

La déformation "calédonienne" du bloc des Sehoul : La phase sehoulienne

Ahmed EL HASSANI

INTRODUCTION

Dans la zone des Sehoul affleure un ensemble de roches (phyllades et quartzophyllades) où le Cambrien est représenté (fig. 1). Ces roches ont enregistré une déformation anté-hercynienne, qui a été analysée, pour la première fois, par PIQUE (1979). Son âge est assimilé par lui à celui de la schistosité cristallophyllienne, qui est antérieure au granite de Rabat-Tiflet, c'est-à-dire antérieure à l'Ordovicien terminal. On ne connaît nulle part au Maroc de phase plicative à la même époque, ce qui a poussé cet auteur à qualifier les roches affectées par cette déformation de "terrain suspect" ou de "bloc exotique". Cette région se distingue par ailleurs par la présence d'un granite "calédonien", qui n'a été que sommairement étudié par WIPPERN (1955), GARCIA (1961) et CHARLOT & al., (1973).

LE PLISSEMENT ET LA SCHISTOSITE ASSOCIEE

La zone des Sehoul présente une variation régionale de l'intensité de la déformation souple et de l'intensité de la schistosité. La première est visible aussi bien dans les structures mégascopiques que dans les structures microscopiques. Parallèlement à celle-ci, on enregistre une évolution de la schistosité, depuis la schistosité de dissolution évoluée jusqu'à la schistosité de flux.

Pour illustrer cette variation, trois régions caractéristiques ont été choisies : Kern Nesrani, l'oued Tiflet et le barrage de Rabat.

A KERN NESRANI

Le plissement sehoulien a donné naissance ici aux grandes structures, auxquelles est associée une schistosité de plan axial, parfois en éventail dans les plis. La structure régionale s'organise en une succession de synclinaux et d'anticlinaux décamétriques à hectométriques. Leur orientation est sensiblement E-W, avec des axes plongeant de 10 à 40° vers l'Est (fig. 3). Dans les phyllades silteuses rouge-violacé, situées dans la partie NNE de la coupe (fig. 3) et en rive droite de l'oued Bou Regreg, on observe des plis centimétriques.

Tant à l'affleurement qu'en lame mince, on constate que la schistosité n'est pas totalement pénétrative. Elle est soulignée par des minéraux opaques ou par des produits ferrugineux.

- Dans les niveaux phylladiques, les plans de schistosité s'anastomosent en micro-domaines de 20 à 50 μm de largeur environ. Dans ces domaines, les grains de quartz et les micas, de petite taille, sont rarement réorientés parallèlement à la schistosité.

- Dans les lits gréseux, cette schistosité se réfracte en donnant un clivage espacé irrégulier, de type grossier, souligné également par des opaques; les microlithons sont espacés ici de 200 à 400 μm . La fabrique sédimentaire n'est pas complètement effacée, puisque la forme de la majorité des grains de quartz reste pratiquement inchangée; seuls quelques rares grains de quartz et les micas présentent une disposition parallèle à la schistosité S1.

DANS L'OUED TIFLET

Le plissement et la schistosité synmétamorphique ont un comportement différent suivant la nature du faciès pétrographique.

Dans les phyllades, les plis sont isoclinaux, de taille centimétrique à décimétrique (fig. 4). Ils ont une direction variant de N 50 à N 90° et un plan axial plus ou moins raide, penté au Nord. Leur axe est courbe, ce qui fait que celui-ci plonge tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest. Dans ces faciès, la transposition de la stratification So dans la schistosité S1 est complète. La structure résultante est marquée par une alternance millimétrique à centimétrique de lits quartzeux avec un peu de séricite et des lits phylliteux à séricite, biotite et très peu de quartz de très petite taille (50 à 70 μm). La schistosité est très pénétrative dans ce type de roche; elle est essentiellement soulignée par (fig. 5) :

- des quartz de recristallisation, ayant tendance à s'aplatir parallèlement à S1,
- des biotites, en petites paillettes, disposées de la même manière que le quartz,
- des séricites, disposées dans le plan de S1, de même taille que les deux autres constituants.

Dans les quartzophyllades, plus riches en quartz, la transposition de la stratification So dans la schistosité S1 est moins bien marquée. L'observation microscopique de ce faciès montre une alternance de lits millimétriques quartzeux et quartzophylladiques, qui correspond à So. Les quartz, d'origine détritique, sont anguleux, en petits cristaux de 100 à 150 μm avec un très faible aplatissement. La séricite en paillettes de 100 à 200 μm , néoformée, est disposée parallèlement à S1, qui est d'ailleurs oblique sur la stratification.

Dans les grès et les microconglomérats, on ne voit pas de plis à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince, mais la schistosité S1 est bien marquée par la recristallisation de certains grains de quartz et leur aplatissement parallèlement à celle-ci. La biotite héritée et les quelques paillettes de séricite sont également disposées parallèlement à la schistosité (fig. 6).

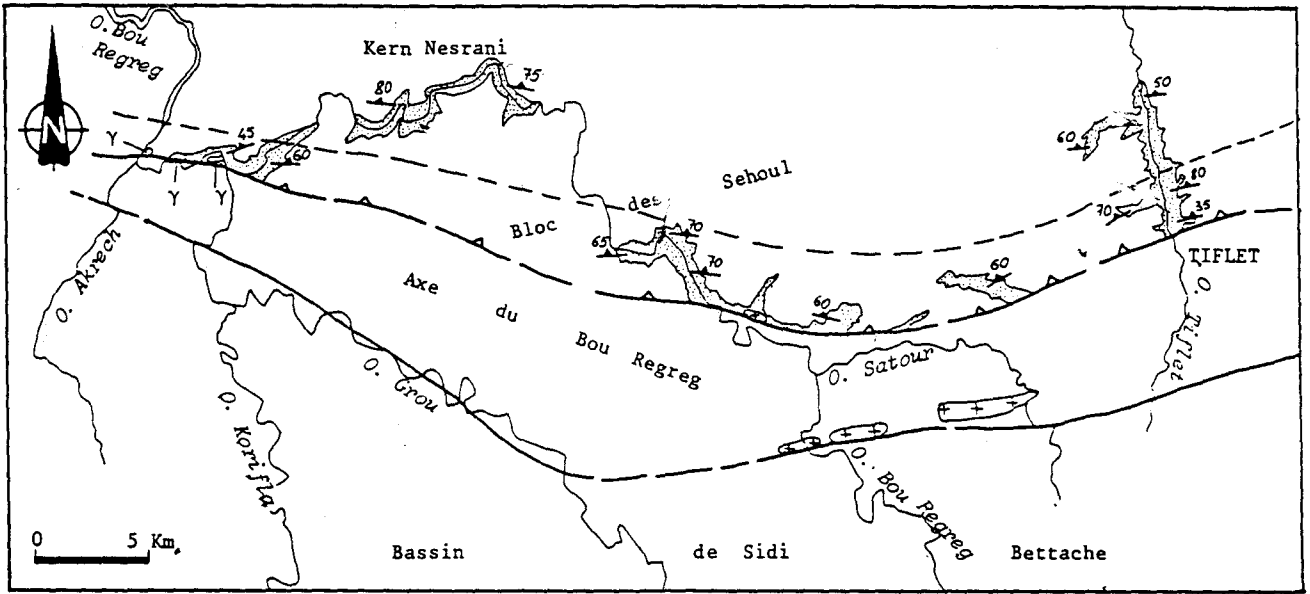


Fig. 1: Les domaines structuraux de la région de Rabat-Tiflet.

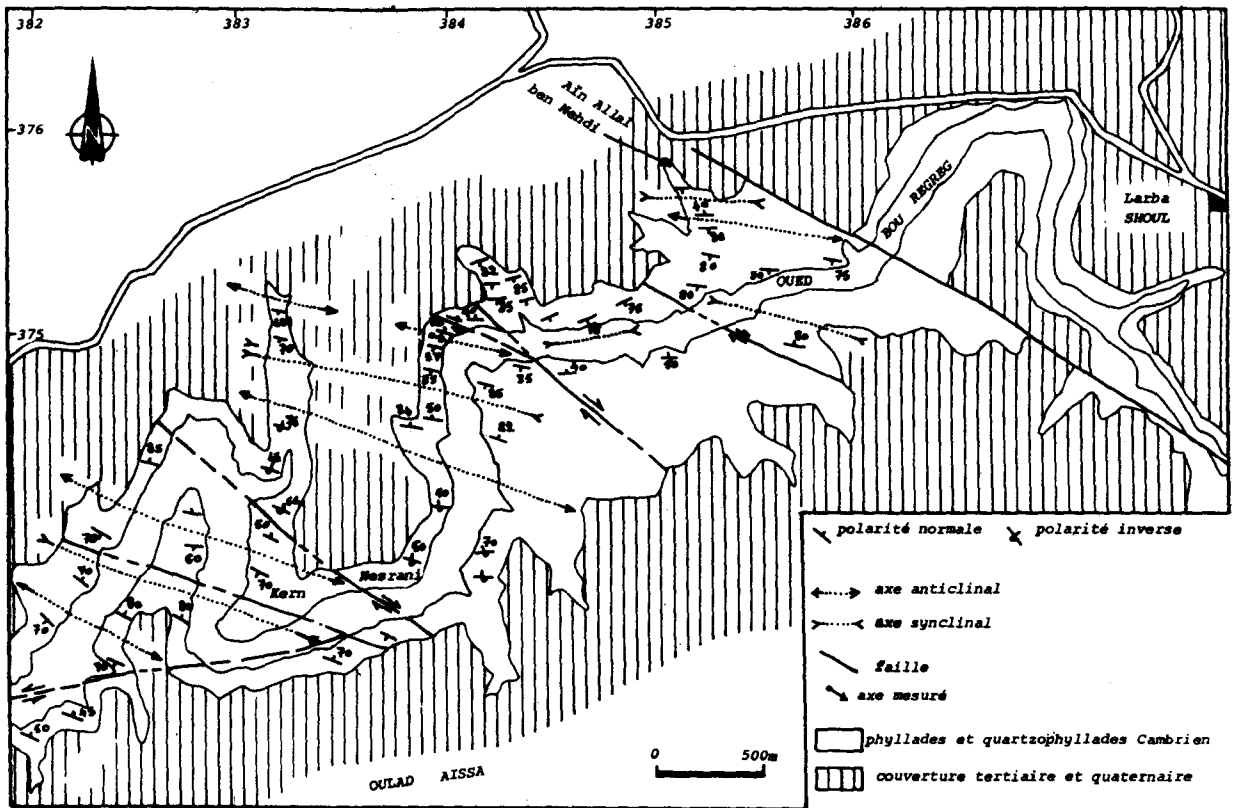


Fig. 2: Schéma structural de la région de Kern Nesrani.

BARRAGE DE RABAT

Les phyllades de la zone située immédiatement au Nord du barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah sont affectées par une première phase tectonique, qui a donné des plis isoclinaux, de petite dimension (millimétrique à centimétrique ; fig. 7). Le premier épisode de déformation est caractérisé par des plis isoclinaux intrafoliaires à axes courbes, présentant parfois des flancs étirés et des charnières épaissies. Ils sont synchrones d'une schistosité de flux de plan axial. Les charnières de ces plis sont rarement visibles. Sur le terrain, ces phyllades sont

intimement affectées par la schistosité S1, qui a totalement transposé le litage sédimentaire originel. L'intersection entre ces deux surfaces crée une linéation particulièrement bien visible dans les phyllades silteuses (fig. 8 et 9). Ces phyllades montrent également une crénulation S2 hercynienne.

L'observation microscopique des phyllades de cette région montre qu'elles sont toutes affectées d'une schistosité de flux S1. Cette schistosité est soulignée par un rubanement infra-millimétrique à millimétrique, composé de niveaux quartzo-micacés et de niveaux micacés.

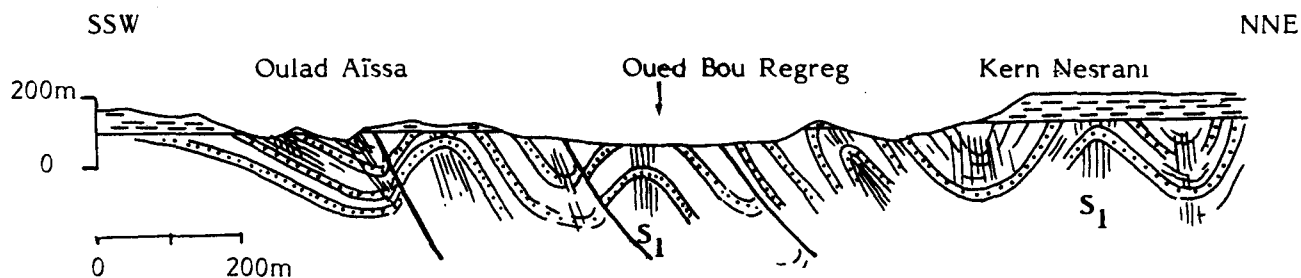


Fig. 3: Les plissements "calédoniens" à Kern Nesrani.

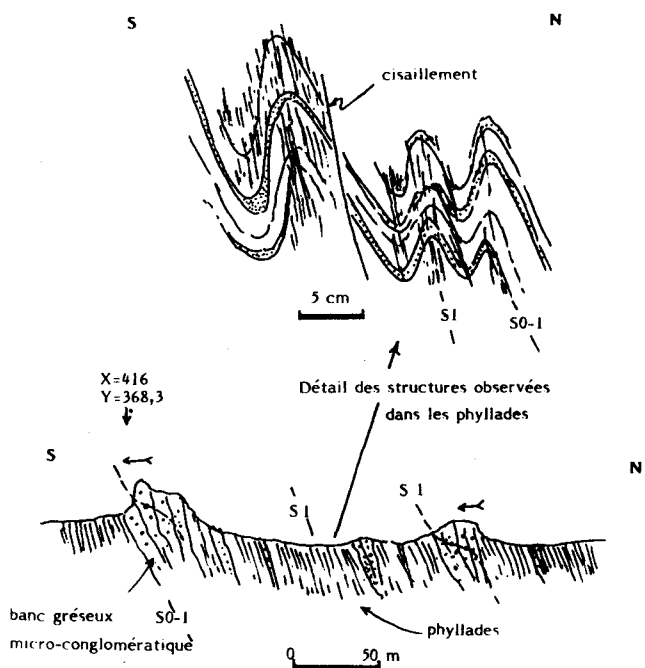


Fig. 4: Coupe dans l'oued Tiflet (région de Sidi Sba).

Les recristallisations minérales, orientées dans ce plan de schistosité, sont constituées de:

- quartz, xénomorphe, de taille 20 x 40 µm, aplati dans le plan S1,

- séricite, en paillettes automorphes, de taille 10 x 50 µm,
- chlorite, vert-pâle en LN à faible biréfringence, en paillettes automorphes de 10 x 50 µm.
- biotite, de petite taille (15 x 45 µm), disposée parallèlement à la schistosité S1.

Dans cette zone, les linéations L0-1 ont des directions de N 30° à N 50° et un plongement variant de 15° à 40° NE ou SW. La schistosité S1, bien que reprise localement par un clivage de crénulation postérieur, a une direction à peu près constante de N 50° à N 70° et un pendage moyen de 45° au NNW (fig. 9 et 10). Les plis de direction N 50° à N 70° sont déversés ou couchés vers le SE, et ont des axes généralement courbes. Ce caractère s'explique par des glissements différentiels de la matière, le long du plan axial des plis, dans un régime de déformation cisailante.

Le métamorphisme synschisteux est donc marqué ici par l'association quartz, chlorite, et séricite. Il indique l'épizone (zone à chlorite et séricite).

Des cisaillements selon des plans subparallèles à la schistosité S1, acquis postérieurement à l'apparition de celle-ci, provoquent l'amygdalisation microscopique de la roche le long de plans subparallèles à S1. Par exemple dans les phyllades du déversoir du barrage, où le rubanement S0-1 est recoupé par des surfaces sub-parallèles à S1 qui sont soulignées par des résidus opaques.

Ces surfaces décalent localement les petites veines de quartz et semblent accompagnées de dissolution sous pression (fig. 10). Cette amygdalisation indique donc la prolongation de la vergence tectonique en conditions tardischisteuses.

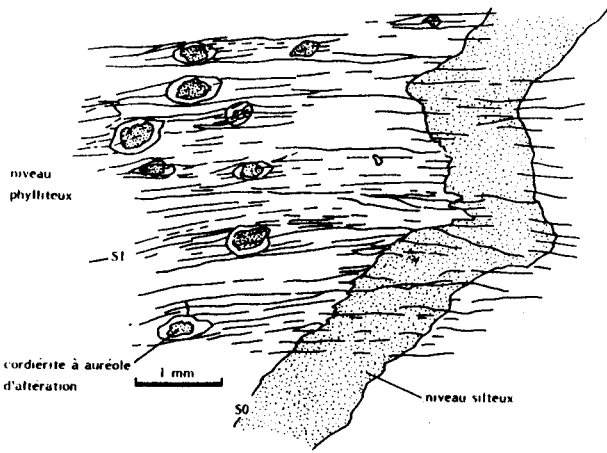


Fig. 5: Micrographie des phyllades silteuses de l'oued Tiflet (Sidi Sba), montrant la So microplissée en plis P1 synchisteux et des blastes de cordiérites.

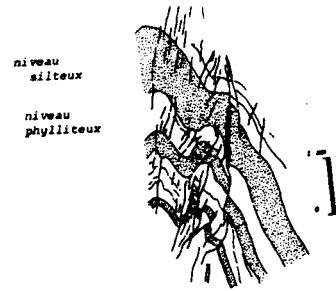
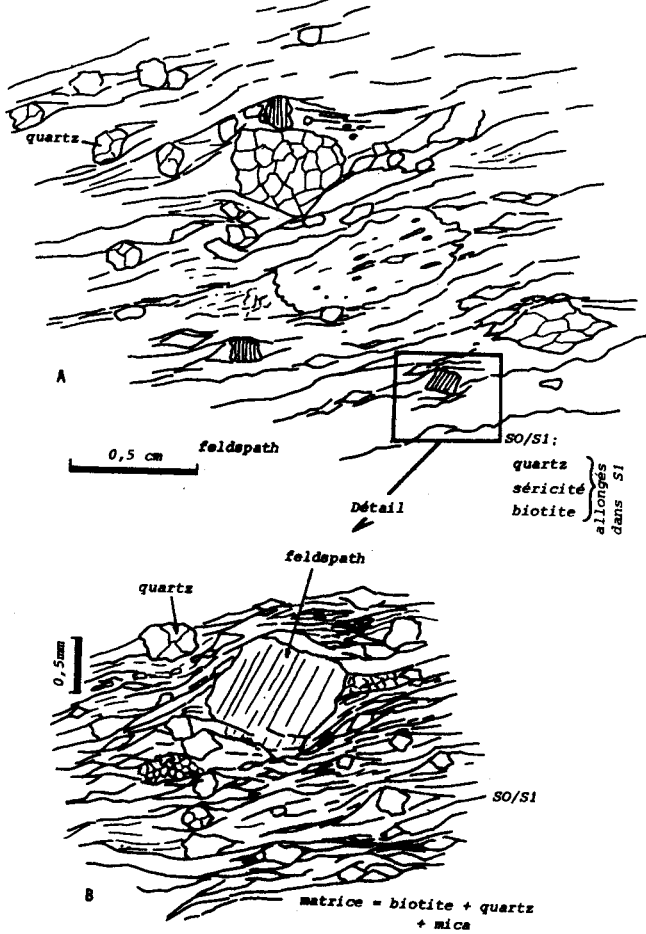


Fig. 7: Micrographie des plis P1 dans les phyllades de Rabat.



(fig. 6): Micrographie des conglomérats de l'oued Tiflet: A. structure d'ensemble, B. détail de la micrographie.

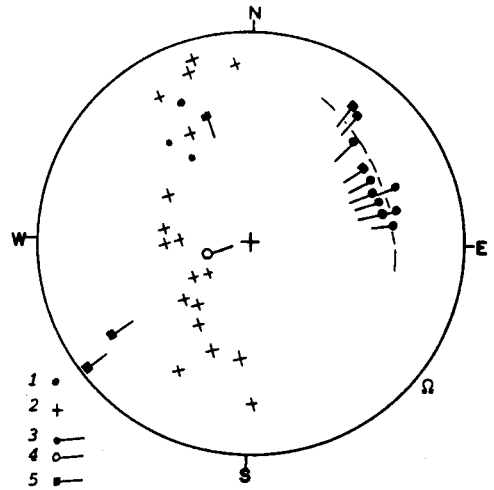


Fig. 8: stéréogramme des structures schouliennes dans les phyllades situées en contre-bas du jbel Bakkach.

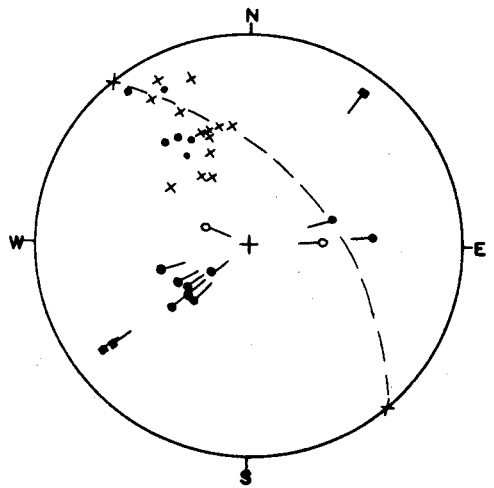


Fig. 9: structures schouliennes dans les phyllades rouge-violetées, situées immédiatement au Nord du barrage de Rabat.

On peut donc noter, en conclusion, que la zone de Rabat enregistre une déformation souple encore plus évoluée que celle de l'oued Tiflet. La schistosité y est de flux et le métamorphisme synschisteux est plus évolué que partout ailleurs.

LE METAMORPHISME REGIONAL

La zone des Schoul a enregistré un métamorphisme régional dont l'évolution se fait dans le même sens que celui de la déformation.

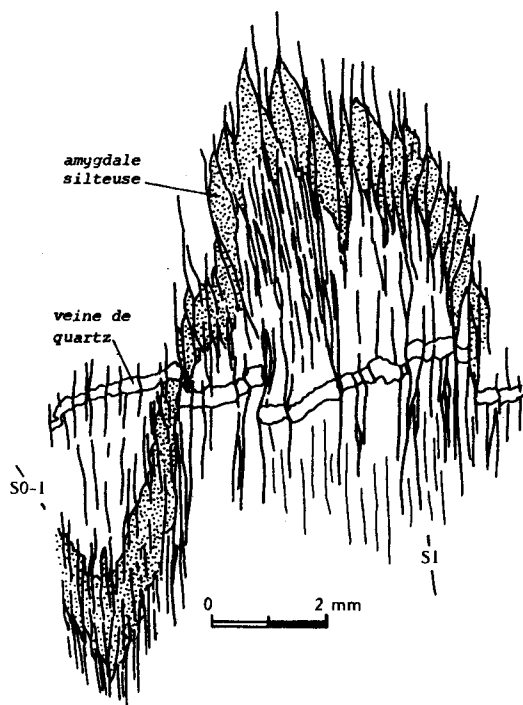


Fig. 10: Micrographie des phyllades du barrage de Rabat montrant les cisaillements parallèles à S1.

LES AMPHIBOLITES

Ces roches sont très riches en prismes d'amphibole verte qui présentent une orientation préférentielle dans la schistosité S1. Elles affleurent, uniquement dans la région du barrage de Rabat, à trois endroits : dans la coupe de Hosseine, sous forme d'enclaves du granite de la rive droite du Bou Regreg, à Bled Dfa à proximité du granite et dans le ravin d'Aïn Ed Dick (Mechraa En Nouala).

Au microscope, la roche montre une texture lépidoblastique orientée. Elle est constituée principalement d'une hornblende verte, qui occupe plus de 60 % du volume, et d'un fond feldspathique complètement séricitisé. La roche mère est une roche basique qui a été affectée par un métamorphisme régional de type épizonal, avec des paragenèses à hornblende verte, albite, séricite [et sphène, apatite et épidote]. La roche présente une fracturation

tardive, colmatée par une association de basse température (chlorite, albite et carbonate).

LES PHYLLADES

Ce type de roche résulte du métamorphisme des mudstones.

Au microscope, on constate que les quartz sont tous néoformés et aplatis, avec une taille de 125 à 200 μm . La transposition de la stratification So en schistosité S1 est complète. Les quartz de recristallisation sont aplatis parallèlement à cette schistosité, et les biotites sont en petites paillettes de 100 μm , disposées de la même manière que les quartz. Parfois ces biotites se répartissent préférentiellement suivant d'anciens lits qui peuvent correspondre à la stratification So.

Dans la région de Rabat, des grenats de très petite taille (0,075 à 0,1 mm) cristallisent tardivement sur la trame orientée.

LES QUARTZOPHYLLADES

Dans ce type de roche la transposition peut ne pas être complète. La schistosité est moins bien marquée que dans les phyllades. Dans ce cas les quartz, d'origine détritique, sont anguleux en cristaux de 100 à 150 μm , avec un aplatissement faible à moyen. La séricite néoformée, en paillettes de 100 à 200 μm , est disposée parallèlement à la schistosité S1.

AGE DU METAMORPHISME

Les terrains cambriens des Schoul ont fait l'objet de quelques analyses isotopiques K/Ar (EL HASSANI & al., 1991). Les résultats obtenus (tableau 1) suggèrent un premier épisode de métamorphisme d'âge ordovicien moyen (450 Ma), partiellement effacé par un second épisode proche de 320 Ma, d'âge viséen. On remarque aisément dès lors que le premier âge déterminé par cette méthode concorde parfaitement avec celui déterminé plus haut, sur d'autres bases, pour la schistosité S1 et que le second correspond, ou est proche de l'âge de la schistosité S2 (hercynienne), commune à la partie méridionale de la zone des Schoul et à l'Axe du Bou Regreg.

Il s'agit donc là d'une déformation d'âge ordovicien moyen, contemporaine de certains épisodes tectono-métamorphiques communément rangés dans l'orogénèse calédonienne d'Europe et d'Amérique du Nord. Cette déformation est localement reprise au Carbonifère inférieur sur la frange méridionale du bloc des Schoul.

LES GRANITOÏDES DE RABAT-TIFLET

Les granitoïdes de Rabat ont été signalés pour la première fois par LECOINTRE (1933), qui les décrit sous le nom de syénite. Le même terme est repris par COGNEY (1957) et ce n'est qu'en 1961 que GARCIA les décrit comme des granites pauvres en quartz et à feldspaths potassiques prédominants (granite de Mechraa En Nouala)

ou comme des granites calco-alkalins à biotite (granite de Sidi Ahmed en $x=377,2$ et $y=372,6$ actuellement submergé par les eaux du barrage). Ces granites se situent tous à l'intérieur du bloc des Schoul.

A Tiflet, des granites sont également signalés par LECOINTRE (1933) et étudiés par WIPPERN (1955). En plus des lentilles situées dans le bloc des Schoul (environ de l'oued Atchane), des granites affleurent largement à

l'intérieur de l'axe du Bou Regreg, lequel ne présente aucun métamorphisme de contact.

CHARLOT & al., (1973) entreprennent des études géochronologiques sur les granites de Rabat et de Tiflet. Ils pensent que ces différents pointements correspondent à une même venue magmatique. L'âge trouvé par ces auteurs est de 414 Ma (recalculé : 430 ± 2 Ma., avec une constante de 1,42), ce qui correspond à la limite Ordovicien-Silurien.

Tableau I: Résultats des analyses isotopiques des phyllades du bloc des Schoul (Localisation des échantillons étudiés sur la figure 1). Analyses réalisées au Laboratoire de Géochronométrie K/Ar du Département de Minéralogie de l'Université de Genève (Suisse) par S. HUON.

(1): Largeur de Scherrer ou indice de cristallinité mesuré sur la fraction $< 2\mu\text{m}$ séchée à l'air.
(2): Estimation semi-quantitative des phyllosilicates.

N° Echant.	L.S (1)	%Mica (2)	%Ch+(Ch-V)(2)	%K	%40Ar	40Ar m/g 10-9	Age+/-25
504 ($< 1\mu\text{m}$)	0.21	27	73 Ch	1.60	70.11	1.42904	453.1+/-8.3
505 ($< 1\mu\text{m}$)	0.22	61	39 Ch+Ch-V	2.38	90.43	1.69540	352.2+/-6.5
505 ($< 2\mu\text{m}$)				2.75	76.42	1.88859	358.0+/-6.7
506 ($< 1\mu\text{m}$)	0.22	43	57 Ch+Ch-V	2.12	77.93	1.39204	343.7+/-6.6
507 ($< 1\mu\text{m}$)	0.23	40	60Ch+Ch-V	1.89	91.10	1.30432	359.6+/-6.8
508 ($< 1\mu\text{m}$)	0.21	78	22 Ch+Ch-V	2.35	70.11	1.45586	326.5+/-6.3

ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les granitoïdes de Rabat

Ils affleurent sous forme de pointements isolés (fig. 11). Quatre échantillons (R1 à R4) ont été prélevés à différents endroits.

L'étude microscopique montre que ces quatre échantillons sont composés principalement de quartz, de feldspaths et de biotite. Nous présentons ci-dessous une description commune pour ces échantillons:

La roche montre une texture grenue isogranulaire et elle se compose essentiellement de :

- biotite, en paillettes déchiquetées parfois tordues, rarement fraîche, de couleur brunâtre et présentant le plus souvent une couleur verte due à la chloritisation. Les clivages sont soulignés par des oxydes de fer et ils ont un aspect grossier. Certaines biotites s'organisent en nids auxquels s'associent des opaques et des apatites.

- plagioclase, abondant et en lattes sub-automorphes à macles polysynthétiques. Ces lattes sont rarement tordues et elles sont complètement séricitisées. Quelques cristaux, rares, présentent des teneurs en anorthite légèrement élevées pouvant aller jusqu'à An 35 (andésine). La plupart de ces plagioclases correspondent cependant à des albites (An 5 à An 10). Les nombreux cristaux d'apatite et d'épidote associés à ces plagioclases, ainsi que l'importante séricitisation, indiqueraient une origine plus basique de ces albites.

- feldspath potassique, rare et souvent en cristaux perthitiques et à macles de CARLSBAD. Il est également très séricitisé.

- quartz, en grandes plages composites et à caractère interstitiel. Ces plages montrent une extinction ondulante,

en secteur, indiquant une déformation plastique importante de la roche.

Parmi les minéraux accessoires de ces granitoïdes nous citons : l'apatite, l'épidote, le zircon, les opaques, la séricite et la chlorite.

Certains échantillons sont parcourus par un important réseau de micro-fractures. Celles-ci sont remplies soit de carbonates, soit d'un produit verdâtre de nature chloriteuse.

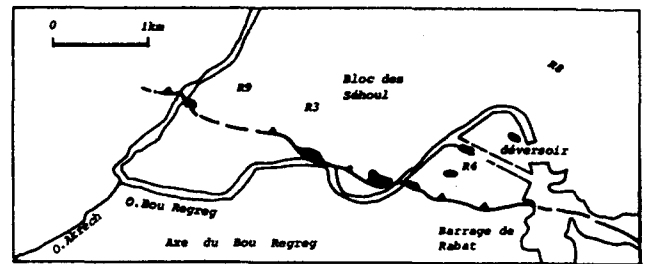


Fig. 11: Position des échantillons des granitoïdes analysés de la région de Rabat.

Les granitoïdes de Tiflet

Cinq échantillons (T1 à T5) ont été prélevés (fig. 12).

L'étude microscopique des granitoïdes de Tiflet montre qu'ils se composent essentiellement de:

- biotite chloritisée à laquelle sont associés des reliques de pyroxène et de nombreux cristaux d'apatite et de sphène.

- plagioclase, abondant mais complètement séricitisé et albitisé.

- feldspath potassique, rare, perthitique et séricitisé.

- quartz, en plages continues composites et à extinction ondulante.

Selon la classification de STRECKEISEN, les échantillons T1, T2 et T3 correspondent à des granodiorites, alors que T4 et T5 sont des diorites quartziques (fig. 13).

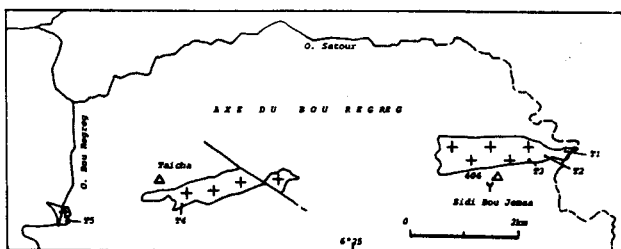


Fig. 12: Position des échantillons des granitoïdes analysés de la région de Tiflet.

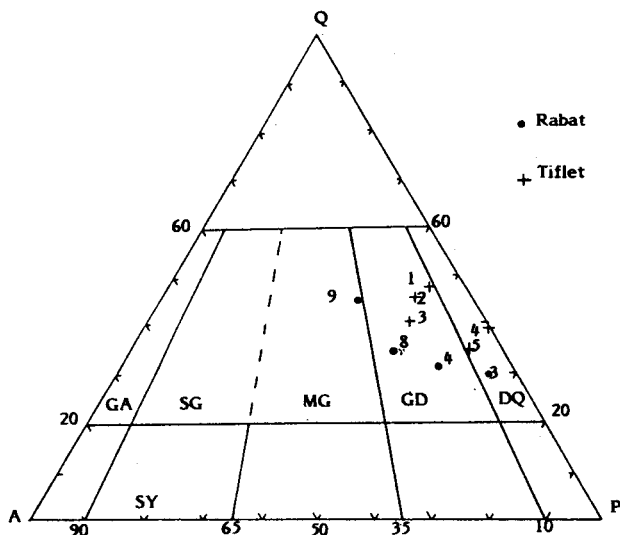


Fig. 13: Distribution des échantillons des granitoïdes de Rabat-Tiflet sur le diagramme QAP de STRECKEISEN (1976): analyse modale volumique.

En conclusion, la composition minéralogique de ces granitoïdes, riches en plagioclases, les apparente à des granodiorites. Les teneurs en alcalins de ces granitoïdes comprises entre 6 et 8 % pour 63 à 76 % de Si O₂ permettent de rattacher les granitoïdes de Rabat-Tiflet à la série calco-alcaline (MC DONALD & KATSUNE, 1964; ORSINI, 1979). Les tendances moyennes des différentes

séries magmatiques projetées par LAMEYRE & BOWDEN (1982) sur le diagramme QAP (fig. 14), confirment le caractère calco-alcalin granodioritique de ces granitoïdes.

ETUDE GEOCHIMIQUE

Du fait de l'altération de certains échantillons étudiés (séricitisation et chloritisation) et de la présence de microfissures à remplissage carbonaté, l'interprétation géochimique sera abordée avec une attention et une prudence particulières.

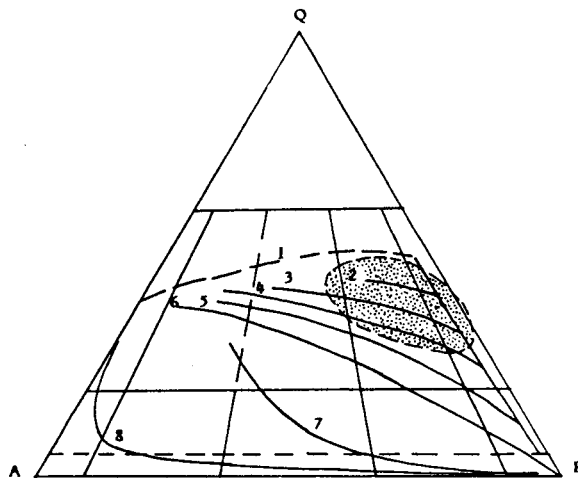


Fig. 14: Tendances moyennes de quelques séries plutoniques selon LAMEYRE & BOWDEN (1982).

Les éléments majeurs : (tableau II)

Les teneurs assez élevées de ces roches en Si O₂ (63 à 76 %) confirment qu'il s'agit de roches intermédiaires à acides.

Le diagramme CaO - (Na₂O + K₂O) - Al₂O₃ de BONNIN (1982) révèle la richesse de ces roches en corindon normatif et les situe dans le domaine des granites hyper-alumineux (fig. 15).

L'utilisation des diagrammes de HARKER (fig. 16), tenant compte de la variation des différents éléments chimiques en fonction de la silice, a permis de préciser que la distribution des différents échantillons est assez continue et se fait suivant des courbes réglées sur une baisse de Al₂O₃, CaO, MnO, MgO, Na₂O et TiO₂, et une augmentation de K₂O pour des teneurs croissantes en SiO₂. Ces courbes traduisent une évolution continue, depuis des termes peu différenciés (R 3, T 4 et T 5) correspondant à des diorites quartziques jusqu'aux termes évolués qui sont des granodiorites (R 8, T 1, T 2, T3) et monzogranite (R 9). Du point de vue pétrographique, une baisse régulière et progressive des pourcentages de la biotite et des opaques

s'observe entre ces deux termes extrêmes. L'ensemble de ces observations nous amène à interpréter cette évolution

comme une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée.

Tableau II: Analyse des éléments majeurs des granitoïdes de Rabat Tiflet.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
Si O2	64,097	70,593	71,569	75,8	72,106	69,55	73,643	63,258	65,519
Ti O2	0,464	0,545	0,445	0,09	0,282	0,513	0,232	0,695	0,66
Al2 O3	15,703	13,069	11,665	12,667	13,615	13,89	12,291	16,783	15,862
Fe2 O3	1,936	2,25	1,964	0,683	1,21	2,138	0,943	2,571	2,265
Fe Oc	1,713	1,834	1,592	0,482	0,927	1,898	0,762	2,55	1,9
MnO	0,082	0,095	0,087	0,017	0,03	0,041	0,026	0,062	0,049
MgO	1,225	0,792	0,672	0,239	0,726	1,137	0,615	2,026	1,557
CaO	3,555	1,386	2,076	0,698	1,21	1,61	2,015	2,88	1,576
Na2 O	5,313	3,287	3,183	3,182	2,925	3,332	2,77	3,813	2,818
K2 O	1,956	3,713	3,658	4,588	4,881	3,231	4,1	2,433	4,729
P2 O5	0,207	0,238	0,178	0,1	0,101	0,121	0,101	0,199	0,177
BaO	0,099	0,059	0,069	0,06	0,161	0,101	0,111	0,06	0,128
SrO	0,059	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03
PFe	3,59	2,12	2,823	1,385	1,795	2,408	2,361	2,613	2,729
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tableau II: suite

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
Q	17,681	34,119	35,292	38,591	33,369	33,297	37,701	22,961	26,165
C	0	1,671	0	1,41	1,454	2,235	0	3,103	3,657
Or	11,973	23,391	22,217	27,462	29,339	19,542	24,788	14,747	28,699
Ab	46,584	28,386	27,686	27,27	25,172	28,854	23,983	33,097	24,485
An	13,718	5,602	6,938	2,988	5,82	7,643	9,21	13,605	7,166
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	2,81	0	2,133	0	0	0	0,504	0	0
Mg	0,707	0,649	0,629	0,682	0,82	0,688	0,797	0,709	0,822
Fe	0,293	0,351	0,371	0,318	0,18	0,312	0,203	0,291	0,178
Hy	2,786	2,818	1,443	0,812	2,138	3,873	1,622	6,745	4,621
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	2,917	3,34	2,936	1,006	1,791	3,183	1,403	3,835	3,383
Il	0,916	1,058	0,871	0,173	0,547	1,001	0,451	1,358	1,291
Ap	0,47	0,53	0,4	0,221	0,224	0,27	0,225	0,445	0,398
TOTAL	101,056	100,775	100,962	100,195	99,039	99,141	99,169	100,441	101,268
A	60,83	60,08	62,92	85,33	74	56,9	75,6	47,55	57,87
F	28,91	33,12	30,9	12,04	19,11	33,17	17,72	37,02	30,21
M	10,24	6,8	6,2	2,63	6,9	9,9	6,76	15,42	11,94

Les éléments en traces et les terres rares: (tab. 3, 4 et 5):

Les teneurs en éléments majeurs assez voisines, ainsi que la similitude et la superposition des courbes d'évolution, permettent d'avancer que ces granitoïdes sont issus d'une même venue magmatique.

Les analyses réalisées au Laboratoire de Géochimie à l'ULP Strasbourg (France) et au Laboratoire du Dr DOSTAL à St Mary's University (Halifax, Canada) nous ont permis de dresser les tableaux suivants:

Par comparaison avec les Clarkes donnés par GOLDSCHMIDT (1952), les granitoïdes de Rabat-Tiflet sont anormalement riches en Ba, La et pauvres en V, Ni, Cr, Cu, et Nb.

La comparaison faite ensuite entre les teneurs moyennes de ces granitoïdes révèle de petites variations surtout en ce qui concerne Ba, Sr et les terres rares (Y, Nb, La, Yb). Les granitoïdes de Rabat sont relativement plus riches en Y, Nb, Yb et plus pauvres en La, Rb et Sr.

Ces variations sont probablement liées à une différence dans le degré de différenciation des deux groupes de granitoïdes. En effet, les deux éléments Ba et Sr, qualifiés de lithophiles et utilisés habituellement comme traceurs des évolutions magmatiques (GROVES & MC CARTHY, 1978; HANSON, 1978), montrent que les granitoïdes de Rabat sont dans l'ensemble plus différenciés que ceux de Tiflet.

Tableau III : Analyse des éléments en traces des granitoïdes de Rabat (R3, R4, R8 et R9) et Tiflet (T1 à T5). Les valeurs sont exprimées en p.p.m.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
Sr	534	154	210	127	287	263	236	470	234
Ba	1050	561	740	624	1382	910	963	581	1196
V	48,1	38,1	32,4	8,5	235	36,3	19,9	60,7	67,1
Ni	34,4	18,9	12,8	12,8	5,6	8,9	9,5	6,8	7,3
CO	17	15,3	18,4	13	10,7	8,6	10,6	13,5	11,9
Cr	1	11,3	8,4	2,3	5	3,3	1	7	10
Zn	59,4	47,1	49	18,7	35,5	50,2	27,2	103	504
Cu	15,1	13,5	8	9,4	3	4,6	3,6	4,6	6,6
Sc	5,2	8,3	7	2,4	2,5	3,9	0,5	6,1	8,7
Y	12,1	32,5	30,8	21,5	7	7,9	4,4	10,1	11,2
Zr	159	222	171	62,5	183	168	103	190	192
Mn	571	664	696	137	206	299	202	480	382
CO2	2,35	0,8	1,69	0,62	0,77	1,88	1,36	0,48	0,95
Nb	3,5	7,8	7,1	6,6	2	4,6	2	7,8	4,2
Zr/Y	13,14	6,83	5,55	2,9	26,14	21,26	23,4	18,81	17,14
S%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Zr/Nb	4,97	28,46	24,08	9,47	91,5	36,52	51,5	24,36	45,71

Tableau IV: Analyse des terres rares des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
LA	28,6	30,2	28,3	12,2	45,6	30,7	17,5	40,5	36,4
CE	51,5	67,1	65,4	29,2	71,6	52	31,4	75	53,4
YB	1,1	2,9	2,8	2,4	1	0,9	0,8	1	1
LU	0,7	0,9	0,8	1,2	0,9	0,8	0,8	0,6	0,5

Tableau V Composition moyenne des granitoïdes de Rabat-Tiflet en éléments traces et en terres rares, et comparaison avec les Clarkes. (Les valeurs des granitoïdes de Rabat-Tiflet correspondent à la moyenne de cinq échantillons. La colonne des Clarkes est d'après GOLDSCHMIDT, 1952).

Eléments	Rabat	Tiflet	Clarke
Sr	254,6	298	300
Ba	712,2	1006,4	250
V	50	41,5	150
Ni	23,2	7,6	80
Co	17,6	55,3	23
Cr	6,7	5,3	200
Zn	65,2	143,9	132
Cu	10,5	4,5	70
Sc	8,6	4,4	5
Y	25	8,1	28
Zr	155,1	176,2	220
Nb	7,2	4,1	24
La	27,1	34,1	18
Ce	55	56,7	46
Yb	2,1	0,9	2,7
Lu	0,7	0,7	0,8

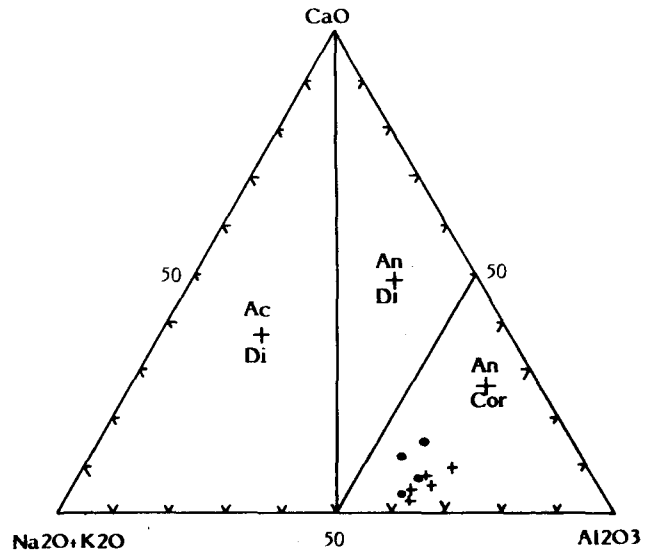


Fig. 15: Diagramme CaO - Al₂O₃ - (Na₂O+CaO) de BONIN (1982).
 - Ac+Di normatif: roches hypercalcalines
 - An+Di normatif: roches métalumineuses
 - An+Cor normatif: roches hyperamunineuses (granitoïdes de Rabat-Tiflet).

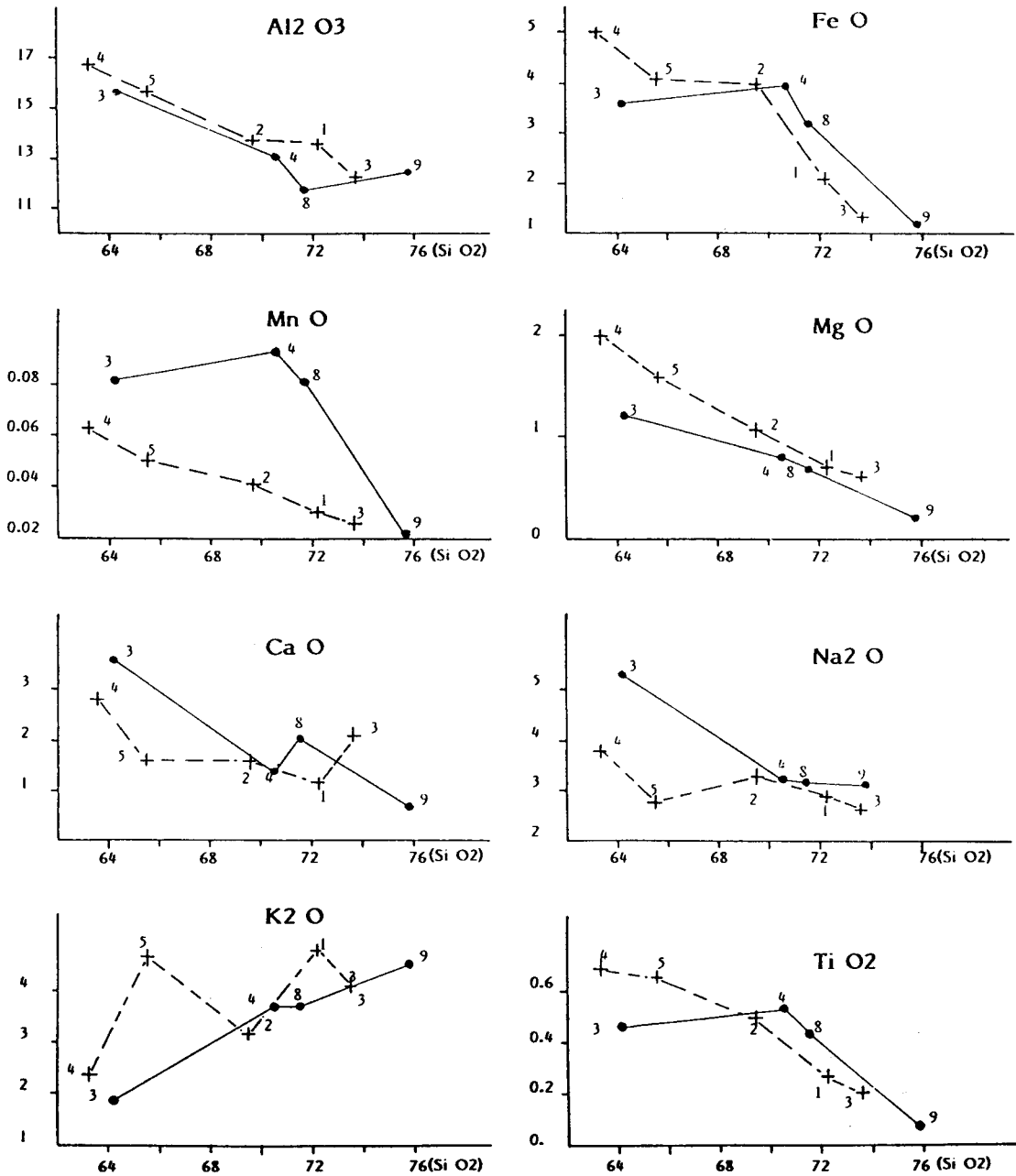


Fig. 16: Diagramme de Harker (1909) pour les granitoïdes de Rabat (.) et de Tiflet (+).

Le diagramme des terres rares élargi

L'établissement de ce diagramme (fig. 17) montre un enrichissement en incompatibles, avec des anomalies négatives en Nobium (Nb), en supposant l'absence de phase ayant piégé le Nb. Il y a également très peu de Zr (faible fourchette). Ce diagramme se subdivise en deux séries :

- La série des R (à l'exception de R3) est une série de granites à tendance calco-alkaline extrêmement nette.

- La série des T (plus R3) se différencie de la série précédente par la richesse plus importante en incompatibles et la pauvreté en terres rares lourdes. Leur point commun reste l'anomalie négative en Nb. Cette série est aussi celle

des granites à tendance calco-alcaline, dont l'histoire est cependant plus complexe.

L'utilisation de ce diagramme permet de constater que ces roches magmatiques ont subi une histoire différente qui est soit celle d'une contamination crustale à partir des mêmes sources basiques, soit celle d'une cristallisation fractionnée. Au vu des remarques précédentes, c'est cette dernière hypothèse qui semble être la plus plausible.

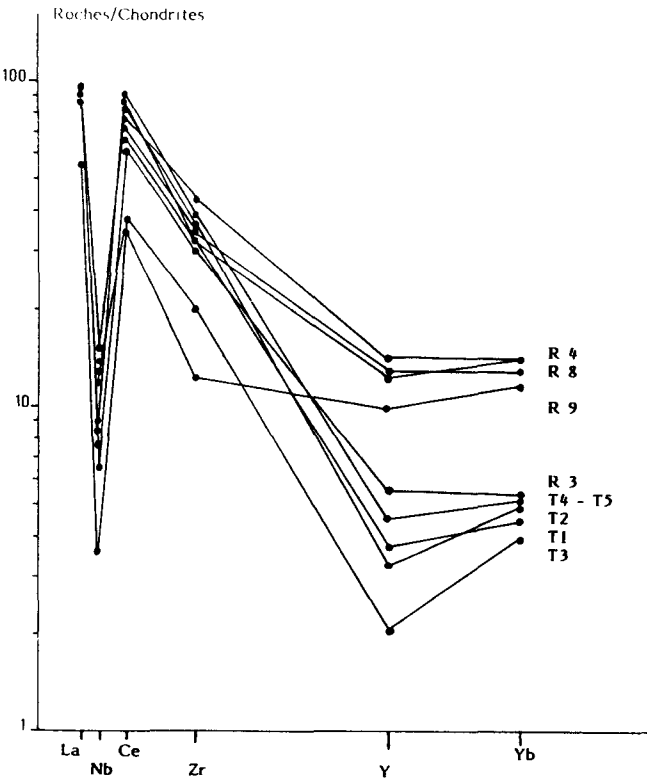


Fig. 17: Diagramme des terres rares élargi des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

CONCLUSION

De l'étude des granitoïdes de Rabat-Tiflet, on retient que ceux-ci ont un caractère calco-alcalin et montrent une évolution depuis les diorites quartziques jusqu'aux monzogranites. Cette évolution est due à une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée. Ce sont des roches intermédiaires à acides (forte teneur en SiO₂), se situant dans le domaine hyper-alumineux.

La teneur assez voisine en éléments majeurs et la superposition des courbes d'évolution montrent que ces

granitoïdes sont issus d'une même venue magmatique, avec cependant une différenciation plus poussée à Rabat qu'à Tiflet.

LE METAMORPHISME DE CONTACT

Ce métamorphisme superpose, sur la trame orientée des phyllades et quartzophyllades, une porphyroblastèse d'andalousite, de cordiérite, de biotite et de chlorite. Il est dû à l'intrusion granitique de la fin de l'Ordovicien.

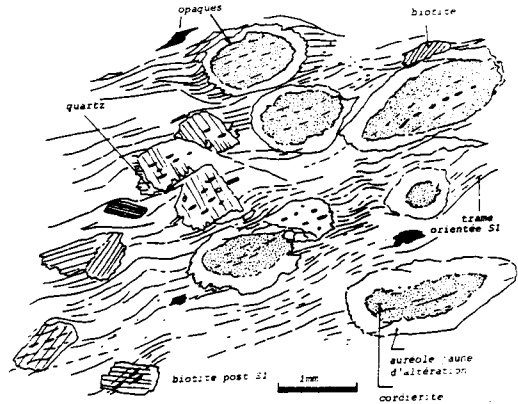


Fig. 18: Micrographie des phyllades de Rabat, montrant la disposition des cordiérites par rapport à la schistosité S1.

LA CORDIÉRITE.

Elle a été observée dans les phyllades de l'oued Tiflet et dans les phyllades et quartzo-phyllades de la zone du barrage de Rabat. Elle a une forme ovale, rarement arrondie; son grand axe est de 2 à 3 mm et elle est toujours orientée parallèlement à la schistosité S 1. Elle est parfois fraîche et montre une auréole jaune, délimitée à l'intérieur par une concentration des opaques, mais dans la plupart des cas elle est pseudomorphosée en pinnite. Cette pseudomorphose se fait à partir de la périphérie du cristal. La cordiérite montre des inclusions alignées de quartz et de séricite, correspondant à la schistosité interne (Si). Cette schistosité interne ne présente pas de rupture avec la schistosité externe aux limites des blastes de cordiérite, montrant ainsi que ce minéral est syn-cinématique (fig. 18).

L'ANDALOUSITE

Elle se présente sous différentes formes (sections basales en tâches losangiques, sections sub-rectangulaires dont le grand axe est parallèle à la schistosité S1). Elle est rarement conservée à l'état frais, et le plus souvent pseudomorphosée en biotite et en chlorite. Ce sont des phénoblastes poecilittiques de taille importante (10 x 2mm), qui tapissent les plans de la schistosité.

Au microscope, ces phénoblastes présentent, le plus souvent, une croissance poecilittique et ils englobent des résidus de la matière où ils grandissent (schistosité interne :

Si) : fig. 19 et 20. Comme pour les cordiérites, leur schistosité interne (Si) ne présente pas de rupture avec la schistosité externe (Se) aux limites des phénoblastes, ce qui signifie que ces andalousites sont syn-cinématiques. L'altération de ces andalousites conduit à de grandes plages de chlorite verte à pléochroïsme très marqué (vert-olive), qui englobent parfois des résidus de cette andalousite. La forme losangique que prend la biotite, parfois chloritisée, suggère que celle-ci a pseudomorphosé complètement l'andalousite (fig. 19 et 21).

LA BIOTITE

A l'exception de celle observée dans la trame orientée, la biotite existe sous deux formes :

- en pseudomorphose de la cordiérite (fig. 22) ou probablement de l'andalousite (fig. 20 et 21).
- éparpillée dans la roche (fig. 19 et 20).

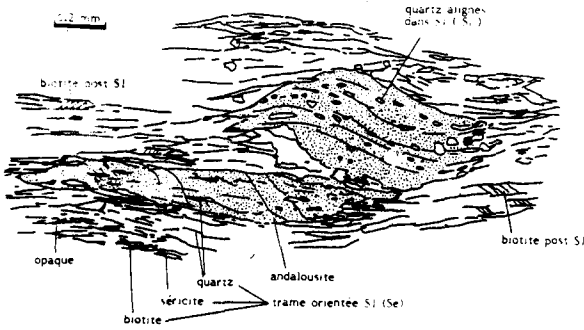


Fig. 19: Micrographie montrant les phénoblastes d'andalousite ou (Si) ne présente pas de rupture avec (Se).

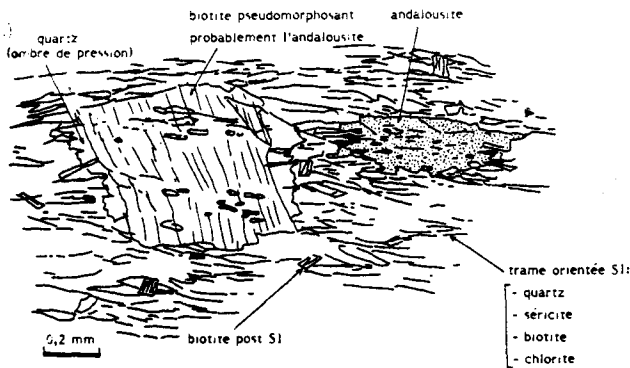


Fig. 20: Micrographie des phyllades du barrage de Rabat montrant l'andalousite syn-S₁ et sa pseudomorphose (?) en biotite.

Ces minéraux montrent une couleur brun-jaune et un pléochroïsme plus prononcé que celui des biotites synschisteuse. Ils présentent un clivage net où sont piégés des opaques. Ils ne sont qu'exceptionnellement déformés

(fig. 22), au niveau des cisaillements, et ils cristallisent en travers de la schistosité S₁. Leurs limites recoupent à l'emporte-pièce cette schistosité. Ces minéraux sont donc post-cinématiques.

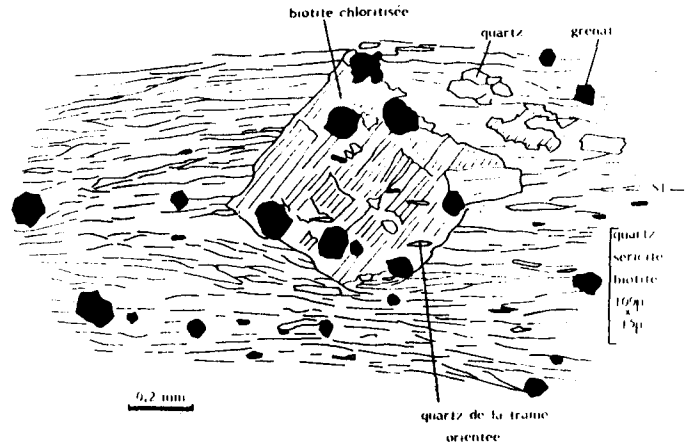


Fig. 21: Micrographie des phyllades de Rabat montrant la disposition des biotites en travers de la schistosité et englobant des grenats.

LA CHLORITE

Ce minéral se rencontre en pseudomorphose des andalousites et des biotites que nous venons de décrire. Aux alentours du barrage de Rabat, elle se présente sous forme de plages pouvant atteindre 2 x 10 mm, avec de petits cristaux anastomosés entre lesquels des résidus d'andalousite peuvent subsister (fig. 22).

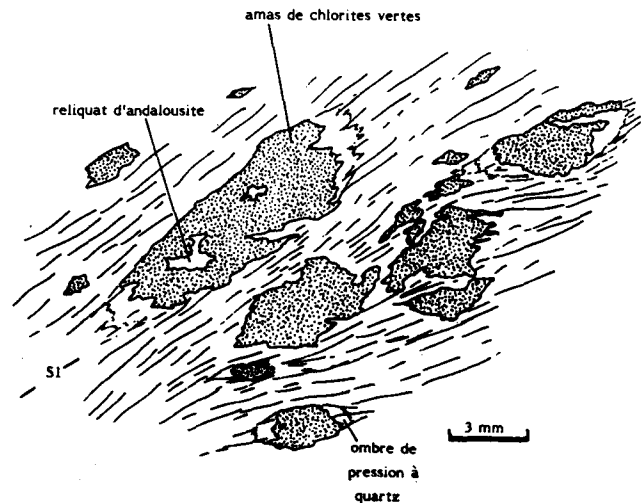


Fig. 22: Micrographie des phyllades de Rabat montrant la pseudomorphose des andalousites en chlorites.

CONCLUSION: RELATIONS DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT AVEC LA TECTONIQUE

L'intrusion granitique de Rabat-Tiflet a développé un métamorphisme de contact à cordiérite, andalousite, biotite et chlorite. Les deux premiers minéraux montrent une schistosité interne en continuité avec la schistosité externe aux limites des phénoblastes ; ces minéraux sont donc synchrones du développement de la schistosité séhoulienne S1 :

Ceci montre que le granite de Rabat-Tiflet est en partie syntectonique, et donc que la phase séhoulienne aurait le même âge que celui du granite, c'est-à-dire ordovicien terminal, contemporain de la phase taconique.

La pseudomorphose de ces minéraux en biotite et en chlorite est post-cinématique, puisqu'ils recoupent à l'emporte-pièce la schistosité S1, et elle est antérieure aux premiers cisaillements.

LES CISAILLEMENTS POST-SCHISTEUX

Ces cisaillements sont visibles à plusieurs échelles : cartographique, à l'affleurement et au microscope.

- A l'échelle cartographique : c'est la juxtaposition de deux domaines dont l'histoire tectono-métamorphique est différente. En effet, nous venons de voir que le bloc des Sehoul a enregistré des plissements syn-schisteux et symmétamorphes "calédoniens" alors que dans l'Axe du Bou Regreg nous avons remarqué que seuls des mouvements épéirogéniques peuvent être interprétés comme des contre-coups de cette "phase calédonienne".

Un cisaillement sub-horizontale, de type chevauchant, a réuni ces deux domaines postérieurement à la mise en place du granite fini-Ordovicien et au métamorphisme de contact qu'il a induit, et antérieurement aux calcaires du Silurien supérieur qui sont transgressifs sur les granites cisailés.

- A l'échelle de l'affleurement, ces cisaillements sont parallèles à la schistosité, ou bien ils recoupent les

structures séhoulennes. Ces dernières sont très bien caractérisées dans le secteur du barrage de Rabat, où il s'agit de surfaces de glissement, souvent lisses et légèrement bosselées, et imprégnées parfois d'encroûtements ferrugineux. Ces surfaces de chevauchement sont réparties en deux ensembles :

- * surfaces d'écaillage principales, assez continues, de direction moyenne N 30 à 50° et à pendage variable mais généralement faible vers le NW ; cependant la reprise à l'Hercynien est à l'origine de variations locales en direction et en pendage de ces cisaillements (fig. 23).

- * surfaces d'écaillages secondaires, courbes, se greffant sur les premières de manière à dessiner des lentilles ou amygdales tectoniques, aussi bien dans les phyllades et les quartzo-phyllades que dans les granites. Cette amygdalisation se remarque à plusieurs échelles : plurimétrique, se subdivisant à leur tour en amygdalisation centimétrique, dont l'enveloppe porte des stries de friction.

- A l'échelle microscopique, ces cisaillements déforment la schistosité S1, ainsi que les blastes de cordiérite. Ici aussi, ces cisaillements peuvent être sub-parallèles à la schistosité S1, décalant les charnières des plis P1 et également les veines de quartz post-S1.

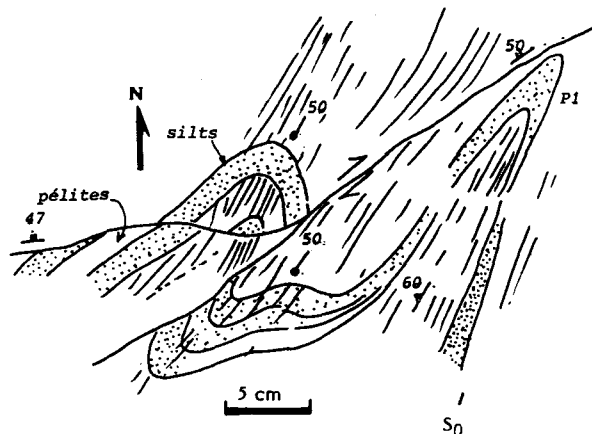


Fig. 23: Les cisaillements post-schisteux.

CONCLUSION

Les affleurements du Cambrien de la zone des Sehoul sont affectés par une phase tectonique qui a donné des plis d'amplitude variable : décamétrique (Kern Nesrani) à centimétrique, voire millimétrique (phyllades du barrage de Rabat et de l'oued Tiflet dans sa partie sud). Ces plis ont une direction variant de N 50 à 70°, avec des axes courbes dont le plongement varie de 10 à 40° NE ou SW. Ils sont déversés vers le Sud ou vers le Sud-Est. La schistosité de plan axial se développe progressivement depuis Kern Nesrani (schistosité de dissolution évoluée) jusqu'à la partie sud de l'oued Tiflet ou le secteur du barrage de Rabat (schistosité de flux). Parallèlement à cette évolution de la schistosité, on note une évolution du métamorphisme régional. Celui-ci est de plus en plus intense de Kern Nesrani au secteur du barrage de Rabat ou de l'oued Tiflet dans sa partie sud. La fabrique sédimentaire est parfois effacée dans ces deux dernières régions alors qu'elle est conservée à Kern Nesrani.

Des datations isotopiques K/Ar sur des fractions inférieures à 1 et 2 μm nous ont permis de dater le métamorphisme régional, qui est synchrone de la déformation séhoulienne à environ 450 Ma (Ordovicien moyen).

Ces roches sont intrudées par le granite de l'Ordovicien terminal, qui développe une porphyroblastèse constituée de cordiérite, andalousite, biotite et chlorite. Le fait que certains de ces minéraux (cordiérite et andalousite) soient syn-cinématiques confirme que le granite de Rabat-Tiflet est en partie synchrone des plissements et de la schistosité S1. La phase séhoulienne pourrait donc être mise en rapport avec la phase taconique d'âge ashgillien (VAI &

COCOZZA, 1986). Le bloc des Schoul, ainsi structuré, est alors le témoin de la déformation "calédonienne" en Meseta marocaine occidentale.

Le rapprochement de ce bloc avec le reste de la Meseta, qui n'a pas enregistré ces événements tectono-métamorphiques, s'est effectué postérieurement à la porphyroblastèse et en tout cas antérieurement au dépôt des calcaires du Silurien supérieur, transgressifs sur les lentilles granitiques de Taïcha et de Sidi Boujemaa. Ce rapprochement est de type chevauchant. Ses surfaces, de direction moyenne N 30 à 50° et de pendage généralement faible vers le NW, sont légèrement bosselées et porteuses de stries dont le pitch varie de 60 à 90°. En plus de la dislocation des structures enregistrées par les phyllades et

quartzo-phyllades, le granite a subi, à son tour, des cisaillements et une dislocation en lentilles, qui l'insèrent tectoniquement au sein des terrains sédimentaires ordoviciens sous forme de lentilles à Taïcha et Sidi Boujemaa, dépourvues de toute auréole de métamorphisme de contact.

Cette phase "calédonienne" s'exprime, à l'échelle du secteur étudié et aussi au niveau du Môle côtier, par des mouvements épeirogéniques provoquant d'importantes lacunes sédimentaires (environ 60 Ma. dans l'axe du Bou Regreg, depuis le Llanvirn jusqu'à la fin du Wenlock). Elle est contemporaine d'un réchauffement enregistré dans les métagrauwackes du bas oued Oum Er Rbia (RAIS, 1992).