUD DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (LA FAILLE SUD ATLASIQUE : SAF); (B) : VUE PANORAMIQUE AU NIVEAU DU VILLAGE TOUNDOUTE MONTRANT LE SAF.....	73
FIG.II.17 : (A) :LA LOCALISATION DE LA LIMITE NORD DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (LA FAILLE NORD ATLASIQUE : NAF); (B) : VUE PANORAMIQUE AU NIVEAU DU RIVE DROITE DE L'OUED TASSAOUATE MONTRANT LE NAF. ....	73
FIG.II.18 : FAILLES A DECROCHEMENT OBLIQUE DANS LA ZONE AXIALE : (A) DANS LE PALEOZOÏQUE, REGION DE TADDERT (N31°20'51" ; W7°23'27") ; ( B) : CONTACT ENTRE LE TRAIS ET LE PALEOZOÏQUE, REGION DE TELOUET (N31°16'35" ; W7°22'33") ; (B) PROLONGEMENT DE LA FAILLE DE TNTF DANS LE JURASSIQUE, REGION DE JEBEL M'GOUM (N31°34'6" ; W6°15'49"). ....	74
FIG.II.19 : A : CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (H.A.D), AVEC LA LOCALISATION DE LA COUPE (AA') ; B : COUPE GEOLOGIQUE N-S (MODIFIEE D'APRES LANARI ET AL. 2020A). ....	75
FIG.II.20 : SISMICITE DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (HAUT ATLAS CENTRAL) DEPUIS 1900 JUSQU'A 2007 (ONANA ET AL 2011). ....	76
FIG.II.21 : DIAGRAMMES OMBROTHERMIQUES DE 9 STATIONS DANS LA ZONE D'ETUDE CHOISI DE TROIS ZONES DEFERENTES (FRONT NORD, FRONT SUD ET LA ZONE AXIALE, (VOIR FIG.II.22)).....	78

FIG.II.22 : CARTE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DE 1998 A 2009 A PARTIR DES DONNEES DE LA MISSION DE MESURE DES PRECIPITATIONS TROPICALES (TRMM) DE LA DHA. ....	79
FIG.II.23 : CARTE CLIMATIQUE DU MAROC AVEC LA LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE. ....	80
FIG.III.1 : SCHEMA SIMPLIFIE MONTRANT LES PRINCIPAUX ELEMENTS D'UN BASSIN VERSANT. ....	83
FIG.III.2. ORGANIGRAMME DE LA METHODOLOGIE DU TRAVAIL ....	86
FIG.III.3 : QUELQUES VALEURS DE KG POUR DIFFERENTES FORMES DE BASSINS HYDROGRAPHIQUES (MUSY, 2001). .....	87
FIG.III.4 : PRINCIPAUX TYPES DE RESEAUX HYDROGRAPHIQUE (HOWARD, 1967). ....	92
FIG.III.5 : (A) REGLES DE LA CLASSIFICATION DE STRAHLER (1957) ; (B) EXEMPLE D'UN PROFIL LONGITUDINAL (EN LONG) D'UN COURS PRINCIPAL.....	93
FIG.III.6 : LES RECTANGLES EQUIVALENTS DES BASSINS VERSANTS DE LA ZONE D'ETUDE.....	97
FIG.III.7 : CARTE DE PENTE DE LA ZONE D'ETUDE (LES BASSINS VERSANTS : 1- LKHDAR , 2- TASSAOUAT, 3-GHDAT, 4- MELLAH, 5-NGOUB, 6- EZERKI, 7- GNADA, 8 -TAMSSINE, 9- SKOURA, 10- IMASSINE, 11-MGOUN). ....	101
FIG.III.8 : ORDRE DES COURS D'EAU DES PRINCIPAUX BASSINS VERSANT DU HAUT ATLAS DE DEMNATE SELON LA CLASSIFICATION DE STRAHLER (1957), EN PLUS DE LA LOCALISATION DES PRINCIPALES ANOMALIES DE DRAINAGE DANS LA ZONE.( LES BASSINS VERSANTS : 1- LKHDAR , 2- TASSAOUAT, 3-GHDAT, 4- MELLAH, 5-NGOUB, 6- EZERKI, 7- GNADA, 8 -TAMSSINE, 9- SKOURA, 10- IMASSINE, 11-MGOUN.).....	104
FIG.IV.1 : ORGANIGRAMME DE LA METHODOLOGIE DU TRAVAIL. ....	112
FIG.IV. 2 : DIAGRAMMES SCHEMATIQUES MONTRANT LES INDICES MORPHOMETRIQUES APPLIQUES DANS CETTE ETUDE : (A) FACTEUR D'ASYMETRIE. (B) SINUSITE DU FRONT DE MONTAGNE (SMF). (C) LA FORME DU BASSIN DE DRAINAGE (BS). (D) INTEGRALE HYSOMETRIQUE (HI). (E) INDICE DE RUPTURE DE PENTE (SLI). (F) INDICE DE RUPTURE DE PENTE NORMALISE (KSN).....	114
FIG.IV.3 : SCHEMA SIMPLIFIE MONTRANT LES DEUX TYPES DE FRONT DE CHAINE DES MONTAGNES.....	115
FIG.IV.4 : ETAT DE MATURETE DU RELIEF D'UN BASSIN VERSANT SELON L'ALLURE DE LA COURBE HYSOMETRIQUE ET LA VALEUR DE L'INTEGRALE HYSOMETRIQUE (HI). ....	117
FIG.IV.5 : (A) PROFILS EN LONG D'UN COURS D'EAU PRINCIPAL. (B) DEFFERENTS FACTEURS CONTROLANT L'APPARITION D'UNE RUPTURE DE PENTE (KNICKPOINT) (MODIFIE D'APRES NAMOUS, 2012 ET DELCAILLAU, 2004), A : CONTROLE LITHOLOGIQUE ; B : CONTROLE HYDROLOGIQUE ; C : CONTROLE TECTONIQUE ; D : CONTROLE EUSTATIQUE. ....	119
FIG.IV.6 : LOCALISATION SPATIALE DES POINTS MEDIANS SUR LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE (PRINCIPAUX COURS D'EAU ET AFFLUENTS), UTILISES POUR LE CALCUL DE L'INDICE SLI, AVEC UN INTERVALLE DE 50 M.....	121
FIG.IV.7 : METHODE D'IDENTIFICATION DES KNICKPOINTS DES COURS D'EAU SELON LA METHODE KSN.....	123
FIG.IV.8 : PHOTO MONTRANT UN KNICKPOINT D'ORIGINE LITHOLOGIQUE (AU NIVEAU D'UN AFFLUENT DE L'OUED LAKHDAR) (N31°51'19" ; W6°55'51").. ....	124
FIG.IV.9 : (A) PHOTO MONTRANT UN KNICKPOINT D'ORIGINE TECTONIQUE (K1 AU NIVEAU DE L'OUED GHDAT) ; (B) VUE DE HAUT(N31°20'56" ; W7°23'24").....	124
FIG.IV.10 : CARTE DES VALEURS DE LA FORME DU BASSIN DE DRAINAGE (BS), LES VALEURS DE LA SINUSITE DU FRONT DE MONTAGNE (SMF) ET LES RESULTATS DU FACTEUR ASYMETRIQUE (AF) DANS LA ZONE D'ETUDE. LES VALEURS AF DES BASSINS VERSANTS SONT CLASSEES EN DEUX CATEGORIES : AF<50 ET AF>50. LMF : LA LONGUEUR DU FRONT DE MONTAGNE LE LONG DU PIED DE LA MONTAGNE ; LS: LA LONGUEUR DU FRONT DE MONTAGNE MESUREE LE LONG D'UNE LIGNE DROIT. (LES BASSINS VERSANTS : 1- LKHDAR , 2- TASSAOUAT, 3- GHDAT, 4- MELLAH, 5-NGOUB, 6- EZERKI, 7- GNADA, 8 -TAMSSINE, 9- SKOURA, 10- IMASSINE, 11-MGOUN).....	125



FIG.IV.11 : COURBES HYSOMETRIQUES ET INDICE HYSOMETRIQUE (HI) DES BASSINS VERSANTS DES BASSINS VERSANTS DU HAUT ATLAS DEMNATE. LES VALEURS HI SONT CLASSEES EN FAIBLES ( $HI < 0,3$ ) POUR LES BASSINS STABLES, MOYENNES ( $0,3 < HI < 0,4$ ) POUR LES BASSINS INTERMEDIAIRES ET ELEVEES ( $HI > 0,4$ ) POUR LES BASSINS VERSANTS AU STADE DE DESEQUILIBRE. ....	127
FIG.IV.12. ANALYSE DU PROFIL LONGITUDINAL ET DE L'INDICE DE RUPTURE DE PENTE (SLI) POUR LES PRINCIPAUX COURS D'EAU DE LA ZONE D'ETUDE, AVEC DIFFERENTS EMBLEMES DE POINTS DE RUPTURE, ET INDICE DE PENTE NORMALISE (KSN) CALCULE AU-DESSUS ET EN DESSOUS DES POINTS DE RUPTURE A PARTIR DES REGRESSIONS LINEAIRES DES DONNEES PENTE-SURFACE EN LOG-LOG. LE CERCLE PLEIN INDIQUE L'EMPLACEMENT DU POINT DE RUPTURE ; CERCLE ROUGE, POINT DE RUPTURE TECTONIQUE ; CERCLE NOIR, POINT DE RUPTURE LITHOLOGIQUE .....	130
FIG.IV.12 : SUITE.....	131
FIG.IV.13 : CARTE D'ISOVALEURS MONTRANT LA DISTRIBUTION SPATIALE DES VALEURS DE L'INDICE DE RUPTURE DE PENTE (SLI) DES COURS D'EAU DU HAD CONSTRUITE PAR L'INTERPOLATION DES VALEURS SLI CALCULEES A L'AIDE D'UN INTERVALLE DE 50 M LE LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU ET LEURS AFFLUENTS. ....	134
FIG.IV.14 : DISTRIBUTION SPATIALE DES POINTS DE RUPTURE ET INDICES DE PENTE NORMALISES (KSN) QUI SONT CALCULES A L'AIDE D'UN INTERVALLE DE 25 M LE LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU DE LA HAD. ....	134
FIG.V.1 : MODELE NUMERIQUE D'ELEVATION DE LA ZONE D'ETUDE (MNT) LOCALISANT LES PRINCIPAUX BASSINS ET SOUS BASSINS ETUDIES DANS CETTE APPROCHE. 1A :LKH DAR ;1B,1C SOUS BASSINS (INFLUENTS) DU LKH DAR ; 2A : TASSAOUTE, 2B INFLUENT TASSAOUET ; 3 :GHDAT, 4A MELLAH, 4B INFLUENT MELLAH ; 5 :ENGOUB, 6 :IZERKI, 7 :GNADA, 8A :TAMASINE ,8B :TAMASSINE INFLUENT ; 9 :SKOURA, 10 :IMASSINE,11A :M'GOUN ,11B,11C ET 11 :M'GOUN INFLUENTS. ....	140
FIG.V.2 : CROQUIS CONCEPTUELS DES REPNSES SUCCESSIVES DE HR, HN ET HB A UN SOULEVEMENT EN BLOC, ET L'IMPLICATIONS POUR LE RAPPORT R VIA LES CHANGEMENTS DE IR ET IB (MODIFIE D'APRES DEMOULIN, 2011).....	142
FIG.V.3 : ORGANIGRAMME DE LA METHODOLOGIE DU TRAVAIL.....	143
FIG.V.4 DESCRIPTION DES INDICES UTILISES POUR DEFINIR L'INDICE R. LE DIAGRAMME SE REFERE A L'EXEMPLE REEL DE LA RIVIERE M'GOUN (BASSIN N°11A) DU VERSANT SUD DU HAUT ATLAS DE DEMNATE, AVEC UNE TAILLE DE BASSIN $A=1328,96 \text{ KM}^2$ , $L^*$ EGAL A LA LONGUEUR NORMALISEE DU RESEAU DE DRAINAGE EN AMONT D'UN POINT DETERMINER POUR LE HR ET HN, ET EGAL A LA SURFACE NORMALISEE DU BASSIN VERSANT POUR HB ; $H^*$ HAUTEUR NORMALISE. HB, HN ET HR DESIGNENT RESPECTIVEMENT LA COURBE HYSOMETRIQUE DU BASSIN, LA COURBE HYSOMETRIQUE DU RESEAU DE DRAINAGE ET LE PROFIL EN LONG DU COURS D'EAU PRINCIPAL. IB (ZONE EN GRIS FONCEE) = $ HB -  HN$ ET IR (ZONE EN GRIS MOYEN) = $ HN -  HR$ .....	144
FIG.V.5 : DIAGRAMMES REPRESENTANT LES COURBES HR, HN ET HB POUR LES PRINCIPAUX COURS D'EAU ET LES PRINCIPAUX AFFLUENTS DE LA ZONE D'ETUDE. ....	147
FIG.V.6 : DISTRIBUTION SPATIALE DES VALEURS DE L'INDICE R CORRIGE OBTENUES POUR LES BASSINS ET SOUS BASSINS PRINCIPAUX DU HAUT ATLAS DE DEMNATE. ....	150
FIG.V.7 : CORRELATION SEMI LOGARITHMIQUE ENTRE L'INDICE R CORRIGE ET LE LA TAILLE DES BASSINS (EN $\text{KM}^2$ ) DANS LA REGION DU HAUT ATLAS DE DEMNATE (HAUT ATLAS CENTRAL). ....	151
FIG.V.8 : PROJECTION DE LA VALEUR DE SR OBTENUS DANS LA ZONE D'ETUDE SUR LE DIAGRAMME DE LA RELATION TEMPS – SR ETABLI PAR DEMOULIN 2012. ....	151
FIG.VI.1 : CARTE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DE 1998 A 2009 PROVENANT DES DONNEES DE 'TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM)' DANS LE HAC (BOOKHAGEN, 2010), ET DISTRIBUTION SPATIALE DES KNICKPOINTS.....	155

**FIG. VI.2 : CARTE DES UNITES LITHOLOGIQUES ET DEGRE DE RESISTANCE DES ROCHES QUI AUGMENTENT DU 1 A 6, AVEC LA DISTRIBUTION SPATIALE DES KNICKPOINTS. 1 : DES DEPOTS ALLUVIAUX ; 2 : MARNES, CONGLOMERATS ET GRES ; 3 : GRES ET CONGLOMERATS ; 4 : SCHISTES, GRES ET CONGLOMERATS ; 5 : CALCAIRES ; 6 : BASALTES, RHYOLITES ET GRANITES..... 157**

**FIG. VI.3 : DISTRIBUTION SPATIALE DES VALEURS DE L'INDICE DE GRADIENT DE PENTE (SLI) DES COURS D'EAU DE LA HAD (HAUT ATLAS DE DEMNATE) CONSTRUITE PAR INTERPOLATION DES VALEURS SLI CALCULEES A L'AIDE D'UN INTERVALLE DE 50 M LE LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU ET AFFLUENTS DE LA ZONE D'ETUDE. .... 160**

**FIG. VI.4 : DISTRIBUTION SPATIALE DES POINTS DE RUPTURE ET INDICES DE PENTE NORMALISES (KSN) CALCULES A L'AIDE D'UN INTERVALLE DE 25 M LE LONG DES PRINCIPAUX COURS D'EAU DE LA HAD..... 161**

..... ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.

**FIG. VI.5 : MODELE PROPOSE POUR ILLUSTRER LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES MORPHOTECTONIQUES DU SOULEVEMENT DU HAUT ATLAS DE DEMNATE. (A) CARTE STRUCTURALE SCHEMATIQUE DE LA CHAINE DE L'ATLAS ; (B) CARTE STRUCTURALE DE LA ZONE D'ETUDE QUI MONTRE LE DEGRE DE SOULEVEMENT SUGGERE. TNTF ET SAF DELIMITENT UNE STRUCTURE DE FLEURS POSITIVES SOULEVEES AVEC DES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT A GLISSEMENT OBLIQUE. (C) MODELE CONCEPTUEL PROPOSE DE LA STRUCTURE DES FLEURS POSITIVES DU HAUT ATLAS CENTRAL (REGION DE DEMNATE), MONTRANT LES BLOCS SOULEVES. TTFZ : ZONE DE FAILLES DE TIZI N'TEST ; SAF : FAILLES SUD-ATLASIQUES ; NAF : LES FAILLES NORD-ATLASIQUES ; WHA : HAUT ATLAS OCCIDENTAL, CHA : HAUT ATLAS CENTRAL, MA : MOYEN ATLAS..... 166**

## Liste des tableaux

<b>TABLEAU.II.1 : SOURCES DE DONNEES UTILISEES DANS CETTE ETUDE.....</b>	<b>59</b>
<b>TABLEAU III.1 : TABLEAU MONTRE LES RESULTATS OBTENUS POUR LES PRINCIPAUX PARAMETRES MORPHOLOGIQUE (FORME DU BASSIN ET RELIEF). ....</b>	<b>98</b>
<b>TABLEAU.III.2 : NATURE DU RELIEF SELON L'INDICE DE PENTE GLOBAL (IG ) ET SELON LA DENIVELEE SPECIFIQUE (DS) PAR L'ORSTOM (OFFICE REGIONAL SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE D'OUTRE-MER).....</b>	<b>102</b>
<b>TABL.III.3 : TABLEAU MONTRE LES RESULTATS OBTENUS POUR LES PRINCIPAUX PARAMETRES LIES AU RESEAUX HYDROGRAPHIQUE CALCULES DANS LA ZONE D'ETUDE.....</b>	<b>107</b>
<b>TABLEAU IV.1 : VALEURS DES INDICES GEOMORPHIQUES CALCULES POUR LES 11 BASSINS VERSANTS DANS LE HAUT ATLAS DEMNATE : (HYSOMETRIQUE INTEGRAL (IH), FACTEUR D'ASYMETRIE (AF), FORME DU BASSIN VERSANT (BS), SINUSITE DU FRONT DE MONTAGNE (SMF), INDICE DE RUPTURE DE PENTE (SLI), ET L'INDICE DE PENTE DE CANAL NORMALISE (KSN)).....</b>	<b>128</b>
<b>TABLEAU IV.2 : LES POINTS DE RUPTURE (KNICKPOINTS) LOCALISES SUR CHAQUE COURS D'EAU PRINCIPAL, LEURS CARACTERISTIQUES ET LEUR ORIGINE.....</b>	<b>136</b>
<b>TABLEAU V.1 : LES VALEURS DES INDICES MORPHOMETRIQUES, CALCULES DANS CETTE ETUDE, POUR LES PRINCIPAUX COURS D'EAU ET LES GRANDS INFLUENTS DANS LA HAUT ATLAS DE DEMNATE. (L : LONGUEUR DE COURS D'EAU PRINCIPAL ; A : AIRE DRAINE ; <math>\Sigma</math>HB : INTEGRAL HYSOMETRIQUE DU BASSIN ; <math>\Sigma</math>HN INTEGRALE DU RESEAU DE DRAINAGE ; <math>\Sigma</math>HR INTEGRAL DU PROFIL EN LONG DU COURS D'EAU PRINCIPAL ; R : INDICE METRIQUE ; E : ELONGATION (ALLONGEMENT) DU BASSIN VERSANT).....</b>	<b>148</b>

**Listes d'abréviations**

<b>MNT</b>	<b>Model Numérique de Terrain</b>
<b>SIG</b>	<b>Système d'Information Géographique</b>
<b>HAC</b>	<b>Haut Atlas Central</b>
<b>HAOr.</b>	<b>Haut Atlas Oriental</b>
<b>HAOc.</b>	<b>Haut Atlas Occidental</b>
<b>HAD</b>	<b>Haut Atlas de Demnate</b>
<b>Co</b>	<b>Coefficient orographique</b>
<b>Ds</b>	<b>Dénivelé spécifique</b>
<b>Ip</b>	<b>Indice de pente</b>
<b>Dd</b>	<b>Densité de drainage</b>
<b>RB</b>	<b>Indice (Ratio) de Bifurcation</b>
<b>SLi</b>	<b>Stream Length-Gradient index</b>
<b>Ksn</b>	<b>Normalized Steepness</b>
<b>AF</b>	<b>Asymmetry Factor</b>
<b>HI</b>	<b>Hypsometric Integral</b>
<b>Smf</b>	<b>Sinuosité du Front de Montagne</b>
<b>Bs</b>	<b>Basin Shape</b>
<b>K</b>	<b>Knickpoint</b>
<b>O.R.S T.O.M.</b>	<b>Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer</b>
<b>Hb</b>	<b>Basin Hypsometric curve (courbe hypsométrique du bassin,)</b>
<b>Hn</b>	<b>Network Hypsometric curve (courbe hypsométrique du réseau de drainage)</b>
<b>Hr</b>	<b>River Hypsometric curve (Profile longitudinal)</b>

---

# Introduction générale

---

## Thématique générale

Comme les êtres vivants, les chaînes de montagnes, naissent, vivent et meurent, ce sont des objets dynamiques, elles ne sont pas immobiles, elles bougent sous nos yeux, mais leur mouvement est imperceptible à l'échelle humaine (Mattauer 1977). Cette dynamique résulte des interactions entre quatre processus géologiques majeurs, à savoir la tectonique qui tendent à construire la topographie et donc la formation des chaînes de montagnes. Les forces tectoniques produites par la tectonique des plaques au niveau des zones convergentes, induisent un raccourcissement qui conduit à la formation des structures tectoniques actives (failles, plis) et provoquent une déformation de la croûte terrestre et le soulèvement des surfaces terrestre et la création des reliefs. Ensuite, les reliefs formés vont être façonnées par les phénomènes d'érosion qui présentent le processus de surface le plus important, et qui tendent à détruire les reliefs. L'intensité des processus érosifs augmente par l'intervention de l'activité tectonique, soit de manière directe en augmentant les pentes topographiques des versants (Cox 1994 ; Cowie et al. 2006) et donc l'augmentation de la force d'érosion des cours d'eaux (torrents de montagnes, coulées de débris, etc.), soit de manière indirecte, en influencent la circulation des courants atmosphériques, la répartition des précipitations et donc l'intensité de l'érosion (Graveleau 2008). En plus de la tectonique et de l'érosion, le climat et la sédimentation sont également des processus très importants car ils se situent en « amont » et en « aval » des processus érosifs. Le climat contrôle la vigueur de l'érosion tandis que la sédimentation redistribue et préserve les produits de celle-ci. Par conséquent, la topographie actuelle des chaînes de montagnes est le produit de la combinaison de la tectonique active et du mécanisme d'érosion (Buczek et Górnik 2020), même si que certains chercheurs estiment que la tectonique active peut être considérée comme le facteur principal de la formation des chaînes de montagnes (Sharma et al. 2018).

Le cycle de la formation des chaînes de montagnes, surtout la phase de soulèvement, engendre des changements au niveau du relief et du réseau hydrographique. Ainsi, dans les chaînes tectoniquement actives (en soulèvement), il y aura une accentuation récurrente de la topographie de la chaîne par les mouvements tectoniques récents, aussi les profils longitudinaux des cours d'eau et le réseau de drainage (direction, hiérarchisation, pente et compétence) seront influencer par les mouvement tectonique (augmentation de la pente et la compétence du cours d'eau, changement brutal de la direction, formation des zones anomaliques ...etc). Cette interaction topographie-réseau de drainage-tectonique récente laissent des vestiges et traces fossilisées au niveau du relief et du réseau de drainage des bassins versants ce qui permettra de

reconstruire l'évolution récente des chaînes de montagnes et de déchiffrer les facteurs qui en sont responsables.

Plusieurs chercheurs ont proposé la morphotectonique comme un outil puissant permettant d'aborder les problématiques qui concernent l'évolution du relief par l'interaction entre les structures tectoniques (failles, plis) et les processus de surface (érosion, transport, dépôt) (Tapponnier and Molnar 1979 ; Peltzer et al. 1988; Cox 1994 ; Keller et Pinter 1996 ; Burbank et Anderson 2001 ; Keller et Pinter 2002 ; Delcaillau et al. 2006, 2010, 2011 ; Flores-Prieto et al. 2015 ; Argyriou et al. 2017 ; Sharma et al. 2018 ; Wu et Hu 2019). L'analyse morphotectoniques s'intéressent à la localisation et la détermination de la géométrie et de la cinématique des structures actives, et à l'évolution de la déformation au sein des chaînes de montagnes en soulèvement. De plus, elle participe à la quantification des processus tectoniques qui contrôlent la formation d'un relief en tenant compte des processus érosifs et ceux climatiques, en se basant sur la localisation et l'analyse des marqueurs morphotectoniques qui résultent d'un soulèvement tectonique (par exemple : rupture de pente), et/ou enregistrent la déformation cumulée depuis leur formation (par exemple : terrasses fluviales).

Dans ce contexte, et à l'échelle mondiale, l'analyse morphotectonique a devenu un dispositif important pour comprendre et déchiffrer comment les reliefs topographiques répondent aux processus de la déformation active (Sharma et al. 2018), et pour localiser les zones tectoniquement actives (Cox 1994 ; Keller et Pinter 2002 ; Flores-Prieto et al. 2015 ; Argyriou et al. 2017 ; Wu et Hu 2019). De la même manière, et pour explorer les relations entre les taux de soulèvement et la morphologie du paysage, plusieurs chercheurs se sont concentrés sur l'utilisation de l'analyse des réseaux de drainage pour décrypter le rôle de la néotectonique dans l'organisation et l'architecture des rivières, l'évolution du paysage et évaluer la vulnérabilité au risque sismique dans différentes régions du monde (Wobus et al. 2006 ; Nexer et al. 2015 ; Xue et al. 2017 ; Gani et Neupane 2018). De plus, et en raison de l'avancement des systèmes d'information géographique (SIG) et de la disponibilité des données (DEM, imagerie satellitaire, etc.), la recherche morphotectonique est récemment apparue comme une excellente méthode pour évaluer l'activité tectonique relative des fronts de chaînes de montagne (Delcaillau et al. 2011).

Au niveau des chaînes de montagne, le bassin versant représente un secteur-clef pour étudier les effets des processus géologiques et plus précisément les effets de la tectonique et l'érosion sur la dynamique et l'évolution des reliefs. Dans cette étude nous avons choisi de s'intéresser plus particulièrement aux bassins versants du Haut Atlas de Demnate, du fait de sa

localisation au niveau d'un orogène d'une ultime importance (Voir Chapitre II), pour essayer de comprendre et reconstituer l'évolution quaternaire de la chaîne atlasique.

### **Problématique**

Au Maroc, pays caractérisé par sa diversité géologique, la chaîne atlasique représente un domaine intéressant pour les géologues grâce aux débats scientifiques multiples qu'il offre, et parmi les points les plus débattus, on trouve l'origine des hautes élévations du Haut Atlas (dépassant 4000 m), malgré l'épaississement crustal modéré démontré par plusieurs chercheurs (Ayarza et al. 2005 ; Zeyen et al. 2005 ; Missenard et al. 2006) et le raccourcissement tectonique modéré (Brede 1992 ; Beauchamp et al. 1999 ; Teixell et al. 2003). Plusieurs chercheurs ont tenté d'expliquer cette anomalie, ainsi, Teixell et al. (2005) et Arzaya et al. (2005) proposent une contribution du manteau dans la topographie actuelle par le biais de la remontée d'un panache mantélique sous la chaîne atlasique, tandis que Frizon de Lamotte et al. (2000) et Perez et al. (2019) suggèrent que cela est associé à l'inversion tectonique des failles extensives préexistantes, cependant, Proust et al. (1977), Jenny (1983), Froitzheim et al. (1988), Delcaillau et al. (2011) et Ellero et al. (2012, 2020) suggèrent un rôle important de la tectonique transpressionnelle dans l'évolution du Haut Atlas Central. De la même manière, Lanari et al. (2020a et b) ont utilisé une analyse structurale associée à des données thermochronologiques, pour confirmer un rôle important de la coexistence de systèmes de failles en chevauchement et en glissement oblique dans l'évolution et le soulèvement du Haut Atlas Occidental au cours des derniers ~10 Ma.

De plus, l'âge du soulèvement du Haut Atlas présente un autre point de débat, des travaux suggèrent que le soulèvement du Haut Atlas Central a eu lieu entièrement dans l'Eocène Supérieur (Gomez et al. 2000 ; Barbero et al. 2007 ; Missenard et al. 2008 ; Balestieri et al. 2009), en revanche, d'autres études menées dans la région pour déterminer l'âge du soulèvement, basées sur l'étude des sédiments syntectoniques indiquent la présence de deux périodes de soulèvement une à l'Eocène Supérieur (à environ 20 Ma) et une deuxième au Plio-Quaternaire (Fraissinet et al. 1988 ; Görler et al. 1988 ; El Harfi et al. 1996 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Morel et al. 2000 ; Lanari et al. 2020a et 2020b). De plus d'autres travaux basés sur l'étude de réorganisation de réseaux de drainage (Babault et al. 2008), montrent que pendant le Plio-Quaternaire approximativement 1000m de soulèvement a eu lieu dans la chaîne du Haut Atlas.



## Objectifs

Dans les zones montagneuses, la quantification de l'activité tectonique récente et l'estimation de l'évolution quaternaires du relief passe par l'étude et l'analyse des marqueurs tectoniques. Dans le Haut Atlas de Demnate (H.A.D), l'emplacement de certains marqueurs tectoniques se localisent généralement au niveau de la zones axiale difficilement accessible et où l'activité tectonique est suggérée comme maximale. De plus, les dépôts sédimentaires quaternaires, où des signes néotectoniques peuvent être conservés, sont mal conservés dans la zone d'étude, sauf à quelques endroits dans le bassin de Ouarzazate (Arboleya et al. 2008 ; Stokes et al. 2008 ; Delcaillau et al. 2010 ; Pastor et al. 2012), et le long de l'oued Dades (Stokes et al. 2008, 2017 ; Stokes et Mather 2015 ; Mather et Stokes 2018) et la vallée du M'Goun (Zondervan et al. 2020). Pour ces raisons, l'utilisation des méthodes morphotectoniques peut remédier cette situation dans le Haut Atlas de Demnate. Ensuite, la variation spatiale du climat et de la lithologie à travers la zone d'étude rend difficile d'isoler l'impact du soulèvement sur les profils des cours d'eau et le relief des bassins versants. Il est donc essentiel d'identifier l'effet de chaque facteur (lithologie et climat) et sa contribution au façonnement des profils longitudinaux anormaux avant de conclure sur le rôle du soulèvement dans cette architecture paysagère (Perron et Royden 2013 ; Gao et al. 2016).

Par conséquent, dans cette étude l'analyse morphométrique et morphotectonique des principaux bassins versants du Haut Atlas de Demnate (région de Demnate) seront appliquer pour :

- ❖ **Extraire** des signes géomorphologiques (anomalies de drainage et du relief) liés à l'activité tectonique récente ;
- ❖ **Examiner** la relation entre les profils longitudinaux des rivières et le soulèvement récent ;
- ❖ **Discuter** les contrôles lithologiques, climatiques et tectoniques sur le développement anormal des profils longitudinaux des rivières (points de rupture) ;
- ❖ **Reconnaître** les principaux structures actives dans la zone ;
- ❖ **Donner** un aperçu général des mécanismes régissant l'évolution du relief ;
- ❖ **Suggérer** un modèle d'évolution de la topographie dans cette zone de transition entre le Haut Atlas Occidental (WHA) et le Haut Atlas Central (CHA) ;
- ❖ **Estimer** un âge de la dernière perturbation tectonique majeure dans la région.

## Travaux antérieurs

L'analyse morphotectonique est largement utilisée et reconnue comme outil important pour la quantification de la néotectonique dans plusieurs régions du monde, comme l'Himalaya (Mahmood et Gloaguen 2012 ; Dar et al. 2013 ; Lahiri et Sinha 2014), l'Espagne (El Hamdouni et al. 2008 ; Pedrera et al. 2009 ; Pérez-Peña et al. 2010 ; Giaconia et al. 2012a, 2012b ; Antón et al. 2014), Italie (Troiani et Della Seta 2008 ; Giano et al. 2018 ; Pavano et al. 2019 ; Robustelli 2019) et de nombreuses autres régions telles que l'Inde, l'Irak, l'Iran, la Turquie et le Pakistan (Efe et al. 2011 ; Thannoun 2013 ; Alizadeh et al. 2020 ; Thakur et al. 2020).

Au Maroc, plusieurs zones montagneuses ont été soulevées relativement récemment au cours de l'orogénèse alpine, notamment les montagnes du Rif et le Haut et le Moyen Atlas. Ainsi, quelques travaux de recherche en appliquant l'analyse morphotectonique ont été réalisés dans le Haut Atlas, et on peut citer les études menées par Delcaillau et al. (2011) qui démontrent le rôle du régime tectonique transpressif dans le soulèvement récent du Haut Atlas de Marrakech (MHA). De plus, une étude de Boulton et al. (2014) a évalué l'influence de la faille sud-atlasique (SAF) sur la formation de points de rupture au niveau de plusieurs profils en long des rivières. Récemment, Lanari et al. (2020a) ont examiné les modèles d'exhumation à l'échelle régionale et les ont comparés aux caractéristiques physiographiques en utilisant une intégration de données morphométriques et thermochronologiques pour déchiffrer le développement topographique du Haut Atlas Occidental et des zones environnantes.

## Organisation du manuscrit

Ce manuscrit comporte six chapitres :

**Le chapitre 1** : constitue une introduction sur le Haut Atlas Marocain, avec la présentation des principaux domaines structuraux du Maroc, le contexte géographique et géologique du Haut Atlas marocain, et les différents modèles géodynamiques proposés pour l'évolution de la chaîne, avec l'annonce des principales problématiques et débats sur le mode de soulèvement de la chaîne du Haut Atlasique en générale et le Haut Atlas Central en particulier.

**Le chapitre 2** : met l'accent sur une présentation détaillée du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central), sa localisation et ses cadres géographique, géologique, hydrologique et climatique.

**Le chapitre 3 :** expose une étude morphométrique des principaux bassins versants dans la zone d'étude, en se basant sur des indices morphométriques en relation avec le relief et le réseau de drainage afin de décrypter des anomalies du relief et de drainage.

**Le chapitre 4 :** étale une évaluation de l'activité tectonique récente, en utilisant une analyse morphotectonique, basé sur le calcul de plusieurs indices morphotectoniques à savoir le profil longitudinal, l'indice de rupture de pente (SLi), l'indice de pente normalisé (Ksn), le facteur d'asymétrie du bassin versant (AF), l'indice du front du montagne (Smf), l'indice de Forme du bassin versant (Bs), la courbe hypsométrique et l'intégrale hypsométrique (HI) afin de localiser et déterminer les principaux Knickpoints (Rupture de pente) dans la zone d'étude.

**Le chapitre 5 :** présente une approche morphométrique, pour estimer l'âge de la dernière perturbation tectonique dans la zone d'étude, cette approche est basée sur l'analyse R/SR proposée par Demoulin en 2011 ; 2012.

**Le chapitre 6 :** présente une synthèse de l'ensemble des données obtenues au cours de cette étude avec une discussion de l'influence des principaux facteurs, à savoir le climat, la lithologie et la tectonique, sur l'évolution de la zone d'étude pendant le Quaternaire, tout en proposant un modèle d'évolution géodynamique du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central).

---

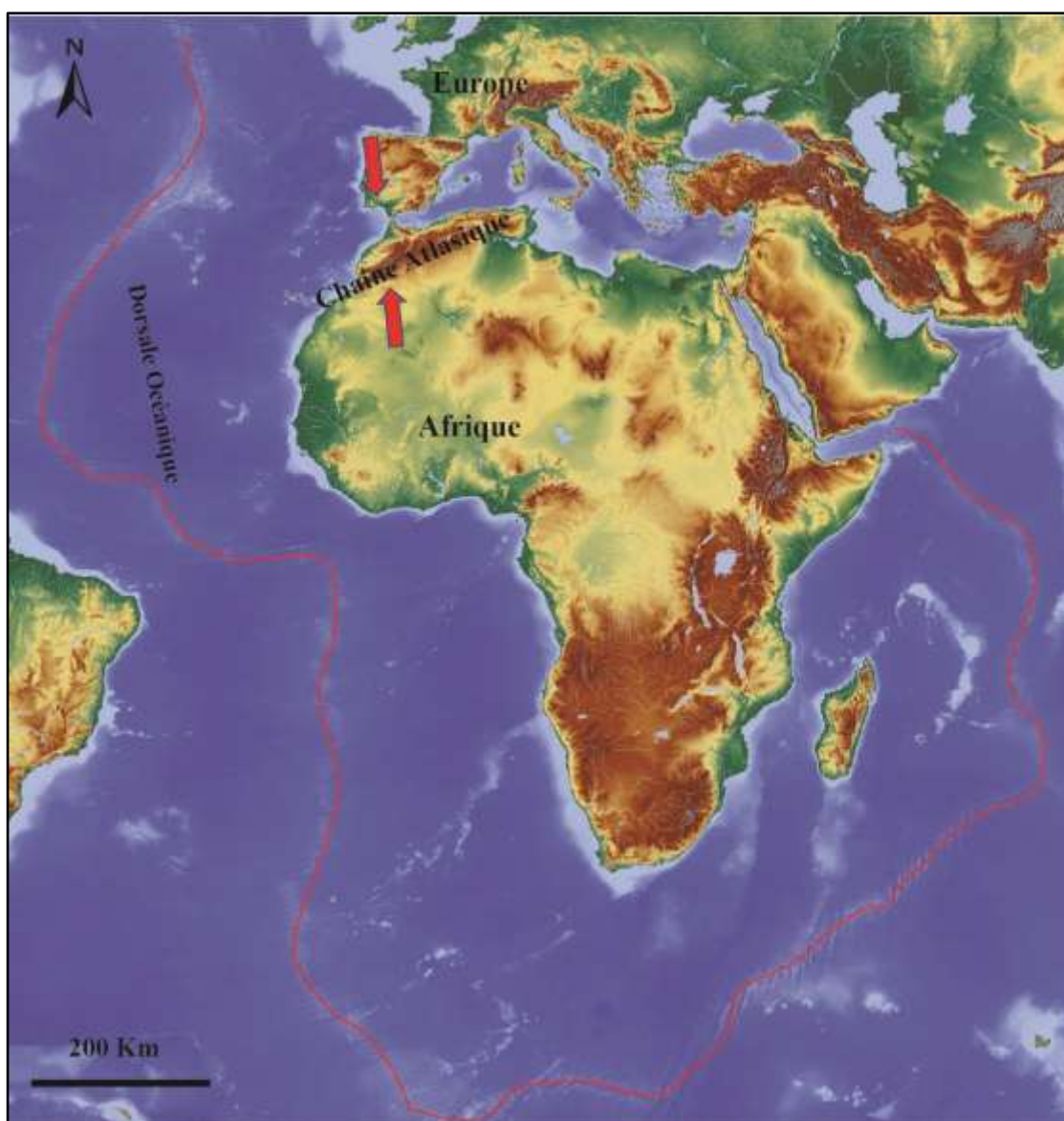
## CHAPITRE I

# Le Haut Atlas Marocain, une chaîne de montagne intracontinentale

---

## Introduction

Le continent africain, le lieu privilégié pour l'étude de la géologie, est constitué d'un assemblage de cratons formés essentiellement pendant le Protérozoïque, généralement stables au début du Phanérozoïque (De Wit et al. 2001). Ce continent fait partie de la plaque africaine, qu'est entourée par des dorsales océaniques en cours d'expansion et sans subduction à ses bordures, à l'exception de la partie Nord, depuis le Maroc à l'Ouest jusqu'à l'Egypte à l'Est, qui subit directement les conséquences de la convergence Cénozoïque Afrique-Europe (Fig.I.1).



**Fig.I.1** : Carte de localisation de la plaque Africaine (données GTOPO30, ETOPO5) montrant la convergence (Flèches Rouges) Afrique-Europe.

Dans ce premier chapitre, on va présenter tout d'abord les grands domaines structuraux du Maroc, ensuite on va donner une synthèse bibliographique sur le Haut Atlas marocain (Chaîne Atlasique), Qui est le résultat de la collision entre l'Afrique et l'Europe (Fig.I.1). Dans un premier temps on va citer les contextes géographique, géologique, et structural du Haut Atlas marocain, avec une présentation des différents éléments structuraux de la chaîne atlasique, dans un deuxième temps on va discuter l'évolution structurale et géodynamique du Haut Atlas, à ce moment on présentera l'histoire de la formation et évolution tectonique du Haut Atlas depuis le début de rifting atlasique jusqu'au l'actuel. Finalement, on s'intéressera à l'activité tectonique récente du Haut Atlas, les controverses et les débats qui sont en relation.

### **1. Les domaines structuraux du Maroc**

Le Maroc, situé à l'extrémité Nord-Ouest du continent africain (Fig.I.1), est subdivisé en cinq domaines qui diffèrent par leurs lithologie, structure et âge (Michard et al. 1976, 2017 ; Piqué 1983 ; Piqué et Michard 1989 ; Piqué et al. 1994) on cite (Fig.I.2) :

- ✓ **Domaine Saharien** : constitue la partie méridionale du Maroc, et la partie nord occidentale du craton ouest africain (Fabre 1976), il est formé par des roches magmatiques du Protérozoïque inférieur (Archéen et Protérozoïque) (ROCCI et al. 1991), extrêmement déformées et métamorphisées par les orogénèses éburnéenne et panafricaine, surmontées, au Nord par une couverture paléozoïque formée par les nappes des Mauritanides (Bassin de Tindouf) faiblement déformées pendant l'orogénèse hercynienne, qui à leur tour surmontée par une couverture de terrains d'âge Crétacé-Tertiaire appartenant à la marge atlantique proximale peu épaisse et tabulaire (hamadas) (Michard et al. 1976 ; Piqué et al. 1994 ; Villeneuve 2005).
- ✓ **Domaine Anti-Atlasique** : La chaîne de l'Anti-Atlas, extrêmement liée au Craton Ouest Africain (CWA), est limitée au Sud par le bassin de Tindouf, et au Nord par l'Accident Sud-Atlasique (SAF). Il est formé par des terrains précambriens sous forme de boutonnières structuré par l'orogénèse panafricaine (Leblanc et Lancelot 1980), bordées par une couverture sédimentaire déformée d'âge paléozoïque affectée par une déformation hercynienne relativement modérée, avec la présence une mince couverture mésozoïque et cénozoïque non déformée (Michard et al. 1976 ; Piqué et al 1994).

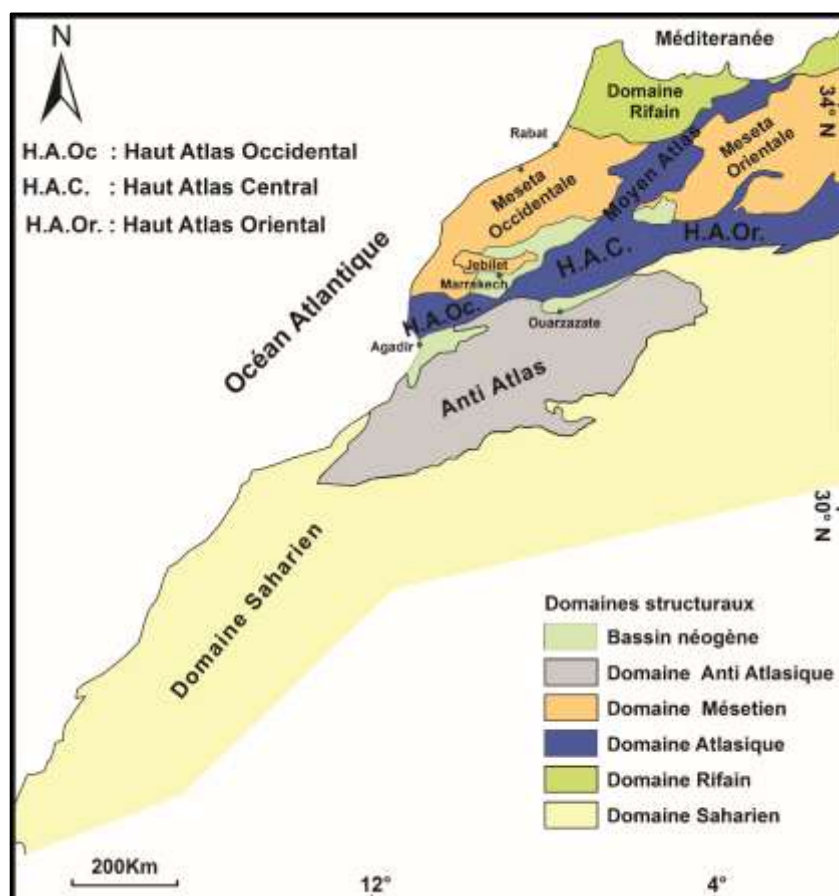


Fig.I.2 : Principaux domaines structuraux du Maroc (Piqué 1994).

- ✓ Domaine de la Meseta : constitue la partie centrale du Maroc, défini par (Gentil 1918) comme un domaine de la chaîne hercynienne, il est constitué d'un socle paléozoïque plissé, métamorphisé, granitisé pendant la formation de la chaîne hercynienne et recouvert en discordance par les séries mésozoïques et cénozoïques tabulaires non déformées (Gentil 1918). Ce domaine est séparé en deux parties par le Moyen Atlas, (Termier 1936 ; Michard 1976) : la meseta occidentale (Meseta Marocaine) est constituée de trois grands massifs, le Maroc central, les Rahamna et les Jebilet, et la meseta orientale (Meseta Oranaise) est composée de plusieurs boutonnières comme Jerada, Debdou, Mekam et Midelt et dont les affleurements des terrains paléozoïques sont relativement plus étroits par rapport au meseta occidentale (Michard 1976 ; Hoepffner et al. 2006 ; Michard et al. 2010).
- ✓ Domaine Rifain : Constitue la zone septentrionale du Maroc, et la partie sud-orientale de la chaîne alpine périméditerranéenne, c'est une chaîne de montagne récente liée à l'orogénèse alpine qui résulte de la collision Afrique-Eurasie (Choubert et Marçais 1952). Cette chaîne est constituée d'une unité de nappes de charriage chevauchant le domaine mésétien (Michard et al. 2006), où affleurent les terrains généralement d'âge Méso-Cénozoïque avec un domaine interne où affleure un socle paléozoïque. Le Rif

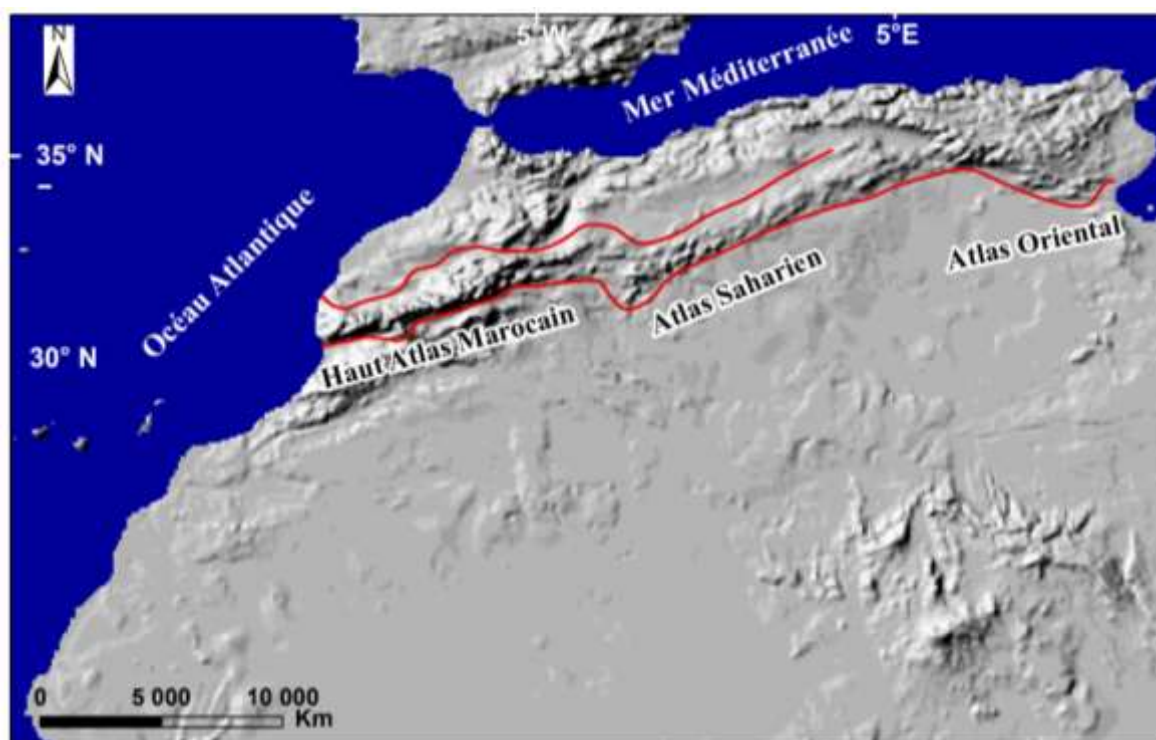
est subdivisé du Nord au Sud en trois sous-domaines structuraux : le Rif interne, les nappes de flysch et le Rif externe (Michard 1976 ; Suter G. 1980 ; Vidal J.C. 1984).

- ✓ **Domaine Atlasique** : Le domaine atlasique est formé par deux chaînes de montagnes, le Moyen Atlas (MA) et le Haut Atlas (HA) (Fig.I.2), il représente une ceinture intracontinentale d'âge alpine et résulte de l'inversion d'un rift d'âge Triasico-Jurassique (Frizon de Lamotte et al. 2000, 2008 ; Teixell et al. 2007 ; Domènech et al. 2015) :
  - Le Moyen Atlas (MA) : limiter au Nord par le domaine rifain, à l'Est par la vallée de la moyenne Moulouya, au Sud par le Haut-Atlas calcaire et les plaines de la Haute Moulouya et à l'Ouest par la Meseta marocaine. Avec une direction NE-SW, le Moyen-Atlas est dominé en grande majorité par des terrains permo-mésozoïques et cénozoïques (Michard 1976 ; Piqué et al. 1994 ; Michard et al. 2006).
  - Le Haut Atlas (HA) : caractérisé par une direction ENE-WSW, presque perpendiculaire au Moyen Atlas et parallèle à la Méditerranée. le Haut Atlas est situé entre le domaine Mésétien et le Moyen Atlas au Nord et l'Anti Atlas et Saharien au Sud. Ce domaine, qui divise le Maroc en deux, est formé d'une épaisse série méso-cénozoïque plissée au cours de l'orogénèse atlasique (alpine). Classiquement le Haut-Atlas est subdivisé en trois parties (Roch 1939, 1941, 1950) : le Haut Atlas Occidental (H.A.Oc.), le Haut Atlas Central (H.A.C) et le Haut Atlas Oriental (H.A.Or.) (Fig.I.2 et Fig.I.3).

## **2. Cadre géographique du Haut Atlas**

L'Atlas représente les reliefs les plus hauts de toute l'Afrique du Nord. Il s'étend depuis la marge atlantique marocaine jusqu'à la Méditerranée en Tunisie, en passant par le Nord de l'Algérie, sur près de 2500 km et selon un axe d'une direction Est-Nord-Est à Ouest-Sud-Ouest. Il est subdivisé en trois parties : le Haut Atlas Marocain, l'Atlas Saharien (Atlas Algérien) et l'Atlas Oriental (Atlas Tunisien) (Fig.I.3).





**Fig.I.3** : Localisation des principales chaînes de système Atlasique dans l'Afrique du Nord (données GTOPO30, U.S. Geological Survey).

Le Haut Atlas Marocain, élément du domaine atlasique marocain, représente une caractéristique morphologique majeure du Maroc et de l'Afrique du Nord. C'est une chaîne intracontinentale typique (Michard 1976, Pique et al. 1994), elle s'étend le long d'une direction ENE-WSW depuis l'Atlantique jusqu'aux frontières Algériennes, avec une longueur qui dépasse 700 km et une largeur varie de 50 à 100 Km. Classiquement le Haut-Atlas Marocain est subdivisé géographiquement en trois parties (Roch 1939, 1941, 1950) (Figs. I.2 et I.4) :

- **Le Haut Atlas Occidental (H.A.Oc.)** : il s'étend depuis la côte océanique atlantique à l'Ouest jusqu'à la région Tizi N'Tichka à l'Est. Dans sa partie orientale, il est limité au Nord par la plaine du Haouz et au Sud par l'Anti Atlas, et dans sa partie occidentale, il est limité au Nord par la Meseta occidentale (plateau de Haha) et au Sud par la plaine du Souss (Fig.I.7). Le Haut Atlas Occidental représente la zone la plus élevée de la chaîne Atlasique et de l'Afrique du Nord, c'est pour cela qu'il est surnommé « le toit du Maroc et de l'Afrique du Nord », c'est là au se trouve le fameux Jebel Toubkal, le point culminant du HA avec 4 167 m (Fig.I.7).
- **Le Haut Atlas Central (H.A.C)** : dont elle fait partie la zone d'étude, il s'étend depuis Tizi N'Tichka à l'Ouest jusqu'à la région d'Imilchil à l'Est (Fig.I.7). Il est limité au Nord par la plaine de Tadla et l'Haouz, et au Sud par le Sillon de Ouarzazate, dans cette zone le Jebel M'Goun représente le point culminant avec 4068 m (Fig.I.7).

- **Le Haut Atlas Oriental (H.A.Or.)** : il s'étend depuis la région d'Imilchil à l'Ouest jusqu'aux frontières algériennes à l'Est, et limité au Nord par la Meseta Oriental (plateaux de Haute Moulouya) et au Sud par le Hamada de Meski (la plateforme Saharienne). Il présente des altitudes plus faibles que les deux autres parties du Haut-Atlas, et qui s'affaiblit progressivement vers l'Est, avec le point cumulant est le Jebel Ayachi (3760m) (Fig.I.7).

En résumé, il est remarquable que la topographique du Haut Atlas marocain s'accroît en allant de l'Est vers le Ouest, par exemple près de la frontière algérienne le Haut Atlas à une altitude moyenne d'environ 1000 m, par contre vers l'Ouest l'altitude moyenne dépasse 2000m, avec des hauts sommets tels que le Jebel Toubkal (4165m) et le Jebel M'goun (4078m).

### 3. Cadre Géologique du Haut Atlas

Géologiquement le Haut-Atlas est subdivisé en trois parties (Michard 1976 ; Piqué et al. 1994, 2007 ; Michard et al. 2017) (Fig.I.7) :

- **Le Haut Atlas Occidental (H.A.Oc.)** : le H.A.Oc. est constitué dans sa partie orientale par une série paléozoïque épaisse avec un socle magmatique et métamorphique précambrien, et en allant vers l'Ouest, la série paléozoïque devient de plus en plus moins épaisse avec la dominance des roches métamorphiques et des granitoïdes précambriens, recouverts par les volcanites du Précambrien terminal et une couverture sédimentaire méso-cénozoïque (le massif ancien de Marrakech), et dans sa partie occidentale, le H.A.Oc. est formé surtout par des formations jurassiques ou du crétacées essentiellement carbonatées (Calcaire).
- **Le Haut Atlas Central (H.A.C)** : La partie centrale du Haut Atlas marocain comporte deux grandes unités structurales, à l'ouest, le massif ancien du Haut Atlas est constitué d'un socle précambrien, de terrains primaires plissés et de granites relevant de l'orogénèse hercynienne (Fig.I.7), et à l'est, le Haut Atlas central (HAC), prolongement du massif précité, où dominent les séries mésozoïques plissées (Fig.I.7).

Le Haut Atlas Central (H.A.C) est composé par :

- ✓ Un socle précambrien et paléozoïque : qui affleure dans le prolongement du massif ancien et dans la boutonnière d'Ait Tamelil (Jenny1983 ; Es-sadiq 2014) et la boutonnière de Skoura (Laville, 1980), ce socle est formé par des roches cristallines précambriennes et sa couverture sédimentaire paléozoïque plissée, schistosée et granitisées au cours de l'orogénèse hercynien (Michard 1976 ; Piqué 1994)(Fig.I.6 et Fig.I.7).

- ✓ Une couverture Méso-Cénozoïque constituée par :
  - Le trias qui présente une extension réduite dans le Haut Atlas Central (Souhel et al. 2011 et ses références), constitué par des argiles roses et des évaporites affleurant uniquement en association avec les roches magmatiques au niveau des principales rides anticlinales (Souhel et al 2011. et ses références) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7).
  - Le Jurassique : caractérisé par la dominance d'une série carbonatée (Souhel 1996 ; Souhel et al. 2011), et parmi tous les dépôts jurassiques, ce sont les carbonates massifs du Lias inférieur qui ont présenté la plus large extension (Jenny, 1988, El Bchari et al 2001, 2008) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7). Le Lias moyen est caractérisé par des formations carbonatées plus finement litées (El Bchari et al 2001 , 2008, Souhel et al. 2011), et le Lias supérieur est marqué par une sédimentation terrigène (Choubert et Faure - Muret, 1962; Dresnay, 1979) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7). Les carbonates du Dogger correspondent à une série à dominance calcaire encadrée, à la base, par l'ensemble marno-gréseux du Toarcien-Aalénien et, au sommet, par un complexe gréso-conglomératique rouge d'âge Jurassico-Crétacé (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7). A partir du Bathonien inférieur et jusqu'à l'Aptien, le Haut Atlas Central a été le siège d'une sédimentation terrigène au sein de laquelle se reconnaissent trois formations principales, celles de Guettioua, d'Iouaridène et du Jbel Sidal (Jenny et al., 1981) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7).
  - Le Crétacé : est représenté par des marnes et calcaires d'âge Aptien, d'origine atlantique (Choubert & Faure-Muret, 1960-62), et par des sédimentations détritiques continentale puis évaporitique couvrant la majeure partie de l'intervalle Albien – Cénomanién (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7) . le Cénomanién supérieur est formé par une série de calcaires infralittoraux, avec des rares passées marno-calcaires d'âge Sénonien (Rolley, 1978) suivies de calcaires et sables phosphatés du Maastrichtien. (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7) Le Sénonien est représenté par des marnes et des marno-calcaires affleurant au cœur des principaux synclinaux du nord de l'Atlas (Souhel 1996) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7).
  - Le Cénozoïque : Au cours du Paléogène, la sédimentation est principalement continentale et lacustre avec des calcaires bioclastiques

marins mineurs d'âge éocène (Marzoqi et Pascal, 2000) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7), le Néogène est caractérisé par des dépôts continentaux résultent essentiellement de l'érosion du massif montagneux (molasses Miocène-Pliocène) (Fig.I.4 ; Fig.I.6 et Fig.I.7).

- ✓ Le Quaternaire : selon les travaux de Rolley en 1978 dans le Haut Atlas Central, le Quaternaire est subdivisé en :
- Quaternaire ancien : il est constitué par plusieurs niveaux de terrasses (trois ou quatre dans la vallée de la Tassaouate par exemple) à des altitudes différentes, formées par des conglomérats grossiers assez bien consolidés, ce niveau de conglomérats est légèrement tectonisé, il est formé aussi par des dépôts grossiers et des éboulements géants.
  - Quaternaire moyen : il est constitué de glaciaires généralement bien conservés sur les versants sud du Haut Atlas central, assez épais et constitué de matériaux de taille modeste assez bien consolidés, les terrasses de cet âge est caractérisé par des éléments grossiers à très grossiers à la base et des éléments de petites tailles au sommet, et par des dépôts peu épais constitués d'éléments cassés.
  - Quaternaire récent : il est formé par de grandes terrasses avec quelques formations de versant, voire dans les roches tendres des glaciaires, où des lits d'éléments cassés sont généralement noyés dans une matrice argileuse rouge sombre. il est formé aussi par des alluvions constituées de terrasses sableuses et caillouteuses, elles sont développées le long des oueds, elles ne semblent pas correspondre à un changement climatique notable (suggère une influence importante de la néotectonique (tectonique active pendant le quaternaire)).

Dans le Haut Atlas central plusieurs dépôts quaternaire sont affectés par des déformations tectoniques (preuve d'une tectonique active pendant le quaternaire) (Rolley 1973, Bourcart et Roch 1942; Hindermeier et al. 1977 ; Alain 1985 ; Piqué et Knidiri 1994, Piqué et al. 2007 ; Ellero 2012), et par exemple le dépôt quaternaire affecté par un chevauchement dans la zone de la Faille Sud Atlasique (versant sud proche de Boumalne) (Fig.I ;5)

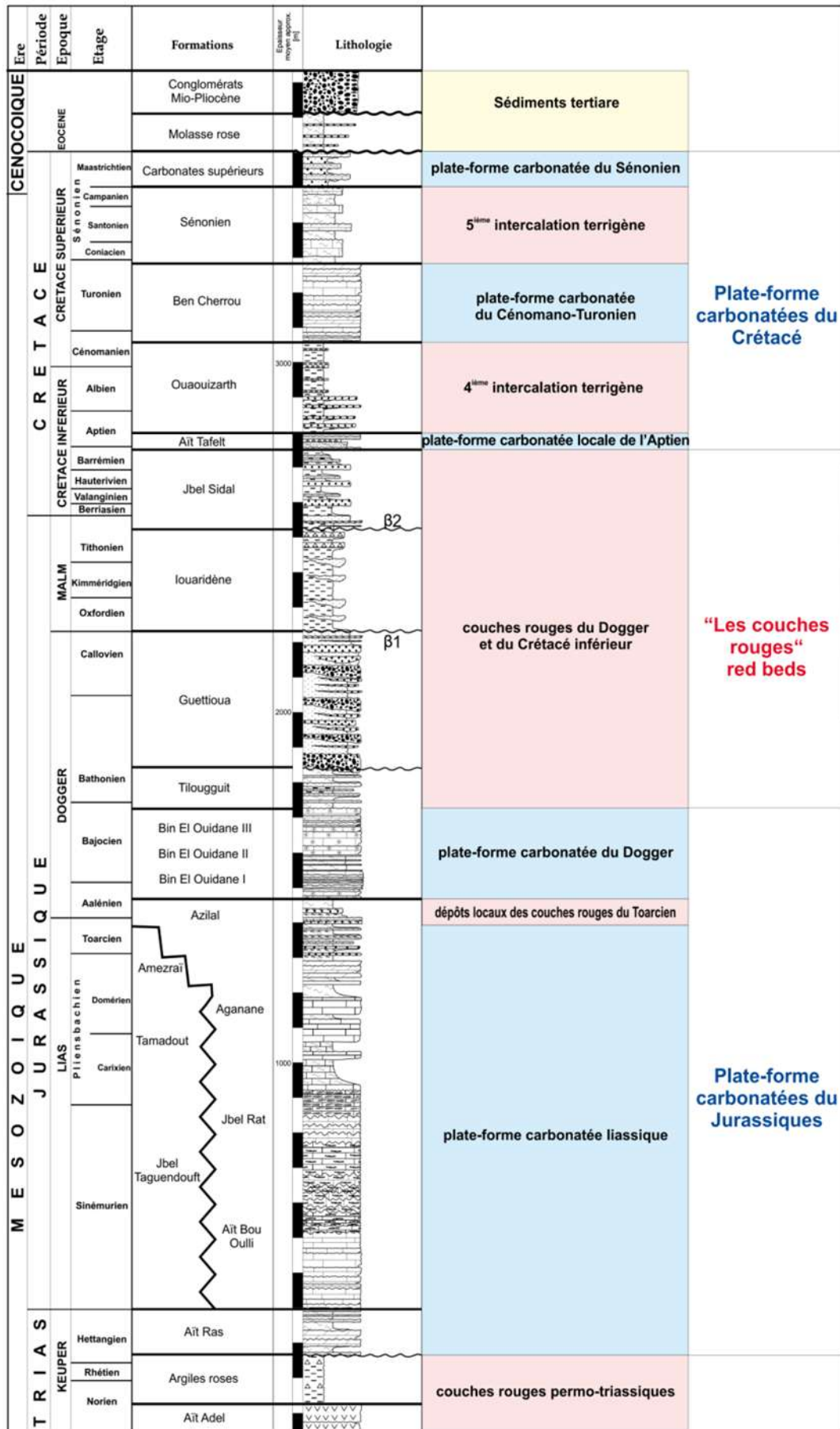


Fig.I.4 : Log synthétique de la couverture du Haut Atlas Central (Ralf LOWNER 2009)



Fig.I.5 : un chevauchement affectant les dépôts du Quaternaire dans le versant sud du Haut Atlas Central ; q : Quaternaire ; c4 Crétacé supérieur (D'après Ellero et al 2012).

- **Le Haut Atlas oriental (H.A.Or.)** : appelé aussi "le Haut Atlas Calcaire", il est fondamentalement semblable au Haut Atlas Central avec une dominance des formations calcaires d'âge Jurassique à l'exception du massif ancien de Tamlelt qui contient des formations géologiques d'âge néo-protérozoïques et paléozoïques dont la bordure nord. A part cela, les affleurements du socle paléozoïque sont quasiment absents dans le H.A.Or.

Généralement, on peut conclure que le socle précambrien-paléozoïque (Fig.I.7) est mieux exposé dans la zone dite axiale du Haut Atlas Occidental. Les formations mésozoïques sont plutôt mieux exprimées dans la région du Haut Atlas Central et Oriental, mais elles se trouvent également dans le bassin Agadir-Essaouira (H.A.Oc), alors que, celles triasiques sont exposé à plusieurs endroits dans les bassins syn-rift (Baudon et al. 2009 ; Domènech 2015) dans le Haut Atlas Occidental et la Partie Occidentale du Haut Atlas Central. Les formations de Crétacé sont absentes dans la partie axiale de la chaîne et elles sont localisées principalement le long des flancs nord et sud de l'Atlas Occidental et Central.

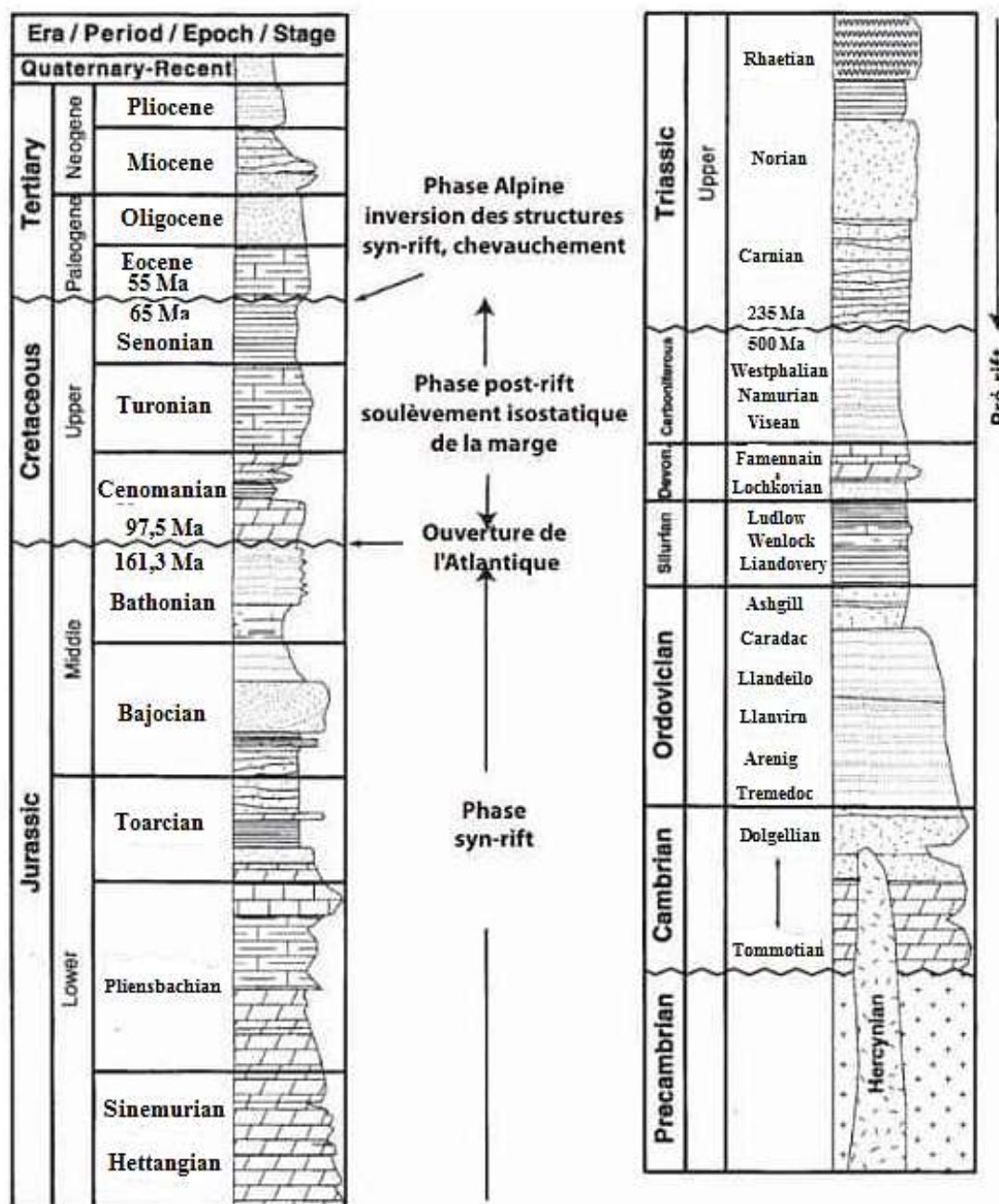


Fig.I.6 :Coupe stratigraphique "synthétique" généralisée à l'échelle de la chaîne du Haut Atlas, montrant les différentes phase de rifting et les types de dépôts associés (Sarih 2008, modifiée d'après Beauchamp et al. 1999)

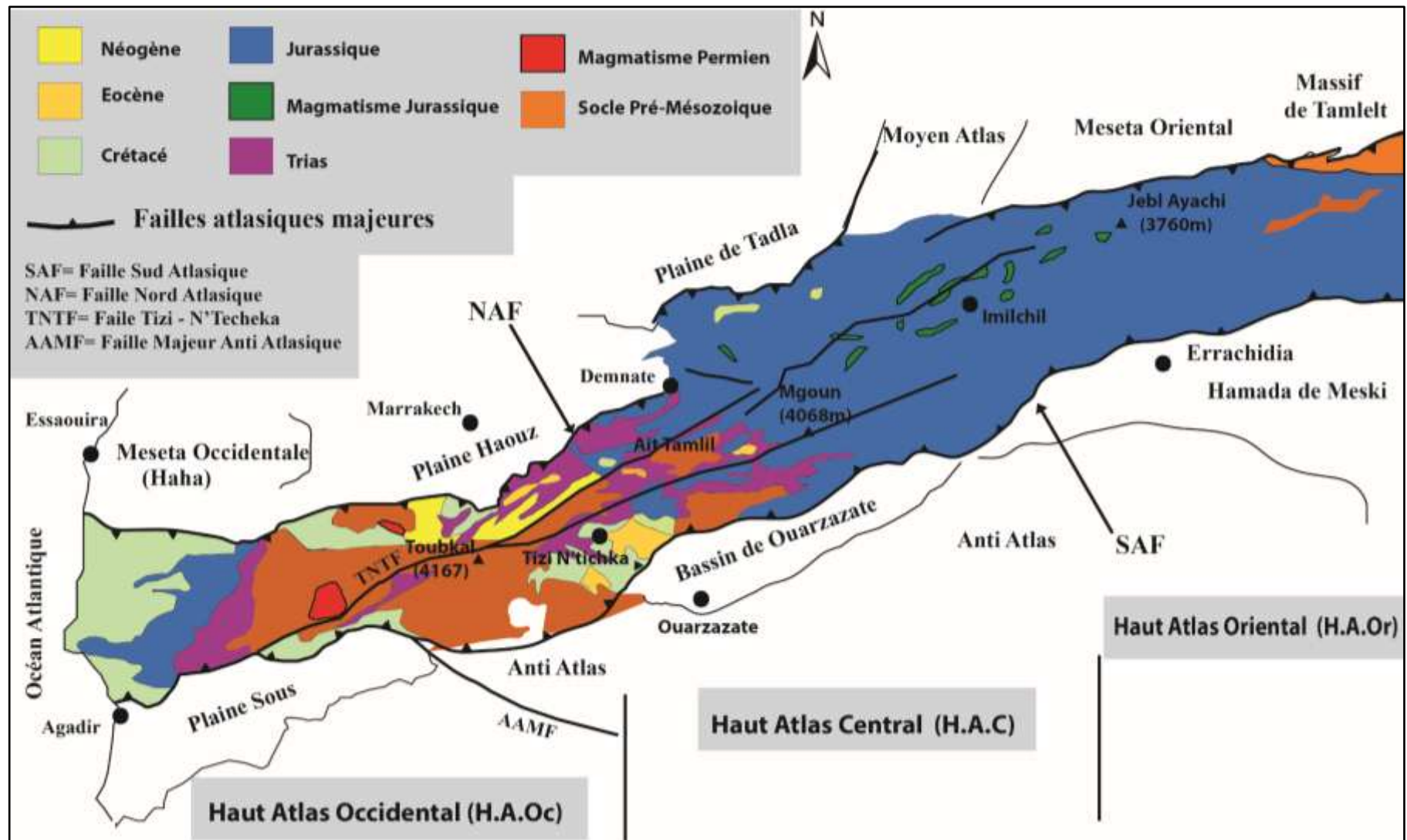


Fig.I.7 : Cadre Géographique, géologique et structural du Haut Atlas Marocain (Modifié d'après Teixell et al. 2007).

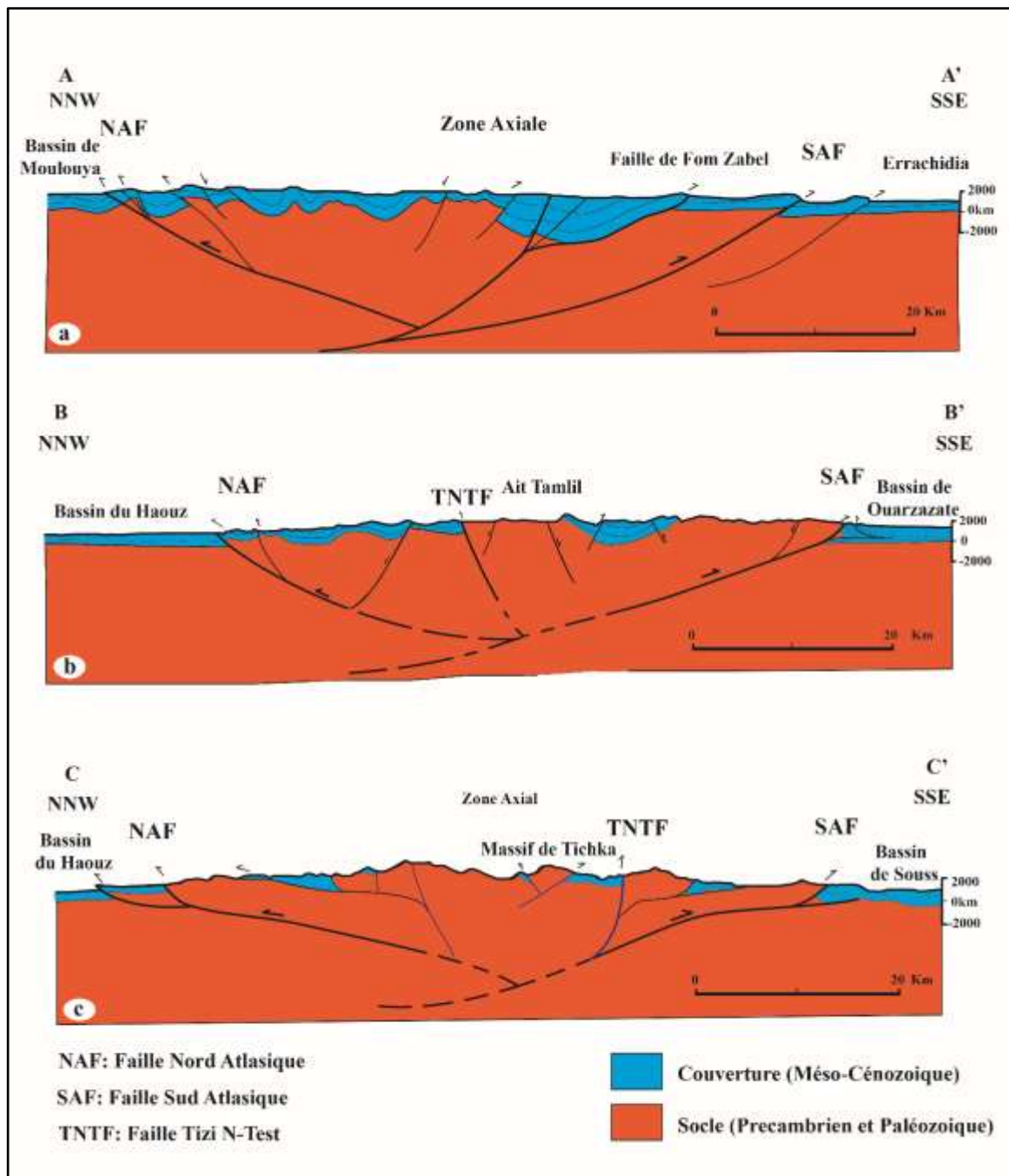


#### 4. Cadre structurale du Haut Atlas

Structuralement, le Haut Atlas est caractérisé par la prédominance de trois structures tectoniques majeurs héritées de l'orogénèse hercynienne (Fig.I.9), et qui vont guider en grande partie la formation de la chaîne atlasique : l'Accident Nord Atlasique (NAF), l'Accident Sud Atlasique (SAF) et la faille de Tizi N'Test (TNTF) (Fig.I.7 et Fig.I.8) :

- **LE NAF** : le Haut Atlas est séparé des Meseta occidentale et orientale par l'Accident Nord Atlasique (NAF), il correspond à la limite septentrionale de l'Atlas Marocain (Fig.I.7 et Fig.I.8) (Sébrier et al. 2006 ; Missenard et al. 2007 ; Frizon de Lamotte et al. 2008 ; Fekkek et al. 2018). Cet accident s'étend depuis La région de Haha à l'Ouest jusqu'au massif ancien de Tamelet à l'Est, avec une direction presque ENE-WSW dans le Haut Atlas Occidentale et Orientale et NE-SW au niveau de Haut Atlas Centrale. Le NAF est une faille chevauchante majeure d'échelle crustale de type « Thick-skinned » a pendage vers le Sud (Fig.I.8), avec des plis de détachement de la couverture surtout dans les bassins du Haouz et de Tadla (Sébrier et al. 2006 ; Missenard et al. 2007 ; Ellero 2012 ; Fekkek et al. 2018 ).
- **LE SAF** : Russo en (1934) a remarqué que les frontières sud du Haut Atlas Marocain et de l'Atlas saharien (Algérien) sont marquées par une séquence de discontinuité de failles, des plis couchés et des chevauchements, cette zone est appelée par la suite par l'Accident Sud Atlasique (SAF) (Fig.I.7 et Fig.I.8). Dans la partie méridional du Haut Atlas, le SAF le sépare du bassin de Souss, de l'Anti Atlas, du bassin de Ouarzazate, et du domaine saharien (Fig.I.7), il est considéré comme une faille chevauchante majeure d'échelle crustale de type « Thick-skinned » a faible pendage vers le Nord (Fig.I.8), avec une direction généralement WSW-ENE, et qui devient progressivement SW-NE le long du bassin de Ouarzazate (Haut Atlas Central), le SAF a fonctionné probablement depuis le Permo-Trias (Fig.I.10) (Proust et al. 1977 ; Ouanaimi et Petit 1992 ; Frizon de Lamotte et al. 2000, 2011 ; Benammi et al. 2001, 2005 ; Missenard et al. 2007 ; fekkek et al 2018 ; Ellero et al. 2020).
- **LA TNTF** : la faille de Tizi N'Test (TNTF) est une zone de décrochements dextre majeures, orientés ENE-WSW à NE-SW, ce réseau de failles a divisé le Haut Atlas en générale et le Haut Atlas Occidental en particulier en plusieurs blocs structuraux (Fig.I.7 et Fig.I.8.b et c ) (Proust et al. 1977 ; Laville & Petit 1984 ; Beauchamp 1988 ; Laville & Pique 1991 ; Ouanaimi et Petit 1992 ; Houari et Hoepffner 2003 ; Laville et al. 2004 ; Hoepffner et al. 2005 ). La TNTF est décrite comme une zone de failles verticales

héritées de l'orogénèse hercynienne (Schaer, 1964, 1987), et qui contrôle la déformation paléozoïque (Fig.I.9) (Mattauer et al. 1972; Proust et al. 1977; Qarbous et al. 2003), ou comme des failles obliques à fort pendage provenant de l'inversion des paléo-failles du rift triasique (Fig.I.10) (Stets et Wurster, 1982 ; Froitzheim et al. 1988 ; Ellero et al. 2012, 2020 ; Lanari et al. 2020b). Certaines failles de cette zone ont conservé un jeu normal hérité du Trias (Domenech et al. 2015) (Fig.I.8.c).



**Fig.I.8** : Coupes simplifiées dans le Haut Atlas (Voir Fig.I.7 pour la localisation) : (a) dans le Haut Atlas Orientale modifié d'après Teixell et al. (2003). (b) dans le Haut Atlas Centrale modifié d'après Teixell et al. (2003). (c) dans le Haut Atlas Occidentale modifié d'après Fekkek et al. (2018).

Dans le Haut Atlas, les principales structures tectoniques changent de direction de l'Est vers l'Ouest, ce qui montre une forme globale sigmoïde en « S » (Fig.I.7), et les analyses microstructurales réalisés par Amrhar (2002) et Qarbous et al. (2003) indiquent que les contraintes de compression sont orientées approximativement N-S au début de la formation de la chaîne atlasique jusqu'à la fin du Miocène, et s'est ensuite dirigé approximativement vers NW-SE.

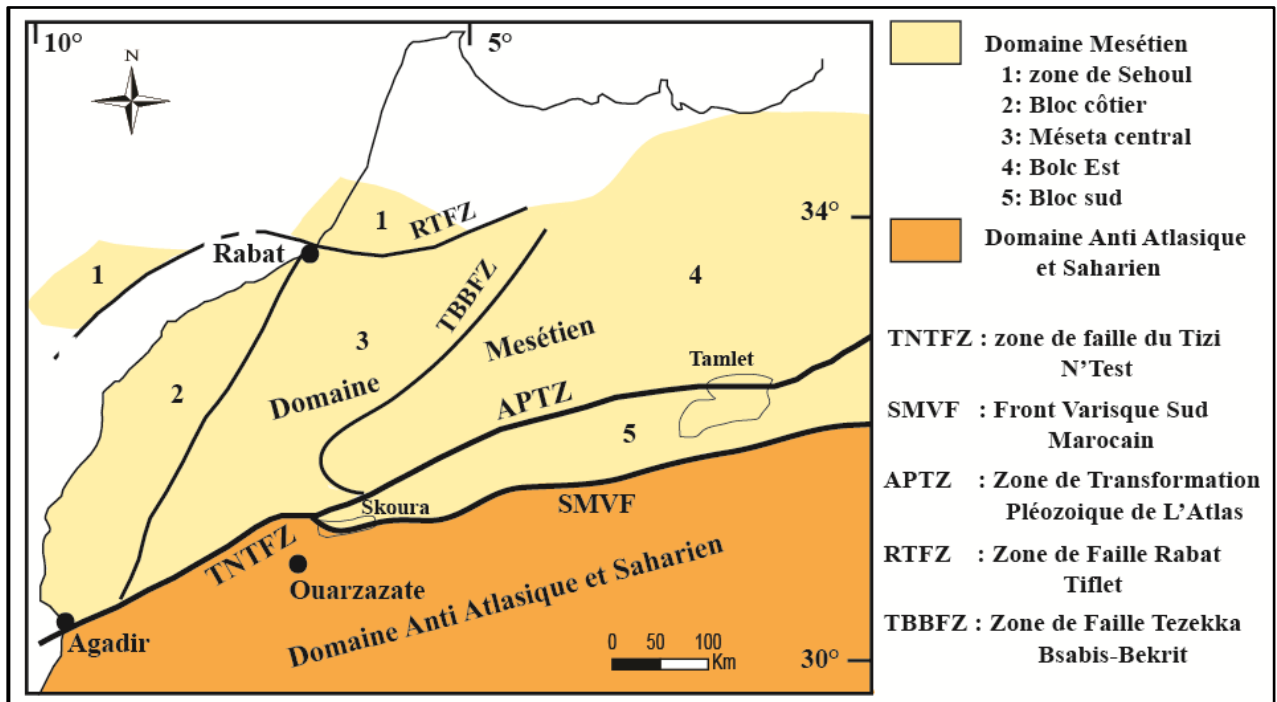
Finalement on peut conclure que sur les fronts Nord et Sud du Haut Atlas, il y a une prédominance de chevauchements d'orientation NE-SW à ENE-WSW (N60–70° E), généralement de type « Thick-skinned » (Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Teixell et al. 2003 ; El Harfi et al. 2006, Ellero 2012, Fekkek et al. 2018), avec un style tectonique décrochant dextre dans la zone axial (Beauchamp et al. 1999) (Fig.I.8), et associés aussi à des ensembles de failles orientées N100–140° E et N20–30° E (Amrhar 2002).

## 5. Evolution structurale et cadre géodynamique du Haut Atlas

### 5.1. Les étapes de formation du Haut Atlas

La formation du Haut Atlas Marocain est liée à la convergence des plaques africaine et eurasiennne au cours du Cénozoïque (Fig.I.1) (Dewey et al. 1989 ; Gomez et al. 2000). Il représente un exemple typique d'une chaîne de montagne intracontinentale (Mattaueur et al. 1977), formée après un rifting au Trias-Jurassique (Mattaueur et al. 1977; Laville et Piqué, 1992 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Teixell et al. 2003 ; Arboleya et al. 2004). La formation de la chaîne de l'Atlas peut se résumer en trois étapes :

- **Avant le rifting (avant 220 Ma)** : pendant le Paléozoïque, le domaine de meseta était directement en contact avec les domaines Saharien et Anti Atlasique, la limite entre les deux domaines étant la zone faillée de Tizi N°Test (Fig.I.9). Durant cette période, l'orogénèse responsable de la formation de la chaîne hercynienne au Carbonifère Supérieur a fortement affecté le domaine Mesetien (Michard et al. 1989 ; Hoepffner et al. 2005 et 2006), ainsi, la zone faillée de Tizi N°Test a fonctionné comme un décrochement dextre (Hoepffner et al. 2005 ; Mattaueur et al. 1972). Les principales structures qui caractérisaient l'orogénèse varisque (hercynienne) avaient des directions généralement NE-SW (Laville et al. 2004), ces structures vont jouer un rôle important dans la formation et le soulèvement postérieur du Haut Atlas (exemple zone faillée de Tizi N°Test et le front varisque sud-marocain (SMVF) nommé par la suite SAF) (Fig.I.9).



**Fig.I.9** : Carte simplifiée des Domaines structuraux pendant le paléozoïque d'après [Hoepffner et al. \(2006\)](#).

- **Le rifting (220-180 Ma)** : pendant le Trias, les forces tectoniques extensives, liées à la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Nord, conduit à l'ouverture du rift Atlantique Nord ([Choubert et Faure-Muret, 1962](#) ; [Manspeizer et al. 1978](#) ; [Van Houten, 1977](#)), et à la formation d'un système de rift Atlasique d'orientation NE-SW à ENE-WSW à l'intérieur de la plaque Africaine, dans la zone du Haut Atlas et Moyen Atlas ([Fig.I.10B](#) et [Fig.I.11](#)) ([Laville et al. 2004](#) ; [Missenard, 2006](#)). Le rift Atlasique est caractérisé par la réactivation des failles préexistantes comme la faille Sud Atlasique (SAF) et la faille de Tizi N°Test (TNTF) en failles normales ([Laville et Piqué, 1991](#) ; [Piqué et al. 2002](#) ; [Delcaillau et al. 2011](#) ; [Ellero et al. 2012](#)), les bassins formés (hémi-grabens au sein du rift atlasique) ([Fig.I.12](#)) ont été progressivement remplis par des sédiments détritiques à grains grossiers, puis par des siltites et des niveaux évaporitiques ([Laville et al. 2004](#)) ([Fig.I.6](#) et [Fig.I.10B](#)), ce rifting s'accompagne également d'un magmatisme basaltique tholéiitique important ([Youbi et al. 2003](#) ; [Knight et al. 2004](#) ; [Verati et al. 2007](#)).
- Au contraire du rifting atlantique le rift atlasique est développé de manière asymétrique ([Malusà et al. 2007](#)), et n'atteint pas l'océanisation.

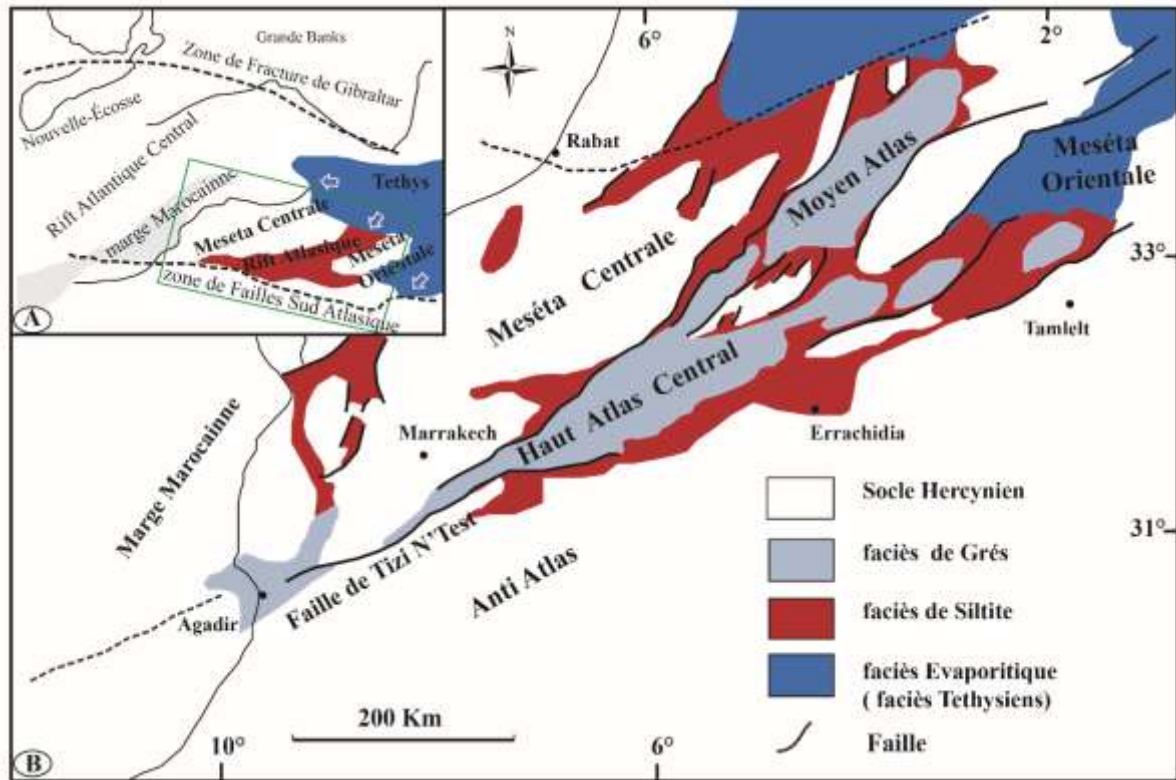


Fig.I.10 : A. Situation du Maroc durant le Trias. B. Carte simplifiée du Nord du Maroc montrant la distribution des bassins triasiques (D'après Laville et al. (2004)).

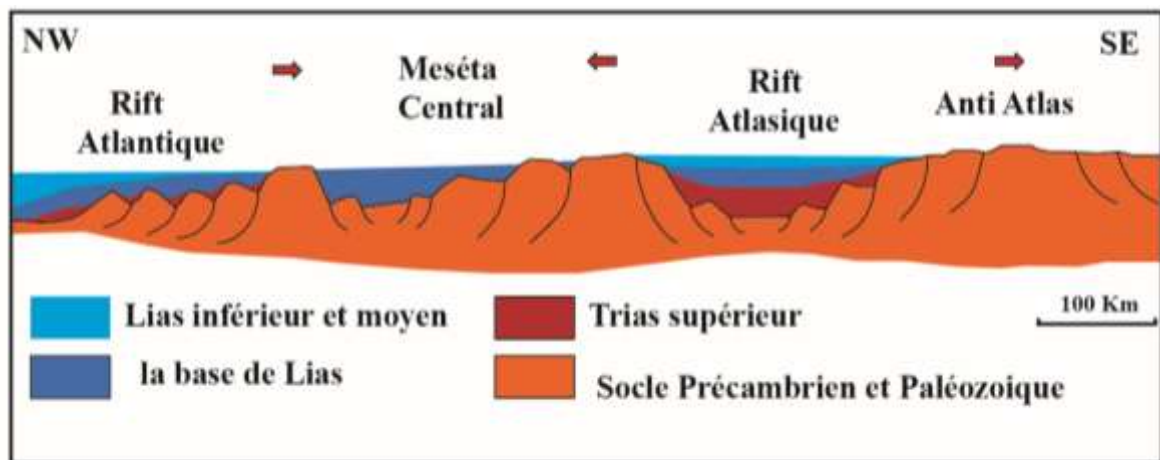
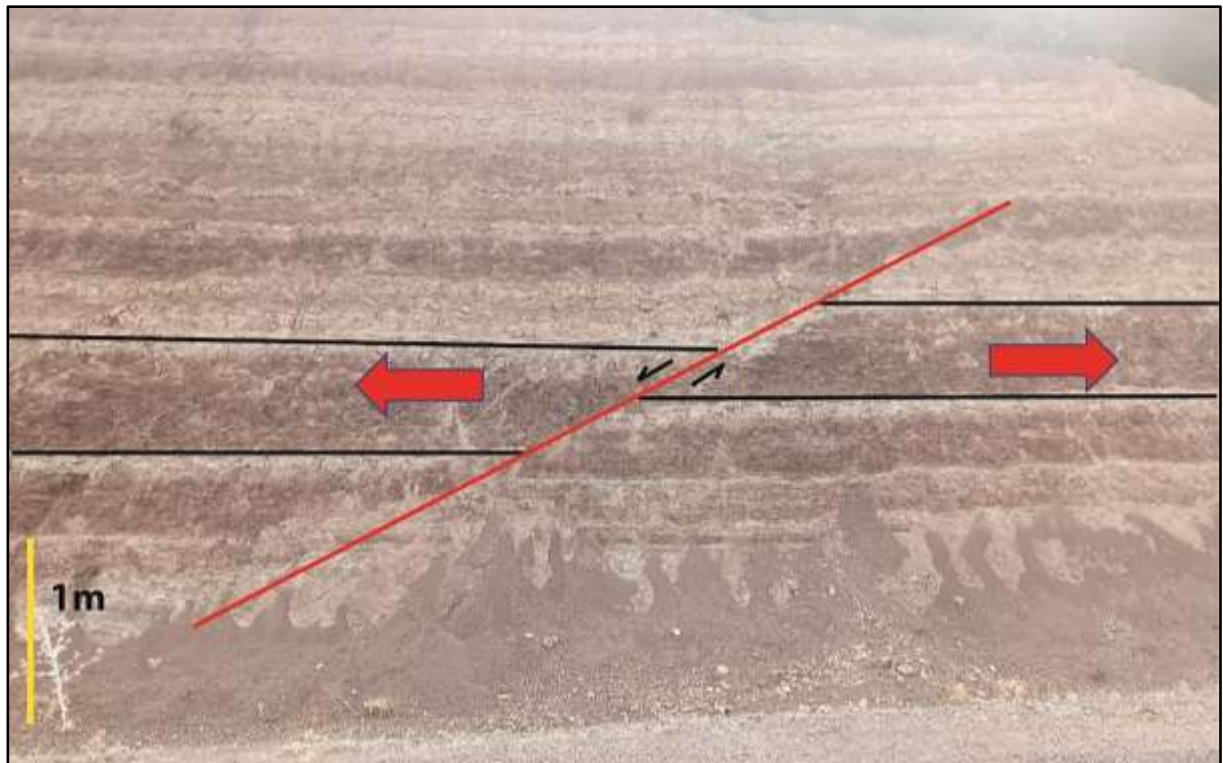


Fig.I.11. Coupe au travers du rift atlasique au Lias d'après Piqué et al. (2002).



**Fig.I.12** : Vue panoramique, dans la région Ait Bouzid (Formation triasique au SE de Demnate) montre une faille normale fossile héritée de la phase d'extension dans le Haut Atlas.

- **L'orogénèse Atlasique (étape de soulèvement)** : Pendant le Crétacé Supérieur (le Santonien ~65 Ma), la convergence entre l'Afrique et l'Europe a commencé (Le Pichon et al. 1988 ; Dewey et al. 1989 ; Stampfli et al. 1991 ; Dercourt et al. 1993 ; Ricou, 1994, Missenard, 2006) (Fig.I.6), ce qui a conduit à une phase compressive méso-cénozoïque dans le rift triasico-jurassique Atlasique, qui engendre la réactivation et l'inversion des failles normales préexistantes en failles inverses, cette phase provoque la formation de la chaîne Atlasique (Fig.I.8) (Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Gomez et al. 2000 ; Piqué et al. 2002; Teixell et al. 2003).

En résumé, le Haut Atlas Marocain est une chaîne intracontinentale typique, formé par la succession de trois étapes principales, tout d'abord le rifting (évènement extensifs) qui a abouti à un amincissement crustal relié à l'ouverture de l'atlantique, ensuite un comblement sédimentaire des bassins formés par le rifting par des sédiments qui résultent de l'érosion de la chaîne hercynienne (varisque) et des transgressions océaniques, enfin le soulèvement de la chaîne atlasique lié à la réactivation des failles normales préexistantes en failles inverses par des forces compressives générées par la convergence entre l'Afrique et l'Europe.

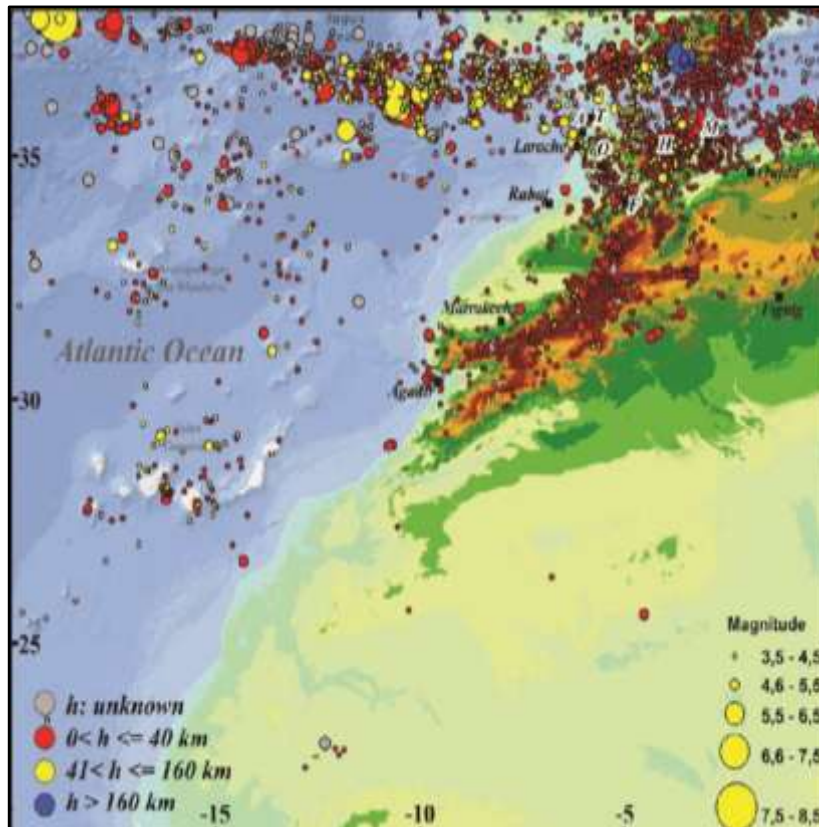
## 5.2. Mode et Age de Soulèvements

Le mode et l'âge de soulèvement du Haut Atlas, au contraire de son origine, constitue un sujet de débat, et donc plusieurs modes de soulèvement sont élaborées par les chercheurs, on cite :

- **Soulèvement en une seule étape** : Pour certains auteurs, par exemple [Gomez et al. 2000](#) ; [Barbero et al. 2007](#) ; [Missenard et al. 2008](#) ; et [Balestieri et al. 2009](#), le soulèvement du Haut Atlas est le résultat d'un raccourcissement lié entièrement à la convergence des plaques pendant l'Eocène supérieur ([Fig.I.6](#)), sans raccourcissement significatif pré-Crétacé.
- **Soulèvement en deux étapes** : certains auteurs ([Mattauer et al. 1977](#) ; [Laville et Pique, 1992](#)) indiquent la présence de deux périodes de soulèvement, une à l'Eocène supérieur (à environ 20 Ma) et une deuxième au Plio-Quaternaire ([Fig.I.6](#)). Cela est appuyé par d'autres études, qui indiquent une activité tectonique (Soulèvement) pendant le Plio-Quaternaire ([Fraissinet et al. 1988](#) ; [Görler et al. 1988](#) ; [El Harfi et al. 1996](#) ; [Frizon de Lamotte et al. 2000](#); [Morel et al. 2000](#) ; [Babault et al. 2008](#) ; [Delcaillau et al. 2010](#) ; [Lanari et al 2020](#), [Ouayah et al. 2021](#)).

## 5.3. Activité tectonique récente du Haut Atlas

Annuellement des activités sismiques sont enregistrés dans la zone du Haut Atlas ([Fig.I.13](#)), et dont le séisme le plus important, enregistré le long de la faille sudatlasique (SAF), est le séisme d'Agadir de 1960 (Magnitude = 5,9 degrés sur l'échelle de Richter). De plus en (2012), [Cherkaoui et al.](#) ont montré que l'activité sismique enregistrée le long de la chaîne atlasique (Moyen Atlas et Haut Atlas) est généralement faible avec des magnitudes entre 5 et 3 degrés ([Fig.I.13](#) ). La répartition de cette activité sismique est relativement plus dense dans le Haut Atlas Central où des séismes plus profonds avec des magnitudes plus fortes se sont produits ([Fig.I.13](#) ). Également, l'analyse des magnitudes et des profondeurs des séismes montre que la densité d'événements sismiques est relativement élevée et semblent être alignés avec les structures tectoniques majeures dans la zone, par exemple le long de la faille Sud Atlasique (SAF) et la faille Nord Atlasique (NAF), la faille d'Imilchil et la faille de Tizi N-Test ([Onana et al. 2011](#)). Cette sismicité prouve qu'actuellement le Haut Atlas est tectoniquement actif et géodynamiquement en évolution.



**Fig.I.13** : Sismicité du Maroc et ses environs de 1901 à 2010 (Cherkaoui 2012).

En plus de cette sismicité, plusieurs travaux sur la zone ont permis d'identifier plusieurs structures tectoniques en activité récemment en suggérant que le soulèvement du Haut Atlas et la réactivation de plusieurs failles est en cours pendant le Quaternaire (Dutour et Ferrandini, 1985 ; Ait Brahim, 1990 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Morel et al. 2000 ; Nahid et Benzakour, 2002 ; Benammi et al. 2001, 2005 ; Sébrier et al.2006 ; Arboleya et al. 2008, Gil et al. 2008 ; Delcaillau et al. 2010, 2011 ; Pastor et al.2012 ; Boulton et al. 2014 ; Ouayah, et al. 2021). Par exemple :

- Dutour et Ferrandini (1985) : montre l'existence des dépôts du Pléistocène moyen déformés par des failles inverses dans le front nord du Haut Atlas de Marrakech.
- Sébrier et al. (2006) : montrent que les terrasses quaternaires dans le front sud du Haut Atlas Central (région de Ouarzazate) sont affectées par des failles, matérialisé par un cône alluvial déformé par un anticlinal de rampe faillé. L'analyse détaillée de ces unités a permis d'estimer un taux de glissement sur plusieurs segments de failles de l'ordre de 0,1 mm/an dans le bassin de Ouarzazate.
- Arboleya et al. (2008) et Pastor et al. (2012) : à partir de terrasses déformées dans la région de Ouarzazate (Haut Atlas Central), ils proposent respectivement un taux de soulèvement quaternaire minimum de ~ 0,11 mm/an, et de 0,2 à 0,3 mm/an.



- [Gil et al. 2008](#) : D'après des preuves géologiques et géomorphologiques, ils ont estimé un raccourcissement de 0,3 mm/an et un soulèvement de 0,2 mm/an dans la région de Ouarzazate.
- [Delcaillau et al. \(2010\)](#) : ont montré que la zone de faille de Tizi N'Test dans la zone axiale du Haut Atlas de Marrakech (zone des bassins d'Ourika–Rheraia) affecte clairement des dépôts quaternaires.

## 6. Soulèvement récent du Haut Atlas, problématique et débat

### 6.1. Epaissement crustal et raccourcissement tectonique

#### 6.1.1. Raccourcissement tectonique

Le raccourcissement crustal est la diminution de la longueur de la croûte continentale dans une région donnée suite à une compression tectonique (Raccourcissement tectonique), ce qui conduit généralement à la formation des failles inverses et des plis, et donc la formation des reliefs.

Dans la chaîne atlasique, plusieurs travaux sont menés dans la zone pour calculer le raccourcissement crustal afin de tirer des informations qui peuvent être utiles dans la discussion et la proposition des modèles de la formation des reliefs élevés de la chaîne.

Les principaux travaux et résultats obtenus dans la zone du Haut Atlas sont :

- [Schaer, \(1964\), \(1987\)](#) : propose une structure profonde de la chaîne formée de failles verticales, et donc un raccourcissement nul ou très limité.
- [Froitzheim et al. \(1988\)](#) : proposent une structure des failles à fort pendage et donc un raccourcissement très limité.
- [Jacobshagen et al. \(1988\)](#) : sur la base d'une analyse tectonique il propose, un taux de raccourcissement entre 7 % et 20 % dans le Haut Atlas, et que la quantité de raccourcissement augmente continuellement vers l'Est.
- [Brede et al. \(1992\)](#) : à l'opposé de [Jacobshagen et al. \(1988\)](#), [Brede et al. \(1992\)](#) ont proposé une diminution du raccourcissement en allant de l'Est vers l'Ouest avec une valeur de 20 % pour le Haut Atlas Oriental (Zone Errachidia), une valeur de 15 % pour le Haut Atlas Central (Zone d'Imilchil) et une valeur de 10 % pour la zone de Demnate.
- [Mustaphi et al. \(1997\)](#) : sur la base des profils sismiques et de l'analyse des structures tectoniques du Haut Atlas Occidental (Zone de Bassin de Sousse), ils proposent une quantité de raccourcissement entre 10 et 15%.

- [Beauchamp et al. \(1999\)](#) : ont proposé un raccourcissement au moins de 36 km pour la chaîne atlasique, sur la base d'une analyse des coupes géologique et géophysique de la zone du Haut Atlas Central (région de Beni Mellal).
- [Frizon de Lamotte et al. \(2000\)](#) : proposent un taux de raccourcissement entre 10 et 30% dans le Haut Atlas, avec une augmentation considérable de l'Ouest vers l'Est.
- [Benammi et al. \(2001\)](#) : sur la base d'une analyse comparative du style et de la géométrie de la déformation dans les bordures Nord et Sud de la chaîne du Haut Atlas central, [Benammi et al. \(2001\)](#) proposent un taux de raccourcissement de 20 km pour le front sud et entre 1 et 10 km pour le front nord, avec une variation de ces taux en allant de l'Ouest vers l'Est et du Nord vers le Sud.
- [Teixell et al. \(2003\)](#) : à l'opposé de [Benammi et al. \(2001\)](#), ont appuyé la suggestion que le raccourcissement diminue de l'Est à l'Ouest dans le Haut Atlas Central, avec un taux de raccourcissement de 26 km (24 %) dans la partie Est et de 13 km (15 %) dans la partie Ouest. Ils ont proposé aussi que cette diminution vers l'Ouest se poursuive jusqu'au Haut Atlas Oriental (H.A.Or.), avec un taux de raccourcissement d'environ 10 % seulement.
- [Domenech et al. \(2015\)](#) : ils ont déterminés un taux de raccourcissement entre 16 et 20 % dans la zone du Haut Atlas de Marrakech (H.A.Or), comparable à celui qui est calculé pour le H.A.C par [Teixell et al. \(2003\)](#).
- [Fekkek et al. \(2018\)](#) : sur la base d'une analyse tectonique des principales structures alpines observées dans le front Nord du Haut Atlas Occidental (H.A.Or.), ils ont proposé un taux de raccourcissement de 20 %.

Finalement, on peut conclure que la chaîne Atlasique montre des taux de raccourcissement entre 5 et 24 % pour le Haut Atlas Oriental (H.A.Or.) ([Brede et al. 1992](#) ; [Teixell et al. 2003](#) ; [Jacobshagen et al. 1988](#) ; [Zouine, 1993](#)), un taux entre 10-32% pour le Haut Atlas Central (H.A.C) ([Beauchamp et al. 1999](#) ; [Brede et al. 1992](#) ; [Jacobshagen et al. 1988](#) ; [Laville 1980](#) ; [Teixell et al. 2003](#)) et un taux entre 10-20% pour le Haut Atlas Occidental (H.A.Or.) ([Domènech et al. 2015, 2016](#), [Fekkak et al. 2018](#), [Frizon de Lamotte et al. 2000](#), [Mustaphi et al. 1997](#)). Globalement ont admis que le taux de raccourcissement du H.A.C et du H.A.Or. Sont comparable, ce qui suggère des structures similaires dans les deux parties.

### 6.1.2. Epaisseur crustal

Les géologues savent bien que parmi les caractéristiques principales des chaînes de montagne est la présence d'une racine de la chaîne (Moho plus profond), lié à l'épaississement

de la croûte continentale au-dessous d'une chaîne de montagne pour équilibrer les reliefs (équilibre isostatique). Pour cela, l'étude des ondes sismiques joue un rôle important dans la détermination de l'épaisseur de la croûte sous une chaîne de montagne. Au niveau de la chaîne Atlasique marocaine, les travaux de [Makris et al. \(1985\)](#) restent parmi les premiers essais d'étude de la structure profonde sous la chaîne Atlasique (racine de la chaîne), et par l'étude des profils sismiques, il a montré l'absence totale de racines sous l'Anti-Atlas, le Haut Atlas Occidental et les Mesetas, avec une croûte d'épaisseur constante de 30 km dans ces trois domaines et un Moho situé à 36 km sous le Haut Atlas de Marrakech, où se trouvent les plus hauts sommets de la chaîne (Jebel Toubkal). Ces résultats sont confirmés par des travaux postérieurs, par exemple [Ben Sari, \(1987\)](#) ; [Wigger et al., \(1992\)](#) ; [Mickus et Jallouli, \(1999\)](#) ; [Ayarza et al., \(2005\)](#), [Zeyen et al. \(2005\)](#), [Teixell et al. \(2005\)](#) ; et [Missenard et al. \(2007\)](#), qui ont montré un fort amincissement de la lithosphère sous le Haut Atlas (Moho entre 35 et 39 km sous le H.A.Oc.).

## **6.2. Problématiques**

Actuellement, plusieurs auteurs sont convaincu que le soulèvement du Haut Atlas est en cours pendant le Quaternaire, et que c'est le résultat de la réactivation des grands structures tectoniques héritées de l'orogénèse varisque (herccynien) ([Dutour et Ferrandini 1985](#); [Frizon de Lamotte et al. 2000](#) ; [Morel et al. 2000](#) ; [Nahid et Benzakour 2002](#) ; [Teixell et al. 2003](#) ; [Missenard et al. 2006](#) ; [Delcaillau et al. 2010, 2011](#) ; [Namous, 2012](#), [Lanari et al 2020a 2020b](#) ; [Ouayah et al. 2021](#)).

Cependant, il est remarquable que l'Atlas marocain présente des altitudes plus élevées (des altitudes supérieures à 4000 m) que l'Atlas saharien (Atlas algérien) et l'Atlas tunisien (Atlas oriental), ce qui alimente le débat sur l'origine de ces altitudes très élevées. Cette question reste parmi les questions les plus débattues concernant la chaîne du Haut Atlas, surtout en s'appuyant sur les résultats suivants démontrés par plusieurs chercheurs :

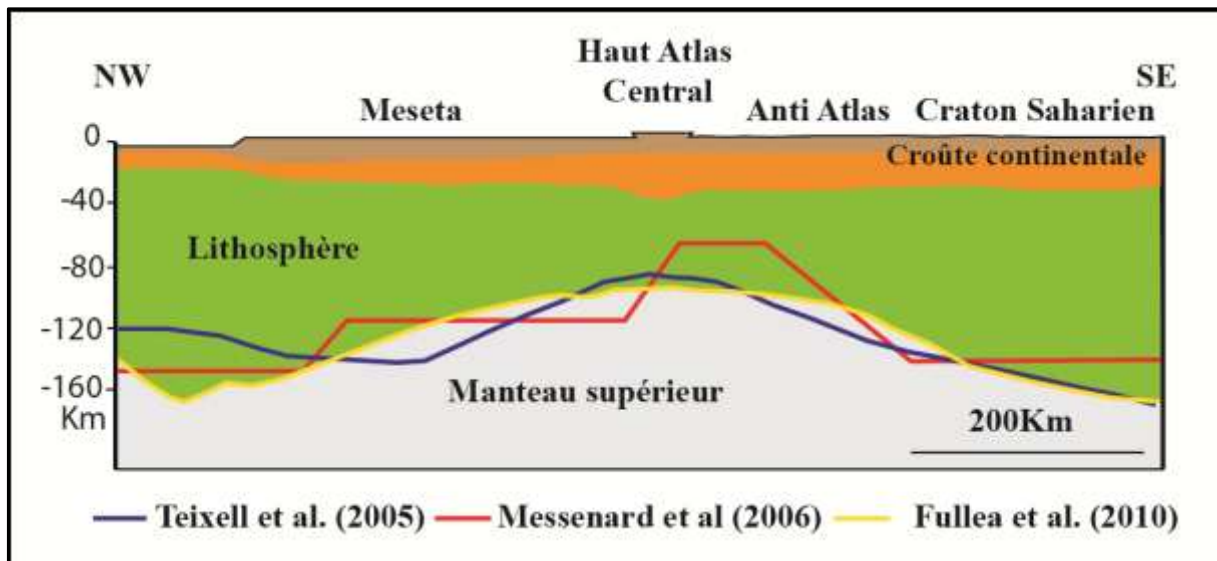
- L'absence des racines au-dessous de la chaîne Atlasique, ce qui signifie un épaissement crustal modéré ([Ayarza et al. 2005](#) ; [Zeyen et al. 2005](#) ; [Missenard et al. 2006](#)).
- Un raccourcissement tectonique modéré (entre 10 et 32 % selon les auteurs) ([Brede 1992](#) ; [Beauchamp et al. 1999](#) ; [Zouine, 1993](#) ; [Teixell et al. 2003](#) ; [Jacobshagen et al. 1988](#) ; [Laville, 1980](#) ; [Domènech et al. 2015, 2016](#) ; [Fekkak et al. 2018](#) ; [Frizon de Lamotte et al. 2000](#) ; [Mustaphi et al. 1997](#)).

- Coexistence de chevauchements et des décrochements obliques (Proust et al. 1977, Jenny 1983, ; Froitzheim et al. 1988, ; Delcaillau et al. 2011, Ellero et al. 2012, 2020, Lanari et al. (2020a).
- Le faible développement des bassins d'avant pays (Seuls le Haouz et le Souss, sont relativement bien développés) (Teixell et al. 2003 ; Missenard et al. 2006).

Ainsi, en présence d'un épaissement crustal et un raccourcissement tectonique modérés, plusieurs modèles ont été élaborés pour expliquer la topographie élevée du Haut Atlas marocain et donc leur mode soulèvement.

### 6.2.1. Model de L'amincissement crustale

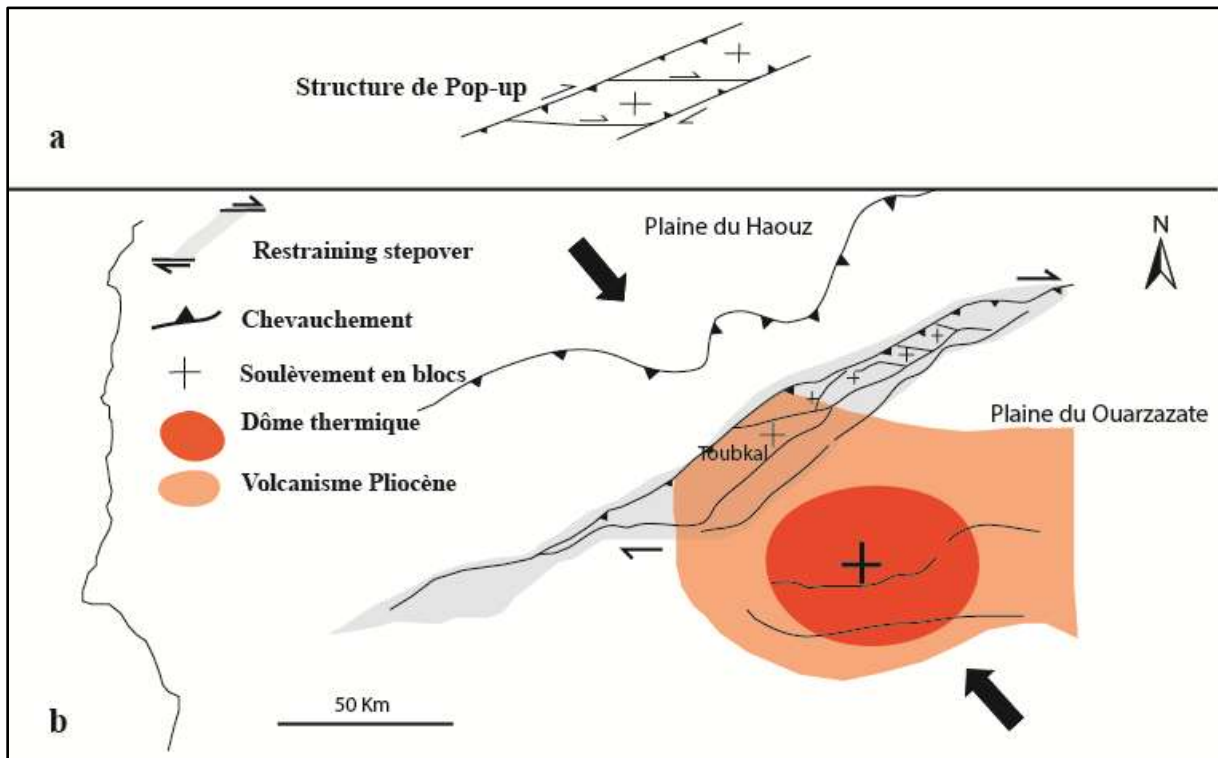
Dans le Nord de l'Afrique, il est remarquable que la topographie élevée (en déséquilibre isostatique), ne se limite pas au Haut Atlas, mais elle s'étend vers la Meseta, les Hauts Plateaux et l'Anti-Atlas (une élévation assez élevée, comprises entre 1000 et 2000 m), malgré que ces zones soient largement échappées à l'orogénèse alpine (Teixell et al. 2005), et que les taux modérés du raccourcissement crustal sont (Brede 1992 ; Beauchamp et al. 1999 ; Zouine, 1993 ; Teixell et al. 2003 ; Jacobshagen et al. 1988 ; Laville, 1980 ; Domènech et al. 2015, 2016 ; Fekkak et al. 2018 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Mustaphi et al. 1997), et de l'épaississement crustale (Makris et al. (1985) Ben Sari, (1987) ; Wigger et al., (1992) ; Mickus et Jallouli, (1999) ; Ayarza et al, (2005), Zeyen et al. (2005), Teixell et al. (2005) ; et Missenard et al. (2003) ; Fullea et al. (2010), ne soutient pas entièrement la topographie observée (Teixell et al. 2005 ; Missenard et al. (2006). Cela amène Missenard et al. (2006) à suggérer que la cause principale de la topographie élevée du Haut Atlas et du magmatisme alcalin est une contribution importante du manteau (upwelling (remonté) du manteau chaud) (Fig.I.14), sous le Haut Atlas et les régions voisines (Anti Atlas et les meseta), plutôt que la convergence de l'Afrique et l'Eurasie. Cependant, le soulèvement dynamique lié au manteau peut expliquer non seulement la haute altitude de l'ensemble du Haut Atlas, mais aussi les rares enregistrements du bassin d'avant-pays adjacent à la chaîne de montagnes (Teixell et al. 2005 ; Ayarza et al. 2005).



**Fig.I.14 :** L'amincissement crustale sous le Haut Atlas Central, proposer par Teixell et al. (2005) ; Messenard et al. (2006) et Fullea et al. (2010).

### 6.2.2. Rôle du dôme mantellique

Dans le Haut Atlas, les travaux de [Frizon de Lamotte et al. \(2004\)](#), [Teixell et al. \(2005\)](#) et [Zeyen et al. \(2005\)](#), ont permet d'identifier un dôme thermique profond lié à un panache mantellique, centré au-dessus du massif du Siroua ([Messenard et al. 2006](#)), et marqué par un volcanisme basique au cours du Plio-quaternaire, ces auteurs suggèrent un rôle important de ce dôme dans le soulèvement du haut Atlas central, en plus du rôle du dôme mantellique, [Delcaillau et al. \(2011\)](#) proposent un modèle de combinaison entre la structure de Pop-up, le raccourcissement tectonique et le dôme mantellique, cette combinaison selon [Delcaillau et al. \(2011\)](#) pourrait être responsable de l'élévation anormales des reliefs, avec même les taux modérés du raccourcissement tectonique et d'épaississement crustal dans le Haut Atlas de Marrakech.



**Fig.I.15** : Modèle conceptuel proposé par [Delcaillau et al. \(2011\)](#) pour illustrer l'évolution du soulèvement du Haut Atlas de Marrakech. a : bloc soulevé en raison de Pop-Up. Les cercles concentriques sont des contours d'élévation symbolisant le soulèvement. b : modèle de soulèvement du Haut Atlas de Marrakech caractérisé par un pop-up soulevé avec des failles de chevauchement à glissement oblique.

### 6.2.3. Tectonique transpressive (transpressionnelle)

Dans le Haut Atlas, plusieurs études indiquent que les structures tectoniques héritées de la phase du rifting (extension) et leurs réactivations par les événements de compression du Cénozoïque avec une composante décroissante important, contrôlent l'évolution structurale au cours de l'inversion cénozoïque ([Fraissinet et al. 1988](#); [Froitzheim et al. 1988](#); [Laville & Pique, 1991](#); [Laville & Piqué, 1992](#); [Mattauer et al. 1977](#) ; [Morel et al. 2000](#) ; [Piqué et al. 2002](#)). De plus, les travaux d'[Ellero et al. \(2012\)](#), basés sur une analyse méso-structurale relative dans le H.A.O, indiquent que les failles de chevauchement à pendage faible avec une composante décrochante, ont joué un rôle majeur lors de l'inversion cénozoïque et donc l'évolution structurale alpine de la chaîne du Haut Atlas. De la même manière, [Lanari et al. \(2020a\)](#) ont utilisé des données structurales avec des données thermochronologiques, et suggèrent un rôle important de la coexistence des chevauchements et d'un système de décrochements dans l'évolution et le soulèvement du Haut Atlas en générale, et le Haut Atlas Occidental en

particulier pendant les 10 Ma derniers. Aussi, [Sébrier et al. 2006](#) ont suggéré un rôle important de la déformation par glissement oblique (chevauchement) dans le Haut Atlas Occidental.

En résumé, le cadre tectonique complexe du Haut Atlas Occidental et Central en particulier (zone qui présente les plus hauts sommets en Afrique du Nord), mène plusieurs auteurs a proposé des modèles qui suggèrent un rôle important de la tectonique transpressionnelle dans l'évolution de cette chaîne de montagne et pour expliquer la topographie élevée du Haut Atlas marocain (**Voir Chapitre Discussion Fig.VI.7**) ([Proust et al. 1977](#) ; [Jenny 1983](#) ; [Froitzheim et al. 1988](#) [Delcaillau et al. 2011](#) [Ellero et al. 2012, 2020](#) ; [Lanari et al. 2020a](#), [Ouayah, et al. 2021](#)).

### **Conclusion :**

Dans ce chapitre, on a pu synthétiser que le Haut Atlas est subdivisé géographiquement et géologiquement en trois parties distinctes qui sont le Haut Atlas Occidentale (H.A.Oc.), le Haut Atlas Central (H.A.C) et le Haut Atlas Oriental (H.A.Or.). Le système atlasique est caractérisé tout d'abord par sa localisation spécifique au centre du Maroc en même endroit d'un rift Triasico-jurassique, ensuite par sa lithologie très diversifiée, allant du Précambrien jusqu'au Quaternaire, mais avec une dominance des formations jurassiques surtout dans le H.A.C et le H.A.Or, ensuite par la coexistence de structures tectoniques complexes (chevauchements et décrochements) et enfin par sa topographie élevée surtout dans le H.A.Oc et le H.A.C.

Les nombreuses études réalisées dans la zone du Haut Atlas et les résultats obtenus sur le raccourcissement et l'épaississement crustales montrent des valeurs modérées et qui ne soutiennent pas la topographie élevée du l'orogène, ce qui amener les auteurs a considéré le Haut Atlas comme une chaîne de montagne en déséquilibre isostatique. A ce point, plusieurs auteurs ont contribué dans des recherches visnat à expliquer cette anomalie, trois théories sont mises en évidence :

- **L'Amincissement mantellique** : ce model suggère la préséance d'une **anomalie mantellique** sous le Haut Atlas en générale.
- **La contribution d'un dôme mantellique** : ce model suggère la **contribution** de trois paramètres dans la formation du Haut Atlas sont : une structure de Pop-up, le raccourcissement crustal et le **dôme mantellique**.
- **La tectonique transpressionnelle** : ce model suggère un rôle important du **style de déformations** dans le Haut Atlas et surtout dans le Haut Atlas Occidentale et le Haut Atlas Centrale (les zone les plus élevés) : ces zones sont caractérisées par la présence

d'un cadre tectonique complexe matérialisé par la **coexistence** des chevauchements et d'un système de décrochements.

A la lumière de cette analyse bibliographique nous avons choisi la zone d'étude, dont les caractéristiques seront détaillées dans le chapitre suivant.



---

## CHAPITRE II

### **Présentation de la zone d'étude : le Haut Atlas de Demnate (H.A.D)**

---

### Introduction :

Le Haut Atlas de Demnate (H.A.D) est localisé dans la partie occidentale du Haut Atlas Central (H.A.C). Cette zone est considérée parmi les zones les plus élevées du Haut Atlas marocain, avec un point cumulant qui dépasse 4 km (Jebel M'goun 4068m).

Le choix de cette zone n'était pas dû au hasard, mais il est appuyé par plusieurs points qui favorisent ce choix, tout d'abord par la localisation de cette zone entre les tronçons Ouest et Est du Haut Atlas marocain (zone transitoire, zone clef), ensuite par la dominance des reliefs élevés dans la zone, et la présence d'un réseau complexe des failles, de plus par la disponibilité des données satellitaires et géologiques ( Images MNT et Cartes géologiques), et enfin par la possibilité qui donne la zone d'établir une comparaison entre le front Nord et le front Sud de la chaîne du Haut Atlas de Demnate (H.A.D).

Dans ce chapitre on va donner une carte d'identité de la zone d'étude, dans laquelle on va présenter ces caractéristiques de point de vue géographique, géologique, géomorphologique et climatique.

Les données exploitées dans l'analyse morphométrique et morphotectonique sont présentées dans le [tableau II.1](#).

Le MNT (Modèle Numérique de Terrain) utilisé dans ce travail est de type SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'une résolution de 30m, télécharger gratuitement de website du service de géologie des Etats Unis (USGS) ; <http://earthexplorer.usgs.gov>. On note que les données SRTM30 présentent un choix performant pour l'analyse morphométrique et morphotectonique des bassins versants du Haut Atlas de Demnate à cause des raisons suivantes :

- ✓ La résolution de 30m choisie couvre la totalité de la zone d'étude, et reste une très bonne résolution par rapport à la vaste zone d'étude (plus que 9000 km<sup>2</sup>),
- ✓ Selon les travaux de [Boulton et al. \(2018\)](#), dans la zone Sud du Haut Atlas de Demnate, Les données SRTM30 se sont de meilleure qualité que les données ASTER30,
- ✓ Les travaux de [Boulton et al. \(2018\)](#) montrent aussi que les réseaux fluviaux créés à partir du MNT SRTM30 et AW3D30 (ALOS World 3D) sont plus précis que les données TanDEM-X plus récentes et de plus haute résolution (12m) ([Boulton et al 2018](#)),
- ✓ Les données AW3D30 ne couvrent pas la totalité de la zone d'étude.

**Tableau.II.1** : Sources de données utilisées dans cette étude

Données	Sources	Références	Résolution/ Echelle
<b>Topographiques</b>	STRM DEM (Digital Elevation Model) télécharger de website du service de géologie des Etats Unis (USGS); Earth Explorer	<a href="http://earthexplorer.usgs.gov">http://earthexplorer.usgs.gov</a>	30 m
	Carte Topographique de Demnate	Army map service corps of engineers, Morocco. 12-56. 773640.	1:250000
<b>Géologiques</b>	Carte Géologique de Demnate-Telouate	Termier, H., 1941	1/200000
	Carte Géologique de Ouaouizghte-Dades	Bourcart, J., & Roch, E., 1942	
	Carte Géologique de Ouarzazte-Alougoum	Choubert et al. 1970	
	Carte Geologique de Jebel Saghro-Dades	Faure-Muret et al. 1975 Hindermeyer et al. 1977	
	Carte Géologique de Azilal	Jenny et al. 1985	1/100000
	Carte Géologique de Demnat	Alain, L.M., 1985	
	Carte Geologique de Zawyat Ahançal	Jossene, J. A., 1990	
<b>Néotectonique</b>	Carte Néotectonique du Maroc	Morel, L. J., 1994	1/1000000
<b>Sismicité</b>	Carte de la sismicité maximale et de l'aléa sismique au Maroc de 1901 à 2010	Cherkaoui, T.-E., & El Hassani, A., 2012	

### 1. Cadre géographique de la zone d'étude

La zone d'étude, nommée Le Haut Atlas de Demnate (H.A.D), elle fait partie du Haut Atlas Central (H.A.C) et présente une zone de transition entre le Haut Atlas Occidental (H.A.Oc.) et le Haut Atlas Central (H.A.C) (Fig.II.1), est bordée au Nord par la plaine du Haouz (Fig.II.2), au Sud par la plaine de Ouarzazate (Fig.II.3), et à l'Ouest par le massif ancien de Marrakech (Fig.II.1)

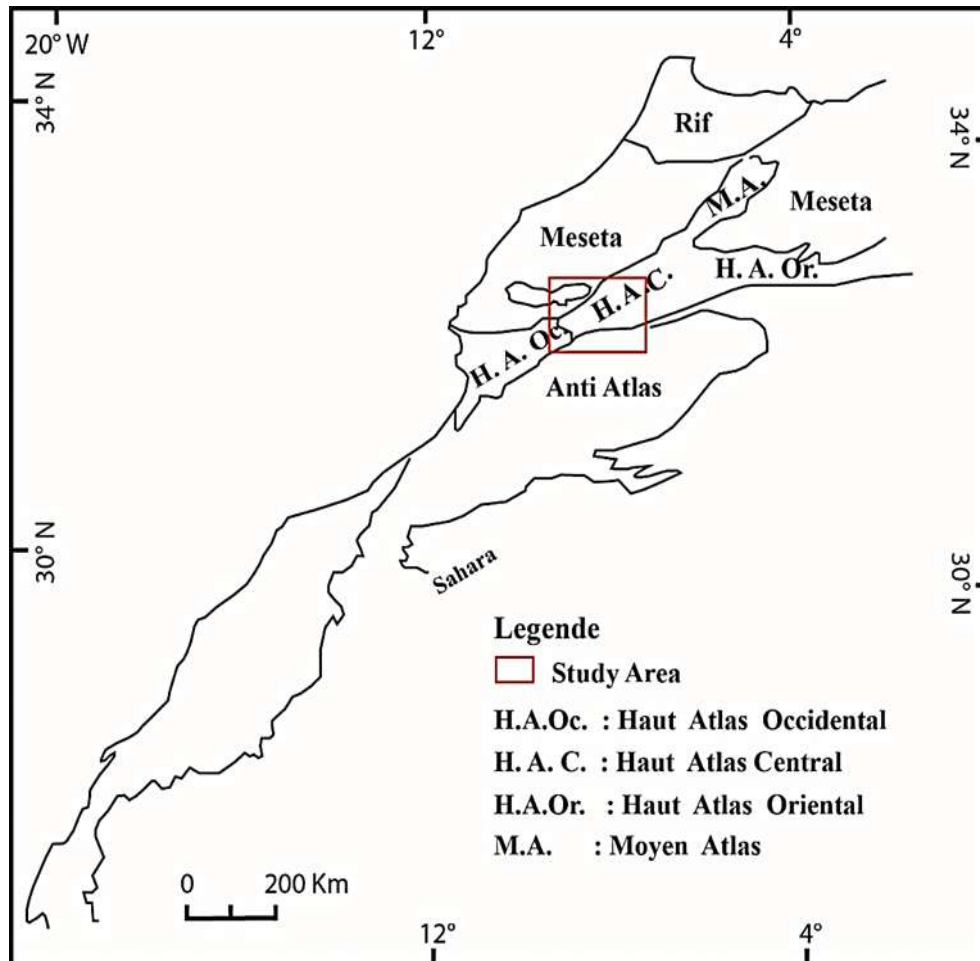


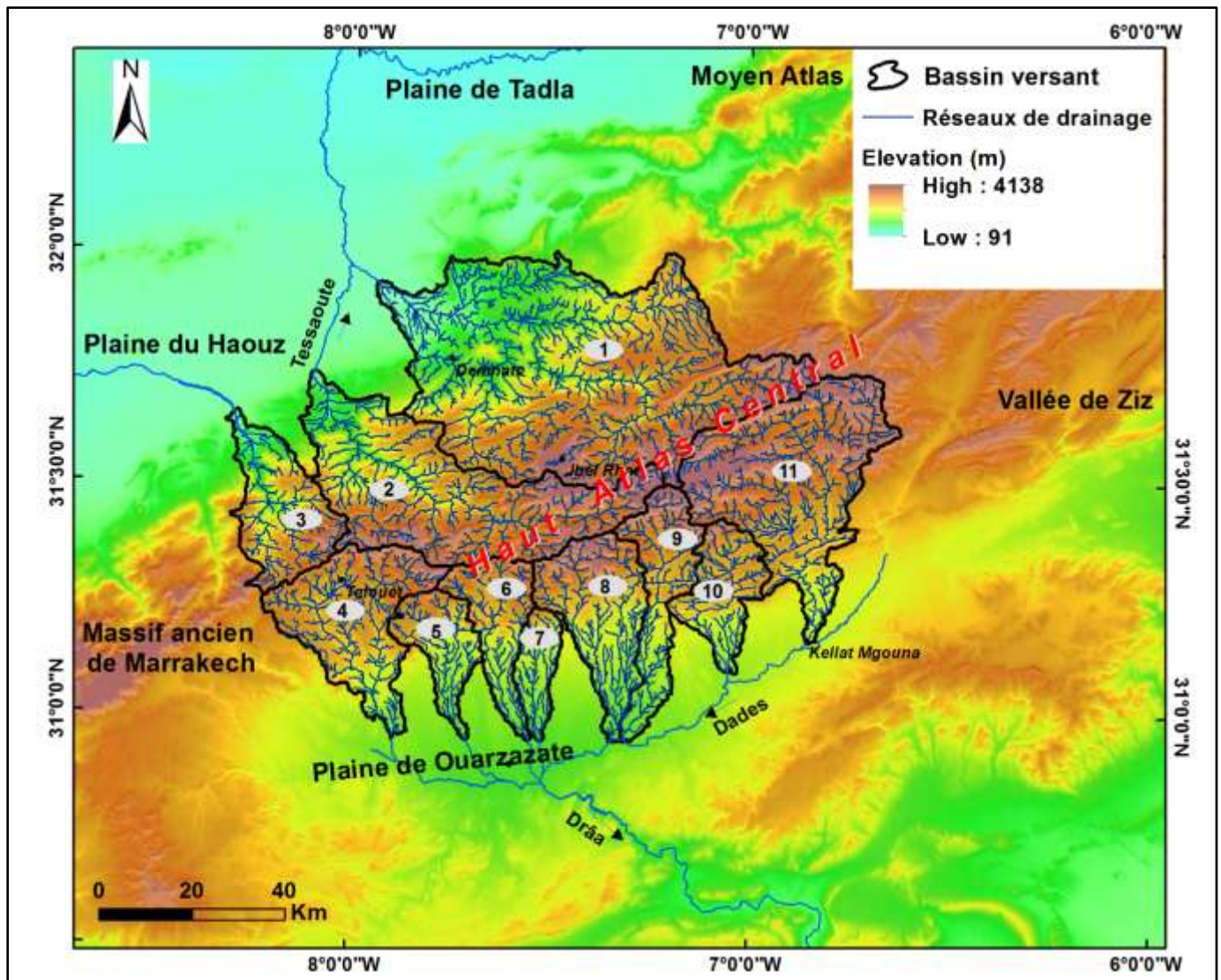
Fig. II.1 : Localisation de la zone d'étude sur la carte des domaines structuraux du Maroc (Piqué, 1994).



**Fig.II.2** : vue panoramique du Haut Atlas de Demnate depuis le village de Bourouta (Versant Nord).



**Fig.II.3** : vue panoramique du Haut Atlas de Demnate depuis la ville de Ouarzazate (Versant Sud).



**Fig.II.4:** Localisation géographique de la zone d'étude. Les bassins versants : 1- Lkhdar , 2- Tassaouat, 3-Ghdat, 4- Mellah, 5-Ngoub, 6- Ezerki, 7- Gnada, 8 -Tamssine, 9- Skoura, 10- Imassine, 11-Mgoun.

## 2. Cadre géomorphologique

Dans le Haut Atlas de Demnate (H.A.D), les altitudes varient de 500 à 4000 m, avec de nombreux sommets dépassant les 3000 m (Figs.II.4 ; II.5 ; II.6 et II.7). Dans cette zone, le Jebel M'goun représente le point culminant à 4068m (Fig.II.5). C'est là que le grand oued de Tessaoute du versant nord prene naissance, en plus des oueds du versant sud : Oueds M'goun, Skoura et Imassine (Fig.II.4). De plus, le Haut Atlas de Demnate est bordé par deux dépressions, la plaine du Haouz au Nord, et le sillon Sud-atlasique de Ouarzazate au Sud (Fig.II.2 ; II.3 ; II.4 et Fig.II.15).



**Fig. II.5** : Jebel M'goun le point culminant (4068m) du Haut Atlas de Demnate.

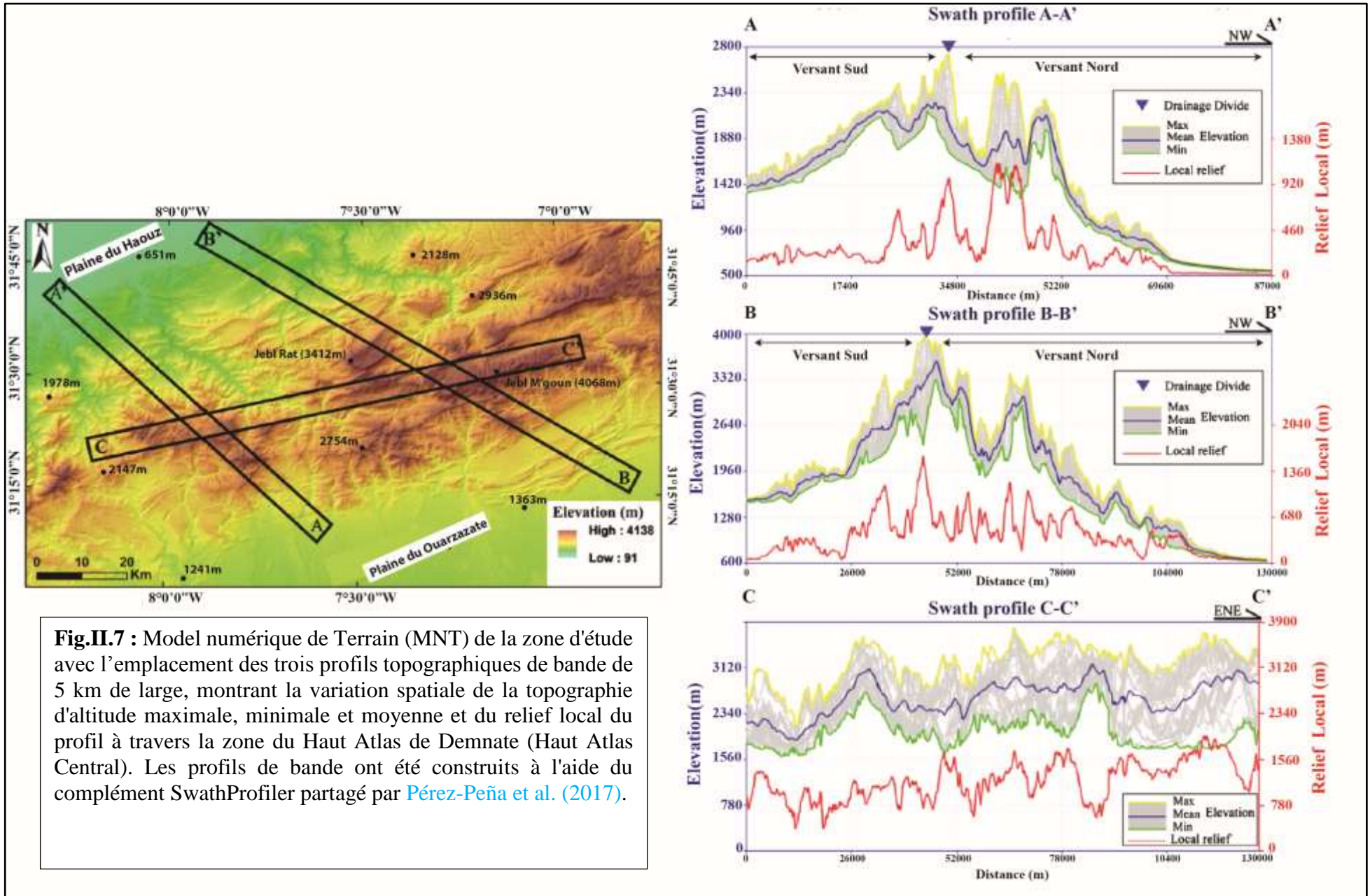


**Fig.II.6** : Jebel Rat avec un sommet de plus de 3700m d'altitude.

Pour décrypter les principales caractéristiques géomorphologiques liées à la topographie du Haut Atlas de Demnate, nous avons réalisé trois profils de bande à travers la zone montagneuse : deux profils transversaux alignés NW–SE et un profil longitudinal de direction ENE–WSW (Fig.II.7). Les bandes des profils mesurent 5 km de large et ont été générés à l'aide du Swath Profiler (Complément partagé par Pérez-Peña et al. (2017)). On peut déduire de ces profils les points suivants :

- ❖ Les reliefs de la zone d'études dans les versants sud s'abaissent rapidement vers le sillon Sud Atlasique de Ouarzazate, tandis que dans le versant Nord les reliefs s'abaissent progressivement vers la plaine du Haouz (Figs.II.2 ; II.3 et II.7) ;
- ❖ Dans les deux bandes (AA') et (BB'), il est remarquable que le versant sud est moins large que le versant nord et que la topographie est dissimilaire entre les deux versants, donc on peut déduire qu'il existe une asymétrie topographique importante entre les versants nord et sud du Haut Atlas de Demnate (H.A.D) (Figs.II.2 ; II.3 et II.7) ;
- ❖ Les profils montrent aussi que les reliefs avec des élévations importantes sont plus fréquents dans le versant nord du H.A.D que dans le versant Sud, ce qui conduit à déduire que le versant nord est caractérisé davantage par des hauts reliefs (Fig.II.7) ;
- ❖ Le profil longitudinal (CC') montre que l'élévation dans la zone et le relief local augmentent de l'Ouest à l'Est (Fig.II.7) ;
- ❖ Les deux profils transversaux (AA'), (BB') et le profil longitudinal (CC') montrent l'existence de quelques plateaux élevés et profondément incisés, notamment sur le flanc nord de la chaîne (Fig.II.7).
- ❖ Les limites entre le Haut Atlas de Demnate et la plaine du Haouz au Nord et le Sillon Sud – Atlasique de Ouarzazate au Sud, sont plus souvent abruptes, et on remarque un passage rapide entre ces dépressions et les reliefs du Haut Atlas de Demnate, ce passage est marqué par une étroite bande de collines (Figs.II.2 ; II.3 et II.7).





**Fig.II.7 :** Model numérique de Terrain (MNT) de la zone d'étude avec l'emplacement des trois profils topographiques de bande de 5 km de large, montrant la variation spatiale de la topographie d'altitude maximale, minimale et moyenne et du relief local du profil à travers la zone du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central). Les profils de bande ont été construits à l'aide du complément SwathProfiler partagé par Pérez-Peña et al. (2017).

### 3. Cadre géologique

#### 3.1. La lithologie

De point de vue géologique, le Haut Atlas de Demnate se distingue par la dominance d'une couverture méso-cénozoïque (Fig.II.8), et l'affleurement d'un socle généralement sous forme de boutonnière (Fig.II.15).

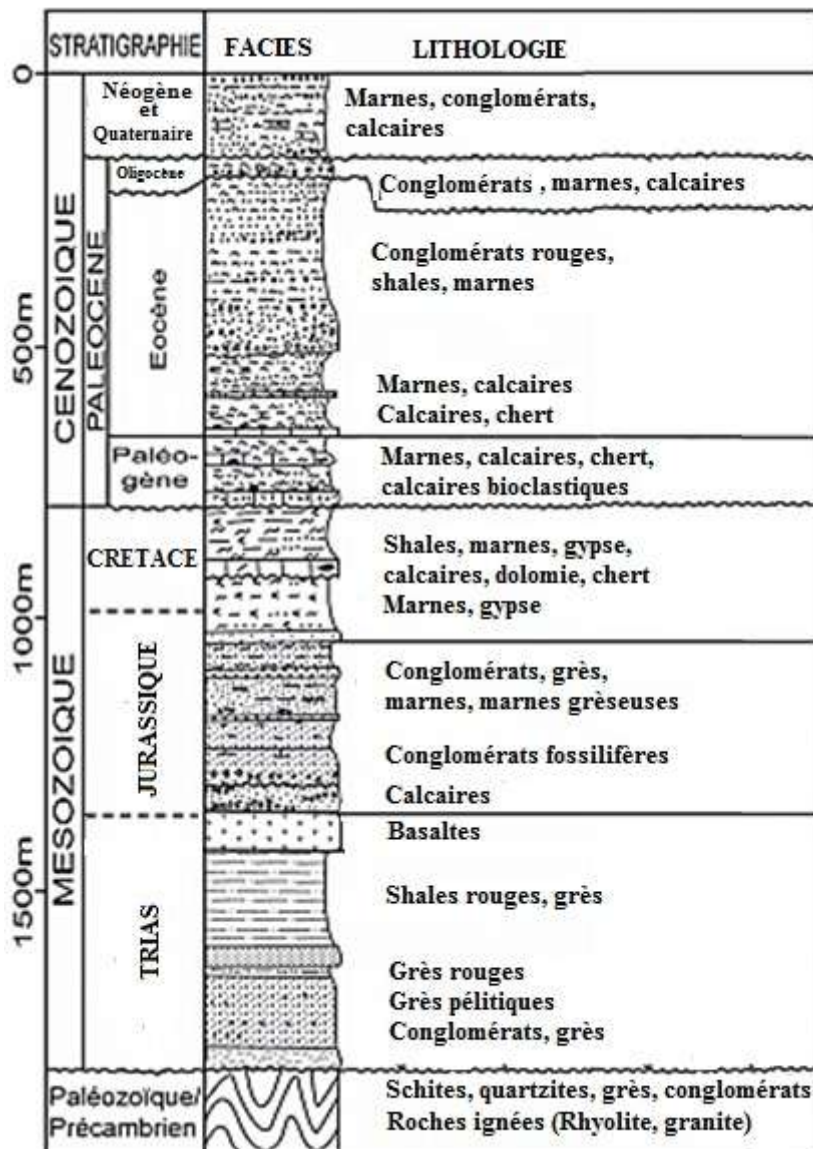
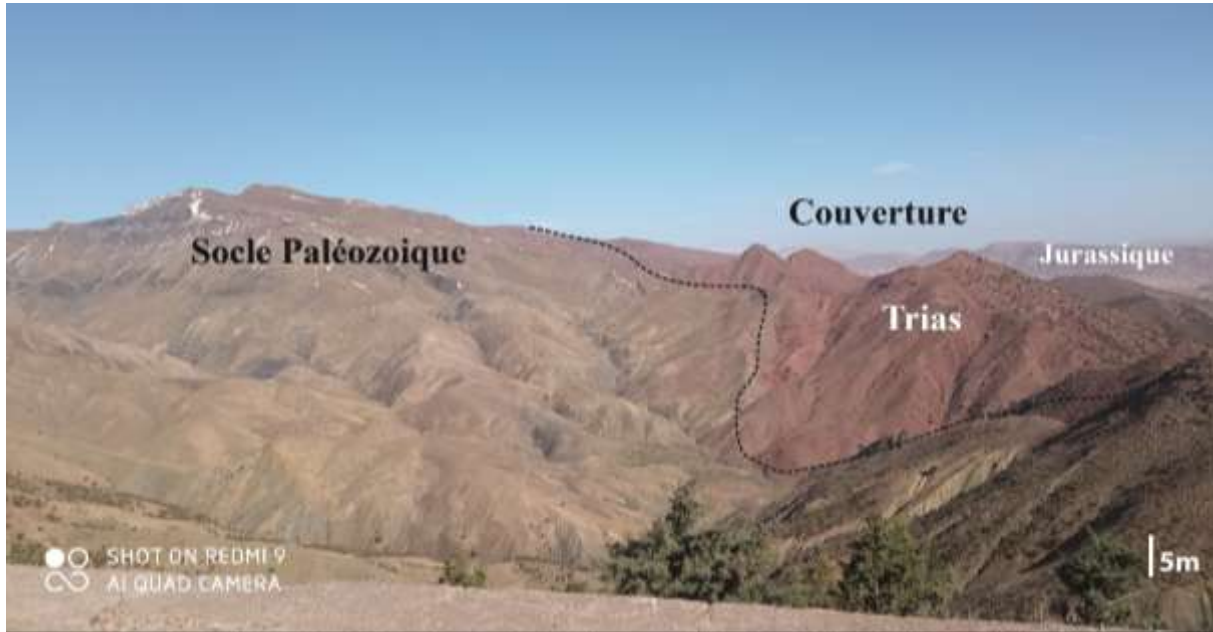


Fig.II.8 : Log stratigraphique synthétique des formations Méso-Cénozoïques du bassin de Ouarzazate (versant Sud du Haut Atlas de Demnate) (modifié d'après l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM)).

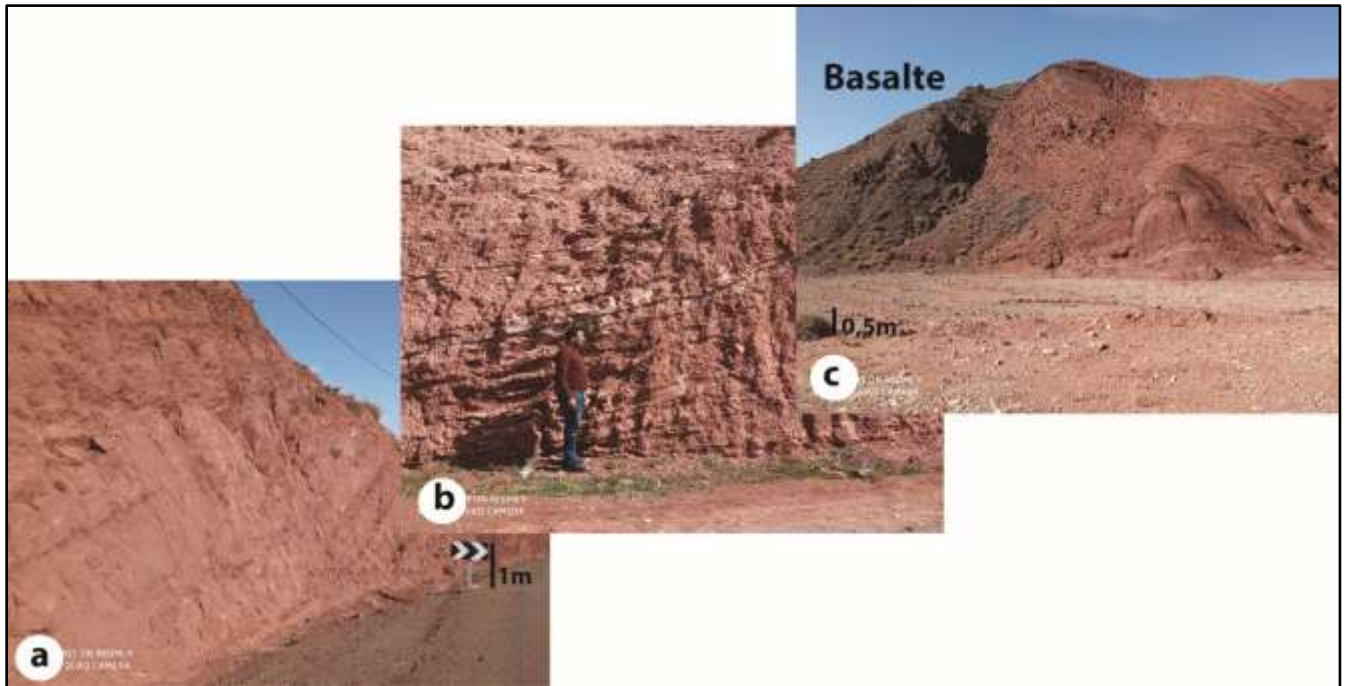
**Le socle** : le socle affleure principalement sous forme de boutonnières, dont les plus importantes sont la boutonnière d'Ait Tamlil qui se localise dans la partie axiale du Haut Atlas de Demnate et celle de Skoura localisée dans la partie sud de la zone d'étude (Fig.II.15), avec un épanchement du massif ancien de Marrakech vers l'Ouest. Le socle est constitué principalement de roches précambriennes et paléozoïques (Fig.II.9 et Fig.II.15).



**Fig.II.9** : Photo montrant le Socle Paléozoïque en contact avec la couverture Triasique (N31°16'35" ; W7°22'33").

Le Précambrien se compose par des roches ignées (Rhyolite, Granite), des schistes et des quartzites. Le Cambrien est représenté par du grès massif, du grès fin et du Conglomérats. L'Ordovicien est formé par de grès et de quartzites bioturbés. Le Silurien est dominé par des affleurements de roches de type flyschs et des schistes. Le Dévonien est formé par des calcaires, des calcaires sableux bioclastiques et des siltites micacés. Enfin, le socle paléozoïque (Viséen supérieur) est caractérisé par la présence des formations schisteuses (Fig.II.8 et II.9), des gris et des conglomérats (Fig.II.15) (Jenny,1983 ; Laville, 1980 ; Michard, 1976, Michard et al. 2017 ; Pique et al 1994, 2007).

**La couverture Méso-Cénozoïque** : la zone d'étude est caractérisée par une couverture mésozoïque-cénozoïque à prédominance calcaire (Fig.II.8 et Fig.II.15). La base de la couverture est constituée par des formations triasiques discordantes à la base et représentées par des séries rouges détritiques (Fig.II.10a) et évaporitiques (Fig.II.10b) coiffées par des roches volcaniques (Basalte fini-triasique) (Fig.II.8 et Fig.II.10c).



**Fig. II.10:** Formations triasiques (a : séries détritiques (N31°16'12" ; W7°17'41") ; b : séries évaporites (N31°5'41" ; W7°8'25") ; et c : basalte fini triasique (N31°17'16" ; W7°9'44")).

Les affleurements triasiques sont surmontés par des formations carbonatées et marneuses d'âge Jurassique inférieur et moyen, suivies par des formations rougeâtres (grès et conglomérat) de dépôts fluviaux (Alain 1985 ; Michard, 1976 ; Piqué et al. 1994, 2007) (Figs.II.8, II.11 et II.12). Les formations cénozoïques, qui bordent la région, sont formées par une série marine au Nord, et par du calcaire, de la marne, du calcaire phosphaté, de l'argile et des siltites rouges au Sud (Figs.II.8 et II.13).



Fig. II.11 : Photo montrant le passage Trias-Jurassique (N31°17'19" ; W7°9'24").

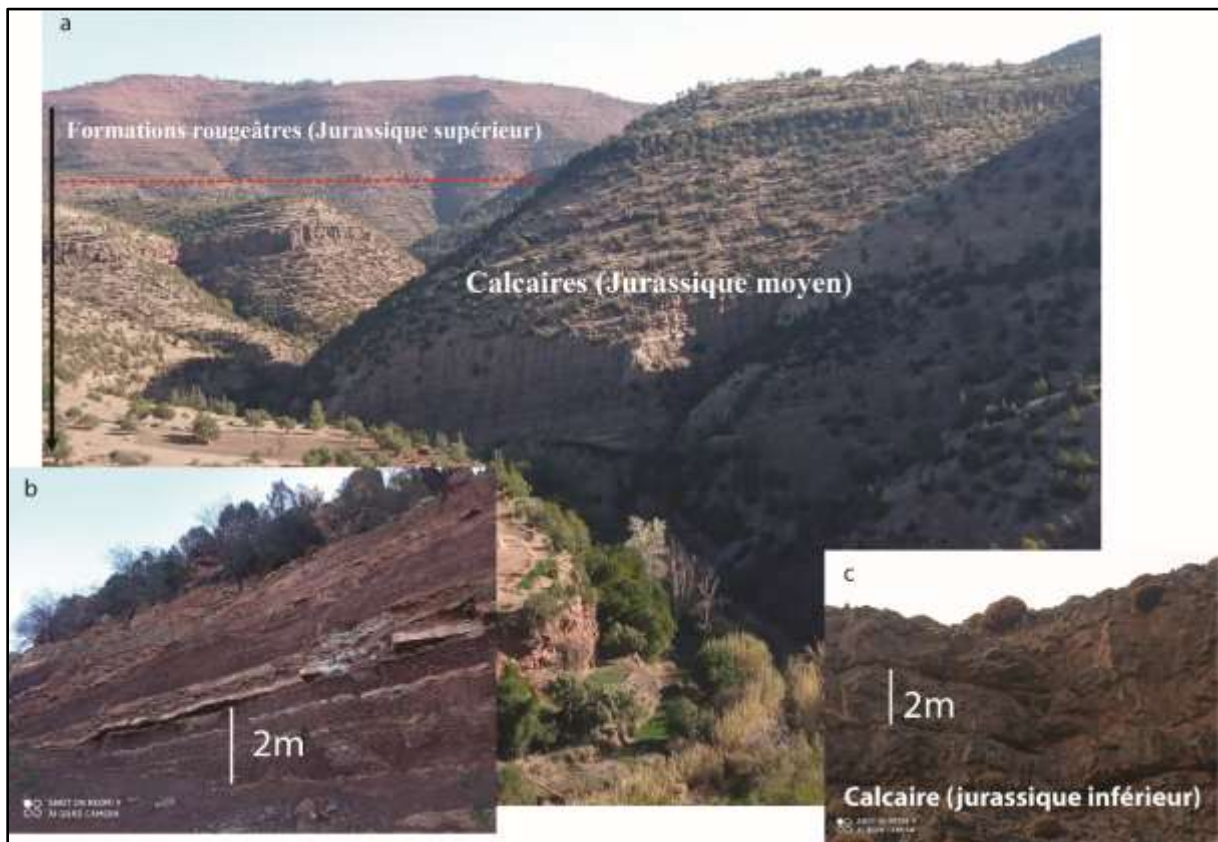
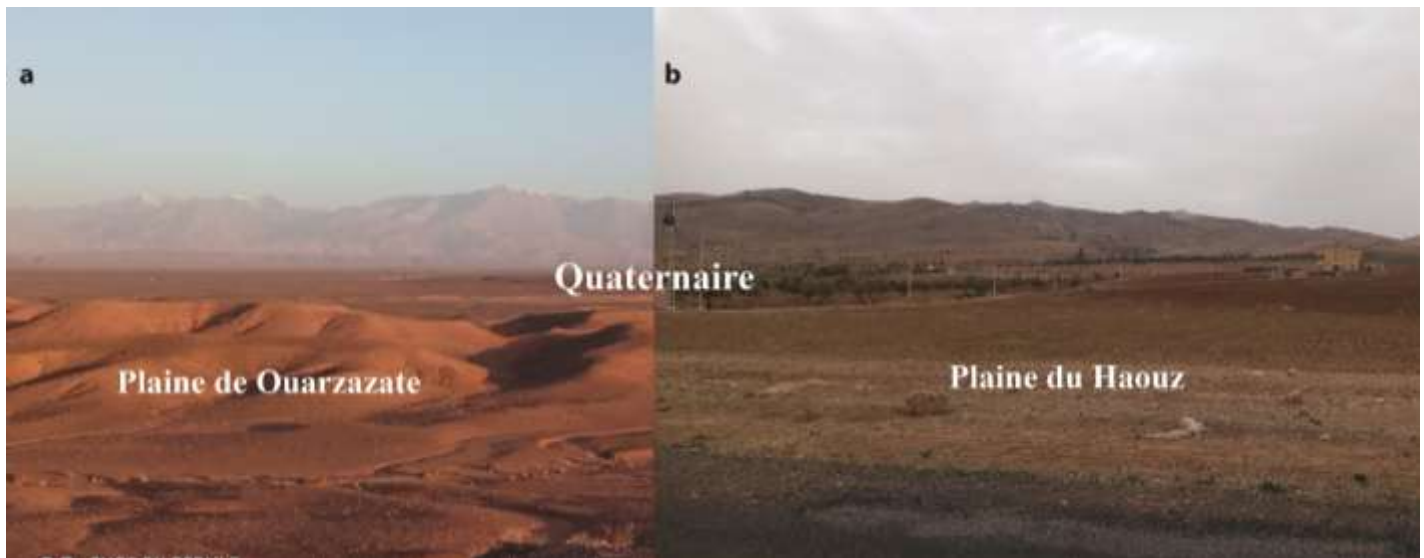


Fig. II.12 : a : le Jurassique supérieur et moyen (N31°48'21" ; W6°52'39") ; b : le Jurassique supérieur (N31°48'34" ; W6°54'19") ; c : le Jurassique inférieur (N31°34'6" ; W6°15'47").

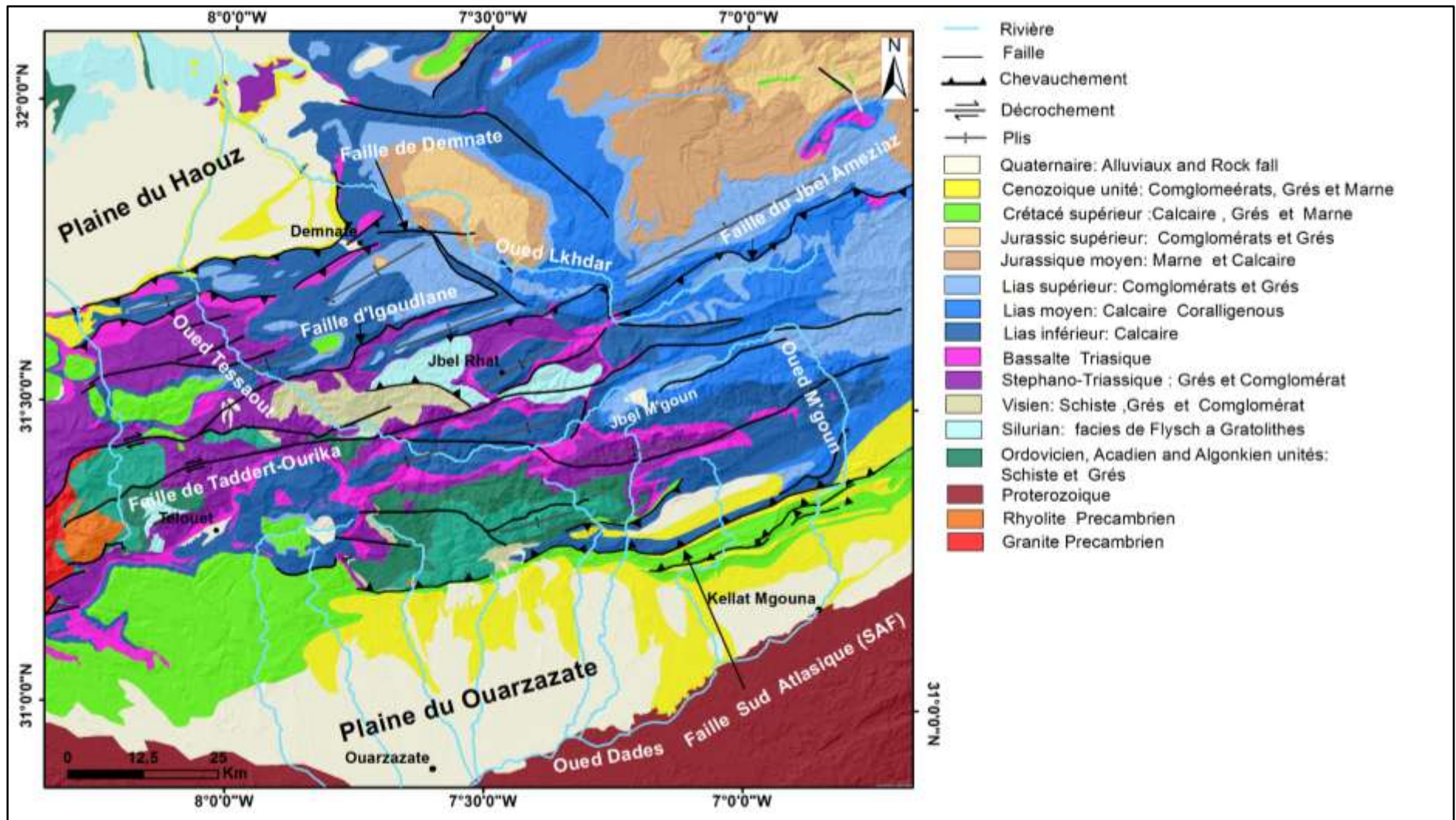


**Fig. II.13** : les Formations Cénozoïques dans le versant sud en aval de l'oued M'goun (N31°22'8" ; W6°10'14").

Les **dépôts quaternaires** dans le Haut Atlas de Demnate sont majoritairement dominés par des cônes alluviaux et des terrasses fluviales (Fig.II.14) (Bourcart et Roch 1942 ; Choubert et al. 1970 ; Faure-Muret et Choubert 1975 ; Hindermeyer et al. 1977 ; Alain 1985 ; Piqué et Knidiri 1994, Piqué et al. 2007 ; Ellero 2012 ; Nahid et al 2002).



**Fig. II.14** : Photo montrant les formations quaternaires (a : versant Sud (N31°4'30" ; W6°30'23"), b : versant Nord (N31°45'11" ; W7°3'49")).



**Fig.II.15 :** Carte géologique du Haut Atlas de Demnate (H.A.D), montrant les principales unités rocheuses et systèmes de failles (modifiée à partir des cartes géologiques de Demnate-Telouate, Ouaouizghte-Dades, Ouarzazate-Alougoum, Jebel Saghro-Dades, Azilal, Demnat et Zawyat Ahançal) (Termier, 1941 ; Bourcart et Roch, 1942 ; Choubert et al. 1970 ; Faure-Muret et Choubert, 1975 ; Hindermeier et al. 1977 ; Jenny, 1985 ; Alain, 1985 ; Jossene, 1990).



### 3.2. Les structures tectoniques majeurs

Le Haut Atlas de Demnate (H.A.D) est dominé par un réseau de failles orientées globalement ENE-WSW, dont les principales sont la Failles Sud Atlasique (SAF) dans le Front sud (Fig.II.15 ; Fig.II.16a et b), la faille Nord Atlasique (NAF) localisée dans le front nord (Fig.I.15 et Fig.II.17a et b), la failles de jbel Amziaz (zone axiale) et le prolongement de la faille de Tizi N'Test (TNTF) (Faille de Taddert-Ourika et Faille d'Igoudlane) ( Fig.II.15 ; Fig.II.18) (. En plus, la zone d'étude est caractérisée localement par la présence des failles de direction NW-SE (direction de failles conjuguées secondaires) (Lanari et al. 2020b), comme la faille de Demnate (Figs.II.15 et II.19).

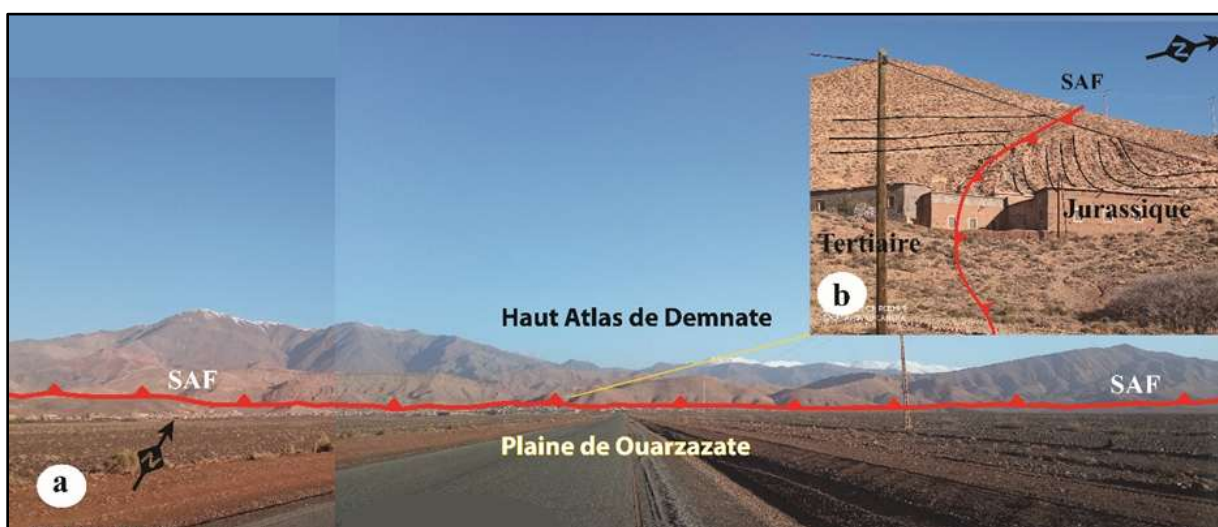
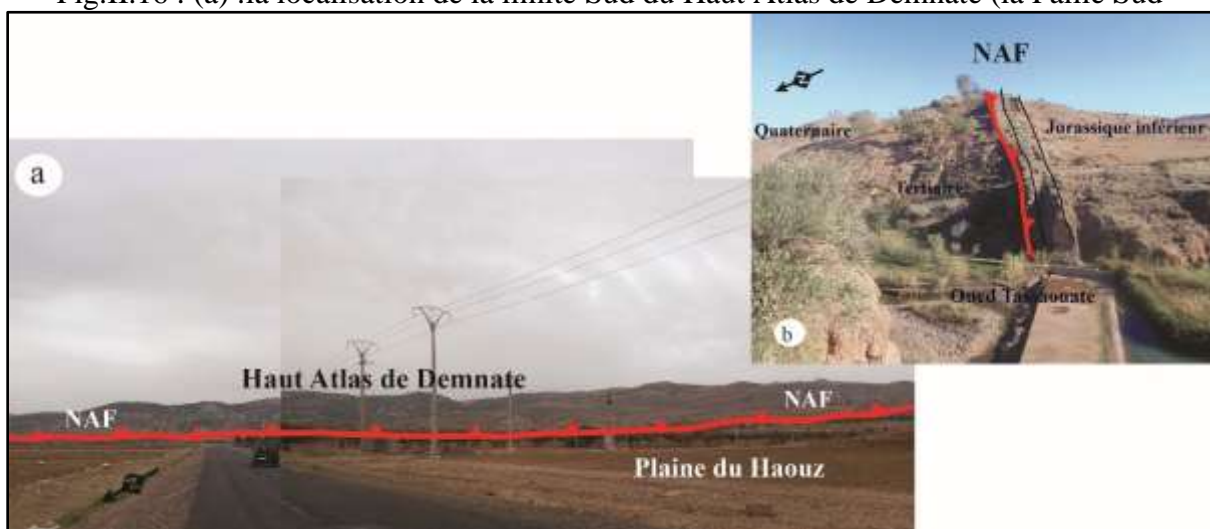


Fig.II.16 : (a) :la localisation de la limite Sud du Haut Atlas de Demnate (la Faille Sud



Atlasique : SAF); (b) : vue panoramique au niveau du village Toundoute montrant le SAF.

Fig.II.17 : (a) :la localisation de la limite Nord du Haut Atlas de Demnate (la Faille Nord Atlasique : NAF); (b) : vue panoramique au niveau de l'oued Tassaouate montrant le NAF.

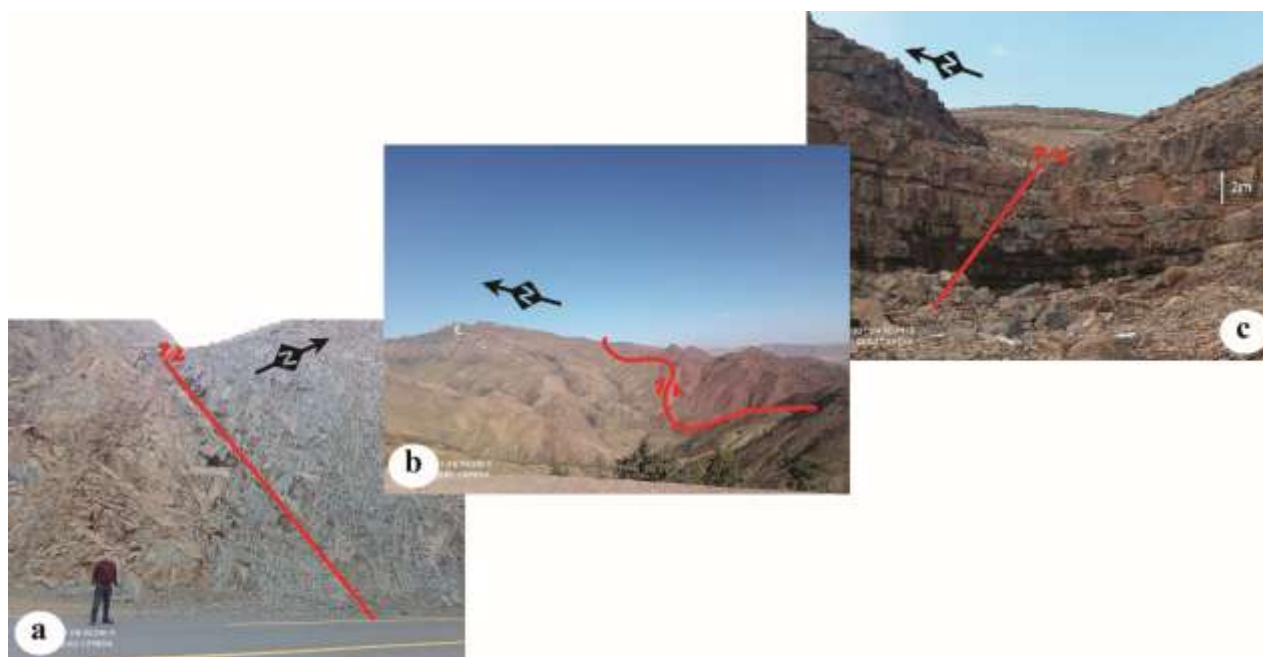


Fig.II.18 : Failles a décrochement oblique dans la zone axiale : (a) dans le paléozoïque, région de Taddert (N31°20'51" ; W7°23'27") ; ( b ) : contact entre le Trais et le Paléozoïque, région de Telouet (N31°16'35" ; W7°22'33" ; (b) prolongement de la faille de TNTF dans le jurassique, région de Jebel M'goun (N31°34'6" ; W6°15'49").

Le H.A.D est dominé par des décrochements (Fig.II.18) et des chevauchements (Lanari et al. 2020b), parmi celles-ci, la Faille Sud Atlasique (SAF) qui matérialise la limite sud entre la chaîne et le bassin de Ouarzazate (Fig.II.16a et b ; Fig.II.19b) et la Faille de Demnate située vers la limite nord du Haut Atlas de Demnate (Fig.II.19), ces deux failles ont jouées un rôle important dans le soulèvement du Haut Atlas de Demnate (Jenny et Couvreur 1985 ; Piqué et al. 2007). Ce système de failles est le résultat de la réactivation de failles préexistantes pendant l'orogénèse Atlasique (Mattauer et al. 1977 ; Jenny 1983 ; Biron 1982 ; Laville 1985 ; Laville et Pique 1991 ; Piqué et Laville 1996 ; Medina 1994, 2000 ; Qarbous et al. 2003). En effet, au début de l'Oligocène, les failles de directions 70-90°N ont été réactivées en chevauchement, les failles de direction N35° en décrochement senestre et les failles N120° en décrochement dextre (Brede 1992 ; Morel et al. 2000 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Lanari et al. 2020b ; Ellero et al. 2012, 2020).

En plus de ce système complexe des failles, les déformations de la chaîne (chevauchements et le développement des plis) étaient principalement contrôlées par les processus tectoniques salifères (Igmoullan et al. 2001 ; Onana et al. 2011 ; Arboleya et al. 2004 ; Teixell et al. 2003, 2017 ; Calvín et al. 2018, Lanari et al.2020b).

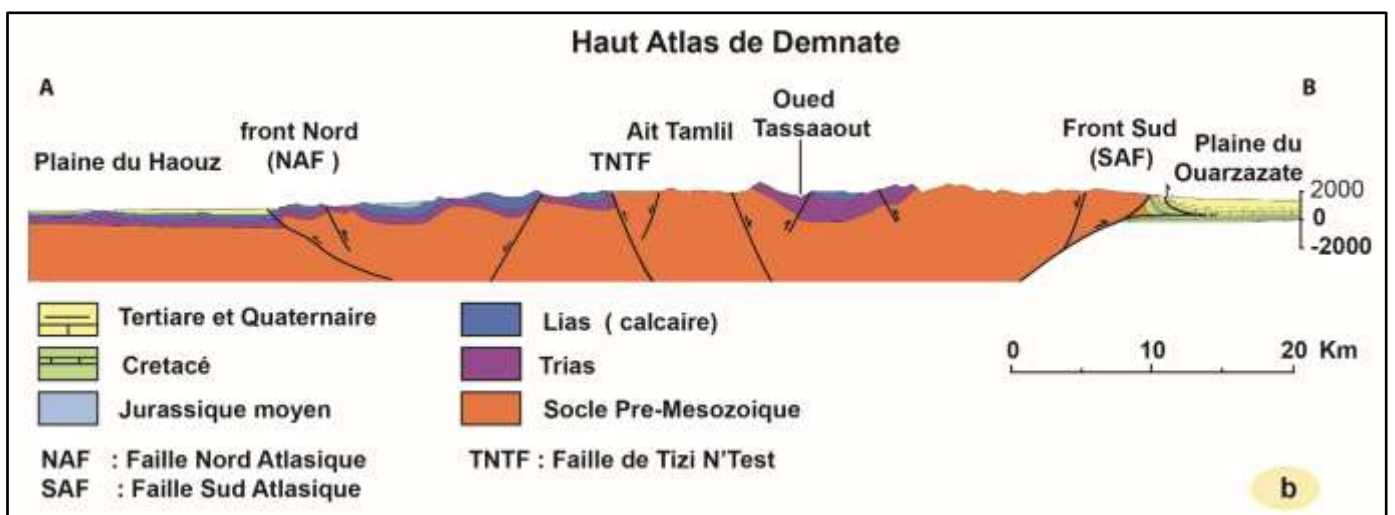
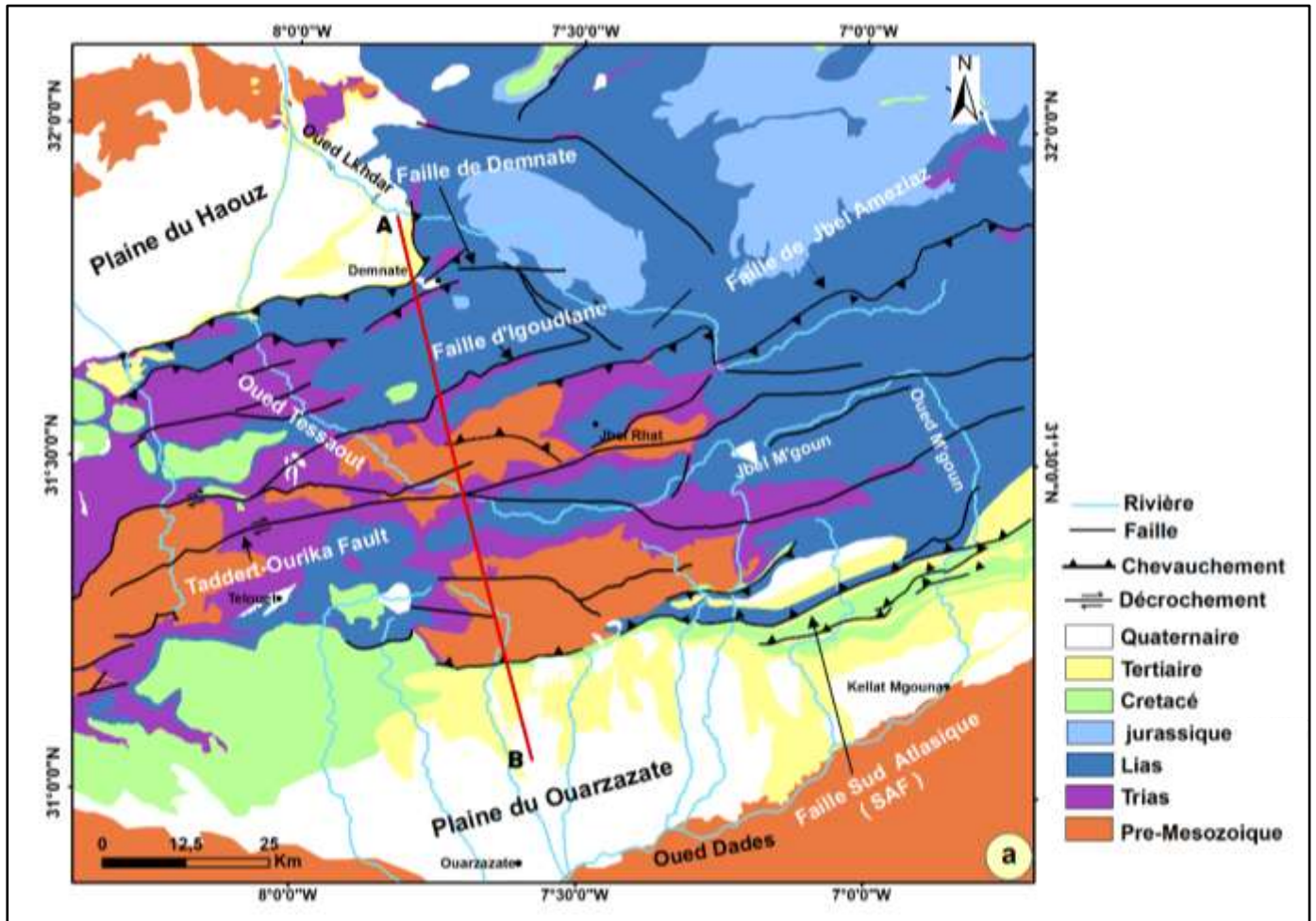


Fig.II.19 : a : Carte géologique simplifiée du Haut Atlas de Demnate (H.A.D), avec la localisation de la coupe (AA') ; b : Coupe géologique N-S (modifiée d'après Lanari et al. 2020a).

#### 4. Cadre sismique

Au Maroc, l'activité sismique est principalement localisée dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas Central (Fig.I.13). Le Haut Atlas de Demnate a connu des séismes de magnitude entre 4,7 et 4,9 degrés, et il est considéré généralement comme une région à faible risque sismique (Fig.II.20) (Onana et al 2011). Cette sismicité est due en grande partie à la présence d'un réseau complexe de failles actives, on cite la faille Sud Atlasique (SAF), est marquée par de violents séismes tels que celui d'Agadir (1960, Md = 5,9) (Medina et Cherkaoui, 1991).

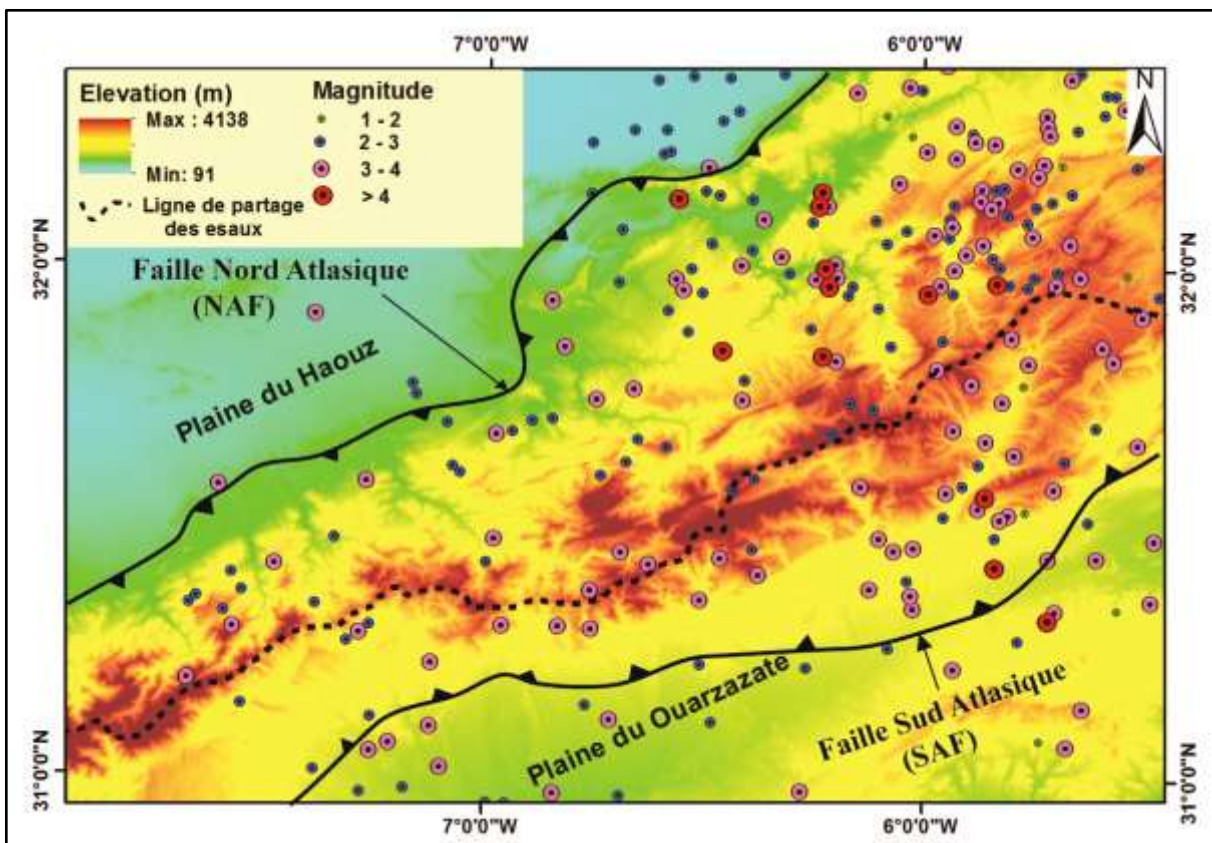


Fig.II.20 : Sismicité du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central) depuis 1900 jusqu'à 2007 (Onana et al 2011).

#### 5. Cadre hydrologique et climatique

##### 5.1. Cadre hydrologique

La zone d'étude est drainée par 11 cours d'eau principaux, 3 dans le versant Nord et 8 dans le versant Sud (Fig.II.4). Sur le flanc nord, les trois principales rivières sont Ghdate, Tassaoute et Lkhdar, ces rivières prennent leur source dans la zone axiale du Haut Atlas de Demnate, et coulent vers la plaine du Haouz où la rivière Tassaout rejoint la rivière Lakhdar (Fig.II.4). Sur le flanc sud, on trouve les rivières Mellah, Engoub, Izerki, Gnada, Imassine,

Skoura, Tamassine et M'goun. Ces rivières prennent naissance dans la zone axiale du Haut Atlas de Demnate et se jettent dans la plaine de Ouarzazate en rejoignant la rivière de Dades (Fig. II.4).

En termes de schéma de drainage, les principaux cours d'eau dans la zone sont orientés parallèlement à l'axe de la chaîne, puis s'écoulent transversalement vers l'aval, cette situation est bien visible pour la rivière de M'goun dans le versant sud et la rivière Lakhdar dans le versant Nord (Fig. II.4). Il apparaît donc que l'orientation des principales failles contrôlent l'organisation du réseau hydrographique en amont (Voir discussion influence de la tectonique). Cette preuve est déjà discutée par Babault et al. (2012) qui estiment que le modèle de drainage du Haut Atlas a peut-être changé de longitudinal à transversal au fil du temps à mesure que la ceinture montagneuse s'élevait et s'étendait progressivement. De la même manière, Lanari et al. (2020a) ont proposé la même évolution pour la rivière Ourika dans le Haut Atlas de Marrakech, démontrant l'importance de l'influence tectonique sur les schémas de drainage.

## 5.2. Cadre climatique

L'analyse des diagrammes ombrothermiques (Fig.II.21) des 9 stations dans la zone d'étude, construits à partir des données climatiques (Dataclim2020), montrent que généralement les valeurs de la température minimale sont enregistrées pendant les mois de Décembre, Janvier et Février, tandis que les valeurs maximales coïncident avec les mois de Juillet et Août. De plus, la zone axiale montre des valeurs de la température (Max et min) plus faible que les versants, aussi il est remarquable que la zone sud montre des valeurs de la température maximale plus importante que la zone nord (Fig.II.21). Les valeurs des précipitations les plus importantes sont enregistrées pendant les mois de Mars, Avril et Novembre, tandis que les mois de Juin, Juillet, et Août sont les plus sèches. On peut noter aussi que la zone Nord reçoit des précipitations un peu plus que la zone Sud et que en allant de L'Ouest vers l'Est on ne remarque pas une variation significative des valeurs de la température et des précipitations (Fig.II.21).

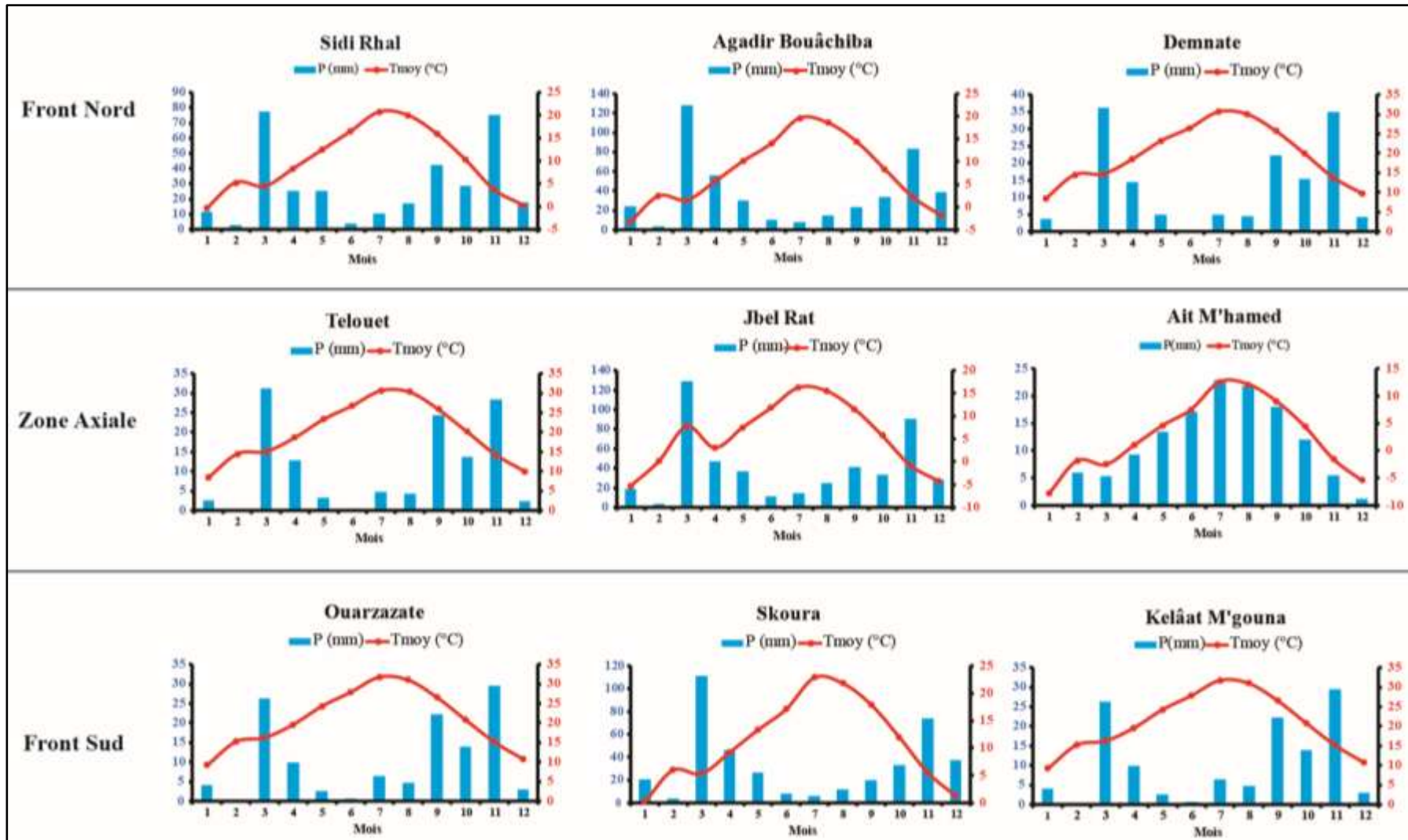
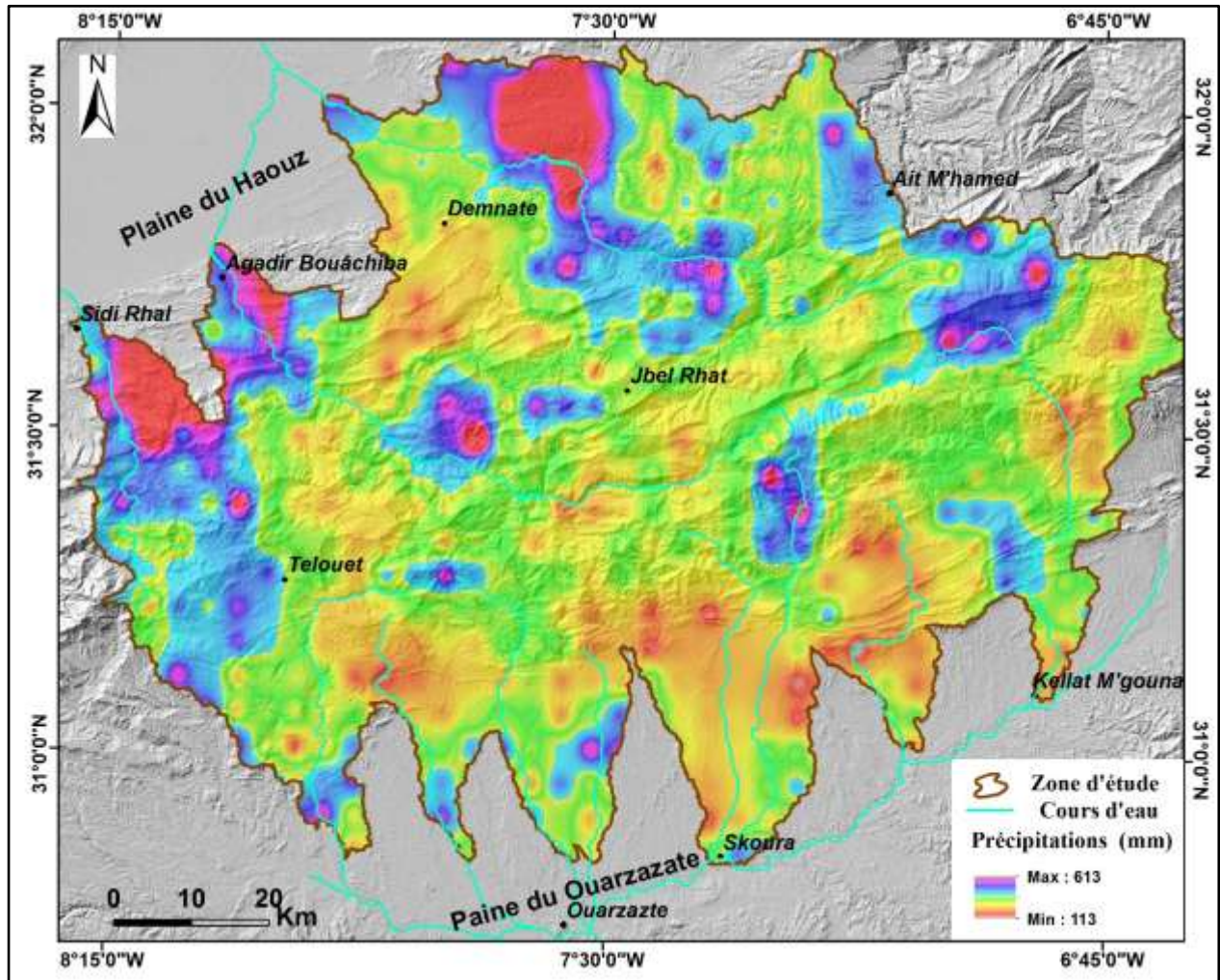


Fig.II.21 : Diagrammes ombrothermiques de 9 stations dans la zone d'étude choisi de trois zones déférentes (Front Nord, Front sud et la zone axiale, (voir Fig.II.22)).

Sur la base des données satellitaires de la Mission de surveillance des précipitations tropicales (TRMM) (Fig.II.22), les précipitations moyennes sur 10 ans dans le Haut Atlas de Demnate vont de 113 à 613 mm, et les taux de précipitations les plus élevés sont généralement enregistrés sur le versant nord, ce qui montre l'influence des perturbations océaniques, tandis que les taux les plus faibles sont enregistrés sur le versant sud en raison des influences sahariennes (Fig.II.23). En général, la zone d'étude peut être classée comme une zone de faibles précipitations par rapport à la moyenne mondiale.

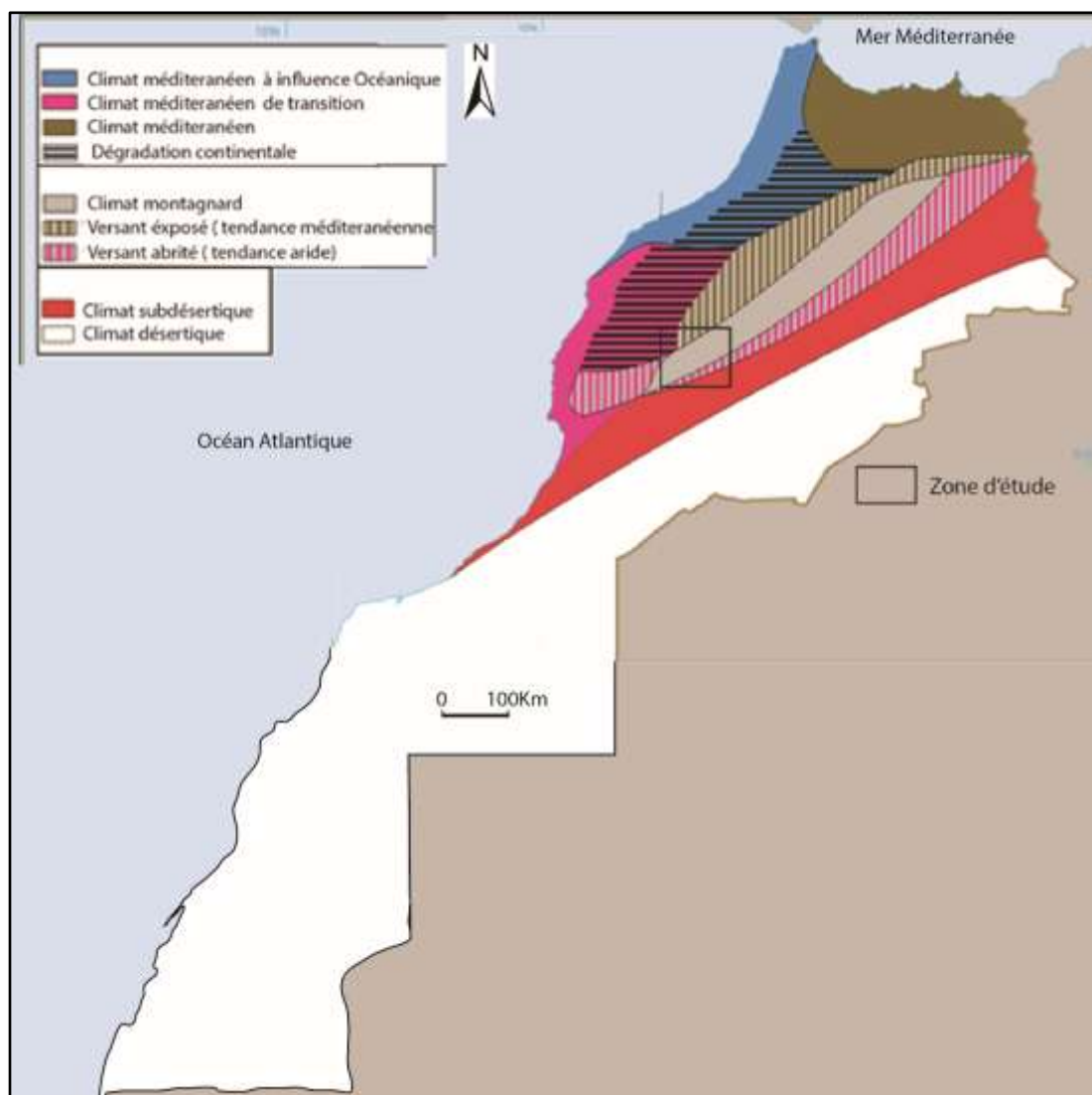


**Fig.II.22** : Carte des précipitations annuelles de 1998 à 2009 à partir des données de la mission de mesure des précipitations tropicales (TRMM) de la DHA.

Les études paléoclimatiques suggèrent un climat tropical humide à la frontière sud du Haut Atlas Central à la fin du Paléocène et au début de l'Éocène (Herbig et Gregor 1990). Cependant, certains chercheurs (Hassan, 1997) suggèrent une période climatique avec des variations climatiques rapides et abruptes, à grande échelle en Afrique, à la fin du Quaternaire. Aussi Marret et Turon (1994) suggèrent que les conditions océaniques et côtières actuelles se sont établies à la fin du Quaternaire, avec deux phases d'aridité observées lors de la dernière

transition glaciaire-interglaciaire. [Hughes et al. \(2011\)](#) persuadent que les montagnes de l'Atlas présentent des preuves de glaciations pléistocènes étendues et multiples réparties dans la gamme 74-31 ka.

Généralement, le Haut Atlas de Demnate présente un climat montagnard à semi-aride avec une température moyenne annuelle entre  $-3^{\circ}$  enregistrée pendant la période de Décembre à Mars et  $41^{\circ}\text{C}$  enregistrée pendant la période de Juin à Août ([Ouatiki et al. 2017](#)). Le climat présente également une composante montagnarde (dans la zone axiale), de plus les versants nord sont influencés par l'oscillation océanique (tendance méditerranéenne), et les versants sud subissent l'influence désertique du Sahara (tendance aride) ([Vieira et al.2017](#)) ([Fig.II.22](#)).



**Fig.II.23** : Carte climatique du Maroc avec la localisation de la zone d'étude.



### Conclusion

La zone d'étude (Haut Atlas de Demnate (H.A.D) se localise dans la partie occidentale du Haut Atlas Centrale (H.A.C), entre deux bassins en subsidence, le Haouz au Nord et le Ouarzazate au Sud, et elle représente une zone de transition entre les tronçons ouest et est du Haut Atlas marocain. Géologiquement, le H.A.D est marqué par la dominance des formations méso-cénozoïques, généralement calcaires, avec des affleurements du socle précambrien et paléozoïque sous forme des boutonnières. Structuralement, la zone est dominée par des failles de 3 directions principales  $70-90^{\circ}N$ ,  $N120^{\circ}$  et  $N120^{\circ}$  sous forme des chevauchements et décrochements, hérités de l'orogénèse hercynienne et réactivées pendant l'orogénèse atlasique (alpine), et qui ont jouées un rôle important dans le soulèvement du Haut Atlas.

De point de vue hydrologique, la zone est drainée par 11 rivières principales, ainsi dans la zone axiale le schéma de drainage est semblé être contrôlé par les principales failles. De point de vue climatique, la zone est caractérisée par un climat semi-aride dans les versants nord a aride dans les versants sud, avec la présence en générale d'un climat montagnard dans la zone axile. A cela s'ajoute l'existence des signes des périodes glaciaires pendant le Pléistocène suggérées par des études du paléoclimat.

Ces caractéristiques rendre le H.A.D une zone clé et bien placée pour comprendre et déchiffré quelques signes tectoniques, qui peuvent être utiles dans la discussion de l'origine des reliefs élevés dans le Haut Atlas Central en particulier et du Haut Atlas en générale. Et pour mettre en évidence ces signes (marqueurs), une étude morphométrique est nécessaire (Chapitre III) pour bien identifier les caractéristiques des reliefs et des réseaux de drainage, , ensuite une études morphotectonique est primordiale (Chapitre IV) pour déterminer les principaux facteurs intervenants dans l'évolution de la zone.

---

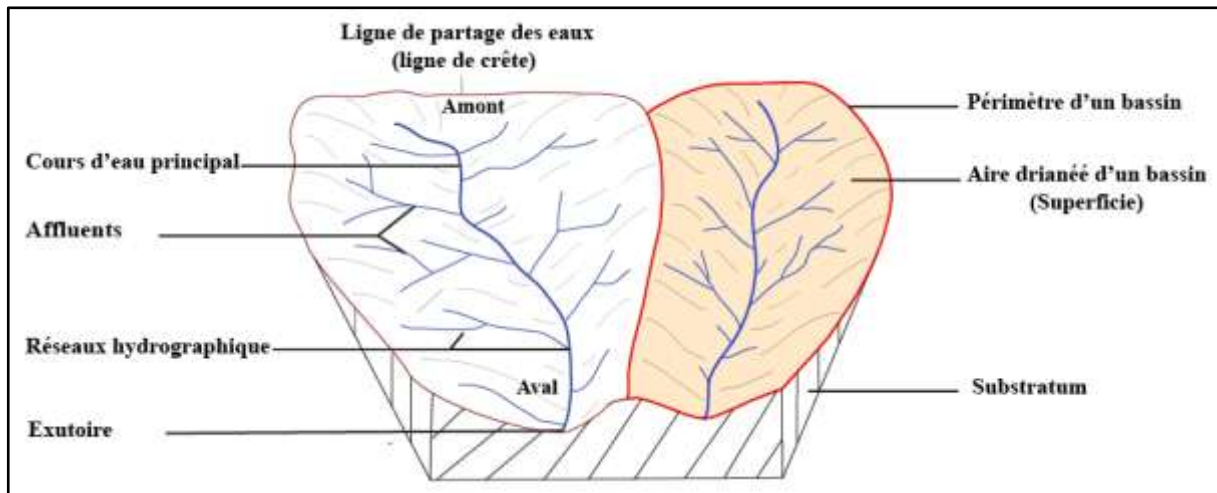
**CHAPITRE III**

**Etude morphométrique du Haut Atlas de  
Demnate (H.A.D)**

---

## Introduction

En géomorphologie, le bassin versant est considéré comme l'unité de base, il est défini comme l'air drainée par un cours d'eau principal et ses affluents, dont l'écoulement se converge vers le même point de sortie dite exutoire, et il est limité par des ligne de partage des eaux qui correspond généralement (mais pas toujours) au lignes des crêtes (Remenieras 1965 ; Lambert 1973 ; Loup 1974) (Fig.III.1).



**Fig.III.1** : Schéma simplifié montrant les principaux éléments d'un bassin versant.

En vue de comprendre la réponse d'un bassin versant face à des paramètres qui peuvent influencer leur développement comme l'érosion et l'activité tectonique, il parait essentielle de faire une analyse morphométrique des principaux bassins versants dans la zone d'étude, afin d'extraire et déchiffrer les zones anomaliques de reliefs et de réseaux de drainage (réseaux hydrographique), qui peuvent être comme des indicateurs sur l'influence de certains facteurs (paramètres). Cette analyse morphométrique est utile aussi pour comparer les caractéristiques morphologiques des bassins versants et pour quantifier leur comportement face aux variations lithologique, climatique et tectonique. Et pour cela, les indices morphométriques d'un bassin versant ont été parmi les premières mesures créées et utilisées en géomorphologie, ces paramètres peuvent être divisé en trois classes :

- ✓ Les indices géométriques : La superficie, le périmètre, l'indice de Gravelius (KG) ;
- ✓ Les indices liés au relief : les altitudes spécifiques, la pente du relief... ;
- ✓ les indices liés au réseau hydrographique : la structure (Topologie) du réseau, l'ordre des cours d'eau, la longueur et les pentes caractéristiques du réseau, le degré de développement du réseau...

## 1. Matériel et méthodes

### 1.1. Matériels

Les caractéristiques géomorphologiques d'un bassin versant ont une influence importante sur leur réponse hydrologique, et par conséquent, un certain nombre de paramètres morphométriques sont évalués à partir d'un traitement d'un modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 30m, par un logiciel SIG (Systèmes d'Information Géographique) (Fig.III.2).

### 1.2. Méthodes : Les indices morphométriques

La morphométrie est une analyse quantitative du paysage, basée sur le calcul des nombreux indices, qui sont des mesures quantitatives de la forme (géométrie), des reliefs et du réseau hydrographique d'un bassin versant (unité de base du paysage). La géométrie du bassin versant peut-être caractérisée en termes de taille du bassin, leur périmètre, une représentation géométrique de la forme...etc., Les reliefs du bassin versant peuvent être caractérisés en termes des altitudes (maximale, minimale ou moyenne) et des pentes (pente globale, pente moyenne...), Le réseau de drainage du bassin versant peut-être caractérisé en termes de topologie du réseau hydrographique, la pente moyenne du cours d'eau, la densité de drainage...etc. de façon générale les données obtenues par l'analyse morphométrique permettent :

- ✓ la comparaison entre les différents bassins versant de la zone d'étude de point de vue forme, aire de drainage, reliefs, pente....
- ✓ la classification des types des reliefs de la zone ;
- ✓ la détermination le type du réseau de drainage, sa forme et son degré d'évolution ;
- ✓ d'expliquer l'organisation du réseau de drainage ;
- ✓ d'établir les relations pente-aire drainée au niveau des formes de relief ;
- ✓ d'identifier les paramètres qui contrôlent l'évolution géomorphologique quaternaire de la zone.

Enfin les indices morphométriques sont très utiles pour identifier les caractéristiques liées à la forme, les reliefs et le réseau de drainage d'une zone donnée (Fig.III.1), afin de tirer les caractéristiques particulières qui donne une idée sur l'évolution géomorphologique quaternaire de la zone d'étude et plus particulièrement les caractéristiques qui donnent des indices sur le niveau de l'activité tectonique quaternaire dans la zone.

### 1.2.1. Les indices géométriques

#### 1.2.1.1. La superficie (A) et le périmètre (P)

La superficie (A) d'un bassin versant ou l'air drainée représente la surface totale de réception des précipitations, elle est délimitée par la ligne de partage des eaux ou la ligne de crêtes (Fig.III.1). L'aire drainée donne une idée sur l'importance de la superficie d'un bassin versant, et aide à déterminer lesquelles des deux rives se creuse plus. L'air drainée (A) est exprimé en Km<sup>2</sup>, et calculée à partir d'une carte topographique digitalisée à l'aide d'un logiciel SIG ou mesurée directement à partir d'un module numérique d'élévation de terrain (MNT) après délimitation et extraction automatiques des bassins versants.

Le périmètre (P) (Fig.III.1) représente la longueur totale de la limite du bassin versant, c'est-à-dire la longueur de l'ensemble des lignes de crêtes délimitant le bassin versant. Le périmètre peut être mesuré à l'aide d'un curvimètre ou automatiquement par un logiciel (SIG) et s'exprime généralement en km.

#### 1.2.1.2. La forme : Coefficient de compacité ou indice de Graveliusi (K<sub>G</sub>)

L'indice de forme ou l'indice de compacité Gravelius (K<sub>G</sub>), proposé par ROCHE en 1963, renseigne sur la forme du bassin versant. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il s'exprime par la formule suivante (ROCHE, 1963) :

Avec :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

P : Périmètre du bassin en km.

A : Superficie du bassin versant en km<sup>2</sup>.

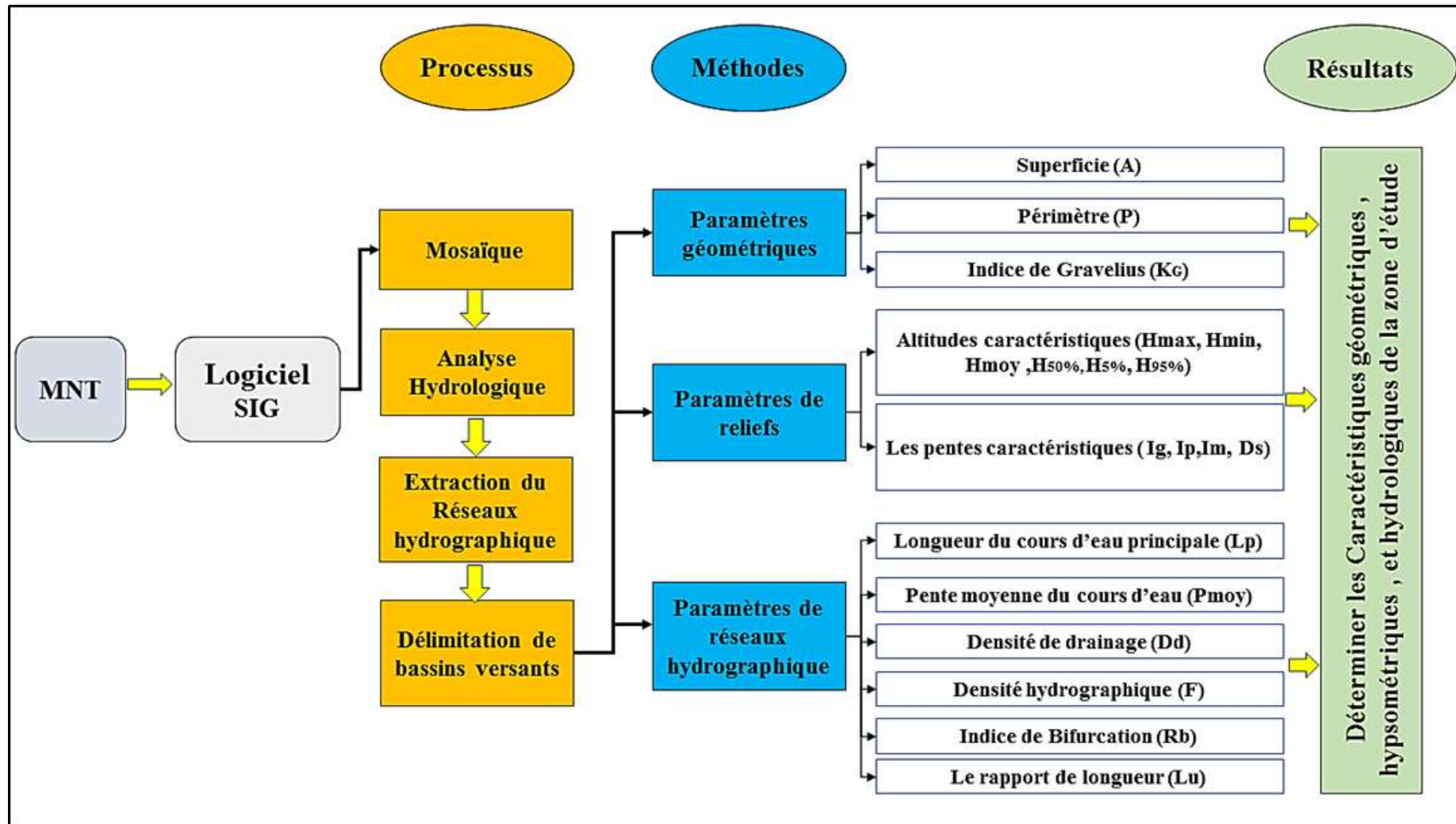


Fig.III.2. Organigramme de la méthodologie du travail

La forme du bassin est fonction, généralement, de l'organisation structurale du bassin et surtout de sa pente moyenne. Cette organisation contrôle la formation et l'évolution des crues du cours d'eau principal : Les apports des différents affluents confluent plus ou moins rapidement dans l'espace et dans le temps selon la forme du bassin. Ainsi, les crues s'accumulent les unes aux autres (forme ramassée), ou au contraire se succèdent les unes après les autres (forme allongée).

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée (Fig.III.3).

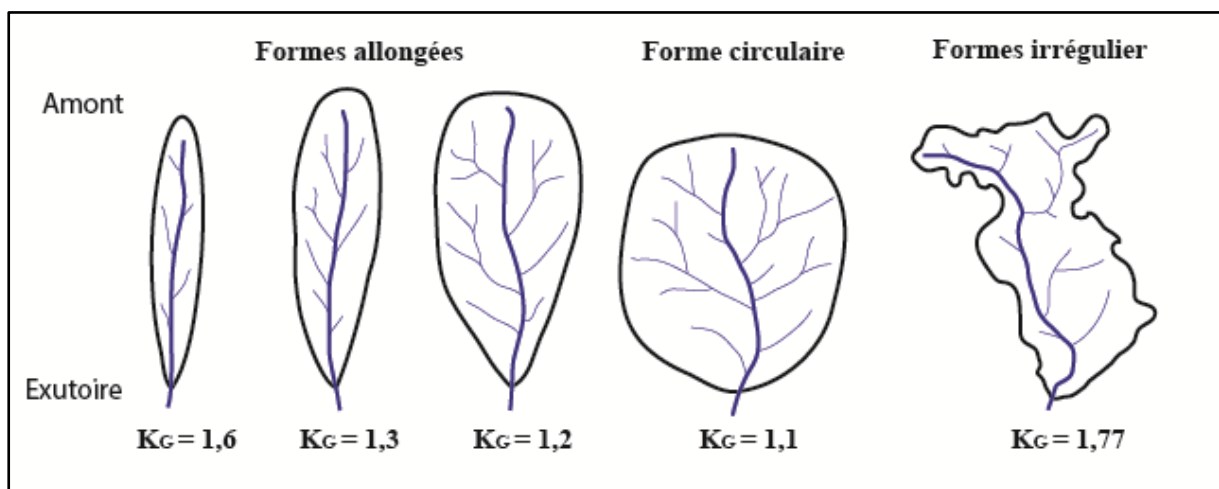


Fig.III.3 : Quelques valeurs de  $K_c$  pour différentes formes de bassins hydrographiques (Musy, 2001).

### 1.2.1.3. Le rectangle équivalent

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius est une représentation géométrique sous forme d'un rectangle dont les dimensions de superficie et périmètre (ou indice de compacité) sont les mêmes que le bassin versant étudié, donc il correspond à une transformation purement géométrique du bassin versant à un rectangle avec la même répartition hypsométrique, et dans les courbes de niveau deviennent parallèles aux côtés du rectangle équivalent. Le rectangle équivalent donne une possibilité pour comparer les bassins entre eux de point de vue de l'influence de leurs caractéristiques géométriques sur l'écoulement. Plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé.

La longueur (L) et la largeur (l) du rectangle équivalent sont déterminées par les formules proposées par ROCHE en 1963 suivantes :

- La longueur L :

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1,12} \left( 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right)$$

- La largeur l :

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1,12} \left( 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right) = \frac{A}{L}$$

Avec :

KG : Indice de compacité de Gravelius

L : Longueur du rectangle équivalent en (km)

A : Superficie du bassin versant en (km<sup>2</sup>)

l : Largeur du rectangle équivalent en (km).

### 1.2.2. Les indices liés au relief

#### 1.2.2.1. Les altitudes caractéristiques (Hmax ;Hmin ;Hmoy et Hme)

##### - L'altitude maximale (Hmax) et l'altitude minimale (Hmin)

Dans un bassin versant l'altitude maximale (Hmax), représente le point le plus élevé (sommet) tandis que l'altitude minimale (Hmin) représente le point le plus bas (l'exutoire généralement). Ces deux données sont importantes dans la détermination de l'amplitude altimétrique du bassin versant et dans le calcul de la pente. Elles sont obtenues directement à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) en utilisant un logiciel SIG ou tout simplement à partir d'une carte topographique.

##### - L'altitude moyenne (Hmoy)

L'altitude moyenne (Hmoy) représente la hauteur qu'aurait un bassin versant si le relief était également réparti sur toute leur surface. L'altitude moyenne est utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre des modèles hydrologiques. Elle est déterminée directement à l'aide d'une carte hypsométrique générée automatiquement sur un MNT, ou à partir de la courbe hypsométrique ou bien de la lecture d'une carte topographique, ou en utilisant l'équation suivante :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \times h_i}{A}$$

Avec :

Hmoy : altitude moyenne du bassin en (m) ;

Ai : aire comprise entre deux courbes de niveau (km<sup>2</sup>) ;



$h_i$  : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ;

A : superficie totale du bassin versant (km<sup>2</sup>).

- **L'altitude médiane (Hme)**

L'altitude médiane (Hme) représente l'altitude qui correspond à une surface cumulée de 50% sur la courbe hypsométrique. Dans un bassin versant à pente régulière, l'altitude médiane va être proche de l'altitude moyenne. Elle est déterminée directement à l'aide d'une carte hypsométrique générée automatiquement sur un MNT, ou à partir d'une simple lecture de la courbe hypsométrique.

**1.2.2.2. Le coefficient orographique (CO)**

Le coefficient orographique (CO) renseigne sur la susceptibilité d'un bassin versant à l'érosion, donc il détermine l'intensité des processus de l'érosion sur un bassin versant, identique au coefficient proposé par Melton (1957), le coefficient orographique est un rapport de la différence entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale par rapport la superficie totale du bassin, il est exprimé par l'équation suivante :

$CO = H_{moy} \times \tan \alpha$	D'ou	$\tan \alpha = \frac{H_{moy} - H_{min}}{A}$
-----------------------------------	------	---

Avec :

H<sub>moy</sub> : Altitude moyenne en (m);

A : Surface du bassin en (km<sup>2</sup>).

H<sub>min</sub> : Altitude minimale en (m),

**1.2.2.3. Les indices de pente (pente globale, pente moyenne, pente de Roche, et le dénivelée spécifique)**

La pente est parmi les caractéristiques les plus importantes d'un bassin versant. Elle a une relation étroite avec les phénomènes érosifs, et plus la pente augmente plus les phénomènes érosifs se déclenchent, par exemple c'est la pente qui donne l'énergie nécessaire aux écoulements pour pouvoir arracher et transporter les particules solides. Selon la grandeur de la pente plusieurs types d'érosion peuvent être manifesté : par exemple, l'érosion en nappe (pentes faibles), l'érosion en rigoles (pentes moyennes à fortes) ... L'établissement de la carte de pente se fait par un traitement simple d'un modèle numérique de terrain (MNT) avec un logiciel SIG.

- **L'indice de pente global (Ig)**

L'indice de pente global (Ig) est un rapport du dénivelée simple (D) en mètre (m) (D=H5%-H95%) à la longueur du rectangle équivalent en kilomètre (Km), le résultat obtenu donne une indication sur l'aspect de la forme des reliefs. Ig est exprimé par l'équation suivante :

$$I_g = \frac{D}{L}$$

Avec :

D : Dénivelée simple en (m) (D=H5%-H95%) ;

L : Longueur du rectangle équivalent en (km).

- **Indice de pente de Roche (Ip)**

Roche en 1963 a proposé un indice on se basant sur la connaissance de la répartition hypsométrique dans un bassin versant. Dénommé par la suite, indice de Roche, il détermine l'influence de la pente sur le ruissellement. L'indice de pente de Roche (Ip) est exprimé par l'équation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i d_i}$$

Avec :

L : Longueur de rectangle équivalent en (m).

ai : Dénivelée entre deux courbes de niveau en (m).

di: Surface par tranche entre deux courbes de niveau en ( %).

- **L'indice de pente moyenne (Im)**

La pente moyenne renseigne sur la topographie d'un bassin. Elle a une relation inverse avec le temps de concentration des eaux dans un bassin versant. En effet, plus (Im) est grand, plus le temps de concentration des eaux est faible, et plus (Im) est faible, plus que le temps de concentration des eaux est long. L'indice de pente moyenne (Im) est défini par l'équation suivante :

$$I_m = \frac{D}{L}$$

Avec :

D : dénivelée totale entre l'altitude maximale et l'altitude minimale ; en (m).

L : La longueur du rectangle équivalent en (Km).

**Dénivelée spécifique (DS)**

L'indice de dénivelée spécifique (Ds) renseigne sur le degré de l'incision du relief, il permet de comparer des bassins versant de différentes tailles, car il est indépendant à la surface des bassins versants, et dépend à la forme du bassin versant et à son hypsométrie. L'indice de dénivelée spécifique (Ds) est défini par l'équation suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = D/L \sqrt{Ll} = D\sqrt{l}/L$$

Avec :

D : dénivelé totale du bassin versant en (m)      L : longueur du rectangle équivalent en (km);

S : Superficie du bassin versant en (km<sup>2</sup>)      l : largeur du rectangle équivalent en (km) ;

**1.2.3. Les caractéristiques liées au réseau hydrographique**

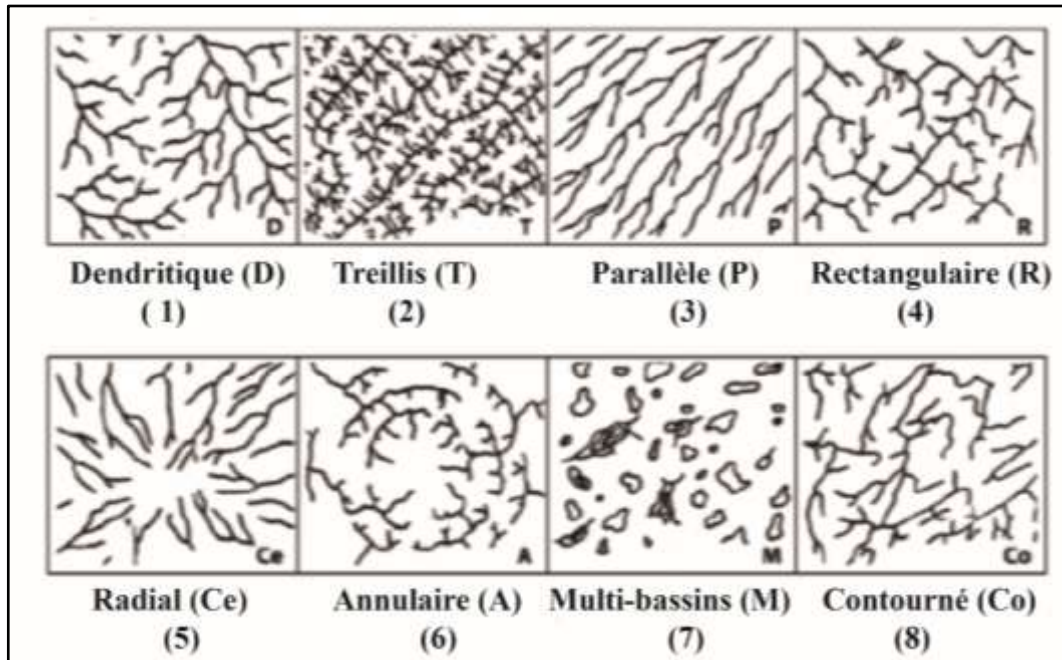
Le réseau hydrographique d'un bassin versant est formé, en plus d'un cours d'eau principale, par un nombre important d'affluents, c'est un élément d'importance majeure car il détermine la capacité érosive d'un bassin. Le type et la différenciation du réseau hydrographique d'un bassin versant sont contrôlés principalement par quatre facteurs qui sont :

- **La géologie** : la nature lithologique des formations géologiques (degré de la résistance à l'érosion hydrique) qui affleurent dans un bassin versant ont une grande influence sur la forme du réseau hydrographique.
- **Le climat** : le climat est parmi les facteurs importants qui contrôlent le développement d'un réseau hydrographique, ainsi, il sera plus dense dans les régions à climat humides et montagneuses et dispersé à inexistant dans les régions à climat aride à désertique.
- **La pente du terrain** : la pente détermine la relation érosion/sédimentation dans un bassin versant. Par exemple, dans les zones à pente élevée, le réseau hydrographique tend vers l'érosion du substratum et dans les zones à faible pente la sédimentation prédomine.
- **L'action anthropique** : les actions anthropiques modifient et influencent la continuité du réseau hydrographique, par exemple la construction de barrages, et des digues.

Actuellement divers paramètres sont utilisés pour caractériser et analyser les réseaux hydrographiques et les bassins versants, afin de comprendre leur géomorphologie et pour quantifier l'importance et le fonctionnement du réseau hydrographique.

### 1.2.3.1. La topologie

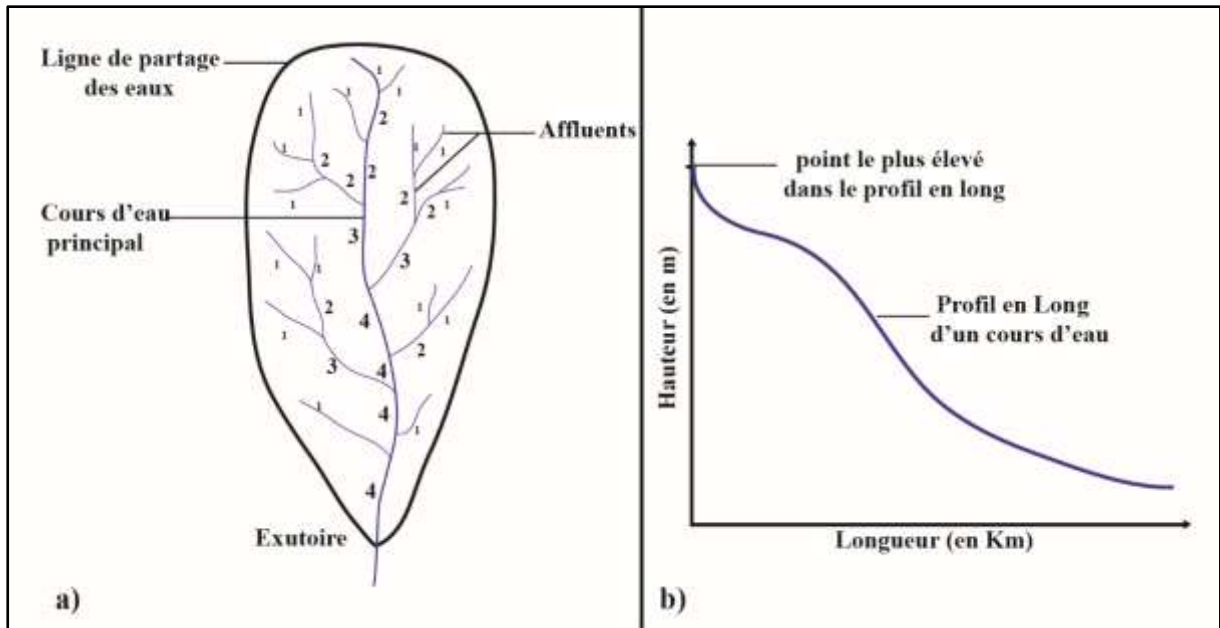
La topologie du réseau hydrographique nous renseigne sur le type du réseau, et donc la classification du réseau hydrographique. Le réseau hydrographique peut prendre plusieurs formes, en fonction de la lithologie, la structuration et la pente de l'aire drainée. Les principaux types distingués par Howard, (1967) sont : (1) Dendritique, (2) Treillis, (3) Parallèle, (4) Rectangulaire, (5) Radial (6), Annulaire (7), Multi-bassins, (8) Contourné (Fig.III.4).



**Fig.III.4** : Principaux types de réseaux hydrographique (Howard, 1967).

En outre, on peut classer les cours d'eau d'un bassin versant, ainsi, il existe plusieurs types de classification dont celle de Strahler (1957) est la plus utilisée. Cette classification permet de décrire le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes (Fig.III.5a) :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1 ;
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre  $n$ , le cours d'eau résultant est d'ordre  $n+1$  ;
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.



**Fig.III.5 :** (a) Règles de la classification de [Strahler \(1957\)](#) ; (b) exemple d'un profil longitudinal (en long) d'un cours principal.

### 1.2.3.2. Longueur du cours d'eau principal (Lp)

La longueur du cours d'eau principal (Lp) est la distance (exprimée en Km) mesurée depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux ([Fig.III.5b](#)), en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé, et si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface ([Fig.III.5](#)).

### 1.2.3.3. La pente moyenne du cours d'eau

La pente moyenne du cours d'eau (Pmoy) est le rapport entre le dénivelé total de la hauteur d'un cours d'eau (différence d'altitude entre le point le plus élevé dans le profil en long et le point moins élevé (exutoire), et la Longueur totale (en Km) du cours d'eau principal. Elle renseigne sur le comportement hydrologique du cours d'eau, plus les valeurs sont grandes plus la force d'écoulement est importante, alors que si les valeurs sont faibles l'infiltration sera plus importante que l'écoulement, sans négligé l'influence de la lithologie du substrat traversée par le cours d'eau.

La pente moyenne du cours d'eau (Pmoy) est calculée en utilisant la formule suivante :

$$P_{moy} = \frac{\Delta H_{max}}{L}$$

Avec :

$\Delta H_{max}$  : différence d'altitude entre le point le plus élevé dans le profil en long et l'exutoire en (m) ;

L : Longueur du cours d'eau principal en (Km).

#### 1.2.3.4. La densité de drainage (Dd)

Horton en 1932 a introduit la notion de la densité de drainage (Dd) en proposant un indice qui est le rapport entre la somme de toutes les longueurs des cours d'eau formant le réseau hydrographique, et la superficie totale du bassin versant, il est exprimé en Km/Km<sup>2</sup> ou en Km<sup>-1</sup>, cet indice dépend de :

- **La géologie** : Généralement, les terrains perméables représentent une densité de drainage faible contrairement aux zones imperméables ;

- **La topographie** : la topographie accentuée favorise le développement de réseau de drainage au contraire de la topographie faible ;

- **Les conditions climatiques** : les conditions climatiques irrégulières favorisent le développement du réseau hydrographique ;

- **Les activités anthropiques** : peuvent être un facteur limitant du développement du réseau hydrographique.

La densité de drainage (Dd) est calculée selon la formule suivante (Horton, 1932)

:

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Où :

$L_i$  : Longueur totale des cours d'eau en (km) ;  $A$  : Superficie du bassin versant en (km<sup>2</sup>).

Après Horton, Schumm en 1968 a proposé une constante de stabilité des cours d'eau (C) qui représente la valeur inverse de la densité de drainage,  $C=1/Dd$ . Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire.

#### 1.2.3.5. La densité hydrographique

La densité hydrographique (F) exprimée en (km<sup>-2</sup>) est le rapport entre la somme des cours d'eau d'un réseau hydrographique et la surface totale de drainage de même bassin (Horton, 1932) :

$$F = \frac{\sum N_i}{A}$$

Avec :

$N_i$  : nombre des cours d'eau ;

A : superficie du bassin km<sup>2</sup>.

### 1.2.3.6. Le rapport de bifurcation (Rb)

Le rapport de bifurcation (Rb), dénommé aussi rapport de confluence (RC), est le rapport entre le nombre de cours d'eau d'ordre u et le nombre de cours d'eau d'ordre u+1 (ordre immédiatement supérieur a u). Il exprime le développement du réseau de drainage et peut être un élément pour comparer des bassins versants. On note que pour des valeurs de (RC) varie de 3 à 5 pour une région donnée la géologie n'a aucune influence (Strahler 1964) :

$$R_b = N_u / N_{u+1}$$

Avec :

$N_u$  : nombre des cours d'eau d'ordre u ;

$N_{u+1}$  : nombre des cours d'eau d'ordre u +1.

### 1.2.3.7. Le rapport des longueurs (RL)

Le rapport des longueurs (RL) est le rapport entre la longueur moyenne ( $L_u$ ) d'un segment d'ordre u, sur celle d'un segment d'ordre u+1 ( $L_{u+1}$ ) (Horton 1945). Plus le rapport de longueur est élevé plus les drains d'ordre supérieurs seront importants et l'évacuation des sédiments sera plus facile. Le rapport des longueurs est une grandeur sans dimension, présenter selon Horton (1945) comme suit :

$$RL = L_u / L_{u+1}$$

Avec :

$L_u$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre u ;

$L_{u+1}$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre u ;

## 1.3. Résultats

### 1.3.1. La morphologie des bassins versants

Les indices morphologiques permettent de caractériser le milieu physique d'un bassin versant et de comparer plusieurs bassins entre eux.

### 1.3.1.1. La superficie

Dans la zone d'étude la superficie des bassins versants varie entre 2996,61 Km<sup>2</sup> comme valeur maximale pour le bassin versant Lakhdar (N°1) et 191,47 Km<sup>2</sup> comme valeur minimale pour le bassin versant Gnada (N°7). Pour la totalité de la zone d'étude, il est clair que le flanc nord présente des bassins versants plus larges que la zone sud et que la taille des bassins versants augmente en allant du l'Est vers l'Ouest (Tableau.III.1). Par contre, au niveau du flanc sud les bassins présentent des tailles variables avec le bassin de grande taille est toujours localisé vers l'Ouest (Bassin N°11).

### 1.3.1.2. Le périmètre

Le périmètre des bassins versants dans la zone et compris entre 346,96 km (pour le bassin N°1) et 81,65 km (pour le bassin N°7) (Tableau III.1). Les périmètres des bassins versants ont une relation étroite avec la superficie des bassins, et donc les valeurs élevées des périmètres sont enregistrées pour les bassins de grandes superficies.

### 1.3.1.3. Indice de Gravelius

Les bassins de la zone d'étude montrent des valeurs de l'indice de compacité (indice Gravelius) allant de 1,65 pour le bassin de Gnada (N°7) à 2,28 pour le bassin de Skoura (N°8) (Tableau.III.1). Les bassins de Gnada, Tamassine et de Ghdat sont les plus compactes et ramassés dans la zone d'étude avec un  $K_G$  inférieur à 1,7, alors que les bassins relativement les plus allongés correspondent à ceux de Skoura et de Tassaouate avec un  $K_G$  supérieur à 1,9. A l'exception de ces données extrêmes, toutes les autres valeurs sont proches, et donc, de point de vue générale, les formes des bassins versants sont de plus ou moins semblables (bassins Lkhdar, Imassine et de la Mgoun). En résumé, selon les valeurs obtenues de l'indice  $K_G$ , la forme de la majorité des bassins versants est relativement allongée.

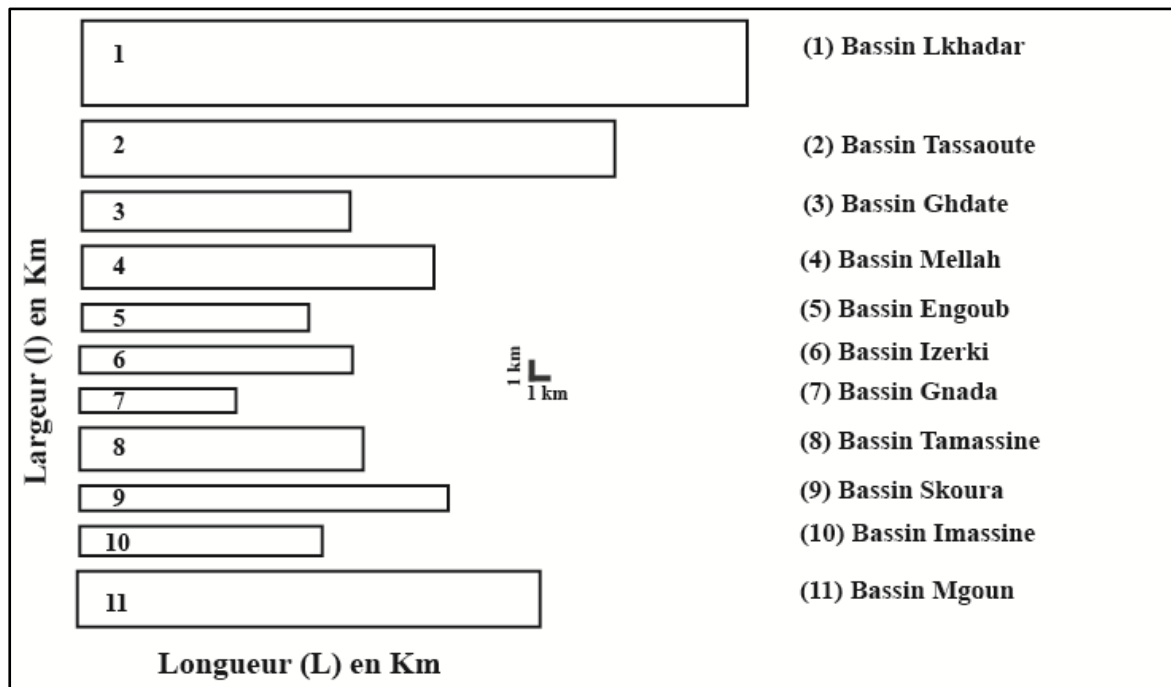
De ce fait, malgré la déférence remarquable dans la taille des bassins versants (Tableau.III.1), on note généralement une légère variation de l'indice de Gravelius, par exemple le bassin versant de l'Oued Mgoun (versant sud), qui a une superficie égale à 1328,99 Km<sup>2</sup> présente un indice  $K_G$  de 1,81 presque le même pour le bassin de Imassine qui est de taille égale à 309,12 Km<sup>2</sup> (Tableau.III.1), cela confirme que pour des bassins versants de taille variable, on peut avoir la même forme et un comportement hydrologiquement semblable.

En outre, la forme allongée des bassins versant donne une indication sur la présence d'un contrôle autre que la lithologie, qui ne peut être que tectonique (soulèvement récent) qui rajeunisse les bassins versants.



**1.3.1.4. Rectangle équivalent**

Les valeurs (longueur, largeur) des rectangles équivalents obtenues pour les bassins versants sont présentées dans le [tableau III.1](#), ces valeurs sont étroitement liées à la superficie et le périmètre des bassins versants, et de la même façon que l'indice  $K_G$ , les valeurs du rectangle équivalent indiquent que l'ensemble des bassins versants montrent des formes moyennement allongées (Lakhdar, Engoub, Ghdat) à allongées (Skoura, Tassaout, Izerki) ([Tableau.III.1](#) et [Fig. III.6](#)). Le bassin de Skoura présente une longueur de 83,47 sur une largeur faible de 5,74 ce qui signifie une forme allongée. Alors que le bassin de Gnada présente une longueur de 35,42 sur une largeur de 5,41 ce qui signifie une forme moins allongée.



**Fig.III.6** : les rectangles équivalents des bassins versants de la zone d'étude.

Tableau III.1 : Les résultats obtenus pour les principaux paramètres morphologique (Forme du bassin et relief).

		Bassins											
		Front Nord					Front Sud						
Paramètres	Symbole	Lkhdar	Tassaout	Ghdat	Mellah	Engoub	Izerki	Gnada	Tamassine	Skoura	Imassine	M'goun	
<b>La morphologie du bassins versants</b>													
<b>Superficie</b>	<b>A (Km<sup>2</sup>)</b>	2996,61	1522,55	539,56	771,25	309,12	377,89	191,47	616,43	479,43	309,12	1328,99	
<b>Périmètre</b>	<b>P (Km)</b>	346,96	265,88	139,21	178,72	114,66	135,95	81,65	147,60	178,43	123,30	235,01	
<b>Indice de Gravelius</b>	<b>KG</b>	1,77	1,91	1,69	1,80	1,83	1,96	1,65	1,66	2,28	1,80	1,81	
<b>Réctangle équivalent</b>	<b>Longeur</b>	<b>L (Km)</b>	154,03	120,28	60,72	79,68	51,30	61,87	35,42	64,19	83,47	54,95	104,823
	<b>Largeur</b>	<b>L (Km)</b>	19,46	12,66	8,89	9,68	6,026	6,11	5,41	9,60	5,74	6,71	12,68
<b>Les paramètres liés au reliefs</b>													
<b>Altitude</b>	<b>Maximale</b>	<b>Max (m)</b>	4011	3909	3551	3614	2910	3144	2374	3425	3986	2910	4041
	<b>Minimale</b>	<b>Min (m)</b>	582	733	701	1210	1160	1137	1135	1139	1147	1160	1378
	<b>Moyenne</b>	<b>Moy(m)</b>	1784	2086	1740	1979	1645	1800	1417	1857	1948	1786	2407
	<b>Médiane</b>	<b>Me (m)</b>	1949	2073	1712	1931	1527	1757	1385	1664	1859	1528	2428
	<b>Hauteur5%</b>	<b>H5% (m)</b>	3014	3095	2676	2785	2375	2527	1772	2939	3127	2435	3287
	<b>Hauteur95%</b>	<b>H95% (m)</b>	782	1023	829	1323	1211	1197	1165	1195	1198	1210	1538
<b>Coefficient orographique</b>	<b>CO (m)</b>	715,59	1853,69	3350,62	1973,22	2580,93	3158,05	2087,02	2162,98	3254,57	3616,80	1863,67	
<b>Indice de pente global</b>	<b>Ig(m/km)</b>	14,49	17,22	30,41	18,34	22,68	21,49	17,13	27,16	23,11	22,29	16,68	
<b>Indice de pente de Roche</b>	<b>(Ip)</b>	1,36	1,51	1,97	1,54	1,66	1,64	1,55	1,76	1,67	1,60	1,48	
<b>Indice de pente moyenne</b>	<b>Im(m/Km)</b>	22,26	26,40	46,98	30,17	34,11	32,44	34,98	35,61	34,01	31,85	25,40	
<b>Dénivelé spécifique</b>	<b>Ds(-)</b>	793,25	672,15	706,57	509,56	398,91	417,91	237,13	674,5235	506,01	391,98	608,25	

### 1.3.2. Les paramètres liés aux reliefs

#### 1.3.2.1. Les altitudes caractéristiques

##### - L'altitude maximale et l'altitude minimale

Les valeurs de l'altitude maximale pour les onze bassins versants varient entre 4068m (Jebel M'goun) localisé dans le bassin versant de Mgoun et 2374m dans le bassin versant Gnada (Tableau.III.1). De plus, et de point de vue générale, on note que les valeurs maximales sont localisées dans la zone axiale vers l'Ouest de la zone d'étude, avec une augmentation significative en allant de l'Est vers l'Ouest (Voir Fig.II.7 chapitre II).

Les valeurs minimales sont comprises entre 1378m dans le bassin versant de Mgoun et 582m dans le bassin versant de Lkhdar (Tableau.III.1), ces valeurs minimales sont étroitement liées à la position de l'exutoire, mais de point de vue générale, dans la zone nord les variations entre les valeurs maximales et minimales sont remarquables ce qui signifie que les trois parties montagneuses (colline, plateau, zone axiale) sont bien particularisés, et au contraire dans la zone sud ces variations sont étroites ce qui signifie que la zone sud est moins développée que celle nordique (Voir Fig.II.7 chapitre II).

##### - L'altitude moyenne

L'altitude moyenne dans la zone d'étude est comprise entre 2407 m et 1417 m (Tableau.III.1), calculées respectivement pour les bassins de M'goun et de Gnada. A l'exception des valeurs extrêmes, on note que la majorité des autres valeurs sont comprises entre 1700 m et 2000 m ce qui signifie que la zone d'étude représentent des reliefs assez élevés, et aussi que les zones les plus élevées sont situées dans les parties Est de la zone d'étude (bassin Lkhdar, Tassaout et Mgoun), cependant celles les moins élevées occupent la partie Ouest (Ghdat et Mellah), et à l'exception de certains bassins qui sont contrôlés par leur position en aval de la zone axial (Gnada et Imassine par exemple), l'altitude moyenne augmente en allant de l'Est vers l'Ouest (Voir Fig.II.7 chapitre II).

##### - L'altitude médiane

L'altitude médiane dans la zone d'étude est comprise entre 2428 m et 1385 m (Tableau.III.1), calculée respectivement pour le bassin de Mgoun et de Gnada. et à l'exception des valeurs extrêmes la majorité des autres valeurs sont comprises entre 1664 m et 1948 m ce qui signifie que la zone d'étude représentent des reliefs assez élevés ( bassin Lkhdar et

Mgoun), de plus, et à l'exception de certains bassins (Gnada et Imassine par exemple), l'altitude moyenne augmente en allant de l'Est vers l'Ouest.

Conséquemment, les valeurs de l'altitude moyenne et l'altitude médiane montrent que, globalement, la zone d'étude est une zone à forts reliefs et que ces reliefs deviennent de plus en plus importants en allant de l'Ouest vers l'Est. Également, et d'après le [tableau.III.1](#), les valeurs de l'altitude moyenne, sont proches des valeurs de l'altitude médiane, ce qui indique que les courbes hypsométriques des bassins concernés présentent une pente régulière.

### - Hauteur 5% et Hauteur 95%

Les valeurs de la hauteur 5% varient entre les altitudes 3287m et 1772m ([Tableau.III.1](#)), correspondant respectivement aux bassins versants de M'goun et de Gnada, toutefois à l'exception de la valeur du bassin de Gnada, les autres bassins montrent des valeurs supérieures à 2500m ce qui signifie que la zone d'étude présente des reliefs élevés.

Les valeurs de la hauteur 95% oscillent entre les altitudes 1538m et 782m ([Tableau.III.1](#)), et correspondent respectivement au bassin versant de M'goun et de Lkhdar, on note aussi que dans la zone sud, les valeurs de H95% sont plus élevées par rapport à la zone nord.

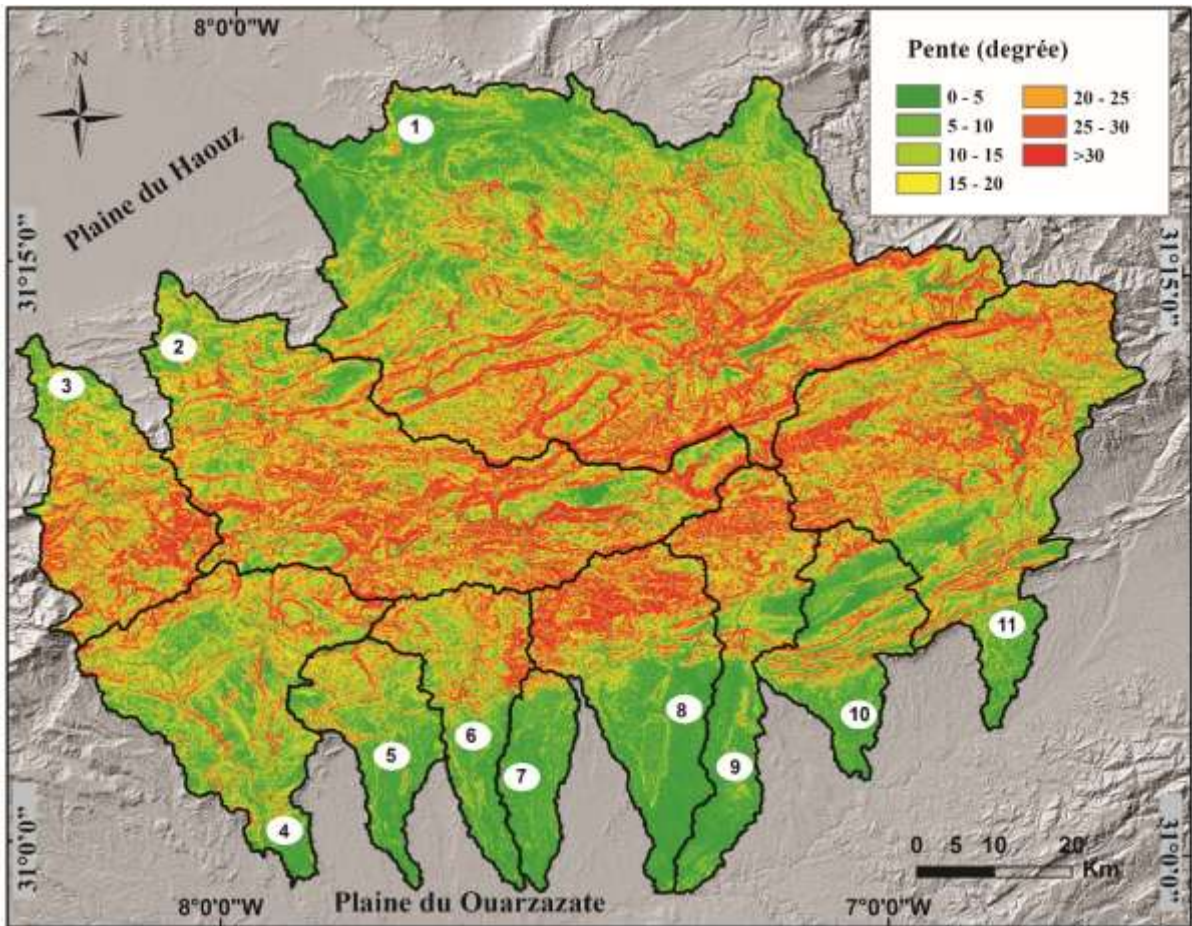
### 1.3.2.2. Coefficient orographique (CO)

Les résultats élevés obtenus pour le coefficient orographique (CO) ([Tableau.III.1](#)) montrent que la zone d'étude est favorable à l'érosion, avec des variations de l'énergie entre les bassins. À savoir que les résultats les plus élevés sont calculés pour les bassins versants de Skoura, Izerki et Ghdat, chose qui va bien avec les résultats des indices de forme ( $K_G$  et le rectangle équivalent), et la valeur la moins élevée se localise au niveau des bassins de Lkhdar ce qui implique que ce bassin représente l'énergie de l'érosion la plus faible dans la zone d'études.

### 1.3.2.3. Les indices de pente

Comme les indices de la forme, les indices de pente permettent la comparaison des bassins versants entre eux.

La carte de pente de la zone d'étude ([Fig.III.7](#)), montre une dominance des pentes fortes à très fortes (> 20 %) dans les bassins versants du Haut Atlas de Demnate. Les pentes modérées de (5-10) sont retrouvées dans la partie centrale, et les pentes faibles (<5%) se trouvent en aval des bassins versants et surtout au niveau des exutoires. Cette répartition montre que la zone d'étude est une zone à forts reliefs.



**Fig.III.7** : Carte de pente de la zone d'étude (Les bassins versants : 1- Lkhdar , 2- Tassaouat, 3-Ghdat, 4- Mellah, 5-Ngoub, 6- Ezerki, 7- Gnada, 8 -Tamssine, 9- Skoura, 10- Imassine, 11- Mgoun).

### Indice de pente global (Ig)

L'indice de pente global (Ig) varie entre 14,49 m/km pour le bassin versant de Lkhdar et 30,41 m/km pour le bassin de Ghdat. On remarque que les bassins qui ont une forme plus allongée (Tassaoute, Skoura, Tamassine, Ghdat) ont les indices de pente les plus élevés au contraire des bassins les moins allongées comme Lkhdar, Mgoun et Gnada ([Tableau.III.1](#)).

On générale, les valeurs de l'indice Ig sont supérieur à 0,1 ([Tableau.III.2](#)), ce qui justifie une fois de plus que la zone d'étude présente une dominance des reliefs très forts.

**Tableau.III.2** : Nature du relief selon l'indice de pente global (Ig) et selon le dénivelé spécifique (Ds) par l'ORSTOM (Office Régional Scientifique et Technique d'Outre-Mer).

CLASSES	Ig	Ds	TYPE DE RELIEF
<b>R1</b>	$Ig < 0.002$	$< 10$	Relief très faible
<b>R2</b>	$0.002 < Ig < 0.005$	10 – 25	Relief faible
<b>R3</b>	$0.005 < Ig < 0.01$	25 – 50	Relief assez faible
<b>R4</b>	$0.01 < Ig < 0.02$	50 – 100	Relief modéré
<b>R5</b>	$0.02 < Ig < 0.05$	100 – 250	Relief assez fort
<b>R6</b>	$0.05 < Ig < 0.1$	250 – 500	Relief fort
<b>R7</b>	$0.1 < Ig$	$> 500$	Relief très fort

**- Indice de pente de Roche (Ip)**

De même que l'indice (Ig), l'indice de pente de roche (Ip) varie entre une valeur minimale de 1,36 calculé pour le bassin versant de Lkhdar et une valeur maximale de 1,97 pour le bassin de Ghdat. On remarque aussi que les bassins qui ont une forme plus allongée (Tassaoute, Skoura, Tamassine, Ghdat) ont les indices de pente les plus élevés, au contraire des bassins moins allongés comme Lkhdar, Mgoun et Gnada (Tableau.III.1).

On générale, les valeurs de l'indice (Ip) sont autour de 1,5 (Tableau.III.1), ce qui confirme la dominance des reliefs forts dans la zone d'étude.

**- Indice de pente moyenne (Im)**

De la même façon que Ig et Ip, Les valeurs de l'indice de pente moyenne (Im) varient de 22,26 pour le bassin Lkhdar à 46,98 pour le bassin Ghdat (Tableau.III.1), de plus, les calculs montrent que les bassins de la zone sud montrent des valeurs plus élevées que les bassins de la zone nord, ce qui suggère que la zone sud est plus susceptible à l'érosion que la zone nord.

**- Dénivelé spécifique**

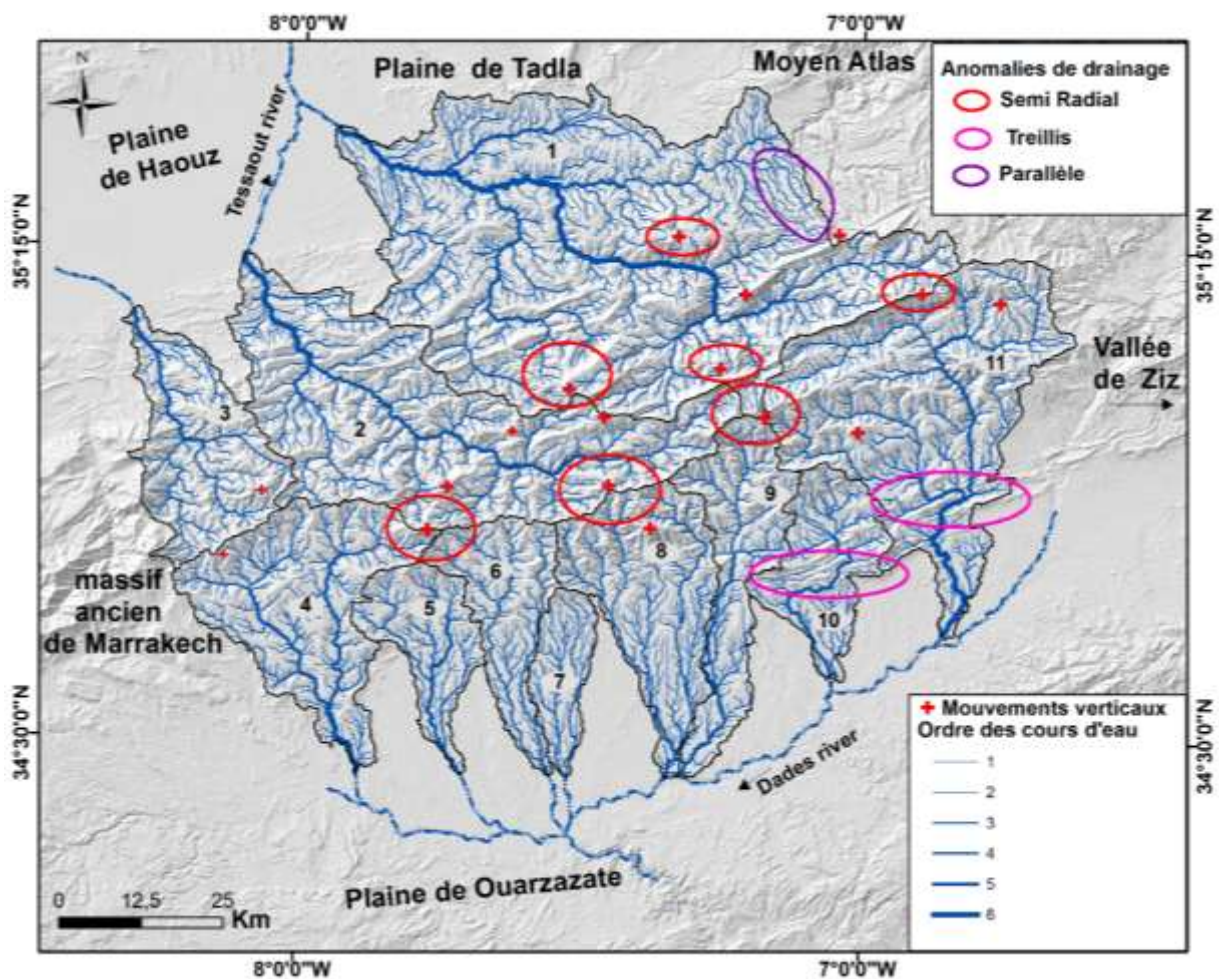
Les résultats obtenus (Tableau.III.1), montrent que les valeurs du dénivelé spécifique varient entre 237,13 comme valeurs minimale pour le bassin de Gnada et 793,25 comme valeur maximale calculée pour le bassin Lakhdar. D'après la classification de l'ORSTOM (Tableau.III.2), les bassins de Engoub, Izerki Gnada et Imassine présentent des valeurs de Ds entre 250 et 500 ce qui permet de les ranger dans la classe de relief fort, le reste des bassins

montre des valeurs supérieures à 500 ce qui permet de les classer dans les reliefs très forts. On constate, par ailleurs, que les bassins rangés dans la classe de relief fort appartient au front sud de la zone d'étude, et se trouvent un peu en aval par rapport aux autres bassins (Fig.III.7). De plus, et de point de vue générale, la zone d'étude présente des valeurs élevées de dénivelé spécifique ( $D_s$ ), ce qui signifie que la zone est exposée au risque de l'érosion.

### 1.3.3. Les paramètres liés au réseau hydrographique

#### 1.3.3.1. Structure du réseau et ordre du cours d'eau : la topologie

Dans le but de décrypter l'influence de la géologie (la lithologie et les structures tectoniques), les facteurs externes (le climat et le couvert végétal) et les facteurs composites (la topographie, facteurs hydrologique...) sur la disposition du réseau hydrographique, une étude de la segmentation et l'ordre hiérarchique des cours d'eau sont nécessaires. L'ordre des cours d'eau a été réalisé suivant le classement hiérarchique proposé par [Strahler, \(1957\)](#) ([Fig.III.8](#)).



**Fig.III.8** : Ordre des cours d'eau des principaux bassins versant du Haut Atlas de Demnate selon la classification de [Strahler \(1957\)](#), en Plus de la localisation des principales anomalies de drainage dans la zone.( Les bassins versants : 1- Lkhdar , 2- Tassaouat, 3-Ghdat, 4- Mellah, 5-Ngoub, 6- Ezerki, 7- Gnada, 8 -Tamssine, 9- Skoura, 10- Imassine, 11-Mgoun.)

Les bassins versants de Lkhdar, Tassaoute, Mellah et Mogoun présentent des cours d'eau d'Ordre 6, alors que les autres bassins montrent un réseau d'ordre 5. La forme générale du réseau hydrographique dans la zone d'étude est dendritique ([Fig.III.8](#)), mais avec des anomalies de drainage de type semi-radial et centrifuge surtout en amont des bassins versants, qui indique



dans la plupart des cas la présence des mouvements verticaux dans ces zones (Fig.III.8). Parfois, on observe des anomalies de type treillis rencontrées surtout en aval des bassins Imassine et Mgoun, avec des anomalies parallèles en extrémité Nord-Est du bassins Lkhdar (Fig.III.8). Il est remarquable aussi la présence des réorientations anormales des cours d'eau, principalement dans le bassin de Mgoun, Lkhdar, Imassine, Tassaoute et Mellah (Fig.III.8).

### **1.3.3.2. Longueur du cours d'eau principal (Lp)**

Le bassin versant Lkhdar détient le cours d'eau principal le plus long avec une longueur de 130,89 km suivi par le cours d'eau de Tassaouate avec une longueur de 116,04 km, puis le cours d'eau M'goun avec une longueur égale à 97,14 km. Pour les valeurs inférieures, on trouve le cours d'eau de Gnada avec une longueur de 31,4 Km et les autres cours d'eau présentent des longueurs autour de 50 km (Tableau.III.3).

Il est remarquable que la longueur du cours d'eau principale est en relation étroite avec la forme du bassin versant, par exemple le bassin de Skoura a une superficie (478,43 km<sup>2</sup>) moins vaste que le bassin de Mellah (771,25 Km<sup>2</sup>) (Tableau.III.3), mais il présente un cours d'eau plus long à cause de sa forme très allongée.

### **1.3.3.3. La pente moyenne du cours d'eau**

La pente moyenne du cours d'eau varie entre 18,20 m/km comme valeur minimale pour le bassin Lkhdar, et 32,85 m/km comme valeur maximale pour le bassin Ganda (Tableau.III.3), A noter que la zone sud présente des valeurs plus importantes que la zone nord, avec une valeur moyenne autour de 25 m/km de cet indice dans la zone d'étude.

### **1.3.3.4. La densité de drainage (Dd)**

Les valeurs élevées de la densité de drainage sont calculées pour les bassins de Gnada et de Imassine (Vers 1,4 km/km<sup>2</sup>), tandis que les autres bassins présentent des valeurs proches de 1 (Tableau.III.3). Aussi, il est remarquable que les valeurs de la densité de drainage soient très peu variables malgré la vaste zone d'étude. Cela peut être expliquer soit par l'influence limitée de la lithologie varie en allant de l'Est vers l'Ouest, soit par l'influence important de la pente généralement accentuée dans la zone.

### **1.3.3.5. La densité hydrographique (F)**

La majorité des bassins versants dans la zone d'étude présentent des valeurs de la densité hydrographique proches de 0,7 (Tabl.III.3), avec une valeur minimale de 0,62 calculée pour le

bassin de Tamassine et une valeur maximale de 0,86 présentée par le bassin de Imassine, malgré cette valeur, la zone d'étude présente une densité hydrographique faible, ce qui signifie que le système de drainage est moyennement développé et que l'influence des reliefs accentués est importante.

#### **1.3.3.6. L'indice de Bifurcation (Rb)**

Les valeurs de l'indice de Bifurcation (Rb) oscillent entre 3,25 et 4,51 (Tabl.III.3), avec une valeur minimale de 3,25 enregistrée dans le bassin versant de Gnada et une valeur maximale de 4,51 pour le bassin versant de Lkhadr. En tenant compte de la variation de la lithologie dans la zone d'étude et la superficie des bassins versants, on peut suggérer que ces résultats montrent une faible bifurcation des réseaux de drainage dans la zone d'étude, avec une influence limitée de la lithologie et une influence importante du relief accentué.

#### **1.3.3.7. Le rapport de longueur**

Les valeurs du rapport de longueur sont proches de 1 (Tabl.III.3), avec une valeur minimale de 0,94 enregistrée dans le bassin versant de Skoura et une valeur maximale de 1,18 pour le bassin versant de Izerki, ces valeurs faibles indiquent que les bassins versants représentent des cours d'eau avec des longueurs relativement courtes en indiquant que la zone d'étude est dominée par les reliefs avec pentes rudes.

Tabl.III.3 : Les résultats obtenus pour les principaux indices liés au réseau hydrographique calculés dans la zone d'étude.

Paramètres	Symbole (Unité)	Bassins										
		Front Nord			Front Sud							
		Lkhdar	Tassaout	Ghdat	Mellah	Engoub	Izerki	Gnada	Tamassine	Skoura	Imassine	M'goun
<b>Les paramètres liés au réseaux hydrographique</b>												
<b>Longueur du cours d'eau principale</b>	<b>Lp (Km)</b>	130,89	116,04	54,51	59,43	44,23	52,89	31,4	60,99	71,18	49,35	97,14
<b>Pente moyenne du cours d'eau</b>	<b>Pmoy (m/km)</b>	18,20	23,25	27,89	26,61	32,85	23,15	18,61	30,84	31,78	29,21	19,08
<b>Densité de drainage</b>	<b>Dd (Km/Km<sup>2</sup>)</b>	1,06	0,99	0,98	1,08	1,19	1,14	1,41	1,19	1,10	1,40	1,07
<b>Densité hydrographique</b>	<b>F ( km<sup>-2</sup>)</b>	0,70	0,72	0,70	0,78	0,74	0,70	0,63	0,62	0,70	0,86	0,74
<b>Indice de Bifurcation</b>	Ordre2	4,58	4,62	4,68	4,33	4,76	4,98	4,09	5,57	5,02	4,56	4,80
	Ordre3	4,56	4,30	4,50	4,08	3,36	7,17	4,40	4,31	3,79	3,46	4,03
	Ordre4	5,64	4,30	4,67	5,20	2,20	3,00	2,50	4,33	4,67	6,50	5,00
	Ordre5	2,80	5,00	3,00	2,50	5,00	2,00	2,00	3,00	3,00	2,00	4,00
	Ordre6	5,00	2,00		2,00							2,00
	<b>Rb (moy)</b>	<b>4,51</b>	<b>4,04</b>	<b>4,21</b>	<b>3,62</b>	<b>3,83</b>	<b>4,29</b>	<b>3,25</b>	<b>4,30</b>	<b>4,12</b>	<b>4,13</b>	<b>3,97</b>
<b>Le rapport de longueur</b>	Ordre2	0,98	1,02	0,94	1,00	1,01	0,81	0,77	1,12	0,96	0,95	1,07
	Ordre3	1,12	0,92	0,96	1,06	1,14	1,49	1,06	1,25	1,03	1,24	1,10
	Ordre4	1,03	1,05	1,04	1,10	0,73	0,61	1,36	0,64	1,00	1,19	1,12
	Ordre5	1,28	1,15	1,33	1,09	1,05	1,83		1,19	0,79	0,59	0,98
	Ordre6	0,92	1,12		0,73							0,86
	<b>Lu (moy)</b>	<b>1,07</b>	<b>1,05</b>	<b>1,07</b>	<b>1,00</b>	<b>0,98</b>	<b>1,18</b>	<b>1,06</b>	<b>1,05</b>	<b>0,94</b>	<b>0,99</b>	<b>1,02</b>

**Conclusion :**

L'analyse morphométriques des bassins versants du Haut Atlas de Demnate (H.A.D) représente un outil utile pour comprendre l'évolution géomorphique de cette zone d'ultime importance. Dans la présente d'étude, on a utilisé des techniques basées sur les SIG pour le calcul et l'analyse de divers indices morphométriques des 11 bassins, ce qui permet de montrer l'influence de divers paramètres de terrain, tels que la géologie, la susceptibilité à l'érosion, le degré d'infiltration, le taux de ruissellement etc.

Le système d'information géographique (SIG) utilisé dans ce travail a permis le traitement d'un modèle numérique de terrain (MNT) de résolution spatiale de 30m. Le MNT a permis l'extraction automatique des réseaux hydrographiques, la délimitation des bassins versants, et d'extraire les données nécessaires pour le calcul des différents paramètres géométriques (surface, périmètre, forme, pente, hypsométrique, altitude...), et morphométriques (densité de drainage, longueur, ordre de drainage...). Les valeurs de ces paramètres nous ont permis l'élaboration des cartes thématiques (carte des pentes, carte du réseau hydrographique).

Dans ce travail on a calculé trois types des paramètres :

- ✓ Les paramètres liés à la morphologie des bassins versants : superficie, périmètre, le rectangle équivalent, l'indice de compacité ou de Gravelius (KG).
- ✓ Les paramètres liés au relief des bassins : Altitudes caractéristiques (Hmax, Hmin, Hmoy, H50%, H5%, H95%) et Les pentes caractéristiques (Ig, Ip, Im, Ds).
- ✓ Les paramètres liés aux réseaux hydrographiques : Longueur du cours d'eau principale (Lp), Pente moyenne du cours d'eau (Pmoy), Densité de drainage (Dd), Densité hydrographique (F), Indice de Bifurcation (Rb) et Le rapport de longueur (Lu).

Et de façon générale, les résultats obtenus de l'analyse morphométriques des principaux bassins versants de la région du Haut Atlas de Demnate a permis de déduire que :

- ✓ Les bassins versants dans la zone d'études présentent généralement des formes allongées à très allongées ;
- ✓ La dominance des reliefs montagneux avec des hauteurs importantes ;
- ✓ La zone d'étude présente des pentes fortes à très fortes surtout en amont ;
- ✓ Les cours d'eau principaux présentent des pentes assez élevées reflétant leur état transitoire de non équilibre.

- ✓ La zone d'étude présente un réseau de drainage moyennement développé et assez hiérarchie avec une texture de drainage modérée ;
- ✓ Le schéma de drainage est dendritique avec la présence de plusieurs anomalies de drainage ;
- ✓ La variation du rapport de longueur du cours d'eau pourrait être due à un changement de pente et de la topographie ;
- ✓ Le rapport de bifurcation assez faible, et la densité de drainage modérée suggérant une influence importante des reliefs élevés (soulèvement).

Finalement plusieurs indicateurs (allongement des bassins, présences des anomalies de drainage, la réorientation des cours d'eau...), suggèrent une influence de la tectonique active sur l'évolution des bassins versants dans la Haut Atlas de Demnate (H.A.D), chose qui impose une étude morphotectonique de la zone d'étude (Chapitre IV).

---

# **CHAPITRE IV**

## **L'analyse morphotectonique du Haut Atlas de Demnate (H.A.D)**

---

## Introduction

Les bassins versants avec leurs réseaux de drainages (systèmes de drainage), dans une zone tectoniquement active (exemple chaîne de montagne active), conservent généralement des marqueurs du soulèvement verticale récent (déformations tectoniques) (Leeder et Jackson, 1993 ; Hovius, 1996 ; Delcaillau, 1997). Dans ce sens, l'analyse morphotectonique représente un outil important pour l'identification des structures actives, la recherche des marqueurs d'une activité tectonique récente et aussi pour comprendre le rôle de plusieurs facteurs dans l'évolution d'une zone donnée, à savoir la tectonique, la lithologie et le climat. Cette analyse se base sur la détermination et le calcul de plusieurs indices et paramètres relatifs aux reliefs des bassins versants et aux systèmes des drainages.

Dans ce chapitre nous allons présenter les résultats de l'analyse morphotectonique de 11 bassins versants et leurs principaux cours d'eau dans le Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central). Cette analyse est basée sur le calcul de divers indices géomorphiques, et a pour but principal d'examiner la relation entre le soulèvement tectonique et les profils longitudinaux des rivières en tenant compte de la lithologie et du climat, afin d'évaluer morphotectoniquement l'activité tectonique récente dans le Haut Atlas de Demnate (H.A.D).

Les indices morphotectoniques choisis dans cette étude sont classés en deux classes :

- ❖ **Les indices linéaires** : sont l'indice de rupture de pente (SLI), le profil longitudinal du cours principale et l'indice de pente normaliser (ksn) ;
- ❖ **Les indices planaires** : sont la courbe et l'intégrale hypsométrique (HI), la Sinuosité du front de montagne (Smf), la forme du bassin versant (BS) et le facteur d'asymétrie (AF).

## 1. Matériels et Méthodes

### 1.1. Matériels

Dans l'analyse morphotectonique du Haut Atlas de Demnate, on a calculé plusieurs indices morphométriques en se basant sur des cartes topographiques, des cartes géologiques, une carte de la Néotectonique du Maroc, des données climatiques (TRMM), et des modules numériques de terrain (MNT) avec une résolution de 30m, traités et analysés par un système d'information géographique S.I.G. La méthodologie du travail, les données utilisées, les traitements adoptés et les résultats obtenus sont représentés dans la figure suivante (Fig.IV.1) :

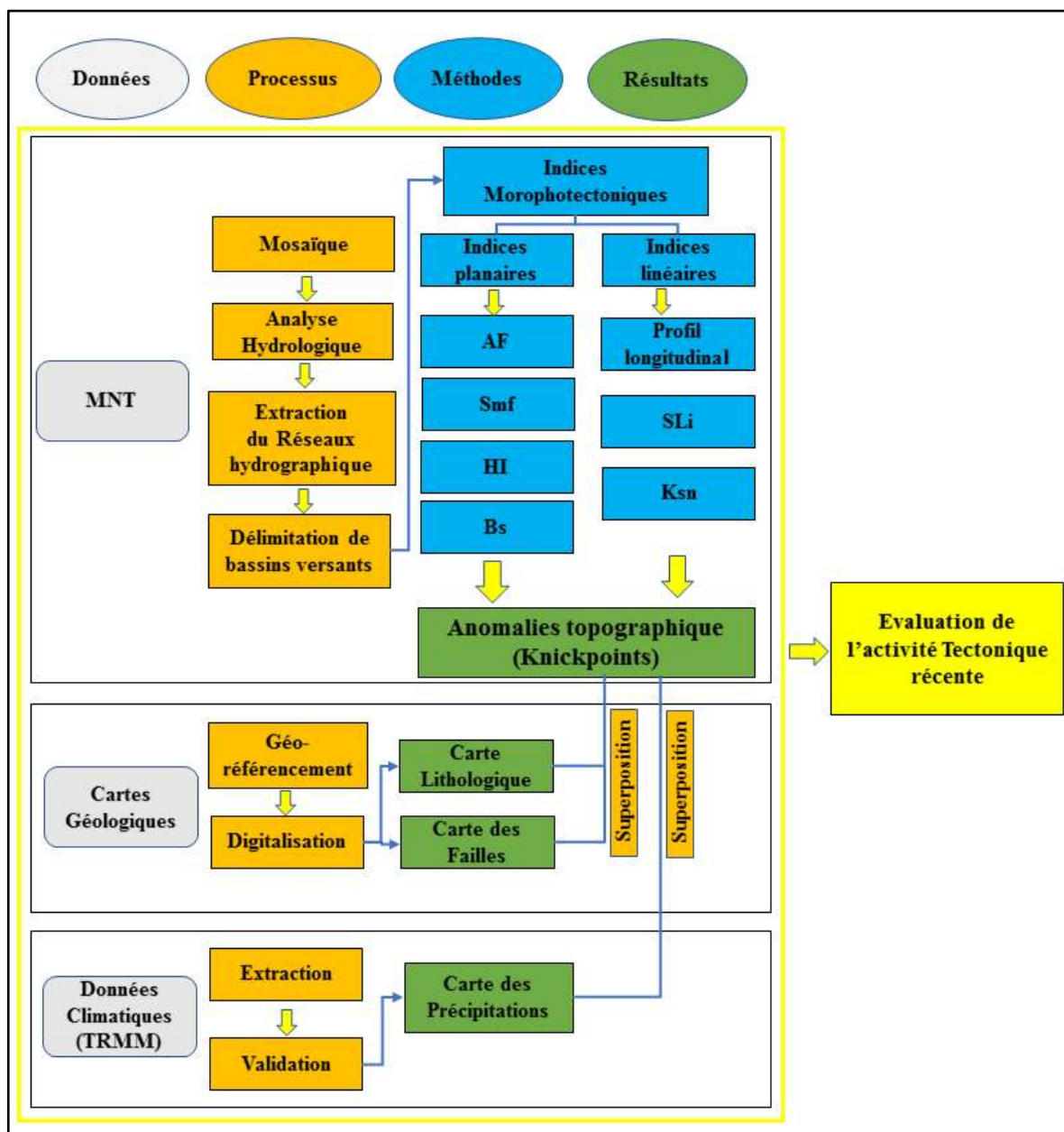


Fig.IV.1 : Organigramme de la méthodologie du travail.



## 1.2. Méthodes

Les indices morphotectoniques calculés pendant cette analyse peuvent être subdivisées en deux types, les indices morphotectoniques planaires et les indices morphotectoniques linéaires.

### 1.2.1. Indices morphotectoniques planaires

#### 1.2.1.1. Facteur d'asymétrie (AF)

Dans les zones montagneuses tectoniquement active, le cours d'eau principal d'un bassin versant migre latéralement et se diverge de la ligne médiane du bassin vers l'une des ses côtés en réponse à l'inclinaison du bassin causée fréquemment par les soulèvements tectoniques (Mahmood et Gloaguen 2012). Le facteur d'asymétrie (AF) est calculé pour évaluer ce possible basculement tectonique (soulèvement) à l'échelle du bassin, et il est défini par l'équation suivante (Hare et Gardner 1985 ; Cox 1994 ; Keller et Pinter 2002) (Fig.IV.2a) :

$$AF = \frac{A_r}{A_t} * 100$$

Avec :

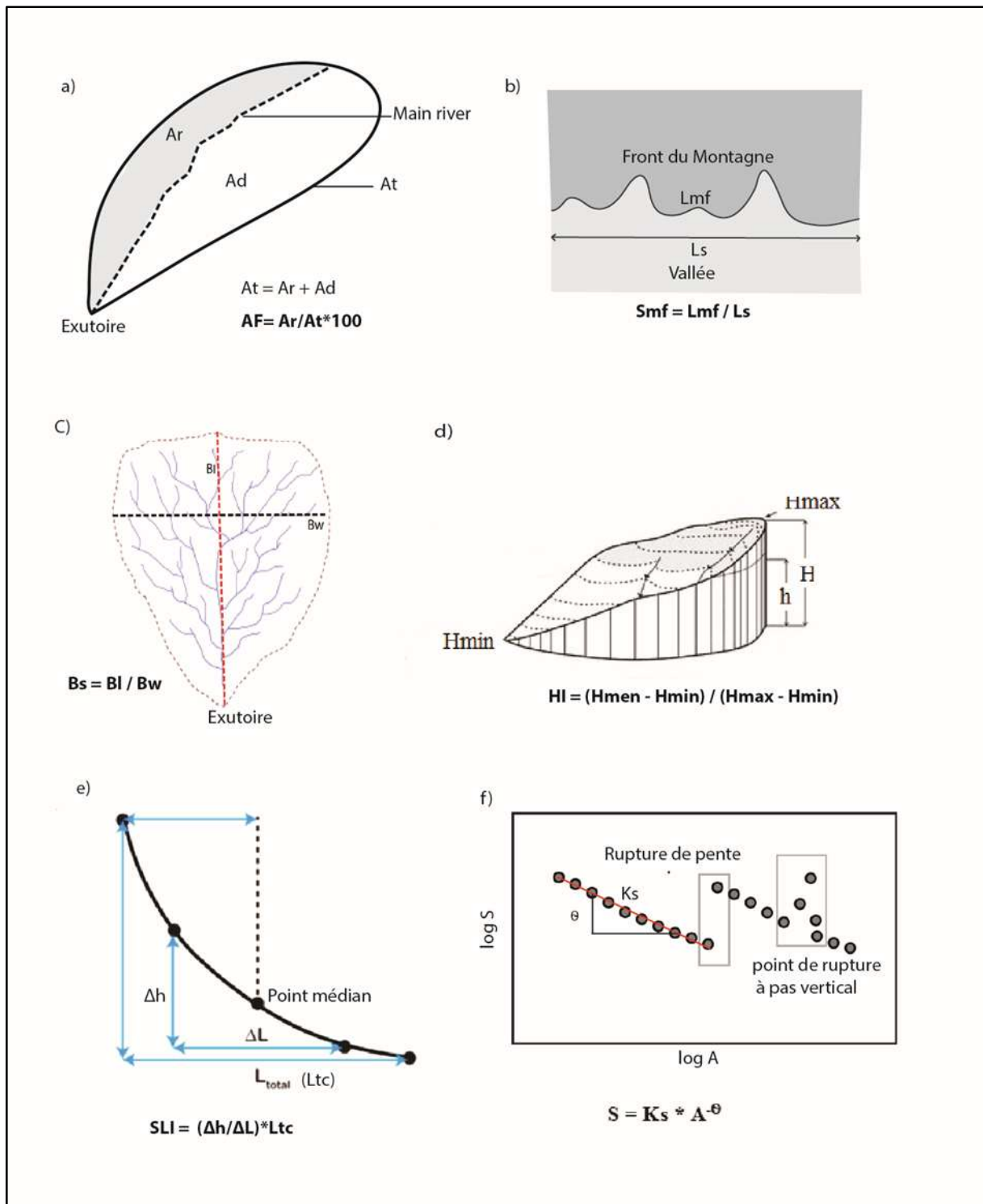
$A_r$  : est la superficie de la rive droite du cours d'eau principal

$A_t$  : est la superficie totale du bassin versant.

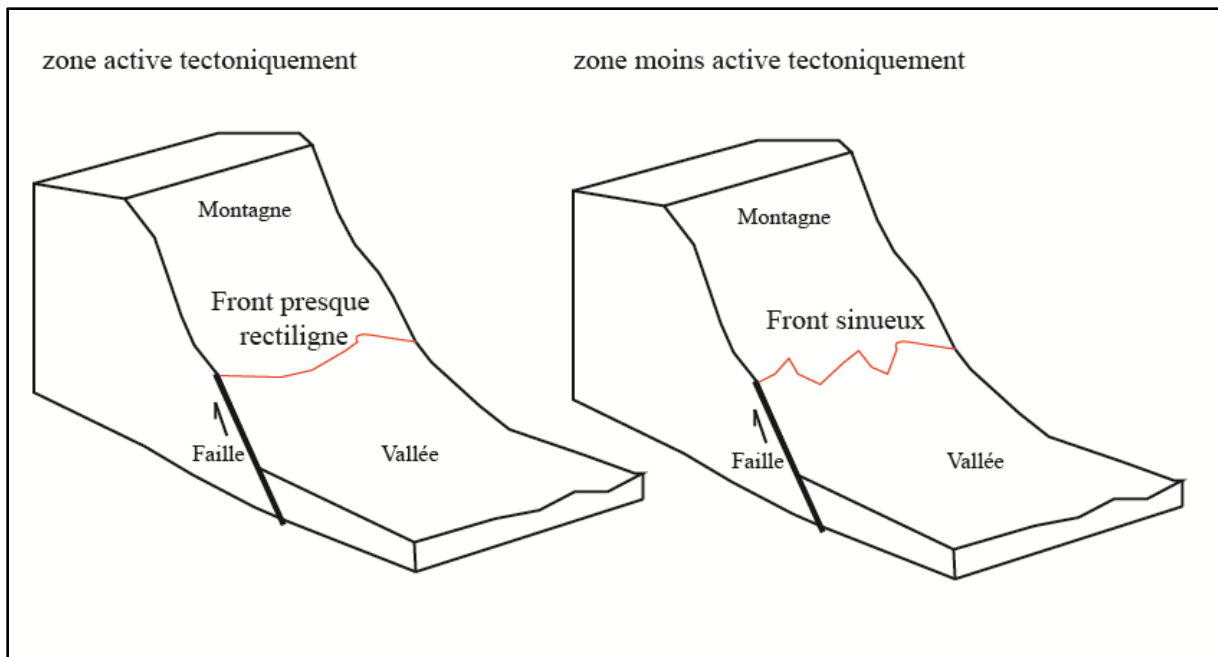
Une AF égale à 50 % indique un bassin versant stable, et au fur et à mesure que la valeur de AF s'éloigne de 50 %, soit vers 0 soit vers 100 %, l'influence de la tectonique, lithologique ou de l'érosion différentielle devient respectivement moins ou plus importante (Hare et Gardner 1985 ; El Hamdouni et al. 2008).

#### 1.2.1.2. Sinuosité du front de montagne (Smf)

Dans les fronts montagneux, les processus d'érosion résultant du soulèvement tectonique important provoquant des fronts rectilignes, cependant dans les zones moins actives tectoniquement les fronts seront sinueux (Giaconia et al. 2012a) (Fig.IV.3). Pour cette raison, plusieurs chercheurs ont recommandé d'utiliser la sinuosité du front de montagne (Smf) (Fig.IV.2) pour évaluer l'activité tectonique le long des fronts de montagne (Keller et Pinter 2002; Silva et al. 2003; Pérez-Peña et al. 2010; Mumipour et al. 2012) indépendamment de la lithologie et du contrôle climatique (Bull 1977, 2007 ; Keller et Pinter 2002 ; Silva et al. 2003).



**Fig.IV. 2 :** Diagrammes schématiques montrant les indices morphométriques appliqués dans cette étude : (a) Facteur d'asymétrie. (b) sinuosité du front de montagne (Smf). (c) la forme du bassin de drainage (BS). (d) Intégrale hypsométrique (HI). (e) Indice de rupture de pente (SLI). (f) Indice de rupture de pente normalisé (Ksn).



**Fig.IV.3** : Schéma simplifié montrant les deux types de front de chaîne des montagnes.

Le Smf est calculé en utilisant l'équation proposée par [Bull et McFadden \(1977\)](#) ([Fig.IV.2b](#)) :

$$Smf=Lmf/Ls$$

Avec :

Lmf : représente la longueur du front de montagne le long du pied de la montagne

Ls : est la longueur du front de montagne mesurée le long d'une ligne droite.

[Keller en \(1986\)](#) suggère que des valeurs de Smf proches de 1 et inférieures à 1,4 indiquent des fronts avec une activité tectonique importante, ainsi, [Bull \(2007\)](#) suggère que des valeurs de Smf supérieures à 3 indiquent des fronts inactifs tectoniquement.

### 1.2.1.3. Indice de forme du bassin versant (Bs)

Dans les zones tectoniquement actives, les bassins versants récemment formés sont initialement caractérisés par une forme allongée parallèlement aux pentes topographiques ([Mahmood et Gloaguen 2012](#)), et au fur et à mesure que l'activité tectonique diminue, les bassins deviennent de plus en plus circulaires ([Bull et McFadden 1977](#)). Généralement, lors du soulèvement des chaînes de montagnes, les rivières creusent verticalement et profondément, ce qui crée des bassins versants très étroits et allongés. Cependant, lorsque le soulèvement de la chaîne diminue, les bassins versants s'élargissent (creusent latéralement) progressivement de l'aval vers l'amont, et pour déterminer l'état d'allongement d'un bassin versant, on a utilisé l'indice de forme du bassin versant (Bs).

Le Bs est calculé à l'aide de la formule suivante (Cannon, 1976) (Fig.IV.2c) :

$$BS = Bl / Bw$$

Avec :

Bl : désigne la longueur du bassin versant mesurée de la source à l'embouchure

Bw : est la largeur maximale du bassin versant.

On note que les valeurs élevées de Bs indiquent des bassins allongés et tectoniquement actifs, en revanche, des valeurs de Bs proches de 1 reflètent des bassins circulaires, faiblement influencé par l'activité tectonique (Bull et McFadden 1977 ; Gao et al. 2016 ; Gu et al. 2019). Selon El Hamdouni et al. (2008) et Gentana et al. (2018), les  $BS > 4$  indiquent une activité tectonique élevée (classe 1),  $3 > BS > 4$  une activité tectonique modérée (classe 2) et  $BS < 3$  une faible activité tectonique (classe 3).

#### 1.2.1.4. Courbe hypsométrique et intégrale hypsométrique (HI)

L'intégrale hypsométrique (HI) est une mesure quantitative de l'état érosif d'un bassin versant (Strahler 1952). La courbe hypsométrique, exprimée en pourcentage, représente la distribution de l'élévation en fonction de la superficie du bassin versant (Fig.IV.4). L'allure de la courbe hypsométrique indique le degré de maturité et d'érosion d'un bassin versant, et on note qu'une courbe concave indique des bassins matures fortement érodés (stade plus ancien), et qu'une courbe convexe indique des bassins immatures avec une érosion moins prononcée (stade plus jeune) (Schumm 1956 ; Strahler 1952) (Fig.IV.4).

L'intégrale hypsométrique (HI) est calculée, soit d'une manière directe, à partir de la courbe hypsométrique, soit de manière indirecte, en utilisant l'équation suivante (Pike et Wilson 1971 ; Mayer 1990 ; Alipoor et al. 2011) (Fig.IV.2d) :

$$HI = (h_{men} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min})$$

Avec :

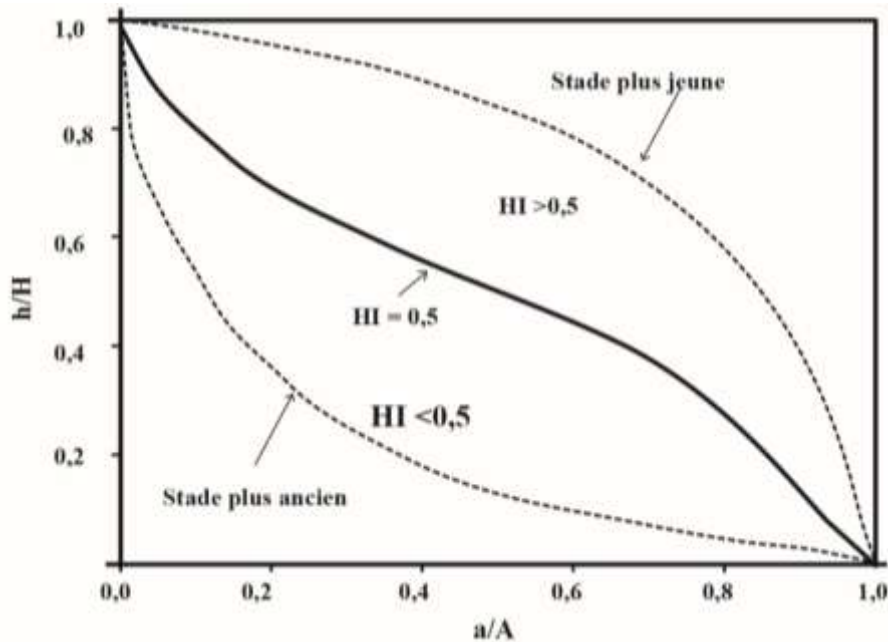
Hmen : hauteur moyenne d'un bassin versant

Hmax : hauteur maximale d'un bassin versant

Hmin : hauteur minimale d'un bassin versant

Les valeurs de HI varient entre 0 et 1, et elles fournissent une estimation du volume relatif d'un bassin versant non érodé et reflètent l'état de la maturité d'un bassin versant. De plus, les valeurs inférieures à 0,5 indiquent que le développement d'un bassin versant atteint un

stade plus ancien, et les valeurs supérieures à 0,5 indiquent un stade de développement plus jeune (Sharma et al. 2018) (Fig.IV.4).



**Fig.IV.4 :** Etat de maturité du relief d'un bassin versant selon l'allure de la courbe hypsométrique et la valeur de l'intégrale Hypsométrique (HI).

## 1.2.2. Indices morphotectoniques linéaires

### 1.2.2.1. Profil longitudinal (Profil en long) du cours d'eau principal

Généralement, les cours d'eau creusent dans les reliefs au fil du temps jusqu'à ce qu'ils atteignent un état d'équilibre, de sorte que leurs profils longitudinaux représentent un état d'équilibre entre l'érosion et le soulèvement (Schumm et al. 2000 ; Keller et Pinter 2002 ; Chen et al. 2015 ; Gaidzik et Ramírez-Herrera 2017). Cependant, certains profils de rivières présentent des anomalies (rupture de pente) (Fig.IV.5A), selon Delcaillau (2004), les ruptures de pente des cours d'eau (knickpoints), peuvent être produites par quatre facteurs (Fig.IV.5B) :

- **Facteur lithologique** : généralement, le changement de la lithologie engendre un changement de la pente des profils en long des rivières. En effet, dans les terrains résistants, le profil en long d'un cours d'eau présente une pente plus forte, par contre dans les terrains moins résistants, la pente devient plus faible. Ce changement de la résistance (changement de la lithologie) favorise la formation d'une rupture de pente d'origine lithologique, entre les deux terrains (Fig.IV.5B(a)).

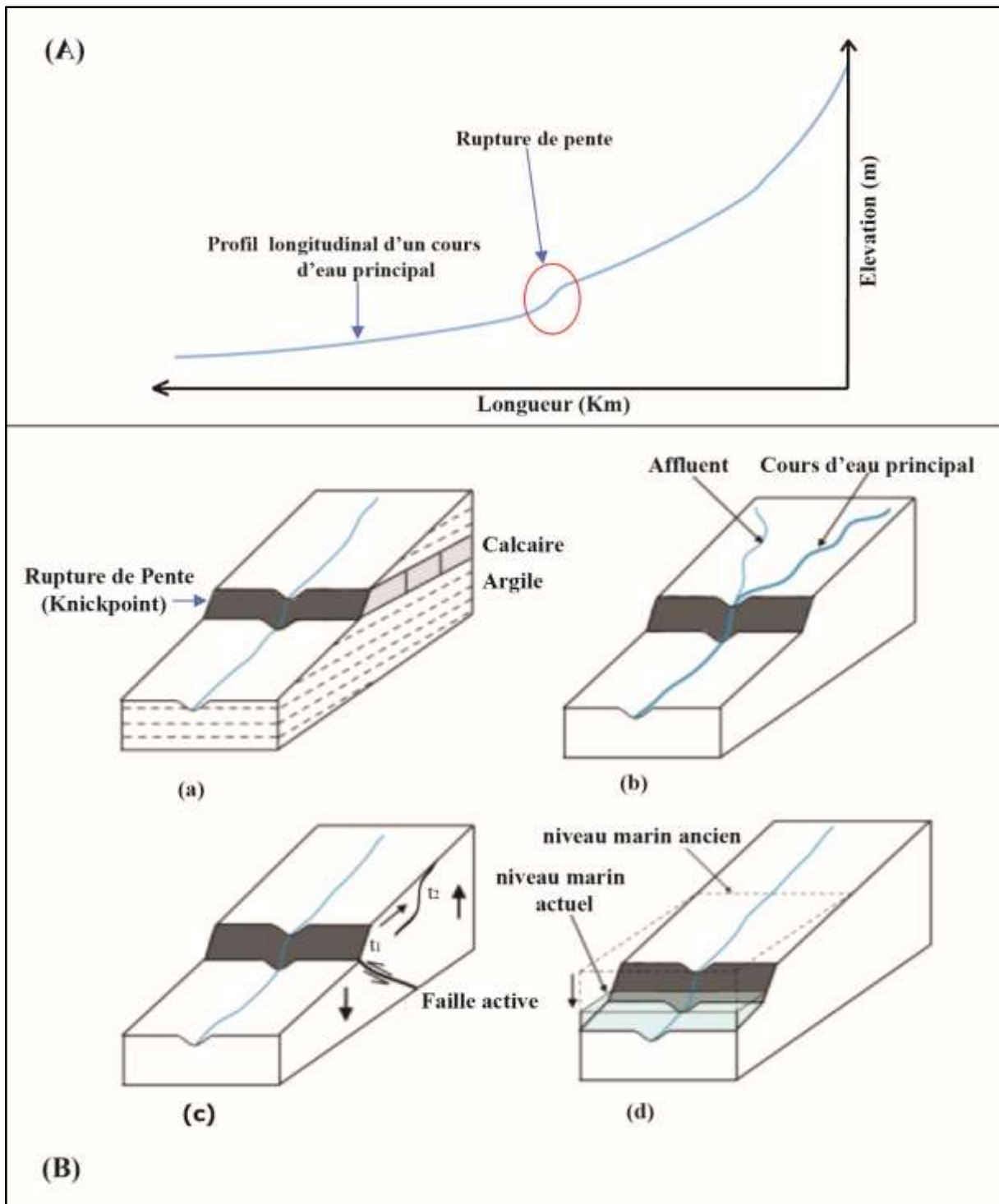
- **Facteur hydrologique** : la pente du profil en long d'un cours d'eau augmente en fonction de l'augmentation du volume d'eau et de la charge solide des cours d'eau et

principalement dans les zones de jonction, cette augmentation engendre la formation d'une rupture de pente d'origine hydrologique (généralement dans les zones à forte précipitations) (Fig.IV.5B(b)).

- **Facteur tectonique** : dans une zone tectoniquement active, et quand une rivière recoupe une faille active, la pente de son profil en long change en fonction du compartiment soulevé, ce qui donne naissance à une rupture de pente d'origine tectonique, qui recule vers l'amont par érosion régressive après l'activité tectonique (Fig.IV.5B(c)).

- **Facteur eustatique** : dans les bassins versants côtiers, une régression du niveau marin provoque la naissance d'une rupture de pente, dite d'origine eustatique, dans le profil en long d'une rivière au niveau dans son exutoire, cette rupture recule vers l'amont par érosion régressive (Fig.IV.5B(d)).

De cela, l'extraction des profils longitudinaux des principaux cours d'eau dans la zone d'étude représente un outil important pour mettre en évidence les ruptures de pente dans la zone du Haut Atlas de Demnate (H.A.D). Les données nécessaires pour tracer les profils longitudinaux des rivières ont été automatiquement extraites des MNT par traitement numérique à l'aide d'outils d'hydrologie SIG (Fig.IV.1).



**Fig.IV.5** : (A) profils en long d'un cours d'eau principal. (B) différents facteurs controlant l'apparition d'une rupture de pente (Knickpoint) (modifié d'après Namous, 2012 et Delcaillau, 2004), a : contrôle lithologique ; b : contrôle hydrologique ; c : contrôle tectonique ; d : contrôle eustatique.

### 1.2.2.2. Indice de rupture de pente (SLi)

L'indice de rupture de pente (SLi), représente un outil pratique pour fournir des informations sur les segments de rivières avec rupture de pente, en effet, des valeurs de SLi élevées indiquent la présence d'une rupture de pente.

L'indice SLi est calculé selon l'équation suivante (Hack 1973) (Fig.IV.2(e)) :

$$SLi = (\Delta h / \Delta L) * Ltc$$

Avec :

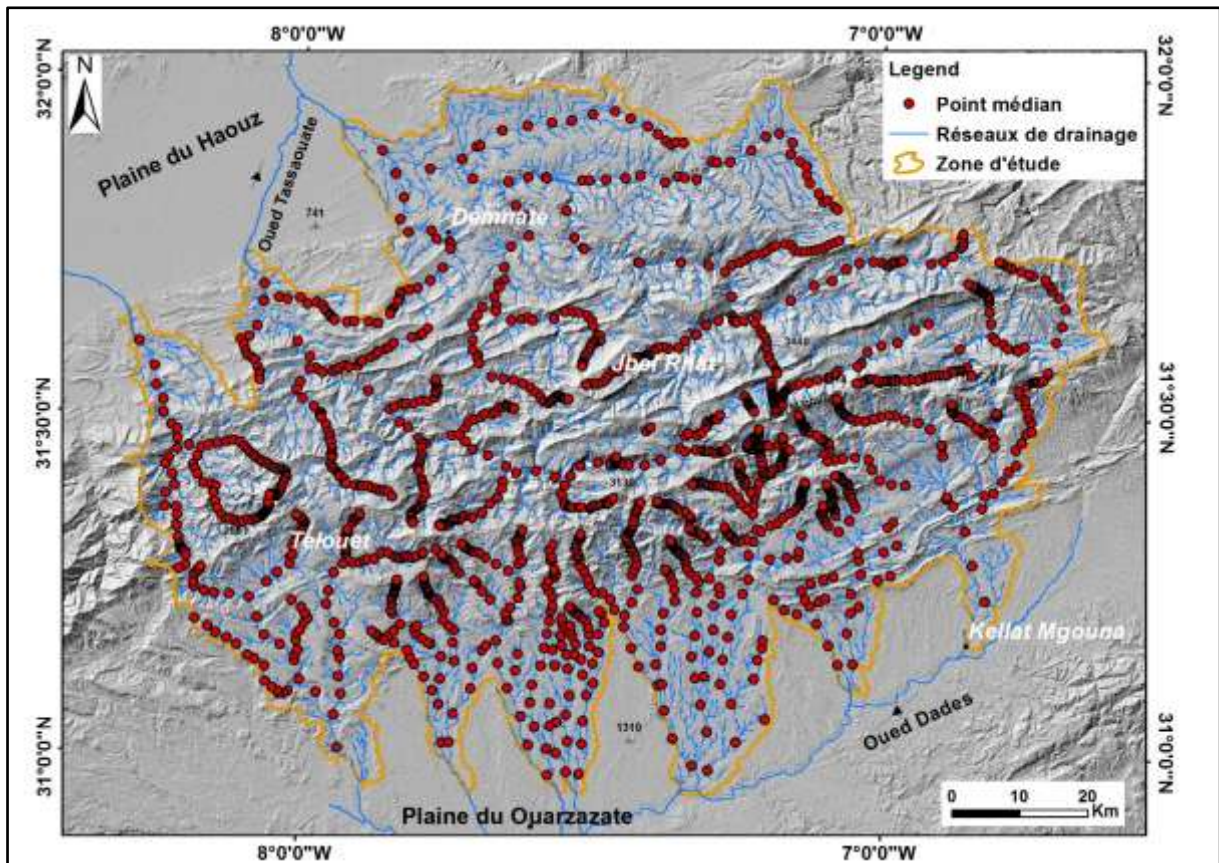
$\Delta h$  : désigne la différence d'altitude entre les extrémités du tronçon de rivière considéré,

$\Delta L$  : désigne la longueur du tronçon

$Ltc$  : est la distance entre la médiane du tronçon mesuré et la ligne de partage des eaux, en suivant le cours principal.

Dans notre zone d'étude, pour les 11 principaux cours d'eau (Fig.III.2) et leurs principaux affluents, le SLi a été calculé pour des segments de cours d'eau d'équidistance de 50 m. Les valeurs obtenues pour les cours d'eau principaux ont été utilisées pour tracer les profils SLi, ensuite, elles ont été corrélés avec les profils longitudinaux de chaque rivière pour détecter les principaux Knickpoints, et qui se matérialises par la superposition entre un changement brutal dans la pente des profils longitudinaux et les valeurs élevées de SLi. Egalement, les valeurs obtenus pour toute la zone (cours d'eau principaux plus leurs influents) sont utilisés pour produire une carte d'isovaleurs SLi, en utilisant le krigeage géostatistique dans un logiciel SIG pour tous les points mesurés (Fig. IV.6). On note que Les valeurs anormales sont des valeurs supérieures à la valeur moyenne calculée pour l'ensemble de la zone (Seeber et Gornitz 1983 ; De Araújo et al. 2010).





**Fig.IV.6 :** Localisation spatiale des points médians sur le réseau hydrographique (principaux cours d'eau et affluents), utilisés pour le calcul de l'indice SLi, avec un intervalle de 50 m.

### 1.2.2.3. Indice de pente normalisée (Ksn)

L'indice de pente normalisée (ksn), Semblablement à l'indice de rupture de pente (SLi), est un indicateur de l'incision fluviale, qui peuvent être déclenchée par plusieurs facteurs, à savoir le soulèvement tectonique, le changement de niveau de base (eustasie), le climat (hydrologie) ou la lithologie (Xue et al. 2018). Les profils longitudinaux des cours d'eau montrent une relation de loi de puissance empirique entre la pente du canal principal et la zone de drainage contributive exprimée par l'équation suivante (Hack 1973 ; Flint 1974 ; Wobus et al. 2006 ; Gani et Neupane 2018) :

$$S = K_s * A^{-\theta}$$

Avec :

S : désigne la pente du canal,

Ks : désigne l'indice de pente du canal,

A : désigne la zone de drainage

Θ : désigne l'indice de concavité du canal.

Pour chaque cours d'eau principal, nous avons extrait la pente du canal (S) et la zone de drainage en amont (A) sur un intervalle d'élévation de 25 m à l'aide de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) avec un DEM de résolution horizontale (x-y) de 30 m. Les données collectées sont utilisées pour tracer un diagramme Log (S)/Log (A) (Fig.IV.2(f)). Ensuite, l'analyse de régression des données du gradient du canal (S) et de la zone de drainage (A) nous a permis de déterminer les points de rupture de pente (points de rupture) qui sont marqués par des changements de gradient du canal (Fig.IV.2(f)), et qui indiquent une augmentation brutale de la pente du canal (Snyder et al. 2000 ; Wobus et al. 2006 ; Ambili et Narayana 2014). L'indice de pente normalisé (ksn) peut être utilisé comme indicateur de soulèvement tectonique différentiel lorsque la lithologie et le climat sont uniformes (Snyder et al. 2000 ; Wobus et al. 2006 ; Ambili et Narayana 2014).

Enfin, des valeurs d'indice de pente normalisée (ksn) ont été calculées pour les segments du cours d'eau principal en amont et en aval de chaque point de rupture (Fig.IV.7 et 10), en utilisant une concavité de référence de 0,45 (Wobus et al. 2006 ; Boulton et al. 2014 ; Xue et al. 2017). Ainsi, on distingue deux types de rupture de pente (Knickpoint) : les Knickpoints à pas vertical et les Knickpoints à rupture de pente (Fig.IV.2(f) et Fig.IV.7) (Wobus et al. 2006 ; Haviv et al. 2010 ; Kirby et Whipple 2012 ; Wang et al. 2015). Pour les Knickpoints à pas vertical, les segments au-dessus et au-dessous n'ont pas de changement évident des valeurs de ksn (Fig.IV.7), ils sont corrélés à une variation de la résistance des formations géologiques, alors que pour les Knickpoints à rupture de pente, les segments en amont et en aval présentent des valeurs de ksn distinctes (Fig.IV.2(f) ; Fig.IV.7), ils représentent généralement une influence tectonique (Wobus et al. 2006 ; Chen et al. 2015 ; Wang et al. 2015).

### **1.3. Identification des Knickpoints**

Nous avons analysé les onze cours d'eau principaux pour détecter et localiser les principaux points de rupture (Knickpoints), en utilisant une corrélation entre les ruptures de pente localisées dans les profils longitudinaux et les variations des valeurs dévoilées par les profils établis par les résultats de l'indice de rupture de pente (SLi). Ces méthodes sont renforcées par l'analyse Log (S)–Log (A) et les valeurs d'indice de pente normalisé (ksn) (Fig.IV.7), soutenus par la projection des points de rupture détectés sur la carte des unités lithologiques et la carte de distribution spatiale des précipitations (Fig.II.22 voir chapitre VI). Les Knickpoints détectés sont classés selon leur origine probable : (1) origine lithologique lorsque les Knickpoints sont liés à des changements considérables de la résistance des formations géologiques (Fig.IV.7 et IV.8), (2) origine tectonique lorsque les Knickpoints sont situés en

amont de failles sans changement considérable de la résistance des formations géologiques (Fig.IV.7 et IV.9), et (3) probables d'origine tectonique lorsque les indices SLI et ksn indiquent la présence d'un point de rupture sans changement lithologique avec l'absence d'une structure tectonique décrite (faille), en aval de cet Knickpoint.

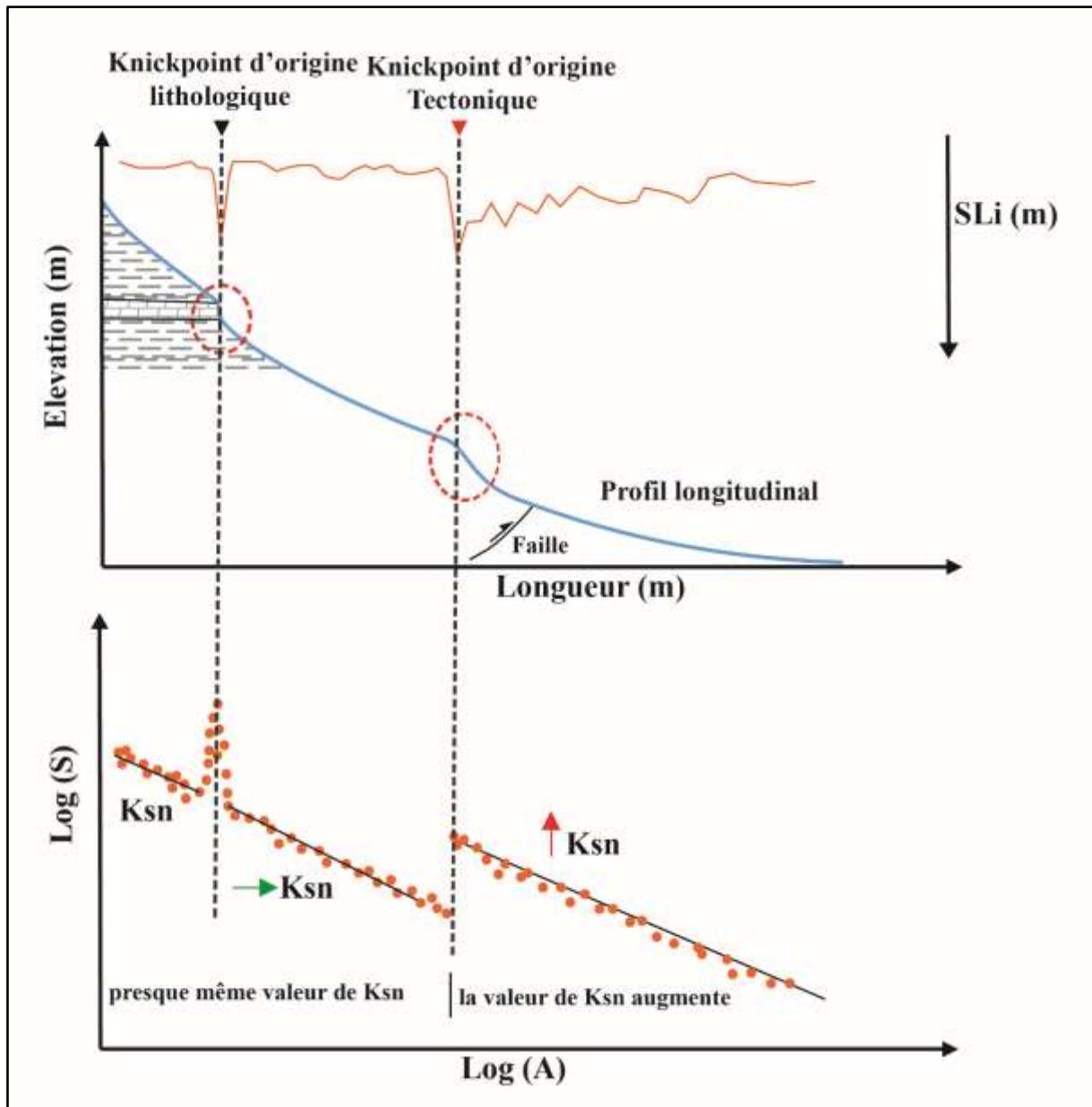


Fig.IV.7 : Méthode d'identification des Knickpoints des cours d'eau selon la méthode ksn.



**Fig.IV.8** : Photo montrant un Knickpoint d'origine lithologique (au niveau d'un affluent de l'oued Lakhdar) (N31°51'19" ; W6°55'51")..



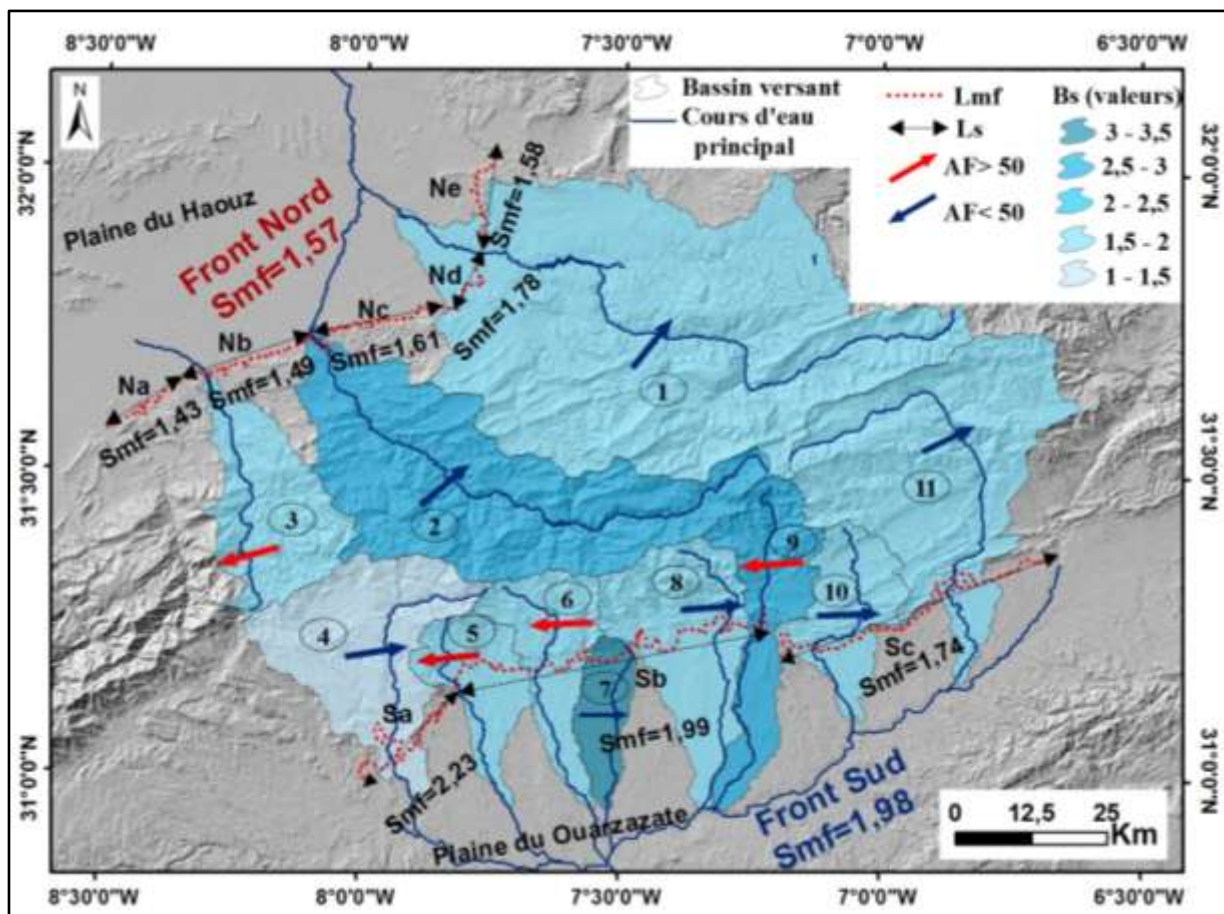
**Fig.IV.9** : (a) Photo montrant un Knickpoint d'origine tectonique (K1 au niveau de l'oued Ghdar) ; (b) vue de haut(N31°20'56" ; W7°23'24")..

## 2. Résultats

### 2.1. Indices morphotectoniques planaires

#### 2.1.1. Facteur d'asymétrie (AF)

Le facteur d'asymétrie (FA) est calculé pour les 11 bassins versants. Les valeurs obtenues (Tableau.IV.1) variaient entre 79,43 comme valeur maximale obtenue dans le bassin n°.7 (Gnada) et 24,61 comme valeur minimale calculée dans le bassin n°.5 (Engoub). Les bassins versant n°.1 et 2 s'inclinent vers le Nord-Est ; tandis que les bassins n° 4, 7, 8 et 10 s'inclinent à l'Est ; et le n° 11 vers l'Ouest-Nord-Ouest, alors que les bassins n° 3, 5, 6 et 9 s'inclinent vers l'Ouest (Fig.IV.10). Pour exprimer la direction d'inclinaison spatialement, les résultats d'AF sont représentés par des flèches indiquant la direction de l'asymétrie pour chaque bassin versant (Fig.IV.10).



**Fig.IV.10** : Carte des valeurs de la forme du bassin de drainage (Bs), les valeurs de la sinuosité du front de montagne (Smf) et les résultats du facteur asymétrique (AF) dans la zone d'étude. Les valeurs AF des bassins versants sont classées en deux catégories : AF<50 et AF>50. Lmf : la longueur du front de montagne le long du pied de la montagne ; Ls: la longueur du front de montagne mesurée le long d'une ligne droit. (Les bassins versants : 1- Lkhdar , 2- Tassaouat, 3-Ghdat, 4- Mellah, 5-Ngoub, 6- Ezerki, 7- Gnada, 8- Tamssine, 9- Skoura, 10- Imassine, 11-Mgoun)

### 2.1.2. Sinuosité du front de montagne (Smf)

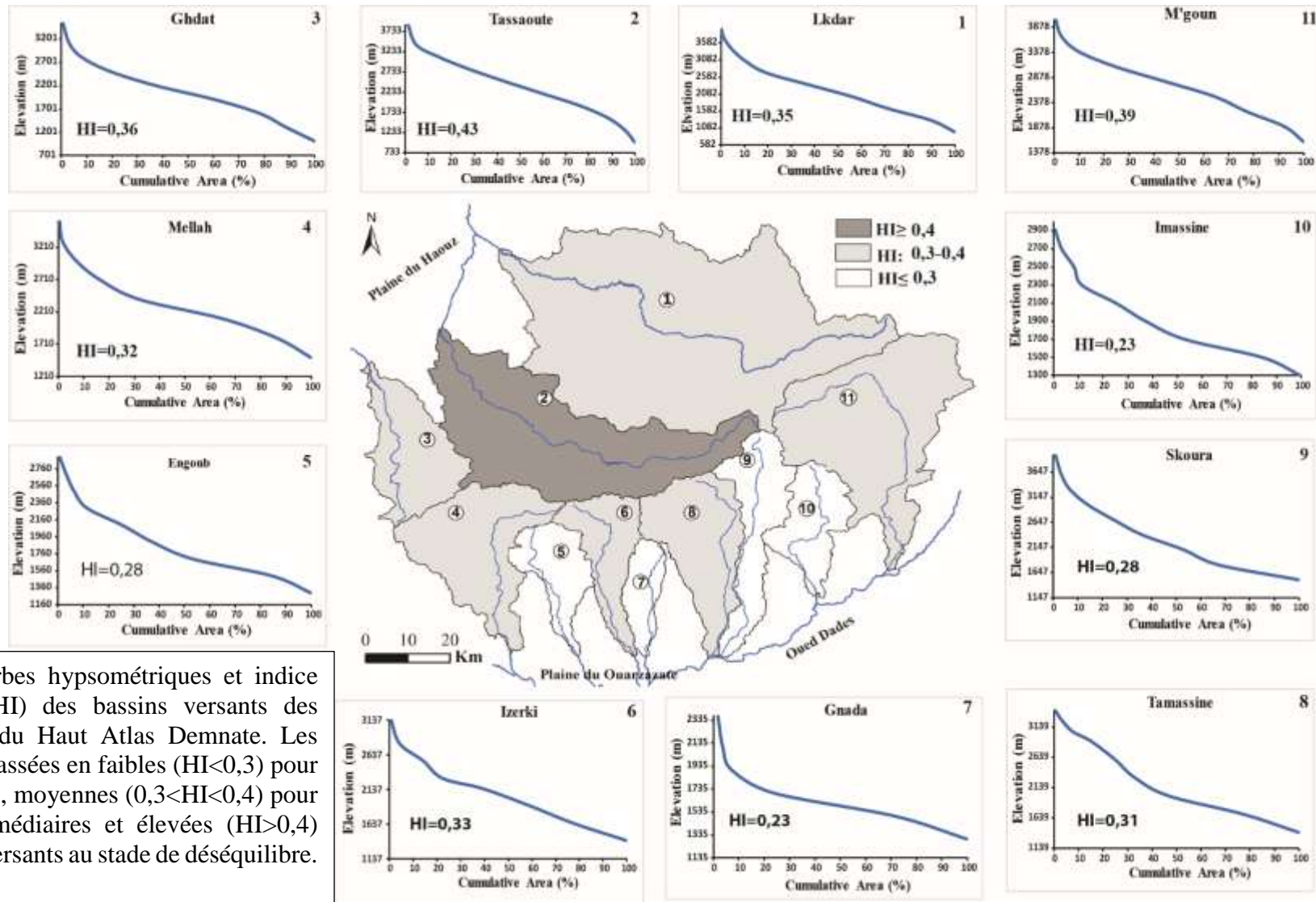
Pour le calcul de l'indice du front de montagne (Smf), nous avons subdivisé le flanc Nord en cinq segments (Na, Nb, Nc, Nd, Ne), et le flanc Sud en trois segments (Sa, Sb, Sc) (Fig.IV.10). Les résultats obtenus sont présentés dans le [tableau.IV.1](#). Pour le flanc nord, les valeurs de Smf varient entre 1,43 (segment Na) et 1,78 (segment Nd), avec une valeur moyenne de 1,57 et pour le flanc sud, les valeurs varient entre 2,23 (segment Sa) et 1,74 (segment Sc), avec une valeur moyenne de 2,05 (Fig.IV.10 et [Tableau IV.1](#)).

### 2.1.3. Indice de forme du bassin versant (Bs)

Le calcul de l'indice de forme du bassin versant (Bs), pour les principaux bassins versants, a donné les résultats représentés dans le [tableau IV.1](#). Sur le flanc nord, les valeurs de Bs variaient entre 2,58 comme valeur maximale pour le bassin n°. 2 (Tassaoute), et 1,75 comme valeur minimale pour le bassin no. 3 (Ghdad) (Fig.IV.10 et [Tableau IV.1](#)). Sur le flanc sud, une valeur maximale de 3,13 de Bs, a été calculée pour le bassin n°. 7 (Gnada), et une valeur minimale de Bs= 1,04, est obtenu pour le bassin n°. 4 (Mellah) (Fig.IV.10 et [Tableau IV.1](#)). De point de vue général, les valeurs obtenues de **Bs** dans le Haut Atlas de Demnate montrent que la plupart des bassins sont de taille allongée surtout les bassins 1, 2, 6, 7 et 9 (Fig.IV.10).

### 2.1.4. Courbe hypsométrique et intégrale hypsométrique (HI)

Le traçage des courbes hypsométriques montre que les rivières n°2 et 11 ont une courbe à allure convexe, et les cours d'eau n°1, 3 et 4 ont des courbes à allure sigmoïdale, tandis que les autres cours d'eau (5, 6, 7, 8, 9, 10) ont des courbes complexes. Les valeurs de l'intégrale hypsométrique (HI) allaient de 0,23 (Bassin de Gnada) à 0,43 (Bassin de Tassaoute), avec une valeur moyenne de 0,32 (Fig.IV.11).



**Fig.IV.11 :** Courbes hypsométriques et indice hypsométrique (HI) des bassins versants des bassins versants du Haut Atlas Demnate. Les valeurs HI sont classées en faibles ( $HI < 0,3$ ) pour les bassins stables, moyennes ( $0,3 < HI < 0,4$ ) pour les bassins intermédiaires et élevées ( $HI > 0,4$ ) pour les bassins versants au stade de déséquilibre.

**Tableau IV.1** : Valeurs des indices géomorphiques calculés pour les 11 bassins versants dans le Haut Atlas Demnate ; (hypsométrique intégral (IH), facteur d'asymétrie (AF), forme du bassin versant (BS), sinuosité du front de montagne (Smf), indice de rupture de pente (SLi) et l'indice de pente de canal normalisé (ksn)).

Front	Bassins		Air drainée (Km <sup>2</sup> )	Longueur du cours d'eau principal (Km)	IH	AF	Bs	Smf	SLI (m)			Ksn(m <sup>0,9</sup> )		
	N°	Name							Min	Max	Moy	Min	Max	Men
Nord	1	Lkhdar	2996,61	130,89	0,35	44,60	1,83		28	16506	1593	21,5	6760	601
	2	Tassaoute	1522,55	116,04	0,50	41,44	2,58	1,57	27	4511	1053	10	6615	426
	3	Ghdat	539,56	54,51	0,36	75,18	1,75		36	2522	742	24,5	836	209
Sud	4	Mellah	771,25	59,43	0,32	77,12	1,04		58	1510	566	12	1050	170
	5	Engoub	309,12	44,23	0,28	24,61	1,82		55	1119	476	30,5	559	172
	6	Izerki	377,89	52,89	0,33	34,12	1,87		60	861	321	29	836	121
	7	Gnada	191,47	31,4	0,23	79,43	3,13	2,05	35	328	170	23	158	57
	8	Tamassine	616,43	60,99	0,31	76,66	1,81		85	3560	610	34	1090	212
	9	Skoura	479,43	71,18	0,28	35,59	2,8		34	2405	684	50	1066	246
	10	Imassine	309,12	49,35	0,36	55,82	1,66		37	832	409	14	1574	199
	11	M'goun	1328,99	97,14	0,39	52,25	1,83		96	20497	1442	24	6146	379



## 2.2. Indices morphotectoniques linéaires

### 2.2.1. Profile longitudinal

Les analyses des profils longitudinaux des cours d'eau principaux montrent que les cours d'eau du versant nord ont des formes généralement irrégulières avec plusieurs convexités (Knickzones), alors que les cours d'eau du versant sud ont des formes concaves avec quelques convexités locales de longueurs généralement courtes, à l'exception de la rivière M'goun, qui est le plus long et présente plusieurs Knickzones (Fig.IV.12).

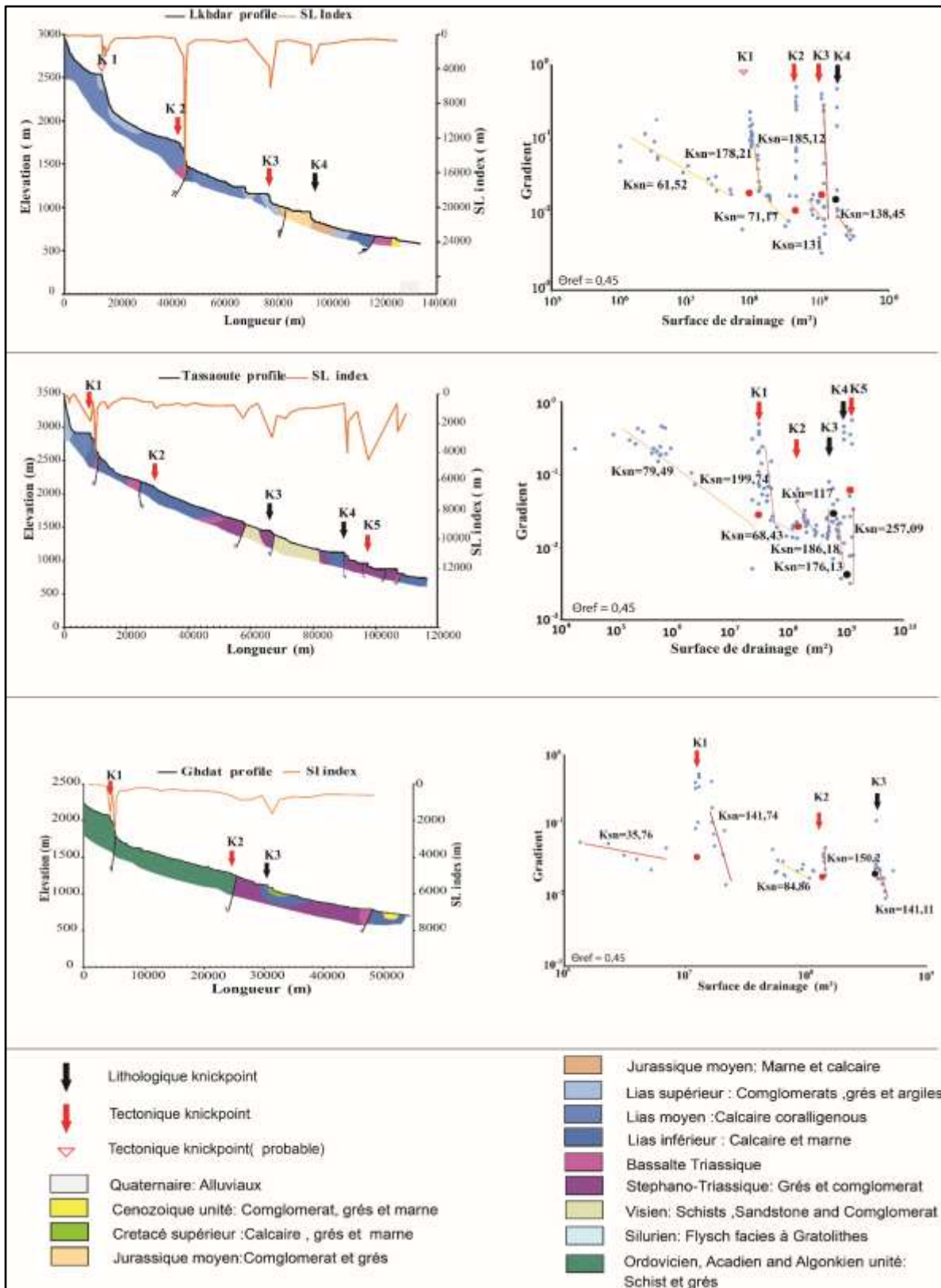
### 2.2.2. Indice de rupture de pente (SLi)

Le calcul de l'indice de rupture de pente (SLi), dans le Haut Atlas de Demnate, montre que les valeurs varient entre 17 comme valeur minimale et 20497 comme valeur maximale (Tableau.IV.1), avec une moyenne de 705 et un écart type de 1345. Ces deux valeurs (moyenne et écart type) sont utilisées pour déterminer les classes du SLI, Quatre classes ont été déterminées ; les valeurs inférieures à 705 sont dites normales, les valeurs comprises entre 705 et 1345 indiquent des anomalies du troisième degré, les valeurs comprises entre 1345 et 2690 révèlent des anomalies du deuxième degré et les valeurs supérieures à 2688 représentent des anomalies du premier degré (Fig.IV.12).

La corrélation entre les profils longitudinaux et les valeurs SLI de chaque cours d'eau principal (Fig.IV.12), a pour but d'évaluer les principaux points de rupture observés et de les comparer aux valeurs élevées de SLI dans chaque profil (Fig. IV. 12).

Les résultats montrent une très bonne corrélation entre les valeurs élevées du SLI et l'emplacement des principales ruptures de pente sur les cours d'eau de Lkhdar, Tassaoute, Ghdat, Mellah, Engoub, Izerki, Tamassin, Skoura, Imassin et M'goun (Fig.IV.12).

La carte d'isovaleurs SLI montre la distribution spatiale des valeurs SLI, et elle permet de distinguer les zones à indice élevé des zones à faible indice. Dans la zone d'étude, 12 zones à haut SLI ont été identifiées (Fig.IV. 13). Dans le versant Sud, la zone d'anomalie 1 est localisée le long de la rivière Tamassine et ses affluents. Les valeurs anormales des zones 2, 3 et 4 sont localisées le long de la rivière M'goun (Fig.IV. 13).



**Fig.IV.12.** Analyse du profil longitudinal et de l'indice de rupture de pente (SLI) pour les principaux cours d'eau de la zone d'étude, avec différents emplacements de points de rupture, et indice de pente normalisé (ksn) calculé au-dessus et en dessous des points de rupture à partir des régressions linéaires des données pente-surface en log-log. Le cercle plein indique l'emplacement du point de rupture ; cercle rouge, point de rupture tectonique ; cercle noir, point de rupture lithologique

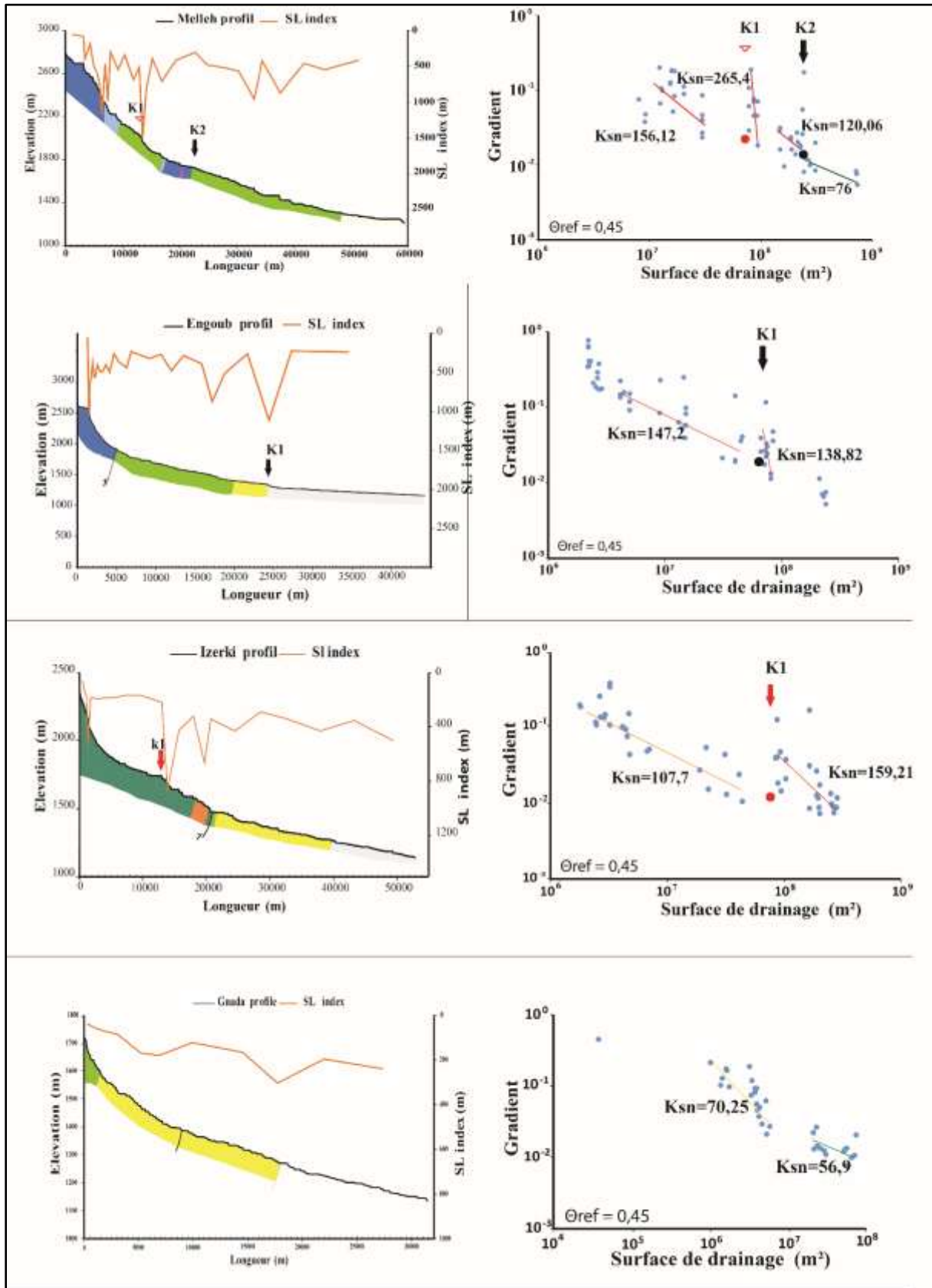


Fig.IV.12 : Suite

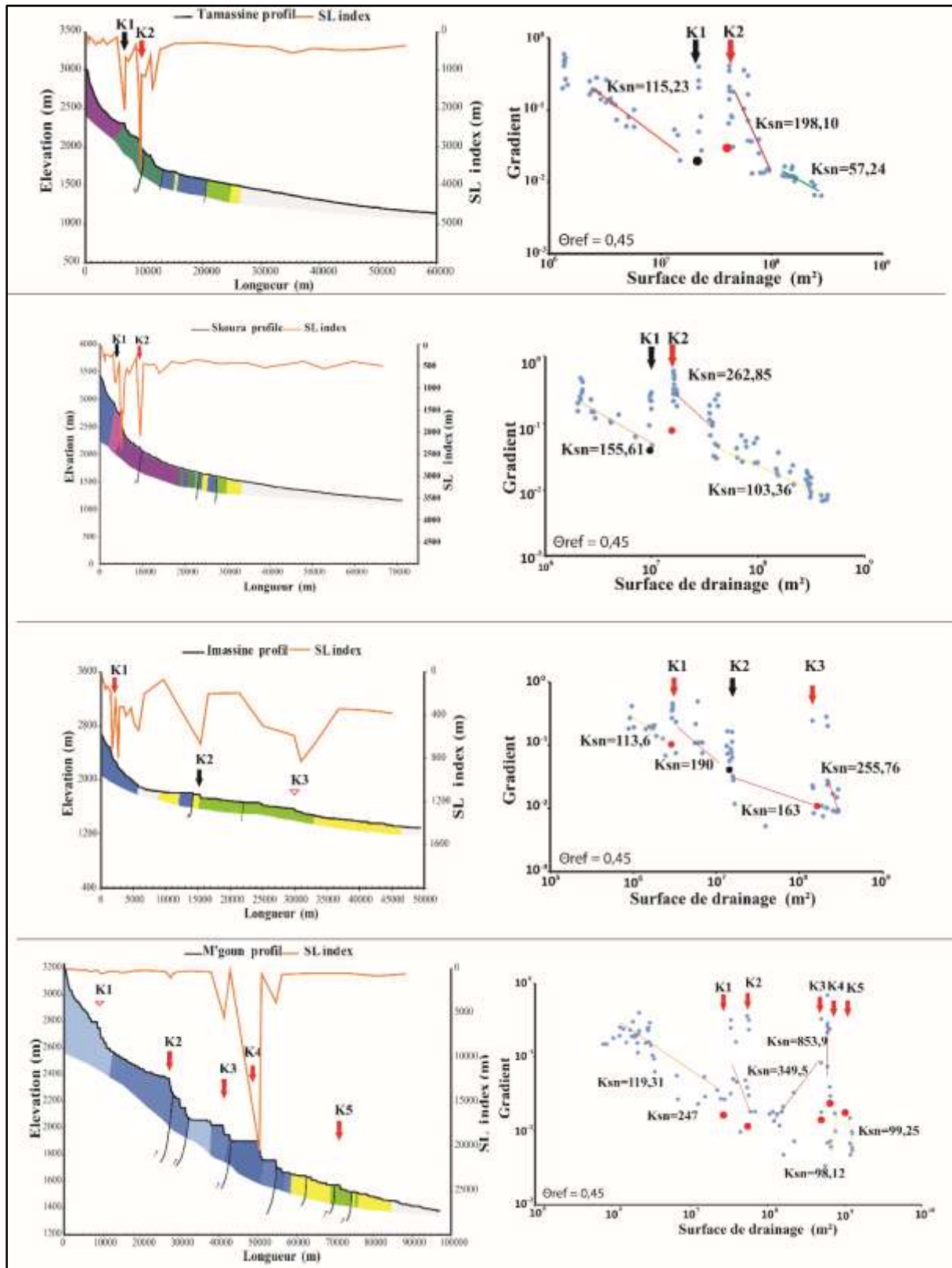


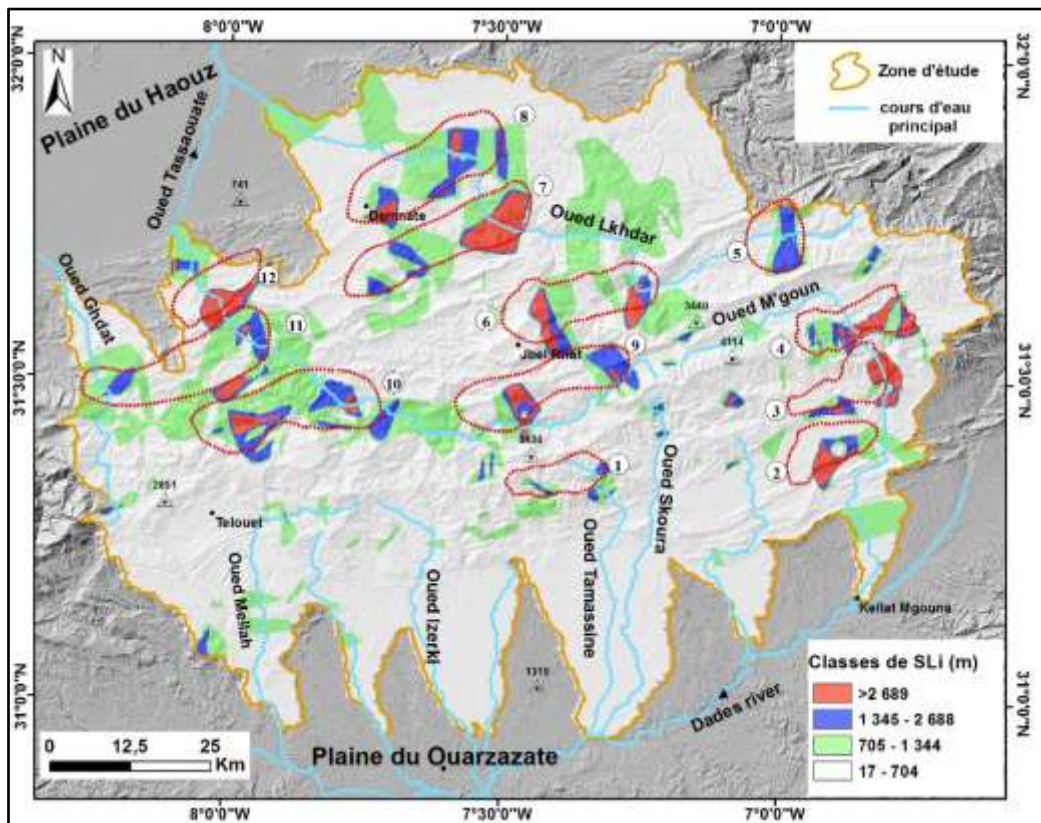
Fig.IV.12 : Suite

Sur le versant Nord, les zones anormales sont ramifiées. Les zones 5, 6, 7 et 8 sont situées sur la rivière Lkhdar et ses affluents, et les zones 9, 10, 11 et 12 sont liées à la rivière Tassaoute et ses affluents (Fig.IV.13). Globalement, la distribution spatiale à l'échelle du Haut Atlas de Demnate montre un alignement de ces anomalies le long des plusieurs failles majeures (10, 6 et 5 par exemple), ce qui peuvent indiquer une influence des structures majeurs dans la zone.

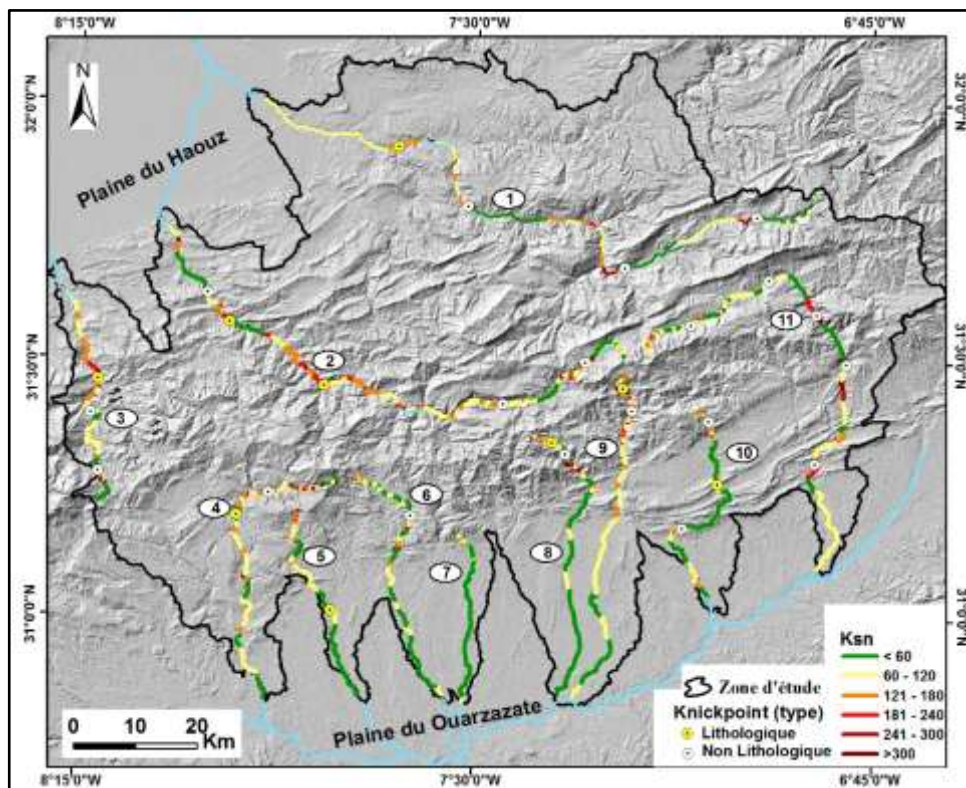
### 2.2.3. Indice de pente normalisée (Ksn)

Les valeurs de ksn dans le Haut Atlas de Demnate vont de 10,34 à 6760,95, les variations les plus élevées se produisant dans les bassins versants 1 et 2 dans le versant nord et dans les bassins versants 10 et 11 dans le versant sud, et les variations les plus faibles sont calculées pour la rivière principale du bassin versant n°.7 (Tableau IV.1 et IV.2 ; Fig.IV.14). L'analyse  $\text{Log}(S)/\text{Log}(A)$  et la distribution spatiale des valeurs de l'indice ksn pour les principales cours d'eau dans la zone d'étude montre que dix rivières ont des points de rupture avec des valeurs de ksn variables en amont par rapport à l'aval des points de rupture de pente (point de rupture) (Fig.IV.9 et Fig.IV.14). De plus, les principaux cours d'eau présentent 2 à 6 valeurs de ksn différentes sur les segments entre les Knickpoints (Fig.IV.11 et Fig.IV.14).

Certains segments en aval des points de rupture sont beaucoup plus longs que les segments en amont (par exemple, les bassins 1, 2, 9, 11), ce qui suggère qu'une telle variation peut être liée au soulèvement tectonique ou aux variations lithologiques. En général, les valeurs de ksn pour les principaux segments des cours d'eau principaux varient entre 35,76 et 853,9 (Tableau.IV.1 et Fig. IV.14).



**Fig.IV.13 :** Carte d'isovaleurs montrant la distribution spatiale des valeurs de l'indice de rupture de pente (SLi) des cours d'eau du HAD construite par l'interpolation des valeurs SLi calculées à l'aide d'un intervalle de 50 m le long des principaux cours d'eau et leurs affluents.



**Fig.IV.14 :** Distribution spatiale des points de rupture et indices de pente normalisés (ksn) qui sont calculés à l'aide d'un intervalle de 25 m le long des principaux cours d'eau de la HAD.

### 2.3. Knickpoints identifiés

Dans le Haut Atlas de Demnate, l'analyse des principales rivières à l'aide de l'analyse des principaux profils longitudinaux, l'analyse de l'indice de rupture de pente (SLi), l'analyse  $\text{Log}(S)/\text{Log}(A)$  et le calcul de l'indice de pente normalisée (ksn) pour les onze cours d'eau principaux (Figs.IV.12 ; IV.13 et IV.14), ont mis en évidence la présence de 28 ruptures de pente (Knickpoints), dont 12 ruptures de pente sont détectées dans les cours d'eau principaux (Lkhdar, Tassaouet, et Ghdat) du versant nord, et dans le versant Sud de la zone d'étude, 16 ruptures ont été détectées (Fig.IV.12 ; Tableau.IV.2).

Généralement, les cours d'eau principaux présentent entre 1 et 5 Knickpoints, à l'exception de la rivière n°. 7 qui ne montre aucun point de rupture (Tableau.IV.2). De plus, les Knickpoints suggérés d'être d'origine tectonique (par exemple, K2 dans les bassins 1 et 11) représentent près de 64%, et sont marqués par un changement brutal de la pente du cours d'eau qui se développe généralement en amont d'une faille et à l'intérieur des formations géologiques qui ne montrent pas une variation considérable de la résistance des roches, ces Knickpoints sont généralement matérialisés dans le diagramme  $\text{Log}(S)/\text{Log}(A)$  par une augmentation de la pente et de la valeur de Ksn en aval de ces points (Fig.IV.12 et IV.13). D'autre part, les Knickpoints suggérés d'origine lithologique (par exemple, K2 dans les bassins 4, 10 et 11) représentent près de 36% (Tableau.IV.2) et sont généralement situés au niveau des limites entre des formations géologiques montrant une forte variation d'érodabilité lithologique (Fig.IV.12), ces points sont marqués dans le diagramme  $\text{Log}(S)/\text{Log}(A)$  par des points de rupture à pas verticale (Fig.IV.12). Les Knickpoints, soit d'origine tectonique ou d'origine lithologique, sont caractérisés par des valeurs élevées de l'indice de rupture de pente (SLi).

La distribution des Knickpoints dans le versant nord, montre que le cours d'eau n°. 1 (Lkhdar) présente 4 Knickpoints dont une est d'origine lithologique et trois sont d'origine tectonique ; le cours d'eau n°. 2 (Tassaoute) montre 5 Knickpoints dont deux sont d'origine lithologique et trois sont d'origine tectonique ; et le cours d'eau n°. 3 (Ghdat) montre 3 Knickpoints, une d'origine lithologique et deux d'origine tectonique (Fig.IV.12 et Tableau.IV.2). Pour le versant sud, le cours d'eau n°. 4 (Mellah) montre deux points de rupture, une d'origine tectonique probable et l'autre d'origine lithologique ; le cours d'eau n°. 5 (Engoub) a un unique point de pente suggéré d'être d'origine lithologique ; le cours d'eau n°. 6 (Izerki) a un seul point de rupture suggéré d'origine tectonique ; le cours d'eau n°. 7

(Gnada) ne montre aucune Knickpoint ; les cours d'eau n°. 8 et 9 montre deux Knickpoints d'origine lithologique et une d'origine tectonique ; le cours d'eau n°. 10 présente trois Knickpoints, une d'origine lithologique et les deux autres sont d'origine tectonique ; et enfin le cours d'eau n°. 11 présente 5 points de rupture, quatre suggérés d'origine tectonique et une d'origine tectonique probable (Tableau.2 et Fig. IV. 6) .

Tableau IV.2 : les points de rupture (Knickpoints) localisés sur chaque cours d'eau principal, leurs caractéristiques et leur origine.

Cours d'eau						
Front	N°	Name	N°	Elevation (m)	SLI (m)	Origine proposé
Versant Nord	1	Lkhdar	K1	2504	2404	Tectonique Probable
			K2	1725	16506	Tectonique
			K3	1125	6269	Tectonique
			K4	712	1049	Lithologique
	2	Tessaout	K1	2717	4017	Tectonique
			K2	2123	981	Tectonique
			K3	1405	2993	Lithologique
			K4	1082	4061	Lithologique
			K5	940	4516	Tectonique
	3	Ghdar	K1	2113	2553	Tectonique
			K2	1284	878	Tectonique
			K3	1123	1625	Lithologique
Versant Sud	4	Mellah	K1	2014	1510	Tectonique Probable
			K2	1462	872	Lithologique
	5	Engoub	K1	1425	1119	Lithologique
	6	Izerki	K1	1660	860	Tectonique
	7	Gnada	0	-	-	-
	8	Tamassine	K1	2311	2043	Lithologique
			K2	1994	3560	Tectonique
	9	Skoura	K1	2375	2405	Lithologique
			K2	2045	2100	Tectonique
	10	Imassine	K1	2617	792	Tectonique
			K2	1638	661	Lithologique
			K3	1576	831	Tectonique Probable
	11	M'goun	K1	2715	628	Tectonique Probable
			K2	2325	1068	Tectonique
			K3	2013	5529	Tectonique
K4			1810	20497	Tectonique	
K5			1523	891	Tectonique	



## Conclusion

Dans ce chapitre nous avons réalisé une analyse morphotectonique de la région du Haut Atlas de Demnate, afin de localiser et déterminer les structures tectoniquement actives dans la zone et de quantifier cette activité tectonique pendant le Quaternaire, et comprendre l'évolution géomorphologique de cette zone d'ultime importance. Cette étude morphotectonique, est facilitée par l'utilisation des techniques SIG pour l'extraction des données nécessaires pour le calcul et le traçage des divers paramètres morphométriques des principaux bassins versants dans la zone d'études, et principalement l'extraction automatique des profils longitudinaux et l'extraction des données nécessaires pour le calcul des indices de rupture de pente SLi et Ksn.

Dans ce chapitre nous avons calculé et représenté deux types des indices sont :

- ✓ Les indices planaire liés essentiellement à la morphologie et le relief des bassins versants : le facteur d'asymétrie du bassin versant (AF), l'indice du front du montagne (Smf), l'indice de Forme du bassin versant (Bs), la courbe hypsométrique et l'intégrale hypsométrique (HI).
- ✓ Les paramètres linéaires liés, principalement, aux réseaux de drainage des bassins (Cours d'eau principale et ses affluents); le profil longitudinal du cours d'eau principal pour chaque bassin, l'indice de rupture pente (SLi), et l'indice de pente normalisé (Ksn).

L'analyse des profils longitudinaux, des valeurs de l'indice de rupture de pente (SLi) et de l'indice de pente normalisé (Ksn), permet de déterminer 28 Knickpoints, avec une dominance des knickpoints d'origine tectonique, ce qui donne une idée sur les structures tectoniquement actives dans la zone d'étude, et sur l'influence de tectonique sur l'évolution de la zone (voir plus loin chapitre discussion).

Les valeurs obtenues à partir du calcul des indices Bs, AF, Smf, et HI montrent que la zone représente des signes d'une activité tectonique modérée au cours du Quaternaire (Voir chapitre discussion).

---

## **CHAPITRE V**

# **Datation morphotectonique de la dernière perturbation tectonique dans le Haut Atlas de Demnate**

---

## Introduction

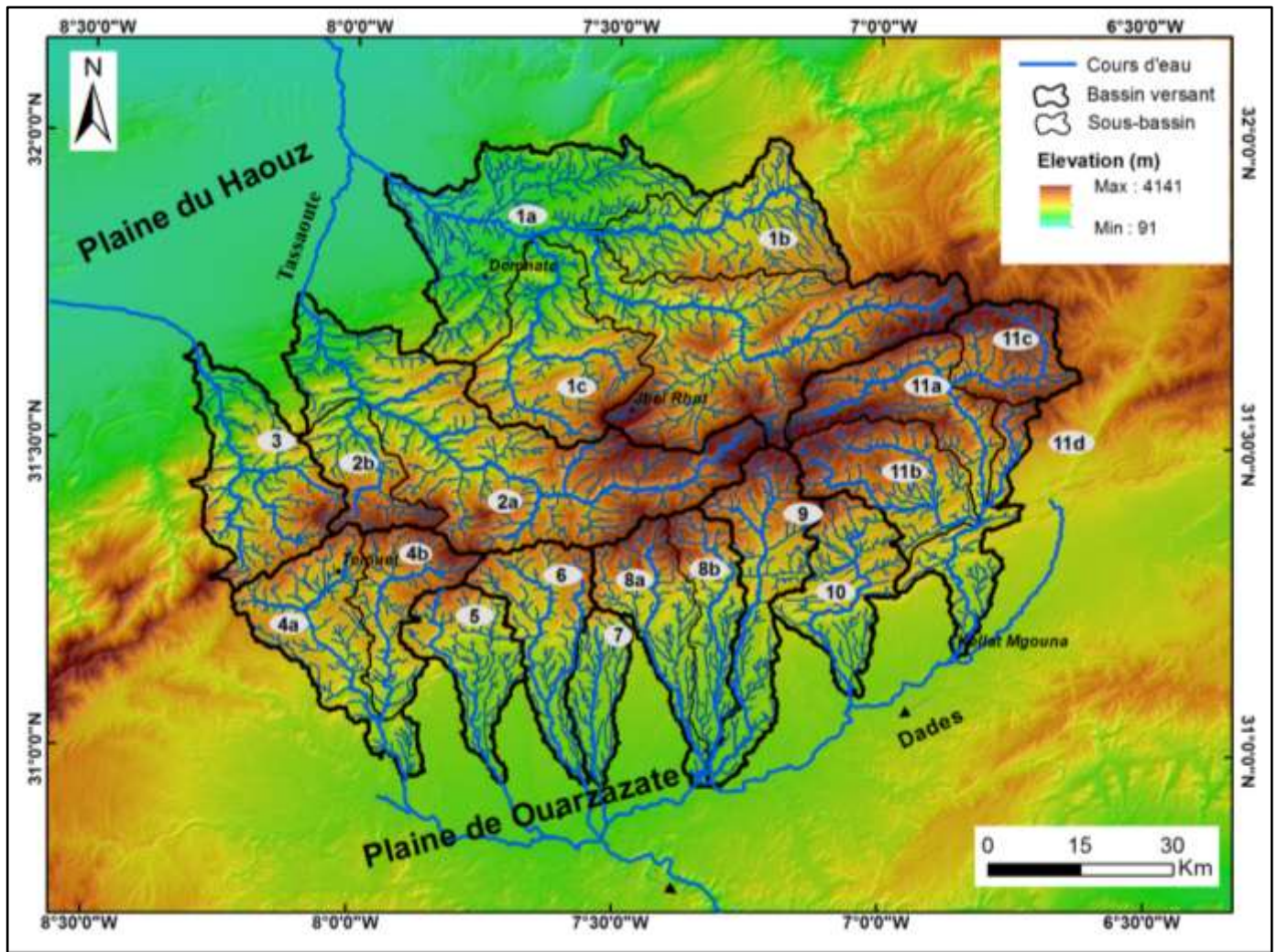
Le Haut Atlas de Demnate est une chaîne intracontinentale, liée à l'orogénèse alpine, (Frizon de Lamotte et al. 2000). Son soulèvement est le résultat de la réactivation de plusieurs failles (Dutour et Ferrandini, 1985 ; Frizon de Lamotte et al. 2000 ; Morel et al. 2000 ; Nahid et Benzakour, 2002 ; Delcaillau et al. 2010 et 2011). Des auteurs comme Gomez et al. (2000) ; Barbero et al. (2007) suggèrent que le soulèvement du Haut Atlas Central a eu lieu entièrement dans l'Eocène Supérieur, par contre d'autres suggèrent deux périodes de soulèvement une à l'Eocène Supérieur (à environ 20 Ma) et une deuxième au Plio-Quaternaire (Frizon de Lamotte et al. 2000; Morel et al. 2000 ; Lanari et al 2020a et 2020b). Le soulèvement pendant le Quaternaire est appuyé par d'autres études, qui indiquent une activité tectonique (soulèvement) pendant le Plio-Quaternaire (Fraissinet et al. 1988 ; Görler et al. 1988 ; El Harfi et al. 1996 ; Frizon de Lamotte et al. 2000; Morel et al. 2000 ; Babault et al. 2008 ; Delcaillau et al. 2010 ; Lanari et al 2020a et 2020b).

Malgré les progrès, l'âge du soulèvement Quaternaire du Haut Atlas reste mal déterminé, à l'exception de l'accord sur une période de soulèvement pendant le Plio-Quaternaire. Tandis que, la connaissance du moment de soulèvement serait très utile pour mieux comprendre l'histoire quaternaire régionale.

Actuellement la morphotectonique a développée des méthodes pratiques pour arracher des informations sur l'activité tectonique, en se basant principalement sur l'étude des profils longitudinale des cours d'eau (Whipple et Tucker, 1999; Snyder et al. 2000; Kirby et al. 2012 ; Whipple, 2004 ; Wobus et al. 2006 ; Nexer et al. 2015 ; Xue et al. 2017 ; Gani and Neupane, 2018).

Dans ce chapitre on va adopter une approche morphométrique pour dater le soulèvement du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central) pendant le Quaternaire. Cette approche décrit la « progression de l'incision » en fonction de l'échelle prise par un cours d'eau principal en érosion par rapport à son réseau d'affluents (Demoulin, 2011), ce qui mène à la définition d'un indice de valeur régionale qui s'est récemment révélé capable d'extraire des informations sur le temps à partir de la topographie (Demoulin, 2012).

Cette approche est applicable sur les bassins et les sous bassins de différentes tailles (Demoulin, 2011), dans des zones tectoniquement actives avec un style de soulèvement en blocs (cas des Haut Atlas de Demnate), pour cela nous avons intégré à l'analyse quelques sous bassins en plus des 11 principaux bassins versants de la zone d'études (Fig.V.1).



**Fig.V.1** : Modèle numérique d'élévation de la zone d'étude (MNT) localisant les principaux bassins et sous bassins étudiés dans cette approche. 1a :Lkhdar ;1b,1c Sous bassins (influent) du Lkhdar ; 2a : Tassaoute, 2b influent tassaouet ; 3 :Ghdat, 4a Mellah, 4b influent Mellah ; 5 :Engoub, 6 :Izerki, 7 :Gnada, 8a :Tamassine ,8b :Tamassine influent ; 9 :Skoura, 10 :Imassine,11a :M'goun ,11b,11c et 11 :M'goun influents.

## 1. Méthodes

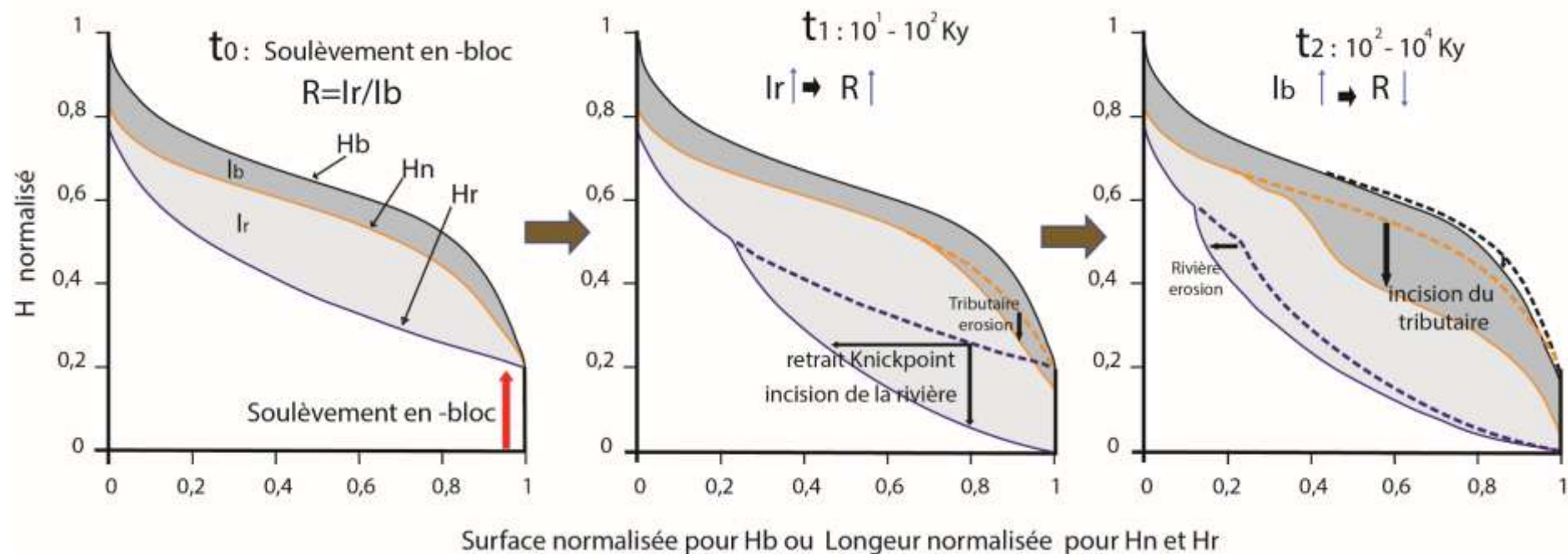
Notre travail repose essentiellement sur le calcul d'un nouvel indice  $S_R$  proposé par Demoulin (2011 et 2012), qui décrit le stade atteint par l'ensemble du paysage dans sa réponse à la dernière perturbation, supposée d'origine tectonique, et qui est capable de donner une estimation quantitative de l'âge de la dernière perturbation tectonique dans la région étudiée.

### 1.1. Principe de la méthode :

Le concept de la méthode proposé par Demoulin (2011) se base sur l'idée que la diminution relative du niveau de base d'érosion (par exemple engendrer par un soulèvement tectonique) génère une onde d'érosion, qui se propage ensuite à travers le bassin versant de la partie aval vers la partie amont. Cette diminution relative de la base d'érosion génère une réaction successive des trois principaux éléments géomorphologiques du bassin versant à savoir le cours d'eau principale, le réseau de drainage et le relief du bassin versant. Tout d'abord un approfondissement brutal se manifeste au niveau du cours d'eau principale, puis l'onde d'érosion se propage dans l'ensemble du réseau de drainage, enfin la vague d'érosion étendu sur les reliefs de l'ensemble du bassin. Ces changements se refléteront dans la même séquence dans la morphologie des courbes hypsométriques des trois éléments géomorphologiques (Fig.V.2). Demoulin en (2011), est à la base de ces trois intégrales, propose une succession des calculs et des corrections, pour calculer un indice métrique R et le rendre capable de donner des informations sur le temps de formation de cette vague d'érosion (l'âge du soulèvement).

### 1.2. Extraction des données et analyse

Dans cette approche morphométrique on a utilisé des techniques SIG pour extraire des données nécessaires pour le traçage (par **Excel**) des trois intégrales ( $H_b$ ,  $H_r$  et  $H_n$ ) des principaux bassins versant et sous bassin versant dans la zone d'études, les résultats obtenus sont utilisés pour calculer une succession d'indices (Fig.V.3).



**Fig.V.2** : Croquis conceptuels des réponses successives de  $H_r$ ,  $H_n$  et  $H_b$  à un soulèvement en bloc, et l'implications pour le rapport  $R$  via les changements de  $l_r$  et  $l_b$  (modifié d'après Demoulin, 2011).

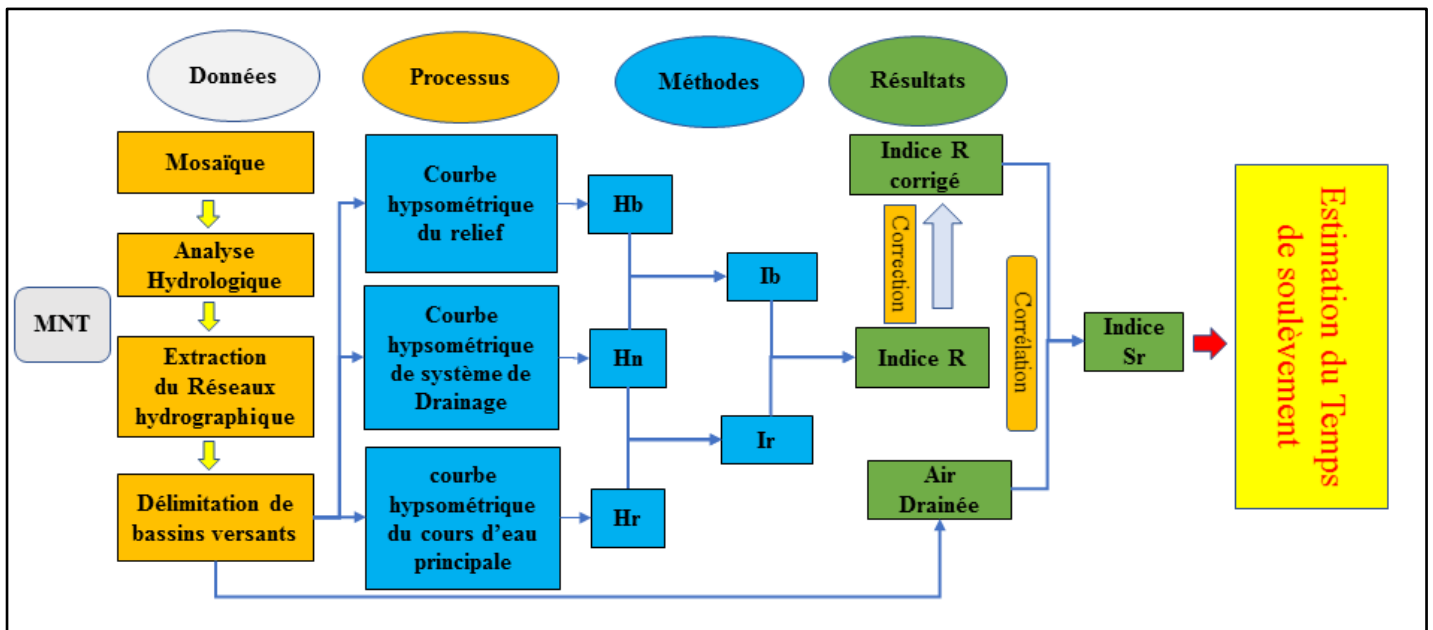


Fig.V.3 : Organigramme de la méthodologie du travail.

### 1.2.1. Indices élémentaires

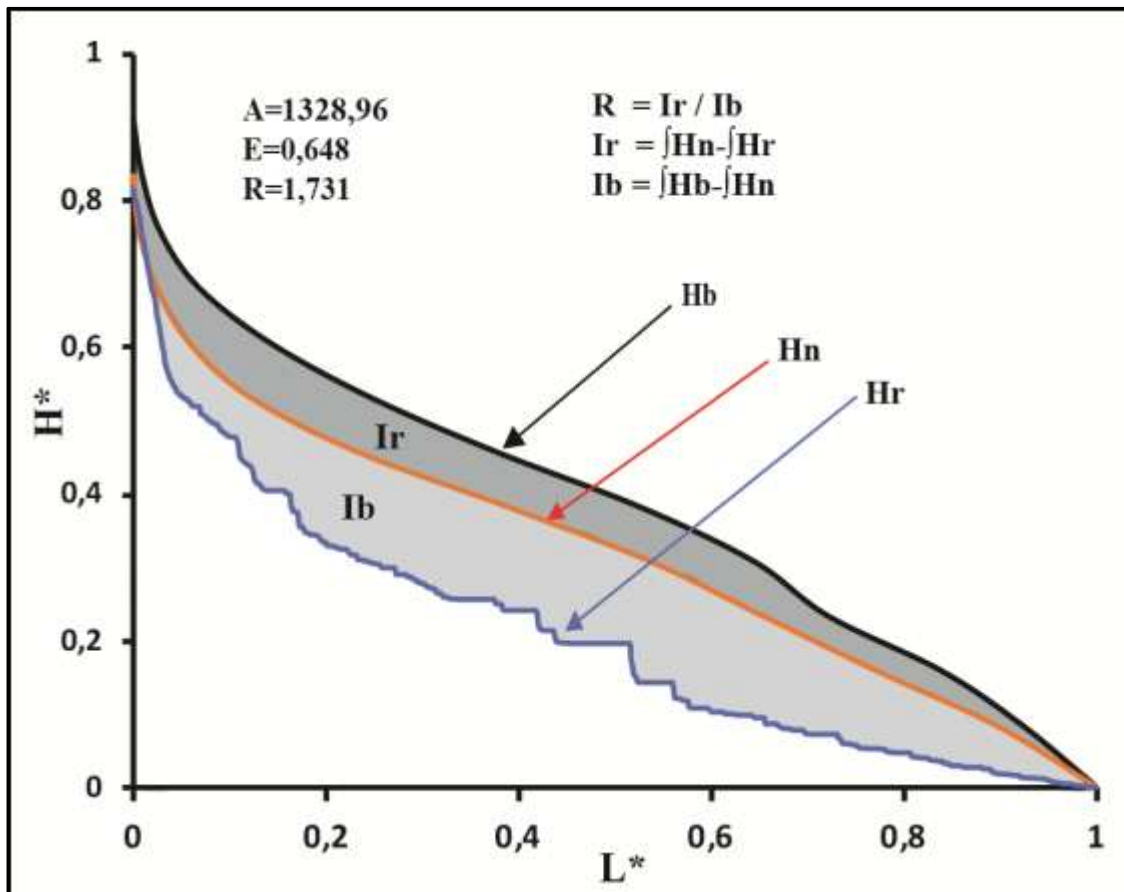
Pour calculer l'indice R, il faut tout d'abord tracer trois courbes hypsométriques dans un graphique normalisé (Fig.V.4), qui caractérisent trois réponses temporellement différentes du bassin vis avis du soulèvement tectonique : la courbe hypsométrique du bassin, qui montre une réponse relativement longue, la courbe hypsométrique du réseau de drainage qui enregistre une réponse moyenne de l'ensemble du système de drainage, et la courbe hypsométrique du cours d'eau principale qui enregistre une réponse brutale. Ensuite nous calculons les valeurs des intégrales individuels (Hb, Hn et Hr) graphiquement à partir des courbes hypsométriques (Hb l'intégrale hypsométrique classique, Hn l'intégrale hypsométrique de l'ensemble du réseau de drainage, et Hr simplifié au profil longitudinal du cour d'eau principale) (Fig.V.4).

### 1.2.2. Indices de niveau supérieur

Après le calcul de Hb, Hn et Hr, nous calculons des indices d'ordre supérieur Ir et Ib, qui représentent les différences de valeurs entre des couples d'intégrales :

$$I_r = \int H_n - \int H_r \quad (1)$$

$$I_b = \int H_b - \int H_n \quad (2)$$



**Fig.V.4** Description des indices utilisés pour définir l'indice R. Le diagramme se réfère à l'exemple réel de la rivière M'goun (bassin n°11a) du versant Sud du Haut Atlas de Demnate, avec une taille de bassin  $A=1328,96 \text{ km}^2$ ,  $l^*$  égal à la longueur normalisée du réseau de drainage en amont d'un point déterminé pour le Hr et Hn, et égal à la surface normalisée du bassin versant pour Hb ;  $h^*$  hauteur normalisée. Hb, Hn et Hr désignent respectivement la courbe hypsométrique du bassin, la courbe hypsométrique du réseau de drainage et le profil en long du cours d'eau principal. Ib (zone en gris foncée) =  $\int Hb - \int Hn$  et Ir (zone en gris moyen) =  $\int Hn - \int Hr$ .



### 1.2.3. L'indice R

Après le calcul des indices  $I_b$  et  $I_r$ , on peut calculer l'indice R qu'est défini par [Demoulin \(2011\)](#) comme suit :

$$R = I_r / I_b = (\int H_n - \int H_r) / (\int H_b - \int H_n) \quad (3)$$

En effet Demoulin a montré que l'indice R peut être influencé par des anomalies liées à la structure hiérarchique du réseau de drainage, de sorte que les valeurs primaires de l'indice R doivent être corrigées. [Demoulin \(2012\)](#) recommande un facteur de correction ( $1/VE$ ) qui se base sur le calcul d'un facteur d'allongement (E) pour chaque bassin. E doit être déterminée à partir de la relation :

$$E = 4A/\pi(L_b^2) \quad (4)$$

Avec :

E : Facteur d'élongation

A : zone du drainage en ( $Km^2$ )

$L_b$  : la longueur maximale du bassin versant mesurée à partir de son l'exutoire en (Km).

Donc R devient R corrigé après l'application de la correction comme suit :

$$R \text{ corrigé} = (1/VE)*R \quad (5)$$

### 1.2.4. L'indice SR, et l'estimation de l'âge de soulèvement

[Demoulin \(2011\)](#) a montré aussi que la valeur de R corrigé est fortement corrélée à la taille de l'aire de drainage (A) et pour supprimer cet effet, qui reflète la façon dont une onde d'érosion se propage de l'exutoire d'un bassin versant vers l'amont du bassin, [Demoulin \(2011\)](#) a montré que dans chaque région de temps de soulèvement uniforme, la fonction logarithmique reliant l'indice R à l'aire de drainage (A) est typique :  $R = S_R (\ln(A)) + b$ . la pente de la fonction logarithmique appelée SR, est utilisée comme valeur réelle indicateur de temps.

Sur la base des données publiées de plusieurs régions, [Demoulin \(2012\)](#) a proposé une relation quantitative empirique liant la  $S_r$  à l'âge de l'élévation (en millions d'années) :

$$t = 0,009 S_R^{-4} \quad (6)$$

Où t est le temps en millions d'années (Ma) depuis la dernière phase d'accélération du soulèvement (chute de base d'érosion).

## 2. Résultats

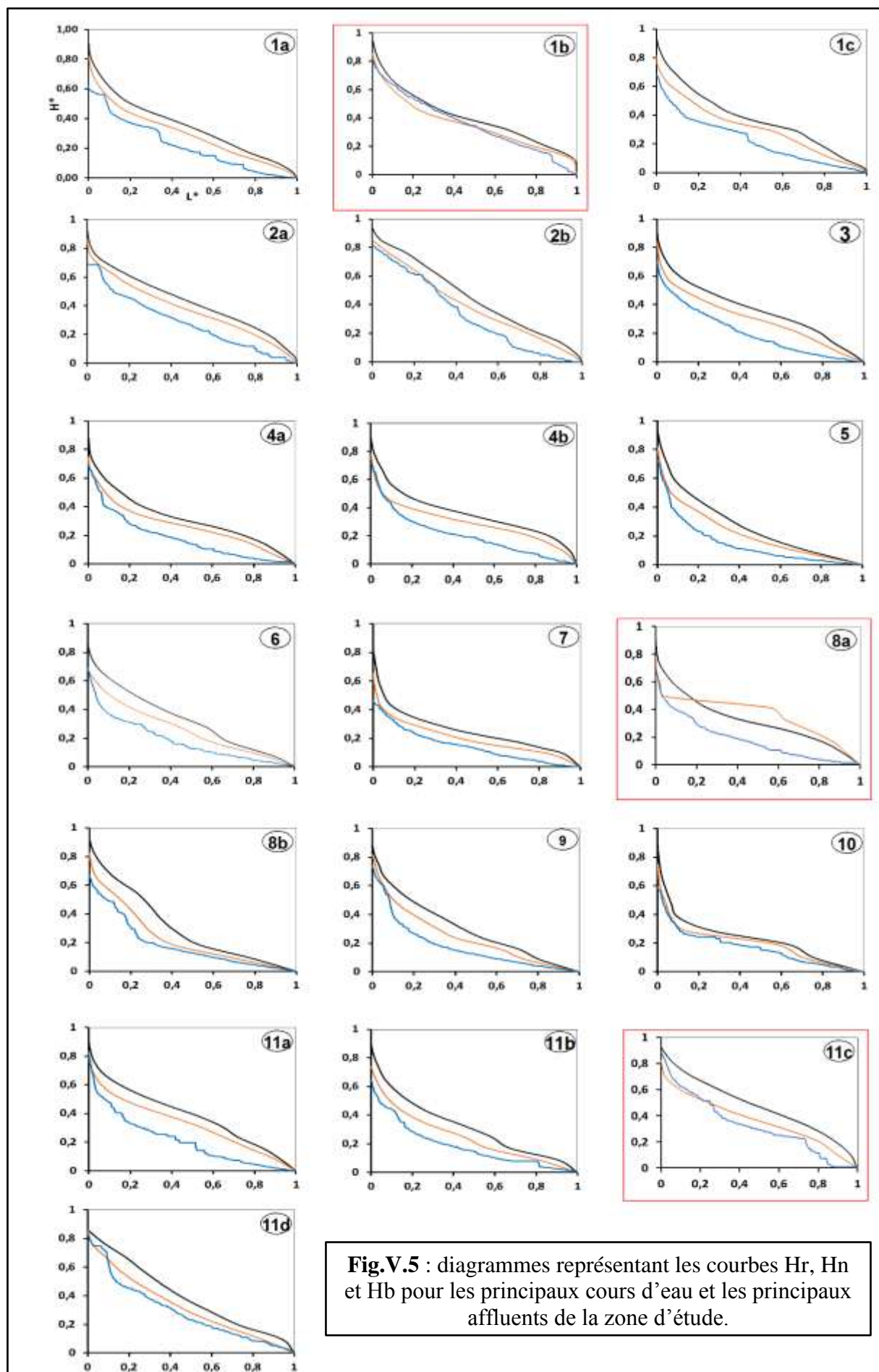
Dans ce chapitre nous avons analysé 19 bassins versants (bassins et sous bassins versants), dont la taille varie entre une valeur maximale de 2917,2 Km<sup>2</sup> pour le bassin n°1a, et une valeur minimale de 19,50 Km<sup>2</sup> pour le bassin numéro 11d ([Tableau.V.1](#)).

### 2.1. Indices élémentaires et les indices d'ordre supérieur

Premièrement nous avons extraire les données nécessaires pour tracer les 3 courbes hypsométriques ([Fig.V.5](#)) afin de de calculer les indices de base Hb, Hn et Hr, puis on a calculé les indices d'ordre supérieur Ib et Ir ([Fig.V.4](#)). Les résultats obtenus pour ces indices sont regroupés dans le [Tableau V.1](#). On note qu'après l'extraction des données nécessaire et la représentation graphique des courbes hypsométriques, nous avons exclu les bassins versants (1b, 8a et 11c) dont les courbes hypsométriques sont fortement inter-croisées ([Fig.V.5](#)).

Les valeurs des intégrale hypsométriques (Hb) varient de 0,227 à 0,448 pour la plupart des bassins versants. Les valeurs plus élevées (au-dessus de 0,4) sont calculées, par exemple, pour les bassins versant n° 2a et 2b, inversement, les valeurs les plus basses (inférieure à 0, 3) sont calculées pour les bassins n ° 5,7,9 et 10 ([Tableau.V.1](#)).

Les valeurs de l'intégrale Hn varient entre 0,195 comme valeur minimale calculée pour le bassin n°10, et 0,389 comme valeur maximale calculée pour le bassin n°10, de plus les valeurs de l'intégrale Hr varient entre 0,158 (bassin n°5) et 0,325 (Bassin n°2b). On note que, de point de vue générale, les valeurs de Hn et Hr les plus élevés sont enregistrées pour les sous bassins (par exemple 2b,4b,11d), et les valeurs les plus basses sont enregistrées pour les bassins de petite taille (bassins n°5 et n°7) ([Tableau.V.1](#)). Les valeurs de l'indice Ib sont comprises entre 0,032, enregistrée dans le bassin n°10 et 0 ,079 enregistré pour le bassin n°8b. Les valeurs de l'indice Ir sont comprises entre 0,32 comme valeurs minimale pour le bassin n°10 et 0,106 comme valeur maximale calculée pour le bassin n°11a ([Tableau.V.1](#))



**Fig.V.5** : diagrammes représentant les courbes Hr, Hn et Hb pour les principaux cours d'eau et les principaux affluents de la zone d'étude.

**Tableau V.1** : les valeurs des indices Morphométriques, calculés dans cette étude, pour les principaux cours d'eau et les principaux affluents dans la Haut Atlas de Demnate. L : Longueur de cours d'eau principal ; A : Aire drainé ;  $\int Hb$  : Intégral hypsométrique du bassin ;  $\int Hn$  Intégrale du réseau de drainage ;  $\int Hr$  Intégral du profil en long du cours d'eau principal ; R : Indice métrique ; E : Elongation (allongement) du bassin versant.

	Basin	L (Km)	A(Km <sup>2</sup> )	$\int Hb$	$\int Hn$	$\int Hr$	Ib= $\int Hb$ - $\int Hn$	Ir= $\int Hn$ - $\int Hr$	R=Ir/Ib	E	$1/\sqrt{E}$	R Corrigé
Versant Nord	1a	123,51	2917,2	0,343	0,294	0,214	0,049	0,080	1,632	0,467	1,464	2,390
	1c	34,54	576,5	0,356	0,295	0,210	0,061	0,085	1,390	0,615	1,275	1,772
	2a	74,13	1511,1	0,424	0,370	0,298	0,054	0,072	1,341	0,350	1,690	2,266
	2b	21,49	239,0	0,448	0,389	0,325	0,059	0,065	1,100	0,659	1,232	1,355
	3	38,27	536,5	0,361	0,294	0,201	0,067	0,093	1,388	0,493	1,424	1,976
Versant Sud	4a	42,20	771,2	0,319	0,263	0,178	0,056	0,085	1,522	0,552	1,346	2,048
	4b	31,16	392,8	0,359	0,293	0,204	0,066	0,090	1,368	0,538	1,363	1,865
	5	29,39	302,1	0,264	0,211	0,158	0,053	0,053	1,003	0,446	1,498	1,503
	6	38,48	373,7	0,327	0,260	0,186	0,067	0,074	1,111	0,322	1,763	1,959
	7	29,98	196,3	0,251	0,199	0,159	0,052	0,040	0,773	0,278	1,896	1,465
	8b	33,78	225,7	0,304	0,225	0,178	0,079	0,048	0,604	0,252	1,992	1,203
	9	43,10	397,6	0,299	0,239	0,185	0,060	0,054	0,903	0,273	1,915	1,730
	10	29,69	368,5	0,227	0,195	0,163	0,032	0,032	0,998	0,533	1,370	1,368
	11a	51,09	1329,0	0,383	0,322	0,215	0,061	0,106	1,731	0,649	1,242	2,149
	11b	30,74	401,7	0,318	0,246	0,180	0,072	0,046	0,915	0,541	1,359	1,336
	11d	19,50	73,5	0,395	0,322	0,288	0,073	0,034	0,461	0,246	2,015	0,930

## 2.2. L'indice R corrigé :

Les résultats des indices  $I_b$  et  $I_r$ , sont utilisées pour calculer l'indice R selon l'équations (1), et comme les résultats de l'indice R sont influencés par des anomalies liées à la structure hiérarchique du réseau de drainage (Demoulin, 2012), une correction de ses valeurs a été fait on se basant sur le calcul d'un facteur de correction ( $1/VE$ ) proposé par Demoulin (2012) (Tableau.V.1), liées au facteur d'allongement (E). Par la suit l'indice R corrigé est obtenu en se référant à l'équation (2).

Les résultats obtenus pour l'indice R corrigé des bassins fluviaux analysés, vont de 0,930 pour le bassin n° 11d à 2,390 pour le bassin n° 1a (Tableau.V.1 et Fig.5), on remarque que les valeurs les plus grandes sont typiquement liées au grands bassins versants par exemple les bassins 1a, 2a et 11a (Tableau.V.1), et aussi les valeurs les plus faibles de l'indice R sont également typiques des petits bassins versants, par exemple les bassin n° 11d et 5 (Tableau.V.1 et Fig.6), chose qui montre la corrélation entre la taille des bassins versants et les valeurs de l'indice R corrigé.

## 2.3. L'indice SR, et l'estimation de l'âge de soulèvement

A partir du traçage d'un diagramme entre les valeurs de R corrigé et le ( $\ln$ ) de la taille des bassins (A) (Fig.V.7), nous avons obtenus la relation de régression linéaire entre l'indice R corrigé et la taille des bassins versants :

$$R \text{ corrigé} = 0,428 \ln A - 0,906 \quad (7)$$

Avec A exprimé en  $\text{km}^2$ .

D'après cette équation la valeur de l'indice SR et son erreur associée sont de  $0,428 \pm 0,029$ . Cette valeur est projetée sur le diagramme de la relation Temps-Sr (Fig.V.8), ainsi, elle se situe dans la zone de confiance établi par Demoulin (2012) en se basant sur une étude réalisée dans trois régions tectoniquement actives pendant le Quaternaire. De plus, et en se basant sur la relation établie par Demoulin (2012) entre le temps de la dernière perturbation tectonique et la valeur de SR (Eq. (3)) on trouve que :

$$t \text{ (Ma)} = 0,009 S_R^{-4}$$

$$t(\text{Ma}) = 0,009 * (0,428)^{-4} \quad (8)$$

Le résultat du calcul donne un âge de 0,27 Ma pour la dernière perturbation tectonique dans la zone du Haut Atlas de Demnate avec une tranche d'âge de 0,11 à 0,82 Ma.

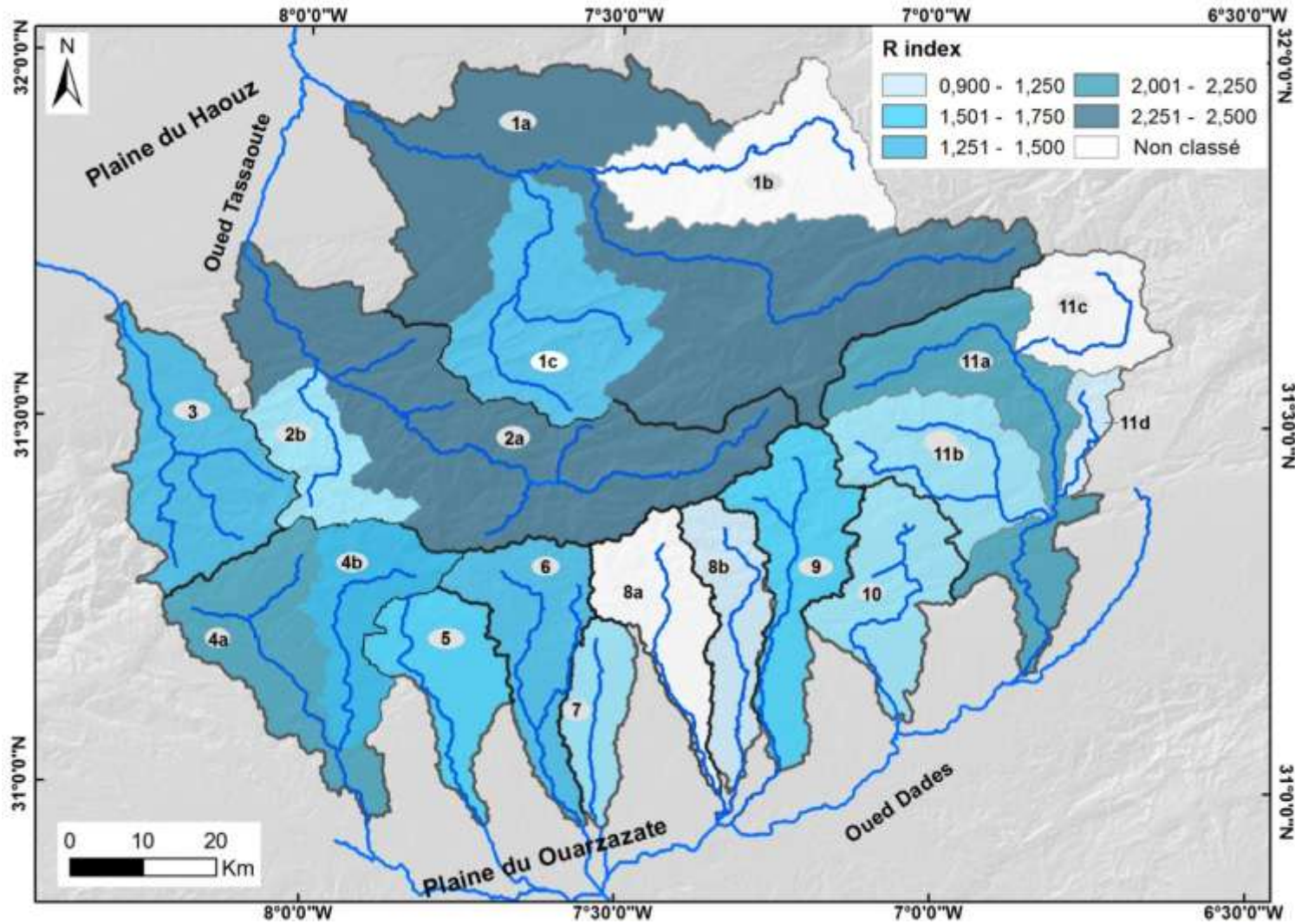
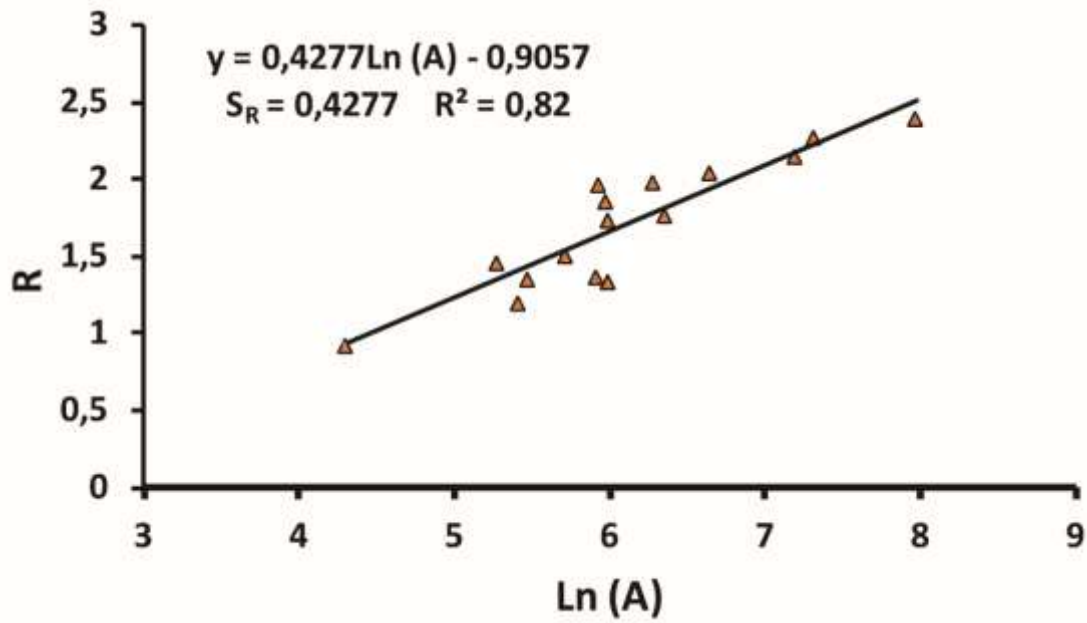
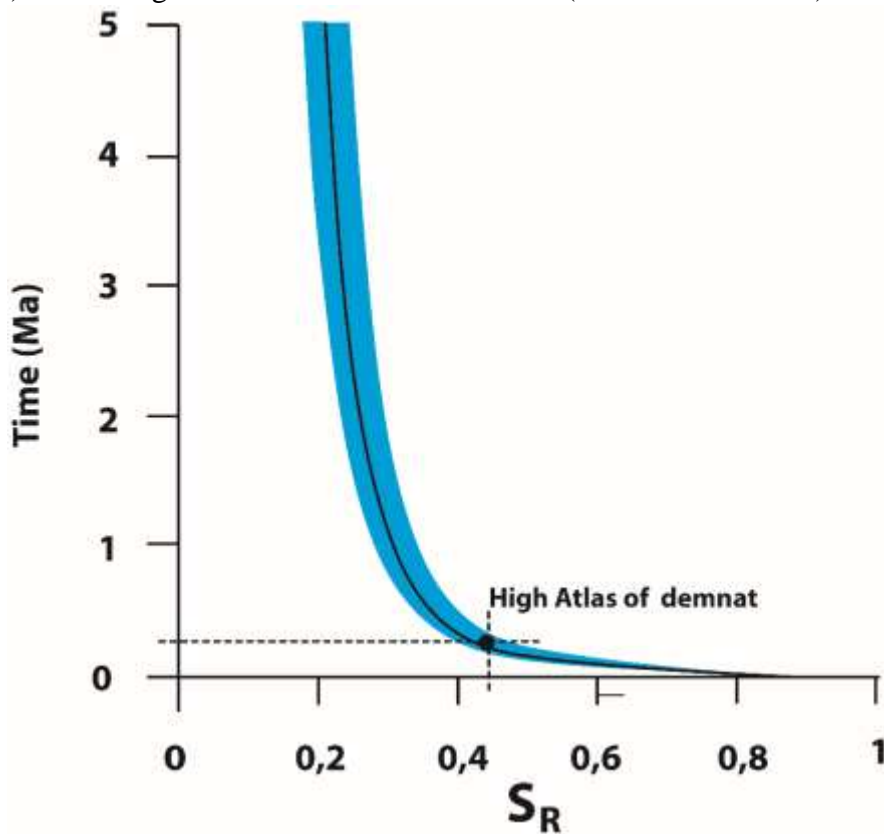


Fig.V.6 : Distribution spatiale des valeurs de l'indice R corrigé obtenues pour les bassins et sous bassins principaux du Haut Atlas de Demnate.



**Fig.V.7** : Corrélation semi logarithmique entre l'indice R corrigé et le la taille des bassins (en km<sup>2</sup>) dans la région du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central).



**Fig.V.8** : Projection de la valeur de  $S_R$  obtenus dans la zone d'étude sur le Diagramme de la Relation Temps –  $S_R$  établi par [Demoulin 2012](#).

## Conclusion

Dans ce chapitre nous avons réalisé une analyse morphométrique dans la région du Haut Atlas de Demnate, afin de déterminer et estimer l'âge de la dernière perturbation tectonique résultante de la réactivation tectonique des structures dans la zone pendant le Quaternaire. Cela à une grande importance dans la conception de l'évolution géomorphologique de cette zone. Cette étude morphométrique, est facilitée par l'utilisation des techniques SIG pour l'extraction des données nécessaires pour le calcul et le traçage des divers paramètres morphométriques des principaux bassins versants et leurs, et principalement l'extraction automatique des données nécessaires pour le traçage des profils Hr, Hn et Hb, qui sont la base du calcul des indices Ib et Ir.

Dans ce chapitre nous avons calculé le temps de la dernière perturbation tectonique dans la zone d'étude en passant par quatre étapes essentielles :

- ❖ Premièrement l'extraction des données nécessaires pour le traçage des courbe Hr, Hn, et Hb ;
- ❖ Deuxièmement le calcul des indices Ib, Ir, R et R corrigé, liés essentiellement à la propagation de la vague d'érosion dans le système de drainage et l'incision des reliefs ;
- ❖ Troisièmement le traçage de diagramme R corrigé/Ln(A) pour l'obtention de l'indice Sr qui représente une relation étroite entre l'indice R corrigé et la surface de drainage pour les bassins versants dans la zone ;
- ❖ Enfin le calcul du temps (t) à partir de la relation  $t \text{ (Ma)} = 0,009S_R^{-4}$  proposé par [Demoulin 2012](#).

Dans ce chapitre et à partir des résultats obtenus, Nous avons pu proposer une date relative à la dernière perturbation tectonique manifestée dans la région du Haut Atlas de Demnate en particulier et le Haut Atlas Central en générale, en utilisant une approche morphométrique. La valeur obtenue est de 0,27 Ma avec une tranche d'âge de 0,11 à 0,82 Ma. L'obtention de cette valeurs prouve et confirme la présence des signes d'une activité tectonique récente dans le Haut Atlas de Demnate (Chapitre précédent), chose qui va être discutée dans le chapitre suivant.



---

## **CHAPITRE VI**

# **Synthèse, tectonique récente du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central)**

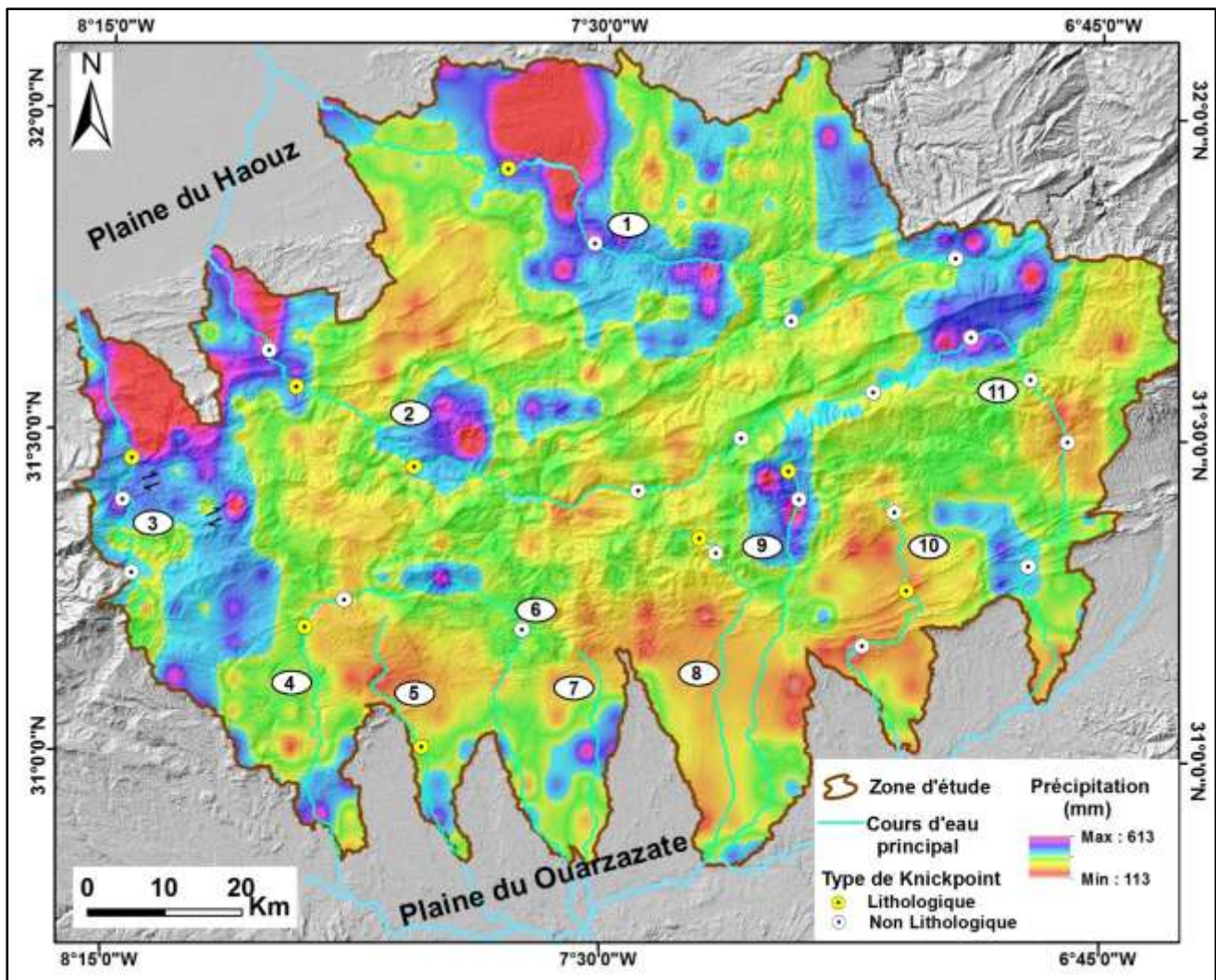
---

### Introduction

Avant de tirer une conclusion sur le rôle de la tectonique récente dans le soulèvement du Haut Atlas Central en générale et le Haut Atlas de Demnate en particulier, et avant de proposer un modèle de l'évolution de cette chaîne à partir des résultats obtenus de l'analyse morphométrique et morphotectonique de la zone étudiée, il est essentiel d'examiner l'influence possible des précipitations (climat), et de l'érodabilité des roches (lithologie) sur cette évolution (en particulier sur la formation des knickpoints).

#### 1. Influence du climat

Les variations spatiales et temporelles des précipitations dans une région donnée, peuvent être responsables de la création des points de rupture (Knickpoints), et aussi elles peuvent influencer les valeurs des indices géomorphiques (Kirby et Whipple 2012 ; Whittaker 2012). Donc, afin d'identifier cette influence dans notre zone d'étude, la corrélation entre la distribution spatiale actuelle des précipitations et la distribution spatiale des points de rupture est essentielle, les résultats sont illustrés par la [Fig.VI.1](#).



**Fig.VI.1** : Carte des précipitations annuelles de 1998 à 2009 provenant des données de 'Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)' dans le HAC (Bookhagen, 2010), et Distribution spatiale des knickpoints.

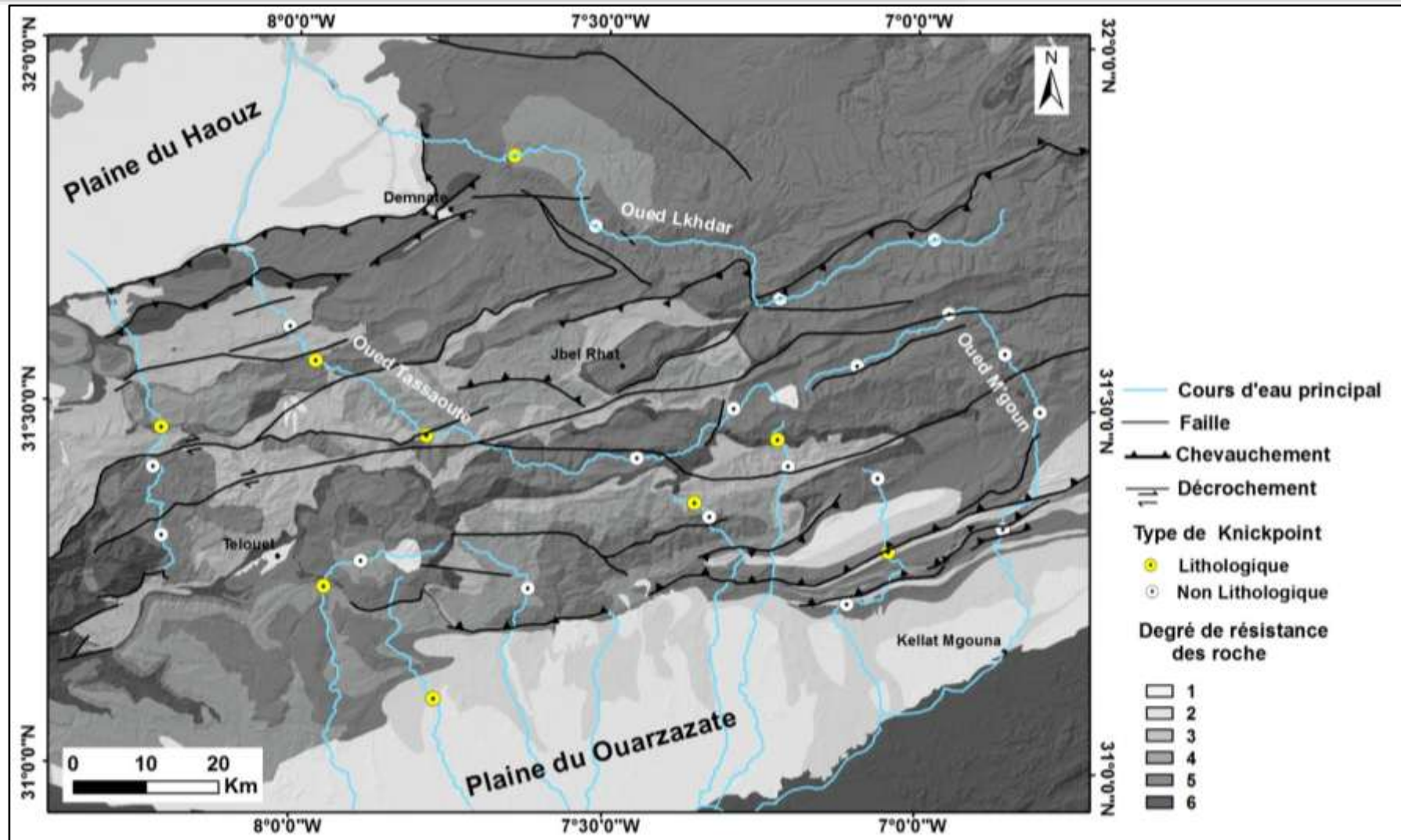
En effet, la comparaison entre la distribution spatiale des valeurs des précipitations et l'emplacement des Knickpoints, n'a montré presque aucune corrélation entre l'emplacement des Knickpoints et les valeurs de fortes précipitations (Fig.VI.1), de plus, les précipitations moyennes ne dépassent pas 1000 mm/an sous un climat semi-aride à aride sur la majeure partie de la zone d'étude, ce qui est suggéré comme étant un taux faible pour produire des ruptures de pente (Knickpoints) dans les profils de cours d'eau (Gani et Neupane 2018). Par conséquent, on peut suggérer que les conditions climatiques actuelles (précipitations) n'ont aucune influence sur la formation des points de rupture (Knickpoints) détectés dans le Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central).

Cependant, on ne peut pas exclure la possibilité que cet impact ait existé dans le passé, notamment parce que plusieurs études montraient des changements climatiques considérables dans cette zone du Paléocène à nos jours (Herbig et Gregor 1990 ; Marret et Turon 1994 ; Hassan 1997 ; Hughes et al. 2011). Pour confirmer ou non cette interprétation, une reconstitution paléoclimatique est indispensable.

Néanmoins, sur la base des preuves actuellement disponibles, l'impact des précipitations sur la formation des points de rupture peut être réduit, comme indiqué par Lanari et al. (2020a) dans le Haut Atlas Central (HAC).

### 2. Influence de la lithologie

La lithologie est parmi les facteurs les plus importants dans la formation des points de rupture, et elle peut influencer les valeurs des indices géomorphologiques liés aux cours d'eau (dans notre étude SLI et Ksn) (Wobus et al. 2006 ; Whipple et Tucker 1999 ; Tucker et Whipple 2002 ; Kirby et Whipple 2012). Les Knickpoints dites d'origine lithologique, sont celles situées sur les limites lithologiques entre deux formations avec une différence d'érodabilité important. Pour cela, nous avons réalisé une carte de la différence d'érodabilité des roches classées en 6 classes roche (basée sur Manrique 1988) allant des plus friables aux plus résistantes (Fig.VI.2).



**Fig. VI.2 :** Carte des unités lithologiques et degré de résistance des roches qui augmentent du 1 à 6, avec la distribution spatiale des knickpoints. 1 : des dépôts alluviaux ; 2 : marnes, conglomérats et grès ; 3 : grès et conglomérats ; 4 : schistes, grès et conglomérats ; 5 : calcaires ; 6 : basaltes, rhyolites et granites.

La projection des Knickpoints détectés sur la carte de différence d'érodabilité des roches (Fig. VI.2), montre que seulement 9 Knickpoints sur 28 sont situés sur des limites entre deux zones d'érodabilité différente, suggérant que leur formation est liée au contraste de résistance des roches (Fig. VI.2), et pour les 19 autres Knickpoints détectés ne semblent pas être liés à des changements de lithologie (Fig. VI.2). Pareillement, l'analyse de la distribution des valeurs élevées de SLI et de Ksn n'a montré aucune corrélation avec des lithologies spécifiques (par exemple, les bassins n° 1, 2 et 4), car dans plusieurs endroits et à l'intérieur de la même formation géologique (degré de résistance à l'érosion semblable), il existe des variations considérables des valeurs de l'indice SLI et de l'indice Ksn (par exemple, bassins 1, 2 et 11). De plus, le contraste topographique n'a aucun rapport avec la variation lithologique ; par exemple, les reliefs plus élevés dans les bassins n°. 1 et 11 sont associés à des formations calcaires et les zones les plus basses sont également des calcaires, et dans le bassin n°. 2 et 9 les zones les plus élevées sont des roches cristallines, des calcaires et des schistes.

De ce qui précède, nous pouvons conclure que la plupart des Knickpoints ne coïncident pas avec le contraste de résistance lithologique, et que la variation de la lithologie a un effet limité sur le modèle des indices géomorphologiques dans le Haut Atlas de Demnate.

### **3. Signification tectonique**

Dans la zone d'étude, le contrôle climatique est exclu et l'influence lithologique semble être limitée, avec des valeurs d'indice SLI et ksn généralement élevées suggérant un rôle très important du soulèvement tectonique dans le développement des points de rupture (Knickpoints) et donc une influence sur la topographie de la région. Par conséquent, les courbes hypsométriques des principaux cours d'eau présentent généralement des schémas complexes même si que les valeurs HI indiquant un stade mature à ancien. Cependant, des anomalies de drainage peuvent s'expliquer par la présence de plusieurs zones de ruptures principalement liées à l'activité tectonique, suggérant un soulèvement récent qui a favorisé l'émergence de zones des ruptures provoquant un réajustement des profils des cours d'eau, comme le suggèrent les études de Boulton et al. (2014) dans la partie sud de la zone d'étude. De manière générale, et pour l'ensemble de la zone d'étude, l'absence de rivières sans rupture de pente (sauf la rivière n°7) indique que le profil longitudinal de ces rivières est dans un état transitoire (état de non équilibre).

Dans cette étude, nous avons réalisé une analyse morphométrique et morphotectonique, en se basant sur l'étude des profils longitudinaux, le calcul de l'indice de

rupture de pente (SLI) et l'indice de pente normalisée (ksn) des 11 principales cours d'eau de la zone d'étude. Les résultats obtenus montrent que les valeurs de SLI augmentent brutalement dans les zones proches ou en amont des failles (Fig.VI.3), Cette situation est bien visible dans le bassin de Tassaoute (n°2), le bassin de Lkhdar (n°1) et le bassin du M'goun (n°11) (Fig.VI.3). Ainsi, des changements brusques des valeurs de SLI indiquent que les failles proches de ces points de changement sont tectoniquement actives. On note également que les bassins du versant nord peuvent être plus actifs que ceux du versant sud car le nombre de points de rupture d'origine tectonique (Tableau.IV.2) est plus important au Nord, chose qui est confirmé par les résultats Smf (Fig.IV.5) et les enregistrements sismiques (Fig.II.20).

L'analyse de la distribution des valeurs anormales de SLI et de ksn à partir des figures (Figs.VI.3, VI.4) montre que la plupart des valeurs élevées sont localisées dans la partie nord, ce qui confirme que la zone nord est plus active tectoniquement que la zone sud. Egalement, la carte d'isovaleurs du SLI (Fig.VI.3), montre un alignement des zones anormales généralement ENE-WSW à E-W et qui coïncide parfaitement avec les directions dominantes des principales structures tectoniques dans la zone (Fig.VI.3).

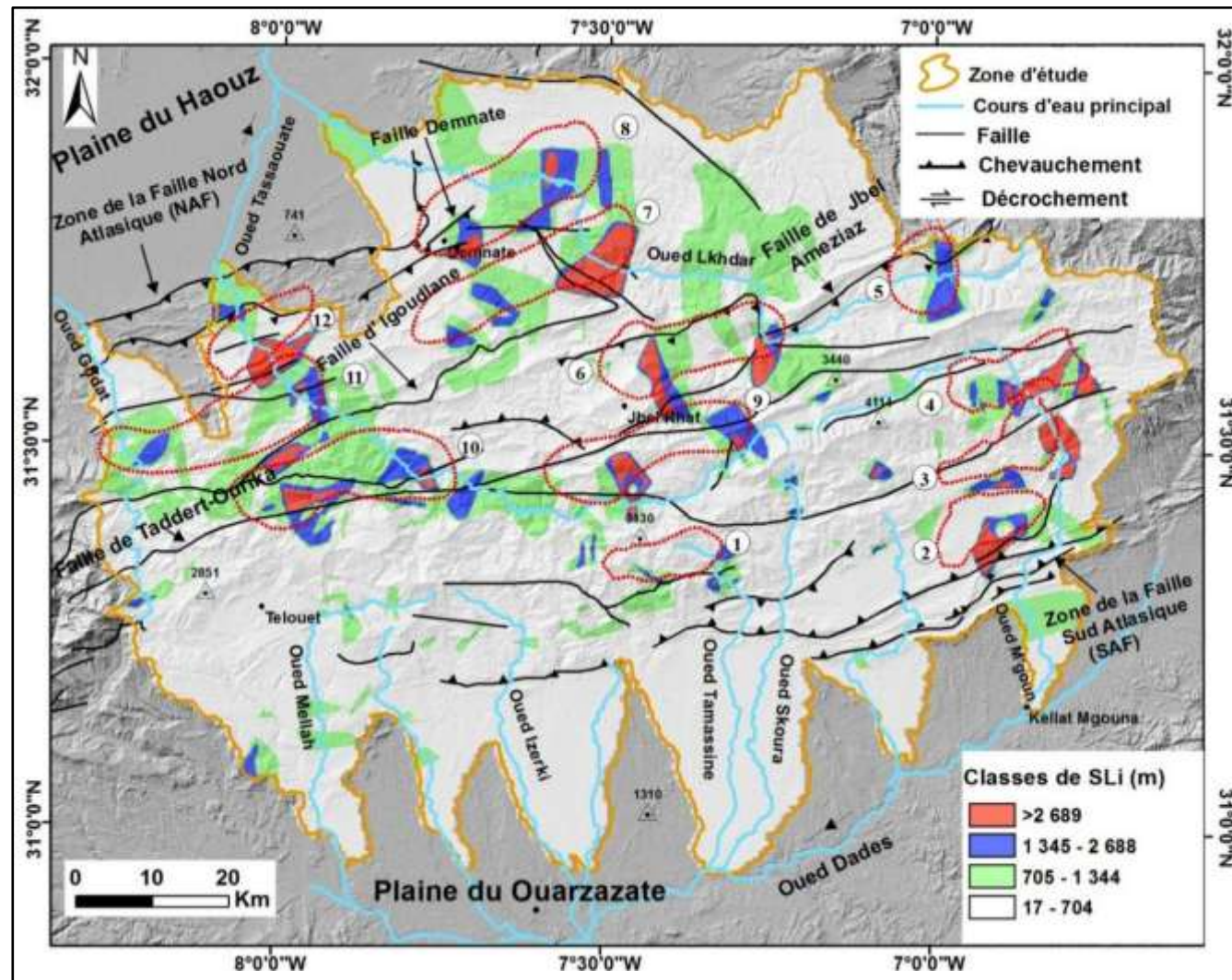


Fig.VI.3 : Distribution spatiale des valeurs de l'indice de gradient de pente (SLI) des cours d'eau de la HAD (Haut Atlas de Demnate) construite par interpolation des valeurs SLI calculées à l'aide d'un intervalle de 50 m le long des principaux cours d'eau et affluents de la zone d'étude.



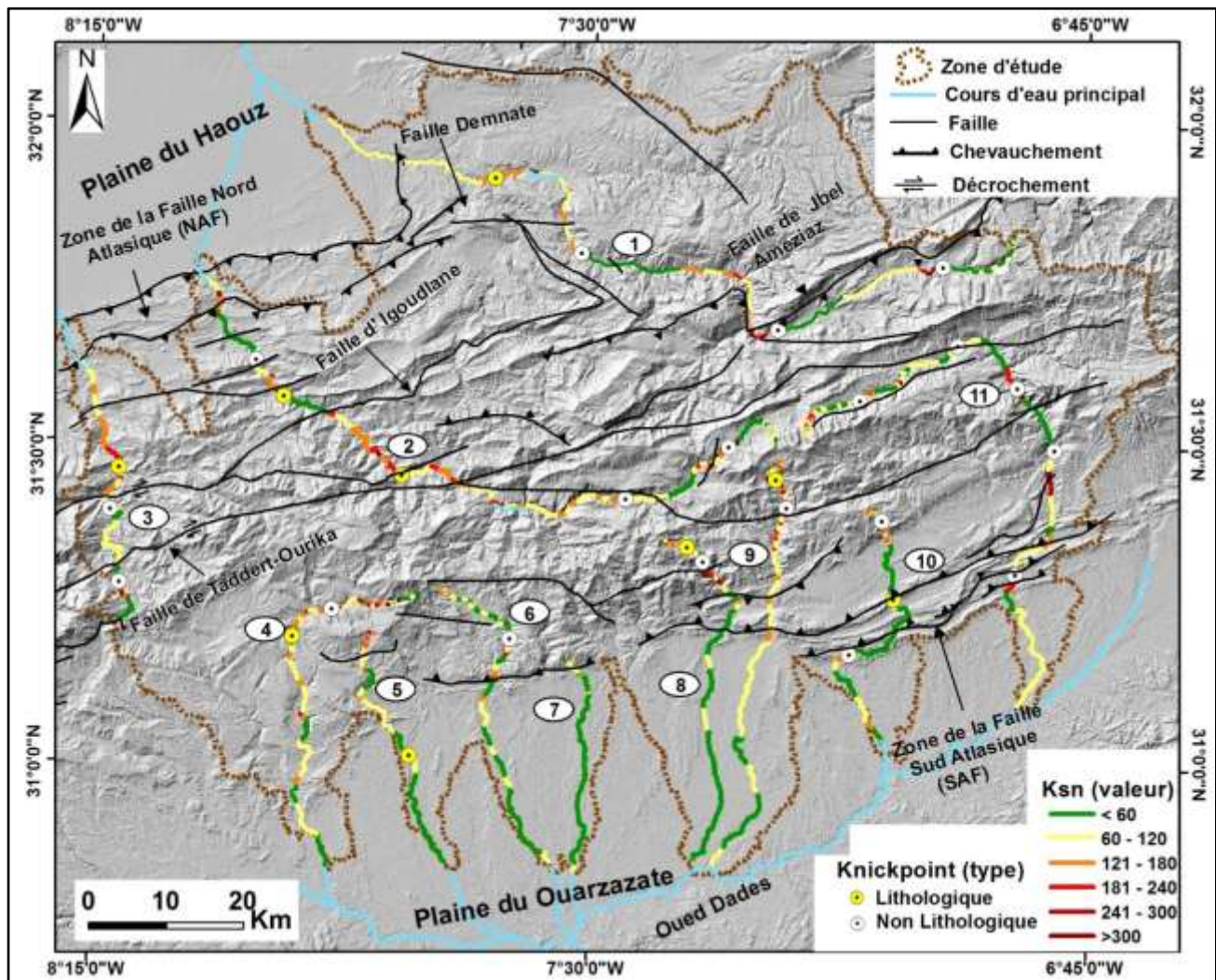


Fig.VI.4 : Distribution spatiale des points de rupture et indices de pente normalisés (ksn) calculés à l'aide d'un intervalle de 25 m le long des principaux cours d'eau de le HAD.

Dans le Haut Atlas de Demnate (HAD), et plus précisément sur le versant sud, en allant de l'Ouest vers l'Est, les anomalies SLI s'accroissent, les valeurs de Ksn augmentent, l'allongement des bassins s'accroît, les anomalies de drainages se manifestent, les valeurs Smf s'affaiblissent et le nombre de points de rupture liés à la tectonique augmente, notamment dans le bassin versant du M'goun (Fig.III.9 ; Fig.V.5 ; Figs.VI.3 et 4). Tout cela indique que la zone de la Faille Sud Atlasique (SAF) est plus active vers l'Est du front sud du Haut Atlas de Demnate, et suggère que l'influence tectonique augmente vers l'Est dans la zone, ce qui est corroboré par les travaux de [Teixell et al. \(2003\)](#) et [Boulton et al. \(2014\)](#) qui suggèrent que le raccourcissement tectonique dans le Haut Atlas Central (HAC) augmente vers l'Est. De même, plusieurs études ont enregistré une augmentation significative du taux de raccourcissement du Haut Atlas Occidental (HAO) au Haut Atlas Central (HAC).

De plus, on note que la quantité de raccourcissement dans le HAC a été estimée entre 30 et 34 Km ([Beauchamp et al. 1999](#) ; [Gomez et al. 2000](#) ; [Teixell et al. 2003](#)), tandis que dans le HAO l'estimation du raccourcissement cénozoïque est entre 12 et 15 Km ([Domènech et al. 2016](#) ; [Fekkak et al. 2018](#) ; [Missenard et al. 2007](#) ; [Teixell et al. 2003](#) , [Lanari et al. 2020b](#)), donc, la quantité de raccourcissement du HAC est plus que le double de celle du HAOc. Par conséquent, ces quantités de raccourcissement restent modérées et son influence ne peut pas expliquer le très fort relief du Haut Atlas Central ; ce qui suggère un rôle du mode de déformation au niveau HAC dû au mécanisme de la stratigraphie et à la tectonique salifère ([Lanari et al. 2020b](#)). En effet, en raison de l'abondance de gypse dans le CHA, la déformation se produit principalement par plis et chevauchements ([Teixell et al. 2003, 2017](#) ; [Arboleya et al. 2004](#) ; [Lanari et al. 2020a](#) ; [Calvín et al. 2018](#)); cependant, on peut suggérer un rôle important de la déformation par glissement oblique, moins extrême que dans le Haut Atlas occidental, mais toujours présente dans cette zone de transition entre le Haut Atlas occidental et le Haut Atlas central ([Sébrier et al. 2006](#) ; [Lanari et al. 2020b](#)).

De plus, les analyses de la distribution des zones avec des valeurs SLI anormales ([Fig.VI.3](#)) montrent que la plupart des zones anormales sont localisées sur le flanc nord, ce qui confirme que la zone nord est plus active tectoniquement que la zone sud. Une telle variation peut être liée à la taille des bassins, mais dans une analyse basée sur les données fournies dans le [tableau IV.3](#) et les [figures. IV.5 et IV.7](#), une telle corrélation semble faible. En revanche, seules les valeurs relatives au bassin no. 7 semblent être liées à la petite zone de drainage et à la localisation de ce dernier en aval du versant sud de la zone d'étude ([Fig.II.1](#)).

Ces résultats sont confirmés par l'analyse de quelques indices géomorphologiques planaires. En effet, dans la partie sud, les valeurs de Smf s'affaiblissent vers l'Est, ce qui confirme une augmentation de l'activité tectonique vers l'Est dans la zone sud. Aussi, les valeurs de l'indice dans le front nord est plus faible que celles du front sud, ce qui confirme que la zone nord est plus active tectoniquement que celle sud.

Sur la base des études et de la classification adoptée par Bull et McFadden (1977) et El Hamdouni et al. (2008) dans d'autres parties du monde (Californie, États-Unis et sud de l'Espagne) et compte tenu de l'influence des facteurs climatiques, on peut dire que les valeurs Smf calculées indiquent une activité tectonique faible à modérée comme le confirme la carte des intensités maximales ressenties au Maroc entre 1901 et 2010 (Fig.I.13) (Cherkaoui et El Hassani, 2012) ce qui place la zone d'étude en classe VI et VII (selon la classification Medvedev-Sponheuer Karnik (MSKa)). Des résultats quasi identiques sont confirmés par les travaux de Onana et al. (2011).

Enfin, l'analyse des profils longitudinaux, les résultats obtenus par le calcul de l'indice SLI et l'indice ksn des principaux cours d'eau du Haut Atlas de Demnate, et les résultats obtenus à partir du calcul des indices HI, Smf, BS et AF suggèrent que la zone d'étude est tectoniquement active. Ces conclusions sont validées par les méthodes des paramètres géomorphologiques planaires, puis l'analyse morphométrique de la zone montrent que les bassins versants de la zone d'étude sont influencés par l'activité tectonique avec déviation des principaux cours d'eau soit vers le Sud-Sud-Ouest soit vers le Nord-Nord-Est et l'allongement de la plupart des bassins versants dans la zone.

#### **4. Le rôle des structures tectoniques préexistantes dans le soulèvement tectonique**

Les anomalies topographiques du système de drainage dans le Haut Atlas de Demnate indiquent une variation spatiale du soulèvement entre les côtés nord et sud de la zone d'étude et en allant de l'Ouest vers l'Est. De la même manière, les données géomorphologiques, géologiques et climatiques, en plus des résultats des indices morphométriques, soutiennent la suggestion que les zones nord et sud ont été largement érodées par leur soulèvement récent, et par conséquent des points de rupture (Knickpoints) importants ont été développés le long des principaux cours d'eau (Fig.VI.7). Comme il n'y a pas de changement lithologique significatif entre les deux parties, l'asymétrie topographique fortement perceptible entre les côtés nord et sud du Haut Atlas de Demnate (HAD), ne peut être attribuée à des variations de résistance à l'érosion, et nous laisse suggérer que ce contraste ne peut être contrôlé que par la tectonique

différentielle. Cependant, l'organisation du réseau fluvial et la position de la ligne de partage des eaux peuvent être contrôlées par le changement de lithologie dans la zone d'étude comme suggéré par [Zondervan et al. \(2020\)](#).

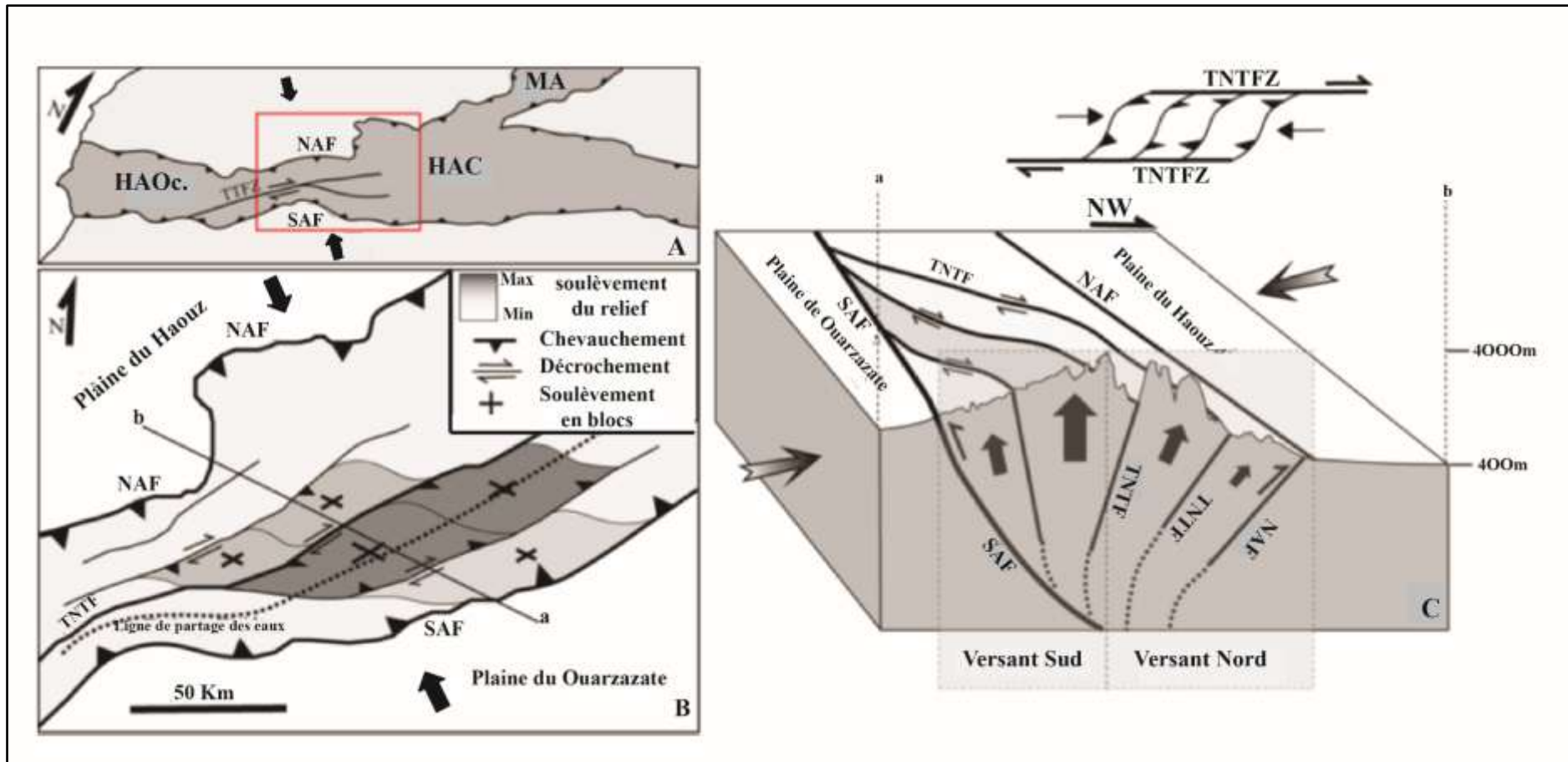
En outre, la zone la plus surélevée topographiquement est le massif du Mgoun (4068 m), situé entre la TTFZ au nord et la SAF au sud, et peut donc être considérée comme le résultat d'un bloc soulevé au Néogène en raison de la réactivation et la libération d'un décrochement dextre ([Fig.VI.5](#)). De même, d'autres blocs délimités par des failles décrochantes sont proposés pour expliquer le soulèvement relativement important du côté nord par rapport au côté sud ([Fig.VI.5](#)). Ces blocs sont limités par des failles inverses préexistantes, dominées par les failles Tizi N'Test (TNTF) de côté nord et le faille Sud Atlasique (SAF) de côté Sud, qui ont été suggéré d'être réactivées au cours du Plio-Quaternaire dans le bassin de Ouarzazate et dans le Haut Atlas de Marrakech selon plusieurs chercheurs ([Delcaillau et al. 2010, 2011 ; Boulton et al. 2014](#)).

Ces résultats peuvent nous amener à suggérer que l'exhumation de blocs faillés peut être liée à une tectonique transpressionnelle résultant d'une compression orientée NW-SE. La zone soulevée est délimitée par les failles Tizi N'Test et les failles Sud Atlasique (SAF), est plus probablement liée à une structure florale positive contrôlée par des failles inverses réactivées lors d'une récente phase de compression ([Fig.VI.5](#)). La preuve du rôle majeur de la tectonique transpressionnelle dans l'exhumation de la ceinture du Haut Atlas a été approuvée par plusieurs études récemment ([Ellero et al. 2020](#)). Par ailleurs, et dans un contexte géologique similaire au Moyen Atlas, [Gomez et al. \(1998\)](#) proposent un modèle assez similaire dans lequel cette région a été remobilisée dans un système tectonique transpressionnel, et la déformation résultante est résolue par des failles décrochantes, dissociées à des chevauchements et de l'épaississement vertical, tandis que [Lanari et al. \(2020a\)](#) et [Ellero et al. \(2012, 2020\)](#) ont montré la présence de la tectonique transpressionnelle le long de la chaîne du Haut Atlas. Ainsi, et dans un contexte régional, [Soumaya et al. 2018](#) décrit que la contraction active actuelle de la limite de plaque Afrique occidentale-Eurasie est principalement accommodée par un régime de failles décrochantes. Pareillement, les auteurs ont décrit un système de décrochement dextre E-W dans le Tell oriental (Atlas tunisien). Tout ceci soutient notre modèle proposé de la tectonique transpressionnelle active à travers des failles décrochantes réactivées au cours du Plio-Quaternaire ([Fig.VI.5](#)) dans le Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central).

## 5. L'âge du dernier soulèvement

Dans le Haut Atlas Central, plusieurs travaux de recherche ont été menés pour déterminer son âge de soulèvement. Ainsi, des travaux suggèrent que le soulèvement du Haut Atlas Central est à lieu entièrement dans l'éocène supérieur (Gomez et al. 2000 ; Barbero et al. 2007 ; Missenard et al. 2008 ; Balestieri et al. 2009), par contre plusieurs autres études basées sur l'étude des sédiments syntectoniques (Fraissinet et al. 1988 ; Görler et al. 1988; El Harfi et al. 1996; Frizon de Lamotte et al. 2000; Morel et al. 2000 ; R. Lanari et al 2020), indiquent la présence de deux périodes de soulèvement une à l'éocène supérieur (à l'environ de 20 Ma) et une deuxième au Plio-Quaternaire. De plus, d'autres travaux basés sur l'études de réorganisation de réseaux de drainage (Babault et al. 2008) montrent que pendant le Plio-Quaternaire à peu près de 1000m de soulèvement a eu lieu.

L'approche morphométrique, proposé par Demoulin (2011), est applicable dans les zones tectoniquement actives avec un soulèvement en bloc (Demoulin 2011,2012). Chose qui nous a permis d'appliquer cette analyse au Haut Atlas Central secteur de Demnate, qui est active tectoniquement pendant le Quaternaire, et caractérisé par un soulèvement en bloc. Ainsi, l'approche morphométrique a donné un âge probable de 0,27 Ma pour la dernière perturbation tectonique dans la zone du Haut Atlas de Demnate avec une tranche d'âge de 0,11 à 0,82 Ma. Ceci présente un autre argument de la double phase de soulèvement du Haut Atlas Central.



**Fig.VI.5 :** Modèle proposé pour illustrer les principales caractéristiques morphotectoniques du soulèvement du Haut Atlas de Demnate. (A) Carte structurale schématique de la chaîne de l'Atlas ; (B) Carte structurale de la zone d'étude qui montre le degré de soulèvement suggéré. TNTF et SAF délimitent une structure de fleurs positives soulevées avec des failles de chevauchement à glissement oblique. (C) Modèle conceptuel proposé de la structure des fleurs positives du Haut Atlas de Demnate (Haut Atlas Central), montrant les blocs soulevés. TTFZ : Zone de failles de Tizi N'Test ; SAF : Failles Sud-Atlasiques ; NAF : Les Failles Nord-Atlasiques ; WHA : Haut Atlas Occidental, CHA : Haut Atlas Central, MA : Moyen Atlas.

### Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons réalisé une analyse des résultats obtenus par les nombreux indices calculés dans les chapitres précédents, et nous avons adopté une approche d'élimination ou de minimisation du rôle de certains facteurs dans l'évolution des paysages des Haut Atlas de Demnate (HAD), afin de déterminer les facteurs responsables de la topographie exceptionnelle, et de tirer des informations sur le mode de soulèvement du HAD en particulier et le Haut Atlas en générale.

Tout d'abord nous avons discuté l'influence du climat sur la formation des knickpoints et l'évolution de la zone d'étude, puis nous avons pu déterminer l'influence de la lithologie sur la formation des Knickpoints en particulier et l'évolution des reliefs en générale, et enfin nous avons discuté l'influence de la tectonique et le rôle des structures tectoniques majeurs, à savoir le SAF, Le NAF et TNTF, dans l'évolution du Haut Atlas de Demnate. Les résultats de l'analyse appliquée montrent que l'influence et le contrôle tectonique de la morphologie du paysage est très importants dans le Haut Atlas Central (région de Demnat) et que les contrôles lithologique et climatique peuvent être minimisés.

Les résultats de cette discussion, basées sur l'analyse des données obtenues par une approche morphométrique et morphotectonique, a donné des preuves supplémentaires en faveur d'une déformation et un soulèvement du Haut Atlas Central (région de Demnate) principalement contrôlée par la réactivations des structures tectoniques majeurs dans la zone, jouant en décrochement et en chevauchement, et aussi ils soutiennent que la topographie actuelle (élévation importante dépasse 4000m) est probablement le résultat du contexte tectonique complexe qui favorise une tectonique transpressionnelle, dans une zone où l'épaississement crustal et le raccourcissement tectonique sont modérés.

Enfin, et en se basant sur les résultats obtenus, les discussions faites, et les conclusions tirées, nous avons proposé un modèle conceptuel d'une structure tectonique des fleurs positives géantes dans Haut Atlas de Demnate (HAD) en particulier et le Haut Atlas Central (HAC) en générale, responsable du soulèvement et l'évolution quaternaire du HAC.

---

## **Conclusion générale et perspectives**

---



## Conclusion générale

Le Haut Atlas Marocain est une chaîne intracontinentale typique, qui résulte de l'orogénèse alpine. Cette chaîne est caractérisée par une topographie très élevée par rapport aux taux de raccourcissement et de l'épaississement crustal modéré. Ainsi, cette zone a été l'objet de plusieurs études basées sur diverses approches essayant d'expliquer cette topographie en adoptant plusieurs modèles de soulèvement (au cours du Quaternaire).

Dans cette thèse, nous avons essayé de contribuer à ce débat, en adoptant une approche morphotectonique, actuellement confirmée, par plusieurs chercheurs dans le monde, d'être capable de donner des informations sur l'évolution des chaînes de montagnes.

L'objectif globale de notre étude était de tirer des informations sur l'activité tectonique quaternaire du Haut Atlas et de regrouper des signes tectoniques, afin de proposer un modèle de soulèvement capable d'expliquer l'élévation du Haut Atlas en faveur d'un taux modéré de raccourcissement ; pour cela nous avons adopté l'approche morphotectonique basée sur le calcul de plusieurs indices liés au reliefs et aux réseaux de drainage. Ces deux composantes qui enregistrent des anomalies appelées marqueurs tectoniques et qui sont des outils de détection de l'activité tectonique.

La zone d'étude choisie pour appliquer cette approche est le Haut Atlas de Demnate (région du Haut Atlas Central), caractérisée par sa position transitoire entre le Haut Atlas Oriental et le Haut Atlas Central, par les sommets très élevés qui dépasse les 4000m et par l'existence d'un contexte tectonique complexe dominé par les décrochements et les chevauchements.

Notre approche est caractérisée par la succession de trois étapes qui sont :

Premièrement, une étude morphométrique basée sur le calcul et la détermination de plusieurs indices morphologiques, a confirmé que le Haut Atlas de Demnate présente des signes d'une tectonique récente (pendant le Quaternaire) qui influence l'évolution actuelle de la chaîne. Ces signatures sont enregistrées aussi bien par la topographie que par les réseaux hydrographiques.

Deuxièmement, une étude morphotectonique basée sur le calcul de plusieurs indices capables de localiser et quantifier l'activité tectonique récente dans la zone d'étude. Cette étape a abouti à une conclusion claire, est que la zone du Haut Atlas de Demnate est une zone active

tectoniquement pendant le Quaternaire et que la zone présente des signes en faveur d'une tectonique transpressionnelle.

Troisièmement, une approche morphométrique basée sur le calcul d'un indice  $R/S_r$ , capable de donner une estimation temporelle de la dernière perturbation tectonique qu'a affecté le Haut Atlas de Demnate en particulier et le Haut Atlas Central en générale.

Finalement, une discussion des résultats obtenus ainsi qu'une comparaison avec des résultats obtenus par d'autres approches réalisées par divers chercheurs ont-été faites concluant à une influence importante de la tectonique transpressive dans l'évolution quaternaire du Haut Atlas de Demnate et aboutissant aussi, à soutenir et adopter un modèle d'une structure tectonique en fleur géante, suggérée responsable de la topographie actuelle du Haut Atlas de Demnate en particulier et le Haut Atlas Central en générale.

### **Perspectives**

Dans ce travail nous avons montré l'utilité des études morphotectoniques dans la détection et la localisation des zones tectoniquement actives dans les domaines intraplaques caractérisés par une activité tectonique modérée à faible. Ce travail est basé sur une analyse des marqueurs tectoniques précis tels que les knickpoints, cependant, des études sur d'autres marqueurs tectoniques (comme les terrasses fluviaux) sont souhaitables dans la zone.

Aussi, l'influence du climat actuel sur l'évolution du Haut Atlas de Demnate peut être minimisé en se basant sur la variation spatiale des précipitations. De plus, la comparaison avec d'autres régions similaires climatiquement, des chercheurs ont exclue l'influence du climat actuel, cependant, une étude approfondie de paléoclimat dans la zone est exigée pour confirmer ou non son l'influence plus nettement.

Ce travail a souligné l'importance des approches morphométrique dans l'estimation d'un âge de soulèvement quaternaire du Haut Atlas de Demnate, et comme il est difficile d'établir une chronologie absolue des dépôts quaternaires, une datation radiochronométrique des dépôts quaternaires dans le Haut Atlas de Demnate est recommandée pour enregistrer une chronologie des différents événements sédimentaires et tectoniques quaternaires dans la région.

---

# Bibliographie

---

- Ait Brahim, L., & Chotin, P. (1990). Oriental Moroccan Neogene volcanism and strike-slip faulting. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 11(3-4), 273-280.
- Alain, L.M. (1985). Carte géologique du Maroc, Feuille de Demnate, échelle 1/100 000. Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc, n° 338.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., & El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology*, 128(1-2), 114. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.014>
- Alizadeh, A., Moghadam, HH., & Seraj, M. (2020). DEM-derived geomorphic indices for assessment of tectonic activity at the Dara anticlinal oil structure within the Zagros fold-thrust belt, southwestern Iran. *Arab J Geosci* 13(4):1–13. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5156-8>
- Ambili, V., Narayana, AC. (2014). Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology* 217:37–47. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.013>
- Amrhar, M. (2002). Paléocontraintes et déformations syn- et post-collision Afrique–Europe identifiées dans la couverture mésozoïque et cénozoïque du Haut Atlas occidental (Maroc). *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 334, Issue 4, 279-285.
- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., & Stokes, M. (2014). Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, 206, 250-261. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.028>
- Arboleya, ML., Teixell, A., Charroud, M., & Julivert, M. (2004). A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *J Afr Earth Sci* 39(3-5):319–327. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036>
- Arboleya, ML., Babault, J., Owen, LA., Teixell, A., & Finkel, RC. (2008). Timing and nature of Quaternary fluvial incision in the Ouarzazate foreland basin, Morocco. *J Geol Soc* 165(6):1059–1073. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-151>
- Argyriou, A. V., Teeuw, R. M., Soupios, P., & Sarris, A. (2017). Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece. *Journal of Structural Geology*, 104, 93-111. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.002>
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, ML., Teson, E., Julivert, M., & Charroud, M. (2005). Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics* 400(1-4):67–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.009>
- Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M. L., & Charroud, M. (2008). A Late Cenozoic age for long-wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco. *Terra nova*, 20(2), 102-107.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Teixell, A. (2012). Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): the role of tectonics. *Tectonics* 31(4). <https://doi.org/10.1029/2011TC003015>
- Balestrieri, ML., Moratti, G., Bigazzi, G., & Algouti, A. (2009). Neogene exhumation of the Marrakech High Atlas (Morocco) recorded by apatite fission-track analysis. *Terra Nova* 21:75–82. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00857.x>

- Barbero, L., Teixell, A., Arboleya, M. L., Río, P. D., Reiners, P. W., & Bougadir, B. (2007). Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 19(1), 58-64.
- Baudon, C., Fabuel-Perez, I., & Redfern, J. (2009). Structural style and evolution of a Late Triassic rift basin in the Central High Atlas, Morocco: controls on sediment deposition. *Geological Journal*, 44(6), 677-691.
- Basilici, M., Ascione, A., Megna, A., Santini, S., Tavani, S., Valente, E., & Mazzoli, S. (2020). Active deformation and relief evolution in the western Lurestan region of the Zagros mountain belt: new insights from tectonic geomorphology analysis and finite element modeling. *Tectonics* 39(12):e2020TC006402. <https://doi.org/10.1029/2020TC006402>
- Beauchamp, J. (1988). Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco). In *Developments in geotectonics* (Vol. 22, pp. 477-497). Elsevier.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., & Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* 18(2):163–184. <https://doi.org/10.1029/1998TC900015>
- Ben Sari, D. (1987). *Connaissance Geophysique du Maroc*, Centre Nat. de Coord. et de Planification de la Rech. Sci. et Tech., Rabat, Morocco.
- Benammi, M., & Chakiri, S. (2001). Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain: styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(4), 241-247.
- Benammi, M., Toto, E. A., & Chakiri, S. (2005). Tectonique tangentielle Atlasique dans les bassins synorogéniques néogènes d'Ouarzazate et d. Ait Kandoula (bordure sud du Haut Atlas Central, Maroc). *Revista de la Sociedad Geológica de Espana*, 18(3-4), 151-162.
- Biron, P. (1982). *Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc)*. Lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisation. Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble, 170 pp
- Bookhagen, B. (2010). High resolution spatiotemporal distribution of rainfall seasonality and extreme events based on a 12-year TRMM time series, in review. (1998-2009)
- Boulton, S.J., Stokes, M., & Mather, A.E., (2014). Transient fluvial incision as an indicator of active 505 faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas. *Tectonophysics* 633, 16-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.032>
- Boulton, S. J., & Stokes, M. (2018). Which DEM is best for analyzing fluvial landscape development in mountainous terrains?. *Geomorphology*, 310, 168-187.
- Bourcart, J., & Roch, E. (1942). Carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizarht et de Dadès, échelle 1/200000. *Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc*, n°54.
- Brede, R., Hauptmann, M., & Herbig, H. G. (1992). Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco-The Mesozoic-Cenozoic development of the Central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau*, 81(1), 127-141.

- Buczek, K., & Górnik, M. (2020). Evaluation of tectonic activity using morphometric indices: case study of the Tatra Mts.(Western Carpathians, Poland). *Environmental Earth Sciences*, 79(8), 1-13. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-08912-9>
- Bull, W.B. (1977). Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California. U.S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G- 394, 376 p.
- Bull, W.B., & McFadden L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring DO (ed) *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton. pp 115-138.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley Blackwell, Oxford. pp 328.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). *Geomorphic markers*. Burbank, DW & Anderson, RS, Tectonic Geomorphology. Malden:(ed.) Blackwell Publishing, 13-32.
- Calvín, P., Casas-sainz, AM., Villalaín, JJ., & Moussaid, B. (2018). Tectonophysics extensional vs. compressional deformation in the Central High Atlas salt province: a paleomagnetic approach. *Tectonophysics* 734-735:130–147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.007>
- Cannon, P.J., (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes* 36 (1), 3–16.
- Chen, Y. W., Shyu, J. B. H., & Chang, C. P. (2015). Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology. *Tectonics*, 34(10), 2249-2270. <https://doi.org/10.1002/2014TC003795>
- Cherkaoui, T.-E., & El Hassani, A. (2012). Seismicity and Seismic Hazard in Morocco: 1901-2010. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 2012, n° 34, p. 45-55.
- Choubert, G., Destombes, J., Faure-Muret, A., Gauthier, H., Hindermeyer, J., Hollard, H., & Jouravsky, G. (1970). Carte géologique de l'Anti-Atlas Central et de la zone synclinale de Ouarzazate, feuilles Ouarzazate-Alougoum et Telouet sud, échelle 1/200 000. *Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc*, n°138.
- Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1962). Evolution of Moroccan Atlas domain since the Paleozoic times (Evolution de domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques). *Livre mémoire P. Fallot, Mém. h. ser. Soc. Géol. France*, Paris, 1, 447-527.
- Choubert, G., & Marçais, J. (1952). Aperçu structural. *Géologie du Maroc. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 100, 9-76.
- Cowie, PA., Attal, M., Tucker, GE., Whittaker, AC., Naylor, M., Ganas, A., & Roberts, GP. (2006). Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Res* 18(3):231–266
- Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. *Geol Soc Am Bull* 106:571–581. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0571](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0571)

- Dar, R. A., Chandra, R., & Romshoo, S. A. (2013). Morphotectonic and lithostratigraphic analysis of intermontane Karewa Basin of Kashmir Himalayas, India. *Journal of mountain science*, 10(1), 1-15.
- de Araújo MONTEIRO, K., MISSURA, R., & de Barros CORREA, A. C. (2010). Application of the Hack index—or stream length-gradient index (SL index)—to the Tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. *Geosciences= Geociências*, 29(4), 533-539.
- De Lamotte, D. F., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R. C., ... & Michard, A. (2008). The atlas system. In *Continental evolution: the geology of Morocco* (pp. 133-202). Springer, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.010>
- de Wit, M. J., Bowring, S. A., Ashwal, L. D., Randrianasolo, L. G., Morel, V. P., & Rambelison, R. A. (2001). Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics*, 20(1), 1-45. <https://doi.org/10.1029/2000TC900026>
- Delcaillau, B. (1997). Les fronts de chaînes actives: genèse des reliefs et relations tectonique-érosion-sédimentation (Doctoral dissertation).
- Delcaillau, B., Carozza, J. M., & Font, M. (2004). Le segment nord de la faille de la Têt (Pyrénées-Orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), 257-272.
- Delcaillau, B., Carozza, J. M., & Laville, E. (2006). Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology*, 76(3-4), 241-256.
- Delcaillau, B., Laville, E., Carozza, J. M., Dugué, O., Charroud, M., & Amrhar, M. (2007). Morphotectonic evolution of the Jebel Bou Naceur in the South Middle Atlas Fault Zone (Morocco). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(8), 553-561. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.06.005>
- Delcaillau, B., Laville, E., Amrhar, M., Dugué, O., Namous, M., & Pedoja, K., (2010). Quaternary evolution of the Marrakech High Atlas and morphotectonic evidence of the Tizi N'Test Fault activity, Morocco. *Geomorphology* 118, 262–279. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.01.006>
- Delcaillau, B., Amrhar, M., Namous, M., Laville, E., Pedoja, K., & Dugué, O. (2011). Transpressional tectonics in the Marrakech High Atlas: insight by the geomorphic evolution of drainage basins. *Geomorphology*, 134(3-4), 344-362. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.010>
- Demoulin, A. (2011). Basin and river profile morphometry: a new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126(1-2), 97-107. <https://doi:10.1016/j.geomorph.2010.10.033>
- Demoulin, A. (2012). Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation. *Geophysical research letters*, 39(15). <https://doi:10.1029/2012GL052201, 2012>
- Dercourt, J., Ricou, L. E., & Vrielynck, B. (1993). *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps* Gauthier-Villars. Paris 307pp, 14.

- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265-283.
- Domènech, M., Teixell, A., Babault, J., & Arboleya, M. L. (2015). The inverted Triassic rift of the Marrakech High Atlas: A reappraisal of basin geometries and faulting histories. *Tectonophysics*, 663, 177-191. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.017>
- Domènech, M., Teixell, A., & Stockli, D.F. (2016). Magnitude of rift-related burial and orogenic contraction in the Marrakech High Atlas revealed by zircon (U-Th)/He thermochronology and thermal modeling. *Tectonics* 35:2609–2635. <https://doi.org/10.1002/2016TC004283>
- Dutour, A., & Ferrandini, J. (1985). Nouvelles observations neotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc): Apports sur l'évolution récente d'un segment du bati atlasique, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 26(5), 285–297
- Dresnay, R. D. (1979). Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In *Symposium "Sédimentation du Jurassique W européen"*, Paris (1977).-Association des Sédimentologues français, Publication spéciale (Vol. 1, pp. 345-365).
- Efe, R., Soykan, A., Cürebal, İ., & Sönmez, S. (2011). Reviewing the geomorphologic and neotectonic features of the Gönen Basin (NW of Turkey). *Procedia Soc Behav Sci* 19:716–725. <https://doi.org/10.1016/j.sbspro.2011.05.190>
- El Bchari, F., Ibouh, H., Souhel, A., Taj-Eddine, K., Canérot, J., & Bouabdelli, M. (2001). Cadre stratigraphique et étapes de structuration de la plate-forme liasique d'Ait Bou Guemmez (Haut-Atlas central, Maroc). *Gaia: Revista de Geociências*, 16, 163-172.<sup>2</sup>
- El Bchari, F., & Souhel, A. (2008). Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique (Sinémurien terminal-Aalénien) d'Ait Bou Guemmez (Haut Atlas central, Maroc). *Estudios geológicos*, 64(2), 151-160.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004>
- EL Harfi, A., Lang, J., & Salomon, J. (1996). Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate. Implications sur l'évolution géodynamique du Haut-Atlas Central (Maroc). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 323(7), 623-630.
- Ellero, A., Ottria, G., Malusà, M.G., & Ouanaïmi, H. (2012). Structural geological analysis of the High Atlas (Morocco): evidences of a transpressional fold-thrust belt, in: *Tectonics-Recent Advances*. InTech. <https://doi.org/10.5772/50071>
- Ellero, A., Malusà, M.G., Ottria, G., Ouanaïmi, H., & Froitzheim, N. (2020). Transpressional structuring of the High Atlas belt. Morocco *J Struct Geol* 135:104021. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104021>
- Es-Sadiq, R., Algouti, A., & Essemani, M. (2014). Sedimentological study of the Carboniferous lower in Ait Tamlil Boutonniere. *European Scientific Journal*, 10(33).



- Fabre, J. (1978). Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique, 1/5.000.000. Soc Nat Ed. Diff. Alger.
- Faure-Muret, A., & Choubert, G. (1975). Carte géologique du Maroc, Jbel Saghro-Dadès (Haut Atlas central, sillon Sud-Atlasique et Anti-Atlas oriental), échelle 1/200 000. Notes et Mémoires du Service Géologique, n° 161.
- Fekkak, A., Ouanaïmi, H., Michard, A., Soulaïmani, A., Ettachfini, E. M., Berrada, I., ... & Saddiqi, O. (2018). Thick-skinned tectonics in a Late Cretaceous-Neogene intracontinental belt (High Atlas Mountains, Morocco): The flat-ramp fault control on basement shortening and cover folding. *Journal of African Earth Sciences*, 140, 169-188. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.01.008>
- Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973.
- Flores-Prieto, E., Quénéhervé, G., Bachofer, F., Shahzad, F., & Maerker, M. (2015). Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data. *Geomorphology*, 248, 427-439. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.049>
- Fraissinet, C., Zouine, M. E., Morel, J. L., Poisson, A., Andrieux, J., & Faure-Muret, A. (1988). Structural evolution of the southern and northern central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 273-291). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Frizon de Lamotte, D., Saint, Bezar B., Bracène, R., & Mercier, E., (2000). Two step Atlas building and geodynamics of the West Mediterranean. *Tectonics* 19, 740-761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>
- Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., ... & Michard, A. (2004). TRANSMED Transect I: Iberian Meseta-Guadalquivir Basin-Betic Cordillera-Alboran Sea-Rif-Moroccan Meseta-High Atlas-Sahara Platform. *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer, Berlin, 141.
- Frizon de Lamotte DF, Zizi M, Missenard Y, Hafid M, El Azzouzi M, Maury RC, Charrière A, Taki Z, Benamm M, Michard A (2008) The atlas system. In *Continental evolution: the geology of Morocco*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp 133-202. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_4)
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C., & Ringenbach, J. C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30(3).
- Froitzheim, N., Stets, J., & Wurster, P. (1988). Aspects of western High Atlas tectonics. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 219-244). Springer, Berlin, Heidelberg
- Fulla, J., Fernández, M., Afonso, J. C., Vergés, J., & Zeyen, H. (2010). The structure and evolution of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Atlantic-Mediterranean Transition Region. *Lithos*, 120(1-2), 74-95.
- Gaidzik, K., & Ramírez-Herrera, M. T. (2017). Geomorphic indices and relative tectonic uplift in the Guerrero sector of the Mexican forearc. *Geoscience Frontiers*, 8(4), 885-902. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.07.006>

- Gani, ND., & Neupane, PC. (2018). Understanding transient landscape of the Ethiopian Plateau in relation to mantle dynamics. *Geol J* 53(1):371–385. <https://doi.org/10.1002/gj.2903>
- Gao, M., Zeilinger, G., Xu, X., Tan, X., Wang, Q., & Hao, M. (2016). Active tectonics evaluation from geomorphic indices for the central and the southern Longmenshan range on the Eastern Tibetan Plateau, China. *Tectonics*, 35(8), 1812–1826. <https://doi.org/10.1002/2015TC004080>
- Gentana, D., Sulaksana, N., Sukiyah, E., & Yuningsih, E. (2018). Index of active tectonic assessment: quantitative-based geomorphometric and morphotectonic analysis at way Belu drainage basin, Lampung Province, Indonesia. *Int J Adv Sci Eng Inf Technol* 8(6):2460–2471.
- Gentil, L. (1918). Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. GENTIL. Laroseédit., Paris, 132p.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, JM., Azañón, JM., PérezPeña, JV., Pérez-Romero, J., & Villegas, I. (2012b) Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology* 145:90–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.043>
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, JM., Azañón, JM., & PérezPeña, JV. (2012a). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constrictional domain of conjugate strike-slip faults: the Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics* 580:27–42. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.028>
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M., Azañón, J. M., & Pérez-Peña, J. V. (2012). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constrictional domain of conjugate strike-slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, 580, 27-42. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.028>
- Giano, S. I., Pescatore, E., Agosta, F., & Prosser, G. (2018). Geomorphic evidence of Quaternary tectonics within an underlap fault zone of southern Apennines, Italy. *Geomorphology*, 303, 172-190. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.020>
- Gil, AJ., De Lacy, MC., Ruiz, AM., Galindo-Zaldivar, JP., Ayarza, A., Teixell, F., Alvarez-Lobato, ML., Arboleya, A., Kchikach, M., Amrhar, M., Charroun, R., & Carbonell, Teson, E. (2008). GPS Network for local deformation monitoring in the Atlas mountains of Morocco. In: 13th FIG symposium on deformation measurement and analysis; 4th IAG symposium on geodesy and geotechnical and structural engineering, LNEC, Lisbon
- Gomez, F., Allmendinger, R., Barazangi, M., Er-Raji, A., & Dahmani, M. (1998). Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas Mountains of Morocco. *Tectonics* 17:520–533. <https://doi.org/10.1029/98TC01439>
- Gomez, F., Beauchamp, W., & Barazangi, M. (2000). Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plateboundary zone. *Geology* 28(9):775–778. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<775:ROTAMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<775:ROTAMN>2.0.CO;2)
- Görler, K., Helmdach, F. F., Gaemers, P., Heißig, K., Hinsch, W., Mädler, K., ... & Zucht, M. (1988). The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 359-404). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Graveleau, F. (2008). Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation dans les avant-pays de chaînes: Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale) (Doctoral dissertation, Montpellier 2).
- Gu, Z., Shi, C., & Peng, J. (2019). Evolutionary dynamics of the main-stem longitudinal profiles of ten kongdui basins within Inner Mongolia, China. *Journal of Geographical Sciences*, 29(3), 417-431. <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1607-0>
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the us Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic geomorphology*, 4, 75-104. <https://doi: 10.4236/ojg.2015.53010>
- Hassan, FA. (1997). Holocene Palaeoclimates of Africa. *Afr Archaeol Rev* 14:213–230. <https://doi.org/10.1023/A:1022255800388>
- Haviv, I., Enzel, Y., Whipple, KX., Zilberman, E., Matmon, A., Stone, J., & Fifield, KL. (2010). Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: insights from numerical modeling. *J Geophys Res Earth Surf* 115(F3). <https://doi.org/10.1029/2008JF001187>
- Herbig, HG. & Gregor, HJ. (1990). The mangrove-forming palm *Nypa* from the early Paleogene of southern Morocco. *Paleoenvironment and paleoclimate. Géologie Méditerranéenne* 17-2:123–137
- Hindermeyer, J., Gauthier, H., Destombes, J., Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1977). Carte géologique du Maroc, Jbel Saghro-Dades (Haut Atlas central, sillon sud-atlasique et Anti-Atlas oriental), échelle 1/200,000. Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc, n°161.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Alain Piqué, A. (2005). The Moroccan Hercynides. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 144–165. <https:// doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002>
- Hoepffner, C., Houari, M., Bouabdelli, M. (2006). Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *C. R. Geoscience.* 338, 25–40. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.003>
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Transactions, American geophysical union*, 13(1), 350-361.
- Houari, M. R., & Hoepffner, C. (2003). Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 37(1-2), 11-24. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00085-X)
- Hovius, N. I. E. L. S. (1996). Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8(1), 29-44.
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG bulletin*, 51(11), 2246-2259.
- Hughes, PD., Fenton, CR., & Gibbard, PL. (2011). Quaternary glaciations of the Atlas Mountains, North Africa. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 15, pp. 1065-1074). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00076-3>

- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370.
- Igmoullan, B., Sadki, D., Fedan, B., & Chellai, E. H. (2001). Evolution géodynamique du Haut-Atlas de Midelt (Maroc) pendant le Jurassique : un exemple d'interaction entre la tectonique et l'eustatisme. *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, (23), 47-54.
- Jacobshagen, V., Görler, K., & Giese, P. (1988). Geodynamic evolution of the Atlas System (Morocco) in post-Palaeozoic times. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 481-499). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Jenny, J. (1983). Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central. Maroc) : Prolongation orientale de la Zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Eclogae geol. Helv.* 76/1. 243-251.
- Jenny, J., & Couvreur, G. coll. (1985). Carte géologique du Maroc, feuille d'Azilal (haut atlas central), échelle 1/100000. Notes et mémoires du Service géologique du Maroc, n° 339.
- Jossene, J. A. (1990). Carte géologique du Maroc, Zawyat Ahançal, échelle 1/100 000. Notes et mémoires du Service géologique du Maroc, n° 355.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surficial earth processes. In R. E. Wallace (Ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics* (pp. 136-147). Washington, DC: National Academy Press.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics* (Vol. 338). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Keller, EA., & Pinter, N. (2002). *Active tectonics. Earthquakes, uplift, and landscape.* (362 p). Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. <https://doi.org/10.1055/s-2002-34327>.
- Kirby, E., & Whipple, KX. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Knight, K. B., Nomade, S., Renne, P. R., Marzoli, A., Bertrand, H., & Youbi, N. (2004). The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 143-160.
- Lahiri, S. K., & Sinha, R. (2014). Morphotectonic evolution of the Majuli Island in the Brahmaputra valley of Assam, India inferred from geomorphic and geophysical analysis. *Geomorphology*, 227, 101-111. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.032>  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.032>
- Lambert, R. (1973). *Recherches hydrologiques sur le Sud-Ouest du Bassin de la Garonne.* Doctorat d'Etat, Toulouse.
- Lanari, R., Fellin, MG., Faccenna, C., Balestrieri, ML., Pazzaglia, F., & Youbi, N. (2020a) Exhumation and surface evolution of the Western High-Atlas and surrounding regions as constrained by low-temperature thermochronology. *Tectonics* e2019TC005562. <https://doi.org/10.1029/2019TC005562>

- Lanari, R., Faccenna, C., Fellin, M.G., Abderrahim, E., Nahid, A., Medina, F., & Youbi, N. (2020b). Tectonic evolution of the Western High Atlas of Morocco: oblique convergence, reactivation and transpression. *Tectonics* e2019TC005563. <https://doi.org/10.1029/2019TC005563>
- Laville, E. (1980). Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundout).
- Laville, E., & Petit, J. P. (1984). Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12(7), 424-427.
- Laville, E. (1985). Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut Atlas, Maroc: modèle en relais multiples de décrochements. Ph. Doctoral Thesis, Univ. Montpellier, France.
- Laville, E., & Pique, A. (1991). La Distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au debut du Mesozoïque; le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162(6), 1161-1171.
- Laville, E., & Piqué, A. (1992). Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and orogenic inversions. Geologische Rundschau*, 81(1), 157-170.
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., & Charroud, M. (2004). A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38(2), 145-153. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.12.003>
- Le Pichon, X. T., & Gaulier, J. M. (1988). The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, 153(1-4), 271-294.
- Leblanc, M., & Lancelot, J. R. (1980). Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(1), 142-155.
- Leeder, M. R., & Jackson, J. A. (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin research*, 5(2), 79-102.
- Loup, J. (1974). L'hydrologie karstique dans les Préalpes françaises du Centre et dans le Jura. *Revue de Géographie Alpine*, 62(2), 255-258.
- Mahmood, S.A., & Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers* 3(4): 407-428. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.002>
- Makris, J., Demnati, A., & Klussmann, J. (1985). Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. In *Annales de Géophysique* (Vol. 3, No. 3, pp.369-380).
- Malusa, M.G., Polino, R., Feroni, A.C., Ellero, A., Ottria, G., Baidder, L., & Musumeci, G. (2007). Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco). *Terra Nova* 19(6):481-489
- Manrique, L. A. (1988). Land erodibility assessment methodology (LEAM): using soil survey data based on soil taxonomy. Editorial and Publication Shop.

- Manspeizer, W., Puffer, J. H., & Cousminer, H. L. (1978). Separation of Morocco and eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geological Society of America Bulletin*, 89(6), 901-920.
- Marret, F., & Turon, J. L. (1994). Paleohydrology and paleoclimatology off Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene: Palynological evidences. *Marine Geology*, 118(1-2), 107-117.
- Marzoqi, M., & Pascal, A. (2000). Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc). *Newsletters on Stratigraphy*, 57-80.
- Mather, AE., & Stokes, M. (2018). Bedrock structural control on catchment-scale connectivity and alluvial fan processes, High Atlas Mountains, Morocco. *Geological Society, London, Special Publications*, 440(1), 103-128. <https://doi.org/10.1144/SP440.15>
- Mattauer, M., Proust, F., & Tapponnier, P. (1972). Major strike-slip fault of late Hercynian age in Morocco. *Nature*, 237(5351), 160-162.
- Mattauer, M., Tapponnier, P., & Proust, F. (1977). Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. France* 7 (19), 521–526. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.521>
- Mayer, L. (1990). *Introduction to Quantitative Geomorphology: An exercise manual*. Englewood, Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- Medina, F., & Cherkaoui, T. E. (1991). Focal mechanisms of the Atlas earthquakes, and tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 80(3), 639-648.
- Medina, F. (1994). Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique Central et de la collision Afrique-Europe. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 260 p.
- Medina, F. (2000). Structural styles of the Moroccan Triassic basins. *Zbl. Geol. Paläont. I, Heft 9-10 (1998)*, 1167-1192.
- Melton, M. A. (1957). *An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology*. Columbia Univ New York.
- Michard, A. (1976). *Eléments de géologie marocaine*. Notes Mém. Serv. géol. Maroc 252. 1-408.
- Michard, A., Cailleux, Y. & Hoepffner, C. (1989). L'orogène mésétien du Maroc : structure, déformation hercynienne et déplacements. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 335: 313-327
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M. L., Chalouan, A., Montigny, R., & Goffé, B. (2006). Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 92-114.
- Michard, A., Soulamani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E. C., & Saddiqi, O. (2010). The south-western branch of the Variscan Belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492(1-4), 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.021>

- Michard, A., Soulaïmani, A., Ouanaimi, H., Raddi, Y., Brahim, L. A., Rjimati, E. C., ... & Saddiqi, O. (2017). Saghro Group in the Ougnat Massif (Morocco), an evidence for a continuous Cadomian basin along the northern West African Craton. *Comptes Rendus Geoscience*, 349(2), 81-90.
- Mickus, K., & Jallouli, C. (1999). Crustal structure beneath the Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) through the analysis of gravity data. *Tectonophysics*, 314(4), 373-385.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sebrier, M., & Saddiqi, O., (2006). Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the atlas mountains of Morocco. *J. Geophy. Res* 111, B03401. <https://doi.org/10.1029/2005JB003708>.
- Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Leturmy, P., Ruiz, G., El Haimer, FZ., & Frizon de Lamotte, D. (2008). Cenozoic denudation in the Marrakech High Atlas, Morocco: Insight from apatite fission-track thermochronology. *Terra Nov.* 20, 221-228. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00810.x>
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., & Sébrier, M. (2007). Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. *J. African Earth Sci.* 48, 247-266. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007>
- Morel, J. L., Zouine, E. M., Andrieux, J., & Faure-Muret, A. (2000). Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): Rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30(1), 119-131. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00011-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00011-7)
- Mumipour, M., Rezaei-Moghaddam, M. H., & Khorshiddoust, A. M. (2012). Active tectonics influence on drainage networks in Dinarkooh Region, Zagros mountain range, Iran. *Geogr. Fis. Dinam. Quat*, 35, 61-68. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2012.35.6>
- Mustaphi, H., Medina, F., Jabour, H., & Hoepffner, C. (1997). Le bassin du Souss (Zone de Faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc): resultat d'une inversion tectonique contrlee par une faille de detachement profonde. *Journal of African Earth Sciences*, 24(1-2), 153-168.
- Musy, A., (2001). E-drologie, cours photocopié d'hydrologie générale. HYDRAM- OLY-2001-002. Ecole polytechnique Federale, Lusanne, CH.
- Nahid, A., & Benzakour, M. (2002). Enregistrements sedimentaires et controle tectonique dans la genese des archives morphosedimentaires quaternaires de la coupe d'alhnayn (Vallee Meridienne Du N'fis, Maroc). *Estudios geológicos*, 58(5-6), 145-158. <https://doi.org/10.3989/egeol.02585-6119>
- Namous, M. (2012). Evolution quaternaire et dynamique actuelle d'un système géomorphologique de front de chaîne actif : l'exemple du bassin versant de l'Ourika (Maroc). Thèse de Doctorat CED : Sciences et Technique. Université de Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia-Marrakech, 304 p.
- Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, WS., Molliex, S., Delcaillau, B., Pedoja, K., Husson, L., & Regard, V. (2015). Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba Island (Indonesia): *Geomorphology*, v. 241, p. 145-159.

- Onana, P. N. E., Toto, E. A., Zouhri, L., Chaabane, A., El Mouraouah, A., & Brahim, A. I. (2011). Recent seismicity of Central High Atlas and Ouarzazate basin (Morocco). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70(4), 633-641. <https://doi.org/10.1007/s10064-011-0361-z>
- Ouainimi, H., & Petit, J. P. (1992). La Limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain; reconstitution d'un saillant non déformé. *Bulletin de la Société géologique de France*, 163(1), 63-72.
- Ouatiki H, Boudhar A, Trambly Y, Jarlan L, Benabdelouhab T, Hanich L, ... & Chehbouni, A. (2017). Evaluation of TRMM 3B42 v7 rainfall product over the Oum Er Rbia watershed in Morocco. *Climate*, 5(1), 1.
- Ouayah, M., Namous, M., Ourribane, M., Elaloui, A., Krimissa, S., Eloudi, H., ... & Ziadi, K. (2021). Assessment of relative tectonic activity using morphotectonic analysis in the Central High Atlas, Demnate Region, Morocco. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(9), 1-26. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07126-y>
- Pastor, A., Babault, J., Teixell, A., & Arboleya, M. L. (2012). Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco). *Geomorphology*, 173, 88-103.
- Pavano, F., Romagnoli, G., Tortorici, G., & Catalano, S. (2019). Morphometric evidences of recent tectonic deformation along the southeastern margin of the Hyblean Plateau (SE-Sicily, Italy). *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.006>
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J. V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105(3-4), 218-231. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.026>
- Peltzer, G., & Tapponnier, P. (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B12), 15085-15117.
- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M., & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119:74–87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>
- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Perez, N. D., Teixell, A., Gómez-Gras, D., & Stockli, D. F. (2019). Reconstructing extensional basin architecture and provenance in the Marrakech High Atlas of Morocco: Implications for rift basins and inversion tectonics. *Tectonics*, 38(5), 1584-1608. <https://doi.org/10.1029/2018TC005413>
- Perron, J. T., Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Process. Landf.* 38 (6), 570-576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>
- Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1079–1084.



- Pique, A., & Kharbouch, F. (1983). Distension intracontinentale et volcanisme associé. La Meseta marocaine nord-occidentale au Dévono-Dinantien. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 7(1), 377-387.
- Pique, A., & Michard, A. (1989). Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of science*, 289(3), 286-330.
- Piqué, A., & Knidiri, M. (1994). *Géologie du Maroc: les domaines régionaux et leur évolution structurale*. Pumag.
- Piqué, A., & Laville, E. (1996). The central Atlantic rifting: reactivation of Palaeozoic structures. *Journal of Geodynamics* 21, 235–255. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00022-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00022-4)
- Piqué, A., & Bouabdelli, M. (2000). *Histoire géologique du Maroc: Découverte et itinéraires*. Editions du Service géologique du Maroc.
- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner Ch., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M., & Chalouan A. (2007). *Géologie du Maroc (nouvelle édition)*. Editions GEODE, Marrakech, 287 p.
- Proust, F., Petit, J. P., & Tapponnier, P. (1977). L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 541-551.
- Qarbus A., Medina F. & Hoepffner Ch. (2003). Le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc): exemple d'évolution d'un segment oblique au rift de l'Atlantique central au Trias. *Can. J. Earth Sci.* 40, 7, 949-964. <https://doi.org/10.1139/e03-029>
- Remenieras, G. (1965). *L'Hydrologie de l'Ingénieur*: Eyrolles. Paris (413 pp.).
- Ricou, L. E. (1994). Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica acta*, 7(4), 169-218.
- Robustelli, G. (2019). Geomorphic constraints on uplift history in the Aspromonte Massif, southern Italy. *Geomorphology*, 327, 319-337. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.011>
- Rocci, G., Bronner, G., & Deschamps, M. (1991). Crystalline basement of the West African craton. In *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives* (pp. 31-61). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Roch, E. (1939). *Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech*. Jouve & cie, éditeurs.
- Roch, E. (1941). *Carte géologique provisoire des régions de Demnat et de Telouet: échelle au 1/200.000 e, notice explicative*. Impr. Barnéoud.
- Roch, E. (1950). *Histoire stratigraphique du Maroc, &c.*
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars et ORSTOM, Paris, France.
- Rolley, J. (1978). *Etude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut Atlas central, Maroc*.
- Russo P, Russo L (1934) Le grand accident sud - atlasien . *Bull. Soc. géol. France* 5: 375-384.
- Sarih, S. (2008). *Géodynamique et transferts sédimentaires gravitaires des bassins liasiques du Haut-Atlas central (Maroc)* (Doctoral dissertation, Dijon).

- Schaer, J. P., & Pruvost, P. (1964). Géologie-Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut Atlas occidental. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 258, 2114-2117.
- Schaer, J. P., & Rodgers, J. (1987). Evolution and structure of the High Atlas of Morocco. *The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 107-127.
- Schumm, S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 597-646. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2)
- Schumm, S. A. (1968). Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 79(11), 1573-1588.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., & Holbrook, J.M. (2000). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge: 276 p.
- Seeber, L., Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92(4), 335-367. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9)
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E. M., Winter, T., Missenard, Y., & Leturmy, P. (2006). Active tectonics in the Moroccan high atlas. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 65-79.
- Sharma, A., Singh, P., & Rai, P. K. (2018). Morphotectonic analysis of Sheer Khadd River basin using geo-spatial tools. *Spatial Information Research*, 26(4), 405-414. <https://doi.org/10.1007/s41324-018-0185-z>
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., & Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203-225. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5)
- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., & Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8), 1250-1263.
- Soumaya, A., Ayed, N. Ben, Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., Ziegler, M., Maouche, S., & Braham, A. (2018). Active faulting geometry and Stress pattern near complex strike-slip system along the Maghreb region: constraints on active convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics* 1-26. <https://doi.org/10.1029/2018TC004983>
- SOUHEL A. (1996) : Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Beni-Mellal (Maroc): stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. Thèse Doct. Etat Sci., Marrakech, Strata, Toulouse, 2,27, 235 p.
- Souhel, A., EL BCHARI, F., El Hariri, K., LAGE, B., CANÉROT, J., CHAFIKI, D., ... & LOWENER, R. (2011). Circuit C12: Le Haut Atlas central, partie nord-ouest. Michard et al, 63-109.
- Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A. (1991). Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 373-409.
- Stokes, M., Mather, A. E., Belfoul, A., & Farik, F. (2008). Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco). *Geomorphology*, 102(1), 2-20.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.015>

- Stokes, M., & Mather, A. E. (2015). Controls on modern tributary-junction alluvial fan occurrence and morphology: High Atlas Mountains, Morocco. *Geomorphology*, 248, 344-362. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.003>
- Stokes, M., Mather, A. E., Belfoul, M., Faik, F., Bouzid, S., Geach, M. R., ... & Thiel, C. (2017). Controls on dryland mountain landscape development along the NW Saharan desert margin: Insights from Quaternary river terrace sequences (Dadès River, south-central High Atlas, Morocco). *Quaternary Science Reviews*, 166, 363-379.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull.Geol. Soc. Am.* 63, 1117–1142.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology. In: *Handbook of Applied Hydrology* (ed. By V. T. Chow), Section 4-II. McGraw-Hill, New York, USA.
- Stets, J., & Wurster, P. (1982). Atlas and Atlantic—structural relations. In *Geology of the Northwest African continental margin* (pp. 69-85). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Suter, G. (1980). Carte structurale de la chaîne rifaine au 1/500 000. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 245.
- Tapponnier, P., & Molnar, P. (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B7), 3425-3459.
- Teixell, A., Arboleya, M.-L., & Julivert, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco): *Tectonics*, v. 22, p. 1–13. <https://doi.org/10.1029/2002TC001460>
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., & Arboleya, M.L. (2005). Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17, 456-461. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x>
- Teixell Cacharo, A., & Arboleya Cimadevilla, M. L. (2007). Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas Morocco assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 2007, vol. 19, p. 58-64.
- Termier, H. (1936). *Etudes géologiques sur le Maroc central et le moyen-Atlas septentrional.* (Doctoral dissertation, Imprimerie officielle).
- Termier, H. (1941). *La carte géologique provisoire des régions de Demnate et Telouete au 1/200000.* Imp. GAILLAC-MONROCO et Cie Paris.
- Thakur, V. C., Joshi, M., & Jayangondaperumal, R. (2020). Active Tectonics of Himalayan Frontal Fault Zone in the Sub-Himalaya. In *Geodynamics of the Indian Plate* (pp. 439-466). Springer, Cham.
- Thannoun, R. G. (2013). Automatic extraction and geospatial analysis of lineaments and their tectonic significance in some areas of Northern Iraq using remote sensing techniques and GIS. *International Journal of Enhanced Research in Science Technology & Engineering Bulletin*, 2.

- Troiani, F., & Della Seta, M. (2008). The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy. *Geomorphology* 102, 159–168. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.020>
- Tucker, G. E., & Whipple, K. X. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG-1.
- Van Houten, F. B. (1977). Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern North America: comparison. *AAPG bulletin*, 61(1), 79-99.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., & Youbi, N. (2007). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4), 308-325. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.033>
- Vidal, J. (1984). Carte géologique du Rif au 1/50 000è et notice explicative. Feuille de Beni-Frassène. Notes et mém. Serv. Géolog. Maroc, (283).
- Vieira, G., Mora, C., & Faleh, A. (2017). New observations indicate the possible presence of permafrost in North Africa (Djebel Toubkal, High Atlas, Morocco). *Cryosphere*, 11(4). <https://doi.org/10.5194/tc-11-1691-2017>
- Villeneuve, M. (2005). Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 166-195. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.012>
- Wang, N., Han, Z., Li, X., Chen, G., Wang, X., & Lu, H. (2015). Tectonic uplift of Mt. Lushan indicated by the steepness indices of the river longitudinal profiles. *Acta Geographica Sinica*, 70(9), 1516-1525.
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (2002). Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B2), ETG-3. <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>
- Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151-185. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>
- Whittaker, A. C. (2012). How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4(2), 160-164. <https://doi.org/10.1130/RF.L003.1>
- Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W. D., Alami, S. O. E., & Ramdani, F. (1992). Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geologische Rundschau*, 81(1), 237-248.
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulou, K., Crosby, B., & Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls: *Geological Society of America Special Papers*, v. 398, p. 55-74. [DOI:10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))

- Wu, Z., & Hu, M. (2019). Neotectonics, active tectonics and earthquake geology: Terminology, applications and advances. *Journal of Geodynamics*, 127, 1-15.  
<https://DOI:10.1016/j.jog.2019.01.007>
- Youbi, N., Martins, L. T., Munhá, J. M., Ibouh, H., Madeira, J., Chayeb, E. A., & El Boukhari, A. (2003). The late Triassic-early Jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the Framework of the Central Atlantic Magmatic Province: an overview. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 136, 179-208.
- Xue, L., Alemu, T., Gani, N.D., & Abdelsalam, M.G. (2018). Spatial and temporal variation of tectonic uplift in the southeastern Ethiopian Plateau from morphotectonicanalysis. *Geomorphology* 309, 98-111. <https://doi:10.1016/j.geomorph.2018.02.025>
- Xue, L., Gani, N.D., & Abdelsalam, M.G. (2017). Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. *Geomorphology* 285, 374-398. <https://doi:10.1016/j.geomorph.2017.01.009>
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., & Rimi, A. (2005). Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24(2). <https://doi:10.1029/2004TC001639>
- Zondervan, J. R., Stokes, M., Boulton, S. J., Telfer, M. W., & Mather, A. E. (2020). Rock strength and structural controls on fluvial erodibility: Implications for drainage divide mobility in a collisional mountain belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 538, 116221. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116221>
- Zouine, E.M. (1993). Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque. Ph.D. Thesis, Université Mohammed V, Rabat.