



HAL
open science

Kyanite-quartz synmetamorphic veins: Indicators of post-orogenic thinning and metamorphism (Western Meseta, Morocco)

Benacer El Mahi, Mohammed Zahraoui, Christian Hoepffner, Abdelali Boushaba, Alain Meunier, Daniel Beaufort

► To cite this version:

Benacer El Mahi, Mohammed Zahraoui, Christian Hoepffner, Abdelali Boushaba, Alain Meunier, et al.. Kyanite-quartz synmetamorphic veins: Indicators of post-orogenic thinning and metamorphism (Western Meseta, Morocco). *Pangea infos*, 2000, 33/34, pp.27-47. insu-00947716

HAL Id: insu-00947716

<https://insu.hal.science/insu-00947716>

Submitted on 17 Feb 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Les veines symmétamorphiques de quartz à disthène : témoins d'un métamorphisme associé à l'amincissement post-orogénique (Meseta occidentale, Maroc)

Kyanite-quartz synmetamorphic veins: Indicators of post-orogenic thinning and metamorphism (Western Meseta, Morocco)

Benacer EL MAHI *, Mohamed ZAHRAOUI *, Christian HOEPPFNER *, Abdellah BOUSHABA **,
Alain MEUNIER ***, Daniel BEAUFORT ***

* Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Av. Ibn Batouta, B.P. 1014, Rabat, Maroc.
e-mail : elmahi@fsr.ac.ma

** Université Sidi Mohamed ben Abdellah, Faculté des Sciences, Dhar Mehratz, Fès, Maroc.

*** Université de Poitiers, UMR CNRS 6532 - HydrASA, 40, avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers cedex, France.

RESUME

Des études récentes portant sur la chaîne hercynienne marocaine ont essayé de démontrer par de nombreux arguments d'ordre métamorphique, magmatique et structural qu' à une période de collision succède une évolution induite par le retour vers un équilibre thermique et gravitaire d'une croûte sur-épaissie. Par cette étude nous nous attacherons à mettre en évidence ce caractère généralisé de la tectonique extensive post-collision. Dans le massif hercynien des Rehamna, les veines de quartz à disthène sont encaissées dans des métapélites affectées par un métamorphisme à caractère barrovien, qui atteint les conditions du faciès des amphibolites et, de façon synchrone, la fusion partielle qui a engendré les granitoïdes de la région.

De nouvelles observations de terrain appuyées par des travaux de laboratoire ont permis de mettre en évidence les caractères suivants : (i) les veines ou les filons de quartz à disthène sont clairement sécants et donc tardifs par rapport à la stratification et la foliation régionale S0-1 associée à la première phase tectonothermale qui est synchrone de la collision hercynienne ; donc ces veines quartzitiques à disthène sont liées à une structuration plus récente. (ii) la structure pegmatitique et l'orientation des paragenèses minérales (disthène + quartz + micas blancs +/- tourmaline) dans les veines suggèrent une cristallisation qui correspond à une précipitation de minéraux à partir d'une solution hydrothermale riche en silice dans des ouvertures macroscopiques. (iii) presque toujours les veines discordantes de quartz contenant ce silicate d'alumine sont associées à des zones métamorphiques marquées par une forte activité hydrothermale d'origine magmatique, et de ce fait elles sont considérées comme pénécotemporaines des pegmatites tardi-magmatiques, des veines de tourmalinite et des dykes de greisen minéralisés en béryl, rutile et cassitérite.

Dans le cadre régional, le premier apport de cette étude est de susciter une hypothèse : le disthène n'est pas attribué à la pression lithostatique, c'est-à-dire à la profondeur, mais plutôt à la pression de fluide engendrée par une solution hydrothermale en surpression. La présente note s'attache précisément à proposer un processus géodynamique où sont intégrés d'une part les veines ou filons symmétamorphiques de quartz à disthène, et d'autre part, l'amincissement crustal post-orogénique, considéré comme élément structural majeur dont le développement s'est accompagné de plusieurs manifestations hydrothermales de grande ampleur, vraisemblablement associées à un magmatisme granitique qui contrôle la distribution de la quasi-totalité des minéralisations dans le massif hercynien des Rehamna.

Mots-clés : massif hercynien des Rehamna, veines siliceuses à disthène, phase fluide hydrothermale, extension post-orogénique, chaîne hercynienne, Maroc.

ABSTRACT

Recent studies on the Moroccan Hercynian Belt have used metamorphic, magmatic and structural evidence to demonstrate that the post-collisional period was driven by return of the thickened crust towards thermal and gravitational equilibrium. In this study, we aim to characterize this general post-collisional extensional tectonic event.

In the Rehamna Hercynian Massif, quartz-kyanite veins are found in association with amphibolite facies Barrovian metapelites. This metamorphism is synchronous with the partial melting episode which generated granitoids in the same region.

Both experimental studies and field observations have led to the following conclusions: (i) quartz-kyanite veins or sills occurred later than the stratification and the regional foliation S0-1, which are associated with the first

teconothermal stage of the Hercynian collision. These veins are therefore contemporaneous with a more recent tectonic event. (ii) In the veins, both the pegmatitic structure and orientation of the paragenetic assemblage (kyanite + quartz + muscovite +/- tourmaline) suggest that the minerals precipitated from silica-rich hydrothermal solutions within macroscopic cracks. (iii) Discordant quartz-kyanite veins are usually found in association with metamorphic zones which have been altered by intense hydrothermal activity of magmatic origin. These kyanite-quartz veins can be viewed as penecontemporaneous with other late-magmatic pegmatites, tourmaline veins and greisen dykes rich in beryl, rutile and cassiterite.

In this study, we suggest that kyanite growth was induced by high-pressure hydrothermal fluids rather than by lithostatic pressure alone (i.e. depth). We show that both quartz-kyanite veins/sills and post-orogenic crustal thinning can be integrated into a single geodynamic process. Significant hydrothermal events are contemporaneous with post-orogenic crustal thinning and are probably associated with the granitic magmatism which controls the distribution of almost all the mineralisation in the Rehamna Hercynian Massif.

Keywords: *Rehamna Hercynian Massif, quartz-kyanite veins, hydrothermal fluid, post-orogenic extension, Hercynian Belt, Morocco.*

INTRODUCTION

Le champ de stabilité du disthène (kyanite) déterminé expérimentalement est très vaste (Althaus, 1967; Holdaway, 1971); une synthèse artificielle de ce minéral a été réalisée à 900 °C et 10-40 Kbar (*in Deer et al., 1992*). Habituellement il est décrit dans les unités métamorphiques ayant subi des conditions thermodynamiques caractérisées par une pression intermédiaire à élevée. A notre connaissance, aucune étude de terrain n'a démontré que la cristallisation de ce minéral peut se faire dans des conditions thermobarométriques faibles.

Les filons ou les veines de silice à disthène affleurent exceptionnellement dans le massif hercynien des Rehamna; aucune étude n'a jamais signalé la présence d'un assemblage minéralogique à disthène dans les autres domaines hercyniens du Maroc (sauf dans le Rif). Communément les veines de silice à disthène sont clairement sécantes par rapport à la schistosité principale liée à la phase tectono-thermale compressive. Elles présentent souvent une structure pegmatitique indiquant que le remplissage des ouvertures correspond à une précipitation de minéraux de ces veines à partir d'une phase fluide mobile riche en silice. La présence du disthène dans des veines de silice est relativement fréquente dans les roches métamorphiques (Kerrick, 1991; Ague, 1994, 1995) suggérant une relative mobilité de l'aluminium dans ces contextes. Généralement les occurrences de veines discordantes contenant un silicate d'alumine Al_2SiO_5 ont été interprétées comme le résultat d'un processus faisant intervenir l'infiltration métasomatique (Kerrick, 1991; Jamtveit & Yardley, 1996). Selon ce processus, les veines sont engendrées par un déséquilibre chimique entre la roche encaissante et le fluide d'infiltration. Dans ce modèle, les minéraux de la roche encaissante sont dissous et leurs constituants sont transportés par les fluides dans les fractures, et finalement ils reprécipitent sous forme de veines minérales sous l'effet de la sursaturation des fluides. Dans le processus d'infiltration métasomatique, la force qui commande le transfert des masses et la précipitation des minéraux est attribuée principalement à la différence de pression de fluide (Walther & Orville, 1982) ou au gradient de température entre la fracture et la roche encaissante (Yardley, 1986). Il y a aussi une conviction générale que la

INTRODUCTION

The stability field of kyanite, determined experimentally, is large (Althaus, 1967, Holdaway, 1971). This aluminium silicate polymorph has been synthesized at 900°C in the pressure range 10-40 kbar (Deer et al., 1992). Kyanite is usually found in high-grade metamorphic rocks and, as far as we are aware, its occurrence in low-grade metamorphic rocks has never been reported.

Quartz-kyanite veins or sills outcrop exceptionally in the Rehamna Massif. This is the first time that a typomorphic paragenesis of high-grade metamorphism has been reported from this region. This is also the first time that kyanite is described in any Hercynian Moroccan domain, with the exception of the Rif area. Quartz-kyanite veins are generally discordant with the main schistosité which is linked to the compressive tectonothermal stage. These veins exhibit a pegmatitic structure, indicating that they precipitated from a silica-rich hydrothermal fluid. The occurrence of kyanite in quartz veins is common in metamorphic rocks (Kerrick, 1991, Ague, 1994, 1995), suggesting that aluminium is relatively mobile in this context. The occurrence of discordant veins rich in aluminium silicate (Al_2SiO_5) have been previously interpreted as a consequence of metasomatic infiltration (Kerrick, 1991, Jamtveit and Yardley, 1996).

According to this process, the veins are produced by chemical disequilibria between the country rock and the infiltrating fluid. In this model, the fluids circulating within the cracks dissolve minerals from the country rock. These enriched fluids then become oversaturated and precipitate mineral veins. During metasomatic infiltration, the mass transfer between country rock/fluid and subsequent mineralisation is thought to result from pressure difference in the fluid (Walther & Orville, 1982), or from the high temperature gradient

production des veines par infiltration métasomatique nécessite un volume important de fluide et/ou une forte « agressivité chimique » de la composition des fluides (Yardley, 1986; Yardley & Bottrell, 1992; Kerrick, 1988; Thompson & Connolly, 1992; Cesare, 1994). Ces gisements, par leur structure pegmatitique, correspondent à des fentes ou des veines extensives dans les roches métamorphiques (Bonin *et al.*, 1997), et constituaient des milieux de cristallisation riches en fluides accélérant la croissance des cristaux même anhydres, comme le quartz ou les feldspaths.

Dans le massif hercynien des Rehamna, les veines siliceuses à disthène sont presque toujours présentes dans des zones marquées par une forte activité hydrothermale et éventuellement dans une auréole thermique où le volume important de fluide exigé est considéré comme le résultat de la circulation advective et convective à une échelle plus large de fluides magmatiques ou métamorphiques stimulée par l'intrusion des plutons granitiques. Cette étude propose un modèle de ce développement exceptionnel de veines siliceuses tardives à disthène : elles sont dues à un épisode de circulations hydrothermales associées au magmatisme tardi-orogénique et canalisées par une intense fracturation. Ces phénomènes tardifs observés dans le massif hercynien des Rehamna traduisent un amincissement crustal tardi-orogénique associé au rééquilibrage thermique et gravitaire d'un ensemble préalablement épaissi.

1. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

La région qui fait l'objet de la présente étude est située au centre du massif hercynien des Rehamna ; ce dernier affleure en boutonnière au sud de la chaîne hercynienne (fig. 1a). La Meseta occidentale est un domaine où le substratum paléozoïque est très déformé avec une couverture méso-cénozoïque restée subtabulaire, et faiblement affectée par le cycle alpin. Le district des Rehamna qui se situe à environ 80 km au nord de Marrakech et 150 km au sud de Casablanca a depuis longtemps fait l'objet d'une exploitation minière importante de Sn, W, Be, Cu et Mo. Ces minéralisations d'origine pneumatolytique ou hydrothermale, hercynienne à tardi-hercynienne sont liées essentiellement aux intrusions magmatiques tardi-orogéniques. Les terrains du secteur étudié sont constitués pour l'essentiel de schistes, de micaschistes présentant une grande monotonie de faciès pétrographiques, perturbés de temps à autre par quelques intercalations de niveaux amphibolitiques, quartzitiques, et de niveaux carbonatés. Ces différentes formations sont d'âge cambro-ordovicien, dévonien et carbonifère ; elles sont traversées par des intrusions magmatiques tardives (fig. 1b). Une synthèse des principaux travaux sur le massif hercynien des Rehamna a été réalisée (Piqué, 1972, 1994; Jenny, 1974; Hoepffner, 1974; Michard,

between the country rock and the fracture (Yardley, 1986).

There is also a general agreement that formation of veins by metasomatic infiltration requires either a substantial volume of fluid or, alternatively, chemically aggressive fluids (Yardley, 1986, Yardley and Bottrell, 1992, Kerrick, 1988, Thompson and Connolly, 1992, Cesare, 1994). These veins, characterised by a pegmatitic structure, are found in fissures or cracks within metamorphic rocks (Bonin et al., 1997). Relatively anhydrous minerals, such as quartz or feldspar, can also precipitate from fluids in these environments.

In the Rehamna Hercynian Massif, quartz-kyanite veins are nearly always found in zones which have experienced significant hydrothermal activity, and occasionally occur in thermal aureoles. The latter occurrence is induced by large-scale convective and advective circulation of magmatic or metamorphic fluids triggered by intrusion of granitic plutons.

In this study, we present a model which accounts for the late formation of the quartz-kyanite veins. We suggest that these veins mineralised a dense network of cracks, following a hydrothermal episode associated with late-orogenic magmatism. In the Rehamna Hercynian Massif, these events are the consequence of late-orogenic crustal thinning linked with thermal and gravitational re-equilibration of the thickened crust.

1. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the central part of the Rehamna Hercynian Massif. This massif is an exhumed and eroded anticlinal fold, situated to the south of the Hercynian Belt (Fig. 1a).

The Western Meseta is characterised by highly deformed Paleozoic substratum and Meso-Cenozoic cover that has been only slightly affected by the Alpine cycle. Located approximately 80 km north of Marrakech and 150 km south of Casablanca, the Rehamna district has been intensively mined for Sn, W, Be, Cu and Mo. These Hercynian to late-Hercynian mineralisation episodes are pneumatolytic or hydrothermal in origin and are associated with late-orogenic magmatic intrusions.

The geology of the study area is mainly comprises homogenous schists and mica schists, occasionally alternating with amphibolite, quartzitic and carbonate horizons. These formations are Cambro-Ordovician, Devonian and Carboniferous in age and are crosscut by later magmatic intrusions (Fig. 1b).

We have synthesized the principal investigations that have been carried out on the Rehamna Hercynian Massif (Piqué, 1972, 1994 ; Jenny, 1974; Hoepffner, 1974; Michard, 1982; Bouybaouene, 1984; Bernardin

1982; Bouybaouene, 1984; Bernardin *et al.*, 1988; Corsini *et al.*, 1988; El Mahi, 1991; Aghzer & Arenas, 1995; El Mahi *et al.*, 1999).

et al., 1988; Corsini *et al.*, 1988; El Mahi, 1991; Aghzer & Arenas, 1995; El Mahi *et al.*, 1999).

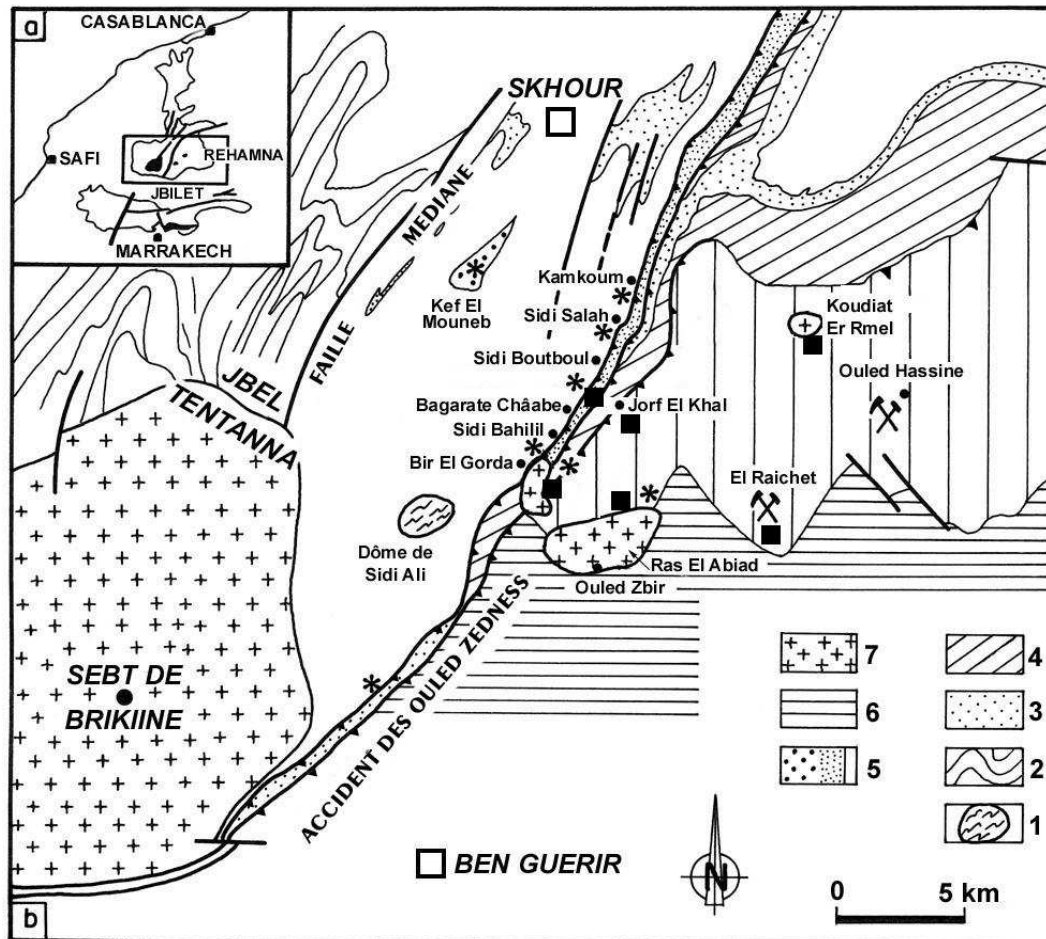


Fig. 1 – Le massif hercynien des Rehamna.

- (a) : localisation du massif des Rehamna dans un schéma géologique d'ensemble de la Meseta occidentale ;
 (b) : carte de répartition des formations paléozoïques dans le massif des Rehamna. 1 : dôme gneissique de Sidi Ali (Précambrien) ;
 2 : Cambro-ordovicien des Rehamna occidentaux ; 3 : quartzites (Ordovicien inférieur) des Rehamna centraux et orientaux ;
 4 : Ordovicien supérieur ; 5 : Dévonien à Viséen (Ouled Hassine et bande des Ouled Zedness) ; 6 : Viséen supérieur–Namurien de Lalla Tittaf ; 7 : granites ; ☆ : occurrence des veines siliceuses à disthène dans des zones portant une signature hydrothermale ;
 ■ : métamorphisme thermique à andalousite. (D'après Michard, 1982; modifié).

Les structures hercyniennes majeures sont orientées NNE – SSW ; le socle paléozoïque est affecté par une déformation hercynienne polyphasée, avec superposition de deux phases principales de déformation ductiles et synmétamorphiques, D1 et D2, donnant aux roches de la région un débit planaire régulier où les charnières de plis ne sont que rarement observables. L'épisode tectono-métamorphique D1 développe des plis P1 synschisteux NNE–SSW, déversés à l'ouest ; les plis sont concentriques et les axes plongent faiblement vers le NNE. Un autre épisode tectono-métamorphique D2 est caractérisé par des glissements et des cisaillements réutilisant la schistosité principale ou créant localement une schisto-

The main Hercynian structures are oriented NNE–SSW. Polyphase Hercynian deformation, with superposition of two main synmetamorphic ductile strain phases (D1 and D2), has affected the Paleozoic basement. As a consequence, rocks in this area exhibit a planar structure and folding is not significantly apparent. The tectono-metamorphic D1 episode has resulted in P1 folds oriented NNE – SSW and overturned to the west, and S1 schistosity. The folds are concentric and dip slightly toward the NNE. The D2 tectono-metamorphic episode is characterised by slides and shears reactivating the S1 schistosity or generating a localised S2 crenulation cleavage which deforms S1.

sité de crénulation S2 déformant la S1. Il est à noter qu'une phase tardive D3, essentiellement rétro-morphique, s'exprime localement ; elle correspond au dernier stade d'une phase extensive ayant été amorcée vers la fin de D2 (Aghzler & Arenas, 1995).

Tectoniquement, le massif des Rehamna est affecté par une zone de cisaillement ductile synmétamorphe, de direction N30 à pendage vers l'est : c'est la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (Z.C.M.O), constituée dans son ensemble par la faille médiane et l'accident des Ouled Zedness (fig. 1b). Elle correspond à une mégazone faillée, large de plusieurs km et dans laquelle se concentrent le métamorphisme et la déformation (Michard, 1982; Piqué & Michard, 1989; Corsini *et al.*, 1988; El Mahi, 1991) et où se fait probablement la granitisation à l'origine des intrusions magmatiques fréquentes aux alentours de cet accident (El Mahi, 1991).

2. CONDITIONS THERMOBAROMETRIQUES DU METAMORPHISME

L'étude des relations entre le métamorphisme et la déformation (El Mahi, 1991; El Mahi *et al.*, 1999) est abordée en tenant compte d'une analyse détaillée à l'échelle macroscopique et microscopique de toutes les formes de recristallisation, de porphyroblastèse et leur rapport avec la foliation métamorphique (tabl. 1). Cette étude menée sur la même unité métamorphique et sur les mêmes roches, met en évidence le caractère essentiellement syn-cinématique d'une blastogenèse à grenat, staurotide et chloritoïde par rapport aux deux épisodes synmétamorphes D1 – D2. Une cristallisation tardive des blastes de disthène et de staurotide caractérisée par leur disposition équante par rapport à la foliation principale S1-2, est probablement pénécotemporaine de la mise en place des granites tardi-orogéniques dans les Rehamna. En effet les observations détaillées de terrain montrent pour la première fois que l'occurrence de cette paragenèse tardive à disthène et staurotide est intimement liée à une forte activité hydrothermale (phot. 1 et 2), en relation avec le magmatisme tardi-orogénique.

Pour conclure cette évolution métamorphique, une paragenèse minérale considérée comme ayant une origine « thermique », liée aux intrusions magmatiques affleurantes ou subaffleurantes, présente un caractère franchement tardi-tectonique à post-tectonique. Il s'agit essentiellement des blastes de biotite, cordiérite, andalousite et éventuellement de chloritoïde et staurotide.

In addition, a later tectonic phase (D3), which is mainly retrogressive, causes localised deformation. This phase corresponds to the last stage of an extensional regime contemporaneous with D2 (Aghzler and Arenas, 1995).

*The Rehamna Massif is also affected by a synmetamorphic ductile shear zone (N30, E dipping): this is the Western Meseta shear zone (ZCMO) which comprises the median fault and the major fault of Ouled Zedness (Fig. 1b). The whole area is a faulted megazone several kilometres in width, where both metamorphism and deformation are the most intense (Michard, 1982, Piqué and Michard, 1989, Corsini *et al.*, 1988, El Mahi, 1991). The main granitisation event, from which all magmatic intrusions originated, probably occurred in this area (El Mahi, 1991).*

2. THERMOBAROMETRIC CONDITIONS OF THE METAMORPHISM

*As shown in Table 1, detailed macroscopic and microscopic analysis of the structure/texture of the metamorphic rocks (recrystallisation, porphyroblast paragenesis, relationship with the foliation) has been undertaken to study the relationships between metamorphism and deformation (El Mahi, 1991, El Mahi *et al.*, 1999). This study has been carried out on the same rocks from the same metamorphic unit. We show that the observed blastogenesis (garnet, staurolite and chloritoid) is synkinematic with the D1 and D2 deformation episodes. The late crystallisation of kyanite and staurolite, shown by the equant distribution of these minerals compared to the S1-2 foliation, is probably penecontemporaneous with the late-orogenic magmatic intrusions in Rehamna. Indeed, detailed field observations indicate that the occurrence of this late kyanite-staurolite paragenesis is intimately linked to intense hydrothermal activity (Photograph 1 and 2), related to late-orogenic magmatism.*

Finally a probably "thermal" paragenesis, connected with surrounded magmatism is clearly late- to post-tectonic. This paragenesis contains mainly biotite, cordierite and andalusite, with from place to place, chloritoid and staurolite in addition.

Tableau 1 – Relation cristallogénèse - déformation (El Mahi, 1991)

Métamorphisme	(rétromorphose)						
	M1			M2			
	D1 (S0-1)			D2 (S1-2)			D3
Déformations	Précoce	Syn	post	précoce	syn	tardif	
- Chlorite	_____	_____				_____
- Biotite	_____	_____	_____	_____	_____	
- Quartz		_____	_____	_____	_____	_____	_____
- Grenat	_____	_____	_____	_____	_____	
- Staurotide		_____	_____	_____	_____	_____	
- Chloritoïde		_____			_____	_____	
- Disthène				_____	
- Sillimanite					
- Andalousite						_____	
- Cordiérite					
- Ilménite
- Graphite
- Muscovite/séricite		_____	_____	_____	_____	_____	_____
- Tourmaline				_____	_____	_____	_____

Les estimations quantitatives des conditions P-T des assemblages minéralogiques de l'ensemble du secteur ont fait l'objet d'un travail (El Mahi *et al.*, 1999) que nous ne reprendrons pas ici en détail. Rappelons que l'évolution tectonometamorphique du massif hercynien des Rehamna (fig. 2) est associée à trois phases de déformation (D1, D2 et D3) durant lesquelles se sont opérés deux épisodes tectonothermaux successifs : un épisode M1 prograde de type barrovien, dans lequel la phase de déformation D1 et la majeure partie de la déformation D2 correspondent à un événement tectonique compressif, qui est responsable de l'épaississement crustal du massif. Un autre épisode M2 rétrograde et décompressif est associé à un régime extensif, durant les stades tardi-D2 et D3, et qui correspond à l'amincissement crustal et au soulèvement régional du bâti orogénique. Les stades initiaux de la tectonique extensive coïncident avec le pic thermique régional établi dans les zones d'injection de granitoïdes (fig. 2).

P-T conditions of the parageneses in this area have already quantified (El Mahi et al., 1999). The reader is reminded that the tectonometamorphic evolution of the Rehamna Hercynian Massif (Fig. 2) is related to 3 distinct phases of deformation (D1, D2 and D3) with 2 successive tectonothermal episodes: 1) a Barrovian-like prograde episode (M1), where D1 and the major part of D2 deformation phases correspond to a compressive tectonic event which is responsible for the crustal thickening in the massif. 2) a retrogressive and decompressional episode (M2) associated with an extensional regime, occurring during the stages late-D2 and D3, which corresponds to crustal thinning and the regional uplift of the orogenic belt. The initial stages of the extensional tectonic phase coincide with the regional thermal maximum in proximity to granitoid injection zones. (Fig. 2)

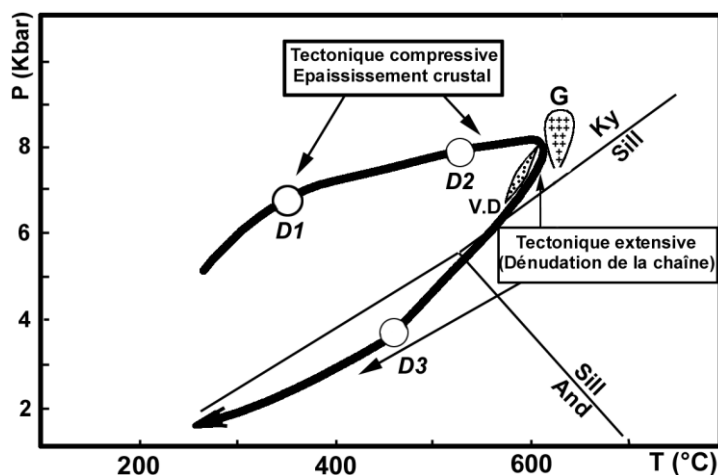


Fig. 2 – Chemin P-T de l'évolution tectono-métamorphique du massif hercynien des Rehamna.
 G : mise en place des granitoïdes ; V.D : veines siliceuses à disthène.

3. MAGMATISME HERCYNIEN TARDI-OROGENIQUE

Plusieurs manifestations magmatiques, de nature granitique, sont connues dans le massif hercynien des Rehamna (fig. 1b). Elles présentent des faciès relativement variés depuis le batholite de Sebt Brikiine (partie occidentale du massif) jusqu'à des pointements leucogranitiques, comme les granites de Ras El Abiad ou de Koudiat Er Rmel (partie centrale du massif). Les différents corps granitiques mis à jour par l'érosion dans le domaine concerné par cette étude sont les leucogranites de Bir El Gorda, de Sidi Bahilil, de Ras El Abiad et de Koudiat Er Rmel. Un métamorphisme de contact d'extension régionale, sans granite affleurant, permet de formuler l'hypothèse de l'existence d'un vaste ensemble granitique appartenant sans doute à un même massif sous-jacent, à faible profondeur. C'est le cas de la région de Sidi Boutboul, de Jorf El Khal et d'El Raichet.

31. Granite de Bir El Gorda

C'est un leucogranite à biotite et muscovite (Rosé, 1987; El Mahi, 1991), relativement altéré. Il est situé sur le prolongement de la zone ductile des Ouled Zedness et son extension à l'affleurement ne dépasse pas 400 m mais se présente en partie sous forme de lames boudinées (2 à 3 m de largeur) dans l'encaissant micaschisteux (fig. 3 a,b). Une foliation subméridienne est visible sur la bordure des boudins. L'analyse structurale montre que ces lames de leucogranite sont boudinées dans un cisaillement transcurrent senestre avec une composante verticale, à caractère extensif. Des décrochements dextres tardifs W-E ont affecté ces leucogranites (fig. 3b). Il est à noter que d'innombrables filons de quartz, d'aplite et de greisens sont associés à cette intrusion magmatique. Ce leucogranitique, d'extension réduite ne développe pas une

3. HERCYNIAN LATE-OROGENIC MAGMATISM

Several granitic, magmatic events have been described from the Rehamna Hercynian Massif (Fig. 1b). They exhibit a variety of rock types, ranging from the Sebt Brikiine batholith (western part) to outcrops of leucogranite (e.g. Ras El Abiad or Koudiat El Rmer granites in the central part).

In our study area, the leucogranites of Bir El Gorda, Sidi Bahilil, Ras El Abiad and Koudiat Er Rmel form localised outcrops.

A contact metamorphism regionally widespread supports the existence of a major granitic body at a shallow depth, despite the lack of surface granite exposure. It is the case for Sidi Boutboul, Jorf El Khal and El Raichet area.

31. Bir El Gorda granite

This relatively altered biotite and muscovite-rich leucogranite (Rosé, 1987, El Mahi, 1991) is located on the extension of the Ouled Zedness shear zone and outcrops over approximately 400 m. The granite is composed of boudins (2-3 m wide) within the country mica schist rocks (Fig. 3a,b). A N-S oriented foliation is visible on the rim of the boudins.

Structural analysis shows that the leucogranite boudins correspond to sinistral transcurrent shear with a vertical extensional component. Late dextral strike-slip faulting, oriented W-E, has affected those leucogranites (Fig. 3b). We also note that a multitude of quartz, aplite and greisen sills are associated with this magmatic intrusion.

This local leucogranite does not exhibit any distinct

auréole de contact très nette. On peut cependant noter que les transformations thermiques sont caractérisées par une néoformation de micas blancs et de biotite.

32. Granite de Sidi Bahilil

Il est situé à environ 1,5 km au SW du Douar de Bagarate Châabe à proximité du Marabout de Sidi Bahilil. Il s'agit essentiellement d'une lame de leucogranite, concordante avec la foliation S1-2 de l'encaissant, affleurant sur une longueur de 200 m et une largeur de 1,5 à 2 m (fig. 3c). Il correspond à un filon couche de leucogranite à muscovite, présentant une morphologie allongée parallèlement à la direction N-S à N20, avec des bordures fortement laminées, témoignant ainsi d'une déformation plastique. La présence de stries de cisaillement indique une faille subméridienne senestre et décrochante normale mettant ainsi en évidence des mouvements tangentiels (pitch des stries = 12°) dont le sens est globalement du nord vers le sud. Donc comme à Bir El Gorda, le leucogranite de Sidi Bahilil est boudiné dans un cisaillement transcurrent senestre normal N150 à N170, et les boudins sont isolés par des décrochements dextres tardifs N70 à N90 (fig. 3c). Le thermométamorphisme associé à ce sill leucogranitique est caractérisé par une blastogenèse de phyllosilicates.

33. Granite de Ras El Abiad

Il est situé à une dizaine de kilomètres au NE de Ben Guerir. C'est l'affleurement de granite le plus important en superficie dans la région après le massif de Sebt Brikiine. Il présente une forme globalement ovale et allongée selon la direction NE-SW sur à peu près 4 km, et 2 km du NW au SE en largeur. C'est un leucogranite rose à muscovite dominante (Rosé, 1987; El Mahi, 1991). La texture est grenue moyenne dans l'ensemble du massif, à l'exception de ses bordures où le faciès est fin et aplitique porphyrique (Sidi Ben Azzouz au NE et Kouissaria au NW). Le leucogranite de Ras El Abiad présente probablement une évolution pétrographique concentrique et l'on reconnaît du bord vers le centre du massif :

- un faciès aplitique relativement rose et plus ou moins mylonitisé ;
- un faciès hétérogranulaire à sub isogranulaire ;
- enfin, un leucogranite de type porphyrique vers le centre.

L'analyse structurale du contact entre le leucogranite de Ras El Abiad et son encaissant micaschisteux et amphibolitique dans sa partie SE (au niveau du Douar Ouled Zbir et Ras El Mzirera) montre qu'il est formé par une alternance de lames très réduites de granite et d'encaissant (micaschistes cornifiés à andalousite et cordiérite) qui ont subi des recristallisations de recuit. Dans sa bordure SE (Ras El Mzirera), le granite de Ras El Abiad est affecté de plans C/S bien visibles, représentant des structures liées à sa mise en place (fig. 3d).

contact aureole, although thermal transformations are characterised by the overgrowth of muscovite and biotite.

32. Sidi Bahilil granite

The granite is located approximately 1.5 km SW of 'Douar de Bagarate Châabe', close to 'Marabout de Sidi Bahilil'. It is basically a sill of leucogranite, concordant with the S1-2 foliation in the country rock. The outcrop is 200 m long and 1.5 to 2 m wide (Fig. 3c). It corresponds to an elongate sheet intrusion of leucogranite, oriented N-S to N20, whose rims have been considerably foliated by a ductile deformation.

The occurrence of shear striations reveals a N-S trending normal and sinistral strike-slip fault, supporting the occurrence of N-S tangential movements (pitch of striations = 12°). Therefore, as in the case of Bir El Gorda, the Sidi Bahilil leucogranite is composed of boudins indicating a sinistral transcurrent shear direction of N150-170. The boudins are isolated by late dextral strike-slip faults oriented N70 to N90 (Fig. 3c).

Thermal metamorphism associated with this leucogranite sill is characterised by a phyllosilicate blastogenesis.

33. Ras El Abiad granite

This granite is located about 10 km NE of Ben Guerir. After the Sebt Brikiine Massif, this is the largest granitic outcrop in the region. This egg-shaped leucogranite forms a NE-SW trending elongate outcrop approximately 4 km long and 2 km wide. This is a pink muscovite-rich leucogranite (Rosé, 1987, El Mahi, 1991), with a medium grained and granular texture, except around the rims which display a porphyritic aplitic texture (Sidi Ben Azzouz in the NE and Kouissaria in the NW).

The Ras El Abiad leucogranite exhibits a concentric petrographic zonation. From the rim towards the centre of the massif, the following variations are seen:

- *light pink aplitic facies, more or less mylonitised,*
- *heterogranular to subgranular facies,*
- *porphyritic leucogranite in the centre.*

Structural analysis of the relationship between the Ras El Abiad leucogranite and the surrounding mica schist/amphibolite (in the area of Douar Ouled Zbir and Ras El Mzirera) shows that the contact is composed of thin slivers of leucogranite alternating with the country rock (hornfels mica schists rich in andalousite and cordierite). The latter have experienced different processes of recrystallisation after melting episodes. In the SE rim (Ras El Mzirera), the Ras El Abiad granite is clearly affected by shear and foliation planes which are

Le mouvement relatif du granite par rapport à son encaissant correspond à un décrochement dextre N70 (E.NE–W.SW) et faiblement penté vers le sud ou sud-est. La faible inclinaison de la linéation et des stries dans ce plan de contact montre que la composante de décrochement horizontal est importante. L'ensemble de ces caractères correspond à la définition d'un décrochement dextre normal du granite par rapport aux micaschistes (fig. 3d). Communément de nombreux filons de quartz, d'aprites, de pegmatites à muscovites et tourmaline, et des greisens à béryl sont associés à ce granite.

34. Granite de Koudiat Er Rmel

Il est situé à une vingtaine de km au NE de Ben Guerir, pas très loin de Douar d'Ouled Hassine. Le granite se présente sous forme d'un petit pointement relativement arénisé (d'où son nom de colline de sable). Il s'agit d'un leucogranite à deux faciès : un faciès blanc (leucocrate) à muscovite seule, et un autre à biotite et à muscovite. Le passage d'un faciès à l'autre est marqué par un niveau greisé. Au sommet de la colline, un important filon de quartz (N130 à N140, subvertical) traverse le granite. Ce filon est porteur de minéralisations de moindre importance (béryl et mispickel) ayant fait l'objet de recherches d'exploitation. L'auréole thermique développée autour de Koudiat Er Rmel, caractérisée par une importante muscovitisation, laisse penser qu'on a un apex greisé, différencié par les phénomènes pneumatolytiques à partir du massif leucogranitique sous-jacent.

En conclusion, les différents corps granitiques identifiables dans la région soit en affleurement, soit en profondeur par le métamorphisme thermique qu'ils développent en surface (comme c'est le cas de la mine d'El Raichet, de celle des Ouled Hassine, de Jorf El Khal, et de Sidi Boutboul) présentent une grande activité pneumatolytique (essentiellement la tourmalinisation) et hydrothermale, responsable des phénomènes de greisénisation et vectrice de minéralisations importantes (Sn, W, Mo, sulfures) qui ont été exploitées (mine d'El Raichet, mine d'Ouled Hassine). La mise en place des granitoïdes est liée à une réactivation tardive de cisaillements transcurrents avec des composantes dominantes respectivement extensives et décrochantes normales (El Mahi, 1991).

L'analyse conjointe de la structuration interne des leucogranites et celle de leurs encaissants, c'est-à-dire l'interface intrusion magmatique–encaissant (développement des structures C/S à la bordure du matériel intrusif) est compatible avec une mise en place tardive de ce magmatisme dans un contexte géodynamique en extension. Cette évolution tardive est probablement associée à un amincissement crustal tardi-orogénique. Par conséquent, ces nouvelles données conduisent à réinterpréter le contexte tectonique et le magmatisme tardif qui l'accom-

contemporaneous with granitic intrusion (Fig. 3d). The relative movement of the granite in relation to the country rock is due to a dextral strike-slip fault oriented N70 (ENE – WSW) and dipping slightly S or SE. The shallow pitch of lineations and striations on the contact plane shows that the horizontal component of the shear was significant. All these characteristics correspond to a normal dextral strike-slip movement of the granite relative to the surrounding mica schist country rock (Fig. 3d). Numerous veins/sills of quartz, aplite, muscovite- and tourmaline-rich pegmatites, beryl-rich greisen are also found in association with this granite.

34. Koudiat Er Rmel granite

This leucogranite outcrops at the top of a hill located about 20 km NE of Ben Guerir, not far from 'Douar d'Ouled Hassine'. This granitic body exhibits two varieties: a white type with muscovite only, and a second type containing both muscovite and biotite. A greisen horizon marks the transition from one facies to another. At the top of the hill, a large quartz sill (subvertical, N130 to N140) crosscuts the granite. This sill has already been exploited for beryl and arsenopyrite mineralisation. The intrusion of the Koudiat Er Rmel granite created a thermal aureole characterised by a muscovite-rich zone. This implies that pneumatolytic processes associated with the granite intrusion probably caused greisen alteration in this zone.

To conclude, all the granitic bodies observed in the study area, or inferred from the occurrence of thermally metamorphosed rocks at the surface (e.g. mines of El Raichet, Ouled Hassine, Jorf El Khal and Sidi Boutboul) have been subject to intensive pneumatolytic (mainly tourmalinisation) and hydrothermal activity (greisen, Sn-W-Mo-sulphide mineralisation). Some of this mineralisation has been exploited in the El Raichet and Ouled Hassine mines. The setting of these granitoids is linked to the late reactivation of transcurrent shears, which are dominated by an extensional component and normal strike-slip faults (El Mahi, 1991).

Structural investigation of the contact between the leucogranites and the country rock (i.e. shear and foliation planes) supports evidence for late magmatism in an extensional geodynamic setting.

Therefore, our new observations lead to the re-interpretation of the timing of the magmatism within the tectonic context. We suggest that the late evolution of the magmatism is probably linked to late-orogenic thinning of the crust rather than to the Hercynian

pagne dans le massif des Rehamna, qui était jusque là rattaché à la phase compressive hercynienne. On peut qualifier ce magmatisme de syntectonique par rapport à l'épisode extensif, et de tardi-orogénique par rapport à l'épisode compressif, en tenant compte du concept nouvellement établi dans certaines chaînes alpines et anciennes : « l'extension tardi-orogénique ».

compressive phase. Taking into account the new concept of 'late-orogenic extension' which has been established in some old Alpine ranges, this magmatism can be defined as syntectonic relative to the extensional episode, and late-orogenic relative to the compressional episode.

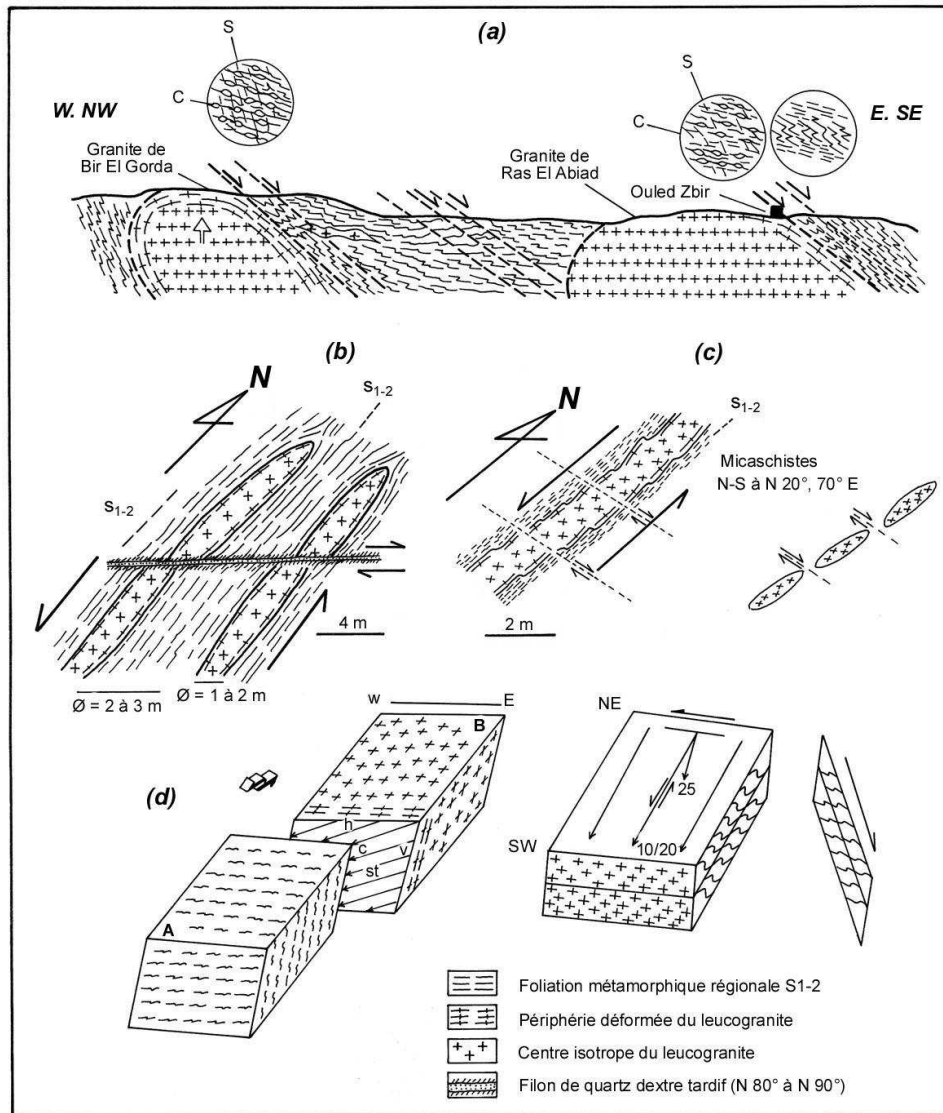


Fig. 3 – Illustration synthétique des relations géométriques entre les leucogranites et leur encaissant. (a) : schéma d'organisation générale des unités magmatiques avec le détail des structures et microstructures discutées dans le texte ; (b) : leucogranite de Bir El Gorda : des lames boudinées dans un cisaillement transcurrent senestre avec une composante verticale (direction N 150 à 170) ; (c) : leucogranite de Sidi Bahilil : filon couche de leucogranite boudiné dans un cisaillement senestre N-S. Ces boudins sont isolés par des décrochements dextres tardifs N70 à N90 ; (d) : mouvement relatif du granite de Ras El Abiad par rapport à son encaissant. N.B. Pour la coupe schématique (a), l'échelle des grandeurs n'est pas respectée.

4. OCCURRENCES DES VEINES SILICEUSES A DISTHENE

Il faut d'abord souligner que le disthène est relativement rare dans les micaschistes, et se présente en cristaux soit allongés, soit obliques par rapport à S2, donc

4. OCCURRENCES OF QUARTZ-KYANITE VEINS

Kyanite is relatively uncommon within the mica schists. Crystals are randomly oriented throughout the specimens, without any preferential orientation relative

sans orientation privilégiée (phot. 3). Son développement paraît contemporain de celui des staurolites tardives avec lesquelles il montre des contacts stables. Aussi le disthène se présente en rosettes dans les conglomérats déformés de Kef El Mouneb. Concernant l'occurrence des veines siliceuses à disthène, elles peuvent être encaissées dans des zones de micaschistes sans paragenèse minérale à disthène. Ces veines contiennent des cristaux de kyanite de belle taille (jusqu'à 8 cm), comparée à celle, microscopique, des cristaux de même nature, qu'on peut observer en bordure dans la roche hôte. Pour l'étude considérée, une analyse pétrographique et texturale détaillée d'un grand nombre de filons ou de veines quartzitiques omniprésentes dans le massif des Rehamna a montré l'existence de deux générations : des filons ou veines de silice déformées sans disthène, et des filons ou veines de silice à disthène non déformées.

41. Veines de silice déformées

Ces veines de quartz de dimensions variables (de quelques centimètres à plusieurs mètres) sont très répandues dans la région ; elles sont plissées dans la série des métapelites avec des intercalations de metabasites (phot. 4) ; elles ne sont porteuses ni de disthène, ni de minéraux résultant d'une activité hydrothermale. Celles-ci sont considérées comme syntectoniques (ou syndéformation) de la phase de plissement compressive hercynienne (Jenny, 1974; El Mahi, 1991). Ce type de veines siliceuses ne rentre pas dans le cadre de cette étude.

42. Veines de silice non plissées

La plupart des veines siliceuses à disthène ne sont pas plissées. Elles sont généralement discordantes (et parfois concordantes) par rapport à la foliation régionale pénétrative, et ceci implique qu'elles sont tardives par rapport à la phase de serrage hercynienne. Par rapport aux veines déformées, l'occurrence des veines siliceuses à disthène est beaucoup moins abondante (fig. 1b) ; elles sont peu épaisses et généralement rectilignes. L'analyse des relations texturales entre les veines de silice à disthène et la roche encaissante montre que le disthène se présente sous forme de trois habitus :

- disthène en gerbes lamellaires perpendiculaires aux épontes des veines (phot. 5) : les cristaux automorphes de disthène se développent à partir de l'éponte vers les zones internes de la veine, riches en silice, sous forme de prismes isolés ou d'agrégats en rosettes. Cet habitus exceptionnel peut être considéré comme une preuve de l'origine de la croissance des fibres lamellaires perpendiculairement aux parois des ouvertures macroscopiques extensives.
- des agrégats monominéraux de disthène automorphe (phot. 6), parfois associés à des micas blancs, cristallisent dans des veines à structure pegmatitique.
- des brèches hydrothermales siliceuses (phot. 7 et 8)

to S2 (Photograph 3). Kyanite is contemporaneous with late staurolite; the contact between the two minerals is stable. In the deformed Kef El Mouned conglomerates, the crystals display an acicular radiating habit.

The quartz-kyanite veins are found within mica schists where kyanite is absent from the mineral assemblage. In these veins, kyanite crystals are well formed, up to 8cm length, but the size of the crystals significantly decreases around the contact with the country rock. In our study, detailed petrological and textural analysis of numerous quartz veins/sills reveals the presence of two generations of veins: deformed quartz veins/sills without any kyanite, and undeformed quartz-kyanite veins or sills.

41. Deformed quartz veins

These quartz veins are a few centimeters to several meters thick and are found in abundance in the study area. They occur folded within the series of alternating metapelites and metabasites (Photograph 4), and do not contain any kyanite or hydrothermally-derived minerals. These quartz veins are syntectonic (or syndeformational) with the compressional Hercynian deformation phase (Jenny, 1974, El Mahi, 1991).

We will not focus on these veins in the following discussion.

42. Non folded quartz veins

Most of the kyanite-quartz veins are not affected by the folding phase. They are discordant (sometimes concordant) with the regional foliation. This implies that they occurred after the compressive Hercynian phase. These veins are much less abundant than the deformed quartz veins (Fig. 1b). They are generally rectilinear and relatively thin.

Analysis of the structural relationship between the veins and the country rock shows that 3 habits of kyanite are present:

- Sheaf-like crystals of kyanite, developed perpendicular to the vein margins (Photograph 5). Single prismatic or radiating acicular automorphic crystals of kyanite are developed from the rim to the silica-rich core of the veins. This exceptional habit clearly shows that the acicular crystals grow perpendicular to the edge of extensional cracks.
- Monomineralic aggregates of automorphic kyanite (Photograph 6), which crystallise in pegmatitic veins and are sometimes found in association with muscovite.

qui correspondent à des fractures scellées par des fragments anguleux à subarrondis de la roche encaissante (montrant une altération dans un milieu fluide, marquée par une importante séricitisation et chloritisation des porphyroblastes métamorphiques), des agrégats en gerbes de disthène ; le tout est cimenté par de la silice amorphe. Les fissures sont colmatées petit à petit par la précipitation des minéraux métamorphiques ou hydrothermaux qui sont produits par l'interaction solution fluidale-roche encaissante. Il s'agit d'un mécanisme « Crack-Seal » qui signifie l'obturation des fissures (Ramsay, 1980; Walther, 1990) permettant d'expliquer d'une part la présence des ouvertures du corps rocheux, et d'autre part cette cristallisation subséquente de minéraux métamorphiques et de minéraux hydrothermaux. Ces veines siliceuses bréchifiées sont induites par la pression de fluide élevée supérieure à la pression lithostatique dans une croûte continentale relativement profonde.

5. MODELE DE FORMATION DES VEINES SILICEUSES A DISTHENE

La géométrie des structures filoniennes (ensemble de fractures remplies par des substances) résulte des processus complexes d'origine à la fois tectonique et hydraulique. Les textures intra-filoniennes constituent des marqueurs de ces conditions dynamiques ayant régné dans les zones filoniennes. L'intime intercroissance entre les cristaux automorphes de quartz et de disthène montre que leur cristallisation se fait dans un environnement correspondant à un remplissage par des fluides hydrothermaux, donc à une précipitation à partir de ces fluides dans des ouvertures macroscopiques qui correspondent à des fractures extensives auxquelles s'ajoute l'effet d'une hydrofracturation (fig. 4). Les brèches hydrothermales sont directement liées à la présence de fluide dans les structures filoniennes. Elles font intervenir des variations dans la pression des fluides (Jébrak, 1992). Ainsi une augmentation de la pression de fluide entraîne une bréchification à caractère explosif (fig. 4 b,c) ; et au cours du colmatage des fissures, une surpression de fluide peut engendrer la cristallisation du disthène (fig. 4d).

A partir de l'analyse microstructurale conjointe des intrusions magmatiques, de l'encaissant métamorphique, des phénomènes tardi-magmatiques, une nouvelle interprétation est proposée concernant l'origine et le mode de mise en place de ces veines siliceuses à disthène : elles sont le résultat d'une déformation régionale tardive liée à l'amincissement crustal tardi-orogénique. Un mécanisme de formation des filons ou veines siliceuses à disthène syn-métamorphiques (liées à cette phase extensive tardi-orogénique) est proposé pour expliquer, d'une part, la fissuration des roches encaissantes, et d'autre part la cristallisation subséquente du disthène dans les veines et la précipitation des minéraux ayant une origine pneumatolytique ou hydrothermale.

– *Aggregates of sheaf-like kyanite found in silica-rich hydrothermal breccias (Photographs 7 and 8), which relate to infilling of fractures by angular country rock material. This material is highly altered by hydrothermal fluid (i.e. sericitisation and chloritisation of the porphyroblasts) and later cemented by amorphous silica.*

The cracks are then progressively filled in with metamorphic or hydrothermal minerals resulting from the interaction between fluid and country rock. This is the 'crack-seal' mechanism which explains the occurrence of these breccias in fractures (Ramsay, 1980, Walther, 1990). These brecciated quartz veins occur in a relatively deep continental crust when the fluid pressure is higher than the lithostatic pressure.

5. MODEL OF FORMATION OF KYANITE-QUARTZ VEINS

The geometry of the sills is a result of complex tectonic and hydraulic processes.

By analysing the texture of these sills, one can infer the thermodynamic conditions dominant during their formation. In our study, the close relationship between automorphic crystals of quartz and kyanite indicate that they both precipitated within extensive fractures infilled by hydrothermal fluids (Fig. 4).

The hydrothermal breccias are directly linked to the presence of fluid in the sills and, in particular, to any variation of the fluid pressure (Jébrak, 1992). The explosive brecciation of the country rock occurs when fluid pressure increases (Fig. 4 b,c). In addition, during the infilling of the cracks, the overpressure of the fluid leads to the crystallization of kyanite (Fig. 4d).

Based upon the microstructural analysis of the magmatic intrusions, the metamorphic country rock and the late-magmatic bodies, we propose a new interpretation for the origin and setting of the kyanite-quartz veins, suggesting that these veins result from late regional deformation synchronous with late-orogenic crustal thinning. We propose that the quartz-kyanite veins are formed by a two-stage mechanism, which first involves the brecciation of the country rock followed by subsequent kyanite crystallization in the veins.

Therefore, the origin of the quartz-kyanite veins is clearly hydrothermal or pneumatolytic.

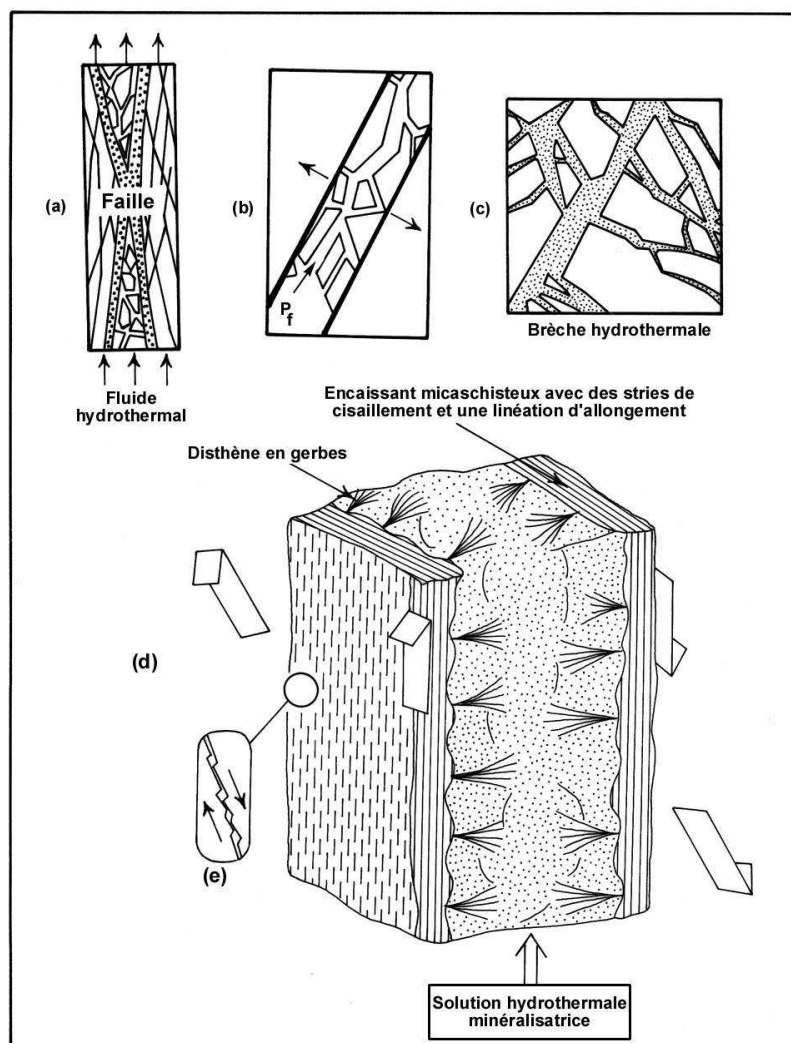


Fig. 4 – Mécanisme de formation des veines siliceuses à disthène. (a, b, c) : formation d'une brèche hydrothermale à partir d'une solution hydrothermale, sous l'effet de l'élévation de la pression de fluide (P_f) ; (d, e) : cristallisation du disthène en gerbes perpendiculaires aux épontes des veines siliceuses hydrothermales avec un remplissage dans des fractures d'extension.

Il est à noter qu'il existe une nette opposition entre les filons de quartz sans disthène qui sont plissés par la phase tectono-thermale compressive, et qui sont fréquents dans des zones ne présentant pas d'altération hydrothermale et les filons siliceux à disthène, non déformés, qui sont associés à la phase tectono-thermale extensive et se trouvent fréquemment dans des zones portant la signature d'une activité hydrothermale.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Nous avons signalé que la paragenèse à disthène est développée exceptionnellement dans le massif paléozoïque des Rehamna alors qu'elle n'a jamais été mentionnée dans les autres domaines hercyniens marocains (excepté dans le Rif). Si la présence occasionnelle de cette association minérale dans les Rehamna correspond à une transition polymorphique andalousite → disthène,

We note that there is a clear distinction between kyanite-free quartz veins, and the kyanite-quartz veins. Quartz veins have been folded during the tectonothermal compressive event and occur frequently in zones free of any hydrothermal alteration. In contrast, quartz-kyanite sills are not deformed, occur in hydrothermally altered zones, and are associated with the extensional tectonothermal phase.

DISCUSSION AND CONCLUSION

We have seen that the kyanite-bearing paragenesis is found in the Paleozoic Rehamna Massif, unlike any other Hercynian Moroccan domains (excepted in the Rif area).

The occurrence of kyanite could relate to the polymorphic transition between andalusite and kyanite

sous l'effet d'une diminution de la température, cela doit se traduire par une réaction de transformation avec des reliques de la paragenèse de haute température (andalousite) dans le disthène (c'est-à-dire l'assemblage primaire à andalousite, lié à la température, est détruit au profit d'un assemblage secondaire à disthène). Généralement, dans les conditions où le disthène résulte d'une telle transformation, l'andalousite est plus ou moins remplacée par agrégats subautomorphes de disthène, associés à de la pinite. Dans les Rehamna, l'analyse microscopique attentive n'a jamais mis en évidence ce type de réaction entre l'andalousite et le disthène.

En tenant compte de la composition chimique appropriée des roches, l'apparition d'assemblage minéralogique à disthène, semble donc plutôt répondre à l'effet d'une augmentation de la pression locale. En définitive nous pensons que les nouvelles données apportées par ce travail ont permis de mettre en évidence l'originalité des relations entre les veines synmétamorphiques de quartz à disthène et la mise en place des granitoïdes. Si l'on peut admettre que les hautes températures aient résulté d'un gradient géothermique élevé lié au magmatisme intrusif, il semble donc nécessaire, pour expliquer les fortes pressions locales, d'admettre l'existence de surpressions attribuées soit à des zones intensément cisailées (El Mahi, 1991), soit à des pressions de fluide engendrées par des circulations hydrothermales, canalisées par un réseau dense de fractures propres à un contexte tectonique en extension. Donc le développement exceptionnel de la paragenèse tardive à disthène est probablement lié à un épisode de circulation hydrothermale.

Il est établi que la croissance répandue de la staurolite et du disthène est le résultat de la circulation d'une phase fluide à une échelle régionale avec un métasomatisme sous les conditions d'un métamorphisme à faciès amphibolitique (Ague, 1994). Et toujours, d'après cet auteur, le développement très répandu des veines de quartz synmétamorphiques à staurolite et disthène (faciès syn-amphibolitique) peut être considéré comme marqueur des zones majeures où il y a une circulation de fluides et un transfert de chaleur dans les domaines orogéniques.

Des structures tectoniques tardives (à caractère extensif) étaient décrites depuis longtemps dans le massif hercynien des Rehamna (Piqué, 1972; Hoepffner, 1974; Jenny, 1974) et ce n'est que récemment que des liens ont été faits entre ces structures tardives et l'amincissement post-orogénique (El Mahi, 1991; Aghzer & Arenas, 1995; El Mahi *et al.*, 1999). Actuellement on décrit régulièrement dans toutes les chaînes de montagne récentes ou anciennes, les effets de l'amincissement post-orogénique qui suit l'épaississement orogénique (Menar & Molnar, 1988; Mattauer *et al.*, 1988; Faure *et al.*, 1990; Faure, 1995; Van Den Driessche & Brun, 1989, 1991; Echtler & Malavieille, 1990; Gautier & Brun, 1994; Jolivet, 1995). Ce processus est maintenant classiquement décrit de la façon suivante : une relaxation thermique et gravitaire (avec des effets extensifs) est consécutive à un épaississement crustal, pour permettre le retour à l'équilibre d'un ensemble préalablement épaissi.

as a consequence of a decrease of the temperature.

During this reaction, high- $T^{\circ}\text{C}$ andalusite is generally replaced by subautomorphic aggregates of lower- $T^{\circ}\text{C}$ kyanite in association with pinite. If this was the case in our samples, we should find some relicts of the high- $T^{\circ}\text{C}$ polymorph (i.e. andalusite) within the crystals of kyanite.

However, in the Rehamna area, we have never observed any microscopic evidence for this transformation.

Taking into account the estimated chemical composition of the rocks, the occurrence of the kyanite paragenesis more likely reflects localised high pressure conditions. Our results support the evidence that there is a close relationship between the quartz-kyanite veins and the setting of the granitoids. High temperature conditions are attributed to the high geothermic gradient associated with the intrusive magmatism in the area.

In addition, local high pressure could have been caused either by the stress generated from shear-zones (El Mahi, 1990), or by hydrothermal fluids circulating within a dense network of dilational fractures.

We suggest, therefore, that the occurrence of the late paragenesis with kyanite is linked to a hydrothermal event.

Ague (1994) shows that the widespread occurrence of both staurolite and kyanite is the consequence of regional metasomatism involving circulating fluids under amphibolite facies conditions.

Ague (1994) also suggests that the presence of staurolite and kyanite-rich synmetamorphic quartz veins (syn-amphibolitic facies) can be used as an indicator of high-temperature hydrothermal activity within orogenic domains.

*Late extensional tectonic structures have been previously described from the Rehamna Hercynian Massif (Piqué, 1972, Hoepffner, 1974, Jenny, 1974) but the relationship between these late tectonic structures and the post-orogenic thinning has only been established recently (El Mahi, 1991, Aghzer et Arenas, 1995, El Mahi *et al.*, 1999).*

*The effects of post-orogenic thinning, which followed the main crustal thickening phase, have now been described from both recent and ancient mountain ranges (Menar & Molnar, 1988, Mattauer *et al.*, 1988, Faure *et al.*, 1990, Faure, 1995, Van Den Driessche and Brun, 1989, 1991, Echtler and Malavieille, 1990, Gautier and Brun, 1994, Jolivet, 1995). This process corresponds to thermal and gravitational relaxation (with extension), corresponding to the return of the crust towards equilibrium after the main phase of crustal thickening.*

A la lumière des données nouvelles apportées par notre étude, une hypothèse est proposée qui conduit à ré-interpréter le contexte tectonique de mise en place du magmatisme tardi-orogénique dans le massif des Rehamna, remettant en cause le contexte compressif admis jusqu'à présent et favorisant un contexte plutôt extensif. Par conséquent la mise en place tardive des leucogranites et des microgranites s'effectue dans des conditions tectono-thermiques liées à l'amincissement post-orogénique. Dans le massif hercynien des Rehamna, les événements pneumatolytiques et hydrothermaux associés au magmatisme tardi-orogénique (donc à l'extension post-orogénique) sont à l'origine de la quasi totalité des minéralisations à potentiel économique.

Our results lead to the re-interpretation of the tectonic complex from which the late-orogenic magmatism of the Rehamna Massif originated. Previously, the setting of the magmatic intrusions was usually associated to a compressional regime. Instead, we suggest that the late setting of leucogranites and microgranites took place under specific thermotectonic conditions linked to the post-orogenic thinning. In the Rehamna Hercynian Massif, the pneumatolytic and hydrothermal events, which are associated with late-orogenic magmatism (and so with the post-orogenic extension), are the source of most of the ore mineralisation.

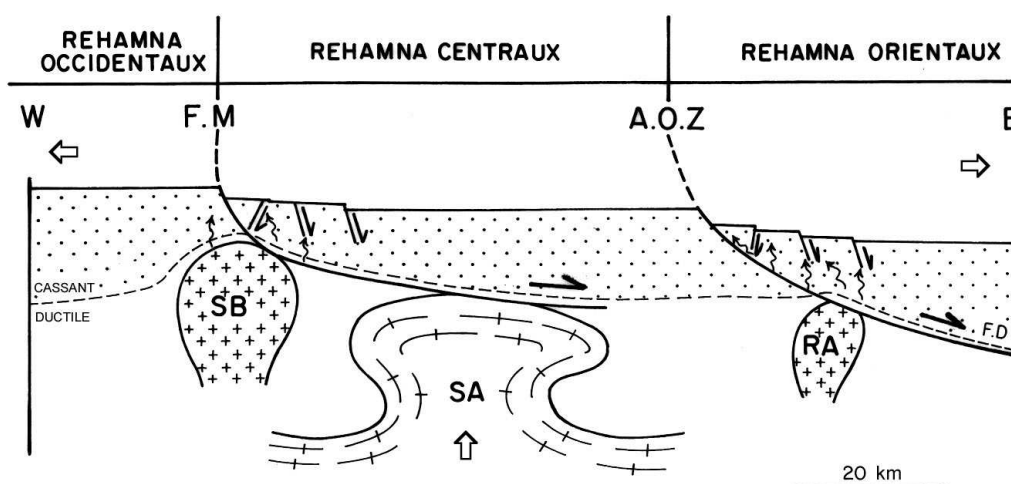


Fig. 5 – Coupe interprétative illustrant le modèle tectonique des relations intrusions magmatiques, zones de cisaillement et hydrothermalisme tardif dans le massif paléozoïque des Rehamna.

Le jeu de la faille de détachement fait remonter le dôme gneissique de Sidi Ali, d'âge précambrien.

F.M : faille médiane ; **A.O.Z** : accident des Ouled Zedness ; **F.D** : faille de détachement ; **SB** : pluton granitique de Sebt Brikiine ; **RA** : leucogranite de Ras El Abiad ; **SA** : dôme gneissique précambrien de Sidi Ali ; () : circulation des fluides hydrothermaux.

N.B. Il s'agit d'une coupe schématique avant la mise à l'affleurement par l'érosion du dôme gneissique de Sidi Ali et des unités magmatiques.

En conclusion, des réajustements tectoniques tardifs en contexte extensif (amincissement post-épaississement) réutilisant les zones de cisaillements ductiles (fig. 5) : faille médiane (F.M) et l'accident des Ouled Zedness (A.O.Z), peuvent correspondre probablement en profondeur à une faille de détachement. Cette réactivation, en rapport avec le soulèvement du dôme gneissique de Sidi Ali (S.A), provoque une bréchification locale, ainsi qu'une fracturation subméridienne jouant le rôle de drains pour les fluides hydrothermaux et pour un magmatisme à l'origine d'un champ filonien de microgranites tardifs, bien connus dans la région. Cette étude propose un modèle de développement de filons ou veines à disthène syn-métamorphiques (pénécontemporains de l'amincissement post-orogénique) : elles sont le résultat d'un épisode de circulations hydrothermales associées au magmatisme tardi-orogénique et canalisées par une intense fracturation.

To conclude, late tectonic readjustments in an extensional setting, which re-activated ductile shear zones (e.g. median fault and Ouled Zedness fault, see Fig. 5), are probably linked at depth to a major detachment fault. In addition to the uplift of the Sidi Ali gneissic dome, this reactivation caused a local brecciation together with N-S fracturing which triggered both the intrusion of the late regional magmatic bodies and the hydrothermal activity. In this study, we have presented a model that can account for the formation of syn-metamorphic kyanite-quartz veins/sills (penecontemporaneous with the post-orogenic thinning). We suggest that these veins result from an episode of hydrothermal circulation associated with the late-orogenic magmatism and channeled by a dense fracture network. These late phenomena, which can be observed in the Rehamna Massif, are the consequence of the late-

Ces phénomènes tardifs observés dans le massif des Rehamna traduisent un amincissement crustal tardi-orogénique associé au rééquilibrage thermique et gravitaire d'un ensemble préalablement épaissi. □

orogenic crustal thinning associated with the thermal and gravitational re-equilibration of a thickened crust. □

Légende des clichés. *Photograph captions*

Photo 1. Microphotographie montrant l'intercroissance entre le disthène (D), la staurotide (S), des micas (M) et une cristallisation du béryl (B). Noter vers le bas de la photo à droite, l'altération hydrothermale marquée par une importante séricitisation et chloritisation des blastes métamorphiques, avec formation de la tourmaline (T) et des minéraux opaques (O). Nicols non croisés.

Photograph 1. *Microphotograph showing the intergrowth between kyanite (D), staurolite (S), mica (M) and beryl (B). Note at the bottom-right of the photograph that hydrothermal alteration is evidenced by the sericitisation and the chloritisation of the metamorphic blasts, with formation of tourmaline (T) and opaque minerals (O). Uncrossed nicols.*

Photo 2. Microphotographie de détail montrant l'intime intercroissance entre le disthène (D), la staurotide (S) et les micas blancs (M) dans une veine siliceuse portant une signature hydrothermale.

Photograph 2. *Detail. Microphotograph showing the close intergrowth between kyanite (D), staurolite (S) and muscovite (M) within a quartz vein that has been hydrothermally altered.*

Photo 3. Microphotographie montrant des blastes de disthène (D) tardifs, et discordants par rapport à la foliation régionale (S_1), qui est soulignée par des micas blancs et des biotites. Nicols non croisés.

Photograph 3. *Micrograph showing late blasts of kyanite (D). Crystal of kyanite are discordant with the regional foliation (S_1), which is defined by layers of muscovite and biotite. Uncrossed nicols.*

Photo 4. Micaschiste de Jorf El Khal.

Filon de quartz sans disthène, plissé contemporanément à la phase majeure hercynienne de serrage (boudiné dans la schistosité régionale). Il est repris tardivement par une phase extensive (faille normale).

Photograph 4. *Jorf El Khal mica schist.*

Kyanite-free quartz sill which has been folded contemporaneously with the main Hercynian compressive phase (boudins can be observed parallel to the regional schistosity). The sill is also associated with late extension (normal fault).

photos 1, 2, 3, 4

Photo 5. Métapélite de Bagarat Châabe.

Veine siliceuse à disthène dont la croissance se fait en gerbes perpendiculaires aux épontes de cette veine.

Q : quartz, D : disthène, E : encaissant micaschisteux avec une linéation d'allongement subperpendiculaire au disthène.

Photograph 5. *Bagarat Châabe metapelite.*

Kyanite-quartz vein. Sheaf-like crystals of kyanite can be observed perpendicular to the rims of the vein.

Q: quartz, D: kyanite, E: mica schist country rock with a lineation which is perpendicular to kyanite.

Photo 6. Microphotographie d'une veine siliceuse montrant l'intercroissance des blastes automorphes de disthène (D) et de quartz (Q). Noter la précipitation des oxydes de fer (O) au niveau des plans de clivage. Nicols non croisés.

Photograph 6. *Microphotograph of a quartz vein showing the intergrowth of automorphic blasts of kyanite (D) and quartz (Q). Note the presence of iron oxides (O) around the cleavage plans. Uncrossed nicols.*

Photo 7. Filon bréchique de Kef El Mouneb.

Exemple de réaction d'échange entre les solutions hydrothermales minéralisatrices et les roches bordières.

E : encaissant métamorphique, D : disthène, M : minéralisations

Photograph 7. *Kef El Mouneb brecciated sill.*

Example of the exchange between the hydrothermal fluid and the country rock. E: metamorphic country rock,

D: kyanite, M: mineralisation.

Photo 8. Section polie dans une brèche hydrothermale (Région de Sidi Salah).

Section polie dans une brèche hydrothermale qui montre des fragments d'encaissant métamorphique, cimentés dans une matrice siliceuse avec néoformation de minéraux métamorphiques (disthène) et une précipitation de minéraux métalliques. B : béryl, D : disthène, E : enclave métamorphique, Q : quartz, T : tourmaline.

Photograph 8. *Polished section of a hydrothermal breccia (Sidi Salah region).*

Polished section of a hydrothermal breccia showing relicts of the metamorphic country rock which are cemented by a silica matrix rich in neoformed metamorphic minerals (e.g. kyanite) and metallic minerals. B: beryl, D: kyanite, E: metamorphic enclave, Q: quartz, T: tourmaline.

photos 5, 6, 7, 8

Références bibliographiques

- Aghzer A.M., Arenas R. (1995) – Détachements et tectonique extensive dans le massif hercynien des Rehamna. – *J. African Earth Sci.*, vol. 21, n° 3, p. 383-393.
- Ague J.J. (1994) – Mass transfer during Barrowian metamorphism of pelites, South-Central Connecticut. II: Channelized fluid flow and the growth of staurolite and kyanite. – *Am. J. Sci.*, 294, p. 1061-1134.
- Ague J.J. (1995) – Deep crustal growth of quartz, kyanite and garnet into large-aperture, fluid-filled fractures, north-eastern Connecticut, USA. – *J. Metamorphic Geol.*, 13, p. 299-314.
- Althaus E. (1967) – The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16, p. 29-44.
- Bernardin C., Cornee J.J., Corsini M., Mayol S., Muller J., Tayebi M. (1988) – Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données en surface et de subsurface. – *Can. J. Earth. Sci.*, 25, p. 2104-2117.
- Bonin B., Dubois R., Gohau G. (1997) – Le métamorphisme et la formation des granites, (Évolution des idées et concepts actuels). – Éditions Nathan, 320 p.
- Bouybaouene M.L. (1984) – Le métamorphisme de contact du granite des Rehamna. – Thèse 3^e cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat., 147 p.
- Cesare B. (1994) – Synmetamorphic veining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. – *J. Metamorphic Geol.*, 12, p. 643-653.
- Corsini M., Cornee J.J., Muller J., Vauchez A. (1988) – Cisaillement ductile symmétamorphe et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 306, série II, p. 1389-1394.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) – Kyanite. – In Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. (eds), *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, Longman Scientific & Technical, p. 59-66.
- Echtler H., Malavieille J. (1990) – Extensional tectonics, basement uplift and stephano-permian collapse basin in the late variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif central). – *Tectonophysics*, 177, p. 125-138.
- El Mahi B. (1991) – Exemple d'interaction entre métamorphisme et mise en place de leucogranites dans une zone de cisaillement intralithosphérique : la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (Z.C.M.O). – Thèse doct., Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat. 176 p.
- El Mahi B., Hoepffner Ch., Zahraoui M., Boushaba A. (1999) – Structural and metamorphic evolution of the Hercynian belt of central Rehamna. – *Geology of the Arab World*. Fourth International Conference (GAW 4), Cairo 21-25 Feb. 1998, Egypt, p. 26-45.
- Faure M., Prost A. E., Lasne E. (1990) – Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. – *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. VI, n° 1, p. 189-197.
- Faure M. (1995) – Late orogenic carboniferous extension in the Variscan French Massif Central. – *Tectonics*, 14, p. 132-153.
- Gautier P., Brun J.P. (1994) – Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the Central Aegean (Cyclads and Evvia Island). – *Tectonophysics*, 238, p. 399-424.
- Hoepffner Ch., Jenny P., Michard A., Piqué A. (1972) – Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 275, série D, p. 1737-1740.
- Hoepffner Ch. (1974) – Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). – Thèse 3^e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 92 p.
- Holdaway M.J. (1971) – Phase diagram for kyanite–andalusite and andalusite–sillimanite equilibrium. – *Am. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- Jamtveit B., Yardley B.W.D. (1996) – Fluid flow and transport in rocks: an overview. – In: Jamtveit B. & Yardley B.W.D. (eds), *Fluid flow and transport in rocks: mechanisms and effects*, Chapman & Hall, London, p. 1-14.
- Jébrak M. (1992) – Les textures intrafiloniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. – *Chron. rech. min.*, n° 506, p. 25-35.
- Jenny P. (1974) – Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). – Thèse 3^e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 120 p.
- Jolivet L. (1995) – La déformation des continents, exemples régionaux. – Collection enseignement des Sciences. Éditions Hermann, 413 p.
- Kerrick D.M. (1988) – Al₂SiO₅-Bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: aluminum mobility in metapelites. – *Geology*, 16, p. 636-640.
- Kerrick D.M. (1991) – Overview of contact metamorphism. – In: Kerrick D.M. (ed), *Contact metamorphism, Reviews in mineralogy, Mineral. Soc. Am.*, vol. 26, p. 1-12.
- Mattauer M., Brunel M., Matte P. (1988) – Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 306, série II, p. 671-676.

- Menard G., Molnar P. (1988) – Collapse of a hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province. – *Nature*, vol. 334, p. 235-237.
- Michard A. (1982) – Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, Tectonique et Pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. – *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 303, 180 p.
- Piqué A. (1972) – Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale) ; le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'ouest du massif. – Thèse 3^e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 101 p.
- Piqué A., Michard A. (1989) – Moroccan hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. – *Am. J. Sci.*, 289, p. 286-330.
- Piqué A. (1994) – Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. – Éditions Pumag, 284 p.
- Ramsay J.G. (1980) – The crack-seal mechanism of rock deformation. – *Nature*, 284, p. 135-139.
- Rosé F. (1987) – Les types granitiques du Maroc hercynien. – Thèse Doct., Univ. Paris VI, 363 p.
- Thompson A.B., Connolly J.A.D. (1992) – Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer. – *Earth Science Reviews*, 32, p. 107-121.
- Van Den Driessche J., Brun J.P. (1989) – Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif central. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, série II, p. 1607-1613.
- Van Den Driessche J., Brun J.P. (1991) – Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. – *Geodynamica Acta*, 5, p. 85-99.
- Walther J.V., Orville P.M. (1982) – Volatile production and transport during metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 252-257.
- Walther J.V. (1990) – Fluid dynamics during progressive regional metamorphism. – In Bredehoeft J.D. & Norton D.L (eds), *The Role of Fluids in Crustal Processes*, National Academy Press, Washington DC, p. 64-71.
- Yardley B.W.D. (1986) – Fluid migration and veining in the Connemara schists, Ireland. – In Walther J.V. & Wood B.J. (eds), *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism*, *Advances in Physical Geochemistry*, 5, Springer-Verlag, New York, p. 109-131.
- Yardley B.W.D., Bottrell S.H. (1992) – Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schists, Ireland. – *J. Metamorphic. Geol.*, 10, p. 453-464.

