

## Etude microtectonique des déformations synsédimentaires des terrains dévono-carbonifères de la plage de Skhirate (Nord de la bande de Benslimane, Meseta NO, Maroc). Hypothèse d'un bassin pull-apart en relai sur la branche Nord de la zone de cisaillement dextre de la Meseta occidentale (ZCMO)

*Microtectonic study of synsedimentary deformations in the Devonian-Carboniferous series of the Skhirate beach (Northern Benslimane Band, NW Meseta, Morocco). Hypothesis of a pull-apart basin in relay on the Northern Branch of the West-Meseta Shear Zone (WMSZ).*

Kawtar NASSRI<sup>1\*</sup>, Abdessamad EL ADRAOUT<sup>1</sup> & Abdelfatah TAHIRI<sup>2</sup>

1. Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Département de Géologie, avenue Ibn-Batouta, BP. 1014, Rabat-Agdal, Maroc

\*(Kawtar\_nassri@um5.ac.ma)

2. Université Mohammed V, Institut Scientifique, avenue Ibn-Batouta, BP. 703, Rabat-Agdal, Maroc.

**Résumé.** La cartographie détaillée au (1/1000) du secteur septentrional de la bande de Benslimane a permis de révéler une importante tectonique synsédimentaire affectant les séries détritiques rouges du passage Dévonien-Carbonifère. Ces séries, d'âge tournaisien pro parte (p.p.), sont intercalées entre les séries datées : à la base les barres quartzitiques du Strunien du pont à haubans du Cherrat ; et au sommet les séries calcaro-détritiques conglomératiques du Viséen supérieur de l'île de Skhirate. Elle est fréquemment fracturée par des failles synsédimentaires orientées EW à NE-SW, générant des grabens larges et des horsts étroits de mêmes directions avec un approfondissement général des séries vers le SE à SSE indiqué par les paléocourants mesurés.

L'analyse structurale de cette fracturation responsable de la dislocation de la plateforme du Dévonien, révèle deux épisodes :

1- Episode d'ouverture extensive ( $\sigma_3$  : N155 à N169) à la base de la série a produit des demi-grabens dissymétriques.

2- Episode de régime à contraintes :  $\sigma_1$  : N195 à N225 ;  $\sigma_3$  : N324 à N331 au sommet de la formation schisto-gréseuse juste avant le comblement du bassin au Viséen supérieur, a généré des fossés longitudinaux symétriques.

L'ensemble des données indique l'individualisation d'un « Bassin de Skhirate » en extension au Tournaisien p.p. puis probablement transtensif au Viséen, en pull apart entre les virgations dextres de la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO) et de la faille ENE de Skhirate. Une comparaison avec les domaines gondwaniens de même âge est proposée pour considérer le contexte géologique de cette tectonique.

**Mots clés :** Bassin de Skhirate, Tectonique Synsédimentaire, Tournaisien-Viséen, Extension, Transtension, Meseta NO (Maroc).

**Abstract.** Detailed mapping combined with a structural analysis allow to highlight an important synsedimentary tectonics which affects the detrital late Devonian early Carboniferous series in the northern part of the Benslimane basin (western Meseta, Morocco). Those series intercalated between dated series of Strunian's Cherrat cable stayed bridge (quartzitic bars) and upper Visean coarse series of Skhirate island which gives them a Tournaisian p.p. age. This formation is frequently fractured by conjugated synsedimentary normal faults mainly oriented EW to NE-SW into narrow horsts and large half grabens showing S and SE general deepening (paleoflows directions).

The cartographic and structural analysis of this faulting responsible of the Devonian platform dislocation reveal two episodes:

1- Extensive opening episode ( $\sigma_3$ : NNW-SSE) generates asymmetrical half-grabens.

2- Transtensive probable regime ( $\sigma_1$ : N195-N225;  $\sigma_3$ : N324-N331) just before the basin's filling (upper Visean coarse series) gives longitudinal symmetrical grabens.

The all data indicate an eovariscan (or late acadian) individualization of a losangic « Skhirate basin » evolving from extension to transtension leading to its pull apart opening between the dextral West Meseta Shear Zone (WMSZ) and its ENE Skhirate's virgation. A comparison with the surrounding similar gondwanian areas is likely to provide elements to consider the geological context of this tectonics.

**Keywords:** Skhirate basin, synsedimentary tectonics, Tournaisian-Visean, Extension, Transtension, NW Meseta (Morocco).

### Abridged English version

In the last decades, some studies have outlined the relationship between the birth mainly in pull apart of basins and the transcurrent NS motion of Mesetian Shear Zones

during the late Devonian-Early Carboniferous (Bouabdelli & Piqué 1996, Chakiri & Tahiri 2000, Chakiri *et al.* 2001, Kholaiq *et al.* 2015). Those studies concerned the Eastern and Southern domains of the Meseta. However, still present day,

we know more less about this tectonics in the North Western-part of the Meseta, which have never been described before, in the Benslimane Basin. Therefore, we propose to study this area through detailed mapping and structural analysis.

### Geological survey of the western Meseta

The western Meseta of Morocco is mainly subdivided into four structural domains (Piqué 1994), representing the external areas roots of the variscan belt. The major deformation is Namurian-Westphalian (Michard 1976), followed by mostly brittle deformations during the Permian (Ait Brahim & Tahiri 1996, Piqué *et al.* 2006). From the west to east we distinguish (Fig. 1-A and B):

-Coastal Block: relatively stable, it is formed by Cambrian and Ordovician deposits crossed by calco-alcaline complex (Michard 1976, El Attari 2001 and El Hadi *et al.* 2006).

-Benslimane Basin: is a NS longitudinal basin filled by Famennian to upper Viséan series (Lecointre 1926, Destombes & Jeannette 1966, Nassri & El Adraoui 2022).

-Cherrat Ridge: old Devonian horst strongly verticalized and sheared (Chalouan 1977).

-Sidi Bettache Basin: is the deepest mesetian basin occupied by Famennian, Tournaisian and upper Viséan (Piqué 1979, Lakhroufi *et al.* 2002, 2008).

### Stratigraphy

The paleozoic series of the Benslimane Basin are formed by upper Famennian to upper Viséan cover deposits.

Four cover formations are distinguished (Fig. 2).

-Formation 1 of Aous Bel Fassi formation: (upper Famennian,  $d_2$ ) this formation 400 m thick lies down on Chaabat Hamira basement (Fadli 1994) with coarse series (Fig. 2-A-d), which deliver a rich fauna of upper Famennian (Zahraoui 1991).

-Formation 2: Quartzites (Strunian,  $d_{h1}$ ) Excellent benchmark level (100 m thick), Fig. 2-A. The strunian age of this formation was given by Lecointre (1926).

-Formation 3: Sandstones of Skhirate (Tournaisian p.p.,  $h_1$ ). Only observed in the Skhirate beach (800 m to 1 Km thick), it is subdivided to four areas (I to IV: Figs. 2 and 3) organized into five turbiditic sequences limited sometimes by ferruginous and/or coal beds, indicating a cyclic deltaic plains environment (Fig. 4). The paleoflows are oriented N105 to N175 (see red rosace Fig. 3).

Formation 4: Coarse detrital limestone of Skhirate island (Upper Viséan, Fadli 1994): Fig. 1-D and E, Fig. 2)

### Structural Geology

The structural analysis carried out in the Tournaisian series allows to highlight the main tectonic events in northern Benslimane Basin. In its coastal border (Skhirate beach), that series is folded in a recumbente syncline NS axis ( $P_2$ ), which resumes an old synchistous large folds N70 axis, showing dissolution cleavage  $P_1S_1$  (Fig. 1-D and E). The detailed analysis displays numerous alternating semi-brittle and brittle tectonics in a context of clockwise rotation of the main shortening axis (Nassri & El Adraoui 2022). However, the oldest deformation recorded by the siliceous layers is an important synsedimentary tectonics leading to the dislocation of the Devonian platform.

### Objective and Methods

The main objective of this article is to bring more classification on the structural context of the western Meseta basins's evolution during the Late Devonian-Early Carboniferous. For this purpose, the basin of Skhirate (northern Benslimane Basin) is the most suitable for its complete Devonian–Dinantian series's and their good exposures. We were expecting to obtain more and enough data to identify elements of comparison with the Gondwanian and perigondwanian domains: Meseta (Morocco), westafrican Craton (Niger), Variscides (Europe) and Appalachians (Nova Scotia, Canada). Indeed, detailed mapping on satellite natural colors images combined with structural analysis allowed to highlight an important synsedimentary brittle tectonics, which affects the red detrital series (formation 3). These faulting is then measured on the field and tilted following the horizontal stratification to obtain their original geometry. The measures are transferred to stereonet software developed by Allmendinger (2020) to acquire precisely, the dynamic and kinematic parameters which will allow to understand the evolution of the Skhirate's Tournaisian p.p Basin illustrated by stereograms, stress ellipsoids, rose diagrams and contouring poles.

### Results

The red detrital Tournaisian p.p formation (3) is subdivided in 4 areas (I to IV) which correspond to thick massive sandstone and quartzitic strata. These series are frequently fractured by conjugated synsedimentary normal faults, mainly oriented EW to NE-SW which form narrow horts and large half grabens showing southward to south-east ward general deepening in a deltaic environment (Figs. 3-8, Tab. 1). The measured paleoflows figures confirm those directions.

**Area I:** This area corresponds to the formation 3 base located in the southwestern most part of the studied region (Figs. 3-5), not far from the WMSZ which cut intensively the lower formation (2) of Strunian ( $d_{h1}$ ). In the area I, only flush to the surface a 2 to 20 m thick and competent sandstone bar, affected by 7 faults, which form a succession of horsts and asymmetrical half grabens (Figs. 4, 5-A-B), organized in 2 conjugated families which average tilted measures F1: N64,77 SSE (n=3); F2: N65,43 NNW (n=4). The stress ellipsoid delivered is:

$\sigma_1$ : N331, 59NNW;  $\sigma_2$ : N64, 02 ENE;  $\sigma_3$ : N155, 31 SSE. The opening mechanism in this area is a pure extension (Fig. 5, right below).

**Area II:** This region is subdivided into 3 sub-areas, which correspond to 3 sets of massive quartzitic and sandstone strata. It is constrained in a NS band dextral S-C type: (Figs. 3-5).

-Sub area II-1: nine conjugated synsedimentary faults are measured and tilted to horizontal (Fig. 5-B and C):

F1: N89, 48N; F2: N67,69 SSE. The stress ellipsoid obtained is indicating also an extensive opening:

$\sigma_1$ : N303, 59 NNW;  $\sigma_2$ : N73, 16 ENE ;  $\sigma_3$ : N169, 18 SSE.

-Sub area II-2: Formed by rose and rusty sandstone with frequent interbedded quartzitic and micro-conglomeratic. The faults (16) are distributed in 2 conjugated groups (Figs. 5 and 5-continued):

F1: N44,51 NW (n=6, 37.5%); F2: N37,72 ESE (n=10, 62,5%).

The grabens are slightly less asymmetrical than the lower basins with the apparition of listric faults mainly those

dipping towards the south (Fig. 4). The faults in this area are also characterized by their curved geometry: subvertical near surface and became slightly horizontal deeply. The stress ellipsoid obtained is (Fig. 5):

$\sigma_1$ : N202, 74 SSW;  $\sigma_2$ : N35, 16 ENE;  $\sigma_3$ : N304, 03 NW.

- Sub-area II-3: In this quartzitic thick bar shaped into sigmoid S in a NS dextral corridor S-C type, twelve (12) extensive faults deformed the base of the sandy beds by two groups in average, showing a middle to subvertical dipping (Figs. 4-5): F1: N71, 74 NNW; F2: N52,62 SE. The stereographic treatment gives the following stress ellipsoid (Fig. 5):  $\sigma_1$ : N228, 56 WSW;  $\sigma_2$ : N66, 32 ENE;  $\sigma_3$ : N331, 09 NNW.

We note a morphological changing in the basin with straighter northward slopes compared to the southward ones: inversion effect, although did under the same opening mechanism: extensive to probable transtensive.

The area II, therefore, shows first a southward deepening (II-1), that becomes towards the ESE and then stratilized in valued around N150 direction.

**Area III** (Figs. 4-6): Strata are more linear towards the NE (N150,55E) showing an on lap termination to the NNE (Fig. 4). The conjugated synsedimentary faults (n=26), sometimes listric (Fig. 6-A), are distributed into two average groups, which form an angle  $2\theta = 68$ : F1(n=9, 27%): N72; 56 NNW; F2 (n=17, 73%): N36,5; 62,5 ESE

The stress axes obtained reveal a slightly anti-clockwise ( $6^\circ$ ) rotation compared to the sub-area II-3.

$\sigma_1$ : N200, 60 SW;  $\sigma_2$ : N52, 26 NE;  $\sigma_3$ : N315, 13 NW

The opening mechanism is also evolving probably to transtensive as the continuity of the area II.

**Area IV**: Formed by four pink sandstone bars which total thickness reach 50 m at their SSE termination (Figs. 3-7 and 8):

-Sub-area IV-1: the mapped faults (n=16) display an exceptional inverted ratio: 44% (n=7) dipping to the south and 56% (n=9) those dipping to the north: with however symmetrical grabens.

In average: F1: N101; 56 NNE; F2: N88; 51 S. The stress ellipsoid displays a retro-evolution back to a pure extension: vertical  $\sigma_3$  (Fig. 8-A and stereogram in Fig. 7):  $\sigma_1$ : N84, 83 E;  $\sigma_2$ : N260, 06 WSW;  $\sigma_3$ : N350, 00

-Sub area IV-2: 23 faults are distributed in two average groups: F1: N78,51 NNW (29%); F2: N58,74 SSE (71%)

The stress axes are clearly different:  $\sigma_1$  is vertical and seems generating a same azimuth faults: horsts and grabens shaped like ridges and furrows under probable transtensive opening: (Figs. 7 and 8-B)

$\sigma_1$ : N225, 65 WSW;  $\sigma_2$ : N64, 23 ENE;  $\sigma_3$ : N331, 07 NNW

-Sub area IV-3: This bar is characterized by 21 faults, which have the same dipping values, symmetrical grabens and horsts: F1 (n=4, 19%): N70,59NNW; F2 (n=17, 81%): N51,59SE (Fig. 7). The stress axes calculated are indicating a transtensive opening knowing that  $\sigma_1$  is not vertical and many faults (6) have the same direction than  $\sigma_1$ : gash opening like:  $\sigma_1$ : N195, 56 SSW;  $\sigma_2$ : N68, 22 ENE;  $\sigma_3$ : N328, 24 NNW.

-Sub area IV-4: This thick upper bar formed by fine sandstone and Quartzite display a deep normal slip southward: big graben limited by curved listric fault accompanied by numerous synthetic normal fractures (Fig. 4). The deepening

gradient is approximately: 40% assumed by dominant southward slip faulting: (Fig. 7)

F1 (n=4,18 %) : N67, 60NNW; F2 (n=18, 82%): N52, 55SE. With also same opening mechanism compared to sub-area IV-3.  $\sigma_1$ : N199, 61 SSW;  $\sigma_2$ : N62, 22 ENE;  $\sigma_3$ : N324, 18 NNW.

The four sub-areas sum up the general basin evolution from pure extensive opening to a constant tendency to a transtensive opening.

## Conclusion and Discussion

The majority of measured faults are oriented NE-SW to ENE-WSW and generate a rapid deepening towards the SSE to SE, which corresponds to the main direction of the paleoflow. However, we note a general evolution of the basin going from a pure extension with tendency to a transtensive opening: (Tab. 1)

-Extensive opening episode  $\sigma_3$ : NNW-SSE: Tournaisian p.p.

-Transtensive tendency regime  $\sigma_1$ : N225,  $\sigma_3$ : N331 just before the basin's filling (Upper Visean coarse series). The geometry of those superimposed basins seems to be proportional to the opening mechanism: asymmetrical during the extensional episode and then relatively symmetrical under transtensive environment.

The stress concentration factor K, as well as, stress deviators provided and compared in each competent layer confirm that evolution (Tab. 1). The all data collected indicated an eovariscan (or late Acadian) individualization of a « Skhirate basin » evolving from extension to transtension leading to its pull apart, opening between the dextral NS West Meseta Shear zone (WMSZ), and its ENE Skhirate's virgation (Fig. 9).

This paleogeographic scheme is similar to that proposed by Kholaiq *et al.* (2015) for the basin of Mechraa Ben Abbou in the Northern Rehamna, whose opening was guided by the NS dextral Foug El Mejaz fault (WMSZ branch) and ENE-WSW transverse faults also dextral giving pull apart opening during the Late Visean.

In the neighbouring Sidi Bettache Basin, Lakhloufi *et al.* (2008) described a synsedimentary transpressive in the Visean layers, with same stress axes highlighted in Skhirate basin. Otherwise, many authors observed the famennian-Tournaisian basins opening in corridors formed by dextral shear zones mainly N70 or NE-SW: transtensive Tiliouine basin (Tahiri 1991), or compressive Azrou-Khenifra basin: (Bouabdelli & Piqué 1996), whereas others noted a dominant extensive opening notably in the bordering basin of Sidi Bettache Basin (Chakiri & Tahiri 2000). Ultimately, the genesis of the Famennian-Tournaisian basins is related as a distant echo to the Breton phase with a ductile character in the Eastern Meseta (Hoepffner 1987, Accoto *et al.* 2020).

In the intra-cratonic domains of Gondwana, Konaté *et al.* (2007) came to the same conclusions in the Tim Merso Basin in the Northern Niger. During the Devonian-Late Visean, this basin opened first by a pure extensive dynamic ( $\sigma_3$ : EW to N150), causing vertical motions on the Tin Adrar ENE-WSW shear zones notably. This event is followed by a Visean transtensive opening ( $\sigma_1$ : N25 and  $\sigma_3$ : N115) during which, that shear zones were remobilized in senestral, whereas the faults oriented N30 as Madaouela shear zone are normal-senestral.



It is apparent from the above discussion that the Famennian-Viséan basins seem to have the common feature of being individualized in a pull apart between dextral shear zones, oriented NS, EW and NE-SW. Our work, based mainly on detailed mapping and structural analysis, completes this pattern of basins and emphasize important particularity of their opening: under transtension-transpression in the Western and Northern perigondwanian areas and under extension-transtension in the Northwestern borders and in the midst of Gondwana (Fig. 10).

## INTRODUCTION

### Cadre géologique régional

La Meseta occidentale est classiquement subdivisée en plusieurs domaines structuraux (Piqué 1994), tels que le Môle côtier, le Bassin de Benslimane, la Ride Cherrat, le Bassin de Sidi Bettache, la ride Zaer (anticlinorium Khouribga-Oulmes AKO), la zone synclinoriale orientale (Fourhal-Telt), la zone anticlinoriale orientale (Zaïans) et la zone des nappes (Bassin Azrou-Khénifra BAK) (Fig. 1). Ces domaines représentent les zones externes de la chaîne hercynienne qu'on retrouve dans les boutonnières méridionales des Jbilette (Huvelin 1977) et des Rehamna (Piqué 1972, Hoepffner 1974, Michard 1982). La déformation majeure allant crescendo d'Ouest en Est est d'âge Namuro-Westphalien (Michard 1976), suivie de tectoniques cassantes au Permien (Tahiri 1991, Piqué *et al.* 2006).

### Le Môle côtier (MC)

Ce terme, introduit par Michard (1976), désigne la partie la plus à l'ouest de la Meseta occidentale relativement stable et peu déformée (Fig. 1-A et B). Il est constitué de terrains à faciès de plateforme continentale d'âge Cambrien : les schistes à *Paradoxides* et les quartzites d'El Hank recouverts par un Ordovicien transgressif formé de schistes et quartzites au sommet. Ces terrains sont déformés par des plis amples NS à NE-SW accompagnés de schistosité ardoisière et de crénulation localisées dans les couloirs de cisaillement hercyniens (El Attari 2001). Notons que les schistes à *Paradoxides* du Cambrien moyen renferment des coulées pyroclastiques, des tufs et des brèches andésitiques porphyriques à Oued Rhebar (Destombes & Jeannette 1966, El Attari *et al.* 2019) interprétées par El Hadi *et al.* (2006) comme un état exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting dans un domaine continental en extension EW.

### Le Bassin de Benslimane (BBS)

Défini par Lecointre (1926), ce bassin est cartographié par Destombes & Jeannette (1966), voir coupe (Fig. 1-C). En 1979, Piqué définit la zone NS de cisaillement de Benslimane limitée à l'Est par la faille occidentale de la Ride Cherrat et à l'Ouest par la faille de Bouznika (Fig. 1-A et B). C'est un sillon NS constitué principalement de terrains allant du Famennien supérieur au Viséen supérieur (Figs. 1-B et 2), déformés par une succession de phases ductiles et cassantes hercyniennes et tardi-hercyniennes du Permien (Baghdad 1999). Les déformations les plus marquées sont les plis  $P_1$  : NW-SE synschisteux en échelon (Piqué 1979), cisailés dans des couloirs de décrochement dextre de type C-S principalement NS (étude en cours). Ces structures sont reprises par un plissement  $P_2$  accompagné de schistosité  $S_2$  de crénulation (Zahraoui 1991). Les déformations les plus anciennes sont les indices d'instabilité synsédimentaire au cours du Famennio-Tournaisien (Nassri & El Adraoui 2022).

In the European Variscids, particularly in the Armorican block, Cartannaz *et al.* (2006) demonstrated the pull apart birth of lozenge basins during the Famennian and Tournaisian in corridors between NNW-SSE South Armorican dextral shear zones. For Shelley & Bossiere (2000) and Ribeiro *et al.* (2007) the variscids of SW Europe were deformed during Late Devonian-Early Carboniferous by a transpressive regime, mainly dextral: EW and NE-SW: Laurentia-Baltica and Iberia moved therefore to E or NE compared to Gondwana (Fig. 10).

### La Ride Cherrat (RCH)

Constituée principalement de terrains du Silurien et du Dévonien de plateforme carbonatée, cette ride est un horst dévotion étroit (Fig. 1-A et B) comprimé et dilacéré par des cisaillements longitudinaux et transversaux hercyniens et tardi-hercyniens (Chalouan 1977). Pour cet auteur, cette bande est déformée par des plis  $P_1$  d'azimut N169, isopaques, synschisteux et souvent cisailées axialement et par des plis  $P_2$  NE-SW en chevrons présentant dans les niveaux les plus plastiques une schistosité  $S_2$  de crénulation.

Cette ride à armature carbonatée est décalée au niveau du bas Oued Cherrat par l'accident NE-SW dextre de Cherrat-Skhirate qui la décale vers le NE à l'aval et l'embouchure de l'Oued Ykem.

### Le Bassin de Sidi Bettache (BSB)

Défini par Piqué (1979), c'est un bassin subsident à séries épaisses du Famennio-Tournaisien et du Viséen supérieur. Pour Lakhroufi *et al.* (2002, 2008), ce bassin correspond à deux bassins adjacents : (Fig. 1-A)

-Le Bassin de Sidi Bettache sensu stricto (BSB s.s) individualisé au Famennien supérieur par extension EW dans la partie occidentale.

-Le Bassin de Brachwa-Maaziz (BBM) né au Viséen supérieur par extension NS.

Selon le même auteur, ces deux bassins sont déformés lors du cycle hercynien post-viséen par trois phases tectoniques générant i) des plis  $P_1$  ENE-WSW localement synschisteux, ii) des plis  $P_2$  NNW-SSE généralement synschisteux et iii) des cisaillements décrochants méridiens.

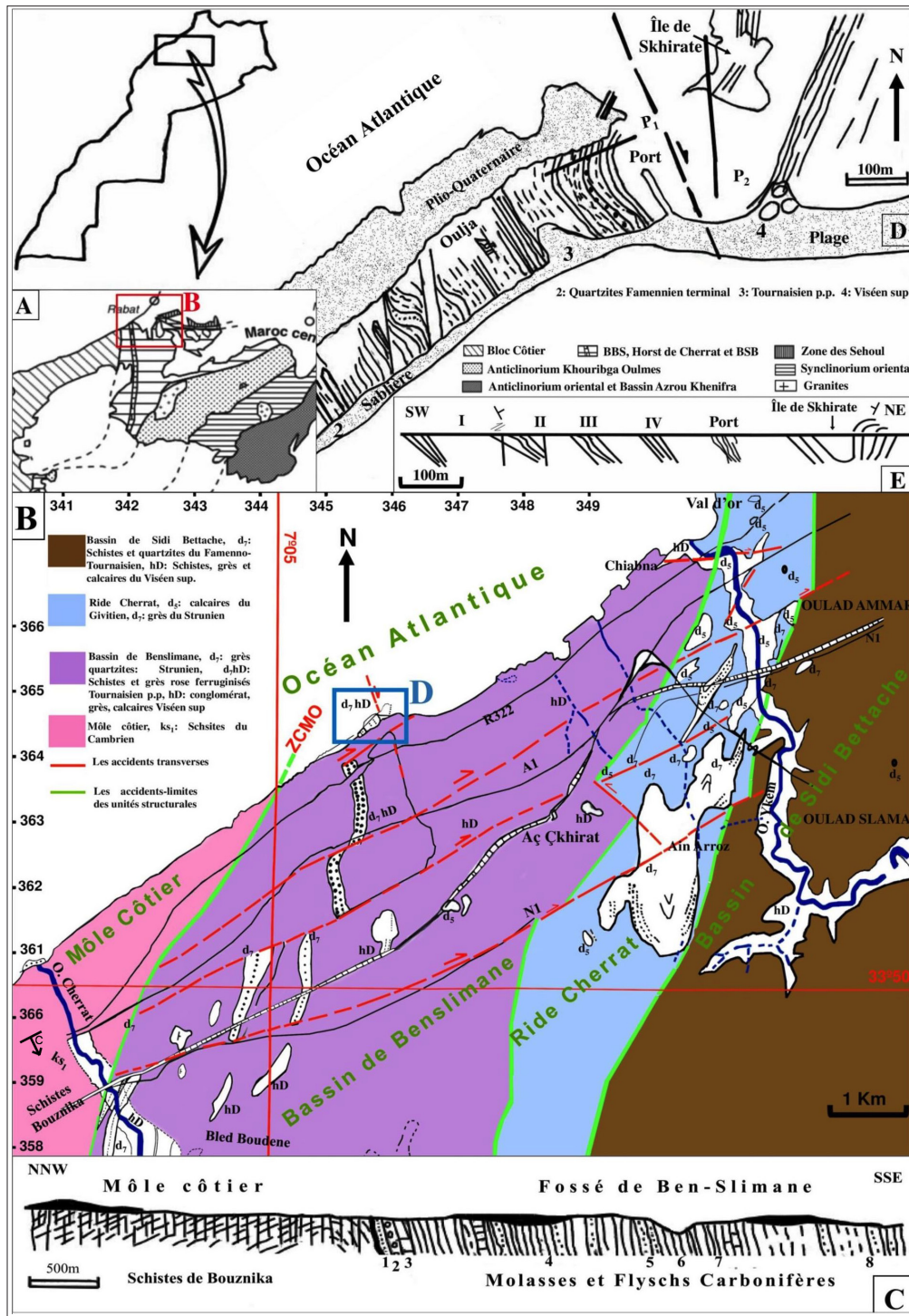
Les subdivisions ainsi décrites d'ouest en est : Môle Côtier, BBS, RCH et BSB se retrouvent plus au SE, dans les subdivisions des Rehamna et des Jbilette avec des unités occidentales, centrales et orientales (Piqué 1972, Hoepffner 1974, Michard 1982, Huvelin 1977).

### Lithostratigraphie des séries dévono-carbonifères du Bassin de Benslimane

Le remplissage du bassin de Benslimane-Mdakra disposé en sillon longitudinal NS, a commencé au Famennien supérieur (Zahraoui 1991) se poursuivant jusqu'au Viséen supérieur (Fadli 1994), sur un socle ordovico-dévonien apparaissant en horst érodé à Chaabat Hamira au sud de Benslimane et dans la Ride Cherrat. Quatre formations sont distinguées, du bas vers le haut (Fig. 2) :

- La formation 1 d'Aous Bel Fassi (Famennien supérieur) :

Epaisse de 400 m, cette formation repose en discordance de ravinement sur les carbonates du Dévonien inférieur et moyen (Fadli 1994). Elle débute par des conglomérats, des turbidites et des pélites, passant vers le sommet à des schistes micacés, parfois ferrugineux. Ces séries ont livré une faune à *Cymaclymenia sp.*, *Cyrtoclymenia sp.* et *Prionvieras divisum*





du Famennien supérieur (Zahraoui 1991). Notons que cette formation est absente dans la plage de Skhirate (notre secteur d'étude), mais affleure largement au sud de Benslimane et de Sidi Bettache. Les formations sus-jacentes 2, 3 et 4 affleurent dans le secteur de Skhirate (voir colonnes d, Fig. 2-A).

- La formation 2 quartzitique du Famennien terminal (Strunien :  $d_7$ ):

En niveau repère épais d'une centaine de mètres, elle est constituée de deux grandes barres verticales au nord de la Bande de Benslimane, séparées par des siltites, bleu clair et violet, à niveaux ferrugineux très fréquents (Fig. 2-A). Les barres épaisses de 30 m au sud du secteur étudié, voient leurs épaisseurs diminuer en onlap sur la plage de Skhirate (4 m) constituant la base de la série détritique du passage Dévonien-Carbonifère. Dans notre secteur, le Strunien a été daté par (Lecoindre 1926) sous le pont à haubans de l'Oued Cherrat. Les barres quartzitiques, N30 buttant sur les schistes du Cambrien moyen du Môle Côtier (X : 33.81439 ; Y : -7.11036) par contact tectonique avec la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO ou WMSZ) ont fourni à cet auteur une faune à *Cyrtospirifer Verneuilli* et *Rynchonella Petiensis* du Strunien ( $d_7h_1$ ).

- La formation 3 schisto-gréseuse de Skhirate plage :

Cette formation épaisse d'environ 800 m (Zones I à IV : Figs. 2, 3) est observée dans le secteur de la plage de Skhirate, terminaison nord de la Bande de Benslimane (Fig. 2-A-a). Elle est constituée de barres de quartzarénites et grauwares massifs roses et rouille en paquets multidécamétriques alternant avec des silts, des pélites argileuses et des schistes violets, bleu clair et vert olive (Fig. 3). Ces alternances s'organisent en 5 séquences turbiditiques de comblement avec des pélites passant au sommet aux quartzarénites et des niveaux ferrugineux et charbonneux lors de chaque cycle : dépôts détritiques proximaux probablement de lobes deltaïques avec installation de plaines deltaïques peu profondes. Les faciès sont principalement quartzitiques avec des bancs épais gris rose de 3 puis 5 m, évoluant vers une alternance de quartzites en petits bancs, avec des schistes bleu-vert ou grenat à épaisseur égale dépassant rarement 1 m. Les plus méridionales des couches quartzitiques peuvent atteindre 3 m attestant d'un approfondissement vers le sud. Vers le sommet de ce secteur (vers le NE), les quartzites sont graduellement remplacés par des grès roses très épais (20 m) : Fig. 3. La partie sommitale de la formation est marquée par la présence de strates calcaires à galets au niveau du port de pêche de Skhirate qui annonce le comblement du bassin par le dépôt de la formation conglomératique supérieure du Viséen (Formation 4). De nombreuses observations indiquent une importante dynamique synsédimentaire dans le bassin notamment (i) des discordances progressives, (ii) une stratification entrecroisée et (iii) une stratification détritique plus grossière en contact avec les failles normales synsédimentaires. La formation 3 montre, en outre, un approfondissement général vers le SE à SSE (Fig. 4) avec des terminaisons on-lap vers le nord montrant de nombreuses figures de courants : ripple marks indiquant des sens de paléocourants allant de N105 à N175 (voir rosace rouge, Fig. 3). La zone nourricière du bassin se situerait plus au nord dans l'Océan Atlantique actuel.

- La formation 4 calcaro-conglomératique de l'île de Skhirate:

Cette formation terminale débute au niveau de la sablière de la station balnéaire et se prolonge en mer pour réapparaître au large sur l'île de Skhirate (Fig. 1-D et E). C'est une séquence de comblement de bassin avec des séries argileuses à galets arrondis de quartzites et lydiennes (du Strunien et du Cambro-Ordovicien) et de calcaires grès à stromatopores du

Givétien de la Ride Cherrat, ainsi que des grès grossiers et des grès calcaires. Cette formation a fourni une microfaune constituée de *Coelosporella Joneii* qui indique le V3ba et le V3bβ : Viséen supérieur (Fadli 1994). Cette datation confère à la formation 3 schisto-gréseuse inférieure un âge probable Tournaisien p.p. (Fig. 2). Ce serait l'une des caractéristiques du secteur de Skhirate, qui se distinguerait du reste de la Bande de Benslimane par l'absence de Famennien supérieur et la présence d'une série tournaisienne probable. Dans la Meseta centrale, le Tournaisien affleure largement sous forme de dépôts chaotiques : Tsili (Zahraoui 1991), Tiliouine (Tahiri 1991), Bassin d'Azrou-Khénifra et marins à Brachiopodes, à Mrirt (Bouabdelli & Piqué 1996).

#### Aperçu structural du secteur de Skhirate-plage

Le secteur de Skhirate-plage, situé à une vingtaine de km au SW de Rabat, représente la limite septentrionale du Bassin de Benslimane (Fig. 1). Ce bassin de la Meseta occidentale, orienté NS, large d'une dizaine de km est coïncé entre la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (ZCMO ou WMSZ) qui le sépare du Môle côtier, à l'ouest, à séries du Cambrien et de l'Ordovicien, et à l'est, de la ride de Cherrat à séries allant du Silurien au Dévonien (Fig. 1-A et B). Les dépôts du Famennien au Viséen supérieur du Bassin de Benslimane débordent au sud sur l'anticlinorium Khouribga-Oulmès et le Bassin de Mdakra et à l'est sur le bassin subsident de Sidi Bettache.

La cartographie détaillée au 1/1000 de la bande côtière de Skhirate a permis de lever les principales caractéristiques géométriques et tectoniques de ce secteur (Fig. 1-D et E).

En effet, les séries dévono-carbonifères y présentent une mégastructure en synclinal dissymétrique à axe NS. Les strates de grès et quartzites sont orientées N150, 40 à 60° E à l'ouest jusqu'au contact du Môle côtier, et N10 à N30, 45 à 50° W à l'est au niveau de la station balnéaire de Skhirate. Certaines strates montrent un pendage inverse : N05, 80 E. Cette disposition indique une géométrie de pli déjeté à déversé vers l'ouest (Fig. 1-D et E). Le cœur de ce synclinal occupé par des grès, conglomérats et calcaires du Viséen supérieur (Fadli 1994) est affecté par de nombreux faisceaux de décrochements dextres NE-SW à EW et NS. L'orientation même de la côte atlantique dans ce secteur s'explique principalement par les décrochements dextres NE-SW et la schistosité pénétrative N70. L'analyse cartographique montre que ce pli d'axe méridien ( $P_2$ ) reprend des plis synschisteux droits à grand rayon de courbure à axe N70 à N80 ( $P_1$ ,  $S_1$ ) à l'ouest du secteur étudié et N110 à N120 au niveau de la sablière de Skhirate. L'interférence entre ces deux générations de plis se manifeste par une structure tectonique en dômes et cuvettes (en boîte à œufs) au niveau de la plage (limite Est de la carte : Fig. 1-D).

L'analyse de détail sur le terrain a permis de mettre en évidence de nombreuses déformations compressives alternant du style ductile au semi-fragile et fragile. Ces tectoniques ont évolué decrescendo et dans un cadre de rotation horaire de la contrainte de raccourcissement de la phase majeure schistogène aux derniers contre-coups hercyniens du Paléozoïque terminal (Nassri & El Adraoui 2022).

Cependant, la déformation la plus ancienne enregistrée dans les bancs compétents quartzitiques du Tournaisien p.p. est une importante tectonique synsédimentaire démontrant une instabilité croissante responsable de la dislocation de la plateforme carbonatée dévonienne. Cette tectonique extensive a été initiée au Famennien supérieur attestée par les dépôts grossiers du Sud de Benslimane (Zahraoui 1991) et a fonctionné jusqu'au Tournaisien terminal. Nous proposons dans cet article

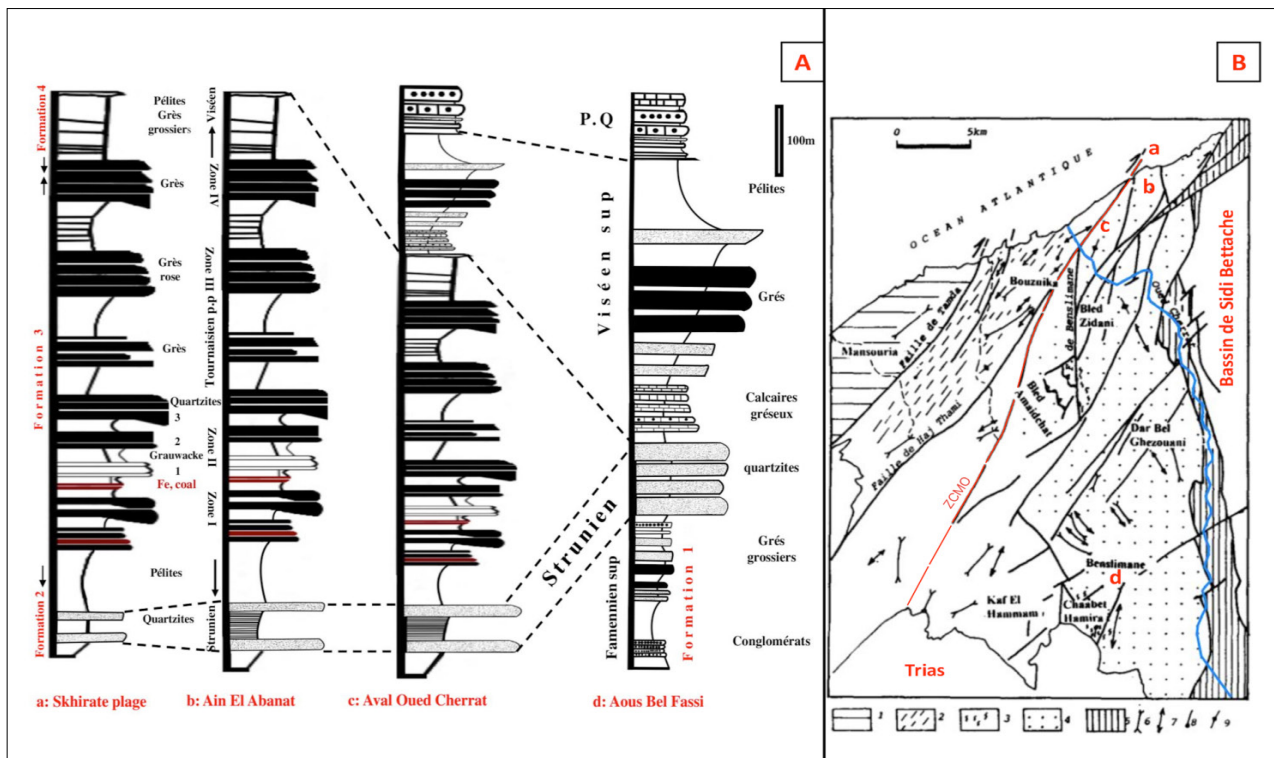


Figure 2. A. Litho-stratigraphic log of the Benslimane Basin: Upper Famennian to Upper Viséan. B. Structural sketch map of the Benslimane Basin according to El Hassani (1994); 1- Coastal block; 2- Bouznika Corridor; 3- Benslimane Corridor; 4- Benslimane Basin; 5- Cherrat Ridge; 6- Syncline axis; 7- Anticline axis; 8 and 9- Folding, Lineation and cleavage.

une étude microtectonique de la fracturation synsédimentaire pour dégager l'évolution de la géométrie du bassin, celle de l'ellipsoïde des contraintes et proposer le mécanisme probable de déformation ayant accompagné l'individualisation de la partie Nord du Bassin de Benslimane adossée à la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (ZCMO).

### BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE

Dans le dessein de faire une comparaison entre les tectoniques synsédimentaires à la fois entre les différents domaines mésétiens et avec les bassins péri-gondwaniens durant le passage Dévonien-Carbonifère, on se propose d'apporter de nouvelles données, en étudiant en détail, les failles synsédimentaires d'âge tournaisien p.p. du secteur septentrional de la Bande de Benslimane (Skhirate-Plage) mises en évidence par une cartographie structurale très fine (1/1000) sur des clichés satellitaires en couleurs naturelles. Ces failles sont ensuite identifiées et mesurées sur le terrain : directions et pendage.

L'analyse statistique des failles et fractures extensives est présentée ici sous forme de stéréogrammes de Wülf sur l'hémisphère inférieur, rosaces et contours obtenus à partir des applications du logiciel Stereonet 3D développées par Allmendinger (2020). Ce programme est facile d'utilisation et fournit les paramètres dynamiques et cinématiques avec une grande précision en absence de stries de glissement qui caractérise la tectonique synsédimentaire. Les mesures des failles extensives sont ensuite données après basculement de la stratification moyenne à l'horizontale par rotation autour de sa direction (horizontale du plan) pour établir leurs

orientations originelles et reconstituer les ellipsoïdes de contraintes réelles responsables de l'ouverture du bassin. Les failles synsédimentaires mesurées ne seront pas basculées pour éliminer le plissement  $P_2$ , étant donné le faible plongement de l'axe et connaissant l'orientation de la schistosité  $S_1$  dans le domaine stable voisin (Môle côtier) présentant la même direction que celle dans le flanc W du synclinal de Skhirate plage qui semble n'avoir pas subi une réorientation. Les facteurs de concentration de contraintes  $K$  et les déviateurs de contraintes ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) relevés dans chaque zone sont comparés pour établir le mode d'évolution de la fracturation et le mécanisme d'ouverture du Bassin de Skhirate au cours du Tournaisien p.p. Rappelons que le facteur théorique de concentration de contraintes  $K$  est défini comme le rapport de la contrainte maximale réelle à la contrainte nominale maximale dans la section nette :  $K$  est calculable par éléments finis ou mesurable par photoélasticimétrie. On remarquera que ce facteur augmente proportionnellement à la fréquence des failles synsédimentaires. Alors que le déviateur de contrainte ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) est l'écart en valeur entre la contrainte majeure de raccourcissement et la contrainte majeure en traction. Quand cet écart augmente, la fracturation du matériau est très dense. Eigen value est l'expression mathématique en vecteurs de tenseurs de contraintes.  $S_1$  correspond à la plus grande concentration de points,  $S_2$  : la concentration intermédiaire et  $S_3$  : la plus petite concentration. Le troisième axe  $S_3$  est généralement utilisé comme étant l'expression de l'axe du pli cylindrique. Pour plus de 25 points, Stereonet calcule les intervalles d'erreur sur les ellipses autour de chaque axe principal selon la procédure détaillée par Fisher *et al.* (1987) in Allmendinger (2020). L'extension est une déformation de

la croûte par étirement pur (failles normales d'effondrement, grabens, horsts...). L'ellipsoïde de contraintes présente un  $\sigma_1$  vertical, perpendiculaire au plan horizontal contenant  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ .

La transtension est caractérisée par l'intervention de contrainte extensive (failles normales, grabens...) et de contrainte compressive (décrochement souvent aux limites du bassin). Ce dernier se creuse en pull-apart sous l'effet d'un ellipsoïde de contraintes à  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  horizontales au niveau des zones de relais extensifs. Il est à noter que l'extension pure est rarement réalisée dans la nature et qu'elle est souvent plus ou moins transtensionnelle. Par contre, la transpression est une déformation décrochante compressive. Dans les zones de relais compressifs obliques, des structures de raccourcissement apparaissent : stylolithes, plis, failles inverses... ;  $\sigma_1$  demeure horizontale et  $\sigma_2$  va permuter avec  $\sigma_3$  en passant de la zone de décrochement à la zone de compression.

Le but de ce travail est donc de : (i) d'étudier pour la première fois, la fracturation synsédimentaire enregistrée pour dégager les états de contraintes, (ii) appréhender les mécanismes de déformation précisant l'évolution géométrique du bassin tournaisien p.p., et (iii) établir des comparaisons des contextes géologiques des bassins similaires dans les domaines gondwaniens et péri-gondwaniens.

### ANALYSE DE LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE DANS LE SECTEUR DE SKHIRATE-PLAGE

La tectonique cassante extensive du Tournaisien p.p. est étudiée dans les termes les plus compétents à comportement fragile : barres de grauwackes et quartzarénites de la formation 3.

De la base vers le sommet, 4 zones sont distinguées du SW vers le NE (Figs. 3-4) : zone I, ZONE II, ZONE III et ZONE IV :

#### Amorce de la tectonique extensive à la base de la formation 3 : zone I

Cette zone, située à l'extrémité SW de Skhirate plage, correspond aux termes les plus anciens de la formation schisto-gréseuse (3) du Tournaisien p.p. Relativement plus déformée, elle est en contact avec le Môle côtier (Cambrien moyen) par l'intermédiaire de la Zone NS de Cisaillement de la Meseta Occidentale (ZCMO). Les séries, déjà fracturées par une schistosité de dissolution  $S_1$  ENE (phase Namuro-westphalienne), sont recoupées par des cisaillements NS dextres du Permien, délimitant des couloirs C-S dans lesquels les barres les plus dures sont déformées en sigmoïdes S (compression hercynienne NE-SW, travaux de thèse en cours).

A la base de la série, les quartzites sont très déformés et dilacérés par la fracturation, ce qui ne permet pas de distinguer nettement les failles à jeu synsédimentaire.

La barre gréseuse sommitale N150, 60ENE, visible sur une centaine de mètres, montre de brusques variations d'épaisseurs et un approfondissement rapide passant de 2 à 20 m d'épaisseur sur une distance de 30 à 40 m vers le SSE (Fig. 4) : 7 failles synsédimentaires dont le jeu est avéré, dessinent dans cette barre une suite de horsts et de grabens colmatés par des phyllades rouges rubéfiées (voir photos A et B de la Fig. 5). Elles s'organisent actuellement en deux familles conjuguées :

Famille 1 : N42-N56 à rejets très forts SE ; Famille 2 : N104 à N120 à rejets moyens à forts vers le NNE.

La première famille (3 mesures) présente une direction ENE-WSW à pendage fort vers le S (73° à 80° SSE). Alors que la deuxième famille (4 mesures) montre une direction

similaire (N54 à N64) mais son pendage est faible à moyen vers le NNW (32° à 41° NNW).

Il en découle une géométrie en demi-grabens dissymétriques à approfondissement Sud avec des failles bordières ENE- WSW à pendage sub-vertical et fort rejet au nord et des failles listriques à faible rejet au sud (Fig. 5).

Le traitement stéréographique des failles basculées fournit l'ellipsoïde de contraintes suivant :

$\sigma_1$  : N331, 59NNW ;  $\sigma_2$  : N64, 02 ENE ;  $\sigma_3$  : N155, 31 SSE

La contrainte d'extension synsédimentaire reconstituée est orientée NNW-SSE dans le secteur I de Skhirate-plage. Les grabens sont dissymétriques plus étendus que les horsts, et montrent des glissements sub-verticaux vers le sud et listriques vers le nord. Dans le stéréogramme (Fig. 5, en bas à droite), le plan orthogonal aux plans de faille est porteur de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ , alors que l'axe standard de leur intersection est  $\sigma_2$ . La direction de  $\sigma_1$  est non parallèle aux failles alors que la direction de  $\sigma_3$  leur est perpendiculaire. Cet ellipsoïde de contraintes suggère un mécanisme d'ouverture probable selon un schéma extensif.

#### Analyse de la tectonique synsédimentaire dans la zone II

Le secteur II de la formation 3 est une bande NS coincée entre deux accidents méridiens dextres montrant une structure de type C-S et formée par une série strato-croissante qui débute par un niveau carbonneux (lignite) de 2 m d'épaisseur exprimant l'installation d'une plaine deltaïque à couvert végétal dense. Ce secteur est subdivisé en 3 sous zones représentant trois barres grès-quartzitiques distinctes, du bas vers le haut (Figs. 3-5) :

##### Sous zone II-1

C'est une barre qui présente des alternances de bancs quartzitiques roux et gréseux roses peu épais avec des pélites (siltites) gris vert et grenat : 9 failles à jeu synsédimentaire sont mesurées et basculées avec la stratification à l'horizontale (Fig. 5-B et C) : on obtient deux familles géométriquement distinctes et de fonctionnement nettement synchrone et conjugué :

-Famille 1 équatoriale : N89 à N48 à pendage moyen vers le nord (42 à 50 N)

-Famille 2 de direction moyenne N67, 69 SSE mais à pendage relativement plus redressé (68 à 72 SSE). Par rapport au secteur I, les grabens dans le bassin sont plus symétriques avec une contrainte extensive qui a tendance à s'horizontaliser davantage et à se rapprocher de l'axe méridien. Les contraintes principales calculées sont comme suit :  $\sigma_1$  : N303, 59 NNW ;  $\sigma_2$  : N73, 16 ENE ;  $\sigma_3$  : N169, 18 SSE.

L'angle d'ouverture du dièdre  $2\theta$  est de 62° plus aigu par rapport à la zone I (70°), alors que le mécanisme d'ouverture est similaire : extensif.

##### Sous zone II -2

Il s'agit de la barre intermédiaire formée de grès roses rouille à passées quartzitiques et micro-conglomératique. Cette barre est scindée à son milieu par un accident EW présentant un jeu décrochant senestre, mais dont le jeu initial est extensif synsédimentaire (Fig. 5 et 5 suite-C). En effet le faciès est différent de part et d'autre : au nord la barre est moins épaisse (6 m) avec des petits bancs quartzitiques fins de 1 m maximum, alternant avec des pélites (5 à 10 m), alors qu'au sud la barre plus épaisse (15 m) est plus compacte et de nature plutôt gréseuse arénitique (Fig. 4). Les failles synsédimentaires (16) se partagent en deux familles :



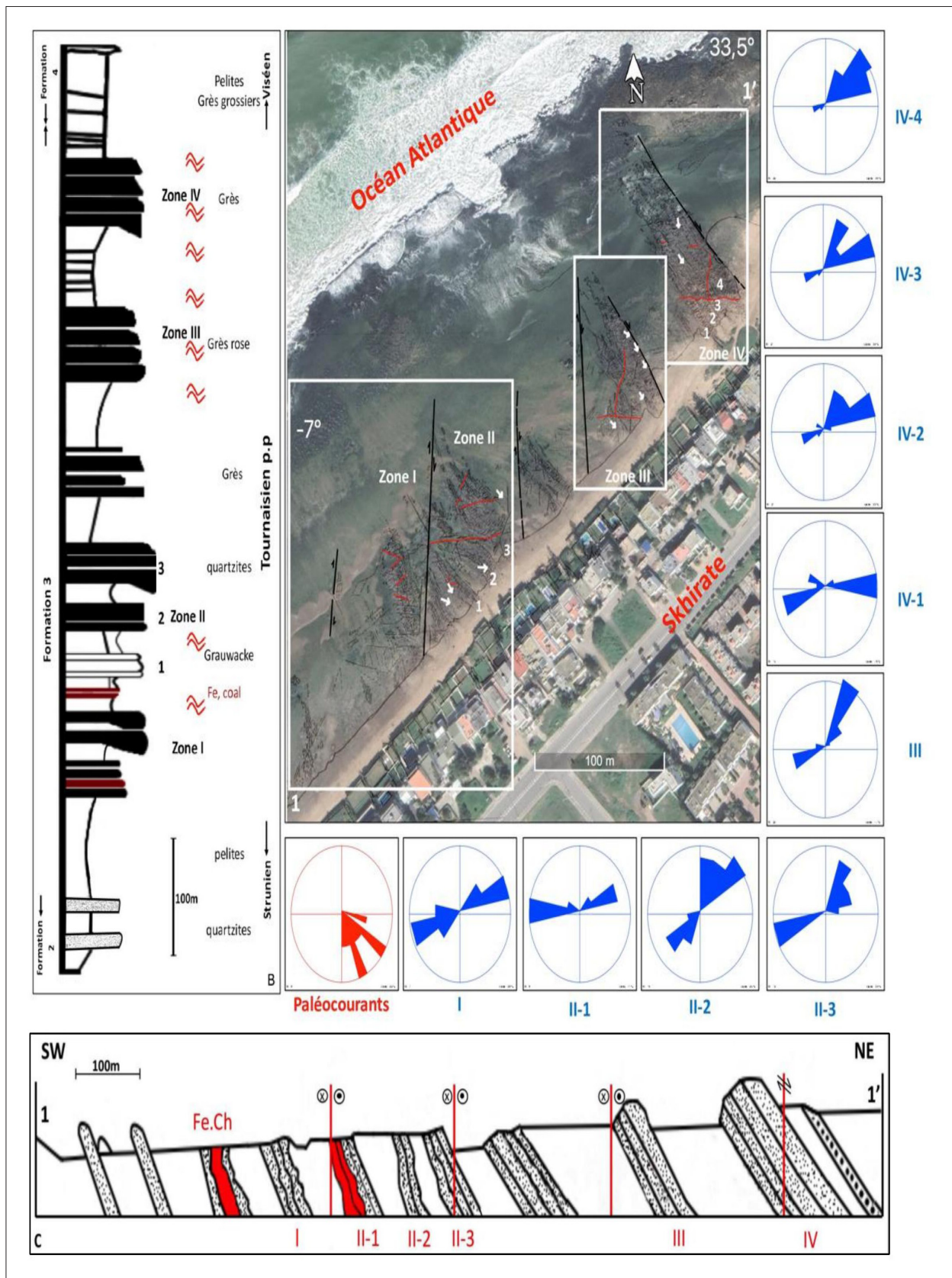


Figure 3. A-Carte structurale du secteur de Skhirate-plage : les cadres renvoient aux cartes géologiques de détail des figures 5, 6 et 7 ; Les rosaces en bleu : distribution directionnelle des failles synsédimentaires dans les zones et sous zones du secteur ; La rose rouge : cumulé des paléocourants (voir les flèches blanches sur la carte) ; B : colonne lithostratigraphique ; C : coupe géologique.

Figure 3. A. Structural map of the Skhirate-beach area; squares refer to figures's maps 5, 6 and 7; Blue rose diagrams: synsedimentary Faults' azimuths; Red rose: Paleoflow directions also indicated by white arrows on the map above; B: Lithostratigraphic log showing the studied subdivisions; C: Simplified cross-section.

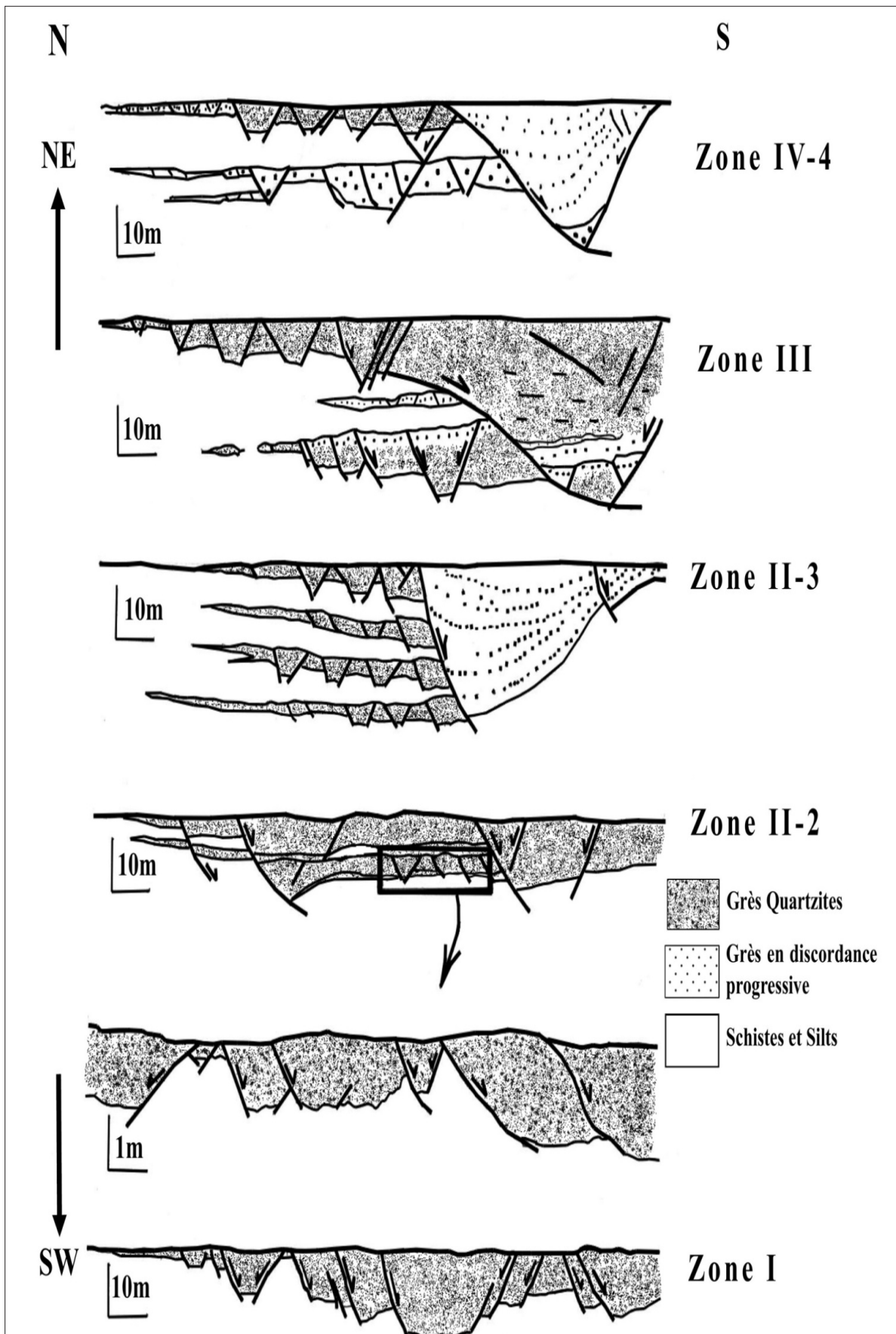


Figure 4. Coupes géologiques sériées illustrant la tectonique synsédimentaire dans le Bassin de Skhirate.  
 Figure 4. Serialized geological sections illustrating synsedimentary tectonics in the Skhirate Basin.



- Famille 1 en moyenne : N44, 51 NW (6 failles ; 37,5%).
- Famille 2 en moyenne : N37, 72 ESE (10 failles ; 62,5%), les directions prépondérantes sont là aussi NE-SW : N27 à N54 (7 mesures) avec une direction secondaire NS à NNE-SSW : N00 à N14 (3 mesures).

Le trait commun des failles de cette famille est leur pendage fort à subvertical : 57° à 81° SE. L'aspect des grabens est moins dissymétrique que dans le bas de la série mais la particularité est l'amorce à ce niveau d'un fonctionnement en failles listriques des failles à rejet SE. Ceci est indiqué par l'épaississement rapide de la série vers le SE et son enrichissement en éléments figurés.

L'analyse stéréographique des données permet les conclusions suivantes (Fig. 5) :

$$\sigma_1 : N202, 74 SSW ; \sigma_2 : N35, 16 ENE ; \sigma_3 : N304, 03 NW.$$

L'angle d'ouverture des grabens est de 56° en surface qui doit augmenter en profondeur en cas de jeu listrique des failles à rejet SE. L'ellipsoïde des contraintes est caractérisé ici, par un axe d'extension  $\sigma_3$  horizontal. La grande dispersion de ces failles : de N-S à NE-SW pourrait indiquer une transtension avec rotation de la direction de l'extension. Elle s'expliquerait aussi par la torsion sigmoïde des bancs compétents le long des plans de coulissements N-S dextres et E-W senestres. Il est à noter que  $\sigma_1$  est parallèle à la majorité des failles à rejet SE. Ce serait un indice pour leur ouverture en fente de tension.

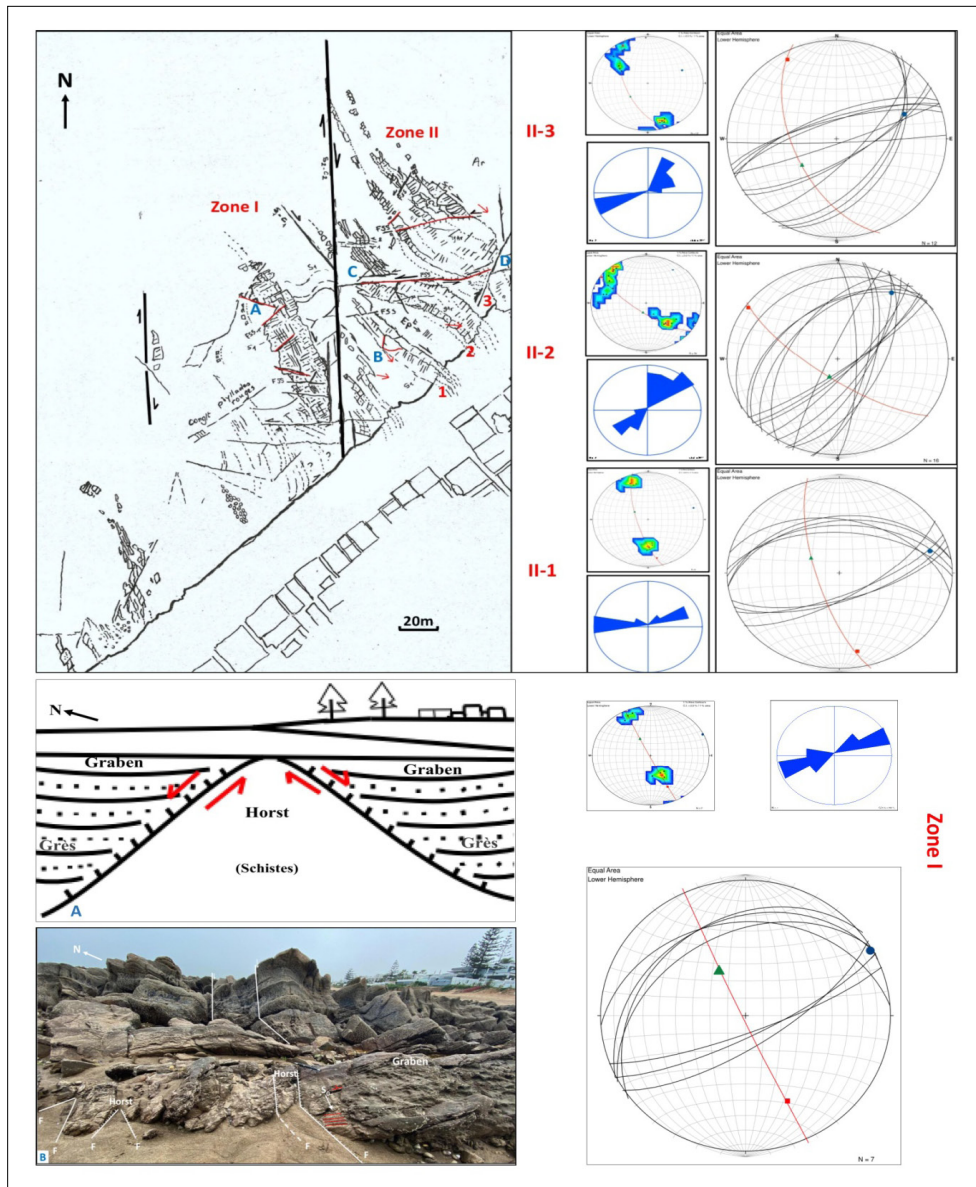


Figure 5. Carte des zones I (base de la série) et II, subdivisée en trois sous-zones 1, 2 et 3 ; à droite : stéréogrammes des failles extensives avec leurs ellipsoïdes de contraintes,

( $\sigma_1$  : ▲;  $\sigma_2$  : ●;  $\sigma_3$  : ■) et leurs rosaces directionnelles et contours ; les flèches rouges représentent les paléocourants ; A : Horst synsédimentaire au nord de la zone I (voir emplacement sur la carte) ; B : la tectonique synsédimentaire dans les bancs de grauwwacks à la base de la zone II (voir carte).

Figure 5. Fracturing map of neighbored areas I (base of the series) and II, subdivided into 3 sub-areas 1, 2 and 3; at right: stereograms with stress ellipsoids

( $\sigma_1$  : ▲;  $\sigma_2$  : ●;  $\sigma_3$  : ■); directions rose and contoured poles of the synsedimentary faults; fine red arrows: Paleoflow directions; Photos A: Narrow horst in Area I. B. Extensive faulting in sub-area II-1: See locations on the map above.





Figure 5 (suite). C : Couloir de failles synsédimentaires courbes (N70 à N90) repris en décrochement senestre (phase compressive NE-SW du Permien) dans la sous zone II-2 ; D : Figures de courant (zone II-3) : voir carte.  
 Figure 5-continued. C: Corridor of an extensive curved faults N70 to N90 set in sinistral strike slip motion during the Permian (sub-area II-2) D: Paleoflow's marks in sub-area II-3, See photos' location in the map above.

### Sous zone II -3

C'est la barre supérieure de la zone II (milieu de la formation 3) d'allure sigmoïde de type structure C-S le long des décrochements N-S et E-W (Fig. 5). Les grès rose-rouille deviennent dominants par rapport aux quartzites. Les faciès et les épaisseurs changent rapidement sur une centaine de mètres. Au NW, au contact de l'accident hercynien NS dextre qui sépare cette zone avec la zone I, les strates N160,50 E sont à dominance de silts avec trois niveaux gréseux très peu épais (1,5 m) interstatifiés. Ces niveaux gagnent en épaisseur (5 m) au centre de la sigmoïde marquée par deux failles synsédimentaires EW délimitant un graben d'aspect symétrique à remplissage arénitique à passées micro conglomératiques ( $S_0$ : N125,50NE) : Fig. 4.

Au contact de la sablière, l'épaisseur est réduite à 10 m environ de grès fins sur le rebord sud du graben ( $S_0$ : N169,60 E) : carte de la figure 5. Deux familles directionnelles se distinguent par leurs pendages :

-Famille 1 : En moyenne N71,74NNW, ce qui distingue cette période des précédentes (secteur I, II-1 et II -2) par le redressement des pendages des failles à rejets Nord.

-Famille 2 : à direction dominante NE-SW : N52, 67 SE en moyenne avec deux rares exceptions N70 et N88. Les pendages sont moyens à verticaux vers le SSE.

Le traitement stéréographique donne les directions de contraintes suivantes (Fig. 5) :

$\sigma_1$  : N228, 56 WSW ;  $\sigma_2$  : N66, 32 ENE ;  $\sigma_3$  : N331, 09 NNW.

Les grabens de cette sous-zone changent de morphologie. Les failles à pendage NNE sont plus redressées que les failles à pendage SE : c'est une situation inverse par rapport aux failles de la zone I (Fig. 5). Du point de vue ellipsoïde des contraintes :  $\sigma_3$  est encore sub-horizontale mais non horizontale. Il y a un retour de la contrainte principale de l'extension  $\sigma_3$  vers la direction NW-SE par rotation horaire de  $26^\circ$  par rapport à la strate sous-jacente II -2. Au vu de ces seuls arguments géométriques et dynamiques, le mécanisme d'ouverture est le même que précédemment : extensif à transtensif :  $\sigma_1$  s'éloigne de la verticale au moment où  $\sigma_3$  reste horizontale.

### Conclusion

Durant le dépôt des séries de la zone II, l'ouverture commence avec un approfondissement du bassin tournaisien vers le sud (sous-zone II-1) puis vers l'ESE à son milieu pour se réorienter vers le N150 à son sommet. Sur une épaisseur d'environ 50 m de la série basale, on assiste nettement à une rotation anti-horaire de  $43^\circ$  de l'axe d'extension  $\sigma_3$  dans la partie Nord de la Bande de Ben Slimane. Cette constatation est corroborée par les pourcentages des rejets SSE et SE : 71% (22/31) par rapport aux rejets NW : 29% (9/31). Au sommet de cette tranche de la colonne de la zone II, l'axe  $\sigma_3$  effectue cette fois une rotation horaire de  $26^\circ$  pour revenir à la direction N150. Entre les sous-zones II-1 et II-3, il y a rétablissement de la forme et de l'orientation de l'ellipsoïde de contraintes avec inversion cependant de la morphologie des grabens dissymétriques.

### Analyse de la tectonique synsédimentaire de la zone III (Figs. 4, 6)

#### Résultats et analyse

Cette zone se situe à la limite orientale des bandes NS dextres de structuration C-S de la zone II. Les strates N150,55E ne sont pas déformées en sigmoïdes car se trouvant en dehors des couloirs de cisaillement méridien de structuration hercynienne.

Au sud de la dune consolidée plio-quadernaire au front de l'Océan Atlantique, dans la dépression-ouïja, le socle paléozoïque apparaît sous forme de couches gréseuses minces qui gagnent rapidement en épaisseur vers la sablière grâce à des failles actives pendant la sédimentation. Par exemple la couche supérieure de la barre passe de 1 m au NNW à 30 m vers le SSE. Les failles normales recoupent nettement les couches anciennes et sont fossilisées par les termes plus récents.

Le nombre de failles à jeu extensif synsédimentaire conjugué certain est de 26 qui se répartissent comme suit :

-17 failles normales à rejet S à E (73%)

-9 failles antithétiques à rejet N (27%)

Ce pourcentage est très proche de celui calculé dans les zones I et II (71% et 29%). Les grabens sont sub-symétriques de même morphologie peu différente de ceux de la zone II-3 sous-jacente.

A noter cependant l'intervention d'une grande faille listrique dont le rejet vertical visible sur la coupe (Fig. 4) est de 10 à 12m de glissement vers le sud.

Le traitement des failles aboutit à une homogénéisation de leur géométrie : deux familles ressortent nettement :

- Famille 1 NNE-SSW à pendage SE (n=17) dont le plan moyen est N36,5 ; 62,5 ESE.

- Famille 2 ENE-WSW à pendage NNW (n=9) dont le plan moyen est N72,56NNW.

L'angle d'ouverture 2θ moyen des grabens est de 68°. Les contraintes fournies par ces deux familles de failles extensives

sont les suivantes :  $\sigma_1$  : N200, 60 SW ;  $\sigma_2$  : N52, 26 NE ;  $\sigma_3$  : N315, 13 NW

**Conclusion**

Les axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes révèlent une légère rotation anti-horaire de 6° par rapport à la zone II-3 sous-jacente.

Ici, aussi, le mécanisme d'ouverture s'apparente à celui de la partie sommitale de la zone II. La zone III est donc le continuum de la sous-zone II-3 en terme de familles directionnelles, d'ellipsoïde de contraintes et de géométrie des grabens.

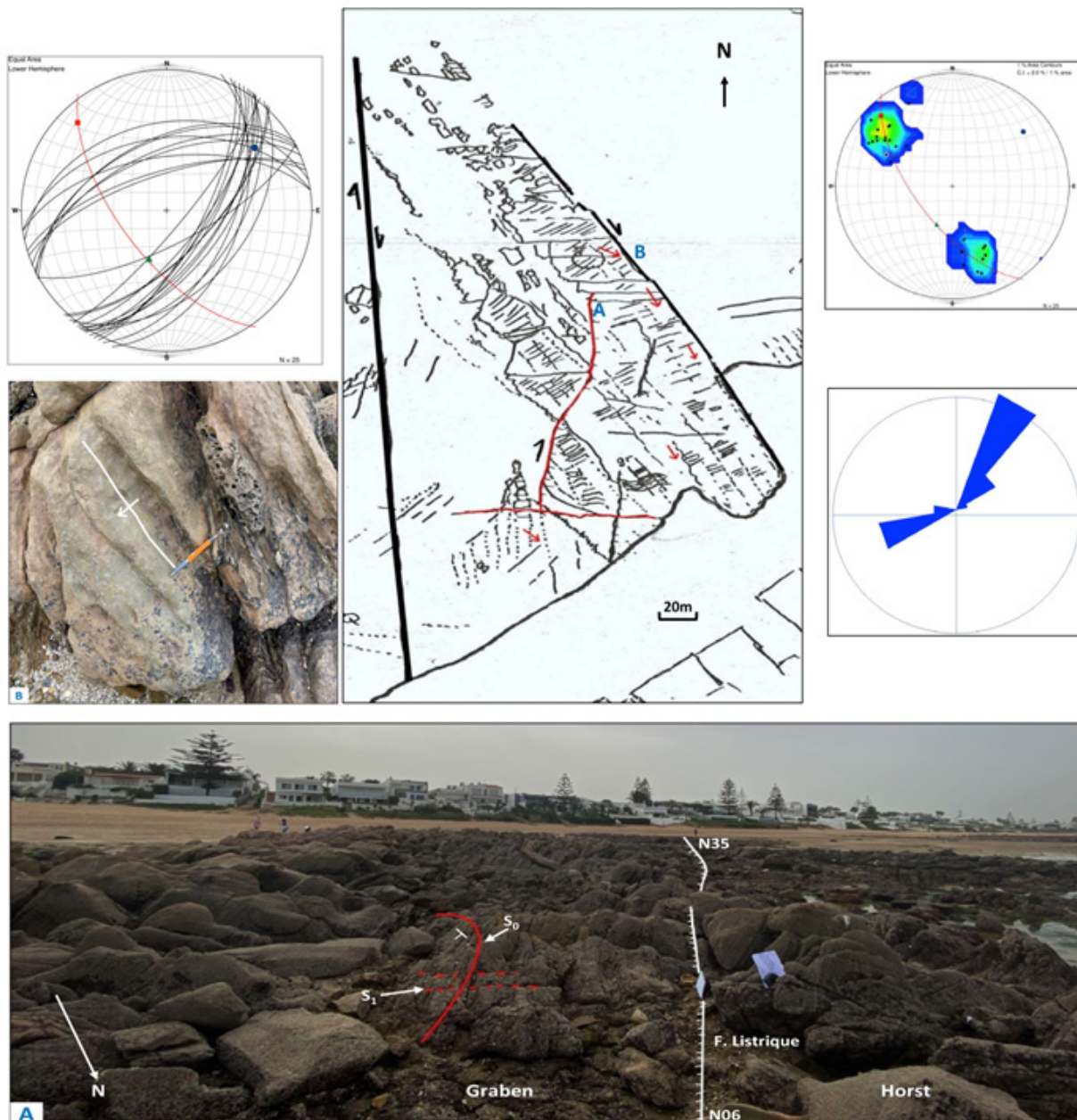


Figure 6. Au centre : carte de la fracturation des barres gréseuses de la zone III, à droite : Rosace directionnelle des failles normales synsédimentaires et leur contour ; à gauche : stéréogramme et ellipsoïde des contraintes ; photo A : vue vers le sud d'une faille listrique, remarquer l'augmentation de l'épaisseur de la barre orientale ; B : ripple marks affectés par la schistosité de dissolution ( $S_{s1}$ , N70) ; voir la localisation de A et B sur la carte ainsi que les flèches rouges indiquant les directions des paléocourants.

Figure 6. Fracturing map of sandstone bars of Area III and stereograms; Rose directions and contoured poles of faults. Photo A: Southward view showing a curved listric fault: N05 to N35. Photo B: Ripple marks affected by a same direction slaty cleavage N70; see the location of A and B on the map as well as the red arrows indicating the directions of the paleocurrents.



### Analyse de la tectonique synsédimentaire au sommet de la formation 3 : zone IV

La zone IV est formée de quatre barres gréseuses stratocroissantes dont l'épaisseur totale est d'environ 50 m dans leurs contacts avec la côte sèche sablière de la dune meuble. Ces barres massives sont rectilignes, affectées par la tectonique C-S N150 dextre dont les effets s'observent surtout, dans les interlits argilo-siltitiques inférieurs et supérieurs (Figs. 3-7 et 8).

Comme pour la zone III, les barres gagnent rapidement en épaisseur du nord (alternances à petits bancs grés-silts) vers le sud (épaisses barres de grés et de quartzites) grâce à de nombreuses failles synsédimentaires dont la direction générale est comprise entre le NE-SW et l'EW. Ces failles dessinent des grabens larges séparés par des horsts relativement étroits. Examinons leur géométrie et évolution de la base vers le sommet :

#### Sous-zone IV-1 :

Dans cette barre basale, 16 failles extensives ont été reconnues dont 7 (44%) sont à rejet S et 9 (56%) à rejet Nord. Les deux familles moyennes basculées avec la stratification à l'horizontale montrent nettement des directions équatoriales ou sub-équatoriales (Figs. 7 et 8-A) :

- Famille 1 à rejet Nord : N78, 56NNW ; - Famille 2 à rejet Sud : N88, 51S

Les horsts et grabens sont symétriques (grabens en fossés) et quasiment unidirectionnels avec un angle d'ouverture 20° d'environ 70°. L'exploitation stéréographique des données de cette sous-zone nous a fourni l'ellipsoïde de contraintes suivant (Fig. 7 en bas à gauche) :  $\sigma_1$  : N84, 83 E ;  $\sigma_2$  : N260, 06 WSW ;  $\sigma_3$  : N350, 00

La sous-zone IV-1 montre une extension pure ( $\sigma_1$  vertical et  $\sigma_3$  horizontal) avec un azimut de  $\sigma_3$  qui devient quasi-NS.

#### Sous-zone IV-2

Dans ce niveau, la tectonique extensive devient plus active à en juger par la fréquence des failles : 23 et par l'importance des failles à rejet S et E : 17/23 (71%) par rapport aux failles conjuguées antithétiques à rejet N (6/23) : 29% qui ont pour seul rôle d'accommoder l'ouverture des bassins (Figs. 7 et 8-B).

Les 23 failles mesurées nous fournissent deux familles moyennes légèrement sécantes :

- Famille 1 à rejet N : N78, 51 NNW ; - Famille 2 à rejet S et E : N58, 74 SSE

Ces failles synsédimentaires définissent des grabens dissymétriques limités par des failles à pendage fort au N et des failles à pendage moyen dans leur bordure Sud. L'angle moyen d'ouverture 20° est de 60°.

La figure 7 (en haut à gauche) montre un ellipsoïde des contraintes différent du précédent (Sous-zone IV-1) :

$\sigma_1$  : N225, 65 WSW ;  $\sigma_2$  : N64, 23 ENE ;  $\sigma_3$  : N331, 07 NNW.

On remarque que :

-  $\sigma_1$  : s'écarte d'environ 25° de la position verticale, ce qui génère des failles de même direction à valeur de fentes de tension exclusivement dans les failles à rejet S.

-  $\sigma_3$  : décrit une rotation anti-horaire de 19° mais reste horizontale.

#### Sous-zone IV-3

Il s'agit de deux barres minces en onlap au NNE (4m), séparées par des silts ocres et violets qui atteignent une épaisseur d'environ 20 m au S ou elles forment une grande barre massive grés-quartzitique (Figs. 3-7). Au contact de la sablière, cette barre est interrompue par des failles d'effondrement affectant, en graben, la barre sus-jacente (sous-zone IV-4).

Les failles synsédimentaires à jeu avéré sont au nombre de 21 qui montrent une nette dominance des failles à rejet Sud à Est : 17 (81%) par rapport aux failles à rejet Nord 4 (19%). Les premières montrent des directions allant du NNE-SSW à l'ENE-WSW, alors que les secondes sont constamment ENE-WSW. On distingue deux familles moyennes : - Famille 1 à rejet N : N70, 59 NNW ; - Famille 2 à rejet S à E : N51, 59 SE

Si les failles sont légèrement sécantes à 20°, leurs pendages moyens se valent pour dessiner des grabens symétriques (comme dans la sous-zone IV-1), avec des angles d'ouverture 20 de 66°.

L'ellipsoïde des contraintes est ainsi calculé (Fig. 7, à droite en bas) :

$\sigma_1$  : N195, 56 SSW ;  $\sigma_2$  : N68, 22 ENE ;  $\sigma_3$  : N328, 24 NNW

Il indique que  $\sigma_3$  se relève de 24° de l'horizontale, générant les failles à rejet N, alors que  $\sigma_1$  s'écarte de la verticale de 34° et est oblique par rapport aux failles à rejet S : à jeu probable normal dextre.

#### Sous-zone IV-4

Cette barre massive supérieure montre le même pendage que les barres sous-jacentes : N150, 60 ENE (Fig. 7, en haut à droite). Elle montre explicitement d'importantes manifestations extensives durant le Tournaisien p.p., dont un grand graben, à sa partie sud et des figures de courant (Fig. 8-C). Ce graben est limité par des failles listriques concaves à glissement sud, accompagnées de nombreuses failles synthétiques (Fig. 4). Le gradient d'épaississement est de 40 m sur une centaine de mètres d'affleurement visible sous les grés et sables plio-quaternaires. Les failles extensives cartographiables au 1/1000 sont au nombre de 22 qui confirment l'installation de la dominance des rejets Sud à Est : 18 (82%) et 4 (18%) pour les rejets Nord.

Le traitement stéréographique montre des failles presque unidirectionnelles et de mêmes pendages moyens :

- Famille 1 : N67, 60 NNW ; - Famille 2 : N52, 55 SE

Ces deux familles moyennes confirment la constance de l'angle d'ouverture (65°) et la symétrie des grabens durant cette période. Le calcul des contraintes fournit un ellipsoïde de contraintes à  $\sigma_1$  non vertical et  $\sigma_2, \sigma_3$  non horizontales :  $\sigma_1$  : N199, 61 SSW ;  $\sigma_2$  : N62, 22 ENE ;  $\sigma_3$  : N324, 18 NNW

Cet ellipsoïde est identique à celui de la sous-zone IV-3.

### Conclusion

Les quatre barres de la zone IV révèlent une évolution de la dynamique synsédimentaire du mécanisme extensif pur (IV-1 :  $\sigma_1$  verticale,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  horizontale) vers une ouverture en régime à tendance transtensive au milieu et au sommet (IV-2, 3 et 4 :  $\sigma_1$  s'aplatit à 56° et  $\sigma_2, \sigma_3$  subhorizontales) : la direction de  $\sigma_1$  devient régulière de N15 à N45 à plongement fort (56° à 83°). Il est à noter la grande régularité de la direction de l'extension de  $\sigma_3$  : N324 à N350. De même la fréquence des failles augmente ainsi que le pourcentage des failles à rejet Sud (44 à 82%) : les grabens sont généralement symétriques avec un dièdre moyen d'ouverture de 60° à 70°.



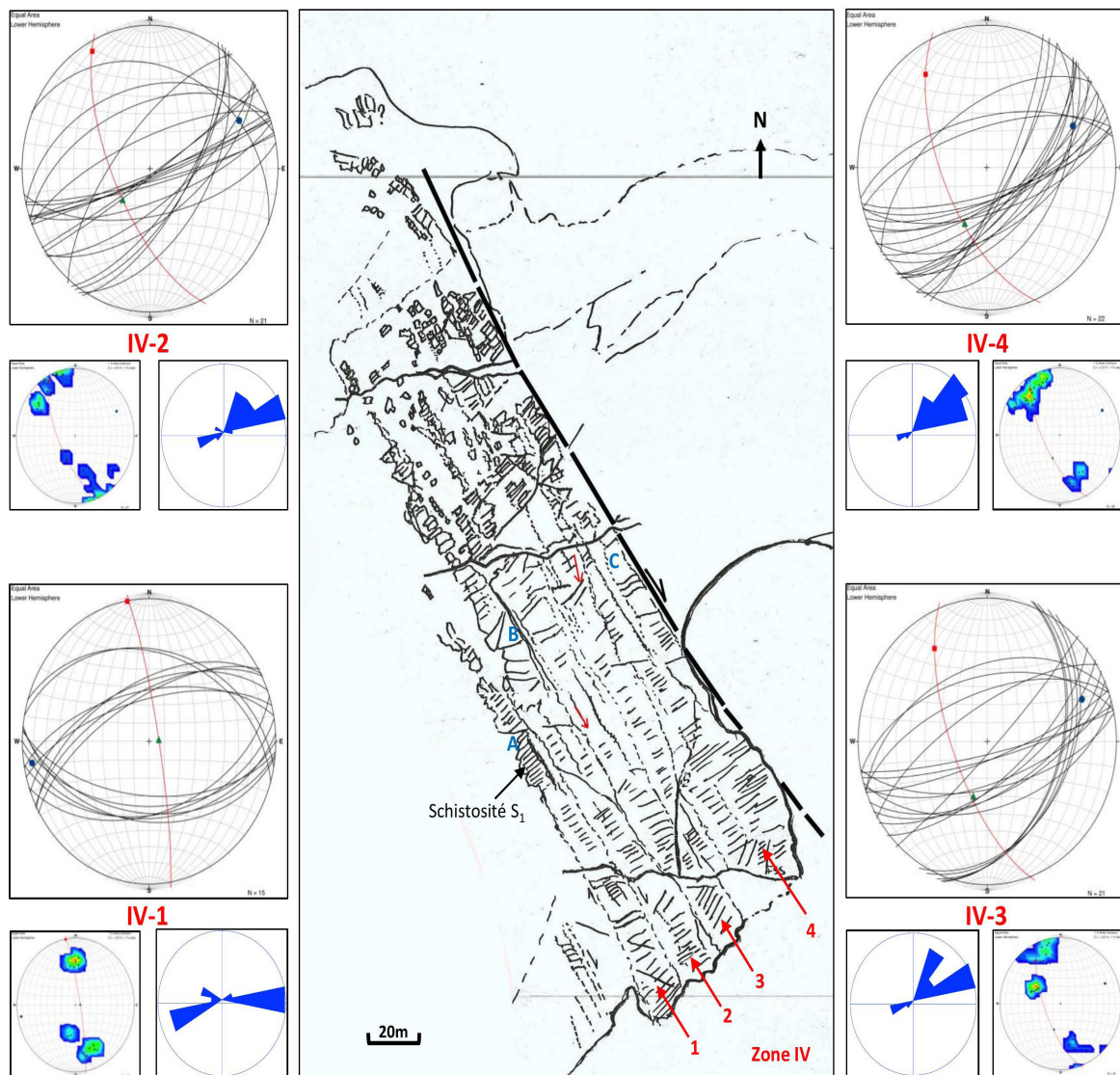


Figure 7. Schéma structural de la fracturation de la zone IV (sommet de la série) montrant l'évolution de la tectonique synsédimentaire dans les quatre sous zones 1, 2, 3 et 4. Sur les côtés, leurs stéréogrammes respectifs et ellipsoïdes des contraintes, les contours et les rosaces directionnelles. Les flèches rouges indiquent les paléocourants.

Figure 7. Fracturing map of the Area IV: spatio-temporal evolution of the synsedimentary tectonics through the four sub-areas. On the sides: their respective stereograms with stress axis, contoured poles and rose of faults's directions. Red arrows indicate paleoflow directions.

## BILAN ET RESULTATS

Les résultats de l'étude structurale des failles synsédimentaires de la partie Nord du Bassin de Benslimane se résument dans les conclusions suivantes :

En ce qui concerne l'évolution des contraintes et la géométrie des bassins successifs durant le Tournaisien p.p. (Tableau 1), la contrainte extensive  $\sigma_3$  oscille à plusieurs reprises entre le NW-SE et le NNW-SSE. La majorité des failles, orientées NE-SW à ENE-WSW, génèrent un approfondissement rapide des séries vers le SSE à SE, ce sens correspondant aux directions des paléocourants mesurées. On note une évolution générale de l'extension avec  $\sigma_3$  à plongement oscillant entre  $0^\circ$  et  $31^\circ$ . Le plongement de  $\sigma_1$  atteint son maximum ( $83^\circ$ ) dans la sous-zone IV-1 et montre un plongement variant autour de  $63^\circ$  dans les zones I, II et III et autour de  $60^\circ$  au sommet de la zone IV. Quant à la géométrie des bassins, on observe que ces derniers sont dissymétriques à la base et deviennent symétriques vers le haut de la série. Il semble que la symétrie est liée au mécanisme

d'ouverture des bassins ; dissymétriques en extension et symétriques en sub-transension.

Le facteur de concentration des contraintes K est une constante mécanique qui exprime la susceptibilité d'un matériau à se fracturer. On constate que K est proportionnelle à la fréquence de fracturation dans le bassin. En effet, K montre une augmentation progressive de 1,7 au niveau des barres quartzitiques ( $d_1$ ) à 3,17 au sommet : barres supérieures du Tournaisien p.p. (Tableau 1). Dans ce sens, la sollicitation par déformation extensive croissante double la vitesse de creusement du bassin. Ceci est corroboré par les valeurs du déviateur de contraintes dont les valeurs (Tableau 1) calculées, à partir des vecteurs Eigen value (S1-S3), expriment uniquement les tendances à l'augmentation où la diminution du déviateur. En effet, on note une diminution de ce dernier du bas vers le haut de la série de -0,37 à -0,68, indiquant une baisse de 54,4%, ce qui explique la fracturation croissante dans l'évolution du bassin (voir fréquences, colonne 3, Tab. 1).





Figure 8. A. Structure en horsts et grabens synsédimentaires dans la barre inférieure (sous-zone IV-1) ; B. Aspect en horst étroit encadré par de larges grabens dans la barre de la sous-zone IV-2 ; C. Exemple de ripple marks observés au sommet de la barre supérieure (sous-zone IV-4). Voir localisation des photos A, B et C sur la carte de la Fig. 7.

Figure 8. A. Narrow horst between large half-grabens in the lower bar of area IV; B. Extensive synsedimentary tectonics in sub-area IV-2; C. Example of paleoflow marks in the ferruginous sandstone upper bar (sub-area IV-4). See A, B and C locations in Fig. 7.

## DISCUSSION

La tectonique synsédimentaire mise en évidence dans la façade atlantique de la Bande de Benslimane, durant le Tournaisien p.p. est synchrone de la dislocation de la plateforme du Dévonien (Cornee *et al.* 1990, Tahiri 1991, Zahraoui 1991, El Kamel *et al.* 1992, El Hassani 1994, Chakiri *et al.* 2001, Kholaiq *et al.* 2015, Becker *et al.* 2021). Elle a initié l'ouverture polyphasée des bassins du Maroc Central (Bassins de Sidi Bettache, Tiliouine et Azrou Khénifra) et de ses bassins bordiers : Bassin de Benslimane.

Dans le contexte mésetien, si les directions NE-SW et NS sont un trait paléogéographique avéré (Tahiri 1991, Chakiri *et al.* 2001, Kholaiq *et al.* 2015), il est fort envisageable que la zone de Skhirate où s'opère la virgation de la Ride Cherrat vers l'aval de l'Oued Ykem, corresponde à un relai ENE sur les cisaillements N-S limitant la zone de Benslimane au Dévono-

dinantien (Fig. 9-A) et non pas à un couloir de décrochement dextre tardi-hercynien (Piqué *et al.* 2006, Cailleux *et al.* 1983, 1989, Laamrani El Idrissi 1995).

Les jeux dextres des failles NS et extensifs des failles ENE-WSW, à l'approche du Viséen auraient généré un bassin de Skhirate en pull apart (Fig. 9). Le remplissage de ce bassin au cours du Tournaisien est initié d'abord sous régime extensif creusant davantage le sillon le reliant avec les bassins de Jbilet-Rehamna. Au Viséen supérieur, le comblement du « Bassin de Skhirate » marqué par les dépôts conglomératiques grossiers coïnciderait avec un climat transtensif naissant avec la mobilisation des accidents-limites sous une contrainte compressive orientée N15 à N45 (zone IV, Tableau 1). L'évolution de ce bassin est celle d'un bassin pull apart sur relai décrochants dextres au Tournaisien au Viséen supérieur.

Tableau 1. Synthèse des données structurales sur la tectonique synsédimentaire du tournaisien p.p. dans le « Bassin de Skhirate » au Nord du Bassin de Benslimane.

Table 1. Synthesis of collected structural data from the study of the Tournaisian p.p. synsedimentary tectonics in the Skhirate Basin at the Northern termination of the Benslimane Basin.

Zones	Failles principales	Fréq	% Rejet S/N	Géométries des Grabens		Contraintes	K	Eigen value	Déviateur
				Symétrique	Dissymétrique				
IV-4	N67,60NNW N52,55SE	22	82	*		$\sigma_1$ : N199 61SSW $\sigma_2$ : <b>N62 22ENE</b> $\sigma_3$ : N324 18NNW	3.1798	S1 = 0.1357 S2 = 0.0507 S3 = 0.8137	-0.68
IV-3	N70,59NNW N51,59SE	21	81	*		$\sigma_1$ : N195 56SSW $\sigma_2$ : <b>N68 22ENE</b> $\sigma_3$ : N328 24NNW	2.9853	S1 = 0.2421 S2 = 0.0357 S3 = 0.7222	-0.48
IV-2	N78,51NNW N58,74SSE	23	71		*	$\sigma_1$ : N225 65WSW $\sigma_2$ : <b>N64 23ENE</b> $\sigma_3$ : N331 07NNW	2.4986	S1 = 0.1693 S2 = 0.0436 S3 = 0.7871	-0.62
IV-1	N78,56NNW N88,51S	16	44	*		$\sigma_1$ : N84 83E $\sigma_2$ : <b>N260 06WSW</b> $\nu_3$ : N350 00	2.1472	S1 = 0.3605 S2 = 0.0306 S3 = 0.6089	-0.25
III	N72,56NNW N37,63ESE	26	65,4	*		$\sigma_1$ : N200 60SW $\sigma_2$ : <b>N52 26NE</b> $\sigma_3$ : N315 13NW	2.4435	S1 = 0.2968 S2 = 0.0152 S3 = 0.6880	-0.39
II-3	N71,74NNW N52,67,5SE	12	66,7	*		$\sigma_1$ : N228 56WSW $\sigma_2$ : <b>N66 32ENE</b> $\sigma_3$ : N331 09NNW	1.4957	S1 = 0.1931 S2 = 0.0163 S3 = 0.7906	-0.60
II-2	N44,51NW N31,72ESE	16	62,5		*	$\sigma_1$ : N202 74SSW $\sigma_2$ : <b>N35 16NE</b> $\sigma_3$ : N304 03NW	1.9350	S1 = 0.2412 S2 = 0.0449 S3 = 0.7139	-0.47
II-1	N89,48N N67,69SSE	9	44,4		*	$\sigma_1$ : N303 66W $\sigma_2$ : <b>N73 16ENE</b> $\sigma_3$ : N169 18SSE	1.7641	S1 = 0.2936 S2 = 0.0093 S3 = 0.6971	-0.40
I	N65,43NNW N64,77SSE	7	30		*	$\sigma_1$ : N331 59NNW $\sigma_2$ : <b>N64 02 ENE</b> $\sigma_3$ : N155 31 SSE	1.7309	S1 = 0.3096 S2 = 0.0100 S3 = 0.6804	-0.37



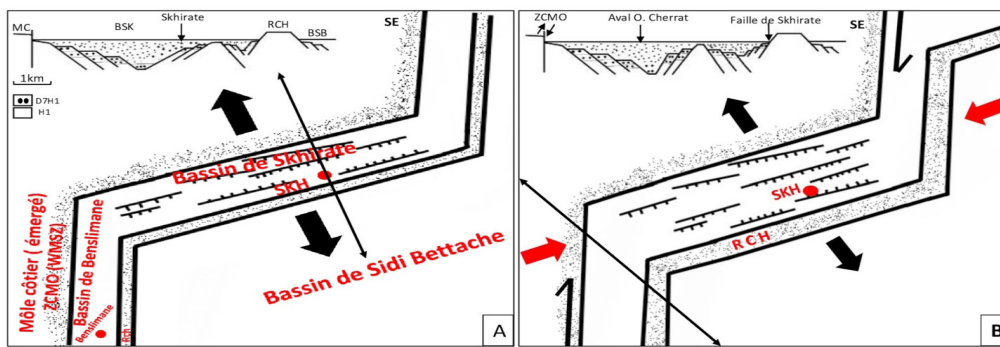


Figure 9. Représentation schématique de l'évolution de la tectonique synsédimentaire du «Bassin de Skhirate» au Tournaisien p.p. sur la virgation de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (ZCMO), SKH : Skhirate ; MC : Môle côtier ; BSK : Bassin de Skhirate ; RCH : Ride de Cherrat ; BSB : Bassin de Sidi Bettache. Stade A : ouverture en extension du Bassin de Benslimane et sa terminaison septentrionale (Bassin de Skhirate). Stade B : Stade d'ouverture à tendance transtensive par la mobilisation du ZCMO en dextre.

Figure 9. Schematic representation of the major opening steps of the Skhirate Basin during Tournaisian-Viséan: A- Tournaisian extensional opening B- Viséan transtensive pull apart. SKH: Skhirate, MC: Coastal Block, BSK: Skhirate Basin, RCH: Cherrat Ridge, BSB: Sidi Bettache Basin.

Ce schéma paléogéographique est aussi identique à celui proposé par Kholaiq *et al.* (2015) pour le bassin de Machraa Ben Abbou dans les Rehamna septentrionales, dont l'ouverture a été guidée par l'accident méridien dextre de Foug El Mejaz (branche du ZCMO) et les accidents transverses ENE-WSW aussi dextres. Pour ces auteurs, la présence de virgations ou de relais sur les réseaux NS permet l'ouverture de bassins transversaux en pull apart au Viséen supérieur.

A l'Est, dans le bassin de Sidi Bettache, Lakhloufi *et al.* (2008) a mis en évidence une tectonique synsédimentaire dans un contexte distensif puis transtensif-transpressif durant le Faménno-Tournaisien et le Viséen supérieur. Durant ce passage, la contrainte  $\sigma_1$  évolue de l'ENE-WSW à NE-SW, comme établi dans ce travail.

L'ouverture de ces bassins de la Meseta occidentale serait un lointain écho de la phase éovarisque entrée en activité à la même époque dans la Meseta orientale (Fig. 10) et aussi le Bloc des Sehoul (Tahiri *et al.* 2010) avec un serrage schistogène équatorial à NW-SE à vergence W ou SE qui s'amortirait par une tectonique compressive tangentielle dans la zone axiale du Maroc central (Hoepffner 1987, Accotto *et al.* 2020).

L'évolution extensive puis transtensive, durant le Dévono-Carbonifère, mise en évidence dans ce travail, a été aussi observée sur les domaines intracratoniques au cœur du Gondwana, tel que le bassin du Tim Mersoï du Nord Niger (Konaté *et al.* 2007). La structuration de ce bassin, du Dévonien au Viséen supérieur, a été marquée par une dynamique extensive pure à  $\sigma_3$  EW à N150, qui a mobilisé en rejet vertical, les réseaux ENE-WSW de Tin Adrar notamment. Ces derniers, lors de la transtension au Viséen terminal ( $\sigma_1$ : N25 et  $\sigma_3$ : N115), vont jouer en décrochements senestres alors que les accidents N30 (Cisaillements de Madaouéla) seront activés en normal senestre.

Dans les variscides du SW de l'Europe, particulièrement dans le massif armoricain, Cartanaz *et al.* (2006) ont démontré la naissance en pull apart de bassins losangiques faménno-tournaisiens sur les cisaillements Sud-Armoricains NNW-SSE dextres. Pour Shelley & Bossiere (2000) et Ribeiro *et al.* (2007), l'ensemble des variscides du SW de l'Europe a été déformé au Dévonien terminal et au Carbonifère inférieur par des tectoniques résultant d'un régime transpressif sur cisaillements dextres EW et NE-SW : les blocs Laurentia-

Baltica et Iberia se déplaçant vers l'Est et/ou le NE par rapport au Gondwana.

En bordure du craton canadien, la terminaison NE de la chaîne varisque des Appalaches présente une organisation structurale proche de celle des Hercynides Marocains. En effet le terrane de Meguma à séries du Paléozoïque inférieur (équivalent *p.p.* du Môle côtier) est séparé de bassins à séries du Paléozoïque moyen et supérieur par le cisaillement EW dextre de Cobequid-Chedabucto (CCFZ, Waldron *et al.* 2007, 2015). Au nord du CCFZ (Fig. 10), les bassins d'Avalonia sont constitués du Groupe Horton (Teniere *et al.* 2005) et du Groupe Windsor (Martel & Gibling 1995). Ces deux bassins à remplissage Faménno-Tournaisien et Viséen supérieur sont respectivement équivalents des bassins de Benslimane et de Sidi Bettache. Le Groupe Horton s'est individualisée à partir du Faménien supérieur ( $d_7$ ) dans un contexte transtensif : failles normales NE-SW créées par le coulissement dextre du CCFZ (Teniere *et al.* 2005).

## CONCLUSION

Au terme de cette discussion, notre travail confirme par la cartographie détaillée et l'analyse structurale fine que les bassins faménno-viséens semblent avoir le trait commun de s'être individualisés en pull apart sur des relais cisailants dextres NS, EW et NE-SW. En effet, à travers nos résultats, on a pu relever l'importante particularité de leur ouverture : en transtension-transpression dans les domaines péri-gondwaniens au nord et en extension-transtension dans les domaines gondwaniens au sud.

Le «Bassin de Skhirate», situé sur la jonction de 3 domaines structuraux : le Môle côtier, le Bassin de Benslimane, le Bassin de Sidi Bettache et le Bloc de Sehoul, est l'illustration de ce schéma paléogéographique.

## REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent au Pr S. Barr du Département de Géologie de l'Université Acadia (Canada) pour nous avoir si bien sur l'évolution des idées sur la géologie des Appalaches de Nova Scotia. Au terme de cet article, on tient à remercier l'éditeur Prof. Hamid Slimani et les deux évaluateurs Prof. Christian Hoepffner et un anonyme pour leurs remarques et suggestions qui ont permis d'améliorer la qualité du manuscrit.

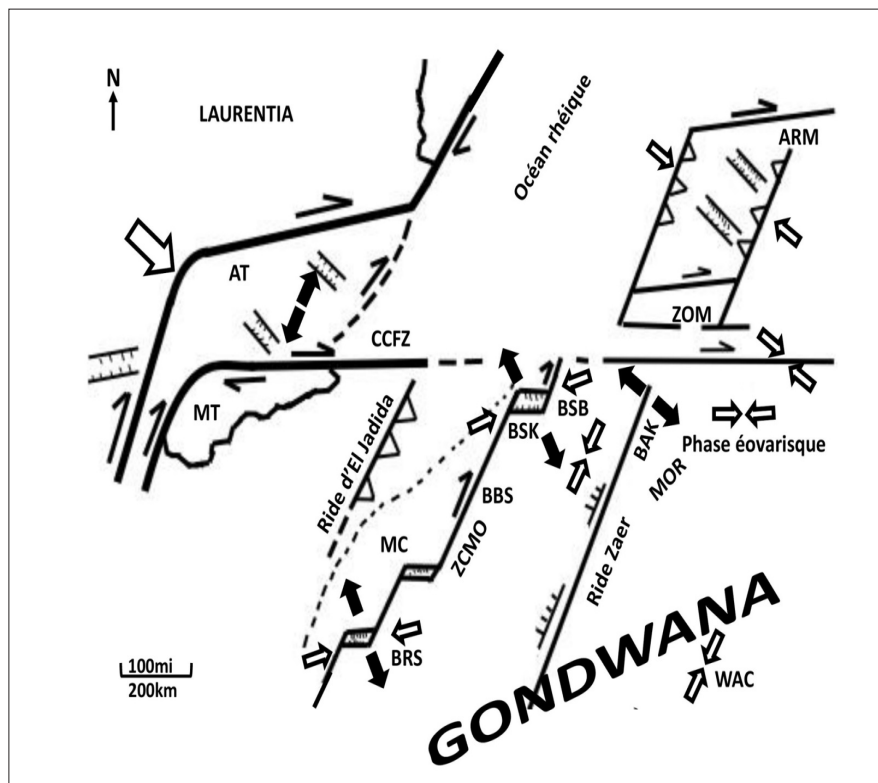


Figure 10. Reconstitution paléogéographique au Tournaisien p.p. des bassins en pull apart sur les accidents, EW dextres et NE-SW : AT : Terrane d'Avalonia ; MT : Terrane de Meguma ; CCFZ : Cobequid-Chedabucto Fault Zone ; MC : Môle côtier ; BRS : Bassin de Rehamna septentrionales ; BBS : Bassin de Benslimane ; BSK : Bassin de Skhirate ; BSB : Bassin de Sidi Bettache ; BAK : Bassin Azrou Khénifra MOR : Meseta orientale ; ZCMO : Zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; WAC : Craton Ouest-Africain ; ZOM : Zone d'Ossa Morena ; ARM : Armorica.

Figure 10. Paleogeographic reconstruction at Tournaisian p.p.-Visean in either side of the Rheic ocean showing the importance of dextral shear zones in the opening of several surrounding basins. AT: Avalonia Terrane, MT: Meguma Terrane; CCFZ: Cobequid-Chedabucto Shear Zone ; BRS: Northern Rehamna Basin ; BBS: Benslimane Basin; BSK: Skhirate Basin; BBS: Sidi Bettache Basin; BAK: Azrou Khenifra Basin ; MOR: Eastern Meseta ; ZCMO (WMSZ): Western Meseta Shear Zone; WAC: West African Craton; ZOM: Ossa Morena, ARM: Armorica.

## REFERENCES

- Ait Brahim L & Tahiri A. 1996. Rotation horaire des contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc central. In F. Medina (Ed.). Le Permien et le Trias du Maroc, état des connaissances. Pumag, Marrakech, pp. 87–98.
- Accotto C., Martinez Poyatos D., Azor A. *et al.* 2020. Tectonic evolution of the Eastern Moroccan Meseta : from Late Devonian fore-arc sedimentation to Early Carboniferous collision of an Avalonian promontory. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, Spain.
- Allmendinger R.W. 2020. Stereonet 3D versions 11.3.0, 11.3.1. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
- Baghdad B. 1999. *Paléocontraintes et cinématique des principales failles entre Cherrat et Dar Bou Azza lors des phases tardihercyniennes (Méséta côtière)*. Thèse de 3ème cycle, Université Mohammed V, Rabat.
- Becker R.T., Aboussalam Z.S., El Hassani A. *et al.* 2021. Devonian of the Ben Ahmed region, western Morocco Meseta. In: Becker R.T., El Hassani A & Aboussalam Z.S (Eds.). Devonian to Lower Carboniferous stratigraphy and facies of the South-Western Moroccan Meseta: Implications for palaeogeography and structural interpretation. *Frontiers in Sciences and engineering*, 10(2), 13–51.
- Bouabdelli M. & Pique A. 1996. Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays : dynamique du bassin d'Azrou-Khenifra (Maroc hercynien central). *Journal of African Earth Sciences*, 23, 213–224.
- Cailleux Y., Deloche C., Gonord H. *et al.* 1983. Observations sur la tectonique hercynienne polyphasée dans le secteur septentrional de l'Oued Cherrat (Maroc occidental). *Mines, Géologie, Energie*, n°54.
- Cailleux Y., Deloche C., Gonord H. *et al.* 1989. Les zones de cisaillement hercyniens en basse Meseta Marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 335, 199–209.
- Cartannaz C., Fabbri O. & Rolin P. 2006. Fammenian–Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(3), 214–221.
- Chakiri S. & Tahiri A. 2000. La formation chaotique fammenno-tournaisienne du Grou : témoin de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache (Meseta marocaine). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 22, 9–15.
- Chakiri S., Benammi M., Tayebi M *et al.* 2001. La dislocation de la plateforme carbonatée Dévonienne de la Meseta marocaine dans le Maroc central occidental. *Géologie Méditerranéenne*, 28 (3–4), 181–191.
- Chalouan A. 1977. *Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de la*



- Meseta Occidentale, Maroc. Thèse de 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 92 p.
- Cornee J.J., Racheboueuf P.R., Tayebi M. *et al.* 1990. Formations Dévoniennes de la nappe des Aït Tounart (Partie occidentale du massif ancien du Haut Atlas, Maroc hercynien). *Géologie Méditerranéenne*, 17(3-4), 331–342.
- Destombes J. & Jeanette A. 1966. Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50000, Région de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 180 bis, 104 p.
- El Attari, A. 2001. *Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du môle côtier (meseta occidentale, Maroc)*. Thèse de Doctorat, Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences de Rabat.
- El Attari A., Pereira M.F., Ezzouhairi H. *et al.* 2019. Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of Cambrian magmatism in the Coastal Block (Oued Rhebar volcanic complex, Moroccan Meseta) : Implications for the geodynamic evolutionary model of North-Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 160, 103598.
- El Hadi H., Tahiri A., Cabrera F. *et al.* 2006. Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc). *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 229–236.
- El Hassani A. 1994. Tectonique de la meseta nord occidentale. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 18, 107–124.
- El Kamel F., El Hassani A. & Dafir J. E. 1992. Présence d'une tectonique synsédimentaire dans le Dévonien inférieur des Rehamna septentrionaux (Meseta marocaine occidentale). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 16, 37–43.
- Fisher, N.I., Lewis, T. L. & Embleton, B.J., 1987, *Statistical analysis of spherical data: Cambridge University Press*, 329 p.
- Fadli D. 1994. Le Fameno- Tournaisien, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 18, 57–70.
- Gibling M.R., Culshaw N., Pascucci V. *et al.* 2019. The Maritimes Basin of Atlantic Canada: Basin Creation and Destruction During the Paleozoic Assembly of Pangea. In: Miall, A.D. (Ed.). *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*, pp. 267–314.
- Hoepffner C. 1974. Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale), Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif. Thèse de troisième cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 91 p.
- Hoepffner C. 1987. *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. Thèse ès Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 280 p.
- Huvelin P. 1977. Etude géologique et géologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 232 bis, 308 p.
- Izart A. 1990. Les bassins carbonifères de la Meseta marocaine, étude sédimentologique et approche du contexte structural. Part de la tectonique et de l'eustatisme. *Géologie méditerranéenne*, 17, 61–72.
- Kholiaq M., Saber N. & Zahour G. 2015. Le Bassin Dévono-dinantien de Mechraa Ben Abbou : Bassin pull apart sur décrochement dextre (Rehamna Septentrionaux, Maroc). *European Scientific Journal*, 11(21), 1857–7431.
- Konate M., Denis M., Yahaya M. *et al.* 2007. Structuration extensive et transtensive au Dévono-Dinantien du bassin de Tim Mersoi (Bordure Occidentale de l'Air, Nord Niger). *Annales de l'Université de Ouagadougou*, 5, 1–32.
- Laamrani Elidrissi A. 1995. Relations déformations déplacements le long de failles hercyniennes : systèmes de Bouznika, de Cherrat-Benslimane et du Cherrat-Yquem (Meseta marocaine nord-occidentale). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 19, 1–16.
- Lakhloufi A., Hamoumi N., Saquaque A. *et al.* 2002. Évolution géodynamique des bassins de Sidi Bettache et de Brachwa-Maaziz et réinterprétation de l'histoire de l'Orogénese Hercynienne post-Viséenne au Maroc. Thèse ès-Sciences, Université Mohammed V., Rabat, 519 p.
- Lakhloufi A., Hamoumi N., Saquaque A. *et al.* 2008. Tectónica compresiva sinsedimentaria de edad Viséense Superior en la cuenca de Sidi Bettache (Meseta noroccidental marroquí). Late Viséan synsedimentary compressive tectonism into the Sidi Bettache Basin (northwestern Moroccan Meseta). *Boletín de la Real Sociedad Espanola de Historia Natural, Sección de geología*, 102 (1–4), 71–92.
- Lecointre G. 1926. Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mémoires de la Société des Sciences Naturelles Maroc*, 14, 158 p.
- Martel A.T. & Gibling M. 1995. Stratigraphy and tectonic history of the Upper Devonian to Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia. *Atlantic Geology*, 32, 13–38.
- Michard A. 1976. Elément de la géologie du Maroc. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 252, 422 p.
- Michard A. 1982. Le massif paléozoïque des Re- hamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétro- genèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc*, 303, 1–180.
- Millies-Lacroix A. 1974. Carte géotechnique de la région de Rabat (1/50 000ème). *Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc*, n° 238.
- Nassri K. & El Adraoui A. 2022. Rôle Des Alternances de Tectoniques Ductile Semi Fragile – Fragile avec  $\Sigma 1$  Decrescendo En Rotation Horaire, Dans La Structuration Hercynienne de La Façade Nord de La Bande de Benslimane (Meseta NW, Maroc). *The International Congress on Educational Research, Materials Science & Engineering (ICEMSE) Saidia, Morocco*, 25–27 November 2022, 71 p.
- Piqué A. 1972. *Contribution des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le Ouest du massif*. Thèse 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 101p.
- Piqué A. 1979. Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sciences Géologiques, Mémoire*, 56, 243 p.
- Piqué A. 1994. Géologie du Maroc : les domaines régionaux et leur évolution structurale. Editions PUMAG, 239 p.
- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C. *et al.* 2006. Géologie du Maroc Editions GEODE, Marrakech, 271 p.
- Ribeiro A., Dias R., Mateus A. *et al.* 2007. Geodynamic Evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26(6), TC6009.
- Shelly D. & Bossiere G. 2000. A new model for the Hercynian orogen of Gondwanian France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22, 757–776.
- Tahiri A. 1991. *Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc*. Thèse ès-Sciences, Université de Brest, 311 p.

- Tahiri A., Montero P., El Hadi H., *et al.* 2010. Geochronological data on the Rabat-Tiflet granitoids: Their Références bibliographiques 224 bearing on the tectonics of the Moroccan Variscides. *Journal of African Earth Sciences*, 57(1–2), 1–13.
- Teniere P.J., Barr S.M. & White C. E. 2005. Stratigraphy and structure of the Horton Group, Lochaber-Mulgrave area, northern mainland Nova Scotia. *Atlantic Geology*, 41, 41–52.
- Waldron J.W.F., Roselli C. & Johnston S.K. 2007. Transpressional structures on a Late Paleozoic intracontinental transform fault, Canadian Appalachians, in *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends in Continental and Oceanic Settings*, edited by W. D. Cunningham and P. Mann, *Geological Society of London, Special Publication*, 290, 367–385.
- Waldron J.W.F., Barr S.M. & Park A.F. 2015. Late Paleozoic strike-slip faults in Maritime Canada and their role in the reconfiguration of the northern Appalachian orogen. *Tectonics*, 34(8), 1661–1684.
- Zahraoui M. 1991. *La plate-forme carbonatée Dévonienne du Maroc occidentale et sa dislocation hercynienne*. Thèse ès-Science, Université de Brest, 261 p.

Manuscrit reçu le 11/08/2022  
Version révisée acceptée le 14/07/2023  
Version finale reçue le 18/07/2023  
Mise en ligne le 19/07/2023