

Analyse structurale et reconstitution des paléochamps de contraintes tardi-hercyniens dans la boutonnière d'Aouli (massif de la Haute Moulouya, Maroc)

Structural analysis and reconstruction of the Late Hercynian paleostress in the Aouli inlier (Upper Moulouya massif, Morocco)

Driss Yaagoub^{1,*}, Saïd Hinaje¹, Mohamed El Fartati²

¹ Laboratoire Systèmes Intelligents, Géoressources et Energies Renouvelables (SIGER), Université Sidi Mohammed Ben Abdellah, Faculté des Sciences et Techniques, Fès, Maroc. Emails. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0001-9389-3925>; <https://orcid.org/0000-0002-7375-7798>

² Laboratoire Multidisciplinaire de Recherche et Innovation, Faculté Polydisciplinaire de Khouribga, Université Sultan Moulay Slimane, Khouribga, Maroc. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-3406-0234>

*Corresponding author: yaagoub.driss@gmail.com

RÉSUMÉ

La boutonnière d'Aouli fait partie du massif de la Haute Moulouya situé à la jonction du Moyen Atlas et du Haut Atlas central où affleurent un socle paléozoïque et une couverture méso-cénozoïque discordante. Le but de ce papier est de décrire les principaux systèmes de failles et fractures qui ont contribué à la structuration de la région durant son évolution tectonique, ainsi que la reconstitution des paléochamps de contraintes au cours de la période tardi-hercynienne. Ceci en utilisant une approche multidisciplinaire avec des levés et mesures de terrain associés aux calculs des tenseurs de contraintes. L'analyse structurale nous a permis de distinguer des accidents principaux affectant le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque à l'échelle plurikilométrique, ainsi que des accidents secondaires dont l'influence ne s'observe qu'à l'échelle des centaines de mètres à quelques kilomètres. La distribution spatiale de ces failles montre les systèmes de directions suivants: (i) le système NNE-SSW à NE-SW; (ii) le système ENE-WSW à E-W; (iii) le système WNW-ESE à NW-SE et (iv) le système NNW-SSE à N-S. La reconstitution des paléochamps de contraintes tardi-hercyniens nous a permis de mettre en évidence une phase de déformation cassante compatible avec un régime tectonique régional décrochant à transpressif. Cette phase est caractérisée par un axe de contrainte maximal σ_1 subhorizontal à horizontal avec une direction subméridienne et un axe minimal σ_3 également subhorizontal à horizontal avec une direction subéquatoriale. Ce régime tectonique est responsable du jeu décrochant senestre des failles NNE-SSW à NE-SW, dextre des failles NW-SE et décrochevauchant des failles ENE-WSW à E-W, ainsi que l'apparition de fentes de tension subméridiennes.

Mots clés: Analyse structurale; Paléochamps de contraintes; Tardi-hercynien; Boutonnière d'Aouli; Haute Moulouya.

Recibido el 6 de julio de 2022; Aceptado el 22 de diciembre de 2022; Publicado online el 24 de febrero de 2023

Citation / Cómo citar este artículo: Yaagoub, D. et al. (2023) Analyse structurale et reconstitution des paléochamps de contraintes tardi-hercyniens dans la boutonnière d'Aouli (massif de la Haute Moulouya, Maroc). *Estudios Geológicos* 78(2): e149. <https://doi.org/10.3989/egeol.44749.620>

Copyright: ©2023 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) License.

ABSTRACT

The Aouli inlier is part of the Upper Moulouya Massif located at the junction of the Middle Atlas and the central High Atlas, where outcrop a Paleozoic basement and an unconformably overlying Meso-Cenozoic cover. The aim of this paper is to describe the main fault and fracture systems that contributed to the structuring of the region during its tectonic evolution, as well as the reconstruction of the paleostress fields during the Late Hercynian period. This was achieved using a multidisciplinary approach with field surveys and measurements associated with stress tensor calculations. The structural analysis allowed us to distinguish the main faults affecting the Paleozoic basement and its Meso-Cenozoic cover on a multi-kilometer scale, as well as secondary faults whose influence can only be observed at the scale of a few hundred meters to a few kilometers. The spatial distribution of these faults shows the following directional systems: (i) the NNE-SSW to NE-SW system; (ii) the ENE-WSW to E-W system; (iii) the WNW-ESE to NW-SE system; and (iv) the NNW-SSE to N-S system. The reconstruction of the Late Hercynian paleostress fields allowed us to highlight a brittle deformation phase consistent with a regional strike-slip to transpressional tectonic regime. This phase is characterized by a subhorizontal to horizontal maximal σ_1 stress axis with a submeridian direction, and a minimal σ_3 axis also subhorizontal to horizontal with a subequatorial direction. This tectonic regime is responsible for NNE-SSW to NE-SW sinistral strike-slip faults, NW-SE dextral strike-slip faults, and ENE-WSW to E-W reverse faults with strike-slip component, as well as the development of submeridian tension gashes.

Keywords: Structural analysis; Paleostress fields; Late Hercynian; Aouli inlier; Upper Moulouya.

Introduction

Le massif de la Haute Moulouya correspond à une large dépression qui se ferme en coin à la jonction du Moyen Atlas et du Haut Atlas central (Fig. 1). C'est

une cuvette dominée au Nord et à l'Ouest par le Moyen Atlas, au Sud par le Haut Atlas, alors qu'elle se poursuit vers l'Est par le bassin de la Moyenne Moulouya (Fig. 1). La cuvette de la Haute Moulouya constitue l'extrémité occidentale de la Meseta maroco-ora-

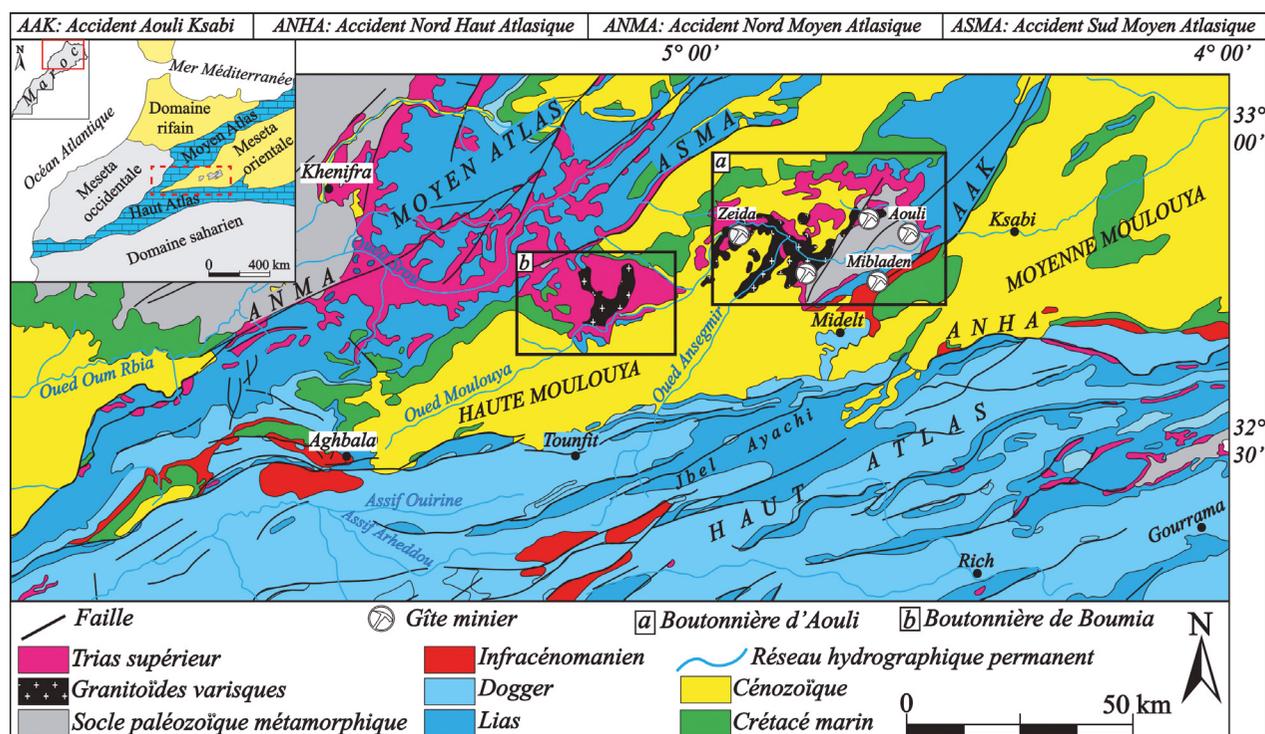


Figure 1.- Situation géographique et cadre géologique général du massif de la Haute Moulouya, modifié à partir de la carte géologique du Maroc au 1/1.000.000 (d'après Hollard et al., 1985).

naise (Emberger, 1965a). Elle correspond au domaine le plus interne de la chaîne varisque du Maroc (e.g., Tisserant, 1977; Clauer *et al.*, 1980; Hoepffner, 1987; Rhinane, 1990; Hoepffner *et al.*, 2005, 2006; Michard *et al.*, 2010). La série stratigraphique comprend des terrains métamorphiques, plutoniques et hypovolcaniques paléozoïques qui affleurent au sein de deux boutonnières principales: la boutonnière d'Aouli située au Nord de la ville de Midelt et celle de Boumia située plus à l'Ouest (Fig. 1). Le socle paléozoïque est recouvert par des formations sédimentaires et volcaniques méso-cénozoïques (Fig. 1). Le massif de la Haute Moulouya est encadré par trois accidents majeurs qui ont joué un rôle très important lors de son évolution géodynamique et structurale: (i) l'Accident Aouli Ksabi (AAK) (Dagallier, 1977) orienté NE-SW et qui sépare la Haute Moulouya de la Moyenne Moulouya (Fig. 1); (ii) l'Accident Sud Moyen Atlasique (ASMA) (Laville, 1977; Fedan, 1988) ou Accident des Aït Oufella (Du Dresnay, 1988; Herbig, 1988) de direction NE-SW et qui sépare la Haute Moulouya du Moyen Atlas (Fig. 1) et (iii) l'Accident Nord Haut Atlasique (ANHA) (Sébrier *et al.*, 2006; Missenard *et al.*, 2007) de direction ENE-WSW qui sépare la Haute Moulouya du Haut Atlas (Fig. 1). Le massif de la Haute Moulouya renferme plusieurs gisements miniers à Pb-Zn, Ba, F, Cu, Ag, Mn, Fe qui en lui font l'une des plus importantes provinces métallogéniques du Maroc couvrant une superficie globale d'environ 1875 km² (75 x 25 km). Il constitue l'un des premiers producteurs du Pb au Maroc avec un tonnage qui dépasse 31 Mt de minerai de Pb à 4,5 % environ (Annich & Rahhali, 2002; Rahhali, 2002). Les occurrences minérales de la Haute Moulouya se présentent sous forme de trois types de gisements miniers: *filonien hydrothermal* (Aouli), *red beds* (Zeida) et *MVT* (*Mississippi Valley-Type*, Mibladen) (Fig. 1) (Moussu, 1954; Amade, 1965; Emberger, 1965a, 1965b; Felenc & Lenoble, 1965; Dagallier, 1973, 1977; Schmitt, 1976; Dagallier & Macaudière, 1987; Jébrak *et al.*, 1998; El Jaouani, 2001; Naji, 2004; Margoum, 2015; Raddi *et al.*, 2011; Margoum *et al.*, 2015; Bouabdellah & Sangster, 2016; Bouabdellah & Margoum 2016; Yaagoub *et al.*, 2021a, 2021b, 2021c; Yaagoub, 2022; Yaagoub & Hinaje, 2022).

La boutonnière d'Aouli est localisée dans la partie nord-orientale du massif de la Haute Moulouya,

au Nord de la ville de Midelt (Fig. 1). Au cours de son histoire géologique, cette boutonnière a connu la superposition de plusieurs événements tectoniques relatifs aux orogénèses varisque et atlasique (Emberger, 1965a, 1965b; Hoepffner, 1987; Filali, 1996; Morel *et al.*, 1993; Zouine, 1993; Naji, 2004; Yaagoub *et al.*, 2022). La reconstitution des paléochamps de contraintes méso-cénozoïques associés à l'évolution tectono-sédimentaire des bassins et la mise en place des minéralisations hydrothermales a été bien établie dans des travaux récents (Yaagoub *et al.*, 2021a, 2021b, 2021c; Yaagoub *et al.*, 2022). Cependant, la reconstitution des paléochamps de contraintes et l'évolution structurale tardi-hercynienne associée n'ont pas fait objet d'études précédentes très approfondies. En outre, l'analyse de la fracturation et l'étude de la déformation tardi-hercynienne de la boutonnière d'Aouli constitue une étape très importante pour la compréhension de l'évolution structurale de la chaîne varisque du Maroc, notamment dans sa partie orientale.

Dans ce papier, nous utilisons une approche multidisciplinaire incluant les techniques classiques des travaux de terrain (coupes lithostratigraphiques et structurales, cartographie des structures cassantes et analyses structurales à différentes échelles) associés à la reconstitution des paléochamps de contraintes tectoniques dans la boutonnière d'Aouli. Les principaux objectifs envisagés dans ce travail sont: (i) la mise en évidence des systèmes de failles et fractures responsables de la structuration de la boutonnière d'Aouli au cours de son histoire géologique, ainsi que leur distribution spatiale et (ii) la mise en évidence des événements tectoniques tardi-hercyniens, les principales structures et les états de contraintes qui leur sont associés. Les résultats des analyses structurales et du calcul des tenseurs de contraintes sont présentés sur un ensemble de stéréogrammes, de rosaces directionnelles, de diagrammes de distribution de densité et de cartes paléotectoniques de la boutonnière d'Aouli.

Méthodes

Dans le présent travail, l'analyse de la déformation cassante est basée sur: (i) la cartographie des structures géologiques à différentes échelles; (ii) la

réalisation des coupes géologiques dans l'ensemble de la boutonnière d'Aouli et sa périphérie et (iii) les mesures microtectoniques de terrain (directions, pendages et sens des mouvements des failles, pitch des stries et des tectonoglyphes). L'âge des formations géologiques affectées par ces failles permet de caractériser et de trier les épisodes tectoniques associés aux phases de déformation.

La reconstitution des paléochamps de contraintes est basée essentiellement sur le calcul des tenseurs de contraintes qui s'appuie sur l'hypothèse de Bott (1959). Selon cette hypothèse, le champ de contrainte est uniforme dans l'espace et dans le temps. Les tenseurs de contraintes sont caractérisés par quatre paramètres principaux: (i) la direction et le plongement des trois axes principaux de contraintes σ_1 , σ_2 , σ_3 avec $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 \geq 0$ et (ii) le rapport de forme de l'ellipsoïde de contrainte $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ avec $0 \leq R \leq 1$. Ce rapport donne à la fois la magnitude relative de l'axe σ_2 par rapport aux axes σ_1 et σ_3 et la forme de l'ellipsoïde de contrainte correspondant (Bishop, 1966; Angelier, 1989, 1991, 1994; Gephart & Forsyth, 1984; Vandycke & Bergerat, 1992; Lund & Townend, 2007; Sippel, 2009; Delvaux, 2012; Tranos, 2017). Les tenseurs de contrainte calculés permettent de définir trois principaux régimes tectoniques déterminés par la nature des axes verticaux de contrainte: (i) un régime extensif lorsque σ_1 est vertical; (ii) un régime décrochant lorsque σ_2 est vertical et (iii) un régime compressif lorsque σ_3 est vertical. A l'intérieur de ces trois grands types, les régimes tectoniques varient également en fonction de la valeur du rapport de forme R: extension biaxiale (σ_1 vertical, $0 < R < 0.25$), extension pure (σ_1 vertical, $0.25 < R < 0.75$), transtension (σ_1 vertical, $0.75 < R < 1$ ou σ_2 vertical, $1 > R > 0.75$), décrochement pur (σ_2 vertical, $0.75 > R > 0.25$), transpression (σ_2 vertical, $0.25 > R > 0$ ou σ_3 vertical, $0 < R < 0.25$), compression pure (σ_3 vertical, $0.25 < R < 0.75$) et compression biaxiale (σ_3 vertical, $0.75 < R < 1$). Le régime tectonique régional peut être exprimé numériquement en utilisant un indice du régime de contraintes R' qui un dérivé du rapport R (Delvaux *et al.*, 1997) et dont les valeurs varient de 0 à 1 pour les régimes extensifs, de 1 à 2 pour les régimes décrochants et de 2 à 3 pour les régimes compressifs.

Les rosaces directionnelles et les diagrammes de distribution des densités des traces polaires des failles et des axes principaux de contraintes sont établis à l'aide du programme Stereonet (version 10.0). Le traitement automatique des mesures microtectoniques des failles striées et des fentes de tension est réalisé grâce au Programme Win-Tensor (version 5.8.9) (Delvaux, 1993; Delvaux *et al.*, 1997; Delvaux & Sperner, 2003; Delvaux & Barth, 2010; Delvaux, 2012). L'inversion tectonique des données cinématiques collectées est réalisée en utilisant la méthode des "Dièdres Droits" établie par Angelier & Mechler (1977) et développée par Delvaux & Sperner (2003). Le tenseur de contrainte obtenu à l'aide de cette méthode est utilisé par la suite dans la méthode des "Optimisations Rotationnelles" (Delvaux & Sperner, 2003) basée sur une fonction composite F5 qui doit être minimisée. Pour les failles striées, cette fonction minimise l'écart angulaire entre la strie réelle et la strie calculée et maximise l'amplitude de la contrainte de cisaillement pour vaincre la friction et favoriser le glissement sur le plan de la faille (Angelier, 1991; Delvaux & Sperner, 2003). Pour les fentes de tension, elle minimise à la fois l'amplitude de la contrainte normale et la contrainte tangentielle pour favoriser l'ouverture de la fracture et éviter le glissement sur son plan (Angelier, 1991, 1992; Delvaux & Sperner, 2003). Les résultats montrant des valeurs de la fonction F5 > 20 pour les fentes de tension et F5 > 22 pour les failles striées ne sont pas prises en considération (Delvaux & Sperner, 2003).

Cadre géologique

Les terrains qui affleurent dans la boutonnière d'Aouli sont représentés par un socle paléozoïque schistose et granitéisé lors de l'orogénèse varisque, sur lequel repose en discordance angulaire majeure une épaisse série méso-cénozoïque (Fig. 2). Les formations du Paléozoïque sont représentées essentiellement par des métasédiments cambro-ordoviciens (schistes à chlorite, schistes à séricite et quartzites) (Hoepffner, 1987; Rhinane, 1990). Ces métasédiments, alternés avec niveaux métavolcaniques, correspondent à d'anciennes flyschs turbiditiques déposées dans le contexte d'une marge continentale active (Vauchez, 1976; Filali,

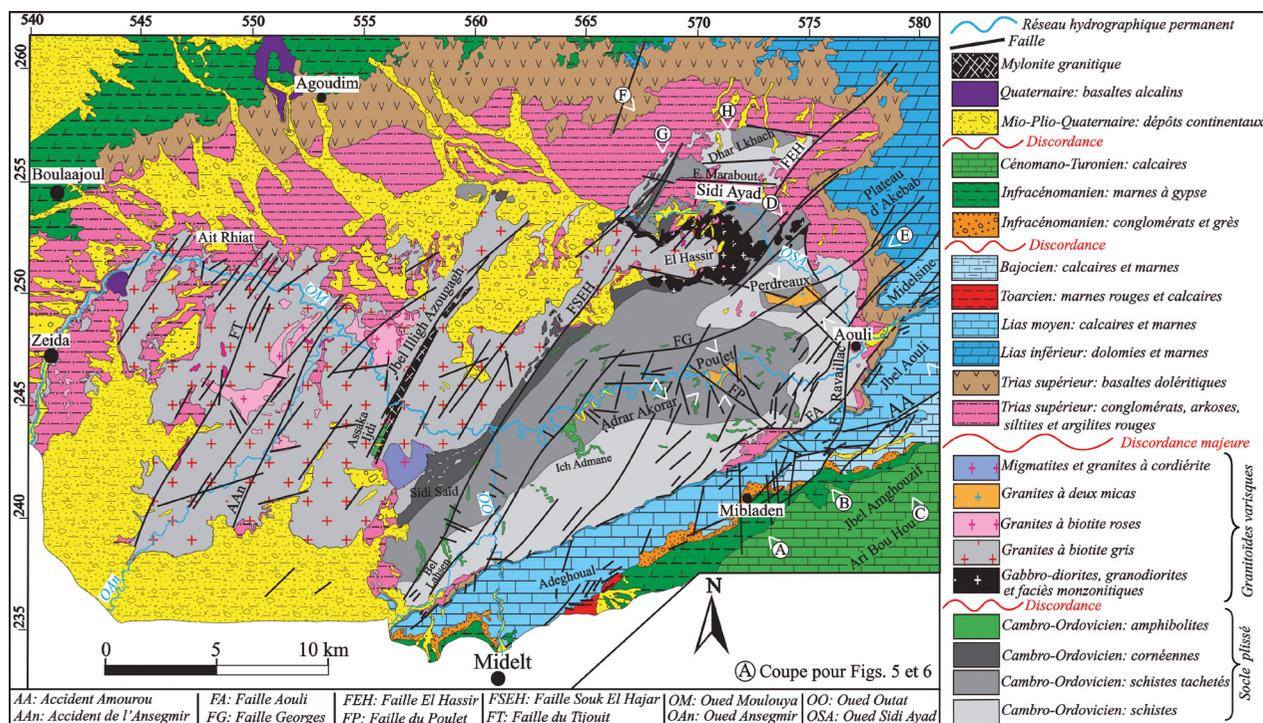


Figure 2.-Carte géologique de la boutonnière d'Aouli et sa périphérie (Emberger, 1965a, modifiée).

1996; Filali *et al.*, 1999). Ils sont intercalés par des lentilles et des sills d'amphibolites correspondant à des dolérites (Emberger, 1965a), ou à des anciennes coulées basaltiques alcalines du type plateau (Ganzeev & Mitiaev, 1978) témoignant du stade de rifting intraplaque de la bordure nord-ouest du Paléo-Gondwana au cours du Paléozoïque inférieur (Ouali *et al.*, 2001). L'ensemble des formations précédentes a subi un métamorphisme régional épizonal (Hoepffner, 1987; Filali, 1996; Dahire, 2004; Elabouyi, 2020). Ce métamorphisme de faible degré du faciès de schistes verts a engendré des paragenèses à biotite ± grenat. Il est daté à 366 ± 7 Ma (Rb/Sr roche totale: Tisserant, 1977; Clauer *et al.*, 1980), ce qui correspond à la phase de déformation synschisteuse éo-varisque de la Meseta orientale du Maroc (Michard *et al.*, 2010). Cette phase de déformation D1 est matérialisée dans la boutonnière d'Aouli par des plis isoclinaux couchés P1 (Vauchez, 1976; Hoepffner, 1987). Elle est suivie par une phase tardive post-westphalienne D2, matérialisée par des plis P2 à charnière courbe ou parfois en fourreau, et associés à une schistosité de crénulation (Hoepffner, 1987).

Les unités épimétamorphiques cambro-ordovi-ciennes de la boutonnière d'Aouli sont intrudées par plusieurs massifs granitiques varisques (Figs. 2 & 3). Ces granitoïdes sont datés entre 347 ± 17 et 319 ± 12 (Rb/Sr roche totale: Tisserant, 1977; Clauer *et al.*, 1980), puis entre 333 ± 2 et 319 ± 1.5 Ma (U/Pb sur zircon: Oukemeni, 1993; Oukemeni *et al.*, 1995). Ils sont responsables d'un métamorphisme thermique avec une large auréole caractérisée par une zone à biotite dans ses parties externes, qui évolue en une zone à sillimanite aux contacts des granitoïdes (Filali, 1996; Dahire, 2004; Elabouyi *et al.*, 2019; Elabouyi, 2020). Les granitoïdes de la boutonnière d'Aouli comprennent trois suites magmatiques caractérisées par une acidité croissante de l'Est vers l'Ouest (Emberger, 1965a; El Mouraouah *et al.*, 1993; El Mouraouah, 1993; Oukemeni, 1993; Oukemeni & Bourne, 1994; Filali, 1996; Filali *et al.*, 1999; Dahire *et al.*, 2002; Dahire, 2004; Elabouyi *et al.*, 2019; Elabouyi, 2020) (Fig. 2): (i) une suite basique à intermédiaire (granitoïdes d'El Hassir au sud de Sidi Ayad); (ii) une suite métallumineuse (pluton principal des granites à biotite gris et roses) et (iii) une suite anatectique peralumineuse (granites

2000, 2012; Piqué *et al.*, 2006; Saadi, 2012; Saadi *et al.*, 2012; Charton *et al.*, 2021). Sur ces basaltes repose des conglomérats monogéniques à éléments exclusivement basaltiques (Fig. 3), attribués à l'Infralias ? et interprétés comme étant des coulées de débris ou des coulées boueuses (Ouarhache, 2002). Les formations du Lias inférieur et moyen sont caractérisées par des dolomies, des calcaires et des calcaires dolomitiques de plateforme peu profonde intercalés par des minces niveaux marneux (Dagallier, 1973; Benschili, 1987; Saadi, 1996; Igmoullan *et al.*, 2001; Saadi *et al.*, 2003; Yaagoub, 2022) et déposés dans des bassins encadrés par des failles normales NE-SW (Yaagoub *et al.*, 2021a). Les séries du Lias supérieur sont constituées de marnes rouges datées au Toarcien inférieur et classiquement appelées "Couches Rouges de Mibladen" (Dubar, 1934, 1942; Benschili, 1987; Igmoullan, 1993; Saadi, 1996). Elles sont surmontées par des calcaires bioclastiques et des calcarénites datés au Toarcien moyen-supérieur (Dubar, 1942; Ganzeev *et al.*, 1978). Ces séries sont déposées dans des grabens orientés NW-SE; où elles sont caractérisées par des variations latérales de faciès et d'épaisseurs dues aux jeux normaux synsédimentaires des failles de même direction (Yaagoub *et al.*, 2021a; Yaagoub, 2022). Le Dogger est représenté par des calcaires bioclastiques à bélemnites aaléniens et une épaisse pile marneuse à intercalations de bancs carbonatés bajociens déposés dans des grabens et des hémigrabens de direction ENE-WSW (Saadi, 1996, 2012; Yaagoub *et al.*, 2021a). Les séries jurassiques sont recouvertes, en discordance, par des dépôts continentaux détritiques grossiers et des marnes à gypse de plaines alluviales à côtières évaporitiques infracénomaniens (Ensslin, 1992, 1993; Cizak *et al.*, 1999). Ces dépôts continentaux sont liés à une longue période d'émersion et d'érosion dans le domaine de la Haute Moulouya sous un régime tectonique compressif à transpressif NNW-SSW (Yaagoub *et al.*, 2021a; Yaagoub, 2022). La série mésozoïque se termine avec des calcaires à bancs lumachelliques de plateforme peu profonde déposés lors d'une transgression cénomano-turonienne généralisée sur l'ensemble du massif de la Haute Moulouya et contrôlée par des failles normales NE-SW (Emberger, 1965a; Felenc & Lenoble, 1965; Charrière *et al.*, 1998; Yaagoub *et al.*, 2021a).

Les formations cénozoïques reposent en discordance sur le substratum mésozoïque (Figs. 2 & 3). Il s'agit de séries oligo-néogènes de comblement des bassins continentaux intramontagneux dont le matériel provient essentiellement des produits de l'érosion active des reliefs de la chaîne atlasique en surrection (Morel *et al.*, 1993; Zouine, 1993; Ellouz *et al.*, 2003; Yaagoub *et al.*, 2022), en plus des éruptions volcaniques alcalines (Fig. 3). Ces séries sont caractérisées par des dépôts fluvio-lacustres, de cônes de déjection et des épandages alluviaux avec une évolution tectono-sédimentaire complexe caractérisée par la superposition de plusieurs phases tectoniques selon des tenseurs de contraintes variables (Yaagoub *et al.*, 2022). Elles commencent par des conglomérats chenalisés et des siltites sur lesquels repose une épaisse assise molassique à matrice sableuse. Vers le sommet, nous trouvons des marnes à intercalations de minces bancs de calcaires et des calcaires lacustres à bioclastes et traces de racines. La série se termine par des conglomérats de terrasses fluviales, des siltites, des argilites et des épandages alluviaux intercalés par des laves, des brèches et des cendres volcaniques (Yaagoub *et al.*, 2022) (Fig. 3).

Résultats

Analyse de la fracturation de la boutonnière d'Aouli

Les analyses structurales à différentes échelles réalisées dans la boutonnière d'Aouli nous ont permis d'identifier plusieurs familles de failles et fractures qui ont contribué à la fracturation et la structuration de la région durant son histoire géologique (Figs. 4, 5, 6 & 7). Ainsi, nous pouvons distinguer des accidents principaux affectant le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque à l'échelle plurikilométrique, et des accidents secondaires dont l'influence n'est observée qu'à l'échelle des centaines de mètres à quelques kilomètres. La distribution de ces failles montre les systèmes de directions suivants: (i) le système NNE-SSW à NE-SW; (ii) le système ENE-WSW à E-W; (iii) le système WNW-ESE à NW-SE et (iv) le système NNW-SSE à N-S (Fig. 4).

Système NNE-SSW à NE-SW

Il s'agit du système de failles le plus répandu dans la boutonnière d'Aouli (Fig. 4). Il est représenté par

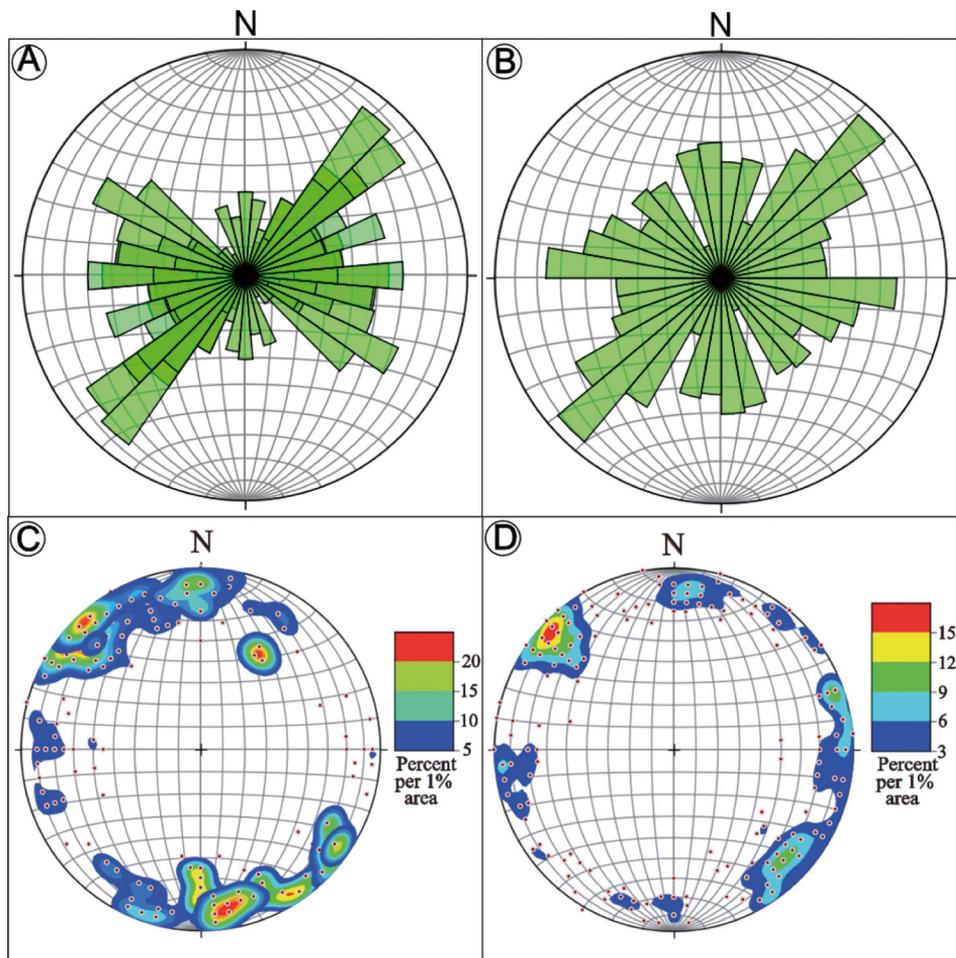


Figure 4.-Analyse de la fracturation de la boutonnière d'Aouli avec les principaux systèmes de failles affectant le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque. Rosace directionnelle des failles mesurées dans le socle paléozoïque (A) et la couverture méso-cénozoïque (B), diagramme de distribution de densité des failles (traces polaires) mesurées dans le socle paléozoïque (C) et la couverture méso-cénozoïque (D). Projection stéréographique de Schmidt, hémisphère inférieur.

des grands accidents d'extension plurikilométrique qui affectent à la fois le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque. Les principaux accidents appartenant à ce système sont du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Figs. 2 & 5): la faille d'Aouli, la faille El Hassir, la faille de Souk El Hajar, l'Accident de Jbel Illigh Azougagh, l'Accident de l'Ansegmir et la faille du Tijouit.

La faille d'Aouli: Il s'agit d'un faisceau de failles orientées N40 à N60 qui met en contact les schistes cambro-ordoviciens avec la couverture triasico-liasique au Sud-Est du village d'Aouli, tout au long de la falaise liasique de Jbel Aouli (Fig. 2). Cette faille est divisée en plusieurs branches dont l'une est minéralisée en Pb-Zn, Cu et correspondant au filon Henri

(Emberger, 1965b, Yaagoub *et al.*, 2021c). L'extension de la faille d'Aouli est de l'ordre des dizaines de kilomètres, son pendage est dirigé vers le Sud-Est (Fig. 5C & D). Vers le Nord-Est, il se branche sur la faille de Ksabi pour former l'Accident d'Aouli Ksabi qui sépare la Haute Moulouya de la Moyenne Moulouya (Fig. 1). Cet accident s'étend jusqu'à la ride de Jbel Tafgourt correspondant au passage de l'Accident Sud Moyen Atlasique au Nord du village Douirat.

La faille El Hassir: La faille El Hassir est orientée N40 à N50 et s'étend sur une vingtaine de kilomètres depuis l'apophyse d'El Hassir (Koudiat Hassi) au Sud-Ouest jusqu'au plateau d'Akebab au Nord-Est (Fig. 2). Elle recoupe les formations du socle pa-

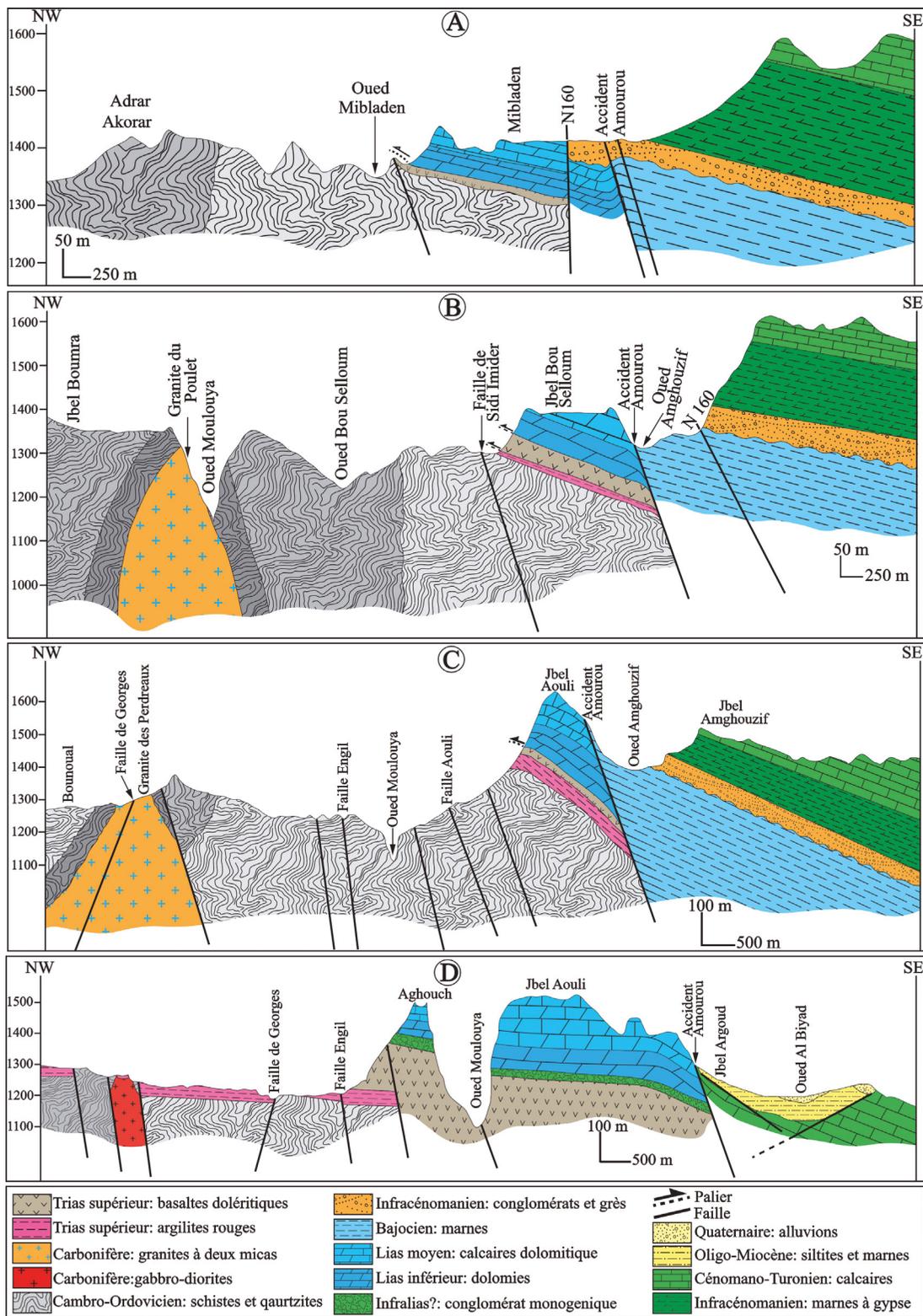


Figure 5.- Coupes géologiques schématiques montrant les failles majeures appartenant aux systèmes de direction NNE-SSW à NE-SW, ENE-WSW et NNW-SSE ((la différence d'échelles observée entre les coupes A et B par rapport au reste des schémas dépend du détail à représenter sur les deux coupes). Voir la localisation des coupes dans la figure. 2.

léoziq et leur couverture triasico-liasique, son pendage est dirigé vers le Sud-Est. Cette faille possède une branche N45 minéralisée en Pb-Zn, Ba, F et Cu encaissée exclusivement dans les schistes et les granitoïdes paléozoïques; c'est le filon d'El Hassir (Emberger, 1965a; Margoum, 2015; Yaagoub *et al.*, 2021c).

La faille de Souk El Hajar: C'est une faille de direction moyenne N30 qui s'étend sur plus de 40 km du village de Bel Lahcen au Sud-Ouest jusqu'à la synforme de Dhar Lkhach au Nord-Est (Fig. 2). Cette faille affecte les schistes et les granitoïdes paléozoïques, ainsi que les formations triasiques discordantes. Son évolution cinématique est polyphasée (Emberger, 1965a, Naji, 2004; Yaagoub *et al.*, 2021a) et elle a probablement joué un rôle important lors de la mise en place des granitoïdes varisques de la boutonnière d'Aouli (El Mouraouah *et al.*, 1993).

L'Accident de Jbel Illigh Azougagh: Il s'agit d'un faisceau de failles de géométrie très complexe avec une direction N30 à N50. Cet accident a une extension d'environ 20 km et il est caractérisé par une zone de dislocation de 10 km de longueur et 500 m de largeur où les granites à biotite gris sont fortement broyés et altérés en donnant une bande de mylonite granitique (Fig. 2). L'extrémité sud-occidentale de cet accident, près d'Assaka Ijdi, est marqué par la présence d'un lambeau de calcaires céno-mano-turonien coincé entre deux branches de direction N30 et reposant directement sur les granites à biotite gris (Fig. 2).

L'Accident de l'Ansegmir: L'Accident de l'Ansegmir s'étend sur une vingtaine de kilomètres environ avec une direction moyenne N30, parallèlement à Oued Ansegmir (Fig. 2). Il se caractérise par plusieurs branches d'extension kilométrique qui recoupent les granites à biotite gris et roses, ainsi que leur couverture triasique. La zone du passage de ces branches est marquée par une forte altération en boue des granites, ainsi que des reliefs très contrastés par rapport aux zones avoisinantes pénéplanées.

La faille du Tijout: C'est une faille de direction moyenne N30 à N40 qui se prolonge sur 25 km entre Oued Ansegmir au Sud-Ouest et le village des Aït Rhiat au Nord-Est (Fig. 2). Il s'agit d'un faisceau de failles avec plusieurs branches qui recoupent les granites à biotite gris et roses ainsi que les arkoses

triasiques des chantiers miniers de Zeida avec un fort broyage et rebroussement de ces séries.

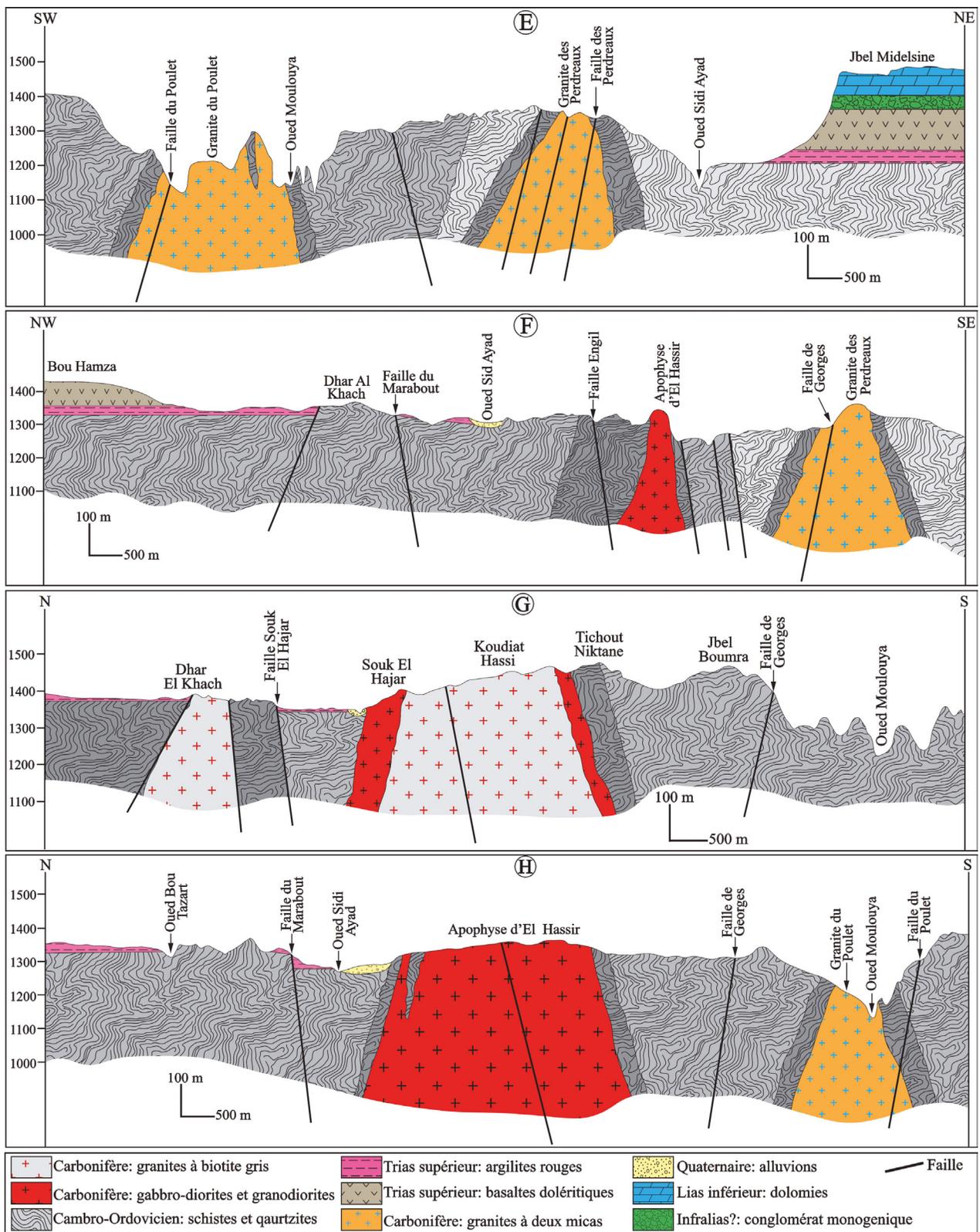
Système ENE-WSW à E-W

De point de vue statistique, le système ENE-WSW à E-W occupe le deuxième rang après le système NNE-SSW à NE-SW. Il est plus répandu dans le socle paléozoïque que la couverture méso-cénozoïque (Fig. 4). Ce système est représenté par des accidents d'extension plurikilométrique dont les principaux sont du Sud vers le Nord: l'Accident Amourou, la faille de Georges et la Faille du Marabout (Emberger, 1965a) (Fig. 2).

Accident Amourou: Il s'agit d'un accident majeur de direction ENE-WSW qui peut se suivre sur plus de 20 km, depuis Oued Adeghoual à l'Ouest jusqu'au Jbel Argoud à l'Est. Il est divisé en plusieurs branches qui affectent les formations jurassiques et crétacées. Dans la région d'Oued Amghouzif, cet accident met les carbonates liasiques en contact avec les marnes du Bajocien inférieur (Figs. 5A, B, C & 7B). A Jbel Argoud les calcaires céno-mano-turonien reposent directement sur les calcaires et les dolomies liasiques par le biais de cet accident (Fig. 5D). Ce dernier a un pendage fort dirigé vers le Sud (60° à 70°) et il a joué un rôle important dans la mise en place des minéralisations plombo-barytiques de Mibladen (Yaagoub *et al.*, 2021b).

La faille de Georges: La faille de Georges est constituée de plusieurs branches avec une direction N60 dans sa partie orientale et N80 dans sa partie occidentale (Fig. 2). Elle s'étend sur une trentaine de kilomètres en affectant les schistes cambro-ordoviciens, les granites à deux micas des Perdreux, ainsi que les formations triasico-liasiques du plateau d'Akebab. Le pendage de la faille de Georges est dirigé vers le Nord-Nord-Ouest (Fig. 6F, G & H), avec un fort angle d'inclinaison (> 60°). Quelques branches de cette faille sont colmatées par des minéralisations plombo-fluoro-barytiques en constituant le filon minéralisé de Georges (Emberger, 1965a, 1965b, Yaagoub *et al.*, 2021c).

Faille du Marabout: C'est une faille de direction moyenne E-W qui s'étend sur une dizaine de kilomètres au Nord du village de Sidi Ayad (Fig. 2). Elle recoupe les formations détritiques du Trias dans sa



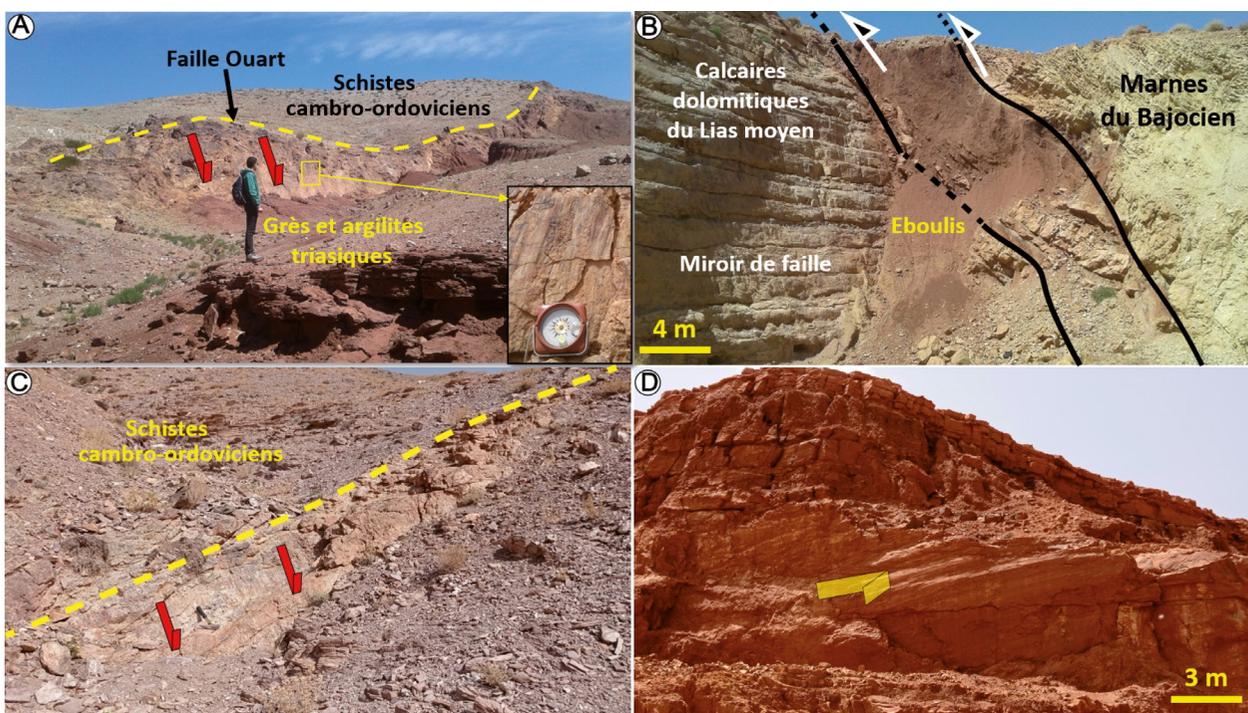


Figure 7.-Exemples de failles affectant la boutonnière d'Aouli et sa couverture: A; Faille Quart N80 à jeu normal mettant les schistes paléozoïques en contact avec les formations détritiques triasiques, B; Accident Amourou N70 affectant les formations mésozoïques. Cet accident a subi une inversion tectonique positive avec un rejet du jeu inverse qui n'a pas compensé le rejet du jeu normal antérieur, C; Faille de Sidi Imider N40 à jeu normal affectant les schistes paléozoïques, D; Une faille décrochante senestre NW-SE à stries métriques affectant les formations triasiques de Zeida.

partie occidentale, les granites à biotite gris et leur encaissant métamorphique dans sa partie centrale et met en contact les grès triasiques avec les schistes paléozoïques dans sa partie orientale. La faille du Marabout est caractérisée par un fort pendage dirigé vers le Sud ($> 70^\circ$) et elle est minéralisée en Pb-Zn, Ba, F, Cu.

Système WNW-ESE à NW-SE

Ce système est moins répandu par rapport aux deux systèmes précédents. Sa distribution de densité montre une abondance plus marquée dans le socle paléozoïque (Fig. 4). Il s'agit de failles d'extension qui ne dépasse pas une dizaine de kilomètres. Les failles principales appartenant à ce système sont du Nord-Est vers le Sud-Ouest: la faille des Perdreaux et la faille du Poulet (Fig. 2).

Faille des Perdreaux: La faille des Perdreaux est composée de plusieurs branches de direction moyenne N130 qui se prolongent sur 5 km environ, depuis les granites à deux micas des Perdreaux

au Nord-Ouest jusqu'au village d'Aouli au Sud-Est (Fig. 2). Cette faille a un pendage fort et dirigé vers le Nord-Ouest (Fig. 6E). Dans les granites des Perdreaux, elle est remplie de quartz blanc laiteux, alors que son passage dans les schistes cause une bréchification et un fort broyage très remarquable sur le terrain.

Faille du Poulet: C'est une faille de direction moyenne N120 qui s'étend sur une quinzaine de kilomètres depuis le granite du Poulet au Nord-Ouest jusqu'au Oued Bou Adil au Sud-Est. Elle recoupe les granites à deux micas du Poulet, les schistes paléozoïques encaissants, ainsi que la couverture triasico-liasique discordante de Jbel Bou Selloum (Fig. 2).

En plus des failles du Poulet et des Perdreaux, le système WNW-ESE à NW-SE est représenté par des failles orientées N100 à N120 avec une extension réduite de quelques centaines de mètres. Ces failles recoupent les schistes et les quartzites de Sidi Saïd, ainsi que les amphibolites de Bel Lahcen (Fig. 2). Nous les trouvons également dans la bordure méridionale de l'Apophyse d'El Hassir.

Système NNW-SSE à N-S

Le système de failles NNW-SSE à N-S est le moins répandu dans la boutonnière d'Aouli avec une distribution plus importante dans la couverture méso-cénozoïque que le socle paléozoïque (Fig. 4). Ces failles subméridiennes (N160 à N15), dont la majorité a été cartographiée au cours de ce travail, sont bien représentées près des villages de Mibladen et d'Aouli (Figs. 2, 5A & B). Ainsi, nous pouvons distinguer: (i) la faille Ravaillac de direction N-S qui se prolonge sur une dizaine de kilomètres, depuis Jbel Amghouzf au Sud jusqu'au village d'Aouli au Nord et (ii) l'ensemble des failles N160 du village de Mibladen qui s'étendent sur quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, depuis Jbel Bou Selloum au Nord jusqu'au Ari Bou Hou au Sud, en recoupant l'ensemble des séries méso-cénozoïques (Fig. 2).

Reconstitution des paléochamps de contraintes tardi-hercyniens dans la boutonnière d'Aouli

Après les phases de déformations ductiles varisques D1 et D2 qui ont affecté le socle paléozoïque de la boutonnière d'Aouli, ce socle a été le siège d'une phase de déformation fragile tardi-hercynienne. Cette phase est reconnue par plusieurs chercheurs (Vauchez, 1976; Hoepffner, 1987; Diot & Bouchez, 1989; Filali, 1995; Naji, 2004; Elabouyi, 2020), mais les tenseurs de contraintes qui la caractérisent ne sont pas bien déterminés. Selon ces chercheurs, la phase tardi-hercynienne est caractérisée par des décrochements conjugués: NE-SW senestres et NW-SE dextres. Dans les paragraphes suivants nous allons décrire les structures associées à cette phase de déformation, ainsi que les tenseurs de contraintes qui la caractérisent.

Les schistes et les granitoïdes paléozoïques de la boutonnière d'Aouli sont affectés par un ensemble de structures cassantes observées à une échelle centimétrique à plurikilométrique. Il s'agit de fentes de tension orientées NNW-SSE à N-S et des décrochements conjugués NE-SW senestres et NW-SE dextres (Fig. 8).

Les fentes de tension sont généralement remplies par du quartz stérile dans le dôme d'Adrar Akorar et au Nord du village d'Aouli où elles sont parfois décalées par des branches des filons triasiques dé-

veloppés sur des failles NE-SW à E-W (Yaagoub *et al.*, 2021c; Yaagoub, 2022) (Fig. 8A, B & C). Dans la région d'Oued Bou Selloum, ces fentes sont légèrement minéralisées en Pb-Ba avec une gangue quartzreuse. Elles sont recoupées par des veines de barytine de direction N60 d'âge triasique (Yaagoub *et al.*, 2021c) près de Jbel Aouli (Fig. 8E). Ces fentes subméridiennes affectant les terrains paléozoïques, ne recoupent jamais la couverture triasico-liasique. Elles sont généralement décalées par des structures minéralisées attribuées au Trias supérieur, d'où leur attribution à la période tardi-hercynienne.

En plus des fentes de tension, le socle paléozoïque de la boutonnière d'Aouli est affecté par un réseau conjugué de décrochements NE-SW senestres et NW-SE dextres. Dans le granite des Perdreaux et le dôme d'Adrar Akorar, des branches des accidents N130 sont caractérisées par un jeu dextre et un remplissage de quartz stérile. Ces décrochements ne traversent jamais la couverture méso-cénozoïque. Dans la dépression de Sidi Imider, au Nord de Mibladen, et dans la région de Sidi Saïd, des filonnets de quartz ferrugineux sont développés sur des décrochements senestres N30 à N60. Ces filonnets sont scellés par les conglomérats de base du Trias supérieur (Fig. 8D).

Le traitement stéréographique automatique des mesures cinématiques collectées à partir des failles conjuguées NE-SW et NW-SE et des fentes de tensions subméridiennes nous a permis de reconstituer les tenseurs de contraintes caractérisant cette phase tectonique (Figs. 9 & 10). Il s'agit d'une phase de déformation fragile compatible avec un paléochamp de contraintes caractérisé par un régime tectonique régional décrochant à transpressif (l'indice du régime tectonique R' varie entre 1,43 et 1,90) avec un axe σ_2 subvertical à vertical (Tableau. 1). L'axe compressif σ_1 est subhorizontal à horizontal (plongement de 04° à 29°) avec une direction subméridienne (N171 à N009). L'axe extensif σ_3 est également subhorizontal à horizontal (plongement de 00° à 33°) avec une direction subéquatoriale (N85 à N97). Le rapport de forme $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ varie entre 0,1 et 0,57; confirmant que le régime tectonique est décrochant à transpressif. Les fentes de tension subméridiennes peuvent être interprétées comme étant développées dans des zones de courbures et les parties non recti-

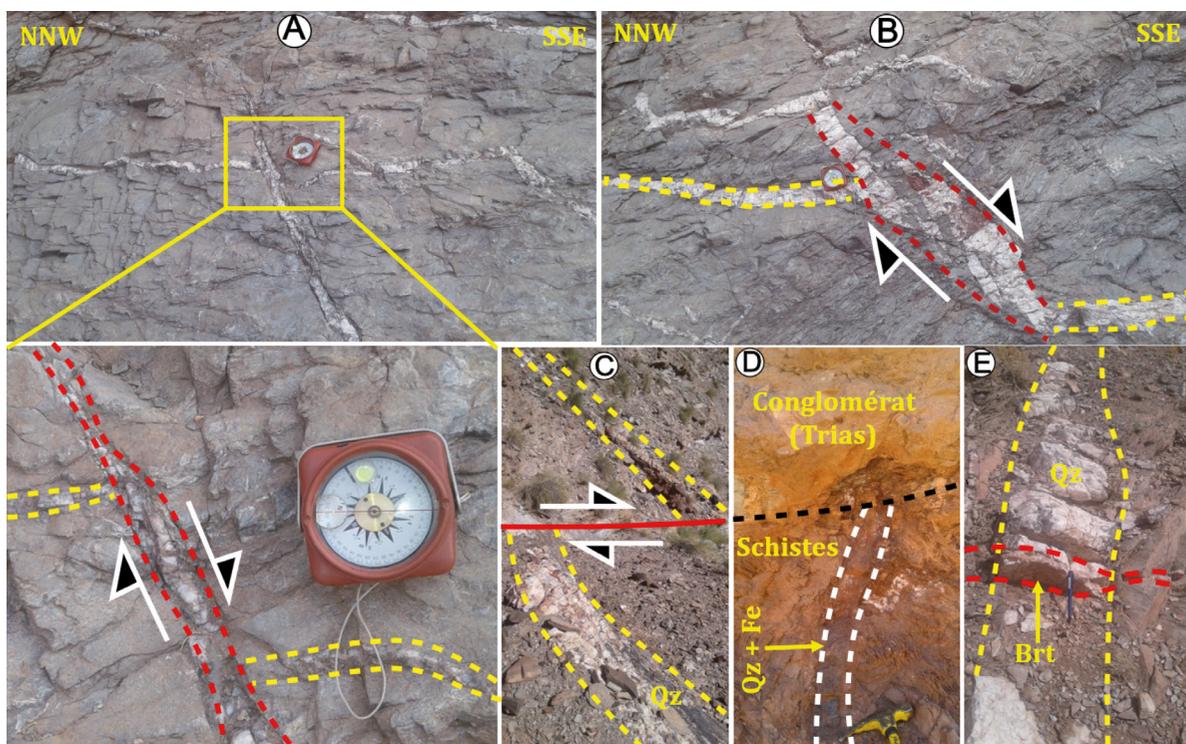


Figure 8.—Structures et microstructures caractéristiques de la phase de déformation cassante tardi-hercynienne: A-B; fentes de tension subméridiennes remplies de quartz et décalées par des failles NE-SW à E-W d'âge triasique près du village d'Aouli, C; fente de quartz NNW-SSE dans le dôme d'Adrar Akorar recoupée par une branche d'une faille E-W d'âge triasique, D; filonnet de quartz ferrugineux développé sur un décrochement senestre NE-SW et scellé par les conglomérats de base du Trias dans la région de Sidi Imider, E; fente de quartz de direction NNW-SSE recoupée par une veine de barytine N60 d'âge triasique près de Jbel Aouli.

Tableau 1.— Paramètres des tenseurs de contraintes calculés à partir des données cinématiques des structures tardi-hercyniennes. n: nombre de mesures utilisées pour la détermination des tenseurs de contraintes; σ_1 , σ_2 , σ_3 : plongement et azimut des contraintes principales; R: rapport de forme de l'ellipsoïde de contraintes ($\sigma_2 - \sigma_3$) / ($\sigma_1 - \sigma_3$); R': indice du régime tectonique.

| Site microtectonique | n | σ_1 | σ_2 | σ_3 | R | R' | Fonction F5 | Régime tectonique |
|----------------------|----|------------|------------|------------|------|------|-------------|-------------------|
| Adrar Akorar | 6 | 05/354 | 65/253 | 24/086 | 0,45 | 1,55 | 1,10 | Décrochant |
| Sidi Imider | 7 | 13/009 | 75/156 | 08/277 | 0,57 | 1,43 | 1,60 | Décrochant |
| Sidi Saïd | 7 | 06/351 | 56/252 | 33/085 | 0,48 | 1,52 | 2,00 | Décrochant |
| Georges | 5 | 14/181 | 76/001 | 00/091 | 0,10 | 1,90 | 2,90 | Transpressif |
| Oued Bou Selloum | 14 | 04/180 | 84/052 | 05/270 | 0,23 | 1,77 | 7,30 | Transpressif |
| Perdreux | 8 | 29/182 | 61/359 | 01/092 | 0,20 | 1,80 | 3,30 | Transpressif |

lignes des failles décrochantes (ouvertures en pull-apart).

Discussion et implications régionales

Durant leur histoire tectonique, la boutonnière d'Aouli et sa périphérie ont été structurées par un

ensemble de failles et accidents affectant à la fois le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque. La majorité de ces structures est observée à l'échelle plurikilométrique, et l'extension d'autres ne s'observe qu'à quelques mètres à quelques kilomètres. La distribution spatiale des failles et fractures dans

la boutonnière d'Aouli montre les systèmes de directions suivants: (i) le système NNE-SSW à NE-SW; (ii) le système ENE-WSW à E-W; (iii) le système WNW-ESE à NW-SE et (iv) le système NNW-SSE à N-S. L'analyse de linéaments et fracturation dans la boutonnière d'Aouli présenté par Benaissi et al. (2022) montre presque les mêmes orientations avec une dominance du système de direction NE-SW.

Au cours de l'Orogenèse varisque, le socle cristallophyllien du massif de la boutonnière d'Aouli a subi deux phases successives de déformation ductile (Vauchez, 1976; Hoepffner, 1987; Diot & Bouchez, 1989; Rhinane, 1990; Filali, 1996; Dahire, 2004; Elabouyi, 2020): (i) la première phase majeure syn-métamorphique D1 éo-varisque datée à 366 ± 7 Ma a donné lieu à des plis P1 couchés et isoclinaux admettant une schistosité de flux S1 subhorizontale parallèle à leurs plans axiaux; et (ii) la deuxième phase D2 post-west-phalienne datée à 315 Ma qui apparaît comme le prolongement dans le temps de la phase D1 (Hoepffner, 1987). Il s'agit d'une phase de déformation qui a engendré des plis P2 associés à une schistosité de crénelation S2 (Elabouyi, 2020). Ces structures planaires proviennent d'un cisaillement régional qui réutilise les plans de la schistosité S1 (Hoepffner, 1987).

Au cours de la période tardi-hercynienne, le socle cristallin et cristallophyllien du massif de la boutonnière d'Aouli était le siège d'une phase de déformation fragile compatible avec un régime tectonique décrochant à transpressif. Ce régime tectonique est responsable du jeu décrochant senestre des failles NNE-SSW à NE-SW comme les faille d'Aouli, Jbel Midelsine (Engil), Souk El Hajar, Illigh Azougagh, Ansegmir et Tijouit (Fig. 9G). Les failles ENE-WSW à E-W comme la faille de Georges et l'Accident Amourou, présentent un jeu inverse à composante décrochante senestre, alors que les failles NW-SE sont caractérisées par un jeu décrochant dextre comme les failles du Poulet et des Perdreaux (Fig. 9G). Ces failles sont scellées par les formations de base du Trias supérieur et elles sont souvent caractérisées par un remplissage en quartz blanc laiteux ou en quartz ferrugineux. Plusieurs fentes de tension de direction subméridienne sont associées à cette phase tectonique tardi-hercynienne. Il s'agit de fentes de tension d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique avec un remplissage de quartz associé parfois

à des minéralisations plombo-barytiques. Ces fentes n'affectent jamais la couverture méso-cénozoïque et elles sont décalées par des filons et des failles attribués au Trias supérieur (Yaagoub *et al.*, 2021c). Ainsi, plusieurs méga-fentes de tension subméridiennes à microgranite et aplite (dykes) sont probablement liées à cette phase de déformation tardi-hercynienne.

Dans les autres domaines structuraux du Maroc, la phase tectonique tardi-hercynienne subméridienne est signalée à grande échelle et elle a été reconnue par plusieurs chercheurs. Dans le Haut Atlas occidental (région d'Argana), Saber (1994) a mis en évidence une phase compressive subméridienne d'âge post-permien et anté-Trias supérieur caractérisée par une déformation localisée essentiellement au voisinage des grands accidents hérités. Dans l'Anti-Atlas central (boutonnière de Bou-Azzer), Hinaje (1995) a mis en évidence une compression NNW-SSE d'âge permien associée à la mise en place d'une minéralisation cobaltifère importante. Dans le Moyen Atlas nord-oriental (boutonnière de Tazekka), Gharmane (2021) a défini une compression NNW-SSE attribuée au Permien-Trias inférieur-moyen probable, associée à une minéralisation de sulfures disséminés (PbS, FeS₂) à gangue quartzo-ferrifère. Dans le Haut Atlas oriental (boutonnière de Tamlalt-Menhouhou), Pelleter (2007) a mis en évidence une phase de minéralisation aurifère datée à 293 ± 7 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar sur phengites) et liée à la phase compressive tardi-hercynienne (Stéphano-Autunien). Cette phase est également responsable de la mise en place des minéralisations fluorifères du gisement d'El Hammam (Maroc central) au cours du Permien (Jébrak, 1984). Dans le massif de Jebilet, Zouicha *et al.* (2022) ont révélé deux épisodes de déformation au cours de la période tardi-hercynienne: (i) le premier compressif NNE-SSW et daté entre 310 et 280 Ma et (ii) le deuxième extensif E-W, daté de 280-260 Ma et permettant la formation de grabens et d'hémi-grabens N-S remplis en sédiments permien. Les effets de la phase de déformation tard-hercynienne avec les mêmes directions des axes de contraintes ont été également observés dans le Maroc central (Allary *et al.*, 1976), dans les Rehamna (El Kamel, 1987), dans le district minier d'Imiter (Anti-Atlas oriental) (Atif *et al.*, 2022) et dans le Haut Atlas central (De Koning, 1957; Laville, 1980; Ferrandini *et al.*, 1987). En ef-

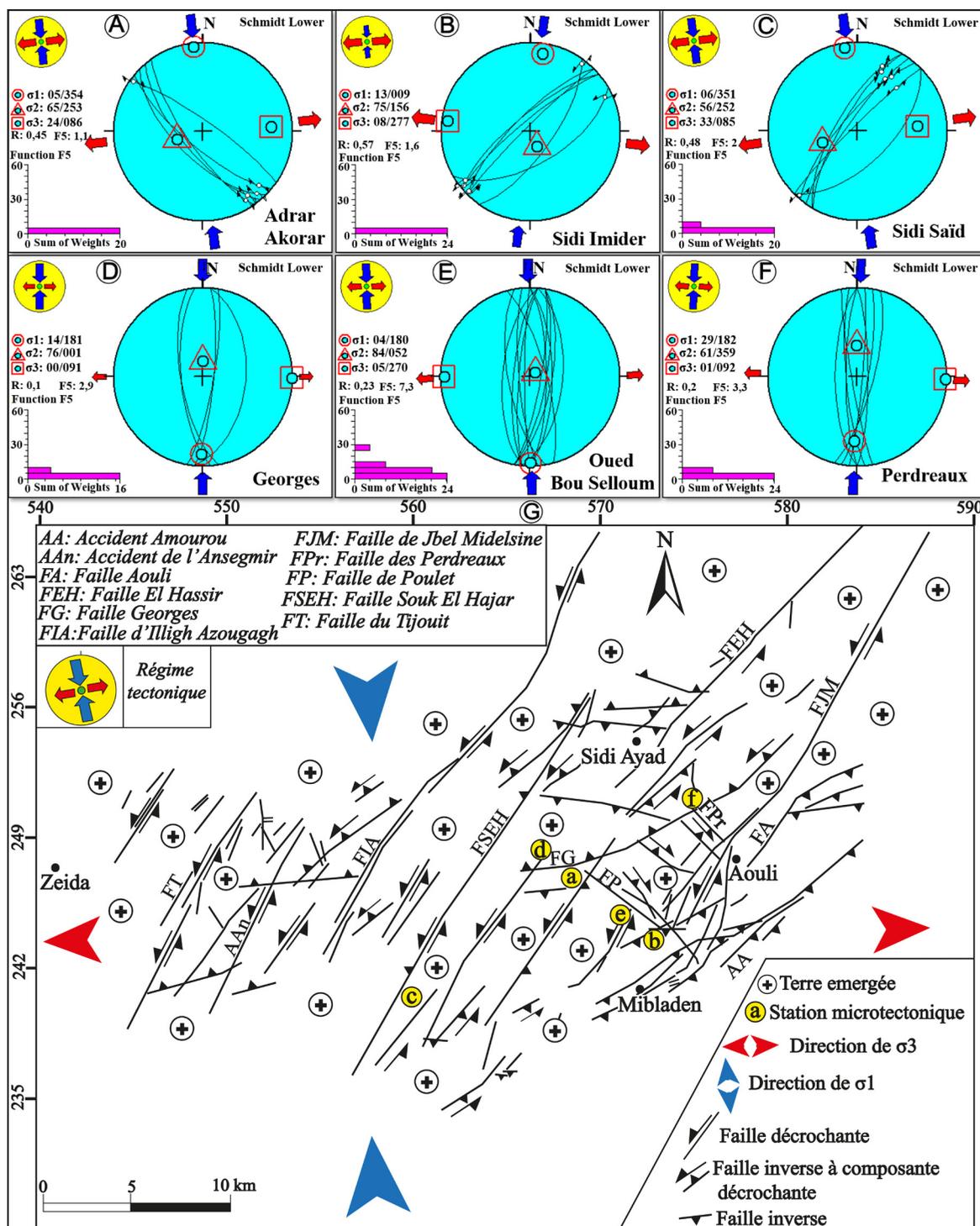


Figure 9.—Résultats de la reconstitution des paléocontraintes dans les terrains de la boutonnière d'Aouli au cours de la période tardi-hercynienne: (A-C; stéréogrammes des décrochements conjugués, D-F; stéréogrammes des fentes de tension), G; carte paléotectonique de la boutonnière d'Aouli et sa périphérie. (Les failles sont extraites de la carte géologique de la boutonnière d'Aouli et sa périphérie au 1/125.000 (Emberger, 1965a), de la carte géologique de Mibladen au 1/50.000 (Raddi et al., 2013), en plus des failles cartographiées au cours du présent travail. Flèches rouges vers l'extérieur: contrainte déviatorique extensive ($< \sigma$); flèches bleues vers l'intérieur: contrainte déviatorique compressive ($> \sigma$); cercle vert: contrainte verticale ($\sigma_2 = \sigma_v$).

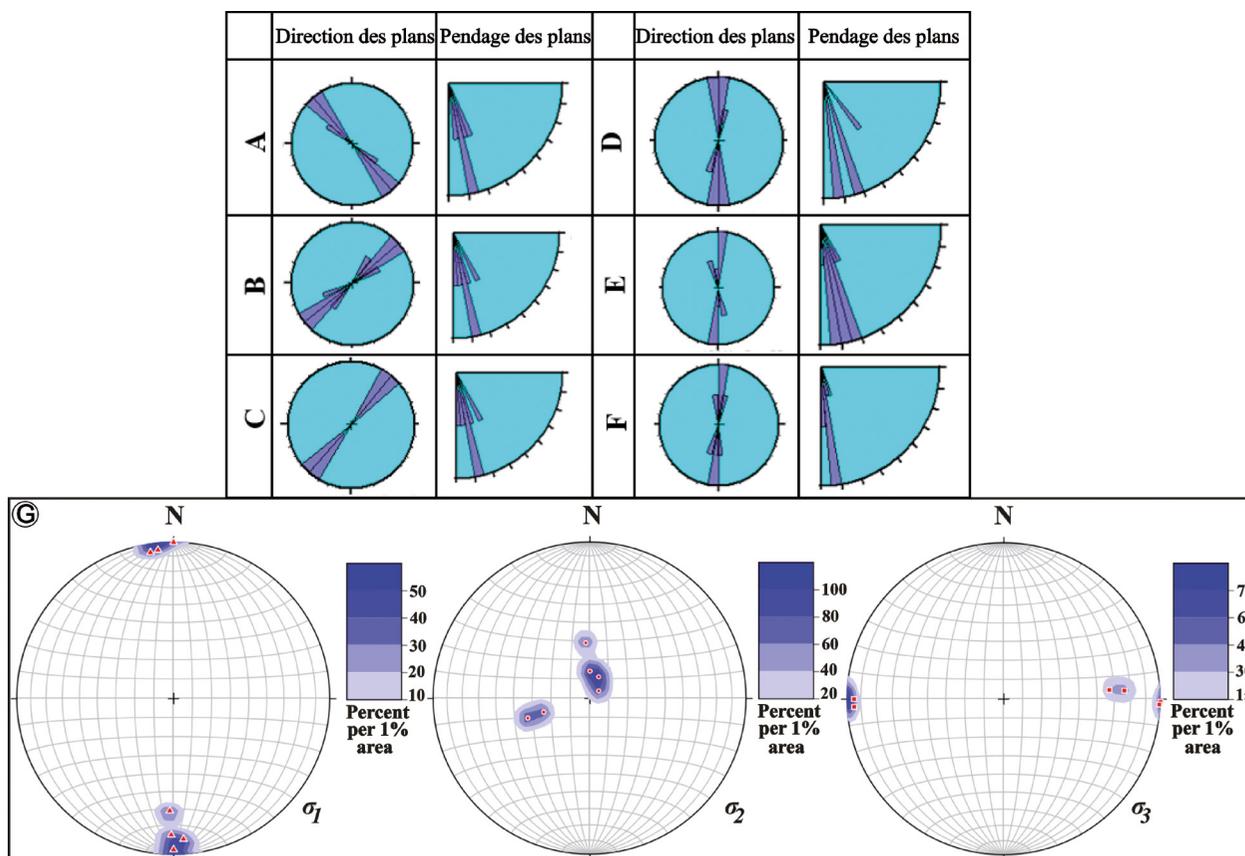


Figure 10.-Rosaces directionnelles des structures et microstructures cassantes tardi-hercyniennes dans la boutonnière d'Aouli (A-F), G; Distribution de densité des axes principaux de contrainte (σ_1 , σ_2 , σ_3) reportés dans le Tableau 1.

fet, plusieurs bassins permien ont été décrits dans les domaines de la Meseta et du Haut Atlas marocains. Ces bassins ont été interprétés comme des bassins en pull-apart développés sous un régime tectonique caractérisé par un axe compressif subméridien (Cailleux *et al.*, 1983; El Wartiti *et al.*, 1990; Saber, 1998; Saidi *et al.*, 2002).

Dans la plaque ibérique, la phase de déformation tardi-varisque est représentée par des décrochements senestres NNE-SSW à NE-SW qui constituent l'une des caractéristiques géodynamiques les plus importantes des Variscides ibériques, donnant parfois naissance à des structures qui pourraient être suivies sur plus d'une centaine de kilomètres, comme la faille de Messejana, Vilarica, Régua-Chaves-Verin et la faille de la côte sud-ouest du Portugal (e.g., Pereira *et al.*, 1993; Moreira *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2017; Moreira *et al.*, 2022). Ces failles sont probablement liées à une rotation dans le sens horaire des blocs délimités par des failles NNE-SSW dans un modèle de dé-

formation en domino associé à un raccourcissement N-S (Doblas, 1991; Ribeiro, 2002; Dias *et al.*, 2017).

Conclusion

Les analyses structurales à différentes échelles réalisées dans la boutonnière d'Aouli, nous ont permis de distinguer des accidents principaux affectant le socle paléozoïque et sa couverture méso-cénozoïque à l'échelle plurikilométrique, et des accidents secondaires dont l'influence n'est observée qu'à l'échelle des centaines de mètres à quelques kilomètres. La distribution spatiale de ces failles montre les systèmes de directions suivants: (i) le système NNE-SSW à NE-SW; (ii) le système ENE-WSW à E-W; (iii) le système WNW-ESE à NW-SE et (iv) le système NNW-SSE à N-S. La reconstitution des paléochamps de contraintes tardi-hercyniens nous a permis de mettre en évidence une phase de déformation cassante compatible avec un régime tectonique

régional décrochant à transpressif. Cette phase est caractérisée par un axe de contrainte maximal σ_1 subhorizontal à horizontal avec une direction sub-méridienne et un axe minimal σ_3 également subhorizontal à horizontal avec une direction subéquatoriale. Ce régime tectonique est responsable du jeu décrochant senestre des failles NNE-SSW à NE-SW, dextre des failles NW-SE et décrochevauchant des failles ENE-WSW à E-W, ainsi que l'apparition de fentes de tension subméridiennes.

Références

- Allary, A.; Lavenu, A. & Ribeyrolles, M. (1976). Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie Sud orientale du Maroc central. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 261: 1-169.
- Amade, E. (1965). Les gisements de plomb de Zeïda et de Boumia. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 181: 175-184.
- Angelier, J. & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société Géologique de France, 7: 1309-1318.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11: 37-50. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90034-5)
- Angelier, J. (1991). Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 312: 1213-1218.
- Angelier, J. (1992). Sur incorporation des structures de pression et de tension dans la détermination des états de contraintes en tectonique cassante: un élargissement des méthodes d'inversion. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 314: 1233 -1238.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Continental Deformation (Hancock, P.L., Ed.). Pergamon, Oxford, 101-120.
- Annich, M. & Rahhali, M. (2002). Gisement de plomb de Zeïda. In: Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au Maroc (Barodi, E-B.; Watanabe, Y.; Mouttaqi, A. & Annich, M., Eds.). Projet JICA/BRPM, Bureau Recherche Participations Minières BRPM, Rabat, 179-183.
- Atif, Y.; Soulaïmani, A.; Ait Lahna, A.; Yaagoub, D.; Youbi, N.; Pour, A.B. & Hashim, M. (2022). Structural analysis and paleostress evolution in the Imiter silver mining region, Eastern Anti Atlas, Morocco: implications for mineral exploration. Minerals, 12: 1563. <https://doi.org/10.3390/min12121563>
- Benaïssi, L.; Amraoui, T.; Tobi, A.; Ibouh, H.; Zaid, K.; Elamari, K. & Hibti, M. (2022). Geological mapping and mining prospecting in the Aouli inlier (Eastern Meseta, Morocco) based on remote sensing and geographic information systems (GIS). China Geology, 5: 1-16. <https://doi.org/10.31035/cg2022035>
- Benshili, K. (1987). Lias-Dogger du Moyen Atlas plissé (Maroc). Sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. PhD Thesis, Université de Lyon, 284 pp.
- Bishop, A.W. (1966). The strength of soils as engineering materials. Géotechnique, 16: 91-130. <https://doi.org/10.1680/geot.1966.16.2.91>
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96: 109-117. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059987>
- Bouabdellah, M. & Margoum, D. (2016). Geology, fluid inclusions, and geochemistry of the Aouli sulphide \pm fluorite \pm barite vein deposit (Upper Moulouya district, Morocco) and its relationships to pangean rifting and opening of the tethys and central Atlantic oceans. In: Mineral Deposits of North Africa (Bouabdellah, M., & Slack, J., Eds.). Mineral Resource Reviews, Springer, Cham., 291-305. https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5_11
- Bouabdellah, M. & Sangster, D.F. (2016). Geology, Geochemistry, and Current Genetic Models for Major Mississippi Valley-Type Pb-Zn Deposits of Morocco. In: Mineral Deposits of North Africa (Bouabdellah, M., & Slack, J., Eds.). Mineral Resource Reviews, Springer, Cham., 463-495. https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5_19
- Cailleux, Y.; Gonord, H.; Le Guern, M. & Sauvage, M. (1983). Taphrogenèse et magmatisme permien dans le Maroc central. Bulletin Faculté Science De Marrakech (numéro Spécial), 1: 24-39.
- Charrière, A.; Andreu, B.; Cizsak, R.; Kennedy, W.J.; Rossi, A. & Vila, J.M. (1998). La transgression du Cénomanién supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. Geobios, 31: 551-569. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(98\)80043-0](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(98)80043-0)
- Charton, R.; Bertotti, G.; Arnould, A.D.; Storms, J.E.A. & Redfern, J. (2021). Low-temperature thermochronology as a control on vertical movements for semi-quantitative source-to-sink analysis: A case study for the Permian to Neogene of Morocco and surroundings. Basin Research, 33: 1337-1383. <https://doi.org/10.1111/bre.12517>

- Ciszak, R.; Andrieu, B.; Charrière, A.; Ettachfini, M. & Rossi, A. (1999). Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc: stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170: 451-464.
- Clauer, N.; Jeanette, D. & Tisserand, D. (1980). Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute Moulouya (Maroc hercynien). *Geologische Rundschau*, 5: 383-399. <https://doi.org/10.1007/BF01869024>
- Dagallier, G. & Macaudière, J.M. (1987). Contrôles tectoniques des concentrations Pb-Ba en milieu carbonaté de Mibladen (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 387-394. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.2.387>
- Dagallier, G. (1973). Concentration plombo-barytiques en milieu supratidal et dissolutions précoces. L'exemple de Mibladen (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 276: 3249-3252.
- Dagallier, G. (1977). Une série carbonatée littorale: le Lias moyen à Pb-Ba de Mibladen (Maroc). *Sciences de la terre*, 1: 53-101.
- Dahire, M. (2004). Le complexe plutonique de la Haute Moulouya (Meseta oriental, Maroc): Evolution pétrologique et structurale. PhD Thesis, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, 322 pp.
- Dahire, M.; Ribeiro, M.L.; Ntarmouchant, A.; El Boukhari, A.; Pons, J.; Driouch, Y.; Ben Abbou, M. & Moreira, E. (2002). Les granitoïdes hercyniens: cas du complexe de la Haute Moulouya (Meseta orientale, Maroc) et ses associations shoshonitiques à peralumineuse. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89: 249-264.
- De Koning, G. (1957). Géologie des Ida ou Zal (Maroc). Stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie Sud-Ouest du bloc occidental du massif hercynien du Haut-Atlas (Maroc). *Leidese Geology Meded*, 23: 1-209.
- Delvaux, D. & Barth, A. (2010). African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482: 105-128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.009>
- Delvaux, D. & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the Tensor program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212: 75-100. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>
- Delvaux, D. (1993). The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. In: *Terra Abstracts. Abstract supplement No.1 to Terra Nova*, 5: 216.
- Delvaux, D. (2012). Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *Geophysical Research Abstracts*, 14: EGU2012-5899.
- Delvaux, D.; Moeys, R.; Stapel, G.; Petit, C.; Levi, K.; Miroschnichenko, A.; Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282: 1-38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2)
- Dias, R.; Moreira, N., Ribeiro, A. & Basile, C. (2017). Late Variscan deformation in the Iberian peninsula; A late feature in the Laurentia-gondwana dextral collision. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 549-567. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1409-x>
- Diot, H. & Bouchez, J.L. (1989). Les granitoïdes hercyniens de la Haute Moulouya (Maroc): leur structure primaire déduite de l'ASM. Indication sur leur mise en place. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4: 387-394. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.4.705>
- Doblas, M. (1991). Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191: 325-334. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90065-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90065-Z)
- Du Dresnay, R. (1988). Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In: *The Atlas System of Morocco* (Jacobshagen, V.H., Ed.). *Lect. Notes Earth Sci.*, Springer -Verlag, n° 15, Berlin, 293-320. <https://doi.org/10.1007/BFb0011598>
- Dubar, G. (1934). Sur le Lias supérieur du Haut Atlas de Midelt (Maroc). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 61: 213-223.
- Dubar, G. (1942). Etudes Paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes: Térébratules et Zeilleries multiplissées. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 57: 103.
- El Jaouani, L. (2001). Etude géologique et gîtologique des gisements plombifères de la boutonnière d'Aouli (Aouli, Zeïda, Mibladen) Haute Moulouya (Maroc). PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, 221 pp.
- El Kamel, F. (1987). Géologie du Paléozoïque des Rehamna Nord-Orientaux, Maroc. Evolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogéniques. PhD Thesis, Université d'Aix-Marseille III, Marseille, 167 pp.
- El Mouraouah, A.E.A. (1993). Genèse et mise en place des granitoïdes. Cas de la Haute Moulouya (Meseta Orientale, Maroc). Implications géodynamiques. PhD Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 288 pp.
- El Mouraouah, A.E.A.; Diot, H. & El Amrani, I. (1993). Les massifs granitiques de la Haute Moulouya: lac-

- colites granitiques en Meseta marocaine orientale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 1469-1476.
- El Wartiti, M.; Broutin, J.; Freytet, P.; Larhrib, M. & Toutin-Morin, N. (1990). Continental deposits in Permian basins of the Mesetian Morocco, geodynamic history. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 10(1-2): 361-368. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(90\)90067-0](https://doi.org/10.1016/0899-5362(90)90067-0)
- Elabouyi, M. (2020). Pétrogenèse des roches métamorphiques et anatectiques du complexe granitique de la Haute Moulouya: Implications sur l'orogène varisque du Maroc. PhD Thesis, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, 215 pp.
- Elabouyi, M.; Dahire, M.; Driouch, Y.; Duchêne, S.; Kriegsman, L.M.; Ntarmouchant, A.; Kahou, Z.S.; Severac, J.L.; Belkasm, M. & Debat, P. (2019). Crustal anatexis in the Aouli Mibladen granitic complex: A window into the middle crust below the Moroccan Eastern Variscan Meseta. *Journal of African Earth Sciences*, 154: 136-163. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.03.006>
- Elabouyi, M.; Yaagoub, D.; Driouch, Y.; Dahire, M.; Qarqori, K.; Manar, A.; Ntarmouchant, A.; Jeddi, M.; Elkourchia, A.; Laguenini, F.; Mali, B.; Hinaje, S. & Belkasm, M. (2022). The buried Variscan granites and associated structures in the High Moulouya basin from gravity data and their role during the Triassic-Liassic extensional tectonics (Moroccan Meseta-Atlas domain). *Journal of African Earth Sciences*, 193: 104597. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104597>
- Ellouz, N.; Patriat, M.; Gaulier, J.M.; Bouatmani, R. & Saboundji, S. (2003). From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, 156: 185-212.
- Emberger, A. (1965a). Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute Moulouya. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 181: 197-174.
- Emberger, A. (1965b). Eléments pour une synthèse métallogénique du district plombifère de la Haute Moulouya. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 181: 235-238.
- Ensslin, R. (1992). Cretaceous sedimentary tectonics in the Atlas system of Central Morocco. *Geologische Rundschau*, 81: 91-104. <https://doi.org/10.1007/BF01764542>
- Ensslin, R. (1993). Die Kreide des Wentrqlen Mittelren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko Stratigraphie, Mikrofazies, Palaogéographie und Palaotektonik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 153: 1-85.
- Fedan, B. (1988). Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: (Moyen-Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 338 pp.
- Felenc, R. & Lenoble, J.P. (1965). Le gîte de plomb de Mibladen. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 181: 185-204.
- Ferrandini, J.; Cornée, J.J. & Saber, H. (1987). Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut Atlas occidental (Maroc). Evolution de l'ellipsoïde de déformation depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à la distension triasique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304: 1243-1248.
- Fiechtner, L. (1990). Geochemie und geochronologie frühmesozoischer tholeiite aus Zentral Marokko. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 118: 1-76.
- Fiechtner, L.; Frieddrichsen, H. & Hammerschmidt, K. (1992). Geochemistry and geochronology of early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geologische Rundschau*, 81: 45- 62. <https://doi.org/10.1007/BF01764538>
- Filali, F. (1996). Etude pétro-structurale de l'encaissant métamorphique de la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Haute Moulouya, Maroc): conséquences sur la géodynamique hercynienne au Maroc. PhD Thesis, Muséum national d'histoire naturelle, Paris, France, 173 pp.
- Filali, F.; Guiraud, M. & Burg, J.P. (1999). Nouvelles données pétro-structurales sur la boutonnière d'Aouli (Haute Moulouya): leurs conséquences sur la géodynamique hercynienne au Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4: 435-450.
- Ganzeev, A. & Mitiaev, A. (1978). Caractéristiques métallogéniques des roches éruptives de la Haute Moulouya. *Mines, Géologie et Energie*, Rabat, 44: 127-130.
- Ganzeev, A.; Grouzdev, V. & Mitiaev, A. (1978). Structure géologique de la région de la Haute Moulouya. *Mines, Géologie et Energie*, Rabat, 44: 111-114.
- Gephart, J. W., & Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9305-9320. <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09305>
- Gharmane, Y. (2021). Etude de la tectonique cassante, analyse des paléochamps de contraintes hercyniens, tardi-hercyniens et atlasiques et leurs apports dans la genèse et la géométrie des structures minéralisées dans le socle paléozoïque et la couverture mésozoïque de la boutonnière de Tazekka (Maroc). PhD Thesis, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Maroc, 293 pp.

- Herbig, H.G. (1988). Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. In: *The Atlas system of Morocco, Studies on its Geodynamic Evolution*, (Jacobshager, V.H., Ed.), Springer, Berlin, 321-337. <https://doi.org/10.1007/BFb0011599>
- Hinaje, S. (1995). Apport de l'analyse de la tectonique cassante tardi et post-panafricaine à la modélisation de la mise en place des minéralisations dans la boutonnière de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). PhD Thesis, Université Mohamed V Rabat, Maroc, 238 pp.
- Hoepffner, C. (1987). La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. PhD Thesis, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France, 280 pp.
- Hoepffner, C.; Houari, M.R. & Bouabdelli, M. (2006). Tectonics of the North African Variscides (Morocco, Western Algeria), an outline. In: Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O., Michard, A. (Eds.), *Recent Developments on the Maghreb Geodynamics*. *Comptes Rendus Géoscience*, 338: 25-40. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.003>
- Hoepffner, C.; Soulaïmani, A. & Piqué, A. (2005). The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 144-165. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002>
- Hollard, H.; Bronner, G.; Marchand, J. & Sougy, J. (1985). Carte géologique du Maroc au 1/1.000.000. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n° 260.
- Igmoullan, B. (1993). Géodynamique méso-cénozoïque de la région de Midelt: un exemple d'évolution de la marge septentrionale du bassin jurassique du Haut Atlas central (Maroc). PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 181 pp.
- Igmoullan, B.; Sadki, D.; Fedan, B. & Chellai, 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, Section Sciences de la Terre*, 23: 47-54.
- Jébrak, M.; Marcoux, E.; Nasloubi, M. & Zahraoui, M. (1998). From sandstone- to carbonate hosted-stratobound deposits: an isotope study of galena in the Upper-Moulouya district (Morocco). *Mineralium Deposita*, 33: 406-415. <https://doi.org/10.1007/s001260050158>
- Laville, E. (1977). L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture Jurassique de la région d'Imouzzer des Marmoucha (Moyen-Atlas, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 1151-1158. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.5.1151>
- Lund, B. & Townend, J. (2007). Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International*, 170: 1328-1335. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x>
- Margoum, D. (2015). Genèse des minéralisations fluoro-barytiques ± sulfures du district d'Aouli (Haute Moulouya, Maroc): apports de la géochimie des REE, des inclusions fluides et des isotopes de Sr et de S. PhD Thesis, Université Mohammed Premier, Oujda, Maroc, 157 pp.
- Margoum, D.; Bouabdellah, M.; Klügel, A.; Banks, D.A.; Castorina, F.; Cuney, M.; Jébrak, M. & Bozkaya, G. (2015). Pangea rifting and onward pre-Central Atlantic opening as the main ore-forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite-barite vein system, Upper Moulouya District, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 10: 22-39. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.021>
- Michard, A.; Soulaïmani, A.; Hoepffner, C.; Ouanaïmi, H.; Baidder, L.; Rjimati, E.C. & Saddiqi, O. (2010). The South-western branch of the variscan belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492: 1-24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.021>
- 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. *Journal of African Earth Sciences*, 48: 247-266. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007>
- Moreira, N. & Dias, R. (2022). Accommodation structures during kink band evolution; quantitative methods applied to Late Variscan deformation of Portugal. *Journal of Structural Geology*, 156: 104550. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104550>
- Moreira, N.; Araújo, A.; Pedro, J.C., & Dias, R. (2014). Geodynamic evolution of Ossa-Morena Zone in SW Iberian context during the Variscan Cycle. *Comunicações Geológicas*, 101(1): 275-278.
- Morel, J.L.; Zouine, E.M. & Poisson, A. (1993). Relation entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple d'inversion tectonique depuis le néogène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1: 79-91.
- Moussu, R. (1954). Les basaltes permo-triasiques à indices de cuivre d'Agourir et de Sidi Tiar (Haute Moulouya). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 122: 109-123.
- Naji, M. (2004). Les minéralisations plombo-barytiques du district de la Haute Moulouya. Contexte géologique, contrôle tectonique et modèle de mise en place: gisements d'Aouli-Mibladen-Zeïda. PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 255 pp.

- Ouali, H.; Briand, B.; EL Maataoui, M. & Bouchardon, J.L. (2001). Les amphibolites de la boutonnière paléozoïque de Midelt (Haute Moulouya, Maroc): témoins d'une extension intraplaque au Cambro-ordovicien. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 408: 177-182.
- Ouarhache, D. (2002). Sédimentation et volcanismes (effusif et explosif) associés au rifting triasique et infraliasique dans le Moyen Atlas Sud-occidental et la Haut Moulouya (Maroc). PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 284 pp.
- Ouarhache, D.; Charrière, A.; Chalot-Prat, F. & EL Wartiti, M. (2000). Sédimentation détritique continentale synchrone d'un volcanisme explosif dans le Trias terminal à Infra-Lias du domaine atlasique (Haute Moulouya, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 31: 555-570. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)80007-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)80007-X)
- Ouarhache, D.; Charrière, A.; Chalot-Prat, F. & El Wartiti, M. (2012). Chronologie et modalités du rifting triasico-liasique à la marge Sud-Ouest de la Téthys alpine (Moyen Atlas et Haute Moulouya, Maroc); corrélation avec le rifting atlantique: simultanée et diachronisme. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183: 233-249. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.183.3.233>
- Oukemeni, D. & Bourne, J.H. (1994). Etude géochimique des granitoïdes du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 17: 429-443. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90002-8)
- Oukemeni, D. (1993). Géochimie, géochronologie (U-Pb) du pluton d'Aouli et comparaisons géochimiques avec d'autres granitoïdes hercyniens du Maroc par analyse discriminante. PhD Thesis, Université de Québec, Montréal, Canada, 141 pp. <https://doi.org/10.1522/1498481>
- Oukemeni, D.; Bourne, J.H. & Krogh, T.E. (1995). Géochronologie U-Pb sur zircon du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166: 15-21.
- Pelleter, E. (2007). Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas Oriental): Contribution des événements Ediacariens, Ordoviciens supérieurs et Stéphano-austiniens au polyphasage des minéralisations et à la géodynamique de la bordure nord du Craton Ouest Africain. PhD Thesis, Université de Lorraine, Nancy, France, 238 pp.
- Pereira, E.; Ribeiro, A. Meireles, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica em Portugal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18: 89-119.
- Piqué, A.; Soulaïmani, A.; Laville, E.; Amrhar, M.; Bouabdelli, M.; Hoepffner, C. & Chalouan, A. (2006). Géologie du Maroc. Editions Geode, Marrakech, 287 pp.
- Raddi, Y.; Essarraj, S. Michard, A. (2011). Le district plombifère de la Haute Moulouya (Aouli-Mibladen, Zeïda). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 264 (9): 299-304.
- Rahhali, M. (2002). Gisements stratiformes de Mibladen. In: Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au Maroc (Barodi, E.B.; Watanabe, Y.; Mouttaqi, A. & Annich, M., Eds.), *Projet JICA/BRPM, Bureau Recherche Participations Minières BRPM, Rabat*. 166-170.
- Rhinane, H. (1990). Evolution tectonique et métamorphique de la Boutonnière de Midelt. PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 169 pp.
- Ribeiro, A. (2002). Soft plate tectonics. Springer, Berlin, 324 pp.
- Saadi, Z. (1996). Evolution géodynamique triasico-jurasique de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas méridional. Place dans l'évolution méso-cénozoïque du domaine des chaînes atlasiques (Maroc). PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 485 pp.
- Saadi, Z. (2012). Les bassins triasico-jurassiques de la Haute Moulouya et de la bordure méridionale du Moyen Atlas (Maroc). Contexte sédimentaire et marqueurs géodynamiques. PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 347 pp.
- Saadi, Z.; Fedan, B.; Laadila, M. & Kaoukaya, A. (2003). Les tidalites liasiques de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas méridional (Maroc): dynamique sédimentaire et contexte paléogéographique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre*, 25: 55-71.
- Saadi, Z.; Fedan, B.; Laadila, M.; Azzouz, O. & Sanz de Galdeano, C. (2012). Terrigenous successions of the Late Triassic-Early Jurassic in the High Moulouya (Morocco): stratigraphy and geodynamic context. *Estudios Geológicos*, 68: 41-56. <https://doi.org/10.3989/egeol.40366.137>
- Saber, H. (1994). Sédimentologie et évidence d'une tectonique Tardi-Hercynienne d'âge Permien Inférieur dans le bassin des Ida Ou Ziki; Sud-Ouest du massif ancien du Haut-Atlas (région d'Argana, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 19: 99-108. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0899-5362(94)90042-6)
- Saber, H. (1998). Le Stéphano-Permien du Haut Atlas occidental: étude géologique et évolution géodynamique (Maroc) (p. 212). PhD Thesis, Université Chouaib Doukkali, El-Jadida, Maroc, 212 pp.
- Saidi, A.; Tahiri, A.; Brahim, L. & Saidi, M. (2002). Etats de contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc hercynien L'ex-

- emple des bassins des Jebilet et des Rehamna. *Comptes Rendus Géoscience*, 334(3): 221-226. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01727-3](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01727-3)
- Schmitt, J.M. (1976). Sédimentation, paléogéographie, géochimie et minéralisation en plomb de la série triasique de Zeïda (Haute Moulouya, Maroc). EngD Thesis, ENSMP, Paris, France, 97 pp.
- Sébrier, M.; Siame, L.; El Mostafa, Z.; Winter, T.; Misserand, Y. & Leturmy, P. (2006). Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus Géoscience*, 338: 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.12.001>
- Sippel, J. (2009). The paleostress history of the Central European Basin System. PhD Thesis, Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany, 149 pp.
- Tisserant, D. (1977). Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. PhD Thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 103 pp.
- Tranos, M.D. (2017). The use of Stress Tensor Discriminator Faults in separating heterogeneous fault-slip data with best-fit stress inversion methods. *Journal of Structural Geology*, 102: 168-178. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.002>
- Vandycke, S. & Bergerat, F. (1992). Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (Nord France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163: 553-560.
- Vaucher, A. (1976). Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 282: 425-428.
- Yaagoub, D. & Hinaje, S. (2022). Comment on "Geological mapping and mining prospecting in the Aouli inlier (Eastern Meseta, Morocco) based on remote sensing and geographic information systems (GIS)" by Benaïssi et al. (*China Geology*, 5 (2022)). *China Geology*, 5: 1-4. <https://doi.org/10.31035/cg2022065>
- Yaagoub, D. (2022). Événements tectoniques et états de contraintes tardi-hercyniens et méso-cénozoïques dans le massif de la Haute Moulouya (Maroc): incidence sur la géodynamique, la structure des bassins sédimentaires et la mise en place des minéralisations hydrothermales. PhD Thesis, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Maroc, 232 pp.
- Yaagoub, D.; Hinaje, S.; El Fartati, M. & Gharmane, Y. (2021b). Analysis of tectonic fracturing in the Mibladen ore deposit (Upper Moulouya, Morocco) and its impact on the Pb-Ba mineralization emplacement. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 32: 325-342. <https://doi.org/10.1007/s12210-021-00995-1>
- Yaagoub, D.; Hinaje, S.; El Fartati, M.; Gharmane, Y. & Amrani, S. (2022). Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the Upper Moulouya continental basins (Moroccan Atlas system): Insights from lithostratigraphy, structural analysis and paleostress reconstruction. *Journal of African Earth Sciences*, 196: 104690 <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104690>
- Yaagoub, D.; Hinaje, S.; El Fartati, M.; Gharmane, Y. & Ouhssaine, A. (2021c). Role of Triassic tectonics in the emplacement and distribution of hydrothermal mineralizations in the Aouli mining district (Upper Moulouya, Morocco). *Journal of Iberian Geology*, 47: 577-597. <https://doi.org/10.1007/s41513-021-00171-2>
- Yaagoub, D.; Hinaje, S.; El Ouaragli, B.; El Fartati, M.; Gharmane, Y.; Amrani, S.; Ouhssaine, A. & Elabouyi, M. (2021a). Reconstruction of Mesozoic paleostress associated with the tectono-sedimentary evolution of the basins bordering the Aouli inlier (Upper Moulouya, Morocco). *Arabian Journal of Geosciences*. 14: 706. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07065-8>
- Zouine, E.M. (1993). Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas Sud-occidental au cours du Cénozoïque. PhD Thesis, Université Mohamed V, Rabat, Maroc, 303 pp.
- Zouicha, A.; Saber, H.; El Attari, A.; Zouheir, T. & Ronchi, A. (2022). Late Hercynian tectonic evolution of the Jebilet Massif (Western Meseta, Morocco) based on tectono-sedimentary analyses of related Permian continental deposits. *Journal of Iberian Geology*, 48: 377-403. <https://doi.org/10.1007/s41513-022-00199-y>