

Géologie du Rif, à l'extrémité occidentale de la chaîne alpine

André Michard

Texte d'une conférence donnée en février 2015 à l'ENS de Marrakech. Le texte correspond à un diaporama (diapositives numérotées de 1 à 64). Les références sont groupées in fine. Seules les références datant de 2008 à 2015 sont données, les références antérieures sont disponibles dans l'ouvrage de Michard et al. (eds.), 2008.

- 1) Géologie du Rif, à l'extrémité occidentale de la chaîne alpine. Pourquoi ce sous-titre ? C'est que le Rif partage cette position très spéciale avec les Cordillères bétiques d'Andalousie, formant avec elles l'Arc de Gibraltar.
- 2) Le plan que nous allons suivre est le suivant (chapters numérotés de I à VII). Ce plan est rappelé au début de chaque chapitre (diapo « Rappel du plan »).

Table des matières	pages
- I.- Bref historique des idées (1880-1976)	1
- II.- Schéma général de la chaîne en 2008	5
- III.- La marge hyper-étirée et les ophiolites externes	6
- IV.- Suture des Flyschs et Terrain d'Alboran	9
- V.- De la Téthys alpine à la Méditerranée occidentale	14
- VI.- Structure profonde et mouvements actuels	16
- VII.- Conclusion	17
- Appendice et Références	18

I.- Bref historique des idées

- 3) Les idées sur la chaîne alpine de 1880 à 1924.- Les études des montagnes se développant dans toute l'Europe, puis dans les colonies et protectorats d'Afrique et d'Asie, on accéda bientôt au concept de chaînes alpines, coincées entre de grands domaines continentaux, Eurasie au N, et Afrique, Arabie, Inde au S – ce que Suess appela Gondwanaland en 1885. Le mécanisme envisagé pour leur formation était la contraction du globe, supposée avoir écrasé une mer ancienne, baptisée Téthys, entre les deux supercontinents. Mais à la fin du siècle, la découverte de la radioactivité (Becquerel, Marie Curie) imposa l'abandon de l'idée de contraction thermique du globe. Que faire alors ?

Comment expliquer la contraction observée dans les chaînes plissées, d'autant plus impressionnante qu'on y découvre, grâce à Marcel Bertrand, l'importance des nappes de charriage ? La théorie de la dérive des continents proposée par l'astronome et météorologue Alfred Wegener offrit en 1915-1928 une magnifique porte de sortie à la géologie en général, et à celle des chaînes plissées en particulier, mais seuls quelques esprits hardis l'acceptèrent tandis que beaucoup la rejetaient au prétexte que tout n'y était pas inattaquable (l'explication des forces créant les translations continentales, notamment). Géologue alpin, Emile Argand l'adopta et s'en servit magnifiquement en 1924 pour expliquer toute la chaîne alpine, des Cordillères bétiques à l'Himalaya. Sur ses coupes, on voit apparaître les charriages et les rétrocharriages des Alpes ainsi que ceux des Cordillères bétiques et de la Sicile septentrionale. Ces derniers appartiennent à ce que Michel Durand-Delga appellera les Maghrébides en 1980, chaîne englobant le Tell, les Kabylies et le Rif.

- 4) L'aube de la géologie rifaine (1847-1912).- Comment le Rif s'est-il trouvé décrit dans cette période héroïque de la géologie, entre le milieu du 19^{ème} s. et le milieu du 20^{ème} s. ? Bien mal, les études y étant autrement plus rares. Le premier géologue à y poser le pied fut Henri Coquand (géologue originaire de Charente où il définit les étages du Crétacé supérieur, notamment le Coniacien de Cognac). Il reconnut entre Ceuta, Tétouan et Tanger une structure en zones longitudinales, terrains cristallins à l'E (nos Sebtides), terrains « de transition » d'âge dévonien au centre (les ghomarides d'aujourd'hui), puis le « Petit Atlas » calcaire jurassico-crétacé (la Dorsale), enfin les marnes à fucoïdes vers l'ouest (les Flyschs et les zones externes). La première carte géologique générale est ensuite celle de Louis Gentil (1912 ; voir in Willefert, 1997 ; Missenard et al., 2008). Louis Gentil, né en Algérie, parlant l'arabe et habillé en musulman, a surtout parcouru le domaine atlasique. Néanmoins, dans le Rif, il reconnut le charriage des chaînons calcaires du Haouz (Dorsale) sur les « marnes à fucoïdes » et l'homologie du J. Musa avec le Rocher de Gibraltar. Il fut aussi le premier à suggérer que le couloir sud-rifain avait pu constituer une voie de communication entre l'Atlantique et la Méditerranée avant l'ouverture du détroit au Pliocène.
- 5) Découverte des nappes (1927), premier Service Géol. du Maroc .- Après la période des explorations, voici venir, entre les deux guerres mondiales, celle des monographies, pilotées par le nouveau Service des Mines et de la carte géologique du Maroc (1921). Fernand Daguin signe en 1927-28 le premier mémoire et la première carte édités par le Service. Il met en évidence le charriage de la zone pré-rifaine sur les marnes miocènes du sillon sud-rifain. Paul Fallot, directeur de l'Institut de Géologie appliquée de Nancy, commence par travailler dans les zones externes des Cordillères bétiques (les zones internes étant étudiées par les Hollandais), puis s'intéresse au Rif en collaborant avec les géologues espagnols. Il faut se rendre compte des difficultés que rencontraient alors les géologues. Il n'y avait pas de route et le bled n'était pas forcément très sûr. M. Durand-Delga (1961) raconte : « Paul Fallot part avec son mulet et un muletier-interprète. Les incidents ne manquent pas. Le plus grave lui advient dans les pics du J. Gorguès, au Sud de Tétouan : un gommier à la solde de l'Espagne le prend pour un déserteur de la Légion espagnole! Roué de coups, notre géologue est transporté inanimé à l'hôpital de Tétouan. Trois jours plus tard, le bras bandé, il remontait les pentes où s'était produite l'agression ! » Fallot publie en 1937 un *Essai sur la Géologie du Rif septentrional* dans les Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc. Il y eut aussi

des travaux dans le Rif oriental, ponctuels mais importants parce qu'ils débouchaient sur l'idée d'une structure en nappes de charriage de la chaîne. Ce furent d'abord (en 1929) les recherches d'un franc-tireur, le Dr Philibert Russo, souvent accompagnée de son épouse Léonie (1929), puis ceux d'un géologue du Service géologique, Jean Marçais, en 1936-38. Cette vision « nappiste » allait s'imposer par la suite.

- 6) 1946-59: Le tournant du 500.000ème.- En 1946, le Service de la Carte géologique s'individualise. Il est placé sous la direction de Georges Choubert qui lance bientôt, avec des effectifs renforcés, le programme de la carte géologique du Maroc de l'époque en 6 feuilles. Grâce au travail acharné d'une équipe considérable, grâce aussi à l'utilisation des photos aériennes et des land-rovers, la maquette des 6 cartes est présentée au Congrès géologique international d'Alger (1952). Le Rif est couvert par les feuilles de Rabat et Oujda. L'importance des chevauchements est rendue visible par des traits épais entre le Rif interne (la Dorsale calcaire sur la feuille Rabat, les Bokoyas sur la feuille Oujda) et la zone marno-schisteuse à flyschs gréseux plus externe, et entre les flyschs jurassico-crétacé de Ketama et le Miocène du Nekor. Des fenêtres tectoniques typiques sont dessinées dans le Rif externe oriental (Miocène du J. Kouine sous la nappe jurassico-crétacée des Senhadja et la nappe crétacée d'Aknoul. Des détails minuscules, dont on ne comprendra la portée que plus tard, sont notés : ainsi les serpentinites des Beni Malek, futur jalon de la suture mésorifaine. Néanmoins, on était encore loin d'avoir tout compris, et d'abord, tout daté paléontologiquement. De nombreux contacts restaient en pointillé, qui se révéleront des contacts anormaux.
- 7) Une excitante époque de transition après l'Indépendance.- A partir de 1956, le Maroc recouvre son indépendance, mais les autorités marocaines et françaises s'entendent sur des accords de coopération préservant les structures scientifiques et techniques. La réunification des territoires du Rif vont favoriser les recherches dans l'ancienne zone espagnole. De nombreuses thèses de troisième cycle ou thèses d'Etat des universités françaises ou suisses sont consacrées à des secteurs divers du Rif. Ces thèses sont soutenues par le Service géologique sous condition de remise des minutes de cartes. Certaines sont d'ailleurs dirigées par Anne Faure-Muret, professeur d'université et adjointe de G. Choubert. D'autres, par des professeurs de Paris puis Toulouse (Michel Durand-Delga) ou de Montpellier (Maurice Mattauer) ayant fait leurs premiers travaux en Algérie. C'était une époque particulièrement excitante, du point de vue géologique, pour deux types de raisons. D'une part, sur le plan national, le Service géologique était encore très riche en géologue de haute volée – je citerais, aux côtés de G. Choubert et A. Faure-Muret, G. Suter, J. Destombes, H. Hollard, P. Huvelin, R. Du Dresnay, R. Medioni, Ph. Morin – et en même temps, accueillait de jeunes géologues marocains récemment diplômés à l'étranger et habilités à prendre bientôt le relai – par exemple, Moussa Saadi, futur directeur du Service puis ministre de l'Energie et des Mines. D'autre part, le Maroc indépendant voulait développer l'enseignement scientifique, et en particulier celui de la géologie dans le pays lui-même. En 1966-68, je suis venu renforcer l'équipe enseignante de la Faculté des Sciences de Rabat. C'était alors la seule université au Maroc, et les promotions que j'eus le plaisir d'enseigner ne comptaient qu'une vingtaine d'étudiants. L'Université de Marrakech ouvrit ses portes en 1978, la Faculté des Sciences de Casablanca en 1981, etc.

- 8) Une révolution dans les Sciences de la Terre.- D'autre part, dans la même période mais sur le plan international, la géologie s'est trouvée révolutionnée par l'introduction de ce qu'on appelait alors la « théorie des plaques ». Aujourd'hui, la tectonique des plaques est connue même du grand public, elle est enseignée dès le lycée. A l'époque, c'était un vrai bouleversement. C'est à Rabat que j'ai moi-même commencé à la comprendre et à l'enseigner... Mais son application à l'arc de Gibraltar et à la Méditerranée en général a donné lieu d'abord à des errements variés – par exemple à l'idée d'une microplaque d'Alboran, dont seules les limites seraient déformées.
- 9) Les levés au 1/50.000 et leur synthèse au 1/500.000ème (Suter, 1980).- Le Service de la Carte géologique, après avoir achevé le 1/500.000ème, se lance dans la cartographie du Rif au 1/50.000, cependant que le reste du Maroc est cartographié au 1/100.000 (Maroc atlasique) ou au 1/200.000 (Anti-Atlas). Gabriel Suter (1920-2008) s'investit particulièrement dans le programme cartographique rifain. En 1975, G. Suter achève la maquette de deux cartes au 1/500.000 du Rif, l'une géologique, l'autre structurale qui fait la synthèse de tous les documents disponibles à cette date. Très complexes, les cartes ne paraîtront qu'en 1980. Elles n'ont pas été accompagnées de notices explicatives, comme la plupart des cartes de cette époque.
- 10) L'état des lieux en 1976 et la multiplication des chercheurs (Rif et Bétique).- En 1976, l'état des lieux est donné dans un ouvrage fameux... que je ne désavoue pas, même si à 40 ans, j'étais encore plus ignorant qu'aujourd'hui. Pour la géologie rifaine, on peut constater en le feuilletant que l'on savait déjà beaucoup de choses sur la géologie classique de surface (de ce point de vue, le chapitre Rif de ce livre est un peu la notice explicative de la carte de Suter), mais très peu sur la pétrologie métamorphique, la géochronologie et la géophysique, et que l'interprétation tectonique et géodynamique était encore bien confuse ! Dans la période qui suivit, il va y avoir, jusqu'à la synthèse la plus récente sur le Rif (Chalouan et al., 2008), une vraie montagne de travaux dans les deux branches de l'arc de Gibraltar, Rif et surtout Cordillères bétiques, ainsi que de nombreux travaux à la mer à l'ouest et à l'est du Déroit et jusqu'aux côtes algériennes. Peu de travaux à terre dans les Kabylies et le Tell, en revanche, vu le contexte dangereux. Dans le Rif lui-même, il y eut surtout deux écoles au travail, celle de Michel Durand-Delga et la mienne, toutes deux fortement connectées à l'école de Garcia-Dueñas à Granada. Ahmed Chalouan fut le premier marocain titulaire d'une thèse d'état, puis professeur à Rabat. Omar Saddiqi, aujourd'hui doyen de Casa Aïn Chock, associa des travaux dans le Rif et en Oman et de grands talents culinaires... S'y ajoutèrent des élèves d'Anne Faure-Muret – dont Dominique Frizon de Lamotte - et de Gérard Duée – je pense notamment à Ahmed Benyaïch, trop tôt disparu – et aussi des géologues suisses, notamment Walter Wildi qui étendit sa synthèse stratigraphique à l'Algérie. Citons encore les travaux de géologues du Service, en particulier Denis Leblanc (qui avait fait son DES dans les Alpes avec moi) et Hugues Feinberg, en micropaléontologie, plus tard associé à mon groupe à l'ENS pour le paléomagnétisme. Les principaux travaux rifains de ces chercheurs seront cités dans la suite de cette conférence, consacrée à l'exposé des connaissances actuelles sur la chaîne.

II.- Schéma général de la chaîne en 2008

- 11) Rappel du plan. On partira du nouvel « état des lieux » que j'ai publié en 2008, cette fois-ci avec de nombreux coauteurs et en anglais.
- 12) Carte structurale schématique.- Les connaissances actuelles, nous pouvons les illustrer d'abord par cette carte structurale, publiée en 2008 par Chalouan et al. et reprise en 2011 dans nos Guides géologiques. Sans entrer dans les détails, observons, 1) que tous les contacts figurés sont des contacts de nappes de charriage, à l'exception du contact transgressif du Miocène supérieur (Messinien)-Pliocène post-nappe, celui des synclinaux égrenés entre le Rif oriental et le Gharb ; 2) que la chaîne est donc faite d'un empilement très complexe d'unités tectoniques ; rien à voir avec le style de la chaîne atlasique, faite de synclinaux et anticlinaux où les chevauchements sont limités aux bordures de la chaîne ; 3) que la géologie *offshore* peut maintenant être figurée ; on y indique la présence de sédiments néogènes déformés, et dans la mer d'Alboran, de socle continental faillé, semblable à celui de Ceuta (« Sebtides ») et de volcans calco-alcalins, semblables à ceux du Rif oriental *onshore*. Ainsi, la mer d'Alboran n'est pas du tout un domaine océanique : c'est un domaine de croûte continentale amincie.
- 13) Les zones structurales majeures.- Les unités rifaines sont groupées en trois ensembles majeurs : a) les Zones internes, appelées aussi Domaine d'Alboran, puisqu'on les retrouve dans les Bétiques de l'autre côté de la mer d'Alboran et même dans celle-ci ; b) les Zones externes, subdivisées depuis Suter en Intra, Méso et Prérif, dont les séries sédimentaires se raccordent à celle de l'avant-pays (domaines mésétien et atlasique) ; c) entre ces deux grands domaines, les nappes des Flyschs maghrébins, séries à dominante turbiditique, dont les plus anciennes (Jurassique à Eocène) sont typiques d'un domaine océanique disparu. On considère donc la cicatrice entre Zones internes et externes comme une suture majeure. Les zones externes dérivent de la marge africaine, les zones internes sont allochtones, elles sont venues s'accoler à la marge africaine lorsque l'océan des flyschs a disparu. C'est une chaîne de collision comme les Alpes, et non une chaîne intracontinentale comme l'Atlas.
- 14) Coupe crustale interprétative.- Quelle est la structure de la chaîne en profondeur ? La part d'interprétation augmente, mais il y a des contraintes géologiques, à savoir le « dépliage » des unités tectoniques, et des contraintes géophysiques, à savoir la profondeur du Moho. La coupe que nous avons proposée en 2008 avec A. Chalouan figure une croûte continentale de 30-35 km d'épaisseur sous les Zones externes, hachée de nombreuses failles. Le Moho serait en fait un peu plus profond (voir diapo 65). Les failles représentées s'interprètent comme d'anciennes failles normales de la marge passive nord-africaine, inversées lors de la collision tertiaire. L'inversion est particulièrement forte au niveau de la « Mesorif Suture Zone » (MSZ), nous allons en discuter. La suture majeure est cependant celle des Flyschs maghrébiens ; on a schématisé en profondeur des restes de lithosphère océanique, en cohérence avec l'interprétation des flyschs comme sédiments océaniques (nous y revenons

aussi plus loin). Puis vient le Domaine d'Alboran, complexe de nappes dont les plus profondes (Sebtides) sont fortement métamorphiques, tandis que les plus hautes (Ghomarides et Dorsale) le sont moins – ce qui correspond à une structure extensionnelle de « metamorphic core complex » (complexe à cœur métamorphique). Enfin le bassin d'Alboran, dont les dépôts sédimentaires montrent qu'il s'est ouvert en extension seulement vers 21 Ma, à l'Oligocène supérieur. La croûte a une épaisseur de 20 km sous la mer d'Alboran, et l'asthénosphère remonte à environ 50 km d'après les données géophysiques (voir aussi plus loin, diapo 61). Ce bassin est un domaine de croûte continentale amincie, étirée, au-dessus d'une anomalie mantélique chaude. On voit le casse-tête : comment comprendre ces phénomènes d'extension dans une chaîne de collision ? comment comprendre la remontée des roches métamorphiques jusqu'en surface, et en plus accompagnée d'écaillés mantéliques, les péridotites des Beni Bousera ?

III.- La marge hyper-étirée et les ophiolites externes

- 15) Rappel du plan. Nous allons maintenant décrire les diverses zones structurales et les interpréter du point de vue géodynamique. Et d'abord, les zones externes, où il y a du nouveau !
- 16) Les Rides pré-rifaines sont un groupe d'anticlinaux dessinant deux arcs entre lesquels se trouve le bassin de Volubilis (voir diapo 15). Ces plis sont très récents, d'âge plio-quadernaire puisqu'ils affectent le Miocène supérieur-Pliocène marneux de l'avant-fosse du Rif. Les sondages dans le bassin synclinal y révèlent un ensemble marneux chaotique mis en place par glissement gravitaire dans le bassin d'avant-fosse : c'est le front de la nappe pré-rifaine. L'avant-fosse rifaine s'est creusée à partir du Miocène moyen-supérieur (molasse discordante) par flexuration de l'avant-pays rifain sous la surcharge du prisme tectonique qui progressait vers le S-SW. C'est un dispositif très classique de prisme d'accrétion et bassin flexural. Il s'élargit vers l'ouest jusque dans l'Atlantique (dia 15) et le golfe de Cadix (68).
- 17) Les séries de la paléomarge.- Les séries sédimentaires des Zones externes permettent de reconnaître la formation d'une marge passive à partir du Lias inférieur. Au-dessus des séries évaporitiques du Trias supérieur (les mêmes que dans l'avant-pays mésétien-atlasique), le Lias est d'abord dolomitique, puis calcaire, avec des faciès récifaux et des brèches et slumpings soulignant le jeu de failles synsédimentaires. Ces failles délimitent des blocs basculés en haut desquels se déposent des couches condensées (*ammonitico rosso*) ou des calcaires marneux à bivalves pélagiques (*Posidonomya*) du Lias supérieur-début du Jurassique supérieur. Le rifting de la Pangée est alors achevé, vers 175 Ma, comme sur la marge atlantique du Maroc. Les couches post-rift du Bathonien sont terrigènes et turbiditiques, c'est une sorte de flysch baptisé « ferrysch », alimenté par l'émersion du domaine atlaso-mésétien. A noter que les évaporites du Trias vont peu à peu se déformer et former des diapirs. Au Crétacé supérieur, certains de ces diapirs fourniront des éboulements salins et argileux dans les marnes. La tectonique salifère sera active jusqu'au Plio-Quaternaire.

- 18) Les tholéiites du Jurassique sup. méso-oriental.- La série de la paléomarge rifaine n'est pas seulement sédimentaire. On y trouve aussi des basaltes tholéitiques en coussins (pillow lavas), intercalés dans les calcaires du Jurassique supérieur qui coiffent le ferrysch, ou éboulés avec ces calcaires sur des talus sous-marins. Ces basaltes d'affinité géochimique E-MORB signalent une reprise de l'extension, contemporaine de l'ouverture océanique de la Téthys alpine et maghrébine, désormais connectée à l'Atlantique central.
- 19) Des tholéiites aux ophiolites méso-orientales.- Les tholéiites sont égrenées le long du Mésorif depuis la région d'Ouezzane à l'ouest (fenêtre méso-orientale de la Forêt d'Izzarene) jusque dans celle de Taïneste à l'est (nappe méso-orientale de Bou Haddoud). Mais ce ne sont pas les seules roches d'origine magmatique significative de l'évolution de la paléomarge. Nous avons en effet découvert avec mes collègues de Meknès des gabbros associés à des basaltes et d'affinité MORB enrichi (E-MORB) comme les basaltes précédents. Ceux que nous avons explorés forment des écailles coincées dans les nappes méso-orientales entre Taounate et Taïneste. Il est vraisemblable qu'il s'en trouve plus loin à l'est dans la zone du Nekor, à la limite nord du Mésorif.
- 20) Bou Adel : un gabbro lité à couverture océanique.- Le massif de Bou Adel a été d'abord pris pour un granite dans les années 60, puis reconnu comme un gabbro en 1983 et considéré comme intrusif au Jurassique sup., comme suggéré par son âge K-Ar à 166 Ma. Mais nous avons pu observer que, loin d'être intrusif dans les calcaires sus-jacents, le gabbro en est séparé par un contact tectonique et possède sa propre couverture volcano-sédimentaire : basaltes spilitisés, brèches de basaltes, marbres à débris de basalte et serpentinite, ophicalcite. C'est une couverture de type ophiolitique affectée, comme le gabbro lui-même, par un léger métamorphisme de faciès schiste vert.
- 21) Des radiolarites sur le gabbro de Kef-el-Rhar.- Les gabbros de Kef-el-Rhar présentent un autre type de couverture, typiquement océanique elle aussi : des radiolarites rouges et vertes (suivant le degré d'oxydation du fer). Ces roches avaient été cartées comme « grès rouges du Crétacé inférieur ». (Cela montre à quel point il faut se familiariser avec tous les types de roches pour éviter des erreurs fâcheuses en cartographiant de trop vastes territoires, ce qui pousse à aller trop vite !). Ces radiolarites ne sont pas encore datées, il est probable qu'elles soient d'âge Jurassique supérieur, comme les roches semblables de l'Apennin et des Alpes.
- 22) Position en écaille des ophiolites de Taïneste.- Plus au NE, les gabbros ophiolitiques de Taïneste (eux aussi antérieurement qualifiés de granites...) montrent bien leur position en écailles entre deux nappes méso-orientales, elles-mêmes perchées au-dessus d'une fenêtre de Miocène moyen méso-oriental.
- 23) Des ophiolites du Rif central aux serpentinites du Rif oriental.- Or, en carte, cet alignement d'écailles de gabbros ophiolitiques se raccorde magnifiquement avec d'autres roches à affinité océanique, les serpentinites des Beni Malek, entre le Mésorif du massif des Temsamane et l'Intrarif du massif de Ketama.

- 24) Obduction de serpentinites marginales: le massif des Beni Malek.- Ces serpentinites apparaissent comme un corps étranger entre les roches sédimentaires faiblement métamorphiques des Tamsamani au SE et de Ketama au NW (respectivement Mesourif et Intra-rif). Elles étaient déjà notées sur le 500.000ème de 1954, une tache minuscule et négligée, considérée peut-être alors comme une intrusion basique altérée (?). Elles sont cartographiées au 50.000ème en 1984 (feuille Boudinar), et considérées comme une extrusion tectonique le long de la faille du Nekor. Celle-ci est en effet une faille subverticale décrochante sénestre (voir diapo 15), importante pendant la collision miocène. Or en 1991, à l'occasion d'une mission d'échantillonnage pour le paléomagnétisme, nous avons observé la présence d'une carapace calcaire à débris de serpentinite collée sur le massif. On a donc affaire à un ancien fond océanique semblable à celui qu'on décrit en sondage au pied de la marge ibérique ou à l'affleurement dans les Alpes. D'où l'idée que ce massif dérive de l'obduction d'un fragment de croûte océanique formé au Jurassique-Crétacé inférieur entre Mesourif et Intra-rif (Michard et al., 1992). L'exploitation des cartes aéromagnétiques de la région permet ensuite de modéliser la présence d'une lame ultrabasique à faible profondeur sous l'écaille affleurante (El Azzab et al., 1997).
- 25) Les deux sutures du Rif.- On voit donc la corrélation évidente entre ces affleurements du Rif oriental (serpentinites des Beni Malek et des Trois-Fourches, marbres et metabasites associés) et ceux du Rif central (gabbros à couverture ophiolitique de Bou Adel, etc.), tous situés en écaïlles entre Mesourif et Intra-rif. On a affaire à une suture au sein même des zones externes. Cette « suture méso-rifaine » (MSZ : Mesourif Suture Zone) vient s'ajouter à la suture des Flyschs maghrébins considérée comme la suture principale qui marque la base des Zones internes métamorphiques (cf. diapos 15-17). A noter que dans le Rif, les ophiolites sont plus abondantes dans la suture méso-rifaine que dans la suture des Flyschs. Dans celle-ci on ne connaît que quelques écaïlles de basaltes en coussins. Par contre, en allant vers l'est, on trouve une belle écaïlle ophiolitique associée aux flyschs sous le massif de Petite Kabylie, et encore plus à l'est, à la jonction entre Maghrébides et Apennins (Arc calabrais), les Flyschs sont associés à des masses importantes d'ophiolites, coincées sous le bloc allochtone de Calabre (voir Bouillin, 1984, et en dernier Laurita et al., 2015).
- 26) Schéma des deux sutures, avant et après collision.- Très schématiquement, le Rif central et oriental correspondrait, avant la collision, à un domaine de marge étirée complexe, incluant un bloc continental (Intra-rif) entre deux domaines océaniques au sens large, celui du Mesourif interne et celui des Flyschs. C'est ce domaine qui se retrouve « inversé » aujourd'hui par une collision plus ou moins oblique, à en juger par le décrochement du Nekor, mais aussi par le détail de la déformation dans les Tamsamani, où une forte linéation d'étirement NE-SW est décrite.
- 27) Métamorphisme associé à la suture du Rif externe.- Les unités issues de la MSZ (ophiolites) et celles qui la bordent (Ketama et surtout Tamsamani interne) sont affectées par un plissement sub-isoclinal avec une foliation de plan axial à faible pendage, dont le développement est accompagné de recristallisation métamorphique. Le métamorphisme est spécialement important dans l'unité septentrionale des Tamsamani. Il a été calibré à 7-9 kbar (0,7-0,9 GPa), 330-430°C, c'est un métamorphisme de moyenne pression, basse

température caractérisé par l'association minérale à quartz, chloritoïde, phengite (Negro et al., 2007). Le pic thermique a été daté par K-Ar puis ^{40}Ar - ^{39}Ar de l'Oligocène, aux environs de 28 Ma (Negro et al., 2008). Cependant, les recristallisations associées à la foliation et à l'étirement ductile syn-collision sont datées de 12-15 Ma (Miocène moyen-supérieur) par ces mêmes auteurs. Le métamorphisme qui affecte les séries détritiques épaisses du Crétacé inférieur de Ketama correspond vraisemblablement à la même évolution oligo-miocène.

IV.- Suture des Flyschs et Terrain d'Alboran

- 28) Rappel du plan. Avançons vers le nord, dans les unités supérieures allochtones du prisme tectonique rifain.
- 29) La suture des Flyschs et le front d'Alboran dans la cluse de Tétouan.- La cluse de Tétouan permet d'observer une superbe coupe naturelle dans le haut du prisme tectonique, depuis les hauteurs de la ville. Au-dessus des marnes du Crétacé supérieur de l'Intrarif (unité de Tanger, couverture de l'unité de Ketama qui disparaît vers le NW par ennoyage axial, cf. diapo 15), on trouve une mince cicatrice faite d'écailles de flyschs maghrébins, beaucoup plus épais vers l'est et le nord. Puis vient une bande de terrains tertiaires « prédorsaliens » (argiles éocènes-oligocènes et grès oligo-miocène), formant une semelle sous les écailles de la « Dorsale calcaire ». Celle-ci montre deux types de séries mésozoïques à armature de calcaire jurassique, sous le Paléogène discordant qui occupe les combes. On distingue la série dite de la Dorsale externe (DE, en position généralement frontale), et celle de la Dorsale interne (DI, généralement plus interne et chevauchante. Le Trias supérieur de la DE comporte des dolomies et des alternances calcaro-dolomitiques (AC) suivies de Lias à tendance pélagique ; celui de la DI ne comporte que des dolomies grises, suivies par des calcaires blancs liasiques de plateforme. Vers l'est, les nappes des Ghomarides viennent reposer sur les écailles de la Dorsale calcaire. Celles-ci sont privées de socle paléozoïque et sont décollées sous le Trias supérieur. A l'inverse, les Ghomarides sont essentiellement constituées de socle et d'une couverture généralement limitée au Trias moyen (grès conglomératiques rouges). C'est pourquoi on considère généralement que les écailles de la Dorsale sont décollées du domaine ghomaride.
- 30) Flyschs Massylien et Numidien.- On distingue quatre unités tectoniques où les faciès turbiditiques (flyschs) dominant. *Le flysch crétacé de Meloussa-Chouamat*, dit « massylien » par référence à l'Algérie, est semblable à la série de Ketama-Tanger, et on le suppose initialement proche de l'Intrarif. Il est souvent recouvert par le *flysch tertiaire dit « numidien »*, par référence à l'Algérie-Tunisie. Celui-ci est caractérisé par de gros bancs de grès à « dragées » (petits galets) de quartz. Ces fluxo-turbidites se sont mises en place pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, au-dessus d'argilites varicolores de l'Eocène supérieur-Oligocène, qui ont fourni un niveau de décollement pendant la collision. Le Numidien est considéré au Maroc comme le haut de la série massylienne décollé de sa base (« diverticulée ») au début du plissement. On le retrouve bien développé en Espagne près de Gibraltar, sous le nom de Grès de l'Algibe. L'alimentation du bassin numidien en

quartz (remaniement de sédiments détritiques du Paléocène, Crétacé, Jurassique, Trias ?) est considérée comme africaine.

- 31) Le Flysch maurétanien diverticulé.- Le flysch crétacé inférieur du Tisiren, dit « maurétanien » est un équivalent latéral de celui de Meloussa-Chouamat, considéré comme plus interne (septentrional que ce dernier pour deux raisons : d'une part, il est en position plus haute dans la pile de nappe, et d'autre part, il est associé à des séries crétacé supérieur-tertiaires clairement alimentées par le bloc d'Alboran. Ces séries sont celles du flysch des Beni Ider, ou « flysch grés-micacé ». Ce flysch était en continuité, à l'Oligo-Miocène, vers le sud avec le Numidien, et vers le nord avec les couches discordantes sur la Dorsale et les Ghomarides. La diverticulation de la série initiale a donné parfois des résultats surprenants, avec des dalles de Tisiren à l'envers au-dessus de flysch Beni Ider...
- 32) De la marge africaine à la marge du Domaine d'Alboran.- Vue en coupe, la paléogéographie du Rif entre la paléomarge africaine et le domaine d'Alboran peut se résumer par ces trois schémas. *Au Jurassique inférieur*, le rifting affecte d'abord le bassin évaporitique triasique, comme dans l'Atlantique central. Le futur bassin des flyschs est alors en continuité avec la marge passive du domaine d'Alboran (voir diapo 37). On connaît une série de type marge continental étirée sous le Tisiren à Ouareg, entre Alhuceima et Chaouen. *Au Jurassique moyen-supérieur*, la croûte océanique apparaît dans la marge externe hyper-étirée et sans doute dans le bassin des flyschs, bien qu'on n'en ait pas de preuve dans le Rif ; l'Intrarif est alors un allochtone continental isolé par l'extension, comme on en voit beaucoup dans toutes les parties alpines et ligures de la Téthys (Mohn et al., 2012 ; Laurita et al., 2015). *Au Crétacé inférieur*, tout le bassin des flyschs, l'allochtone intrarifain et une partie du Mésorif sont envahis par des couches terrigènes, alimentées par le soulèvement du domaine atlaso-mésétien.
- 33) Complexité du Terrain (Domaine) d'Alboran.- La constitution des Internides rifo-bétiques ou Domaine d'Alboran est très complexe, non pas tant à cause de la structure en nappes (on a déjà vu ça !), mais à cause du métamorphisme qui atteint des degrés très élevés dans les unités les plus profondes. Les Internides rifaines affleurent dans deux régions (diapos 15 et 16), les Bokoyas à l'est et le Rif septentrional à l'ouest. Examinons cette dernière. On y trouve trois complexes de nappes. Le plus externe est celui de la Dorsale calcaire, puis vient le complexe des nappes Ghomarides, qui chevauche le précédent, puis vient le complexe des Sebtides, situé sous les Ghomarides entre Ceuta (Sebta) et les Beni Bousera. Les coupes montrent que les nappes ghomarides sont séparées les unes des autres par des couches du Trias moyen, qui sont de faciès continental (grès rouges dits « Verrucano », comme en Toscane !). Les Sebtides supérieures (unités Federico) comportent aussi des couches permien et triasiques continentales, mais cette fois métamorphiques. Par-dessous, les Sebtides inférieures comportent des roches de la croûte continentale (micaschistes et gneiss) et des roches du manteau, les péridotites des Beni Bousera. A Ceuta, sous ces dernières, on trouve de nouveau des roches crustales, les gneiss du Mte Hacho. Dans les Bétiques occidentales, on retrouve la même séquence de nappes, avec Dorsale, Malaguides (= Ghomarides) et Alpujarrides (=Sebtides) avec les péridotites de Ronda et en-dessous d'elles de nappes crustales très développées. Cependant, un nouveau complexe de nappes apparaît

à l'est de Granada, les Névalo-Filabrides. C'est la partie la plus profonde du Domaine d'Alboran.

- 34) La paléomarge dorsaliennne.- Examinons chacun de ces complexes de nappes de plus près, et d'abord la Dorsale. Nous en avons déjà décrit la constitution générale telle qu'elle apparaît dans la cluse de Tétouan (diapo 32). Plus au sud, à l'entrée ouest de la cluse de l'oued Lao, on voit que la Dorsale interne peut venir chevaucher directement le Prédorsalien et les Flyschs. Encore plus au sud, à Cherafat (voir diapo 15), la Dorsale externe est bien conservée et dessine un anticlinal déversé au SW. Les termes les plus jeunes de l'anticlinal, au-dessus des calcaires à silex du Lias inférieur-moyen, sont faits par une brèche chaotique adossée à une paléofaille. C'est un faciès remarquable de brèche sous-marine résultant du jeu d'une faille pendant la sédimentation. Parmi les blocs entremêlés, des radiolarites et des calcaires à *Aptychus* datant la brèche du Tithonique-Berriasien. Des faciès semblables se rencontrent dans les écaillés prédorsaliennes sous-jacentes.
- 35) Destruction de la paléomarge à l'Eocène sup.-Oligocène.- Pendant le Crétacé et le Paléocène, la Dorsale demeure un domaine pélagique à sédimentation condensée et lacunaire. A l'Eocène inférieur et moyen, la voici sub-émergée, avec des calcaires gréseux et des brèches à nummulites et orthophragmines. Enfin, à l'Eocène supérieur, des conglomérats remaniant tous les faciès dorsaliens recouvrent en discordance les calcaires jurassiques. Ils sont suivis de marnes ocre-rouille, qui emballent d'autres niveaux de conglomérats et des brèches chaotiques à blocs glissés (olistolithes) parfois énormes. C'est le signe du soulèvement tectonique du domaine ghomaride, dont la couverture se décolle sur le Trias rouge et s'accumule en écaillés en haut du prisme d'accrétion naissant.
- 36) Les Ghomarides, ex-bloc hercynien.- Quelques témoins de couverture subsistent sur les unités ghomarides. Outre le Trias rouge, on trouve aussi quelques calcaires liasiques, et de remarquables filons neptuniens, infiltrés au cours du Lias supérieur jusque dans les schistes du socle hercynien. Celui-ci est constitué d'une série paléozoïque plissée, allant de l'Ordovicien au Carbonifère. Le plissement est intense et accompagné d'une recristallisation métamorphique dans les terrains anté-carbonifères, ce qui indique un événement tectono-métamorphique éovarisque (vers 360 Ma). Le Carbonifère supérieur conglomératique est présent à Ceuta et surtout dans les Malaguides (Conglomérats de Marbella). Ces conglomérats sont riches en galets de granite et de socle métamorphique, comme ceux qu'on trouve à Minorque et dont l'origine est ibérique. Ainsi, les Ghomarides apparaissent comme des fragments de chaîne hercynienne à phase éohercynienne dominante, ce qui contraste avec la chaîne de Meseta occidentale où le plissement dominant est plus tardif : argument pour un déplacement d'est en ouest du Terrain d'Alboran. Le métamorphisme alpin est très peu sensible dans les nappes ghomarides supérieures : seulement un faible rajeunissement des âges K-Ar, et les mesures de spectrographie Raman montrent que les températures n'ont jamais excédé 330°C. En revanche, la base de la nappe inférieure (nappe d'Akaili) a été chauffée à plus de 400°C, jusqu'à 500°C à son contact avec les Sebtides. Ceci explique que les âges anciens soient fortement perturbés et finalement prennent la même valeur que dans les Sebtides, soit 20-25 Ma.

- 37) Le métamorphisme alpin des Sebtides supérieures.- Dans les Sebtides supérieures (nappes Federico), le métamorphisme varie entre un faible degré pour les unités supérieures (Tizgarine, Boquete Anjera) et un fort degré (10-15 kbar, 450-550°C) dans les unités inférieures (Beni Mezala). On remarque que d'une unité à l'autre, en descendant la pile dans l'anticlinal post-nappe des Beni Mezala, le même niveau stratigraphique, correspondant aux pélites ferrugineuses du Permien, change de couleur et passe du rouge au bleu-noir (« couleur de fumée »), ceci par recristallisation de la goethite en oligiste. Les associations minérales dans les unités Beni Mezala se signalent par la présence de disthène et de carpholite ferro-magnésienne, traduisant un gradient de type schiste bleu (HP-BT), donc une subduction. On note aussi que les contacts entre ces diverses unités sont « soustractifs » (l'épaisseur de roches conservée entre Tizgarine et Beni Mezala est insuffisante pour rendre compte de l'augmentation de pression synmétamorphique). Ces contacts soustractifs sont d'anciens contacts chevauchants qui ont été inversés en failles normales à angle faible, avant d'être plissés en un large anticlinal tardif. L'extension du prisme tectonique s'est accompagnée d'un métamorphisme rétrograde de faciès schiste vert (HT-BP).
- 38) Métamorphisme varisque et alpin dans les Sebtides inférieures.- La situation devient plus complexe dans les Sebtides inférieures. En effet, sous de minces écailles permo-triasiques, Les Sebtides inférieures sont faites de croûte continentale hercynienne et de manteau infracontinental, de sorte qu'on y trouve une superposition de recristallisations anciennes (notamment hercyniennes) et alpines difficiles à séparer les unes des autres. Autre différence avec les Sebtides supérieures des Beni Mezala, le pic de température du métamorphisme alpin a été atteint sous des pressions relativement basses, comme l'indique la présence de l'andalousite dans la base du Permo-Trias (Souk el Had) et les micaschistes, et de la sillimanite dans les gneiss.
- 39) Les péridotites infracontinentales des Sebtides inférieures.- Les péridotites du massif Beni Bousera forment un dôme elliptique (anticlinal tardif NW-SE, faillé sur son bord NE ; diapo précédente), bien dessiné par leur foliation et le rubanement des lits de pyroxénite. C'est une lame de près de 2 km d'épaisseur, prise entre deux lames de roches crustales (cf. Mte Hacho, et coupes correspondantes des Bétiques occidentales ; diapo 36). Les péridotites de Ronda et Beni Bousera sont l'un des plus beaux exemples connus de péridotites infracontinentales. Ce ne sont pas des péridotites océaniques, lesquelles sont en général beaucoup plus fortement serpentinisées (cf. Beni Malek). Néanmoins, la croûte continentale varisque du domaine d'Alboran, au-dessus du manteau lithosphérique d'où elles proviennent, devait être amincie dès le Jurassique supérieur (cf. diapo 35).
- 40) Le paléo-Moho exhumé.- Au toit de la lame de péridotites, la lherzolite passe à une harzburgite foliée à grenat où les orthopyroxènes sont très étirés en direction NW. Il semble s'agir d'une évolution métamorphique au contact des roches granulitiques de l'enveloppe immédiate des péridotites. Ces roches sont, les unes acides (« kinzigites »), les autres basiques, équilibrées dans des conditions P-T de 13-16 kbar, 750-800°C. Une faille soustractive le long de laquelle les péridotites sont serpentinisées les sépare des gneiss Filali

(cf. diagramme P-T, diapo 41). A ce détail près, on a affaire à un paléo-Moho exhumé depuis une profondeur sans doute de l'ordre de 15-20 km au Jurassique (diapo 35).

- 41) Age du métamorphisme dans les Sebtides-Alpujarrides. - L'âge du métamorphisme dans les Sebtides (essentiellement les unités inférieures) a été recherché par de nombreuses méthodes. La plupart indiquent des âges entre 23-20 Ma, ce qui montre que ces unités ont subi un refroidissement rapide à partir d'un pic thermique proche de 22 Ma. Cependant, les monazites blindées à l'intérieur de cristaux de grenat indiquent des âges varisques (285-300 Ma), contrairement aux petits grains de monazite écrasés dans la matrice qui donnent 22 Ma. De même, les zircons des leptynites et leucosomes des gneiss ou des dykes verticaux de granite donnent des âges à 22 Ma sur leur bordure, tandis que leur cœur donne ~300 Ma. Cette dualité âge initial varisque-âge de recristallisation haute température alpin tardif (~22 Ma) se retrouve dans les Alpujarrides (exemple des monazites des micaschistes de Jubrique, équivalents de ceux du Filali).
- 42) Dépôts oligo-miocènes des Internides: l'extension tardi-métamorphique. - On ne peut comprendre ce métamorphisme alpin HT et le refroidissement rapide qui suit le pic thermique (600 à 800°C en environ 1 Ma) sans invoquer une forte extension de la chaîne de collision à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. La pile Ghomarides-Malaguides sur Sebtides-Alpujarrides n'est pas un simple prisme d'accrétion crustale (avec écaillage du manteau lithosphérique) où les contacts anormaux entre les diverses unités seraient des plans de charriage avec une cinématique de chevauchement. Chose remarquable, et seulement comprise dans les années 1990 par l'école de Granada, ces contacts sont tous inversés en extension, ils sont devenus des failles normales à faible pendage. On vient de noter le caractère soustractif du contact au toit des granulites Beni Bousera. On a vu aussi ce même type de contact entre les unités des Sebtides supérieures dans les Beni Mezala (diapo 40). Enfin, des failles normales à fort pendage complète l'affaissement extensionnel du prisme d'accrétion tectonique et permettent le dépôt de sédiments discordants, conglomérats et marnes gréseuses remaniant d'abord les Ghomarides-Malaguides, ensuite les Sebtides-Alpujarrides. Ces dépôts discordants sont datés de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Les dépôts de cet âge sont ici « post-nappes », mais ils sont syn-nappes dans la Dorsale et anté-nappes dans le domaine externe.
- 43) Sous les Sebtides-Alpujarrides, les Névado-Filabrides. - Les Cordillères bétiques à l'est de Granada montrent des unités tectoniques structurellement plus profondes que les Alpujarrides, les Névado-Filabrides. Les unités Nevado-Filabrides supérieures (Bedar-Macael) conservent des roches éclogitiques (découvertes dès les années 80... du 19^{ème} siècle) et des ultrabasites métamorphiques qui indiquent des conditions HP-BT de 16-19 kbar (1,6-1,9 Gpa), 680-710°C (Jabaloy et al., 2015). Ces roches représentent une association ophiolitique qui s'est trouvée enfouie par subduction jusqu'à des profondeurs mantéliques (environ 50-70 km) avant d'être exhumées. Leur exhumation s'est d'abord produite dans le « chenal de subduction », au toit d'unités crustales moins métamorphiques, puis elle s'est poursuivie par extension du prisme tectonique. Chose frappante, ces unités profondes forment maintenant le point culminant de l'arc bético-rifain (Mulhacen, 3480 m)!

V.- De la Téthys alpine à la Méditerranée occidentale

- 44) Rappel du plan. Maintenant que nous avons fait connaissance avec tous les éléments de la chaîne, examinons comment elle s'est construite. C'est une histoire étrange qui a remplacé une mer entourée de marges passives, la Téthys alpine, par une autre mer entourée de montagnes, la Méditerranée occidentale...
- 45) Rifting téthysien, côté Alpujarrides.- L'histoire des chaînes alpines commence avec le rifting de la Pangée et l'ouverture de la Néotéthys. Dans le cas de l'arc bético-rifain, cette étape est bien enregistrée dans les Alpujarrides. Dans la Sierra de Gador, on observe de nombreuses paléofailles d'âge Trias supérieur, affectant les carbonates du Trias moyen et scellées par des couches du Carnien. Des injections de dolérite sont associées à ces failles (cf. le fameux système magmatique de l'Atlantique central, CAMP). A la même époque, les Ghomarides-Malaguides sont émergées et couvertes de grès rouges.
- 46) AlKaPeCa, du Trias supérieur au Crétacé supérieur.- La paléogéographie du futur domaine téthysien occidental au Trias moyen-supérieur (230 Ma) apparaît cohérente dès que l'on place les Alpujarrides en continuité avec le Trias carbonaté de type alpin, mais non loin du Trias de type ibéro-germanique à évaporites, et les Malaguides en continuité avec les terres émergées des unités internes de Toscane (Apuanes). Après le stade de rifting du Trias supérieur-Lias inférieur, on assiste à l'ouverture de l'océan alpin et ligurien, connecté à l'Atlantique central par une zone transformante sénestre. A partir du Crétacé supérieur, le coulisement de la plaque africaine (dite aussi nubienne) le long de l'Europe est remplacé par un mouvement de convergence N-S en ciseaux. La subduction alpine commence dans les Alpes du Sud et la partie la plus interne des Alpes occidentales. Elle a un pendage vers le S-SE (Europe sous Afrique) et se poursuit pendant tout l'Eocène. Beaucoup d'auteurs pensent que cette subduction alpine se prolongeait jusque dans le couloir océanique d'où sont issues les méta-ophiolites des Névalo-Filabrides (e.g. Michard et al., 2002 ; Molli et Malavieille, 2010).
- 47) Une orogénèse avec deux subductions. 1: Stades éocènes.- Comment va fonctionner la subduction susceptible de rendre compte du métamorphisme initial HP-BT des Sebtides-Alpujarrides, et comment va-t-elle évoluer jusqu'aux stades rétrogrades à basse pression ? Nous retenons ici l'interprétation mise en avant par Carlo Doglioni en 1998 (voir diapo suivante) puis Frizon de Lamotte et al. (2000), Michard et al. (2002), etc., selon laquelle la subduction alpine à pendage SE se trouve remplacée à la fin de l'Eocène par une subduction de pendage opposé, qu'on appellera la subduction apenninique. Ce « flip » de subduction est lié au blocage du prisme alpin et au développement de rétrodéversement et rétrocharriages dans les Alpes à l'Eocène supérieur-Oligocène (38 Ma).
- 48) 2: Stades oligo-miocènes: extension arrière-arc.- Au cours de l'Oligocène, l'arc orogénique se développe, convexe vers le SE, au fur et à mesure que le slab océanique téthysien est subduit. Plus le slab plongeant est long, plus il tire et tend à reculer, du fait que la convergence des plaques est lente. L'arc devient de plus en plus convexe, l'orogène alpin

tend à se boudiner. En arrière de l'arc se développe un système de fossés en extension (ECRIS : European Cenozoic Rift System). Au Miocène moyen, la rotation corso-sarde s'accélère et un fond océanique s'ouvre sous la Méditerranée occidentale (bassin liguro-provençal). La collision des Kabylies et la formation de l'arc de Gibraltar se feront dès le Miocène moyen, la subduction du slab ouvrant le bassin océanique algérien d'est en ouest jusqu'à la mer d'Alboran. La déformation en arc d'un prisme orogénique d'Alboran initialement rectiligne est bien montrée par le paléomagnétisme (rotations horaires dans le Bétique, anti-horaires dans le Rif). Vers l'est, la poursuite de la migration de la Calabre au Miocène supérieur-Pliocène avec l'ouverture de la mer Tyrrhénienne fournira l'arc calabrais.

49) Les sept diapos suivantes, aimablement communiquées par D. Frizon de Lamotte, présentent le film de cette impressionnante histoire méditerranéenne. A 32 Ma (Oligocène inférieur), c'est la subduction alpine et les rôtrocharriages dans les Alpes

50) A 29 Ma (Oligocène), début de la subduction apenninique et du rifting arrière-arc.

51) A 25 Ma (Oligocène supérieur), le recul de la zone de subduction et le magmatisme d'arc s'accroissent.

52) A 20 Ma (Miocène inférieur), le bloc corso-sarde tourne, l'arc orogénique ALKaPeCa se fragmente.

53) A 17 Ma (fin du Miocène inférieur), les collages péri-méditerranéens s'opèrent, les unités d'Alboran pivotent.

54) A 12 Ma (limite Miocène moyen-Miocène supérieur), le magmatisme d'arc se développe en Alboran.

N.B. : Le Déroit de Gibraltar n'existe pas alors. La communication entre Atlantique et Méditerranée se fait par le couloir sud-rifain, qui va se fermer vers 5,9 Ma, entraînant la crise salifère du Messinien en Méditerranée. Celle-ci dure 0,6 Ma, jusqu'à l'ouverture du Déroit par étirement et abaissement de l'arc orogénique.

55) A 4 Ma (Pliocène), la mer Tyrrhénienne s'ouvre en arrière de l'arc calabrais, et l'arc de Gibraltar s'écrase (plis des synclinaux post-nappes).

56) A 1 Ma (Quaternaire, Pléistocène moyen), volcanisme post-orogénique dans l'arc calabrais, suite de l'écrasement de l'arc de Gibraltar (voir diapos 65-66).

VI.- Structure profonde et mouvements actuels

- 57) Rappel du plan. Posons-nous enfin deux questions. Est-ce que la structure profonde de l'arc rifo-bétique confirme ce film géodynamique ? Est-ce que l'histoire de la chaîne est terminée ?
- 58) Profondeur et température du Moho.- La profondeur du Moho, objet de nombreuses études, reste imparfaitement fixée. Ainsi, sous le Déroit, Soto et al. (2008) indiquent 35-25 km (cf. diapo 17), mais Thurner et al. (2014) indiquent une valeur de 40-45 km, sur la base du grand profil géophysique réalisé dans le cadre du programme international PICASSO. La carte du Moho de Thurner et al fait apparaître une épaisseur de l'ordre de 50 km (une racine) sous les parties les plus hautes de la chaîne, la Sierra Nevada au nord, les crêtes de Ketama au sud. Le Moho remonte brusquement sous le Rif oriental. Dans la mer d'Alboran, la croûte est de plus en plus amincie vers l'est (passage à une croûte de type océanique au nord de l'Algérie).
- 59) Tomographie du manteau; le slab d'Alboran.- On s'ingénie depuis une dizaine d'années à repérer les slabs subduits (ou subductés...) au sein de l'asthénosphère, par des méthodes de tomographie sismique. Ils ne se sont pas trop réchauffés depuis l'Eocène, et on peut les mettre en évidence par les anomalies positives des vitesses sismiques (ondes P de séismes lointains). On découvre sous la Méditerranée occidentale un « cimetière » de slabs jusqu'à 700 km de profondeur (toit du manteau inférieur rigide). C'est que la surface de slabs téthysiens disparus est bien plus considérable que la surface résorbée entre Europe et Afrique par la convergence des plaques. A la profondeur de 335 km, correspondant à des slabs subduits récemment, on découvre déjà une disjonction des slabs de l'arc calabrais-péloritain, des kabylies et d'Alboran. En coupe, le slab d'Alboran (ou Gibraltar) descend jusque vers 700 km, profondeur où il se tord et se couche à plat. Sous le Rif lui-même, on observe la présence d'un slab arrivant directement sous le Moho du prisme continental. Cela signifie que le slab est ici constitué, non pas de lithosphère océanique, mais de la partie mantélique de la lithosphère continentale, détachée de la partie continentale. On parle de « délamination ».
- 60) Un slab mixte: lithosphère océanique + lithosphère mantélique continentale délaminée.- La géométrie du slab de Gibraltar est de mieux en mieux connue jusqu'à 300 km de profondeur. Il présente deux sortes d'oreilles dressées par lesquelles il entre en contact avec la croûte continentale épaissie. Ce sont les zones où la délamination n'est pas encore opérée. La partie supérieure du slab (jusqu'à 150-200 km environ) est faite de lithosphère mantélique continentale délaminée, le reste de lithosphère téthysienne de la plaque africaine.
- 61) Cinématique actuelle: séismes, déformation, déplacements relatifs.- Le slab de Gibraltar manifeste sa présence par des séismes de faible profondeur sous le Déroit, de moyenne profondeur plus à l'est, et un événement de grande profondeur (600 km) est connu sous Grenade. Les autres séismes de la région, peu profonds, tracent une limite diffuse de plaques depuis les bancs de Gorringe jusqu'en Algérie côtière, avec des mécanismes au foyer en compression ou en décrochement. Ainsi, les deux mécanismes géodynamiques, recul de slab et convergence de plaques, continuent d'être actifs. De fait, l'étude des failles récentes permet de montrer une direction dominante de raccourcissement dominante NNW-SSE aussi bien en Andalousie qu'en Afrique du Nord. La ride pré-rifaine du J. Trhatt à l'ouest de Fès s'est

formée si récemment qu'une couche de conglomérat quaternaire y est basculée en flanc inverse ! Les mouvements actuels, déterminés par les positionnements GPS sur plusieurs années, montrent une convergence générale Iberia-Afrique dans la direction NNW-SSE à une vitesse de l'ordre de 4,5 mm/an. Cependant, le Rif occidental fait exception, il se dirige vers le SW à une vitesse de près de 2 mm/an (plus visible sur la diapo suivante).

62) Données GPS: le mouvement propre du Rif occidental vers le SW.- Pourquoi cette exception, ce mouvement particulier du Rif occidental ? On peut envisager avec Chalouan et al. (2006) et Tahayt et al. (2008) une expulsion d'un coin crustal en « noyau de cerise », entre des failles (Carboneras, Nekor, etc.). Cependant, en utilisant une modélisation numérique, Pérouse et al. (2010) proposent de prendre en compte, non seulement la convergence des plaques, mais aussi la traction du slab de Gibraltar en cours de recul. Cette traction s'exercerait dans la zone non encore délaminée de la diapo précédente.

VII.- Conclusion

63) Conclusion: Une chaîne alpine spécialement complexe.- Il apparaît clairement que la chaîne du Rif, et plus généralement la chaîne bético-rifaine, est une chaîne étonnamment complexe. On retiendra en particulier les caractères suivants :

- ▶ C'est une chaîne alpine = de subduction-collision, avec quelques ophiolites
- ▶ Elle a une situation spéciale = au point triple Afrique-Iberia-Atlantique
- ▶ La cinématique des plaques bordières a évolué du décrochement à la convergence
- ▶ Les marges qui l'encadrent, en tout cas du côté Afrique, sont hyper-étirées, il y a eu formation d'alloctones continentaux isolés dans la Téthys
- ▶ Il y a eu probablement deux subductions successives, de pendage opposé
- ▶ Pendant la convergence (lente), le recul de slab de la deuxième subduction (à pendage NW) a joué un rôle majeur
- ▶ Le slab plongeant est lui-même complexe, avec lithosphère océanique + alloctones + lithosphère mantélique africaine délaminée
- ▶ Cette complexité s'observe jusque dans les mouvements actuels!

64) Merci de votre attention.- avec l'Arc de Gibraltar, vu d'avion.

Appendice

65) Comment expliquer la mise en place HT des péridotites de Ronda dans les Alpujarrides? Ce « détail » a été laissé de côté. Il faut pourtant expliquer la mise en place de péridotites à des températures de l'ordre de 700-800°C dans la croûte moyenne, et aussi la présence à Ronda du faciès des péridotites à plagioclase (HP-BT) *au-dessus* des faciès de péridotites à spinelle (de plus haute pression). Hidas et al. (2013) propose un schéma qui rejoint bien celui de Précigout et al. (2013). L'idée majeure est qu'une remontée asthénosphérique s'est produite

du fait de l'amincissement arrière-arc mais que, du fait de la rotation de l'arc, le bassin arrière-arc s'est trouvé comprimé et le manteau anormalement chaud s'est déformé par un pli couché puis inséré en écaille dans la croûte.

- 66) A la source de la géologie.- La géologie est une science beaucoup plus jeune que les mathématiques, parce qu'elle est tributaire, d'une part, de la cartographie (tâche de longue haleine) et d'autre part, de l'exploitation minière et du développement des infrastructures (création de coupes fraîches dans les strates du sous-sol). La stratigraphie, la paléontologie sont nées à la fin du 18^{ème} siècle (cf. la carte géologique monumentale de l'Angleterre par William Smith, achevée en 1815 ; la création de la SGF en 1830, etc.). Quant à la tectonique, elle émergea peu à peu de l'étude des Alpes, puis des Appalaches, autrement dit des chaînes de montagnes aux portes des universités des pays industriels.
- 67) Les débuts de la géologie alpine.- Les chaînes de montagnes ! Il fallut beaucoup plus de temps pour les comprendre que pour comprendre les bassins sédimentaires et le principe de superposition des couches. Le premier naturaliste explorateur des Alpes fut Horace-Bénédict de Saussure, un Genevois, qui en 1779 avait traversé 14 fois les Alpes « le marteau de mineur à la main, emportant toujours des échantillons, et [s'imposant] toujours la loi sévère de prendre toujours sur les lieux les notes de mes observations... » (cité in Michard, 1967). Il a d'abord été nécessaire de concevoir les conditions du plissement des roches et de leur métamorphisme (admettre que des micaschistes puissent dériver de roches sédimentaires récentes). Les hypothèses du « neptunisme » seront combattues par les tenants du « plutonisme », ici adoptées par Angelo Sismonda dans sa coupe des Alpes (mise au point à l'occasion des travaux du tunnel du Fréjus). Quelle belle simplicité ! Les intrusions expliquent tout. Mais la théorie du géosynclinal, développée d'abord aux U.S.A. par Hall (1859) et Dana (1875) prolongea longtemps les vues neptuniennes. Mes propres études en Sorbonne en furent bercées et des manuels de géologie d'Aubouin doivent encore encombrer votre bibliothèque!

Références citées, datées de 2008 à 2015

NB : les pages web ont été consultées en janvier 2015

Andrieux, J., Fontboté J.M., Mattauer, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191-198.

Balan, B., 2011. L'évolution des idées en géologie: Des cosmogonies à la physique du globe. Vrin, Paris, 289 p.

Benzaggagh M., Mokhtari A., Rossi P., Michard A., El Maz A., Chalouan A., Saddiqi O. & Rjimati E. (2013).- Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): intramargin hiatus or South-Tethyan remnants?- *J. Geodyn.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.003>

Benzaggagh, M. (2011).- Activités volcaniques sous-marines à la limite Jurassique-Crétacé dans le Rif externe (Maroc). Age et relation avec la sédimentation et la paléogéographie du sillon rifain externe.- *C. R. Geoscience*, 343, 302-311.

Chalouan A., Michard A., El Kadiri Kh., Negro F., Frizon de Lamotte D., Soto J.I. & Saddiqi O. (2008).- The Rif belt. In: Michard A, Saddiqi O., Chalouan C., Frizon de Lamotte D., Eds., *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction.*- *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, 203-302.

- Chalouan A., Michard A., El Kadiri Kh., Saddiqi O. (2011).- Rif central et nord-occidental/*Central and North-Western Rif Belt*, in Michard et al. (Eds), Nouveaux Guides géologiques et miniers du Maroc, vol.5. Notes Mém. Serv. géol. Maroc 560, 9-90.
- Deparis, V. et Thomas, P., 2011. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/derive-continent-wegener.xml#Marcel-Bertrand-Emile-Haug>
- Deparis, V., 2011. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/Emile-Argand-tectonique-Asie.xml>
- Durand-Delga, M. et Seidl, J., 2007. Eduard Suess (1831-1914) et sa fresque mondiale La face de la Terre, deuxième tentative de tectonique globale. C. R. Geoscience 339, 85-99.
- Durand-Delga, M., 1961. <http://www.annales.org/archives/x/fallot.html>
- Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. Soc. géol. Fr. 10, 203-224.
- Durand-Delga, M., 2004 : Le 19^{ème} Congrès géologique international - Alger (1952) <http://annales.org/archives/cofrhigeo/alger.html>
- Durand-Delga, M., 2006. Geological adventures and misadventures of the Gibraltar arc. Zeit. Deutsch. Ges. Geowiss. 157, 686-716.
- Durand-Delga, M., 2007. <http://www.annales.org/archives/cofrhigeo/bertrand-dd.html>
- Dutsch, S., 2011. <https://www.uwgb.edu/dutchs/platetec/geosync.htm>
- Fred Vine explaining Paleomagnetic reversals. In *YouTube*. Retrieved Feb. 9, 2009, from <https://www.youtube.com/watch?v=CRx66ZpEhOg&feature=Playlist&p=96FD9BB9C...>
- Gutscher, M.A., S. Dominguez, G.K. Westbrook, F. Rosas, P. Terrinha, J.C. Duarte, P. Le Roy, J.M. Miranda, D. Graindorge, A. Gailler, V. Sallares, and R. Bartolome (2012), The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* 574-575, 72-91.
- Hidas K., Booth-Rea G., Garrido C.J., Martínez- Martínez J.M., Padrón-Navarta J.A., Konc Z., Giaconi F., Frets E., Marchesi C. (2013), Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: kilometre-scale folding and shearing at the base of the proto-Alborán lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Geol. Soc. London* 170, 47-55.
- Hinsbergen, D.J.J. van, R.L.M. Vissers and W. Spakman (2014), Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 33, 393-419, doi:10.1002/tect.20125. https://www.e-education.psu.edu/earth520/content/l2_p6.html
- Jabaloy-Sánchez, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Padrón-Navarta, J.A., Sánchez -Vizcáino, V.L., Garrido, C.J. (2015), Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2014.12.022
- Laurita, S., Prosser, G., Rizzo, G., Langone, A., Tiepolo, M., Laurita, A. (2015), Geochronological study of zircons from continental crust rocks in the Frido Unit (southern Apennines). *Intern. J. Earth Sci.* 104, 179-203.
- Martin-Rojas I., Somma R., Delgado F., Estévez A., Iannace A., Perrone V., Zamparelli V. (2009), Triassic continental rifting of Pangaea: direct evidence from the Alpujarride carbonates, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Geol. Soc. London* 166 447-458.
- Massonne, H.J. (2013), Wealth of P-T-t information in medium-high grade metapelites: Example from the Jubrique Unit of the Betic Cordillera, S Spain. *Lithos* 208-209, 137-157.
- Medioni, R., 2008. Philibert Russo (1885-1965), pionnier de l'exploration géologique du Maroc. <http://annales.org/archives/cofrhigeo/russo.html>
- Medioni, R., 2011. L'œuvre des géologues français au Maroc. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01061137/document>
- Meghraoui M., Pondrelli S. (2012), Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annales Geophys.* 55, doi: 10.4401/ag-4970
- Michard A., Mokhtari A., Chalouan A., Saddiqi O., Rossi P., Rjimati E., 2014. New ophiolite slivers in the External Rif Belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the Western Maghrebides. *Bull. Soc. géol. France* 185, 313-328.
- Michard, A., 1967. Etudes géologiques dans les Zones internes des Alpes cottiennes. CNRS, Paris, 446 p.
- Missenard, Y., Michard, A. and Durand-Delga, M., 2008. Major steps in the geological discovery of Morocco. In Michard A. et al., *The Geology of Morocco*. Lect. Notes Earth Sci. 116, 377-393.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando M., Masini E., Kuszniir N. (2012), Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31, TC1012, doi:10.1029/2011TC002961.

- Molli G., Malavieille J. (2010), Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *Int. J. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s00531-010-0598-y
- Negro F., Sigoyer J. de, Goffé B., Saddiqi O., Villa I.M. (2008), Tectonic evolution of the Betic–Rif arc: New constraints from 40Ar/39Ar dating on white micas in the Tamsamani units (External Rif, northern Morocco). *Lithos* 106, 93–109.
- Palomeras, I., S. Thurner, A. Levander, K. Liu, A. Villaseñor, R. Carbonell and M. Harnafi (2014), Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure, *Geochem., Geophys., Geosystem.*, 15 (1), pp. 140-160, doi:10.1002/2013GC004861
- Pérouse, E., P. Vernant, J. Chery, R. Reilinger, and S. McClusky (2010), Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models, *Geology* 38(9), pp. 823-826, doi:10.1130/G30963.1
- Précigout, J., F. Gueydan, C.J. Garrido, N. Cogné, and G. Booth-Rea (2013), Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics* 32, 1011–1025, doi:10.1002/tect.20062, 2013.
- Rossetti F., Theye T., Lucci F., Bouybaouene M. L., Dini A., Gerdes A., Phillips D., Cozzupoli D. (2010), Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain, Rif chain, northern Morocco: Implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics* 29, TC2017, doi:10.1029/2009TC002487.
- Soto J.I., Fernández-Ibáñez F., Fernández M., García-Casco A. (2008), Thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc: Influence on active tectonics in the western Mediterranean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q10011, doi:10.1029/2008GC002061
- Suter, G., 1980. Carte géologique/structurale de la chaîne rifaine, échelle 1:500,000.- Serv. Carte géol. Maroc 245a/b.
- Tahayt A. et al. (2008), Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005. *C. R. Geoscience* 340, 400-413.
- Thurner, S., I. Palomeras, A. Levander, R. Carbonell and L. Cin-ty (2014), Evidence for Ongoing Lithospheric Removal in the Western Mediterranean: Ps Receiver Function Results from the PICASSO Project, *Geochem., Geophys., Geosystems*, doi:10.002/2013GC005124
- Willefert, S., 1997. <http://Annales.org/archives/cofrhigeo/graptolithes-maroc.html>