EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE TATA (ANTI ATLAS), NO CONTEXTO DO VARISCO DE MARROCOS:

um análogo menor das grandes estruturas colisionais E-W Variscas?



Pedro Almeida

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.

Orientador científico:

Professor Doutor Rui Dias Departamento de Geociências da Universidade de Évora

Universidade de Évora Departamento de Geociências

EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE TATA (ANTI ATLAS), NO CONTEXTO DO VARISCO DE MARROCOS:

um análogo menor das grandes estruturas colisionais E-W Variscas?



Pedro Almeida

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.

Orientador científico:

Professor Doutor Rui Dias Departamento de Geociências da Universidade de Évora

Universidade de Évora Departamento de Geociências

AGRADECIMENTOS

Findado este capítulo pessoal e científico, é a altura de agradecer a quem (com maior ou menor – mas sempre importante! – presença) contribuiu para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Assim, o meu primeiro agradecimento vai para o Professor Doutor Rui Dias, meu coordenador científico, pelo exemplo enquanto pessoa e investigador, pelo excelente convívio científico e pessoal que cria à sua volta. A ele quero também agradecer a disponibilidade em receber-me enquanto mestrando, o rigor da correcção e as contribuições que indubitavelmente acrescentaram mais-valias a esta tese. Por fim, não quero deixar de lhe agradecer as experiências de vida que esta escolha proporcionou.

Quero também aproveitar a oportunidade para agradecer ao Centro Ciência Viva de Estremoz (CCVEstremoz) e ao Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, pela recepção, carinho e ajuda prestada neste percurso. Aqui quero deixar um agradecimento especial a todos companheiros no grande desafio que é promover a cultura científica no CCVEstremoz, passados ou presentes, independentemente do tipo de tarefas realizadas. É-me também impossível deixar de passar em claro os "ocupas do convento", pela troca de experiências ao longo deste tempo. Ao Mohamed também expresso o meu agradecimento pela forte troca cultural, amizade, conhecimento científico partilhado e disponibilidade em ajudar a esclarecer a geologia marroquina.

Ao Laboratório de Investigação de Rochas Ornamentais e Industriais (LIRIO) e Centro de Geofísica de Évora (CGE) enquanto entidades científicas acolhedoras.

À Sandra, pela paciência e esclarecimentos prestados no processo de elaboração das

lâminas.

Ao Centro Tecnológico para o Aproveitamento e Valorização das Rochas Ornamentais

e Industrias (CEVALOR), em nome de Natália Saúde e Filomena Dores, pelo apoio e

confiança demonstradas nos períodos mais complexos na conclusão desta tese.

À minha família, pela aceitação das minhas escolhas, pelo apoio, esforço e motivação

ao longo deste percurso, tal como à Ana, pela ajuda que prestou na fase final desta

tese.

À Vânia, pela companhia, esforço, ajuda, interesse, empenho, motivação, espírito

prático, troca de conhecimento, experiências e tantas outras coisas que temos vivido

em comum.

A todos, o meu sincero e profundo... *Obrigado*.

Resumo

EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE TATA (ANTI ATLAS), NO CONTEXTO DO VARISCO DE MARROCOS: um análogo menor das grandes estruturas colisionais E-W Variscas?

Na cadeia montanhosa do Anti-Atlas podemos observar análogos menores das grandes zonas de cisalhamento E-W variscas, existentes na bordadura da Península Ibérica e em Marrocos. No Anti-Atlas observa-se uma crista quartzítica (*Ibel* Bani), de idade Ordovícica, cuja direcção geral varisca marroquina de NE-SW, sofre uma forte inflexão para uma direcção próxima de E-W, Na região de Tata. Esta inflexão é aqui interpretada como uma situação de *overlap* por efeito de uma Zona de Cisalhamento, a Zona de Cisalhamento de Tata (ZCT). Este *overlap* vai gerar o encurtamento ao longo da Bani, materializadas sob a forma de *kinks* conjugados e/ou *chevrons* esquerdos e direitos, num estilo de deformação ainda não descrito para a região. A presença de níveis pelíticos estratigraficamente por cima e por baixo da barra quartzítica vai provocar o desemparelhamento da deformação, dando origem a estilos distintos de deformação, nos níveis estratigraficamente superiores e inferiores à Bani.

Abstract

Geodynamic evolution of Tata region (Anti-Atlas) in the context of the Moroccan Variscides: a smaller analogue of the major E-W Variscan colisional structures?

In the Anti-Atlas chain mountain we can observe at smaller scale analogs of the great E-W variscan Shear Zones that exists in boundary of Iberia Peninsula and Morocco. The Ordovician quartzite crest Jbel Bani as an general variscan direction NE-SW suffers a strong inflection to a direction close to E-W, in the area of Tata. This inflection is interpreted as a situation of overlap by the effect of a shear zone, Tata Shear Zone. This overlap originates shortening along the Bani, materialized in the form of conjugated kinks and/or dextral or sinistral chevrons, in a deformation style that is not iet described for this region. The presence of pelitic levels stratigraphically above an below the quartzite crest, causes de decoupling of the deformation, giving rise to distinct styles of deformation in the Bani upper and lower stratigraphic levels.

Índice

<u>I – INTRODUÇÃO</u>	1		
II – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	4		
II.1. GEOLOGIA EM MARROCOS	4		
II.2. Os principais domínios da orogenia Varisca em Marrocos			
II.2.1. O Norte Marroquino: o domínio Rifeano-Kabyliano			
II.2.2 Marrocos Central	9		
II.2.2.1. O Bloco de Sehoul	10		
II.2.2.2. O Bloco Costeiro	12		
II.2.3. A Meseta Central e Oeste	14		
II.2.5.1. A Bacia de Tindouf	25		
II.2.5.2. O Anti-Atlas	26		
II.2.4. Relação do Varisco Marroquino com outros domínios circum-Atlânticos	26		
III. O ANTI-ATLAS	29		
III.1. LITO-ESTRATIGRAFIA DO ANTI-ATLAS: OS TERRENOS PALEOZÓICOS	32		
III.1.1. O Câmbrico	34		
III.1.1.1 O Adoudoniano	34		
III.1.1.2. O Câmbrico médio	36		
III.1.1.3. O Câmbrico superior	36		
III.1.2. O Ordovícico	37		
III.1.3. O Silúrico	38		
III.1.4. O Devónico	39		
III.1.4.1. Devónico inferior	39		
III.1.4.2. Devónico médio e superior	40		
III.1.5. Carbónico	41		
III.1.5.1. Carbónico inferior	41		
III.5.2. Carbónico médio-superior	42		

i

III.2 O Varisco no Anti-Atlas: evolução geodinâmica	43
III.2.1. As fases divergentes do ciclo de Wilson	43
III.2.2. As fases convergentes do ciclo de Wilson	48
III.3 Análise estrutural do Anti-Atlas, à luz dos conhecimentos actuais	51
IV. A REGIÃO DE TATA NO ANTI-ATLAS CENTRAL: UM ANÁLO	<u>GO</u>
MENOR DA COLISÃO VARISCA?	<u>59</u>
IV.1. Interpretações geodinâmicas actuais para região de Tata e as	
ESTRUTURAS ESTE-OESTE VARISCAS	60
IV.2.1. A estrutura de Tata: um evento tectónico localizado	61
IV.2.2. A estrutura de Tata: o efeito de evento tectónico global	68
IV.2. Análise geométrica e cinemática da região de Tata	72
IV.2.3. Domínios setentrionais da Jbel Bani	98
IV.3. ELIPSÓIDES DE DEFORMAÇÃO FINITA EM QUARTZITOS: QUANTIFICAÇÃO DA	
deformação da Jbel Bani	104
IV.3.1. Amostragem	105
V. CONCLUSÕES	112

ANEXOS

Anexo I – Mapa Estrutural da Jbel Bani, Anti Atlas – Marrocos

I - Introdução

O objectivo do presente trabalho visa estabelecer um modelo evolutivo e geodinâmico para a região de Tata, no Anti-Atlas, tentando perceber até que ponto esta região pode ser utilizada como um análogo a menores dimensões das grandes estruturas E-W dextrógiras variscas que são evidenciáveis à escala do orógeno. O processo de colisão que resultou na formação do supercontinente Pangeia, principalmente nos seus estádios mais tardios, consistiu num grande desligamento transpressivo direito, com direcção actual próxima de E-W (Arthaud & Matte, 1977; Simancas *et al*, 2005; Ribeiro *et al*, 2007; Dias *et al*, 2009; Almeida & Dias, 2010; Shelley & Bossiére, 2002). Ao longo da Península Ibérica e Norte Africano, é possível observar estruturas com essa orientação geral. Os bordos da Península encontram-se limitados por duas grandes estruturas tectónicas com direcções próximas de E-W, nomeadamente a Falha Norte-Pirenaica no bordo Norte e a grande Açores-Gibraltar, no bordo Sul. Em Marrocos observam-se também grandes estruturas com direcções no geral ENE-WSW, citando como exemplos as Falhas de Tizi n'Test e a Grande Falha Sul Atlásica (Piqué, 2001; Hourari & Hoepfner, 2003; Hoepfner, 2005; Michard *et al*, 2010) (Fig. I.1).

Estas grandes estruturas, tectonicamente activas durante o Mesozóico (El Harif *et al*, 2007), são a provável reactivação de estruturas prévias de origem Varisca ou mesmo anterior (Michard *et al*, 2008). Dado o espaçamento na ordem das centenas de quilómetros entre elas, a importância destas estruturas tem sido menosprezada à escala da Península Ibérica. Torna-se assim preponderante para a compreensão da evolução geodinâmica do Varisco Ibérico durante o Paleozóico, o seu estudo e análise em detalhe onde elas têm mais visibilidade: Marrocos. Contudo, dada a proximidade deste país com a fronteira da placa Africana, as estruturas a Norte foram profundamente reactivadas pelo orógeno alpino pelo que e a sua movimentação prévia encontra-se mascarada pela tectónica atlásica (Negredo *et al*, 2002; Michard *et al*, 2002), sendo mais difícil de estudar. Torna-se assim necessário rumar ainda mais para Sul. Na região de Tata, no Anti-Atlas Marroquino, encontra-se um relevo montanhoso localmente conhecido como *Jbel* (montanha) Bani, que não se encontra

afectado significativamente pela deformação actual (Soulaimani & Buchard, 2006; Michard *et al*, 2010) (Fig. I.2).

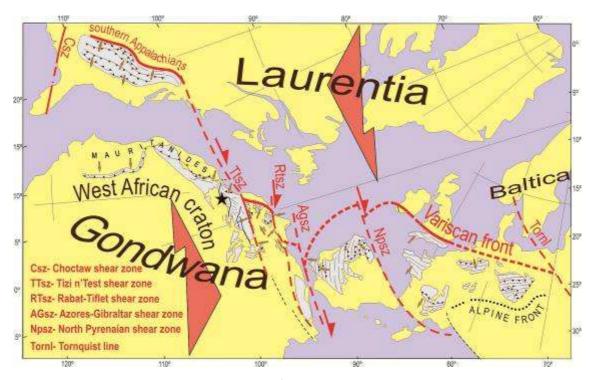


Fig. I.1 — Grandes desligamento com direcção próxima de E-W observados na cadeia varisca. A estrela a preto localiza a região de Tata no seio da orogenia varisca. Adaptado de Dias et al, 2009.

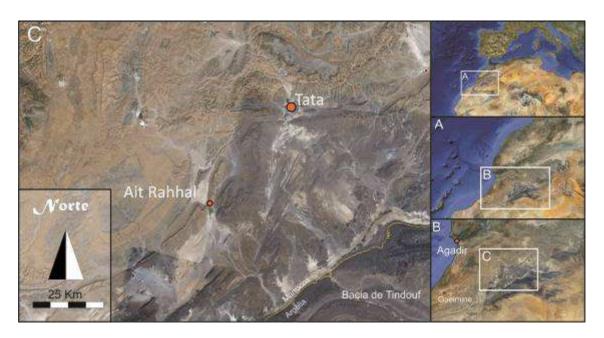


Fig. 1.2 – Localização de Tata, em Marrocos. Destaca-se a direcção geral NE-SW das estruturas variscas, que na região de Tata adquirem uma direcção próxima de E-W, recuperando a direcção primárias uns quilómetros mais para Este. Imagem retirada do Google Earth 2011.

Esta é uma estrutura próxima de E-W mas com uma dimensão menor, o que facilita uma abordagem pragmática aos grandes cisalhamentos Variscos. Estes factores associados à presença de afloramentos rochosos a "100%", tornam o Anti-Atlas um sector chave para a compreensão da importância dos cisalhamentos E-W variscos.

O andar estrutural em que ocorreu a deformação aqui observada é muito superficial, pelos que as estruturas de origem tectónica existentes são bastante mais reduzidas (citam-se como exemplos a praticamente ausência de clivagem e lineações, entre outras), o que dificulta bastante a compreensão da evolução estrutural deste sector. Para além do acima descrito, os aspectos puramente geométricos das estruturas são limitados em termos de compreensão dos mecanismos que os geraram, citando como exemplo o facto de o perfil das dobras não ser discriminatório dos mecanismos que as geraram (Twiss & Moores, 1992). O facto de este tipo de informação estrutural se encontrar ausente, juntamente com a complexidade da análise dos dobramentos e mecanismos de formação associados, dificulta a compreensão da evolução estrutural da região. Na tentativa de colmatar estas lacunas, foi decidido complementar os dados de campo com a análise de deformação finita através da análise de elipsóides de deformação em grãos de quartzo detríticos, utilizando o Método de Fry normalizado (Erslev, 1988).

Esta tese é também o resultado do Projecto cooperação bilateral CNRST (Marrocos) / GRICES (Portugal) – "Importância dos Cisalhamentos direitos E-W; de Tantan à Ibéria", realizado no âmbito da cooperação entre o Laboratório de Investigação de Rochas Industriais e Ornamentais da Universidade de Évora e o Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade Moulay Ismail de Meknès (Marrocos).

II - Enquadramento Geológico

II.1. Geologia em Marrocos

Dada a vasta área ocupada pelo território marroquino é possível encontrar uma diversidade e complexidade geológica bastante grande. A informação geológica disposta neste vasto território abarca vários períodos da história da Terra, mostrando uma diversidade de eventos geodinâmicos que permitem compreender a evolução tectónica da superfície terrestre desta região, desde o Paleo-Proterozóico até à actualidade.

O seu relevo montanhoso resultante da actual colisão entre as placas Euroasiática e Africana permitiu a criação de uma grande barreira geográfica em Marrocos, o Alto Atlas. Este facto, aliado à sua posição geográfica actual, faz com que o clima marroquino seja afectado pelas zonas climatéricas do Mediterrâneo e sub-saarianas, o que resulta numa precipitação média anual baixa. Desta forma, a Sul do Alto Atlas é possível encontrar uma região desértica, cujas rochas não sofrem efeitos tão fortes da erosão, nem a presença da sempre (geologicamente falando) "incómoda" vegetação, tornando possível encontrar afloramentos com uma exposição quilométrica extremamente bem preservados. Quando unidos, estes factores facilitam a preservação e observação dos afloramentos, tal como permitem a interpretação dos processos que levaram à sua génese e estrutura actual.

II.2. Os principais domínios da orogenia Varisca em Marrocos

Como resultado da diversidade geológica marroquina, Hoepfner *et al* (2005) e Piqué (1988), subdividiram Marrocos em três sectores principais, nomeadamente o sector Norte, Centro e Sul Marroquino (Fig. II.1). A evolução geodinâmica e estratigráfica no Paleozóico inferior foi essencialmente idêntica em todo o Noroeste Africano, desde a sua actual zona Norte até ao Cratão Oeste Africano.

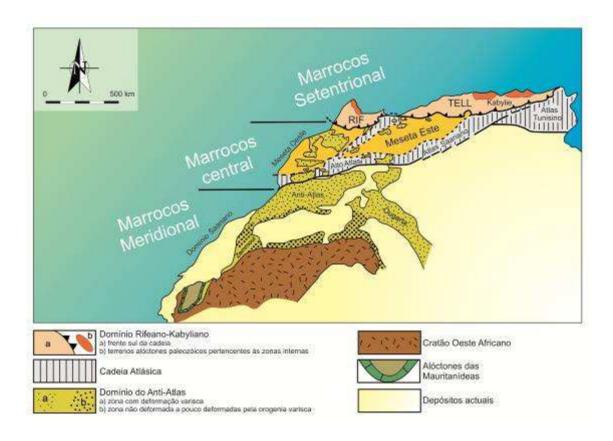


Fig. II.1 – Principais domínios ou terrenos no Noroeste Africano. Adaptado de Hoepfner et al, 2005.

Esta evolução consistiu essencialmente num processo de fragmentação e estiramento crustal, com a consequente oceanização. Contudo, a colisão e acreção iniciada durante o Paleozóico superior permitiu uma evolução diferenciada em zonas distintas, (frequentemente condicionadas por anisotropias crustais herdadas de processos orogénicos anteriores), sendo assim possível individualizar sectores (Hoepfner, 2005). Estes sectores, por sua vez, são constituídos por terrenos ou domínios distintos, com padrões de deformação e evoluções geodinâmicas próprias. Esta separação serve para compreender isoladamente os processos tectónicos sofridos por cada domínio, de modo a permitir uma melhor compreensão do Varisco marroquino no todo. Como é lógico, existem unidades pertencentes a outros períodos, ante e pós-paleozóicos nos diferentes domínios. Contudo, tendo em conta que a problemática desta tese se centra na orogenia paleozóica, a descrição em baixo apenas se centra na tectono-

estratigrafia correspondente a essa Era. Caso seja necessário, é feita a referência a unidades ou eventos não-paleozóicos.

II.2.1. O Norte Marroquino: o domínio Rifeano-Kabyliano

Na zona Norte deste país encontra-se a cadeia alpina rifeana. A actual colisão entre África e a Eurásia provocou a subducção da placa africana por baixo do Terreno de Alboran, provocando o soerguimento crustal e instalação do arco Bético-Rifenho (Negredo *et al*, 2002; Michard *et al*, 2002) (Fig. II.2 e II.3). Este processo tectónico trouxe unidades mais profundas para superfície, expondo sequências de idade paleozóica no sector Norte marroquino, no que foi denominado o domínio Rifeano-Kabyliano (Hoepfner, 2005).

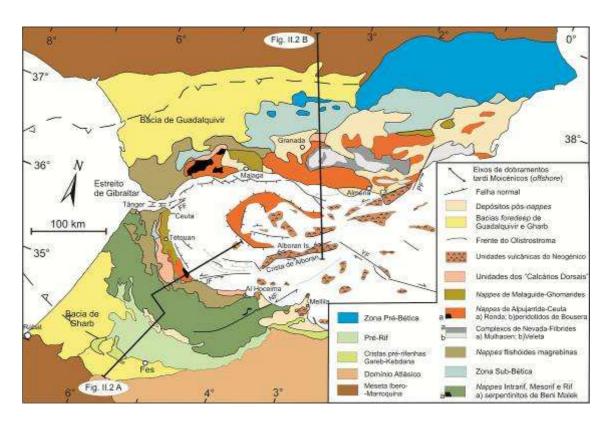


Fig. II.2 – O Arco Bético-rifenho. Adaptado de Michard et al, 2002.

Este sector inclui as zonas internas do relevo alpino Rifeano-Kabyliano, no Norte marroquino, constituído por rochas de idade paleozóica e um provável soco cristalino mais antigo. As sequências paleozóicas incluem vários mantos paleozóicos alóctones, tal como as Ghomarides e as Sebtides nas Zonas Internas da cadeia Rifenha, pertencentes ao terreno alóctone de Alboran (Hoepfner, 2005).

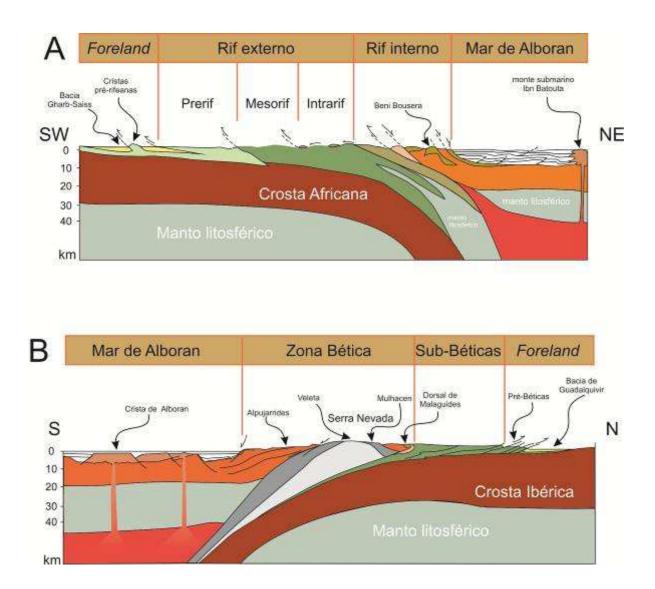


Fig. II.3 – Cortes interpretativos das Cordilheiras Béticas, cadeia rifenha e bacia de Alboran. Adaptado de Michard et al, 2002.

Nos mantos de Ghomarides, o Ordovícico e o Silúrico encontram-se representados por uma sequência típica de plataforma marinha com alguma actividade vulcânica, tornando-se esta actividade mais importante durante a transição Silúrico-Devónico. Na Kabylia, as rochas mais antigas são de idade câmbrica ou tremadocianas (andar-base do Ordovícico inferior), assentando em não conformidade sobre um soco previamente deformado e metamorfizado. A topo, estas unidades encontram-se seladas por sequências de idade Arenigiana-Lanvirniana, topo e base do Ordovícico inferior e médio, respectivamente.

De acordo com Bourrouilh *et al* (1980) e Chalouan (1986), *in* Hoepfner *et al* (2005), para este sector e numa transversal N-S é possível descrever uma sequência marinha completa, composta por uma plataforma recifal carbonatada, talude e uma bacia turbidítica. Esta sequência resulta de um processo de *rifting* generalizado durante o Paleozóico inferior, interrompido no Devónico inferior. Este episódio foi seguido de vulcanismo durante o Devónico médio, evidenciado pelas sequências vulcânicas e vulcano-clásticas da Kabylia. Do Devónico ao Carbónico, o ambiente deposicional não sofreu grandes transformações, mantendo-se as mesmas características marinhas. Esta sequência permite inferir maiores profundidades para Sul, com o depocentro da bacia a localizar-se a Sudoeste desta região desde a fase de instalação da bacia Devónica até ao Carbónico. Durante o Carbónico inferior (mais especificamente, durante o Viseano superior – Namuriano), as fácies identificadas nas Ghomarides Rifeanas depositam-se em não conformidade sobre rochas deformadas de idade também paleozóica.

No domínio Rifeano-Kabyliano a deformação Varisca foi poli-faseada, considerando-se essencialmente dois episódios de idade carbónica. A fase eo-varisca é de idade pré-Viseano superior, identificada em Kabylia (Bouillin & Perrt, 1982, *in* Hoepfner *et al*, 2005), e no Rif (Chalouan, 1986, *in* Hoepfner *et al*, 2005), em que o Eo-Varisco é caracterizado por dobramentos tombados para Oeste e Noroeste e baixo grau de metamorfismo. O segundo episódio ocorre durante o Carbónico superior, no qual se desenvolve uma deformação ténue com dobramentos de plano axial NW-SE a E-W e

vergência variável. A instalação dos granitos tardi- Variscos ocorre aos de 270 a 280 M.a. (Peucat *et al,* 1996, *in* Hoepfner, *et al,* 2005), na região de Kabylia.

A evolução do conhecimento geológico da região, ao longo de várias décadas (Chalouan, 1986; Hoepfner, 1987; Piqué et al, 1993, in Hoepfner et al, 2005), permitiu salientar semelhanças entre o paleozóico Rifenho-Kabyliano com o Este marroquino e o Nordeste argelino. Estas correlações são principalmente baseadas na existência de uma bacia turbidítica devónica e na tectónica Eo-Varisca. Tanto a sedimentação devónica como a deformação eo-varisca sugerem que o Rif e a Kabylia corresponderiam ao prolongamento do Nordeste marroquino e Noroeste argelino, em que ambos pertenciam à margem Noroeste da Gondowana. De acordo com Hoepfner et al (2005), o estiramento crustal identificado pela presença de rochas máficas foi provavelmente mais importante no Rif e na Kabylia. Em contrapartida, o magmatismo calcoalcalino carbónico nesta região terá sido menos importante que no restante extremo Noroeste Africano.

II.2.2 Marrocos Central

Na zona Central Marroquina é possível individualizar três domínios principais, nomeadamente o bloco de Sehoul, um terreno exótico com evidências da orogenia Caledónica, o bloco costeiro, e a Meseta. A Meseta, por sua vez, pode ser subdividida na Meseta Central, na Meseta Oeste e na Meseta Este (Fig. II.4).

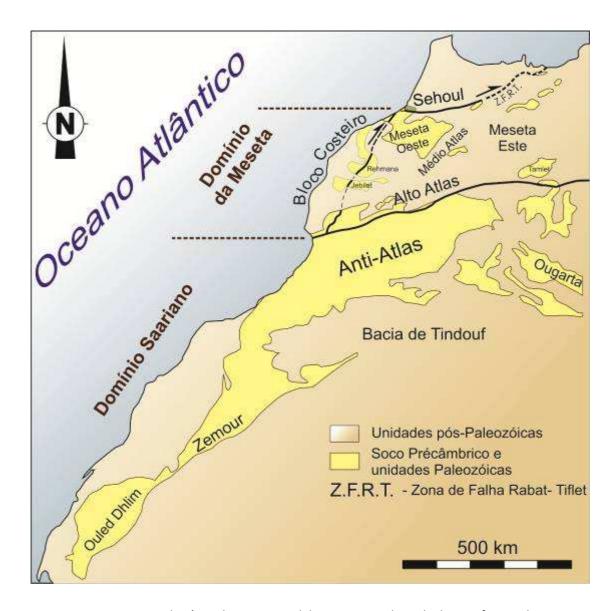


Fig. II. 4 – Principais domínios da zona central de Marrocos. Adaptado de Hoepfner et al, 2005.

II.2.2.1. O Bloco de Sehoul

O bloco de Sehoul consiste num terreno exótico acrecionado ao actual Marrocos durante o Paleozóico médio, contactando com a Meseta através de uma grande estrutura tectónica com atitude geral E-W, a Zona de Falha Rabat-Tiflet (ZFRT) (Fig. II.3). Litologicamente, é composto por arenitos e pelitos de idade Câmbrico-Ordovícico (Piquet, 1988), depositados num ambiente deltaico subsidente, mas pouco profundo. Neste terreno identifica-se um processo de deformação que pode ser subdividido em duas fases, D1 e D2 respectivamente. A fase D1 provoca dobramentos com eixos E-W e

vergência para Sul, com o desenvolvimento de uma clivagem D1 contemporânea de metamorfismo de baixo grau. Com a evolução deste processo, estes dobramentos D1 evoluíram para cavalgamentos (Piqué, 1988), sendo as séries sedimentares deformadas e retalhadas em blocos, tectonicamente imbricados para Sul.

Este evento orogénico precede a instalação do granito de Rabat que, por sua vez, sofre um processo de milonitização com a formação de uma xistosidade sin-metamórfica. Este episódio tectono-térmico, datado de 453 M.a. +/- 8 M.a. (Ordovícico Superior) (El Hassani, 1991, *in* Piqué, 2001), precede o episódio final de instalação dos granitóides de Rabat-Tiflet, com 430 M.a. +/- 3 M.a. (Silúrico inferior), de acordo com Charlot *et al*, 1973, Piqué, 2001 e Hoepfner *et al*, 2005. Tendo em conta as idades definidas, este episódio tectono-metamórfico é de origem Caledónica, o que torna este bloco uma grande atracção para os investigadores do Paleozóico, sendo o único registo desta orogenia em Marrocos.

A fase D2 é bastante posterior à D1, e corresponde a episódios de deformação variscos, sentindo-se apenas no sector Sul do bloco de Sehoul. A deformação varisca para este local está datada de fini-Devónica até ao início do Tournaisiano, isto é, Carbónico inferior, (Piquet, 1988), com a sobreposição tectónica das unidades do Paleozóico inferior e médio por cima do anticlinal Rabat-Tiflet. Na margem Norte da Bacia de Sidi-Bettache observa-se o desenvolvimento de dobras D2 com eixos também E-W, com o desenvolvimento de uma clivagem associada a metamorfismo de baixo grau (Piquet, 1988). Esta clivagem D2 dispõe-se paralelamente ao plano axial do anticlinal Rabat-Tiflet, crenulando a clivagem caledónica prévia. Concomitante a este episódio compressivo, o granito Rabat-Tiflet sofre um processo de deformação frágil, sendo recortado e deslocado por planos de cisalhamento inclinados para Norte, inserindo-se tectonicamente nas areias pelíticas ordovícicas de Tiflet.

Este é um bloco exótico em relação aos outros grandes domínios estruturais marroquinos, tanto pelas suas características estratigráficas como estruturais, nomeadamente pela presença de sedimentos do Tremadociano, como pela deformação caledónica aqui identificada. Piquet (1988) sugere duas origens para a

origem deste bloco. De acordo com este autor, o bloco de Sehoul apresenta uma proveniência ou de Este, pelas semelhanças litoestratigráficas com a coluna de Kasbylia e a presença de deformação caledónica (em Kabylia esta deformação tem idade câmbrica), sugerindo que o bloco de Sehoul pertenceu à zona Kabylia-Béticas-Rif-Maiorca, durante o Paleozóico inferior (Piqué, 1982, *in* Piqué, 1988), ou em alternativa uma proveniência de Oeste, representando parte da zona de Meguma (Schenk, 1980, *in* Piqué, 1988). Esta última hipótese é sugerida pela litologia e pela idade sarda dos granitóides de Rabat e Tiflet.

II.2.2.2. O Bloco Costeiro

O bloco costeiro corresponde à Meseta costeira, englobando a parte Oeste da Meseta Central, Rehmna, Jbilet e maciços antigos Atlásicos.

De acordo com Hoepfner et al (2005), as principais características desta zona, são:

- i) a presença de um soco Pré-Câmbrico pouco aflorante, constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermédias, e formações vulcano-sedimentares (riólitos de El Jadida). Estas unidades são comparáveis à Formação de Ouarzazate, partilhando a mesma afinidade geoquímica calcoalcalina com altos teores de potássio (El Attari, 2001; Hoepfner et al, 2005);
- ii) a presença de um Câmbrico inferior idêntico ao do Anti-Atlas, consistindo em calcários e dolomias. A datação destas unidades é feita através de Arqueociatídeos identificados no lado Oeste do maciço de Jbilete. Estratigraficamente por cima encontram-se rochas pelíticas e grauváquicas do Câmbrico médio. Pela sua espessura variável, entre os 1000m e os 6000m, e a distribuição dos depocentros sugerem a deposição num *graben* com orientação NNE-SSW. Concomitantemente à sedimentação, existem evidências de magmatismo extrusivo. Foram identificadas escoadas vulcânicas e diques basálticos intercalados nestes sedimentos marinhos, contendo assinatura geoquímica alcalina do tipo intra-placa. Este episódio de distensão

tectónica ocorreu ao mesmo tempo que a deposição das séries superiores pós-*rift* do Câmbrico médio, mais especificamente, as séries a topo do Câmbrico médio;

- iii) a sedimentação ordovícica em ambiente de plataforma marinha pouco profunda afectada pelo efeito de ondas de tempestade, após um hiato sedimentar tremadociano. Estes sedimentos são compostos na base por xistos micáceos do Arenigiano, seguidos por arenitos e quartzitos do Llandeiliano e Caradociano, respectivamente, indicadores de um ambiente regressivo. A topo, xistos microconglomeráticos ashgilianos indicam um ambiente periglacial (Destombes & Jeannette, 1966, *in* Hoepfner *et al*, 2005);
- iv) a sequência silúrica pouco espessa, comparativamente com o resto das unidades. Da base para o topo, encontra-se representada maioritariamente por xistos negros com Graptólitos de idade Landoveriano, assentando directamente sobre o estrato de idade Ashgiliano ou Caradociano. Por cima destes, surgem unidades carbonatadas do Venloquiano, adquirindo estas rochas carbonatadas maior importância no Ludloviano. A base do Silúrico corresponde a uma transgressão marinha, em que as águas novamente invadiram esta região, criando um mar epicontinental anóxico e pouco profundo, que progressivamente evoluiu para níveis mais profundos, com intercalações basálticas com assinatura geoquímica alcalina do tipo intraplaca e anarogénicos. Os afloramentos destas litologias encontram-se no vale de Oum er Rbia; e
- v) o Devónico inferior, mais especificamente o Locoviano e Praguiano, é composto por calcários e ardósias depositados numa bacia marinha mais ou menos profunda. No fim do Emsiano (Devónico inferior) desenvolve-se uma plataforma carbonatada franca, e durante o Devónico médio (Eifeliano-Givetiano), até ao início do Frasniano (Devónico superior), desenvolvem-se vários edifícios bio-edificados. No Devónico superior a parte central deste *graben* emergiu, formando uma crista com orientação NNE-SSW. Este

soerguimento iniciou-se durante o Silúrico, indicado pelo contacto directo dos calcários e ardósias do Devónico inferior por cima dos quartzitos e arenitos do Caradociano, visível a Oeste de Jebilet. Durante o Fameniano e pelo menos até ao Tournaisiano, desenvolve-se imediatamente a Oeste desta crista um depocentro profundo, resultante da subsidência dessa mesma zona.

Em termos gerais, a deformação Varisca sentida no bloco Costeiro foi pouco intensa. As dobras à escala quilométrica com direcção NNE-SSW são geralmente direitas ou tombadas para Oeste e raramente para Este. O grau metamórfico vai aumentando de Oeste para Este, em que as rochas são afectadas por uma clivagem progressivamente mais penetrativa. No seu limite Este, o Bloco Costeiro encontra-se bastante afectado tectonicamente, com a presença de grandes dobramentos e cavalgamentos com vergência para Oeste e associados a desligamentos transpressivos dextrógiros, mais especificamente à Zona de Cisalhamento da Meseta Ocidental (ZCMO). O timing deste evento tectono-metamórfico não se encontra bem determinado, sabendo-se contudo ser pós-Devónico, pois afecta rochas com essa idade. A interpretação sísmica da bacia de Doukkala (Echarfaoui et al, 2002, in Hoepfner, 2005) sugere que as unidades devónicas e carbónicas encontram-se fracamente deformadas, cobrindo em não conformidade um substrato ante-Devónico afectado por dobras NNE-SSW e cavalgamentos idênticos às estruturas observadas à superfície. Este dado sugere que pelo menos parte das estruturas variscas no bloco Costeiro possam ter sido desenvolvidas precocemente em relação a esse processo de deformação.

II.2.3. A Meseta Central e Oeste

Este domínio abarca grande parte da zona centro de Marrocos, incluindo os maciços de Rehamna e Jebilet (o maciço antigo Atlásico) e a janela estratigráfica de Tamlet, no Alto Atlas (Fig. II.5).

A Oeste é limitada pela Zona de Cisalhamento da Meseta Ocidental, a Norte pelo bloco de Sehoul, a Sul pela falha de Tizi n'Test. Por fim, a Este é limitada pela Zona de Falha

de Tazekka-Bsabis-Bekrit (ZFTBB). Dentro da Meseta Central é ainda possível distinguir dois sub-domínios, nomeadamente a Meseta Central Este e Oeste, separadas pela Zona de Falha Smaala-Oulmes (ZFSO). Tal como o Bloco Costeiro, o soco Pré-Câmbrico é constituído por rochas vulcano-clásticas félsicas, ocorrendo afloramentos esparsos de granitóides do Neoproterozóico, na Meseta Central Este. Estas unidades Pré-Câmbricas e Neoproterozóicas encontram-se cobertas por calcários e mármores do Câmbrico inferior e médio, sendo estes por sua vez cobertos por xistos e grauvaques intercalados por tufos e escoadas basálticas toleíticas (Ouali *et al*, 2001, Ouali *et al*, 2003, *in* Hoepfner, 2005). As unidades do Câmbrico inferior e médio encontram-se cobertos por unidades espessas de quartzitos de idade ordovícica inferior (Cailleux, 1994, *in* Hoepfner, 2005).

Em Rehamna, na Meseta Central Oeste, observa-se um soco Neoproterozóico constituído por metariolitos, com 593 +/- 8 M.a. (datado por U/Pb em zircões, Baudin et al, 2003, in Hoepfner, 2005) e granodioritos no Alto Atlas de Marraquexe, 598 +/- 5 M.a. (datado por U/Pb em zircões, Eddif, 2002, in Hoepfner, 2005), sendo o Câmbrico representado por xistos possantes nos núcleos dos anticlinais. Tal como no Bloco Costeiro, as primeiras unidades do Ordovícico correspondem ao Arenigiano, depositadas após o hiato sedimentar tremadociano. Na Meseta Central Oeste, a sequência estratigráfica é também idêntica à do bloco Costeiro, com rochas pelíticas do Lanviriniano e Landeiliano, seguido de quartzitos do Caradociano, o que indica um ambiente de sedimentação marinha similar à do bloco Costeiro, para o mesmo período. No sector Norte da Meseta, numa faixa estreita junto ao contacto tectónico com o bloco de Sehoul (a Zona de Falha Rabat-Tiflet), o Ordovícico é representado apenas por fácies pelíticas do Arenigiano-Lanvirniano. A característica principal do Ordovício desta região é a presença de actividade magmática máfica, com diques doleríticos e escoadas basálticas (Piquet, 1979, in Hoepfner, 2005).

As unidades silúricas são também idênticas às do bloco Costeiro, correspondendo a xistos negros e ftanitos (sílex negro) do Landoveriano. Para Oeste, os primeiros níveis Síluricos são detríticos passando verticalmente a calcários, que se vão tornando

progressivamente mais importantes à medida que se entra no Ludloviano e Pridoliano, Silúrico superior.

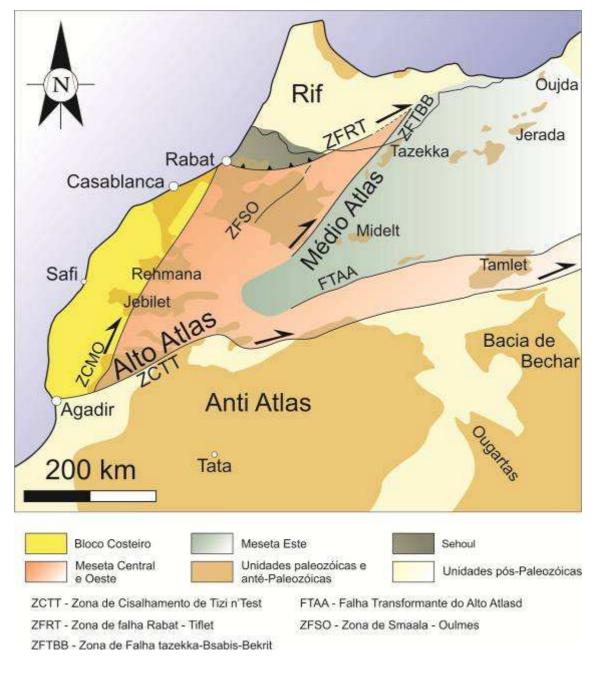


Fig. II.5 – Zona Central de Marrocos, onde se destacam os prinicpais limites de origem tectónica, entre os diferentes domínios marroquinos. Adaptado de Hoepfner et al, 2005 e Michard et al, 2008.

A Sul do bloco de Sehoul, o Silúrico superior assenta directamente sobre o Arenigiano, indicando um uplift desta região ante-Silúrico. Em direcção ao sector Oeste da Meseta Central, o Devónico inferior encontra-se representado por depósitos conglomeráticos e localmente fluviais, característicos de ambientes tectonicamente instáveis. Na zona Norte da Meseta Central, o Devónico inferior não se encontra representado, sendo os primeiros depósitos conglomerados de idade frasniana, contendo seixos de granitos provavelmente provenientes do granito de Tiflet. No resto da Meseta Central Oeste, os depósitos de idade devónica inferior e médio sugerem condições de plataforma marinha franca. Durante o Praguiano (Devónico inferior) até ao Emsiano (Devónico superior) a litologia dominante consiste em calcários recifais com a presença de sedimentos clásticos ou mesmo turbidíticos no seio deles, indicadores de zonas de maior profundidade dentro da própria plataforma. As fácies alóctones correspondem a detritos sedimentados mais a Este (coordenadas actuais), correspondendo a sequências turbidíticas espessas de idade praguiana a emsiana. As séries do Devónico médio e superior correspondem a depósitos de talude idênticos aos das séries autóctones.

No fim do Devónico ocorreu a "Revolução do Faminanio" (Piqué, 1975, in Hoepfner, 2005), identificada na Meseta Central Oeste. No Maciço Central, desde o Fameniano ao Tournairsiano, ocorreu a deposição de unidades clásticas grosseiras (compostos por conglomerados, depósitos de quedas, debris flows, olistrostomas e turbiditos proximais) imediatamente por cima de calcários devónicos. Esta deposição ocorreu de forma algo desordenada, sendo possível identificar olistrostomas destes mesmos calcários no seio destes corpos sedimentares caóticos, que passam lateral e gradualmente a argilas mais distais e arenitos.

Esta fácies caótica é actualmente interpretada como o limite dos bordos de uma depressão tectónica incipiente formada durante o tardi-Devónico a Carbónico, a Bacia de Sidi-Bettache. Os seus limites encontram-se bem definidos, correspondendo ao bordo Oeste do bloco Costeiro, ao limite Sul do bloco de Sehoul, e por fim a zona do anticlinal de Zaer-Oulmes. Acredita-se ainda que esta bacia ainda se estende mais para Sul, em direcção aos maciços de Rehamna e Jebilet. Associados aos limites da bacia

podem-se identificar escoadas vulcânicas com afinidade geoquímica transicional, a tender para alcalino.

Desta forma e de acordo com Hoepfner *et al,* 2005, é possível distinguir diferentes ambientes na Meseta Central, mais especificamente:

- i) Plataforma marinha com edifícios recifais mas com influência continental, em que normalmente os depósitos assentam em discordância sobre unidades do Paleozóico inferior e médio, tal como foi identificado nas zonas Este e Oeste da Meseta Central;
- ii) Bacias alongadas com orientação NE-SW, onde ocorreu a deposição de sequências clásticas espessas, de idade Viseano superior e Namuriano. Durante este período ainda se registava actividade tectónica na Meseta Central Oeste, relacionada com a instalação das Bacias de Sibi-Bettache e Azrou-Khenifra (mais para Este), em particular na sua margem Este da última. Nesta, identificam-se olistrostomas cuja origem pode estar relacionada:
 - a) Com a movimentação de nappes gravitacionais em direcção ao depocentro da bacia, provenientes da margem Este da bacia, tectonicamente mais levantada; ou
 - b) Com acção de falhas distensivas; ou
 - c) Com a movimentação de plataformas por acção de falhas distensivas, na frente de uma estrutura em *duplex* complexa, movimentando-se de Este para Oeste durante o Viseano-Namuriano.

Destacam-se episódios magmáticos concomitantes à evolução tectono-sedimentar desta bacia. No maciço de Jebilet identificam-se rochas máficas, enquanto mais para Norte (em Rehamna e Fourhal) observam-se escoadas vulcânicas, diques e soleiras doleríticas. Nesta região, os corpos máficos têm afinidade geoquímica a transitar para toleítica, enquanto a Nordeste de Fourhal têm uma tendência calcoalcalina (Kharbouch, 1994, Remmal, 2000, *in* Hoepfner *et al*, 2005).

Durante o Namuriano e o Vestefaliano inferior ocorrem os últimos episódios de enchimento das bacias da Meseta, associados ao levantamento de uma plataforma marinha muito pouco profunda, em que a Meseta sofreu a influência da última fase Varisca (Hoepfner, 2005). O Vestefaliano superior encontra-se representado pelas camadas vermelhas continentais de Sidi Kassem (Termier, 1936, *in* Hoepfner *et al*, 2005), assentando em discordância sobre dobras variscas. Estas unidades de cariz continental encontram-se tectonicamente afectadas por uma deformação dúctil e frágil, traduzida tanto por dobramentos abertos como por cavalgamentos, sugerindo que o Vestefaliano final consistiu num período de sedimentação sin-tectónica (Benabbou, 2001a, Benabbou, 2001b, Hoepffner *et al*, 2000, e Razin et al, 2001 *in* Hoepfner, 2005).

Os primeiros sedimentos continentais pós-tectónicos reportam-se ao Estefaniano, no maciço paleozóico do Atlas (Broutin *et al,* 1989, *in* Hoepfner *et al,* 2005), e nos maciços de Jebilet e Haouz (Essamoud & Courel, 1996, *in* Hoepfner *et al,* 2005). De resto, as primeiras séries discordantes ocorrem em bacias estritas de idade Autoniana (Pérmico inferior), correspondendo a conglomerados vermelhos, arenitos e argilitos. Estas unidades sedimentares encontram-se associadas a rochas magmáticas com assinatura geoquímica calcoalcalina a alcalina, das mais velhas para as mais novas, respectivamente (Doblas *et al,* 1998, *in* Hoepfner, 2005), de acordo com os processos de aberturas das bacias Pérmicas.

São identificadas três fases de deformação varisca na Meseta Central, com início no fim do Devónico e atravessando grande parte do Carbónico (Michard *et al*, 2008; Hoepfner *et al*, 2005). Assim, identifica-se:

a) uma **fase Eo-Varisca inicial D1**, de idade Devónico superior a Carbónico inferior (mais especificamente, entre o Fameniano tardio e o Tournaisiano-Viseano), correspondente à abertura das bacias de Siddi-Betache e Azrou-Khenifra. De acordo com (Piqué, 1979, Boubadelli & Piqué, 1996, *in* Hoepfner, 2005), estas bacias correspondem a áreas transtractivas ligadas por acidentes transcorrentes com direcção NE-SW, nomeadamente a Zona de Cisalhamento

da Meseta Oeste, a falha de Smaala-Oulmes e a falha Tazekka-Bsabis-Bekrit (Fig. II. 4). Ainda de acordo com o mesmo autor, durante o mesmo período as estruturas acima citadas comportaram-se como *flower structures* positivas, com o desenvolvimento de cristas sedimentares e uma tectónica de blocos inclinados (Tahiri, 1991, Bahraoui, 1991, Bouabdelli & Piqué, 1996, *in* Hoepfner *et al*, 2005). A apoiar o modelo de *flower*, existem evidências de deformação compressiva como desenvolvimento de uma clivagem, dobras (Tahiri, 1991, *in* Hoepfner *et al*, 2005) e cavalgamentos limitados (Cailleux, 1985, *in* Hoepfner *et al*, 2005), atribuídos a empilhamentos de origem tectónica (Benabbou, 2001a, Benabbou, 2001b, *in* Hoepfner *et al*, 2005);

b) a deformação Viseana D2, Carbónico inferior, com base em datações K/Ar em micas a indicar idades de 330-320 M.a (Houn et al, 1987, Huon et al, 1988 in Hoepfner, 2005), mais especificamente Viseano superior a Namuriano-Vestefeliano. Este episódio D2 é identificado na Meseta Central Ocidental, onde na margem Este da bacia de Azrou-Khenifra identificam-se dobramentos de plano axial N30ºE com vergência para Oeste, com forte clivagem associada, acompanhados por cavalgamentos com a mesma direcção. Sistemas em duplex provocam a migração do depocentro desta bacia em direcção a Oeste (Benabbou et al, 2001, in Hoepfner et al, 2005), atingindo a Bacia de Fourhal, durante o Namuriano-Vestefaliano (Bouabdelli & Piqué, 1996, in Hoepfner et al, 2005). No sector Sul da Bacia de Fourhal, as rochas de idade pré-viseana (Neoproterozóico a Ordovícico) apresentam um dobramento com eixo N-S, com clivagem associada de plano horizontal. Estes dobramentos são actualmente interpretados como o resultado da deformação na base da bacia, aquando do início desta fase D2 (Hoepfner et al, 2005), sendo posteriormente recobertos em inconformidade por sedimentos de idade Viseano superior. Nos maciços de Jebilet e Ait Tamil, correspondentes ao prolongamento Sul da Bacia de Azrou-Khenifra e localizados a Este da mesma, identifica-se um conjunto de nappes gravíticas com vergência para NW (em Jebilet) e SW (em Ait Tamil) de idade Viseano superior a Namuriano-Vestefaliano (Allary et al, 1976, Huvelin,

1977, Bouabdelli, 1989, Jenny & Le Marrec, 1980, Jenny *et al*, 1989, *in* Hoepfner *et al*, 2005); e

- c) a deformação pós-Vestafaliano e pré Estefaniano-Pérmico D3 (Hoepfner et al, 2005), que afectou toda a Meseta. Esta é uma fase complexa e provavelmente polifaseada, em que a direcção geral dos eixos das dobras é NNE-SSW a NE-SW. Os anticlinais e sinclinais formados durante este processo correspondem, respectivamente, a antigas cristas sedimentares e depocentros que controlaram a sedimentação regional. Desde o Alto-Atlas até ao maciço de Rehamna, tanto as dobras como as estruturas dúcteis-frágeis (e respectivos cavalgamentos) são vergentes para Oeste e Noroeste. Em contrapartida, no Maciço Central as estruturas têm vergência para Sudeste desde o sinclinal de Siddi-Betache até ao sinclinal de Fourhal, indicando a possível existência de outra fase de deformação (Hoepfner et al, 2005). Ainda de acordo com os mesmos autores, existem várias interpretações para esta variação, tais como:
 - i) o resultado de um processo de deformação polifaseado (D3_a e D3_b), em que as estruturas D3_b vergentes para Sudeste são mais recentes (afectam unidades do Vestelfaiano superior), dado que se sobrepõem às dobras D3_a vergentes para NW (Razin *et al*, 2001, *in* Hopfner, 2005);
 - ii) a variação em profundidade da inclinação das estruturas que controlaram esta deformação (Cailleux, 1987, *in* Hoepfner, 2005); ou
 - iii) Dobramentos e cavalgamentos antitéticos numa estrutural regional com vergência para Noroeste (Bensahal, 2001, Benabbou, 2001a, Benabbou, 2001b, Benabbou et al, 2001, in Hoepfner, 2005).

A intensidade da deformação durante fase é bastante variável, em que geralmente não se observa nem clivagem nem metamorfismo nos sinformas de idade Carbónica, enquanto nos antiformas observa-se uma clivagem bem marcada, coeva de uma evolução em baixo grau metamórfico (Hoepfner *et al,* 2005). Esta fase sentiu-se com maior intensidade no maciço de Rehamna, num processo de deformação dúctil com

cavalgamentos, desligamentos e metamorfismo de médio grau (fácies da distena e estaurolite) de gradiente térmico elevado (Hoepfner *et al*, 2005). É provável que o empilhamento sin-metamórfico das *nappes* resultantes da fase D3 tenha sido um forte contributo para o enterramento das rochas paleozóicas, sendo que a sua posterior exumação esteve provavelmente relacionada com inversão das estruturas dúcteis. O último impulso Varisco corresponde a um episódio compressivo ténue, com dobramentos amplos e cisalhamentos frágeis, relacionados com um campo de tensões inicialmente E-W. Este modificou-se, passando posteriormente para NE-SW a N-S (Ait Brahim & Tahiri, 1996, *in* Hoepfner, 2005).

Na zona Este da Meseta Central, a deformação Varisca observada foi também polifaseada e dividida em 3 fases, nomeadamente:

- 1) os eventos compressivos mais antigos (D1) são atribuídos à fase Eo-Varisca, com cerca de 366 M.a +/- 7M.a. (Clauer *et al*, 1980, *in* Piqué, 2001). Esta fase desenvolveu grandes dobramentos com plano axial deitado e clivagem xistenta. A vergência geral é para Oeste (Hoepfner, 1987, Houari & Hoepfner, 2000, *in* Hoepfner, 2005) com o eixo a variar entre NNE-SSW a NW-SE. O metamorfismo é no geral de baixo grau, sendo mais intenso na região de Midelt com associação de mica branca, biotite e granada (Piqué, 2001);
- 2) a deformação Viseana D2 observável no Maciço de Tazekka, no limite entre a Meseta Central Oeste e Este. Cavalgamentos com rejeitos pequenos e dobramentos vergentes para Oeste estão associados a uma clivagem nítida e metamorfismo sin-tectónico, com cerca de 330 M.a. (K/Ar em micas; Huon et al, 1987). Este período coincide com o desenvolvimento de bacias vulcano-clásticas no resto da Meseta Central, coincidindo também com a idade da instalação dos granitóides mais antigos da região, nomeadamente em Tazekka (Huvelin, 1992, in Hoepfner, 2005), em Midelt (333-319 M.a., dado por U/Pb em zircões;

Ouemeni *et al*, 1995, *in* Hoepfner, 2005) e no Sudoeste de Oujda (328-321 M.a., datado por Rb/Sr; Mrini *et al*, 1992, *in* Hoepfner, 2005); e

3) a deformação tardi-Varisca D3 afecta unidades carbónicas e o respectivo substrato. Esta fase provocou a criação de dobramentos e cavalgamentos de direcção geral NE-SW a E-W com vergência para Norte, e metamorfismo de baixo grau. Estes episódios foram datados através de K/Ar em micas, dando uma idade de cerca de 300 M.a. (Huon et al, 1997, in Hoepfner, 2005).

II.2.4. A Meseta Este

A zona Este da Meseta inclui as janelas estratigráficas de Midelt a Oujda, e os Maciços de Tazekka e Tamelet, ambos janelas Atlásicas (ver Fig. II.5). O soco destas é composto por rochas de idade câmbrica (Hoepfner, 1987, *in* Hoepfner, 2005) xistos e grauvaques, com intercalações máficas. Durante o Ordovícico inferior a sedimentação ocorreu essencialmente em ambiente marinho de baixa profundidade, o que é indicado pela presença de arenitos e pelitos nas várias janelas estratigráficas. No Ordovícico superior, a sedimentação adquiriu um carácter mais continental, atestado pela presença de arenitos e quartzitos (Hoepfner, 2005), enquanto a estratigrafia do Silúrico indica uma nova transgressão marinha. O Landloveriano (440 M.a. a 428 M.a.), base do Silúrico, é composto por ftanitos (sílex negro), enquanto o Venloquiano e Ludloviano (428 M.a. a 419 M.a.) são constituídos por argilitos e xistos negros com graptólitos (Hoepfner, 1987, *in* Hoepfner, 2005).

Em oposição à Meseta Oeste, na Meseta Este o Landeiliano e Caradociano (topo do Ordovícico médio e base do Ordovícico superior, respectivamente), são caracterizados por fácies sedimentares com um carácter mais distal e profundo, em oposição à Meseta Oeste, constituído por séries menos profundas. O Caradociano e Ashgiliano correspondem a unidades mais argilosas e turbidíticas, presentes nas séries autóctones no sector Este de Jebilet (Hammoumi, 1988, *in* Hoepfner, 2005).

Destaca-se a inexistência de calcários a topo do Silúrico superior na zona Este da Meseta Central, identificados nos sectores mais a Oeste da Meseta Central. Este conjunto estratigráfico indica que para o período considerado, o depocentro desta bacia se situava neste subdomínio. As unidades silúricas formam um conjunto pouco espesso, normalmente muito afectado pela tectónica varisca.

As sequências de base Devónicas são idênticas às do topo do Silúrico, indicando uma continuidade para o regime sedimentar na Meseta Este. A presença de *slumps* e figuras de carga em arenitos atestam a instabilidade sofrida por esta plataforma durante este período. As unidades superiores variam entre o Devónico inferior e o superior, correspondendo a sequências detríticas espessas compostas por argilitos e grauvaques, por vezes com cariz turbidítico. Destaca-se a presença de séries alóctones de idade devónica na Meseta Este.

No Tournaisiano, base do Carbónico, ocorreu a deposição de conglomerados discordantes sobre o Devónico médio, e durante o Viseano superior, conglomerados e calcários bioclásticos depositaram-se numa plataforma subsidente pouco profunda, a Bacia de Sidi-Bettache. Esta sedimentação ocorreu em desconformidade sobre unidades deformadas durante o Eo-Varisco (Hoepfner, 1987, in Hoepfner, 2005). As unidades sobrejacentes consistem em rochas vulcano-clásticas com cariz intermédio a félsico. Esta actividade vulcânica durou até ao início do Namuriano, controlada por uma tectónica activa que provocou o desenvolvimento de bacias vulcanosedimentares (Chalot-Prat, 1990, in Hoepfner, 2005) e sedimentação de corpos caóticos no seio dela (El Ghazi & Huvelin, 1981, Huvelin, 1986, e Torbi, 1996, in Hoepfner, 2005). A assinatura geoquímica deste vulcanismo é calcoalcalina, idêntica ao das margens activas (Karbouch, 1994). Contudo, para o Carbónico marroquino não existem outras evidências de subducção activa durante o Devónico, permitindo várias interpretações geodinâmicas (Hoepfner, 2005 e Roddaz et al, 2006, in Hoepfner et al, 2006) para o Carbónico marroquino. Ainda durante o Namuriano e até ao Vestefaliano, este ambiente regressivo acentuou-se com a retirada do mar em direcção a Este para a Bacia de Jerada, com a sedimentação inicialmente de cariz marinho que passou a

parálica (sedimentação em ambiente intertidal), durante o Vestefaliano B (Izart, 1991, Desteucq *et al*, 1988 e Essamoud & Courel, 1998, *in* Hoepfner, 2005).

Em suma, a zona Este da Meseta Central distingue-se da zona Oeste principalmente pelo seu carácter detrítico. Esta última é caracterizada essencialmente pela existência de um ambiente de plataforma carbonatada, cujas únicas sequências detríticas de idade devónica correspondem a unidades turbidíticas alóctones provenientes do sector Este.

II.2.5. O Sul Marroquino

O sector Sul Marroquino é composto por dois domínios, o anti-Atlas e a Bacia de Tindouf, encontrando-se esta última principalmente na Argélia. Em baixo segue uma caracterização breve tanto da Bacia de Tindouf como do Domínio do Anti-Atlas, sendo este último descrito com mais detalhe num capítulo à parte.

II.2.5.1. A Bacia de Tindouf

De acordo com Cavaroc & Padgett (1989), esta Bacia é composta por sedimentos marinhos cambro-ordovícicos a carbónicos, sobrepostos pela Formação de Hamada, constituída por sedimentos cretácicos e pliocénicos continentais. A sequência paleozóica é espessa, sendo o período Silúrico-Devónico constituído por uma sequência rítmica de xistos marinhos, arenitos e calcários. Por cima identificam-se sedimentos neríticos e barreiras areníticas da base do Carbónico, sendo o Carbónico médio composto por um complexo fluvio-deltaico progradante para Sul. Os últimos períodos de sedimentação paleozóica são o resultado do *uplift* e consequente erosão do Anti-Atlas, com o consequente dobramento e auto-consumo dos sedimentos mais recentes, em condições de metamorfismo de baixo grau.

A Bacia de Tindouf localiza-se principalmente na Argélia, no Sudoeste do domínio Sahariano.

II.2.5.2. O Anti-Atlas

O Anti-Atlas é um domínio situado a Sul do Alto-Atlas, separando-se deste através da falha Sul Atlásica (Michard *et al*, 2008; Piqué *et al*, 2007; Hoepfner *et al*, 2006). É composta também por uma espessa sequência estratigráfica de idade paleozóica, encontrando-se sedimentos de idade câmbrica a carbónica (Piqué, 2001), respectivamente de Norte para Sul do Anti-Atlas. Esta sequência é característica de fragmentação e desenvolvimento de bacia tipicamente marinha, durante o Palezóico inferior (Michard *et al*, 2008). As unidades pertencentes ao Carbónico superior testemunham um período de exposição aérea em ambientes pantanosos, com rios e lagos esporadicamente invadidos pelo mar (Michard *et al*, 2008). O domínio do Anti-Atlas encontra-se mais aprofundado nos capítulos subjacentes, já que a temática abordada nesta tese encontra-se neste grande domínio geológico.

II.2.4. Relação do Varisco Marroquino com outros domínios circum-Atlânticos

Pela sua localização geográfica, lito-estratigrafia e padrões de deformação, é possível estabelecer correlações entre o segmento Varisco marroquino e outras cadeias orogénicas paleozóicas circum-Atlânticas (Fig. II.6). Assim e primeiramente, é possível encontrar correlação do Anti-Atlas para Sul, passando pela *Jbel* Zemmour e estendendo-se até ao segmento Norte do *foreland* Mauritanídeo (Hoepfner *et al*, 2005 e Michard *et al*, 2008). Para Oeste, no outro lado do oceano Atlântico, o sector Varisco marroquino encontra-se em contacto com o sector Este dos Apalaches. Existem também semelhanças entre a evolução geodinâmica da Avalónia e da Meguma apalachiana, identificadas por Hughes (1972), *in* Hoepfner (2005). Estas semelhanças são explicadas pela sua origem comum paleo-Gondowânica, e sua colisão com os Apalaches aquando da subducção total do oceano Theic (vulgo proto-Tethys; Piqué, 1981; Piqué *et al*, 1990, e Piqué & Skehan, 1992, *in* Hoepfner, 2005). Para Nordeste, a relação directa com o Varisco europeu é mascarado pela colisão actual entre a África e a Eurásia, e a abertura do Mar Mediterrânico. Além disso, grandes desligamentos

transpressivos direitos fragmentaram e separaram a cadeia Varisca, permitindo a deslocação geral para Oeste do sector Africano, separando o Norte de Gondwana do Oeste europeu, dificultando ainda mais essa correlação. Contudo, evidências estruturais e estratigráficas indicam que a origem do Oeste Europeu é também paleo-Gondwânico, nomeadamente a partir da Meseta Ibérica, do maciço Armoricano do Norte de França e Sul da Alemanha, entre outros (Hoepfner *et al*, 2005). Independentemente disso, o varisco marroquino e o Oeste argelino têm uma posição neste grande *puzzle*, no que concerne à sua ligação com a cadeia Varisca Europeia. Pela sua coluna sedimentar, idade e intensidade das deformações, o varisco do Noroeste Africano corresponde ao sector Sul das zonas externas da cadeia montanhosa, na margem Norte Gondwânica, como é o caso do Anti-Atlas.

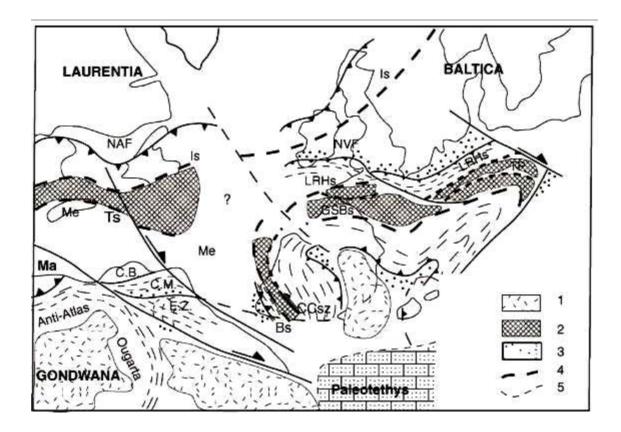


Fig. II.6 — Configuração dos orógenos paleozóicos peri-Atlânticos durante o Pérmico. 1) Blocos estáveis gondowânicos (Cratão Oeste Africano); 2) Segmentos das microplacas Avalónia e Armórica; 3) Bacias foreland carbónicas; 4) Principais supturas variscas (Is — suptura do Iapetus; Bs — sutura de Beja-Acebuche; CCsz — zona de Cisalhamento Coimbra-Córdova; LRHs — suptura hericínica Reno-Lizard; TPs — suptura de Tepla; GSBs — suptura Galiza-Sul da Britânia; NAF — Frente Norte Apalachiana; NVF — Frente Norte varisca; Me — Zona de Megouma e * - Terrenos Caledónicos (como por exemplo o bloco de Sehoul); CB — Bloco Costeiro; CM — Meseta Central; EZ — Zona Este; AA — Anti Atlas; Ma — Mauritanídeas. Retirado de Hoepfner et al, 2005.

III. O Anti-Atlas

O Anti-Atlas dispõe-se desde a foz do Draa até a Tafilalt, compreendendo mais de 700 km de comprimento e aproximadamente 150 km de largura (Piqué *et al*, 2007) (Fig. III.1).

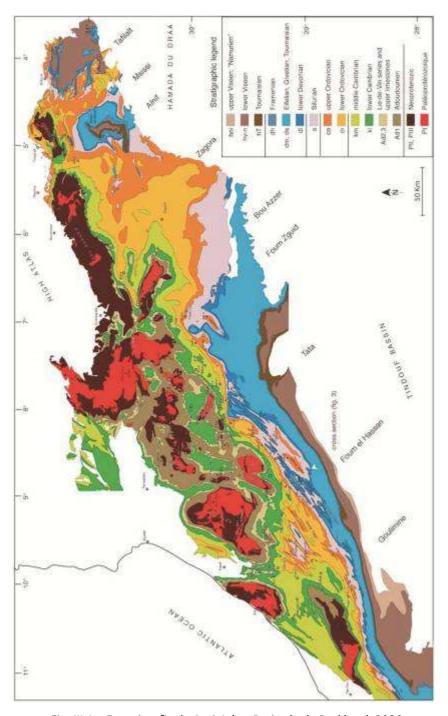


Fig. III.1 – Estratigrafia do Anti-Atlas. Retirado de Burkhard, 2006.

Dispõe de vastas ligações geológicas e estratigráficas, encontrando-se em continuidade com a Meseta Varisca, liga-se às Mauritanídeas no seu extremo Sudoeste e, por fim, estendendo-se para Este em continuidade pelo território argelino, unindo-se às Ougartas, cadeia montanhosa intracontinental e contemporânea ao Anti-Atlas. Na zona das Mauritanídeas, o Anti-Atlas apresenta-se com uma disposição geral NNE-SSW. À medida que progride para Norte adquire uma direcção geral NE-SW, sofrendo contudo variações regionais para direcções próximas de E-W, nas regiões de Tata e Tan Tan. Em direcção às Ougartas, no seu sector Este, apresenta-se com uma direcção geral próxima de WNW-ESSE (Fig. III.2). Esta curvatura, desde as Mauritanídeas até às Ougarta, é razoavelmente paralela ao bordo Norte do Cratão Oeste Africano (Arco de Reguibat), justificando este bordo parcialmente a estrutura geral do Anti-Atlas.

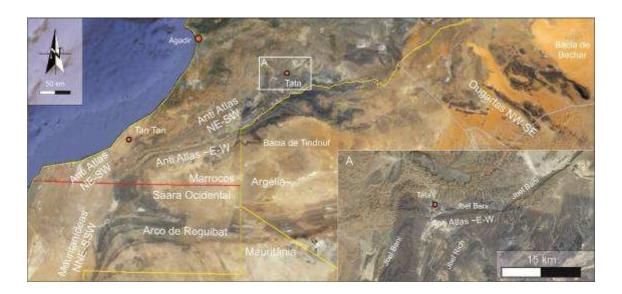


Fig. III.2 — Disposição geral do Anti Atlas, onde se destacam as suas variações estruturais. Assim, nas Mauritanídeas (cadeia montanhosa varisca na Mauritânia) têm uma direcção NNE-SSW, sendo que à medida que se caminha para Norte, rapidamente adquire uma direcção NE-SW. Nesta estrutura geral NE-SW, o Anti Atlas adquire a direcção E-W nas regiões de Tan Tan e Tata (A), enquanto na região das Ougartas (Argélia) adquire uma nova direcção NW-SE. Imagem retirada do Google Earth 2011.

Do ponto de vista estrutural, o Anti-Atlas consiste numa vasta protuberância em anticlinal de idade Paleozóica. Este grande domínio é também caracterizado pelas suas

botoeiras, janelas estratigráficas que afloram na zona axial da cadeia. Estas consistem em blocos resultantes de um processo de inversão tectónica e *upwelling* astenosférico (Helg *et al*, 2004) durante o Neogénico (Michard *et al*, 2008). Estes fenómenos, associados a um processo de exumação pós-Varisca, provocaram a erosão das séries paleozóicas sobrejacentes (Michard *et al*, 2008) expondo o soco sob a forma nestas janelas; as mais relevantes encontram-se nas zonas de Bas Drâa, Ifni, Kerdus, Ighern, Znaga, Bou Azzer, Saghro e Ougnat (Piquet *et al*, 2007).

A cordilheira do Anti-Atlas dispõe-se ainda paralelamente ao Alto-Atlas, no bordo Norte da Plataforma Saariana (Piquet *et al*, 2007). Ambas as cordilheiras contactam na zona de Siroua-Ouzellarh separadas por um conjunto de bacias estreitas de idade Neogénica, no planalto de Siroua, e por uma grande estrutura tectónica, a Falha Sul Atlásica. Por motivos geológicos, reológicos e isotópicos, Ennih & Liégeois (2001) propuseram como limite Norte do Cratão Oeste Africano o extremo Norte do Anti-Atlas, materializado pela própria Falha Sul Atlásica.

Enquanto os terrenos PréCâmbricos encontram-se na zona axial da cadeia, os terrenos paleozóicos localizam-se nos bordos desta estrutura. No bordo Norte do Anti-Atlas os afloramentos paleozóicos encontram-se pouco desenvolvidos e tectonicamente afectados, resultado da proximidade da deformação sentida no Alto-Atlas. Em contrapartida, o facto do flanco Sul do Anti-Atlas se encontrar afastado da deformação Atlásica, preserva estes terrenos dos grandes episódios de deformação com idade Meso-Cenozóica, permitindo identificar uma sequência estratigráfica contínua, desde o Neoproterozóico ao Carbónico. Assim, as séries sedimentares pós Pan-Africanas do Anti-Atlas iniciam-se com depósitos do topo do Neoproterozóico, englobando todo o Paleozóico desde a base do Câmbrico até ao Carbónico, constituindo unidades com espessuras quilométricas, depositadas essencialmente em ambientes marinhos de baixa profundidade.

No que concerne à topografia, o relevo do Anti-Atlas é um relevo tipicamente Apalachiano, destacando-se a *Jbel* Bani (estrutura monoclinal ou dobrada composta por quartzitos de idade Ordovícica), a *Jbel* Rich (estrutura constituída por calcários

Devónicos com dobramentos amplos, na ordem das dezenas ou centenas de metros), e a bordadura setentrional da Bacia de Tindouf (monoclinal inclinado para Sul, constituído por fácies continentais de idade Carbónica).

III.1. Lito-estratigrafia do Anti-Atlas: os terrenos Paleozóicos

O estudo do Anti-Atlas é determinante para compreender a evolução do Paleozóico. Nele, encontra-se uma sequência estratigráfica completa desde o Neoproterozóico ao Carbónico. Em baixo segue uma descrição sedimentar das unidades paleozóicas abrangidas na área em estudo. A figura em baixo representa a coluna litoestratigráfica do Anti-Atlas, para a região de Tata (Fig. III. 3).

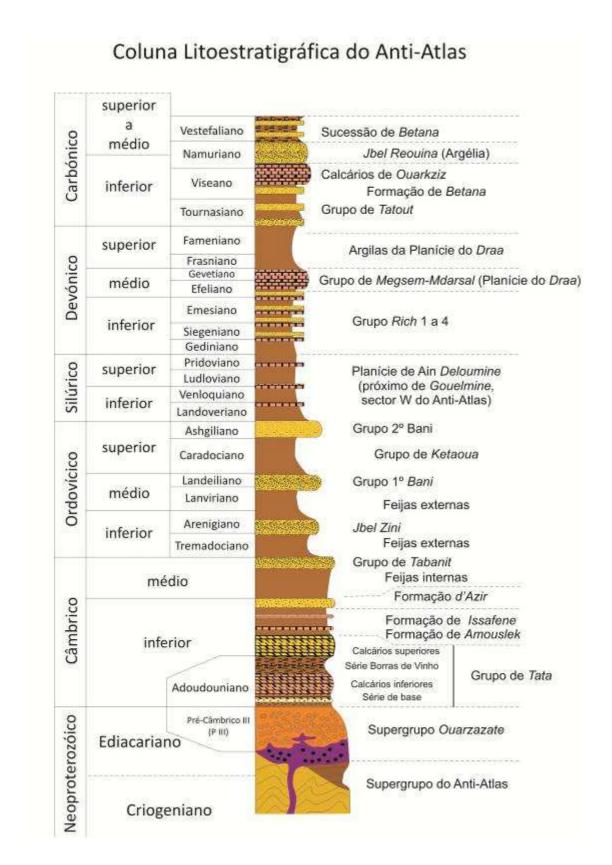


Fig. III. 3 – Coluna litoestratigráfica para o domínio do Anti-Atlas. Adaptado de Michard et al, 2008 e Oudra et al, 2005.

III.1.1. O Câmbrico

No Anti-Atlas observa-se uma sequência completa, desde o Infracâmbriano inferior ao superior, que passam a ser descritas em baixo.

III.1.1.1. O Adoudoniano

Na base desta unidade encontra-se a Série de Base, em que os seus primeiros depósitos consistem em depósitos conglomeráticos de base, dolomitos e níveis siltíticos intercalados. Esta sequência é conhecida como a Formação do Oued (Rio) Adoudou ou o Adoudouniano (Geyer, 1990, in Piqué, 2001), correspondendo a uma sequência tipicamente sin-rift. Por cima, observa-se o Grupo de Tata, composto da base para o topo, pelos Calcários inferiores, as Séries Borras de Vinho e os Calcários "Calcários Inferiores" superiores. Os correspondem а uma unidade estratigraficamente superior à Série de Base, indicando a subsidência da bacia e a instalação de uma plataforma carbonatada, restrita a um golfo, o Golfo Adoudoudiano. Estas unidades são espessas no sector Oeste do Anti-Atlas, existindo muitas vezes interrupções na sua continuidade lateral, resultante da uma sedimentação sintectónica, em regime distensivo. No Anti-Atlas central, observa-se a deposição intercalada de escoadas lávicas toleíticas a alcalinas. Foi realizada uma datação isotópica U-Pb no sienito da Jbel Boho (considerado o equivalente plutónico das lavas alcalinas), obtendo-se uma idade de 529 +/- 3 M.a. (Gasquet et al, 2005, in Piqué et al, 2007). Ainda na região da *Jbel* Boho observam-se fluxos traquíticos e andesíticos alcalinos interestratificados em dolomias e nos "Calcários Inferiores", ainda sem oceanização desenvolvida (Piqué et al, 2007). Por cima desta unidade encontra-se a Série Borras de Vinho, que corresponde a uma sequência regressiva constituída por xistos roxos com cristais de sal e gesso (indicando um clima quente para este período), e sedimentos detríticos continentais (Arenitos de Tikirt) provenientes de Este. A encimar o Câmbrico inferior, observam-se os Calcários Superiores, último termo da Sucessão Adoudouniana, que consiste numa unidade transgressiva com dolomias e calcários intercalados, cuja espessura vai diminuindo progressivamente em direcção a Este, até eventualmente desaparecer.

Por cima do Adoudouniano mas ainda no Câmbrico inferior, encontra-se da base para o topo, a *Formação de Amouslek* composta por xistos e calcários com trilobites, biohermes e arqueociatídeos, equivalente aos da Sibéria (Debrenne *et al*, 1999, *in* Piqué, 2001). Nesta formação observam-se *birdeyes* e polígonos de dissecação, indicando breves episódios de exposição subárea. A espessura da formação e a importância dos elementos detríticos diminuem de Oeste para Este, assenta directamente sobre as séries do Précambrico III. Esta é também conhecida como a Série Xisto-Calcária (Michard *et al*, 1982). Esta formação é seguida pela *Formação de Issafene* composta por argilitos verdes, vermelhos e unidades calcárias. O último termo do Câmbrico inferior consiste na *Formação d'Azrir* (Arenitos superiores), composta por tufos e argilitos. No sector E do Anti-Atlas as fácies presentes são pouco espessas e de ambiente continental (Buggish & Siegert, 1988, *in* Piqué, 2001), sendo difícil de distinguir dos arenitos inferiores.

No sector Oeste e central do Anti-Atlas existem 3 aspectos que importa realçar, no que concerne à sucessão Fini-Proterozóica - Câmbrico inferior:

- i) representa um ciclo sedimentar completo, iniciando-se com as unidades transgressivas de base sucedendo as sequências regressivas dos Arenitos superiores. Este evento ocorre em direcção a Este, a partir do Golfo de Souss (Tunísia). Em contrapartida, em direcção ao sector central do Anti-Atlas, as séries tornam-se menos espessas e com um cariz mais continental;
- ii) as diferentes unidades a topo do Câmbrico inferior tornam-se progressivamente menos distintas, sendo que a espessura a topo do Câmbrico inferior e os arenitos varia muito pouco de Este para Oeste;
- iii) A sedimentação sin- tectónica é extremamente evidente em todo o Anti-Atlas
 Central e Oeste. A unidade dos Calcários inferiores é particularmente afectada
 pelo desenvolvimento desta tectónica extensiva, originando dobras sin-

sedimentares controladas por falhas normais (Buggisch & Heinitz, 1984, Heinitz et al, 1986, Soulaimani, 1998, in Piqué, 2001). Posteriormente, estas estruturas vão ser reactivadas durante a compressão Varisca (Piqué, 2001).

III.1.1.2. O Câmbrico médio

O Câmbrico médio encontra-se representado essencialmente por 2 Grupos: as Feijas Internas e o Grupo de Tabanit. As **Feijas Internas** (depressões morfológicas) constituem zonas deprimidas derivadas da presença de afloramentos rochosos pouco resistentes à erosão. Estas são constituídas, da base para o topo, pela *Brecha de Micmacc*, correspondente a uma unidade transgressiva composta por xistos verdes, as *cristas de Goulemine*, cristas areníticas sub-paralelas intercaladas na Brecha de Micmacca. O **Grupo de Tabanit** é constituído principalmente por arenitos azóicos e com intercalações argilosas, forma uma crista resistente que separa as Feijas Internas das Externas. O topo deste Grupo muitas vezes encontra-se truncado pela erosão pré-Ordovícica.

III.1.1.3. O Câmbrico superior

Até recentemente, considerava-se que o Câmbrico superior não se encontrava representado em Marrocos. A sua ausência era justificada ou por paragem na sedimentação resultante de um fenómeno de rifting generalizado desenvolvido a Norte (coordenadas actuais), ou pelo resultado da acção contínua dos agentes erosivos que lenta e progressivamente a retiraram, tal como as formações superiores de Tabanit. O Câmbrico superior foi identificado aquando da descoberta de faunas gondwanicas contendo *Olentella africana* e *Selatella lagitena* (Destombes & Feist, 1987) (Piqué, 2001 e Piqué *et al*, 2007).

III.1.2. O Ordovícico

Este Período está particularmente bem representado no Anti-Atlas, sendo dividido em 4 Grupos. A paisagem do tipo apalachiana desta região vai ser controlada pelas diferentes competências das litologias aqui existentes. Assim, os quatros grupos dispõem-se, da base para o topo, o Grupo das Feijas Externas, constituindo o substrato da depressão situada entre as cristas quartzíticas de Tabanit (Câmbrico médio) e o Grupo do Primeiro Bani (Ordovícico médio). É constituído principalmente por xistos e argilas cinza pálido com intercalações quartzíticas conhecidas como os Arenitos de Zini; são os equivalentes laterais dos quartzitos armoricanos de França (Destombes et al, 1985, in Piqué et al, 2007). Os depósitos sedimentares frequentemente revelam episódios transgressivos de profundidade baixa, indicado pela presença de fácies tempestíticas e níveis ferruginosos. Verticalmente, os xistos das Feijas Externas tornam-se progressivamente enriquecidos em material detrítico grosseiro indicador de um evento regressivo, que passam a constituir os quartzitos do Grupo do Primeiro Bani. O Grupo do Primeiro Bani constitui uma barra quartzítica possante, sendo o principal elemento morfológico da cobertura paleozóica do Anti-Atlas. A fauna presente é indicadora do Landeiliano ou mesmo da base do Caradociano (Ordovício Médio) (Piqué et al, 2007). Por cima, encontra-se o Grupo de Kataoua, consistindo essencialmente em rochas argilosas, com fauna típica do Caradociano e do Ashgilliano. Na zona de Tafilalt identificam-se biostromas calcários do Caradociano tardio. A selar as unidades de idade ordovícica encontra-se o Grupo do Segundo Bani, composto por níveis quartzíticos que formam um relevo de resistência em crista, correspondendo ao topo do Ordovícico. Estes níveis dispõem-se nas partes superiores dos relevos que circundam as planícies baixas do Drâa (onde afloram terrenos silúricodevónicos). Na base deste Grupo encontra-se uma formação com cariz inicialmente carbonatada que passa a quartzítica, concordante com as argilas do Grupo de Kataoua. No topo de um nível fino de calcário com briozoários, encontra-se uma unidade de quartzitos claros ou escuros, com laminações oblíquas, alternando com argilitos e arenitos bioturbados. Uma formação superior muitas vezes assenta em discordância erosiva sobre as séries anteriores, nomeadamente Kataoua ou mesmo o Primeiro Bani.

O tipo de fácies constituída por argilas "microconglomeráticas", mais especificamente grãos de quartzo dispersos numa matriz argilosa, a presença de seixos exóticos e estruturas sedimentares sugerem ambiente glaciários neste período. A fauna, rica em braquiópodes, é indicadora do Hirnantiano (Ashgilliano superior, Ordovícico superior).

Nas *Ougarta* (relevo montanhoso na Argélia, a E-SE da região de Tata) as unidades inferiores do Ordovícico correspondem a arenitos transgressivos assentes em discordância sobre sucessões câmbricas. No Ordovícico inferior, o Tremadociano é composto por arenitos finos, argilas micáceas, e algumas (poucas) camadas carbonatadas, sendo que o Arenigiano consiste em arenitos ferruginosos com oólitos e quartzitos. A formação de Foum Zeid (a cerca de 100 km a E de Tata), sobrejacente, é uma unidade argilosa do Ordovícico Médio, com níveis arenosos ferruginosos intercalados.

III.1.3. O Silúrico

Em concordância com a topografia apalachiana característica do Anti-Atlas, o Sílurico e o Devónico basal afloram nas depressões existentes entre as cristas ordovícicas e a *Jbel Rich* (Fig. III.4), afloramento montanhoso de menores dimensões, de idade devónica. Na região de Iriqui (Destombes *et al*, 1985, *in* Piqué, 2001), no Anti-Atlas central (a cerca de 150 km a Oeste de Tata), observa-se uma sequência transgressiva iniciada no Landoveriano (Silúrico inferior). Esta é reconhecida pela presença de unidades finas de arenitos. As unidades sobrejacantes são constituídas principalmente por xistos e argilitos negros com graptólitos, contendo por vezes nódulos carbonatados. Esta sequência termina a topo com calcários argilosos de idade ludloviana, passando verticalmente a argilas intercaladas com camadas finas de arenitos. A selar esta sequência, encontram-se calcarenitos de idade ludloviana superior.

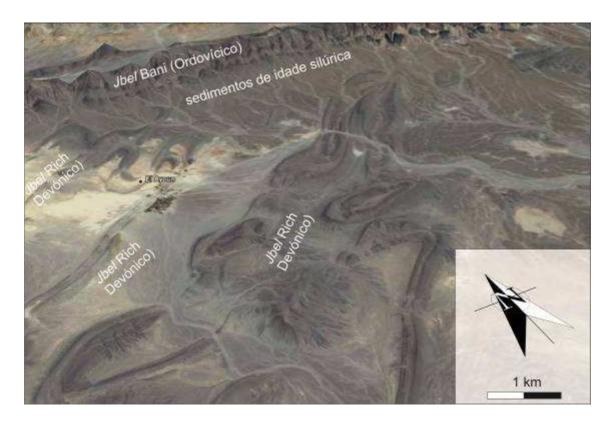


Fig. III. 4 – Localização dos afloramentos silúricos, no seio das Jbel Bani e Rich. Imagem retirada do Google Earth 2011.

III.1.4. O Devónico

As fácies devónicas no Anti-Atlas foram separadas em dois sectores, mais especificamente no sector Oeste, onde se localizam as planícies do rio Drâa, e o sector Este, correspondente à região de Tafilalt.

III.1.4.1. Devónico inferior

A base do Devónico encontra-se em conformidade com o Silúrico superior, atestado pela presença de arenitos argilosos do Gediniano-Siegeniano com calcários, identificados no sector Oeste do Anti-Atlas. O Emsiano encontra-se representado por sequências localmente conhecidas como *Richs*, compostas por calcários, argilas e arenitos. Estes níveis areníticos desaparecem lateralmente ainda no sector Este, e as

bancadas calcárias de dois *Richs* sucessivos unem-se formando os "Calcários inferiores de Tafilalt". Na área de Hammar Laghad identificam-se cones carbonatados de origem hidrotermal (Mounji *et al*, 1998, *in* Piqué, 2001) associados a basaltos eruptivos. De acordo com os mesmos autores, os carbonatos hidrotermais terão origem nos fluidos aquecidos pela bolsa magmática que originou os mesmos basaltos eruptivos.

III.1.4.2. Devónico médio e superior

No sector Oeste do Anti-Atlas, por cima dos arenitos do quarto *Rich*, o Devónico médio (Cuviniano e Givetiano) é caracterizado por calcários negros com pirite, indicadores de um ambiente sedimentar anóxico sem *input* detrítico. A base do Devónico superior (Frasniano) é também caracterizada por calcários negros, com arenitos finamente intercalados, cuja fonte sedimentar localizava-se a Norte (coordenadas actuais) no que é hoje o eixo do Anti-Atlas.

No sector Este, o Devónico médio é representado pela base dos "Calcários superiores de Tafilalt", com goniatites e tentaculites. Estas unidades soferam uma exposição aérea local no início do Frasniano, sendo que posteriormente sofreram um novo episódio transgressivo dando origem a unidades calcárias com cefalópodes, durante o Frasniano superior.

A Oeste do Anti-Atlas e da base para o topo, o topo do Devónico (Fameniano) encontra-se representado por um conjunto de unidades argilíticas espessas, que verticalmente progridem para sedimentos detríticos com intercalações argilosas. Esta unidade é selada a topo por um horizonte calcário, de idade fameniana superior.

No sector Este do Anti-Atlas e para as unidades ainda do Fameniano, observam-se plataformas elevadas, nomeadamente a Oeste de Maader e Tafilalt (Wendt, 1985, *in* Piqué, 2001). Uma unidade condensada calcária com cefalópodes (a "Pedra de Erfoud") correspondente à parte superior dos Calcários de Tafilalt, assentando sobre depósitos previamente emergidos. Entre estas plataformas, as bacias de Maader e Oeste de Talifalt, acomodam sucessões espessas de margas e unidades turbidíticas. O

Fameniano tardio é caracterizado pelo avanço da transgressão e consequente subsidência destas plataformas, em particular da plataforma de Maader.

Na região de Tineghir (cerca de 145km a Nordeste de Ouarzazate, no flanco Norte do Anti-Atlas) as sequências devónicas iniciam-se com o Fameniano superior, com a presença de unidades conglomeráticas a cobrir unidades xistentas e argilíticas do Ordovício médio, através de uma discordância erosiva (Michard *et al*, 1982, in Piqué, 2001).

III.1.5. Carbónico

Na zona Oeste e central do Anti-Atlas, o Carbónico é representado por uma série de cristas, que dominam as planícies do rio Draa, constituindo o bordo Norte da bacia de Tindouf.

III.1.5.1. Carbónico inferior

As sucessões arenítico-argilosas no sector Oeste do Anti-Atlas representam o período temporal compreendido entre o fim do Devónico e o Tourneisiano tardio. Por sua vez, no sector Este os arenitos de Maader do Tourneisiano assentam sobre argilas verdes do Fameniano. A unidade seguinte corresponde a uma sequência arenítico-argilosas idêntica à do sector Oeste.

Na zona W e central do Anti-Atlas, a unidade de Betana representa o Viseano, e é composta pelos "xistos de Goniatites", constituindo a depressão existente entre as cristas de Tazout e Ourkziz. Nas sequências de Tafilalt e Maader, também de idade visiana, observam-se argilitos verdes com goniatites, identificando-se também construções recifais, representadas pela *Jbel* Begga, a Este de Taouz. A Norte de Tineghir (flanco Norte do Anti-Atlas) e por cima dos conglomerados do Fameniano,

encontra-se uma sequência tipicamente turbidítica constituída por grauvaques, arenitos e siltitos, identificando-se blocos exóticos e olistrostromas.

No bloco central e Oeste do Anti-Atlas, encontra-se a *Jbel* Ouarkziz (cerca de 134 Km para SE de Tata), de idade Viseano superior e Namuriano inferior, constituída por calcários marinhos com intercalações areníticas não consolidadas, de origem continental. No sector Este, as séries sedimentares representam um ambiente essencialmente marinho com argilas, areias e alguns recifes, mas sem influência continental.

III.5.2. Carbónico médio-superior

No Anti-Atlas, a sucessão de Betana representa o Namuriano, o Westfaliano, e o Estefaniano inferior. Esta sequência localiza-se a Sul da crista de Ouarkziz, sendo composta por arenitos e argilitos datados através de plantas. A bacia de Bechar, localizada na Argélia, encontrou-se submersa por um período mais longo, pelo que as séries carbónicas completas permitem uma descrição mais detalhada. Assim, na *Jbel* Bechar encontra-se uma unidade constituída por argilas, calcários e arenitos finos, com evidências claras de exposição sub-aérea (carcificação, erosão fluvial), correspondente ao Namuriano-Bachiriano-Moscoviano. Os canais atingem profundidades na ordem dos 150 m, escavando até aos calcários, e encontram-se preenchidos por arenitos com plantas. A plataforma carbonatada foi coberta por depósitos do tipo *debris flow*, originado pelo *uplift* da zona para Sudoeste, na região de Kenadza-Abadla. Para Nordeste, estes depósitos dão origem a unidades mais finas argilíticas.

O Vestfaliano A, B e C corresponde a unidades marinhas detríticas (arenitos, calcários bioclásticos) bastante espessas, em ambiente de plataforma interna. Para Norte e Nordeste passam a calcários recifais nomeadamente na *jbel* Antar, na *jbel* Horreit, e na *jbel* Mezarif. No sector Este da bacia, as condições marinhas persistiram até ao Moscoviano tardio. Ainda durante o Moscoviano ocorre um episódio regressivo de Oeste para Este, identificado por uma cobertura terrígena com vestígios de carvão de

idade Vestefaliano D e Autoniano (base do Pérmico) por cima de calcários bioclásticos marinhos.

O Vestefaliano C superior contém areias fluviais com carvão e fetos. Estas sequências rítmicas sedimentares são separadas por bandas finas marinhas com bivalves de água doce. Em termos paleogeográficos, esta unidade evoca uma paisagem com rios, lagos e pântanos esporadicamente invadidos pelo mar. A sucessão carbónica de Bechar é muito espessa (mais de 1700 m) mas os níveis de carvão são finos, muitas vezes com menos de 1 m de espessura.

III.2 O Varisco no Anti-Atlas: evolução geodinâmica

Geodinâmicamente, o varisco do Anti-Atlas é caracterizado por uma sucessão de episódios tectono-estratigraficos e ambientes sedimentares característicos de regimes extensivos com formação de ambiente de plataforma carbonatada, seguido de episódios compressivos que provocaram o dobramento e consequente soerguimento da bacia. Estes episódios extensivos seguidos de um regime convergente ocorreram ao longo de todo o Paleozóico (Fig. III.5).

III.2.1. As fases divergentes do ciclo de Wilson

Como foi acima referido, a tectono-estratigrafia para o Paleozóico inferior consiste numa sequência sedimentar inicial característica de um ambiente de fragmentação crustal e desenvolvimento inicial de uma margem continental marinha (Fig. III.5).

No sector Oeste do Anti-Atlas, o Grupo de Ouarzazate (também conhecido como P III, simplificação de Pré-Câmbrico III) de idade tardi-neoproterozóica, encontra-se sobreposto em inconformidade por uma sequência de idade câmbrica inferior do tipo *sin-rift* composta por depósitos conglomeráticos de base, dolomitos e níveis siltíticos intercalados, com espessuras bastante variáveis (Gyer, 1990, *in* Piqué, 2001; Choubert, 1952, *in* Piquet *et al*, 2007 e Michard *et al*, 2008).

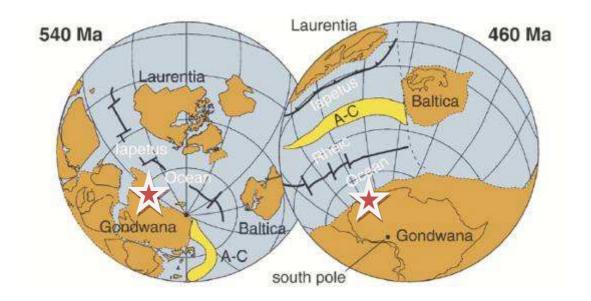


Fig. III. 5 — Reconstrução da evolução paleogeográfica para o Paleozóico inferior (Câmbrico inferior a Ordovícico médio). Durante grande parte do Paleozóico, o Anti-Atlas que se situa no Noroeste Africano, consistiu numa bacia marinha que durante a colisão varisca foi invertida, fazendo parte do grande orógeno Ouachita-Alenguiano-Varisco. A placa A-C corresponde à placa Avalónia-Carolina. A estrela a vermelho localiza aproximadamente a região do Anti-Atlas nas diferentes épocas geológicas. Adaptado de Damian Nance et al, 2009.

Estes primeiros depósitos Câmbricos, conhecidos como **Série de Base**, estão relacionados com um processo de *rifting* generalizado que se observa neste período, conhecido como Infracâmbriano ou Adoudouniano (Gyer, 1990, *in* Piqué 2001 e Choubert, 1952, *in* Piquet *et al,* 2007). Este episódio é o efeito da fragmentação do supercontinente Rodínia com a formação de um golfo marinho, o Golfo Adoudouniano, resultante de um processo de estiramento crustal inicialmente em ambiente continental. Da base para o topo, o Câmbrico inferior (ou a **Sucessão Adoudouniana**) corresponde a um conjunto de unidades com cariz siliciclástico e carbonatado, indicador de um ambiente de subsidência progressivo com depocentro para NW.

Por cima da Série de Base, encontra-se o **Grupo de Tata** em que da base para o topo, encontram-se os Calcários Inferiores (Adoudouniano), a Série Borra de Vinho constituída por séries pelíticas com calcários vermelhos, sendo selada a topo pelos Calcários Superiores (dolomites com arqueociatos). O topo do Adoudouniano, a Série

Borra de Vinho e a base dos Calcários Superiores são caracterizados pela presença de estromatólitos, o que é indicador de uma bacia marinha pouco profunda. O topo dos Calcários Superiores é caracterizado por fácies mais profundas, já em condições de mar aberto, permitindo o crescimento de arqueociatídeos e migrações de trilobites (Landing *et al*, 1998, Álvaro *et al*, 2006, *in* Michard, 2008).

A deposição de fácies em ambiente marinho durante o Câmbrico foi favorecida por uma transgressão global, resultante da fusão do gelo Gondwânico. A espessura das unidades calcárias do Adoudouniano (Fig. III.3) associadas a outros critérios como *slumps*, brechas sin-sedimentares e paleo-falhas normais, constituem evidências para uma sedimentação do tipo *sin-rift*, numa estrutura em *graben* com depocentro para Noroeste.

Este estádio de *rifting* na base do Câmbrico é acompanhado por vulcanismo intra-placa do tipo alcalino, com fusão do manto superior, encontrando-se escoadas e cinzas vulcânicas associadas a este vulcanismo, intercaladas com o topo dos Calcários Adoudounianos (Fig. III.6).

As sequências dominantes de calcários são encimadas por depósitos pós-*rift* areníticos mais homogéneos, os "Grés terminais" do Câmbrico médio (Greyer & Landig, 1995, 2004, *in* Michard, 2008). Nas zonas mais a Este do Anti-Atlas as fácies areníticas representam quase toda a sequência do Câmbrico inicial.

Esta tectónica de *rifting* foi reiniciada durante o Câmbrico médio, no bordo Norte do Anti-Atlas. A sedimentação do Câmbrico médio iniciou-se com siltes e grauvaques do Grupo das Feijas Internas, cobrindo em inconformidade o soco Pré-Câmbrico ao longo de um alto paleogeográfico. Este grupo das Feijas Internas encontra-se sucedido pelo Grupo de Tabanit. Uma tectónica divergente contemporânea é documentada pela instalação de basaltos calcoalcalinos a toleíticos ou basaltos andesíticos a Este do Anti-Atlas, no maçico de Ouagnat, tal como noutros domínios marroquinos.

O Anti-Atlas esteve parcialmente emerso durante o Câmbrico superior – Ordovícico inferior (Tremadociano) o que é indicado pela frequente ausência de depósitos do

Câmbrico superior e fácias marinhas de baixa profundidade (Michard *et al*, 2008). Esta ausência pode estar relacionada com um evento de *uplift*, associado a uma tectónica de *rifting* (Álvaro *et al*, 2007).

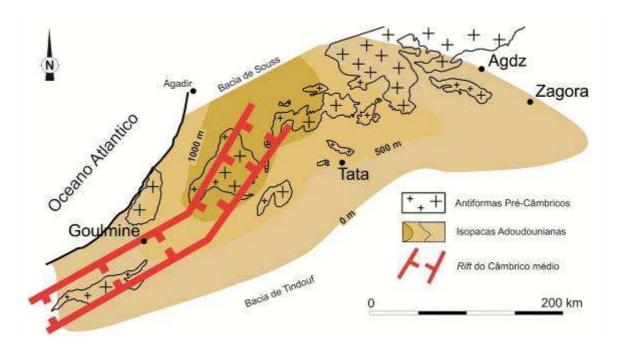


Fig. III.6 – Espessura dos calcários Adoudounianos. Através desta imagem, observa-se que a região de Tata encontrou-se num domínio de plataforma carbonatada, a cerca de 500 metros de profundidade. Adaptado de Michard et al, 2008.

Durante o Tremadociano (Ordovícico inferior) ocorre a deposição de argilas numa bacia arqueada que se estende para Sul a partir de Saghro-Ougnat. Seguidamente, desde o Arenigiano ao Landeiliano (topo do Ordovícico inferior e superior, respectivamente), o Domínio Anti-Atlas-Ougarta formava uma plataforma marinha pouco profunda inclinada para Norte, com uma cobertura alternada de areias e argilas originárias do escudo pré-Câmbrico ou da cobertura continental câmbrica, proveniente do Domínio Saariano emerso.

Inicialmente a sedimentação foi essencialmente de cariz siltítico, dando origem ao Grupo das Feijas Externas, seguido de depósitos areníticos do Primeiro Grupo Bani.

Posteriormente, ocorre uma sedimentação intercalada entre estas fácies, correspondendo ao Grupo de Ktaoua. A linha costeira a Sul desta bacia marinha localiza-se provavelmente por baixo da Bacia de Tindouf (Michard *et al*, 2008).

No sector mais a Nordeste da plataforma os depósitos são mais finos que nas zonas centrais. O depocentro da bacia é indicado pelas isopacas (Fig. III.3), localizando-se mais para Oeste. A partir do Caradociano, base do Ordovícico superior, o mapa das isopacas indica que ocorreu a rotação do eixo do depocentro no sector Este do Anti-Atlas para uma direcção próxima de NW-SE. As variações de espessura são indicadoras de uma sedimentação sin-tectónica significativa, mas faseada. Durante o Ordovícico inferior a médio os episódios tectono-sedimentares foram razoavelmente moderados, exemplificado pelas inconformidades intraformacionais nos arenitos do Primeiro Bani, sendo mais intensos durante o Caradociano, pelo menos no que concerne à região Este do Anti-Atlas. As variações de espessura nas diferentes formações estão dependentes tanto destes movimentos tectónicos, como da orientação e distância dos sedimentos transportados.

As formações do Ordovícico superior são caracterizadas em todo o Norte de África por depósitos glaciogénicos, correspondendo no Anti-Atlas ao Segundo Grupo Bani. A base desta formação corresponde a areias e argilas pré-glaciárias, que são cobertas pelo segundo Grupo Bani, já com cariz glaciogénico. A extensão dos glaciares ainda é discutida, mas considera-se que tenha atingido o bordo Norte do Anti-Atlas, ou mesmo a Meseta Sul (Michard *et al*, 2008). Existem evidências de deformação sin-sedimentar, consistindo em sedimentos moles com estrias a apontarem para Norte a Noroeste, sistemas em *duplex* à escala métrica, tal como dobras e cavalgamentos à escala das dezenas de metros (Le Heron, 2007, *in* Michard *et al*, 2008).

Os depósitos pós-glaciais silúricos correspondem a lamas anóxicas depositadas aquando da transgressão eustática, como resultado da fusão da capa de gelo ordovícica. No Silúrico inicial, a sedimentação encontrava-se limitada a golfos estreitos incidentes sobre a plataforma emergente, desenvolvendo-se uma transgressão generalizada durante o Landoveriano médio a tardio, evidenciada pela deposição de

xistos negros com graptólitos por cima dessa mesma plataforma. Durante o Ludloviano superior, esta transgressão evoluiu para uma sedimentação de cariz carbonatado com alternâncias de calcários com *Orthoceras* e *Scyphocrinites* e xistos com graptólitos.

III.2.2. As fases convergentes do ciclo de Wilson

Do ponto de vista de tectónica de placas, o Devónico é ainda caracterizado pela continuação do regime extensivo, resultando num padrão em bacias e altos topográficos controlado por falhas normais. Os depósitos da base do Devónico, nomeadamente do Locloviano, mantêm-se em continuidade vertical para o Silúrico, consistindo em alternâncias entre argilas e calcários. Contudo, é de assinalar ocorrências de peperitos (rochas vulcânicas hidroclásticas), na região a Norte de Tafilalt (Michard et al, 2008). Este vulcanismo é resultante da actividade de falhas normais durante todo o Devónico, com particular incidência no Frasniano-Fameniano inferior. As séries devónicas inferiores a média consistem em calcários nodulares e calcários com crinóides, localmente associados a relevos de corais ou então, na parte superior do talude, a montes de lama. Por sua vez, o Devónico superior é caracterizado por séries condensadas de calcários pelágicos enriquecidos em faunas planctónicas e nectónicas, associados a xistos negros betuminosos. As séries mais espessas do Devónico encontram-se nas bacias subsidentes, consistindo em xistos arenosos, debris flows e calcários ressedimentados com goniatites piritizadas. Esta variação de espessuras é explicada pela tectónica sin-sedimentar que actuava durante este período, como resultado da expansão da plataforma onde estes sedimentos se depositavam (Michard et al, 2008). Citam-se como exemplos a região a Norte da Plataforma de Tafilalt e a Bacia de Maider, com cerca de 50 e 90 metros de espessura.

No início do Frasniano ocorre a emersão do eixo Saghro-Ougnat e das plataformas de Tafilalt e Maider, para posteriormente serem novamente inundadas. Graças a estes eventos, os sedimentos do Devónico superior consistem em calcário pelágicos do Frasniano superior e conglomerados negros com fosfatos do Fameniano, que cobrem em inconformidade os blocos inclinados do Devónico inferior e médio, chegando

mesmo a cobrir depósitos ordovícicos em alguns locais. O sistema de paleo-falhas devónico sugere uma extensão multidireccional com uma componente N-S dominante (Michard *et al*, 2008).

As principais séries de idade devónica localizam-se entre a *Jbel* Bani e a *Jbel* Ouarkziz (fronteira com a Argélia, onde se inicia o Carbónico e a Bacia de Tindouf), nas planícies do Draa, no Anti-Atlas Central e Oeste. Nestas planícies é possível identificar uma sequência de dobramentos correspondendo à *Jbel* Rich, cujas séries sedimentares foram denominadas Rich 1 a Rich 4, todas elas idênticas. Cada Rich consiste num membro fino de calcários transgressivos, seguidos de sequências rítmicas de níveis pelíticos e areníticos, e por fim, uma barra de quartzito. A fonte sedimentar localizavase a S-SW (coordenadas actuais) da Bacia de Tindouf, correspondendo a areias do Ordovícico superior que cobriam neste período o Arco de Reguibat. A idade do Grupo de *Rich* varia desde a Lockloviano superior – Pragiano (base do Devónico inferior), ao Emsiano superior – Eifeliano inferior (topo do Devónico inferior a base do Devónico médio), para o *Rich* 1 e para a *Rich* 4, respectivamente. As fortes variações laterais presentes nestas barras quartzíticas, são indicadoras de sedimentação sin-tectónica.

A transição do Fameniano para o Tournaisiano, base do Carbónico, compreende uma sucessão contínua de estratos com sedimentos finos de origem clástica. Contudo, conglomerados e arenitos ferruginosos são observados na fronteira Devónico-Carbónico, na região de Tafilalt-Maider, ocorrendo sedimentação carbonatada durante o Viseano inferior. Na Bacia de Tindouf, os pelitos e arenitos Tourneisianos da *Jbel* Tazout encontram-se sobrepostos pelos sedimentos pelíticos de idade viseana, sucedidos pelos calcários da *Jbel* Ouarkziz do Viseano superior ao Namuriano. A Sul desta última crista, a Planície de Betana corresponde a sedimentos continentais do Namuriano superior — Estefaniano, indicadores de sistemas fluviais com escorrência para Sul (Cavaroc *et al*, 1976, Fabre, 2005, *in* Michard *et al*, 2008).

De acordo com o mesmo autor, estas unidades são também o testemunho do *uplift* orogénico sentido no Anti-Atlas. Durante o Viseano tardio — Namuriano, desenvolveuse uma tectónica sin-sedimentar na margem Norte do Anti-Atlas, resultando na

elevação de cristas sobrepostas por calcários com bioclastos, a instalação de brechas caóticas e a deposição de depósitos do tipo *flysh* nas bacias contíguas ao acidente. Estes sedimentos também se encontram nos maciços paleozóicos do Alto-Atlas, precedendo imediatamente a colisão Meseta-Anti-Atlas (Fig. III. 7A).

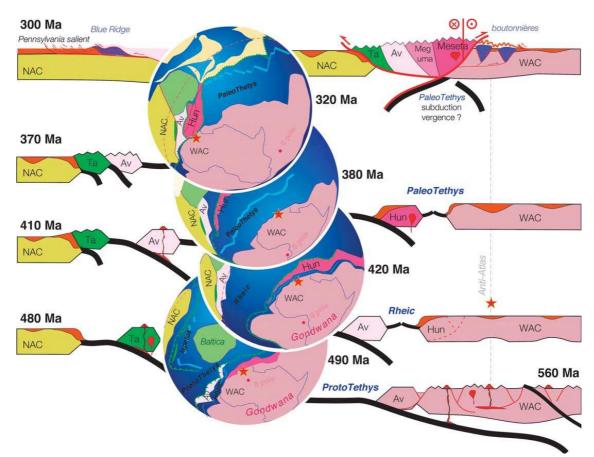


Fig. III.7 – Evolução esquemática do Anti-Atlas (identificado na figura com uma estrela) em comparação com a cadeia dos Apalaches, desde o Devónico inferior ao Carbónico superior. **NAC** – Cratão Norteamericano; **Av** – Avalónia; **Ta** – Orogenia Tacónica; **Hun** – Huno; **WAC** – Cratão Oeste Africano. Retirado de Burkhard et al, 2006.

III.3 Análise estrutural do Anti-Atlas, à luz dos conhecimentos actuais

A cadeia montanhosa do Anti-Atlas pertence à cadeia orogénica Apalachiana-Varisca-(Séverine *et al*, 2004; Izmant, 2008) e juntamente com as Mauritanideas, consiste num fragmento menor da cadeia Ouachita-Aleganiano-Varisco, localizada no bordo Noroeste do Cratão Norte Africano (Fig. III.8).

O Anti-Atlas consiste numa macro-estrutura em anticlinal, cujo plano axial possui uma direcção geral de NE-SW, cujos elementos geográficos principais consistem na *Jbel* Bani (estrutura monoclinal ou dobrada composta por quartzitos de idade ordovícica), na *Jbel* Rich (estrutura constituída por calcários devónicos com dobras cilíndricas com amplitudes na ordem das dezenas ou centenas de metros) e na bordadura setentrional da Bacia de Tindouf (monoclinal inclinado para Sul, constituído por fácies continentais de idade carbónica), num relevo tipicamente Apalachiano (Almeida & Dias, 2010).



Fig. III.8 — Disposição do domínio do Anti-Atlas marroquino, no Noroeste Africano. Destaca-se o encosto a Norte com o Alto Atlas, e a Sul com a Bacia de Tindouf. No canto superior direito, observa-se as Ougartas, orógeno também paleozóico. Imagem retirada de Google Earth 2011.

Actualmente, o orógeno do Anti-Atlas é interpretado como uma *foreland* resultante da inversão de uma margem pericratónica inicialmente passiva localizada nas zonas externas da cadeia varisca (Soulaimani & Burkhard, 2008). Este argumento é apoiado pela deformação em andar estrutural alto que o Anti-Atlas sofreu, cuja origem aparenta estar relacionada com uma tectónica do tipo *thick skin* (Burkhard *et al*, 2006 e Robert-Charrue & Burkhard, 2008), pela reactivação inversa de falhas inicialmente normais e soerguimento do tardi-Proterozóico e dobramento das séries paleozóicas sobrejacentes num estilo poli-harmónico, resultante das diferentes reologias do material envolvido. Assim, o estilo *thick skin* provoca o soerguimento do soco cristalino e desenvolvimento das janelas estratigráficas ante-paleozóicas, acentuando o encurtamento horizontal das unidades paleozóicas já em dobramento flexural (Robert-Charrue, 2008).

É apontada a existência de dois descolamentos basais no Anti-Atlas, o que permite explicar o comportamento fortemente desemparelhado (*decoupling*) entre as unidades pré-Ordovícicas e pós-Silúricas. Estes descolamentos são inferidos quer pela ausência de grandes sistemas de cavalgamento e *duplex* (Burkhard *et al*, 2006), quer pela presença de amplos dobramentos poli-harmónicos, (Burkhard, 2001 e Séverine *et al*, 2004), em regime transpressivo direito (Simancas *et al*, 2005; Burkhard *et al* 2006, Dias *et al*, 2009; Almeida & Dias, 2010) cuja fase principal varisca é de idade Carbónico médio a superior (Urs *et al*, 2005; Michard *et al*, 2010; entre outros autores). Assim, o primeiro descolamento basal aparenta encontrar-se enraizado nas bancadas dúcteis do Neoproterozóico tardio ou Câmbrico inferior (Michard *et al*, 2010), o que explica o *decoupling* e a diferente deformação existente entre as unidades ante-ordovícias e a própria crista quartzítica ordovícica, e um segundo descolamento basal enraizado nas unidades silúricas (Burkhard *et al*, 2001) para explicar a desarmonia entre os dobramentos acima e abaixo das unidades silúricas.

O encurtamento estimado em quartzitos ordovícicos (*Jbel* Bani) indica um encurtamento horizontal mínimo de 17%, equivalente a 30 quilómetros (Urs *et al*,

2005) a 20% (Cartig *et al*, 2004), em ambiente metamórfico de muito baixo a baixo grau nas zonas da Diagénese à Epizona (Fig. III.9) e com temperaturas entre os cerca de 150° C a cerca de 300° C (Burkhard, 2001).

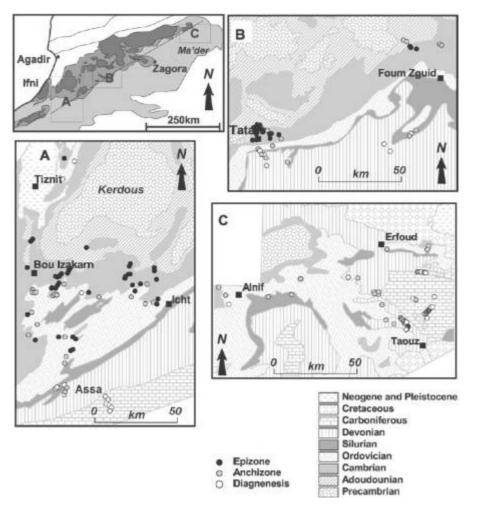


Fig. III.9 — Localização da amostragem realizada no Anti-Atlas, para determinar o grau de metamorfismo. Na figura b identifica-se Tata, que foi fortemente amostrada, identificando-se um metamorfismo de baixo grau na zona da Epizona nos sedimentos de idade infra-câmbrica a câmbrica, enquanto nos sedimentos de idade entre o Ordovícico e Silúrico, o metamorfismo situa-se na zona da anquizona a diagenético. Retirado de Ruiz et al, 2008.

Este regime de dobramento aparenta ter sido conseguido através de *layer parallel shortening* (Robert-Charrue & Burkhard, 2008) (Fig. III.10), provocando a flexão e dobramento poli-harmónico já referido nas unidades menos competentes, enquanto nas mais competentes o dobramento consiste em sequências de dobramento cilíndricos com plano axial vertical, como é o caso das barras calcárias devónicas da *Jbel* Rich.

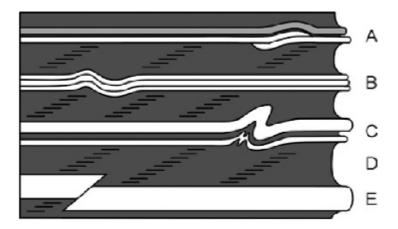


Fig. III.10 — Esquema interpretativo para os efeitos de layer parallel shortening em bancadas competentes. A) estrutura em cauda de peixe; B) flexão e formação de dobramentos harmónicos; C) dobramentos oblíquos desarmónicos; D) cavalgamentos menores múltiplos; E) falha inversa. Retirado de Robert-Charrue & Burkhard, 2008.

Nos dobramentos poli-harmónicos o flanco da dobra vai variar de acordo com a posição em caixa que ela adquire dentro da estrutura em questão (Cartig *et al*, 2004). A deformação diminui progressivamente para S-SE desvanecendo-se por baixo dos sedimentos actuais, sendo que os sedimentos de idade Carbónica ainda sofrem uma tectónica sin-sedimentar, embora mais incipiente (Piqué, 2001).

Tanto no sector Este e Oeste, os padrões de deformação associados a uma tectónica transpressiva e/ou inversa aparentam estar relacionados com a reactivação de estruturas prévias distensivas, que se desenvolveram na margem Noroeste Gondowânica, desde o Ediacariano tardio - Câmbrico inferior ao Devónico terminal (Michard *et al*, 2010) ou mesmo Carbónico.

De acordo com Belfoul *et al* (2001), no sector Oeste do Anti-Atlas a deformação varisca apresenta um carácter heterogéneo cujos efeitos diminuem progressivamente em direcção à Bacia de Tindouf. Estes autores identificam nesta região um regime de deformação tangencial anterior ao dobramento principal varisco, juntamente com dobramentos de interferência no seio das dobras principais variscas, ou de uma tectónica frágil tardia.

Para explicar esta deformação, os mesmos autores consideram a existência de 3 episódios de deformação (D1, D2 e D3, respectivamente), em que as unidades paleozóicas vão constituir uma unidade paraautóctone (Belfoul et al, 2001; Soulaimani & Burkhard, 2008). Assim, D1 consiste num processo de deformação tangencial com formação de dobras de arraste com vergência para ESE-ENE e transposição de So por S1, em regime de cisalhamento puro horizontal. Este episódio terá ocorrido num regime de tectónica tangencial do tipo thin-skin, argumento apoiado pelos descolamentos basais e sem reactivação das estruturas inicialmente com comportamento normal (Soulaimani & Burkhard, 2008). Este regime de deformação provocou o desenvolvimento de complexos imbricados numa geometria do tipo rampa e patamar, inclusivamente com a repetição de bancadas sedimentares através de estruturas em dupplex. O episódio D2 corresponde à fase de deformação regional principal, com o redobramento das dobras D1 vergentes para Noroeste e Sudeste, em que no flanco redobrado desenvolve-se uma xistosidade S2, com fraco pendor para Noroeste. Em relação à idade da deformação, Belfoul et al (2001) não consegue encontrar evidências que balizam com precisão o episódio D1, pelo que considera duas hipóteses:

- i) D1 corresponde a um evento tectónico de idade devónica média a superior, equivalente da fase acadiana tardia na meseta marroquina e da fase devónica nos Apalaches, ou
- ii) D1 encontra-se associado ao episódio de encurtamento varisco principal, em que D1 e D2 corresponderiam a sub-fases de um mesmo processo de deformação contínua, podendo designar-se assim D1a e D1b.

De qualquer forma, o episódio D3 (ou D2 caso a hipótese ii) for a correcta, corresponde sempre a um evento tardio frágil, com o desenvolvimento de bandas em *kink* assimétricas em regime sinistrógiro, com o desenvolvimento de uma xistosidade S3.

No sector Este do Anti-Atlas foi realizada uma linha sísmica (Robert-Charrue & Burkhard, 2008) que permite extrair mais dados para a compreensão global deste

domínio (Fig. III.11 e III.12). A linha sísmica RS8 atravessa a região de Tafilat com uma orientação próxima de N-S (aproximadamente paralela às Ougarta), afectando essencialmente um anticlinal com a orientação geral varisca, com unidades cartografadas à superfície como pertencentes ao Paleozóico, essencialmente de idade devónica a carbónica. De acordo com os mesmos autores, os primeiros 10 quilómetros (correspondentes ao sector Sul) são caracterizados por um conjunto de dobramentos amplos com eixo com direcção NW-SE sendo esta direcção concordante com a direcção dos eixos de dobramento da Ougarta (Robert-Charrue & Burkhard, 2008).

Estas dobras são interpretadas como separadas do soco, com um descolamento na base dos sedimentos de idade paleozóica. O encurtamento horizontal da cobertura paleozóica é compensado em profundidade pela inversão tectónica de falhas tardiproterozóica, inicialmente com comportamento normal. Ainda de acordo com os mesmos autores, o estilo tectónico observado neste sector do perfil é do tipo thin-skin, cujas estruturas se enquadram bem com a direcção das Ougarta. Desta forma, para Robert-Charrue & Burkhard (2008), o sector Este do Anti-Atlas encontra-se afectado por um padrão de dobramento em doma e bacia com a formação de eixo de dobras com direcção NW-SE, a direcção principal das Ougarta. O sector Norte do perfil sísmico, do quilómetro 10 ao quilómetro 60, encontra-se afectado por uma tectónica frágil normal tardia, associada à formação de "pseudo" bacias em regime extensivo. Ainda de acordo com os mesmos autores, estas estruturas frágeis de carácter normal encontram-se associadas à intrusão de diques e soleiras de idade Triásica a Liásica (Jurássica inferior) (Robert-Charrue & Burkhard, 2008), o que data este episódio de extensivo como pós-varisco, já associado à tectónica frágil distensiva que provocou a fracturação da Pangeia.

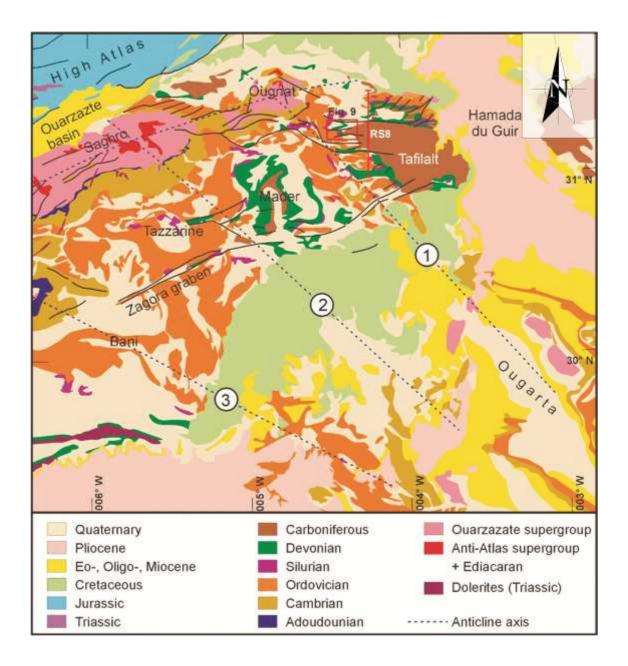


Fig. III 11 – Mapa geológica do sector Este do Anti-Atlas, onde se chama a atenção para a linha vermelha RS8, perfil sísmico (Fig. V. 12) realizado de modo a compreender em profundidade o sector Este do Anti-Atlas. Legenda: 1) anticlinal de Ougnate-Ouzina; 2) anticlinal de Sagro-Oum Jrane; 3) anticlinal de Bou Azzer. Retirado de Robert-Charrue & Burkhard, 2008.

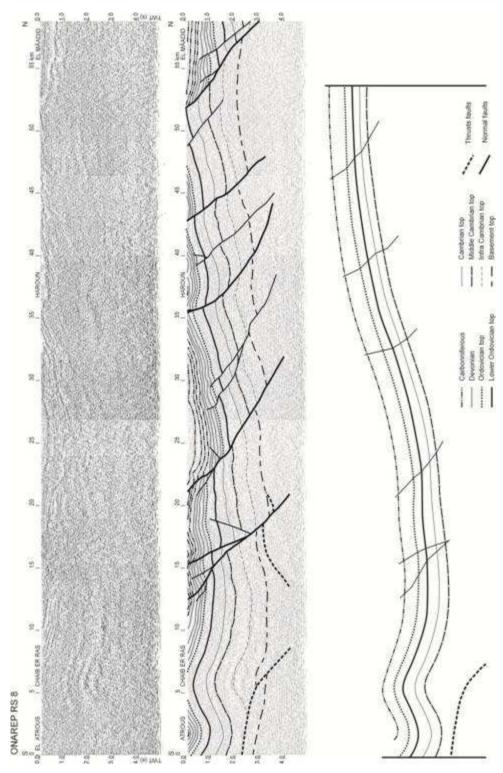


Fig. III.12 – Linha sísmica RS8 e respectiva interpretação, realizada por Robert-Charrue & Burkhard, 2008. Chama-se a atenção que o eixo vertical corresponde ao TWT (two wave travel), que corresponde ao tempo em segundos que a onda demora a chegar ao geofone, após a sua emissão. A primeira imagem corresponde ao perfil sísmico, a segunda corresponde à interpretação do mesmo e a terceira imagem corresponde ao perfil geológico anterior à fracturação frágil que se observa. Retirado de Robert-Charrue & Burkhard, 2008.

IV. A região de Tata no Anti-Atlas central: um análogo menor da colisão varisca?

Como já foi referido no Capítulo I, o presente trabalho visa estabelecer um modelo evolutivo e geodinâmico para a região de Tata, no Anti-Atlas, como um análogo a menores dimensões das grandes estruturas E-W dextrógiras variscas. Como também já foi referido, é globalmente aceite que o processo de colisão varisca consistiu num regime transpressivo direito, com direcção actual próxima de E-W (Arthaud & Matte, 1977; Shelley & Bossière, 2002; Simancas et al, 2005; Ribeiro et al, 2007; Dias et al, 2009,). Ao longo da Península Ibérica e Norte africano, é possível observar estruturas com essa orientação geral, com um espaçamento na ordem das centenas de quilómetros (rever Fig. I. 1). No Anti-Atlas o relevo montanhoso (Jbel) Bani possui uma direcção geral NE-SW, sendo que na região de Tata adquire uma direcção próxima de E-W, "recuperando" a sua direcção inicial uns quilómetros para Este. As dimensões desta curvatura, na ordem dos 30 quilómetros de comprimento, com excelentes condições de afloramento e o facto de a deformação atlásica ser muito pouco intensa, consistindo apenas em ligeiros uplifts eocénicos e do tardi-Miocénicos ao início do Pliocénico (Robert-Charrue & Burkhard, 2008), tornam mais fácil de estudar e compreender os processos de deformação variscos aqui sentidos.

No presente, existem dois modelos para compreender a virgação sofrida pela barra quartzítica ordovícica na região de Tata (Carig *et al*, 2004 e Dias *et al*, 2009) que serão analisados nos capítulos subsequentes.

O andar estrutural em que ocorreu a deformação aqui observada foi relativamente superficial, o que implica a escassez de elementos estruturais (e.g. clivagem), pelo que foi considerado útil recorrer a estudos de deformação finita através da análise de elipsóides de deformação em grãos de quartzo detríticos das bancadas quartzíticas de idade ordovícica. De facto, a análise dos padrões de deformação finita é geralmente

um bom método para diferenciar os mecanismos de deformação que estiveram presentes aquando dos processos de deformação (Ramsay, 1976). A quantificação da deformação foi obtida utilizando o Método de Fry normalizado (Erslev, 1988), para ajudar a clarificar e validar os modelos existentes para a região.

IV.1. Interpretações geodinâmicas actuais para região de Tata e as estruturas Este-Oeste variscas

Como foi referido anteriormente, existem dois modelos substancialmente diferentes para a génese da virgação das estruturas principais variscas na região de Tata. Estes modelos pretendem não só de explicar a grande curvatura evidenciada pela *Jbel* Bani, mas também explicar as heterogeneidades existentes na *Jbel* Rich (Fig. IV. 1 e Anexo 1).

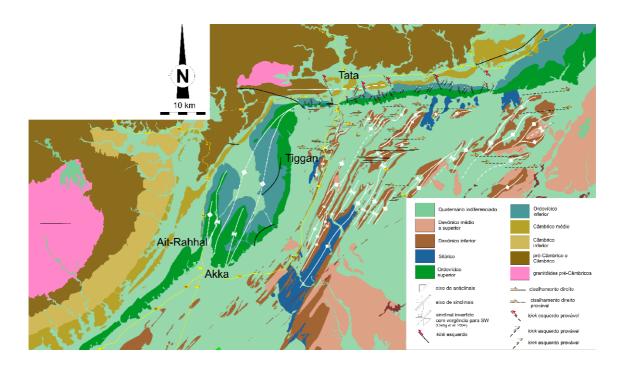


Fig. IV.1 – Interpretação estrutural para a região da Tata. Destaca-se a presença de um conjunto de cisalhamentos direitos, tanto na Jbel Rich como na Bani. É ainda de referir a forte presença de desligamentos esquerdos (NW-SE) e direitos (NE-SW) associados a bandas kink a afectar os quartzitos ordovícicos que compõem a Jbel Bani. Este mapa pode ser visto maior no Anexo 1.

IV.2.1. A estrutura de Tata: um evento tectónico localizado

A equipa de Martim Burkhard (precocemente falecido em 2006) da Universidade de Nouchatel, Suíça, tem publicado diversos estudos com um modelo interpretativo para a evolução do Anti-Atlas em geral (Helg *et al*, 2004; Burkhard *et al*, 2006; Robert-Charrue & Burkhard, 2008), e da região de Tata em particular (Cartig *et al*, 2004). No essencial, estes trabalhos defendem que a curvatura observada na *Jbel* Bani é o resultado de um padrão de interferência e reactivação como falha inversa de uma estrutura pré-varisca, a "Falha de Tata" (Fig. IV.2).

Assim, estes autores defendem que a evolução varisca para o Anti-Atlas comporta duas fases de deformação principais (D1 e D2, respectivamente), antecedidas por um forte evento de *rifting* generalizado, com fragmentação e estiramento crustal a afectar o soco cadominano. Quanto às duas fases elas consistem essencialmente num regime compressivo que deu origem à cadeia varisca, e a possibilidade da sua individualização decorre da existência da variação do campo de tensões (Fig. IV.3).

A D1 corresponde à primeira fase de inversão tectónica com direcção de compressão máxima NW-SE, em que a cobertura paleozóica sofre um dobramento poli-harmónico com plano axial de direcção NE-SW, a partir de descolamentos enraizados na base da cobertura sedimentar, num modelo em *trishear* (Robert-Charrue & Burkhard, 2008); neste processo, as camadas mais competentes sofrem dobramento flexural antecedido por encurtamento paralelo aos leitos (*layer parallel shortening*; Robert-Charrue & Burkhard, 2008). Este dobramento apresenta amplitudes na ordem das dezenas de quilómetros controladas pela espessura e competência das unidades quartzíticas (ordovícicas) e carbonatadas (devónicas), no seio de uma matriz menos competente de carácter xistento.

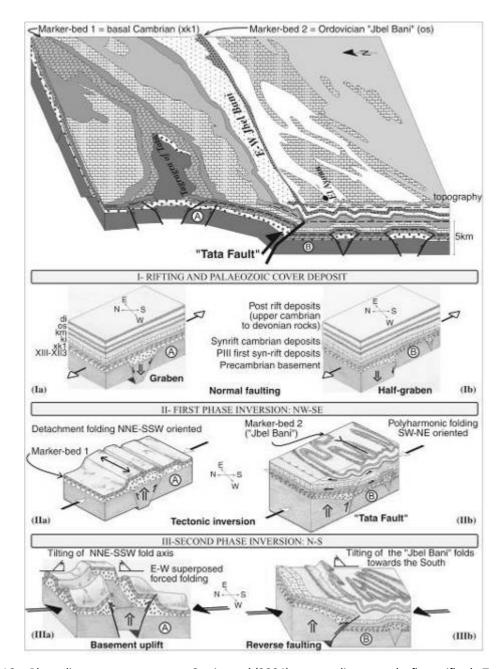


Fig. IV.2 – Bloco diagrama proposto por Cartig et al (2004) para explicar a evolução região de Tata-Akra. I) Fase extensiva durante o Proterozóico tardio, que leva à formação de horsts e grabens, concomitante com episódios de sedimentação sin-rift durante o Pré-Câmbrico a Câmbrico inferior. A sedimentação pós-rift atinge o Carbónico médio; II (a) e (b) – Primeira fase de deformação varisca (D1) com direcção de compressão máxima NW-SE, resultando num evento de inversão tectónica e dobramento poli-harmónico da cobertura paleozóica, a partir de descolamentos enraizados no Silúrico. II (a) – esquema apenas com os dobramentos dos sedimentos câmbricos, para destacar o descolamento basal entre o soco Precâmbrico e a cobertura paleozóica; II (b) – a Falha de Tata é reactivadada com uma cinemática de desligamento sinistrógira e inversa. Localmente, as dobras D1 sofrem arraste por desligamento próximo da Falha de Tata; III (a) e (b) – Segundo episódio compressivo D2, com campo de tensões próximo de N-S. III(a) – as dobras da D1 são redobradas por esta fase, basculando tanto para Norte como para Sul. Erosão concomitante com o levantamento tectónico origina as botoeiras. III(b) – A Falha de Tata é reactivada como falha inversa com um rejogo importante. A crista ordovícica (marcador 2) e as dobras D1 são tombadas para Sul, levando à formação da Jbel Bani. A SE da Bani, a interferência entre os dobramentos D1 e D2 leva à formação de um padrão em doma e bacia na Jbel Rich.

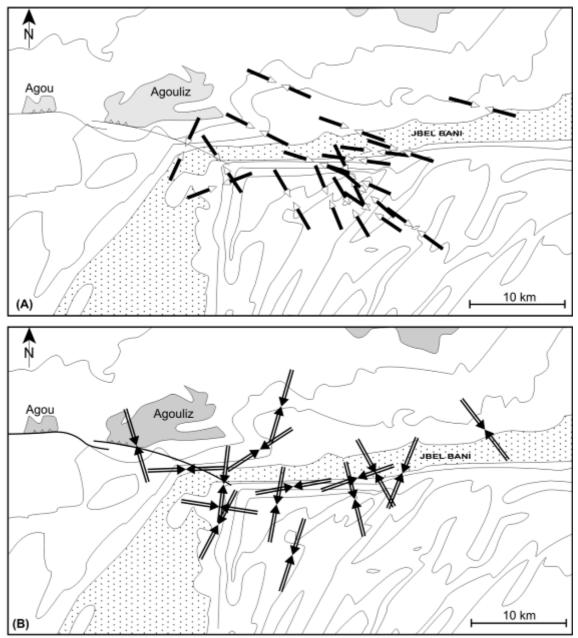


Fig. IV.3 - Campos de tensões sugeridos por Cartig et al (2004) para a segunda e terceira fase de deformação no sector de Tata, Anti-Atlas. As linhas a preto ténues correspondem aos limites geológicos. As manchas a cinzento correspondem às unidades Neoproterozóicas. A) Direcção máxima de compressão horizontal para a primeira fase de deformação; B) Direcção máxima de compressão horizontal para a segunda fase de deformação. Retirado de Cartig et al, 2004.

Por sua vez, a fase D2 ocorre também num regime compressivo, mas com a rotação do campo de tensões para uma direcção N-S. As dobras D1 são afectadas e inclinadas tanto para Norte como para Sul (Fig. IV.4), pelas estruturas inversas da D2.

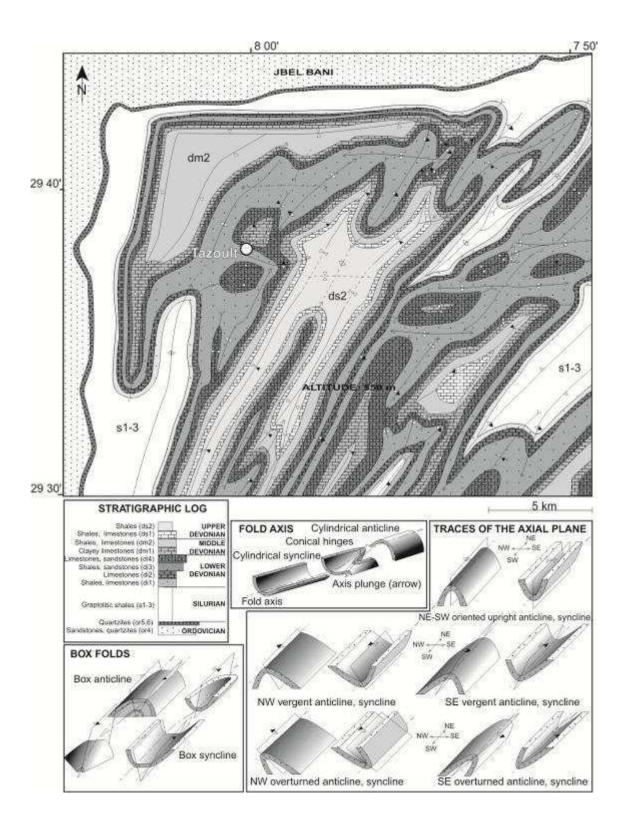


Fig. IV.4 – Mapa estrutural proposto por Cartig et al (2004) para o sector de Tazoult, localizado a SE de Tata, para um nível a cerca 550 metros de profundidade. A localização deste "mapa" é próximo da inflexão W da Jbel Bani. As diferentes geometrias das dobras são explicadas na legenda anexa. Comparar este mapa com o mapa proposto no Anexo 1. Retirado de Cartig et al, 2004.

A inversão das estruturas anteriormente normais provoca o soerguimento da crusta nos locais que correspondiam aos *grabens* extensivos e, concomitante ou subsequentemente, a erosão expõe as janelas estratigráficas paleozóicas e précâmbricas. A Falha de Tata é reactivada como uma falha inversa com um importante rejogo de subida do bloco setentrional em relação ao bloco meridional, em que a bancada quartzítica de idade ordovícica é basculada e inclinada para Sul, formando a actual *Jbel* Bani.

Nesta fase, a "Falha de Tata" funciona como uma falha inversa reactivada em regime de *strike-slip*, com uma componente sinistrógira. Os dobramentos desta fase sofrem localmente arraste por desligamento, nas zonas de influência da Falha de Tata. As dobras D1 são afectadas e inclinadas tanto para Norte como para Sul (dobramentos em caixa), pelas estruturas inversas de segunda fase. A inversão das estruturas anteriormente normais provoca o soerguimento da crusta e, concomitante ou subsequentemente, a erosão expõe as janelas estratigráficas ante-paleozóicas. Nesta fase a Falha de Tata é reactivada com uma falha inversa com um importante rejogo, em que a bancada quartzítica de idade ordovícia é basculada e inclinada para Sul, formando a actual estrutura da *Jbel* Bani (rever a Fig. IV.2).

Ainda segundo os mesmos autores, a Sul da *Jbel* Bani, a sobreposição de dobramentos da fase D2 sobre os dobramentos D1 provocam um de padrão interferência de dobramentos na *Jbel* Rich (Fig. IV.4 e 5), responsável pela curvatura dos eixos das dobras D1 de direcções NE-SW para direcções próximas de E-W. Ambas as fases compressivas envolvem o soerguimento do soco num estilo de deformação *foreland* característica da orogenia Lamaride, das montanhas Rochosas (Cartig *et al*, 2004). Estes autores interpretam a variação do campo de tensões de NW-SE para N-S perto de Tata como um fenómeno local de constrição com o levantamento progressivo e individualização de blocos do soco, que afecta a cobertura paleozóica já deformada.

Em alternativa, propõem que a região de Tata pode ser a zona mais a Oeste do padrão de interferência entre o Anti-Atlas e a cadeia intracratónica Ougarta (Cartig *et al*, 2004) (rever Fig. III.11).

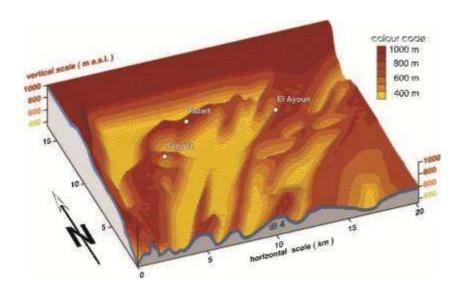


Fig. IV.5 – Modelo 3D de uma bancada Ordovícica (horizonte "di4" composto por arenitos e calcários), interpretado pela equipa de Burkhard, como a interferência de duas fases de dobramento, num padrão em doma e bacia. Retirado de Cartig et al, 2004.

A idade da deformação varisca para o Sudoeste Anti-Atlas é no geral aceite como pertencente às fases finais variscas, mais especificamente de idade Viseana (Cartig *et al* 2004; Michard et al, 2010) (Fig. IV. 6). Para Frizon-de-Lamotte *et al* (2000) *in* Cartig *et al* (2004), a topografia actual e relevo elevado do Anti-Atlas requer ainda uma fase de levantamento e erosão recente, provavelmente como resposta à inversão tectónica sofrida pelo Alto-Atlas durante o Miocénico tardio. Algumas falhas inversas de menores dimensões ou desligamentos direitos observados perto de Tata (como por exemplo a falha de Agouliz, a ENE de Tata) (Fig. IV. 1) podem ser associadas a esta fase compressiva mais recente (Cartig *et al*, 2004).

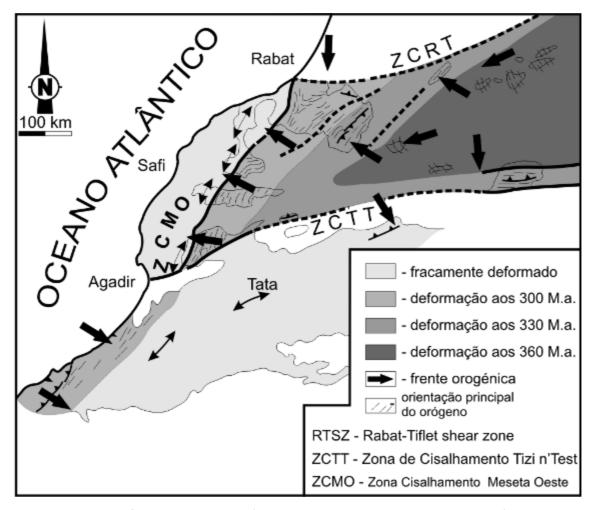


Fig.v. 6 – Idade da deformação para os domínios da Meseta e Saariano. Adaptado de Piqué, 1994.

É contudo importante de referir que, sendo o padrão estrutural do dobramento varisco errático tanto a Norte como a Sul da área, Soualimani & Burkhard (2008) afirmam que o modelo acima exposto não é suportado por evidências de campo como eixos de dobras redobrados ou interferência de planos de clivagem, além de que se identifica um padrão regional que por sua vez sugere uma tectónica de mosaico de blocos do soco.

IV.2.2. A estrutura de Tata: o efeito de evento tectónico global

Outra forma de analisar a curvatura observada na direcção das principais estruturas variscas na região de Tata, é integrando-a na tectónica regional Varisca. Nesta perspectiva, a orientação E-W de Tata apareceria como a expressão visual de um cisalhamento profundo num estilo thick-skin, com componente de movimentação direita e eventualmente do tipo transpressivo, que se encontraria associado e subparalelo às grandes estruturas E-W variscas que afectam a Europa, Norte Africano e Estados Unidos (rever Fig. I.1). Desta forma, a deflexão sofrida por esta bancada quartzítica não é um fenómeno local como defendido pela equipa de Burkhard, mas antes o efeito de um evento regional. Efectivamente, o modelo actualmente definido para as fases finais da colisão varisca consiste num regime transpressivo dextrógiro (Arthaud e Matte, 1977; Shelley e Bossière, 2000; 2002; Ribeiro et al 1995; 2007; entre outros), responsável pelas principais estruturas variscas observadas tanto na Ibéria como em Marrocos (Leal Machado et al, 2006; Dias et al, 2009; Hadani & Dias 2010). Apesar da presença de fracturas frágeis e dúcteis ao longo desta enorme faixa e das evidências paleogeográficas a apoiar estes modelos (Shelley & Bossière, 2000; 2002; Simancas et al, 2005; Ribeiro et al, 2007; entre outros), estudos subsequentes não encontraram evidências do padrão de fracturação conjugado expectável com direcção NNW-SSE direita, predominando apenas as zonas de cisalhamento com direcção NNE-SSW. Apesar de na Ibéria a maioria das estruturas geradas nas fases finais da colisão varisca serem explicadas por encurtamento principal N-S, Ribeiro et al (1979) propuseram um outro campo de tensão com compressão máxima E-W para o sector Oeste da Ibéria, pretendendo assim encontrar uma explicação algumas das estruturas existentes. Em Ribeiro (2002) foi apresentado um novo modelo (posteriormente desenvolvido por Ribeiro et al, 2007), em que toda a fracturação tardivarisca da Ibéria seria explicada por único regime tectónico em dominó. Neste novo modelo, a tensão compressiva máxima para todo o processo final de deformação varisca tem uma direcção geral próxima de E-W, sendo a componente de desligamento da movimentação concentrada nos grandes cisalhamentos transformantes no bordo Norte e Sul da Ibéria, a falha Norte Pirenaica e a transformante Açores-Gibraltar,

respectivamente, bem como num cisalhamento E-W em *grosso modo* associado à Cordilheira Central (Fig. IV.7).

Como já foi referido, este modelo vai favorecer o desenvolvimento de cisalhamentos NNE-SSW sinistrógiros inicialmente apenas descritos no Norte de Portugal (Ribeiro et al, 1979) destacando-se as Falhas da Vilariça e de Régua – Chaves – Verin, em regime de transição dúctil-frágil (Mateus, 2005 in Ribeiro, et al 2007) e que se propagam durante o Carbónico superior (Marques, 2002 in Ribeiro et al, 2007). Ainda de acordo com Ribeiro et al (2007), estas estruturas NNE-SSW vão limitar os dominós que se vão gerar por acção dos cisalhamentos principais E-W direitos. Posteriormente, trabalhos desenvolvidos na zona Sudoeste de Portugal indicam a presença de estruturas com a mesma orientação e movimentação em sedimentos carbónicos, Caroça & Dias (2002), Dias et al (2009) e Basile & Dias (2010) em que, inclusivamente, estes controlam a orientação geral do litoral Sudoeste português (Caroça e Dias, 2002, Dias, et al, 2009, Basile & Dias, 2008; 2010). Por fim, o mesmo estilo tectónico foi descrito para alguns sectores marroquinos, nomeadamente Adassil e Azegour (Hadani, 2003; 2009; 2010; Leal Machado et al, 2006; Dias et al, 2009), também associados a grandes zonas de cisalhamento direitas E-W a ENE-WSW (Piqué, 2001; Hourari, & Hoepfner, 2003; Hoepfner, 2005; Simancas et al, 2005; Michard et al, 2010). Por fim, é importante destacar a presença de outras evidências de cisalhamento dextrógiros ainda noutros sectores marroquinos, tal como na região de Tazetot-Aguelmous para a Meseta Oeste, Tan Tan (Dias et al, 2010) e Tata (Almeida & Dias, 2010) para o Anti-Atlas (Fig. IV.8).

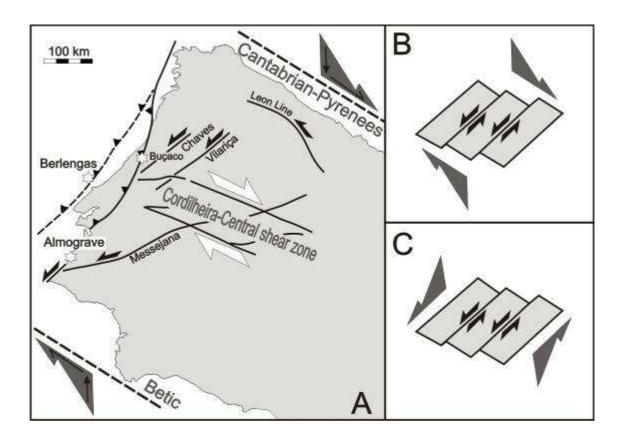


Fig. IV.7 – Modelos interpretativos alternativos para a génese das estruturas tardi-variscas da Península Ibérica. A) Principais estruturas geradas durante a tectónica tardi-varisca na Ibéria; B) Modelo em dominó, no qual a cinemática esquerda das falhas NNE-SSW é o resultado da rotação antitética de blocos, induzido pelo cisalhamento direito principal ao longo das orientações próximas de E-W. C) Modelo alternativo segundo o qual os cisalhamentos esquerdos NNE-SSW resultariam de uma compressão máxima N-S, tendo como conjugados acidentes NNW-SSE direitos. Retirado de Dias et al, 2009.

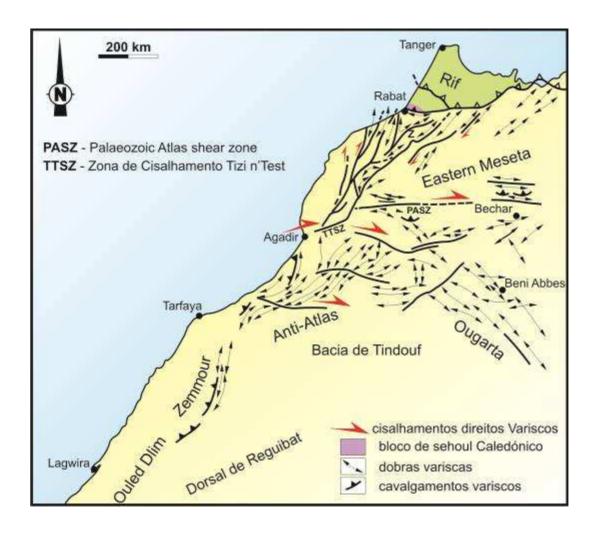


Fig. IV.8 – Evidências de cisalhamentos direitos variscos no sector marroquino

No que concerne às idades de deformação, é possível enfatizar que os cisalhamentos sinistrógiros são posteriores ao Vestefaliano D (idade mais recente dos metasedimentos deformados) e anteriores ao Triásico inferior (Dias & Ribeiro, 2002) (rever Fig. IV.6). Posteriormente, estes cisalhamentos foram reactivados pelo início da orogenia alpina, controlando a evolução das bacias triásicas no Sudoeste de Portugal (Dias & Ribeiro, 2002).

Em conclusão, para os sectores aqui analisados as fases finais da deformação varisca são caracterizadas pelo predomínio de zonas de cisalhamento direitas NE-SW a ENE-WSW, sem evidências dos respectivos conjugados. Este comportamento penetrativo, juntamente com a importância dos cisalhamentos direitos principais e à escala do orógeno, indica que os cisalhamentos estudados (Sudoeste de Portugal, Adassil e

Azegour) encontram-se na dependência de estruturas próximas de E-W de grandeza superior, sendo antitéticas a elas.

IV.2. Análise geométrica e cinemática da região de Tata

Como já foi referido, os principais elementos geográficos são a *Jbel* Bani (estrutura monoclinal ou dobrada composta essencialmente por quartzitos de idade ordovícica), a *Jbel* Rich (região constituída por calcários devónicos com dobras com amplitudes na ordem das dezenas ou centenas de metros) e a *Jbel* Ouarkziz, que marca a bordadura setentrional da Bacia de Tindouf (monoclinal inclinado para Sul, constituído por fácies continentais de idade carbónica), num relevo tipicamente apalachiano (Fig. IV.9).

Para simplificar a análise estrutural da região e pelo facto de se observarem estilos de deformação substancialmente diferentes em cada elemento geográfico anteriormente referido, o que é devido ao forte contraste reológico, foi decidido dividir esta análise em três sectores: *Jbel* Rich, *Jbel* Bani e domínios setentrionais a Norte da *Jbel* Bani. A *Jbel* Ouarkziz não se encontra afectada pelos mesmos processos de deformação (visto serem formações paleozóicas pós-deformação principal), pelo que não será considerada nesta análise, cujo objectivo principal é a compreensão da génese da deflexão que a orientação das estruturas variscas sofre na região de Tata. São aqui considerados uma sucessão de processos geodinâmicos diacrónicos e contínuos, que quando necessário serão separados e hierarquizados em diferentes episódios, com o objectivo de facilitar a compreensão da evolução geodinâmica que a região de Tata sofreu.



Fig. IV.9 — Principais elementos geomorfológicos da Região de Tata, Anti-Atlas, Marrocos. A Jbel Bani consiste numa crista quartzítica de idade ordovícica, a quem é imposta uma curvatura na região de Tata e separa dois estilos de deformação diferentes, o do sector norte e o do sector Sul. Imediatamente a Sul, destacam-se uns relevos de menor amplitude, a Jbel Rich, composta por dobramentos cilíndricos em sedimentos devónicos. Por fim, a marcar a fronteira entre Marrocos e Argélia, a Jbel Ouarkziz, bordadura setentrional do bordo do Cratão Oeste Africano, com sedimentos de idade Carbónica. Imagem retirada de Google Earth 2011.

IV.2.1 A Jbel Rich

Como já foi referido, do ponto de vista litoestratigráfico a *Jbel* Rich consiste num conjunto alternado de calcários, arenitos e argilas de idade devónica, localizados a Sul da *Jbel* Bani. Neste pacote sedimentar identifica-se uma sequência de dobramentos anticlinais e sinclinais com os planos axiais dispostos preferencialmente numa direcção regional geral de N40-45ºE, correspondentes à *Jbel* Rich, numa estrutura dominada por desligamentos direitos (Fig. IV.10) consistente com uma direcção de compressão máxima WNW-ESE, concordante com o modelo apresentado em Ribeiro *et al* (2007).

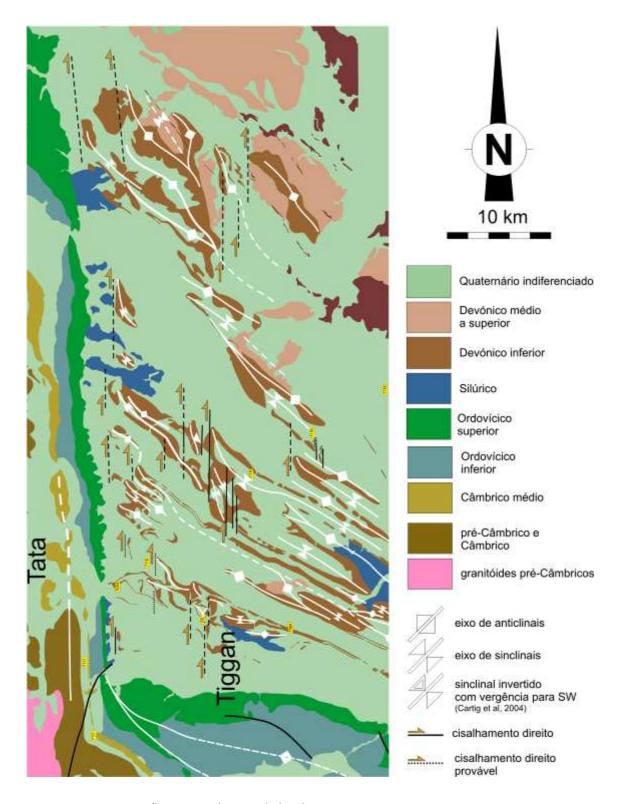


Fig. IV.10 – Interpretação estrutural para a Jbel Rich.

Este episódio de deformação encontra-se associado ao primeiro episódio de deformação compressiva D1, característico do Paleozóico superior, em que os xistos silúricos que se encontram na base destes sedimentos devónicos aparentam funcionar

como um nível de descolamento num regime de desligamento direito e promovendo o dobramento cilíndrico observado nos sedimentos pós-devónicos, geograficamente dispostos no sector Sul da região estudada. O possível enraizamento do nível de descolamento nos xistos do Silúrico é justificado pelo forte *decoupling* da deformação em baixo (*Jbel* Bani) e acima (*Jbel* Rich) deles, sendo por isso necessária a existência de um nível de descolamento para acomodar os dois estilos de deformação tão distintos. Os planos axiais de dobramento destas unidades são abruptamente interrompidos no bordo Sul E-W da *Jbel* Bani, sofrendo em alguns casos uma forte variação da direcção regional NE-SW, para uma direcção local próxima de E-W. São ainda observados dobramentos com planos axiais E-W, no seio dos dobramentos principais D1 (Fig. IV.11). Cartig *et al* (2004) interpretam este padrão como dobramentos de interferência no seio dos dobramentos NW-SE (rever Fig. IV.4).

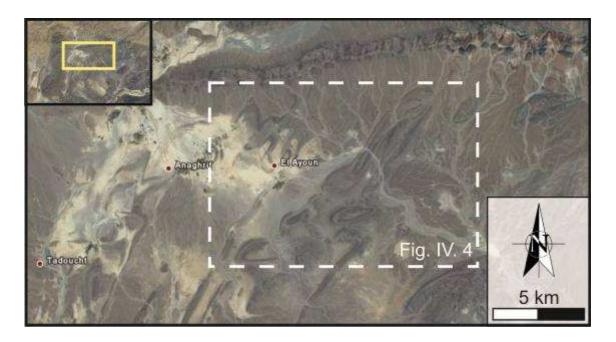


Fig. IV.11 — Ampliação feita a partir da Fig. IV. 9, onde se observa com mais detalhe a Jbel Rich e os dobramentos com planos axiais próximo de Este-Oeste, no seio das dobras com as orientações principais variscas. Imagem retirada do Google Earth 2011.

Contudo, a análise da imagem de satélite, complementada com alguns dados de campo nunca demonstram a existência de dobras redobradas, pelo que privilegiamos uma justificação alternativa, em que as orientações anómalas ENE-WSW a E-W dos dobramentos seriam o resultado da deflexão do dobramento regional induzido pela influência dos cisalhamentos E-W para este local (Fig. IV.12).

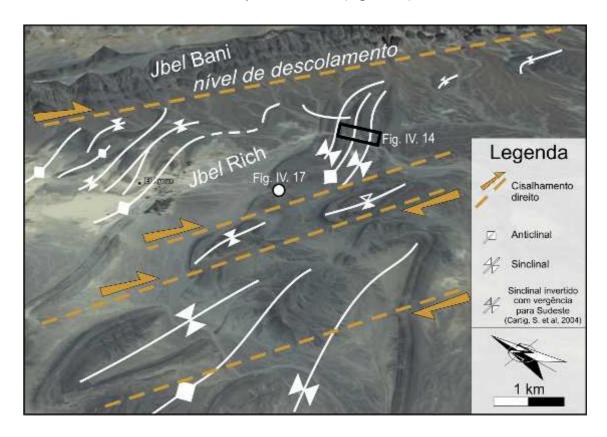


Fig. IV.12 — Vista para Nordeste, onde se observa a deflexão sofrida pelos planos axiais de dobras nos sedimentos devónicos da Jbel Rich ao aproximarem-se da Jbel Bani, que variam de direcções gerais de N45°W para Este-Oeste. Nesta imagem observa-se também os dobramentos com planos axiais próximos de E-W, nas unidades devónicas da Jbel Rich.

Ainda à escala da imagem de satélite, são possíveis observar várias rupturas frágeis com rejeitos direitos nos leitos mais competentes a acompanhar as curvaturas dúcteis nos planos axiais de dobramento D1 a afectarem os sedimentos devónicos (Fig. IV.13A e 13B). Estes desligamentos são frequentes para esta região, sendo compatíveis com o campo de tensões com a direcção de compressão máxima próxima de E-W anterior, num regime de deformação dúctil-frágil, em que nos níveis argilosos a deformação é

mais dúctil (observam-se planos axiais de dobras curvados), enquanto nos níveis mais competentes ocorre ruptura. É de sublinhar que os flancos das dobras possuem inclinações opostas, pelo que esta ruptura não pode ser interpretada como um rejeito aparente, apenas podendo ser explicada através de uma componente de desligamentos direita, atestando a presença deste estilo de deformação para esta região.

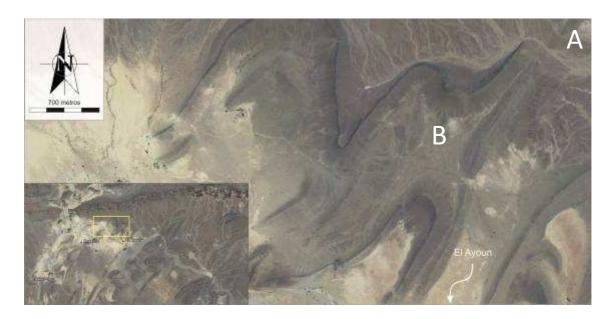




Fig. IV.13 — A) Detalhe da Jbel Rich; B) interpretação estrutural da mesma. Por uma questão de simplificação apenas foram apresentados os planos axiais de dobras e as prováveis zonas de cisalhamento. Imagem retirada do Google Earth 2011.

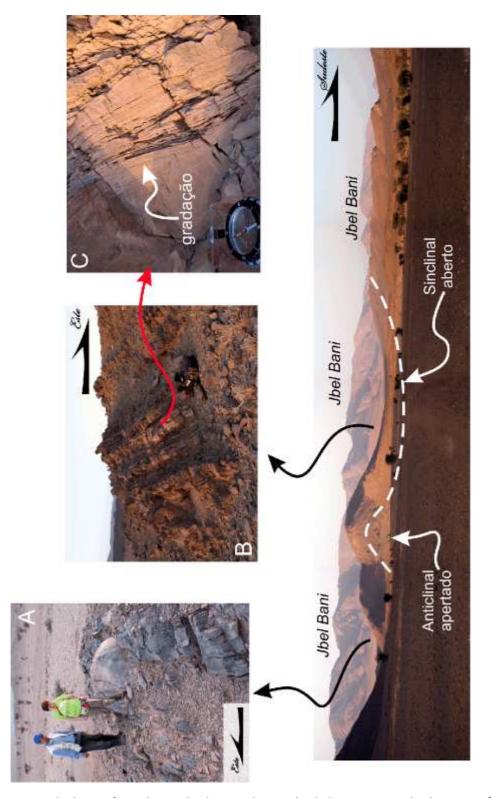


Fig. IV.14 — Exemplo da sequência de anticlinal apertado e sinclinal aberto na zona de El Ayoun. A foto -A mostra a inclinação para Oeste das bancadas, e a presença de um enorme balastro, que também é indicador de polaridade, tendo em conta o comportamento dos sedimentos no seu redor. A foto B mostra o outro flanco da dobra, a inclinar para Este, com critérios de polaridade bastante claros (foto C), a indicar o topo da camada, neste flanco da dobra, para Este.

Perto de El Ayoun, os dados de campo demonstram que os sedimentos devónicos da *Jbel* Rich encontram-se afectados pela fase de deformação varisca D1, aqui caracterizada por um conjunto de dobramentos em anticlinal apertados e em sinclinal abertos (Fig. IV.14), onde se identifica claramente a polaridade normal das camadas através de critérios como gradação das camadas, paleocanais (Fig. IV.15), ou estratificação entrecruzada (Fig. IV.16), bem visíveis tanto neste como em outros locais.

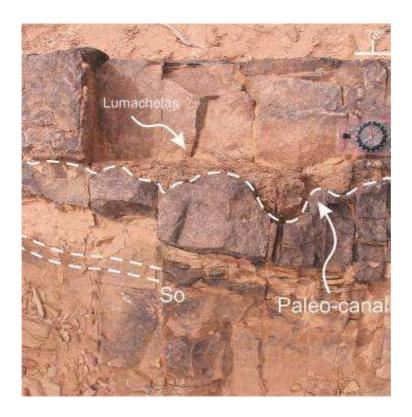


Fig. IV.15 — Bancada mais competente com paleocanal escavado e preenchido por lumachelas. Este critério indica topo para Noroeste, correspondendo a um flanco normal de um anticlinal na Jbel Rich. A seta vermelha na bússola indica o Norte magnético. Afloramento perto de El Ayoun, no flanco W de uma dobra da primeira fase de deformação.

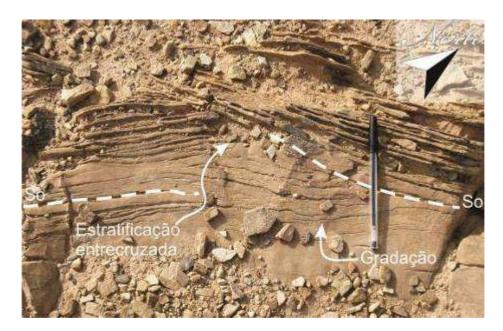


Fig. IV.16 — Critérios de polaridade em sedimentos devónicos, perto de El Ayoun. Nesta fotografia, observa-se claramente a gradação sedimentar e a estratificação entrecruzada, indicando topo para Norte

.

A cerca de 16 quilómetros para Sudeste deste afloramento e a Sul da *Jbel* Bani Bani, foi observada uma virgação nos sedimentos devónicos potencialmente indicadores de uma banda c – c' dextrógira (Fig. IV.17A e 18). Este local encontra-se perto de uma das dobras com planos axiais ENE-WSW, o que é potencialmente um bom local para encontrar evidências para compreender a formação destes dobramentos E-W. Aqui, observa-se uma forte perturbação na direcção regional da estratificação, que muda de uma direcção (N65°E, 70°S) para (N70°W, 70°N) na zona central, readquirindo posteriormente uma direcção (N70°E, 65°S). Na zona central destaca-se também que se encontra em flanco inverso, indicador de uma perturbação tectónica que afecta estes sedimentos, enquanto os outros dois sectores a polaridade é normal. Mais uma vez, os critérios de polaridade são claros, com a presença de marcas de ondulação (ripple marks; Fig. IV.17 B) e estratificação entrecruzada. Na zona central e perto do flanco invertido, foram identificadas pequenas falhas com componente inversa e de desligamento direito, com direcção (N56-76°W, 44°S) e subida do bloco Norte. Uns metros mais a Sul, é identificado um conjunto de fendas de tracção centimétricas com direcção E-W.

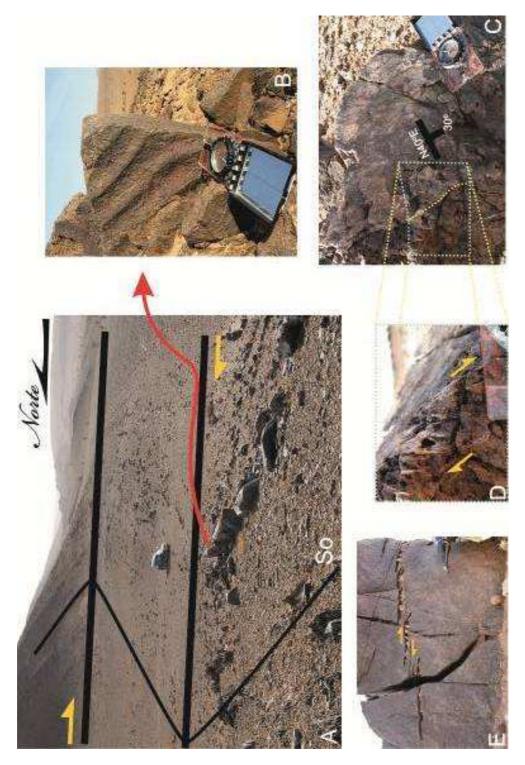


Fig. IV.17 – A) Deflexão acentuada nas unidades devónicas da Jbel Bani a indicar um desligamento direito. A) fotografia geral onde se interpreta as falhas c linha; B) Ripple marks a indicarem topo das bancadas para Sul; C) Falha normal (N40°E, 30°NW); D) outro plano da falha normal, onde se observam veios d quartzo a indicar o critério normal. E) poucos metros para E observam-se fendas de tracção centimétricas, a indicarem um regime de desligamento direito para a sua formação, com compressão ENE-WSW. Fotografia vista para Este.

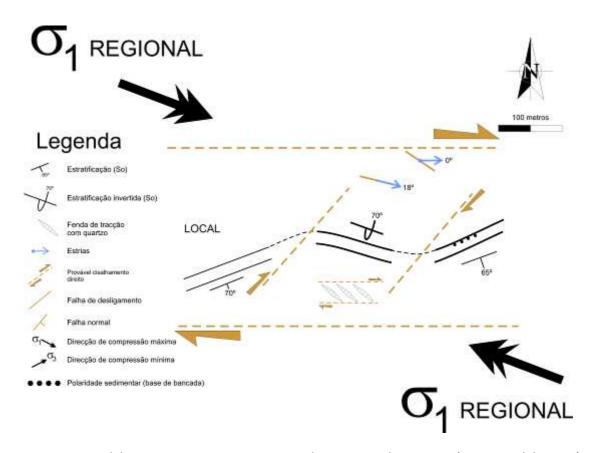


Fig. IV.18 – Modelo interpretativo para a origem da estrutura da Fig. 14. A), num modelo C – C'.

Por fim, um pouco mais para Oeste é observada uma falha normal (N40°E, 30°NW) de reduzidas dimensões (Fig. IV.17 C e D e Fig. IV.18).

É aqui apresentado um modelo para o desenvolvimento deste flanco inverso, englobando as fendas de tracção e falhas inversas. Assim, a estratificação inicial dos sedimentos devónicos dispõe-se numa direcção N65 $^{\circ}$ -70E, 65-70 $^{\circ}$ S. Ela é tectonicamente afectada por D1 em regime em desligamento direito, que vai gerar novas estruturas no seio dele, num regime de deformação progressiva em andar estrutural alto. Dentro deste contexto, desenvolvem-se fendas de tracção dispostas E-W, o que indica um campo de tensões com compressão máxima WNW-ESE, concordante com o campo de tensões varisco para a região. Concomitante com este processo de deformação e contemporaneamente ao desligamento direito regional, desenvolve-se uma banda c-c' com direcção *grosso modo* NE-SW direitas. Estas fracturas NE-SW são concordantes com as movimentações cavalgantes observadas nas

estruturas oblíquas (N56-76°W, 44°S) ao campo de tensões regional, indicado pela direcção (0º, 18ºE) das estrias contidas no plano de fractura. Ao mesmo tempo, a zona central desta estrutura é afectada por estes desligamentos NE-SW que sofre rotação, chegando a inverter totalmente originando o flanco inverso observado. No campo, nos locais expectáveis de encontrar as bandas c – c' não se observa afloramento, podendo esta ausência ser justificada pela fracturação que este processo de deformação pode ter induzido neste local. Por fim, convêm notar que o andar estrutural desta deformação é muito alto o que pode ter inibido o desenvolvimento de mais estruturas neste local, sendo a deformação aqui observada compatível com a deformação dúctil-frágil observada na (Fig. IV.7).

Foi também analisada em detalhe um padrão de dobramento anómalo junto a Tiganne, na estrada que liga Tata a Akka (Fig. IV.19), que tinha sido interpretado pela equipa de Burkhard como um dobramento de interferência (rever Fig. IV.4). Contudo, é possível apresentar uma nova hipótese para a formação deste dobramento, como o resultado da influência de um cisalhamento direito com direcção próxima de E-W, aliado ao facto de esta estrutura se encontrar alinhada com os outros dobramentos de eixo E-W, já interpretados como o efeito de uma tectónica cisalhante direita.

Os dados recolhidos não foram conclusivas, devido à já referida escassez de estruturas que se basearam essencialmente no comportamento geométrico da estratificação, indicando a presença de uma bacia (Fig. IV.19). Nesta estrutura foi observada também uma fracturação intensa com direcção (N12°E, 80°SE), com uma fracturação forte na sua dependência com direcção (N30°E, 80°NE).



Fig. IV.19 — Dobramento de interferência D1b, na zona de Tiggane. Os dados obtidos não são conclusivos, sendo que a inclinação e a estratificação variam de acordo com a posição desta estrutura em sinclinal, sendo que todos os flancos se encontram a inclinar para o centro do sinclinal, aproximadamente no centro da figura. Imagem retirada do Google Earth 2011.

IV.2.2 A [bel Bani

Como já foi referido, a *Jbel* Bani consiste essencialmente numa barra quartzítica de idade ordovícica formada por 4 sequências onde predominam bancadas métricas de quartzitos separadas por sequências predominantemente xistentas o que confere a todo o conjunto características reológicas profundamente distintas dos sectores adjacentes. Esta barra na região de Tata sofre uma deflexão anómala da sua direcção em relação à estrutura geral varisca do Anti-Atlas. Como já foi referido, a disposição geral varisca possui uma orientação geral NE-SW, sendo que na região de Tata estes

sedimentos ordovícicos sofrem uma deflexão acentuada, formando uma barra com direcção próxima de E-W, inclinando cerca de 80º para Sul (Fig. IV.20).

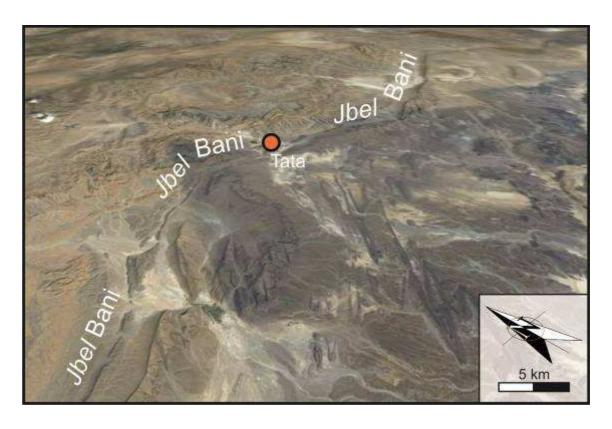


Fig. IV.20 — Deflexão acentuada das bancadas quartzíticas da Jbel Bani na região de Tata.

Os recentes avanços tecnológicos no *software Google Earth* permitiram um aumento muito grande na resolução das imagens de satélite disponíveis para a região de Tata. Este facto possibilitou uma análise estrutural mais detalhada e a diferentes escalas desta barra, o que permitiu identificar um padrão de dobramentos em *kink* na *Jbel Bani* que apenas aparece no sector E-W da crista; estas estruturas ainda não foram descritas na literatura, não existindo também qualquer referência bibliográfica a ele para todo o Anti-Atlas, sendo em seguida apresentados alguns exemplos destas estruturas (ver a localização dos afloramentos em Fig. IV.21).



Fig. IV.21 - Localização das outras figuras, dentro da Jbel Bani.

A análise conjunta da imagem de satélite e dos dados obtidos no campo mostram, ao longo da *Jbel* Bani, a coexistência de bandas em *kink* assimétricas esquerdas e direitas associadas a dobras em *chevron*, com a presença de desligamentos direitos em regime de estratificação cinematicamente activa (Fig. IV.22). Este estilo de deformação concentra-se ao longo de todo o sector E-W (e apenas nele) da barra quartzítica Bani e a diferentes escalas, não sendo observados nos ramos com a direcção varisca regional NE-SW para o Anti-Atlas. Estes dobramentos com geometria do tipo *kink* e/ou *chevron* possuem cinemáticas esquerdas associadas a planos axiais NW-SE a WNW-ESW e cinemáticas direitas associadas a planos axiais NE–SW a WNW–ESW (Fig. IV.23 à 27).

Por vezes, os *kinks* direitos provocam inclusivamente ruptura frágil e planos de desligamento aproximadamente paralelos à estratificação e com cinemática direita (Fig. IV.23, 24 e 26), havendo pontualmente uma ou outra situação de ruptura de *kink* esquerdo (Fig. IV.23 e 25). É ainda de referir a existência de um conjunto de *kinks* direitos regularmente espaçados que afectam a *Jbel* Bani e que se prolongam para os domínios setentrionais dela, co-existindo com outros *kinks* também direitos e a outras escalas. Em oposição, os *kinks* esquerdos concentram-se principalmente na barra quartzítica.

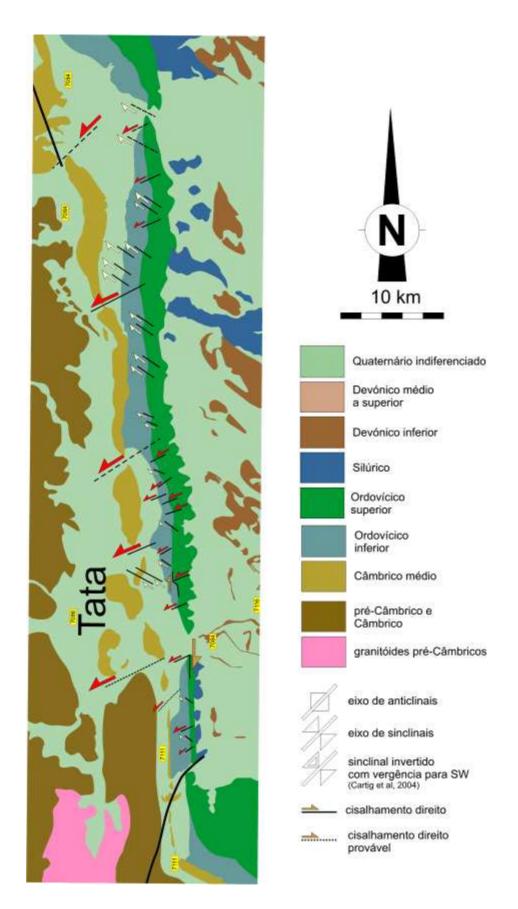


Fig. IV.22 – Interpretação estrutural do sector E-W da barra quartzítica Bani.



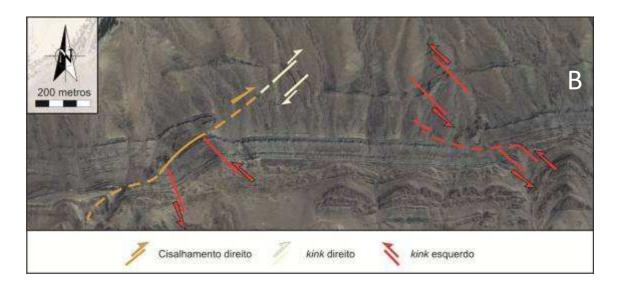


Fig. IV.23 – A) Imagem Google Earth com kinks conjugados B) Interpretação dos kinks conjugados e cisalhamento direito regional.





Fig. IV.24 — A) Imagem Google Earth sem interpretação. B) Interpretação de um kink direito com ruptura de flanco típico da geometria e cinemática existente no sector E-W da Jbel Bani.

A cerca de 12 quilómetros a sul de Tata, um *oued* (rio) atravessa a *Jbel* Bani, fazendo um corte perpendicular a esta. Este corte pode ser acedido seguindo a estrada N12 em direcção a Akka (para Sul), correspondendo este a um afloramento crítico (Fig. IV 26). Neste local são observadas bancadas quartzíticas com leitos de espessura métrica a centimétrica (Fig. IV 26 A e A₁) e estratificação (N70°E-90°E, 70°N a sv). O topo destas bancadas encontra-se para Sul, o que é indicado pela gradação de leitos (Fig. IV 26 A₁)

e marcas de ondulação (Fig. IV 26 D). Neste afloramento observam-se três tipos de estruturas de origem tectónica, nomeadamente um desligamento direito (E-W) paralelo à estratificação (Fig. 26 A, B e C), um conjunto de dobramentos em *kink* esquerdos (N34ºW, sv?) e direitos (N36º-54ºE, sv?) a várias escalas (Fig. IV.28) e um desligamento esquerdo (N40ºE 85ºNW).





Fig. IV.25 – A) Imagem Google Earth sem interpretação. B) Interpretação de uma banda kink direita e esquerda, juntamente com chevrons esquerdos

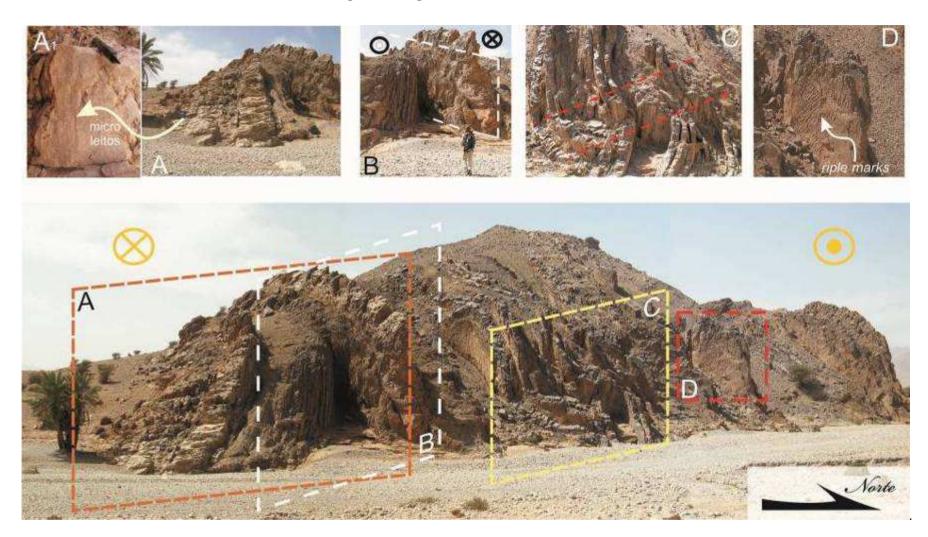


Fig. IV.26 — Aspecto geral do Afloramento transversal à Ibel Bani. A - Detalhe da espessura variável das bancadas quartzíticas, com a bancada mais à direita aparentemente a cavalgar em regime de desligamento esquerdo inverso; A_1 — Microleitos no quartzito; B — Níveis pelíticas a serem truncados por um nível quartzítico em regime de desligamento esquerdo; C —Kink esquerdo com direcção NNE-SSW; D — riples marks.

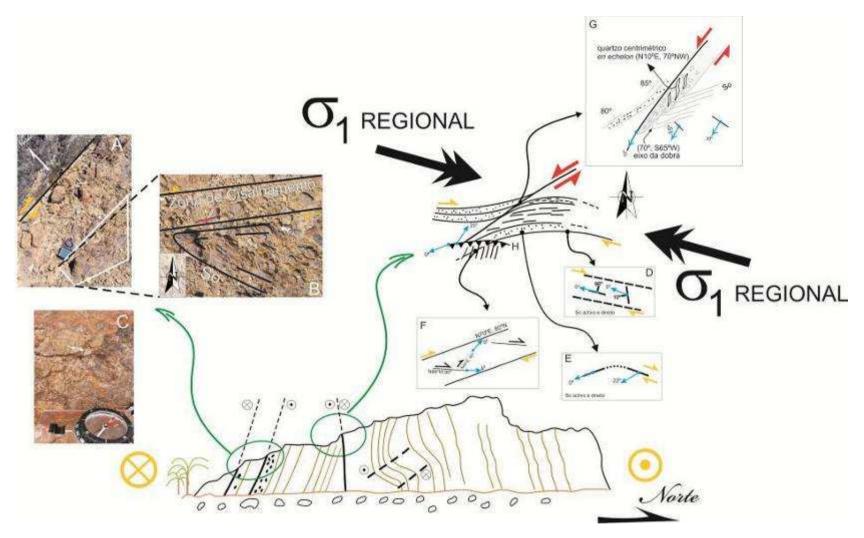


Fig. IV.27 – Interpretação estrutural do cisalhamento direito e kinks esquerdos que afectam este sector da Jbel Bani. A) Estratificação activa em regime direito; B) dobra de arraste associado ao desligamento direito; C) Estrias a indicar componente de desligamento; D e E) estratificação activa a indicar desligamento direito; H) falha inversa cavalgante para Norte, provavelmente efeito do kink esquerdo que se localiza poucos metros a Norte; G)Desligamento esquerdo tardio (?). Escala indicada pelas palmeiras existentes a Sul.

O regime de cisalhamento dextrógiro é caracterizado pela presença de estratificação activa com direcção aproximadamente (N84°W, 84°N a sv). O critério de desligamento é evidenciado pela presença de estrias a indicar componente de desligamento (Fig. 27 C, B, D, E), enquanto o critério dextrógiro é apoiado pela presença de uma dobra de arraste direita com eixo (63º, N58ºE) (Fig. IV.27 B) e em ressaltos no plano de So associados às estrias. É também observado um conjunto de estruturas menores dentro do cisalhamento principal (N70ºE, 80ºN), com direcção (N86ºW,90º) e (N40ºE, 90º). Estas sugerem a presença de um sistema *Riedel* com falhas R (N86ºW,90º) e P (N40ºE, 90º) (Casciello *et al*, 2004). A cinemática destes planos menores é direita, indicada pela presença de estrias (4º, S86ºE) na falha R e estrias sub-horizontais na falha P.

Este cisalhamento direito encontra-se afectado por um conjunto de desligamentos esquerdos em regime dúctil-frágil (Fig. IV.27 G) com atitude (N40ºE, sv). Poucos metros para Sul, conflui o desligamento esquerdo no desligamento direito numa zona bastante perturbada, onde se observa uma falha inversa (N80ºW, 35ºSW), com estrias (35°, N12°E) a indicar o cavalgamento do bloco Sul. Este cavalgamento pode ser favorecido pelo desligamento esquerdo (N40ºE 85ºNW), sendo de realçar que esta movimentação esquerda não é compatível com o campo de tensões regional (rever Fig. IV.25) Este desligamento pode ser interpretado como uma evidência das estruturas em dominó (book-shelf) associadas aos desligamentos direitos e discutidas por Ribeiro, (2007) e Dias et al (2009) (rever Fig. IV.7). Outra alternativa é esta estrutra ser de origem atlásica cujo campo de tensões, com eixo de compressão máxima aproximadamente N-S (Ait Brahim et al, 2002), favorece a existência de desligamentos esquerdos NE-SW. Este afloramento também pode ser interpretado através da imagem de satélite (Fig. IV.28 A e B), onde se pode observar a presença de kinks esquerdos NE-SW e direitos NW-SE, podendo também ser possível juntar alguns dados de campo previamente descritos.



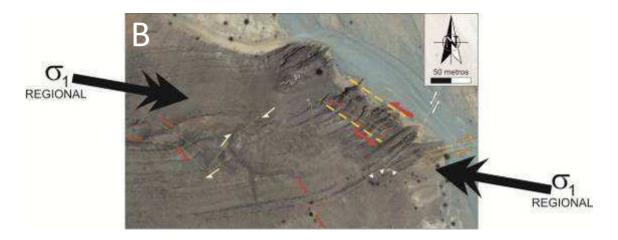


Fig. IV.28 A) Imagem do Google Earth sem interpretação. B) Imagem do Google Earth com interpretação.

No outro extremo do sector E-W da *Jbel* Bani, perto de uma base militar, encontra-se outro *oued* que também corta perpendicularmente a *jbel*. Este foi outro local onde foi possível ver muito bem os *kinks* esquerdos (Fig. IV.29), em que a estratificação varia de (N86ºE, 74ºS) no flanco W da dobra, passando a (N56ºE, 80ºNW) na zona central, readquirindo novamente no flanco Sul a a sua direcção (N72ºE, 76ºS), próxima do flanco W.

Neste afloramento foi também identificada uma bancada métrica de quartzito com tubos vermiculares (*Skolithos*). Medições feitas no local, indicam que os *Skolithos* se encontravam sub-perpendiculares às bancadas sedimentar, sendo este um importante critério para evidenciar que esta bancada não sofreu deformação interna induzida por uma componente de cisalhamento subparalela à estratificação.

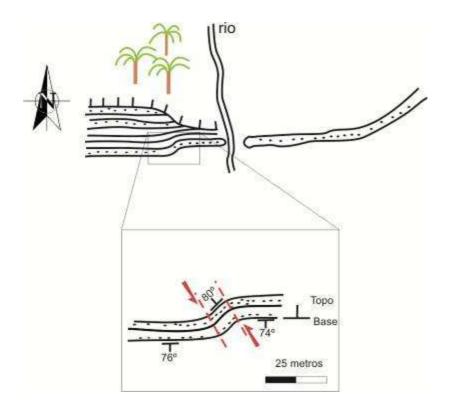


Fig. IV.29 – Kink esquerdo no extremo Este do sector E-W da Jbel Bani.

A Tabela 1 mostra os valores de encurtamento para *kinks* seleccionados na *Jbel* Bani. Estes consistem em resultados preliminares, sendo que estes *kinks* vão ser sujeitos a análise uma análise mais detalhada em trabalhos futuros. De qualquer forma, importa desde já referir que estes *kinks* indicam um encurtamento paralelo à estrutura de cerca de 670 metros no total. Apesar de estes serem dados preliminares e sendo ainda necessário desenvolver mais estudos e análises, este é um valor considerável de encurtamento desta barra E-W.

Tabela 1 – síntese de dados obtidos através da análise de kinks selecionados no sector E-W da Jbel Bani

Kink			cinemática	Ângulos		Encurtamento
		a		β	(metros)	
2	а	Α	esquerdo	64	83	11,9
		В	direito	62	57	3,4
	С		esquerdo	70	88	31,6
		В	esquerdo	69	93	0,5
3		esquerdo	58	77	10,3	
6			direito	57	69	6
8		b	direito	81	78	18,9
10		b	direito	81	78	33
14	а	Α	esquerdo	20	10	14,8
		В	direito	63	92	0,5
17			direito	49	102	23
19	а		direito	50	93	8,6
	b		direito	58	72	62,3
22	а		esquerdo	51	96	53
23	а		direito	81	65	48,3
	а		direito	50	64	0,6
25	b		esquerdo	68	67	9,1
	С		direito	37	86	37,2
28	b		direito	64	83	150,6
29	a		esquerdo	56	88	9,6
	b		esquerdo	55	98	39,4
	С		esquerdo	58	59	88,3
31	31 b		esquerdo	62	46	7,3
36			esquerdo	69	69	0,9

A presença destes *kinks* assimétricos indica um campo de tensões com um eixo de compressão máxima com direcção *grosso modo* WNW-ESSE, o eixo de compressão mínima NNE-SSW e o eixo de compressão intermédia subvertical.

Este estilo de deformação e o campo de tensões proposto não se coaduna com o modelo defendido pela equipa de Burkhard. Recapitulando, estes autores defendem que a disposição geométrica actual desta barra quartzítica é o resultado de um evento de deformação D2 cujos eixos de compressão máxima têm uma direcção N-S. A não existência de dados de campo que suportem esta afirmação leva os mesmos autores a sugerir uma segunda hipótese para a formação da *Jbel* Bani, nomeadamente a região de Tata pode ser a zona mais a Oeste do padrão de interferência entre o Anti-Atlas e a cadeia intracratónica Ougarta (Cartig *et al*, 2004).

Tanto a presença destes *kinks* como a virgação da bancada ordovícica podem assim ser explicados com a presença de apenas um campo de tensões WNW-ESSE, o que favorece o modelo dos grandes desligamentos de Dias *et al* (2009). Ainda a apoiar este modelo, observam-se situações em que o movimento de desligamento direito aproveita o flanco curto de um *kink* esquerdo, provocando ruptura e deformação frágil, com formação de dobras de arraste com critério nitidamente direito (rever Fig. IV.23).

Pontualmente observa-se também ruptura frágil nos *kinks* esquerdo cujo plano de falha possui uma orientação WNW-ESSE, indicando o mesmo campo de tensões regional proposto em cima (rever Fig. IV.23). No caso da figura referida, este planos evoluem aparentando dar origem aos *kinks* observados imediatamente a Norte.

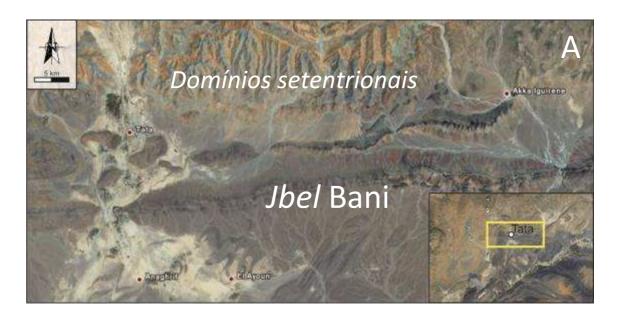
Com o modelo de desligamento seria expectável a existência de estiramento ou adelgaçamento ao longo da barra quartzítica, pois a região terá sofrido uma forte deflexão da geometria original NE-SW para E-W, em regime cisalhante. Contudo, os *kinks* conjugados indicam claramente um encurtamento ao longo de toda a barra E-W, encurtamento este que é aqui pela primeira vez descrito. Qualquer modelo que seja

proposto para a génese da estrutura de Tata terá que ser capaz de explicar esta aparente incongruência; este assunto será abordado no capítulo das conclusões.

De salientar que este tipo de dobramentos (kinks e chevrons) é possibilitado pois as sequências quartzíticas não são só bancadas de quartzitos espessas; com efeito, a Jbel Bani é composta por sequências métricas de bancada quartzíticas separadas por sequências mais finas predominantemente xistentas e com níveis quartzíticos mais finos. Este último conjunto sedimentar forma no geral um pacote sedimentar menos competente, em oposição às bancadas de espessura métrica quartzíticas. Estas diferenças reológicas do material vão condicionar e controlar profundamente o estilo de deformação provocando uma forte partição da deformação, em que as bancadas quartzíticas mais competentes vão-se deformar e originar os kinks assimétricos e chevrons esquerdos e direitos, enquanto nos pacotes menos competentes deverá ocorrer a presença pontual de cisalhamentos direitos paralelos à estratificação e concentrados preferencialmente nos leitos xistentos menos competentes, podendo inclusivamente originar deformação em regime frágil (rever Figs. IV.23 e 24). Ao mesmo tempo, a presença de bancadas onde não existem vestígios de qualquer componente de desligamento intracamadas (indicado pelos Skolithos perpendiculares a So) a coexistirem no mesmo local com níveis mais finos profundamente cisalhados e deformados, demonstram a existência de uma forte partição da deformação para o sector E-W desta barra de idade ordovícica.

IV.2.3. Domínios setentrionais da Jbel Bani

O sector a Norte da *Jbel* Bani (Fig. IV.30 A e B) é composto por intercalações de arenitos e unidades xistentas de idade câmbrica (Fig. IV.30), profundamente afectados pela reactivação de falhas inicialmente normais pela tectónica varisca (Piqué, 2001).



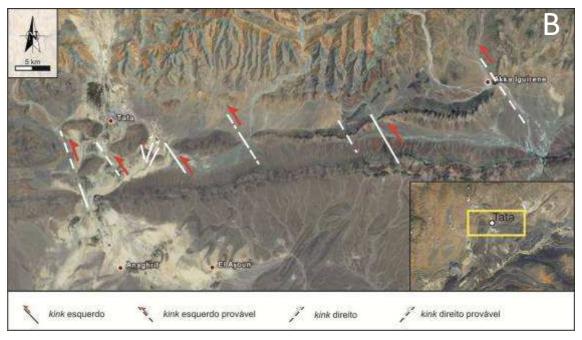


Fig. IV.30 – A) Relevo e padrão de afloramento nos domínios setentrionais da Jbel Bani. B) Interpretação estrutural para o mesmo sector. No sector a Sul, este estilo tectónico não se observa na imagem de satélite, predominando um estilo de deformação dúctil-frágil, já descrito atrás.Imagem retirada do Google Earth 2011.

A imagem de satélite deste sector revela a presença de um conjunto de dobramentos com plano axial de direcção NE-SW a afectar os sedimentos ante-Ordovícicos, que evidência forte influência dos *kinks* esquerdos para esta região (rever Fig. IV.30 B), em

que os desligamentos principais encontram-se regularmente espaçados e com forte influência na disposição estrutural das bancadas câmbricas. A análise da fotografia de satélite indica também em alguns casos aparentemente ocorre ruptura nos *kinks* esquerdos, em que os eixos NE-SW aparentam estar associados aos planos dos *kinks* identificados na Jbel Bani. No sector a Sul da Bani, este estilo tectónico não se observa na imagem de satélite, predominando um estilo de deformação dúcti-frágil, já descrito atrás.

As campanhas neste sector concentraram-se principalmente nas zonas limítrofes a Norte da *Jbel* Bani (Fig. IV.22 e 29) e nos flancos de dobras nos sedimentos câmbricos, para tentar obter dados que permitam compreender e estabelecer um modelo genético para destas estruturas.

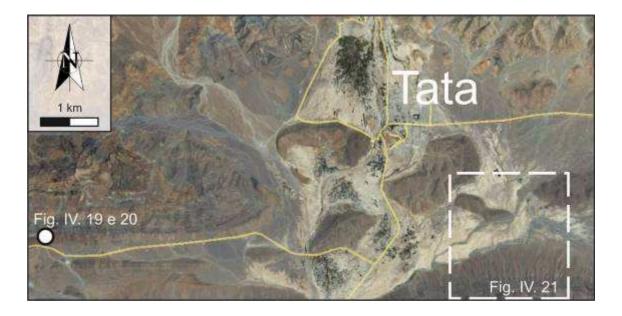


Fig. IV.29 – Localização das figuras com estruturas chave para analisar a deformação neste sector.

Efectivamente, os dados de campo confirmam o baixo grau de metamorfismo, sendo apenas observado um afloramento com a presença de uma clivagem S1, desenvolvida em sedimentos verticalizados do Câmbrico inferior a médio (Fig. IV.32), com um

conjunto de critérios a indicar base para Sul, nomeadamente a relação entre a xistosidade e a estratificação, a presença das figuras de carga e estratificação entrecruzada. (Fig. IV.33). Este afloramento situa-se no bordo Norte da estrada que liga Tata a Taroudant e Agadir, imediatamente a Norte da *Jbel* Bani.



Fig. IV.32 — Aspecto geral das intercalações entre unidades xistentas e areníticas do Câmbrico. Aqui, a estratificação encontra-se verticalizada com uma atitude muito próxima de E-W.

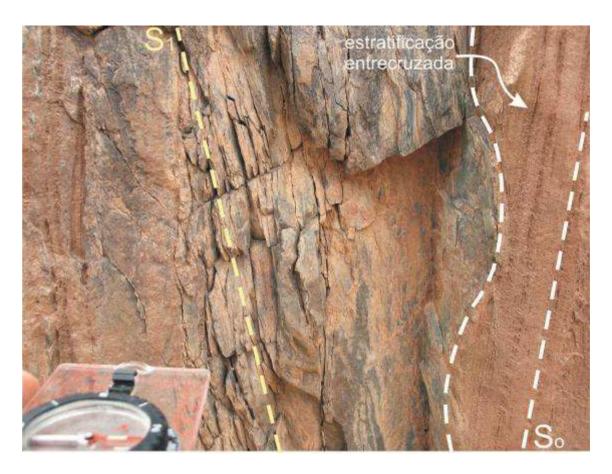


Fig. IV.33 — Afloramento do Câmbrico inferior, composto por intercalações de níveis areníticos e xistentos. Nesta fotografia são possíveis observar alguns critérios de polaridade, a relação de So com S1, a presença de uma figura de carga e a estratificação entrecruzada truncada e desenvolvida no leito mais a Norte. Todas elas indicam que o topo da unidade está para Sul, pelo que nos encontramos na presença de um flanco inverso. Foram obtidos vários dados estruturais como So (N88°E, \sim 90°), S1 (E-W, \sim 70°N) e L1 (So \sim S1) — (24 $^\circ$ 9, N80 $^\circ$ E). A bússola, no canto inferior esquerdo, indica o Norte magnético.

Os dobramentos do tipo *kink* descritos para a jbel Bani também afectam as unidades câmbricas; com efeito, é possível observar dobramentos bem marcados com eixos verticais associados a planos axiais com direcção NW-SE e uma cinemática esquerda; nalguns casos, estes planos parecem alinhados com alguns dos planos axiais identificados na própria *Jbel* Bani (rever Fig. IV.30 B e eventualmente figuras da Jbel Bani). Neste sector, à mesoescala predominam os *kinks* esquerdos, sendo que pontualmente se evidencia a presença de *kinks* direitos, mas com uma importância regional reduzida (rever Fig. IV. 30).

De modo a aferir os dados observados pela fotografia satélite, foram feitas observações de campo (Fig. IV.34) onde se observa a deformação na sequência estratigráfica indicadora de uma cinemática esquerda associada aos planos axiais NW-SE de dobras com eixo sub-vertical. A acompanhar esta informação, é encontrada um plano de falha brechificado (N68ºW, 40ºSW), com componente esquerda bastante clara no campo. Para além desta, um pouco mais a Sul foi identificado um plano de falha com atitude (N46ºE, 40ºSE) e estrias (24º, N82ºE), a indicar desligamento direito com componente inversa. Esta movimentação é compatível com a variação da estratificação no sector Oeste da Fig. IV.34, onde é possível interpretar claramente desligamentos direitos com uma orientação NNE-SSW. Todas estas estruturas são compatíveis com uma direcção de encurtamento máximo próximo de WNW-ESE.

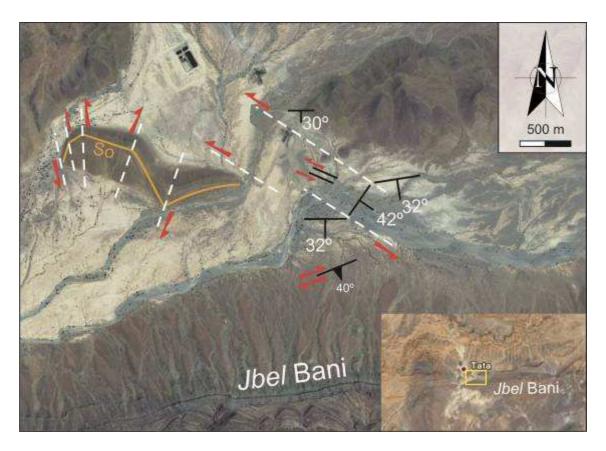


Fig. IV.34 – Interpretação tectónica da deformação observada nos sedimentos câmbricos a Norte da Jbel Bani. Os dados colectados no campo indicam que a estratificação no geral inclina para Sul, sofrendo mudanças bruscas na direcção, passando de atitudes próximas de E-W para N20ºE. Imagem retirada do Google Earth 2011.

IV.3. Elipsóides de deformação finita em quartzitos: quantificação da deformação da Jbel Bani

Conforme já foi referido, os dados obtidos através da realização das campanhas de campo, não foram esclarecedores o suficiente para definir qual dos modelos discutidos em IV.1 tem maior aplicabilidade para a região de Tata. Assim, na tentativa de compreender melhor o padrão de deformação para a *Jbel* Bani, foi decidido recolher amostras em quartizitos da *Jbel* Bani, de modo a caracterizar os elipsóides de deformação finita, em diferentes pontos deste relevo. Para o cálculo das elipses de deformação foi decidido usar o Método de Fry Normalizado (Erslev, 1988), que foram depois integradas num elipsóide utilizando a metodologia proposta por De Paor (1990).

A aplicação do Método de Fry Normalizado foi um processo faseado, consistindo:

- i) realização da amostragem;
- ii) serragem das amostras, de forma a obter três secções perpendiculares de cada amostra;
- iii) realização de lâminas delgadas com as amostras, de modo a poderem ser visualizadas e fotografadas ao microscópio petrográfico;
- iv) tendo por base o *software FIST* (Dias, 2003), digitalizar os eixos maiores e menores dos grãos de quartzo por amostra (cerca de 150 grãos de quartzo por amostra), a partir dos quais o programa calcula imediatamente os seus centros, bem como o ângulo de inclinação dos eixo maior em relação a uma linha de referência horizontal. Aqui, sublinha-se que quanto maior for a quantidade de grãos digitalizados (marcadores), maior é a precisão dos resultados obtidos;

- v) a partir da construção dos ficheiros referentes aos marcadores seleccionados (a partir dos dados obtidos em iv), a plataforma FIST permite construir automaticamente os diagramas de Fry. Para este trabalho, foi escolhida a técnica de normalização proposta por Erslev (1988), pois permite estimar a elipse de deformação finita para cada amostra;
- vi) em cada diagrama de *Fry* normalizado, foi desenhada manualmente uma elipse definida pelo vazio central do diagrama, cuja excentricidade e orientação representa o estado de deformação finita para a secção em causa. A partir das elipses de deformação finita obtidas para cada amostra, foi determinado quais os seus eixos maior, menor e respectivo ângulo de inclinação.

Por fim, juntando-se os dados referentes às elipses de deformação de cada secção da amostra utilizando a metodologia proposta por De Paor (1990) e implementada automaticamente por Dias (2003), obtém-se o do elipsóide final por amostra.

IV.3.1. Amostragem

A amostragem incidiu unicamente na Jbel Bani por ser aí que se encontravam as litologias mais favoráveis à quantificação da deformação, isto é, os quartzitos. Sabendo que o estado de deformação finita é o resultado cumulativo de eventos e processos de deformação, a amostragem incidiu nos diferentes ramos da *Jbel* Bani (Fig. IV.35). Com o intuito de compreender os comportamentos dos elipsóides em locais que sofreram estilos de deformação diferentes ao longo da *Jbel Bani*; mais especificamente, recolheram-se amostras no ramo ocidental com uma direcção próxima de N30ºE, no ramo central com direcção aproximadamente E-W e no ramo oriental, com direcção N56ºE. Pretendeu-se assim ficar com dados de sectores que, não só se encontram

longe da virgação, como dentro dela própria. As amostras recolhidas foram numeradas de T00 a T07, num total de 8 amostras de quartzito. É de salientar que as amostras T02, T03 e T04 provêm de bancadas adjacentes colhidas num único local com o objectivo de se detectarem possíveis heterogeneidades da deformação. Com efeito, foram detectados neste local *Skolithos* que apresentavam uma atitude subperpendicular às bancadas, o que evidenciava a ausência de qualquer componente de desligamento ao longo da estratificação. Como de acordo com o modelo de Dias (2009), era esperado a existência de uma forte componente de desligamento ao longo das bancadas E-W, foi colhida uma amostra na bancada de espessura métrica com os *Skolithos* cisalhados e duas outras em bancadas adjacentes com espessuras centimétricas a decimétricas (onde contudo não foi possível identificar marcadores cinemáticos), onde seria de esperar que, caso houvesse partição da deformação, se poderia concentrar a componente de desligamento.

Os dados referentes ao tipo de elipsóides de deformação finita obtidos estão sintetizados nas tabelas 2, enquanto a tabela 3 sintetiza a informação referente à sua orientação; a Fig. IV.33, que contém os locais de amostragem, apresenta também a projecção estereográfica dos diversos elipsóides, bem como da estratificação existente nos locais onde foram colhidas as amostras.

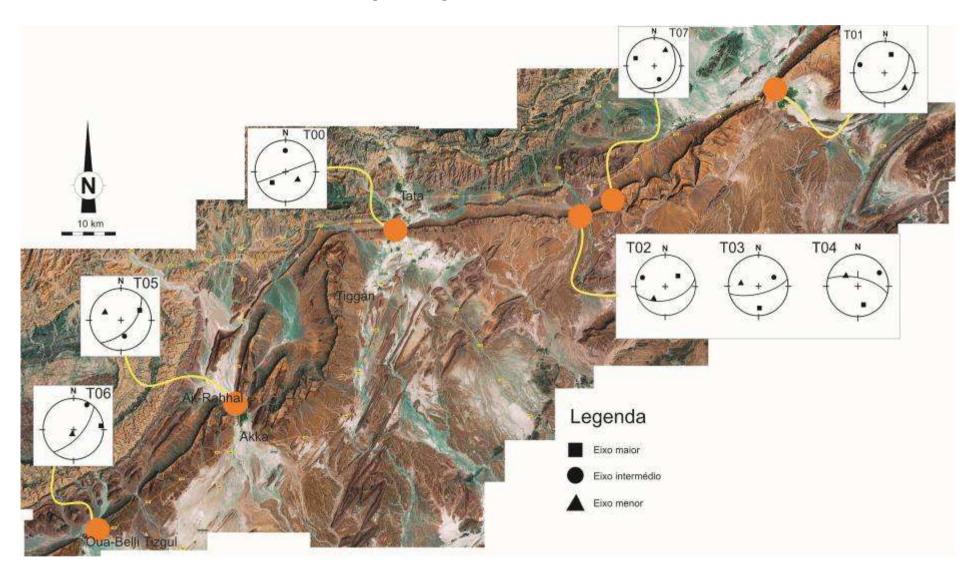


Fig. IV.35 - Locais onde foram recolhidas amostras para análise da deformaçãção finita e respectivos dados

Tabela 2 – Parâmetros de deformação finita obtidos através de grãos de quartzo detríticos.

Amostra	λ1	λ ₂	λ₃	Elipsóide	k	β	D (°)	λ_1	λ_2
Т00	1.14	1.10	0.76	1.03: 1 :1.0	1.03: 1 :1.0	0.09	5.5	0.18	1.03 : 1 : 1.0
T01	1.93	0.83	0.81	2.32: 1 :0.97	2.32: 1 :0.97	34.59	88.3	0.42	2.32: 1 :0.97
T02	1.97	0.87	0.76	2.26: 1 :0.87	2.26: 1 :0.87	6.04	81	0.41	2.26: 1 :0.87
Т03	1.33	1.18	0.55	1.12: 1 :0.46	1.12: 1 :0.46	0.15	8.9	0.38	1.12: 1 :0.46
T04	1.41	0.95	0.7	1.48: 1 :0.73	1.48: 1 :0.73	1.29	52.2	0.24	1.48: 1 :0.73
T05	1.67	1.11	0.64	1.5 : 1 : 0.57	1.5 : 1 : 0.57	0.74	36.5	0.34	1.5 : 1 : 0.57
Т06	1.89	1.15	0.77	1.64: 1 :0.66	1.64: 1 :0.66	1.23	51	0.31	1.64: 1 :0.66
Т07	1.46	0.86	0.74	1.69: 1 :0.83	1.69: 1 :0.83	3.52	74.1	0.27	1.69: 1 :0.83

Tabela 3 – Orientação dos elipsóides de deformação finita utilizando grãos de quartzo detríticos.

Amostra	So	λ_1	λ_2	λ_3
Т00	N70°E, 90°	49 ⁰ ,S52 ⁰ E	39 ⁰ ,S54 ⁰ E	50 ⁰ N
T01	N53°E, 40°SE	39 ⁰ ,N15 ⁰ E	13 ⁰ ,N78 ⁰ W	16 ⁰ ,S52 ⁰ E
T02	N76°E, 66°S	50°,N52°E	6°,N43°W	40°,S43°W
Т03	N76°E, 72°S	31°,S2°E	40°,N58°E	40°,77°W
T04	N86°E, 74°SE	34 ⁰ ,S17 ⁰ E	20°,N60°E	50°,N53°W
T05	N24 ^o E, 56 ^o SE	30°,N61°E	47 ⁰ ,N68 ⁰ W	42 ⁰ ,S4 ⁰ E
Т06	N42°E, 60°S	8 ⁰ ,N83 ⁰ E	76 ^o ,S8 ^o W	82 ⁰ ,N30 ⁰ W
Т07	N36°E, 20°S	60°, N72°W	42 ⁰ ,S20 ⁰ E	31°,N40°E

No que diz respeito ao tipo de elipsóide de deformação (tabela 2) os dados foram projectados num gráfico logarítmico de Ramsay (Fig. IV.36), o qual permite uma fácil visualização das suas formas. Verifica-se que, de um modo geral existe uma dispersão muito grande dos valores que vão desde formas oblatas (e.g. T00 e T03) até formas constritivas muito acentuadas (e.g. T01 e To2). Quando se analisam os dados, tendo em consideração os domínios onde as amostras foram colhidas, torna-se possível avançar algumas considerações:

- no ramo SW os elipsóides obtidos são do tipo deformação plana (amostras T05 e T06);
- no ramo NE, as amostras são claramente constritivas (T01 e T07);
- na zona central a dispersão é bastante grande variando de formas claramente oblatas a prolatas.

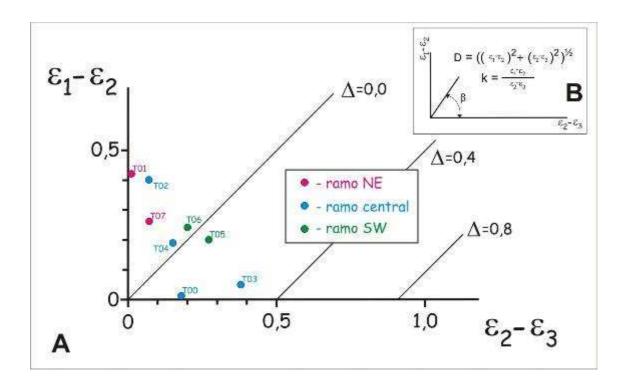


Fig. IV.36 — A- Gráfico logarítmico de Ramsay com a projecção dos elipsóides de deformação finita estimados para cada um dos sectores da Jbel Bani; B- principais parâmetros associados à descrição do tipo de elipsóides.

O comportamento diferencial que os elipsóides evidenciam nos vários ramos parece mostrar que os mecanismos de deformação que aí actuaram foram claramente distintos. Em particular a grande diversidade evidenciada pelos elipsóides do domínio central, está de acordo com o comportamento complexo que, qualquer que seja o mecanismo considerado para a génese deste sector, é expectável encontrar neste domínio. No entanto, tendo em consideração o reduzido número de amostras estudadas, bem como o facto do tipo de elipsóides ser bastante influenciado pela conjugação de todos os mecanismos actuantes (Dias & Ribeiro, 1994; 2008), será arriscado tentar nesta fase uma maior exploração dos resultados obtidos, pelo que esta será eventualmente realizada em trabalhos futuros.

No que diz respeito à orientação dos elipsóides de deformação finita (Fig. IV.36 e tabela 3) irá ser explorado essencialmente o comportamento do eixo maior do elipsóide, visto que trabalhos anteriores (Dias & Ribeiro, 2008 e referências aí incluídas) mostram ser aquele que pode revelar mais facilmente os mecanismos de deformação actuantes.

Embora os dados não sejam conclusivos, destaca-se que nas zonas afastadas do segmento E-W da *Jbel Bani* (elipsóides T01, T05, T06 e T07) os elipsóides de deformação finita tendem a apresentar os eixos maiores subperpendiculares à orientação geral das estruturas, o que sugere mecanismos de dobramento do tipo tangencial longitudinal ou cisalhamento flexural (Dias & Ribeiro, 2008).

Quanto aos elipsóides na vizinhança da zona de cisalhamento verifica-se um comportamento diferente. Assim, apesar de em alguns casos o seu eixo maior continuar subperpendicular à direcção das camadas (caso dos elipsóides T03 e T04) outros, por se encontrarem na zona de curvatura mostram situações de rotação incompleta (caso do elipsóide T00). Uma última situação (representada pelo elipsóide T02), por estar associada a um leito mais deformado e menos espesso evidencia já a rotação imposta pelo desligamento direito).

O comportamento dos elipsóides T02, T03 e T04 é particularmente elucidativo. Com efeito, como já foi referido, eles foram colhidos em bancadas adjacentes, tendo em

vista averiguar possíveis efeitos de partição da deformação. A amostra T04 foi colhida numa bancada métrica onde não havia vestígios de qualquer componente de cisalhamento direita paralela às camadas, visto que os *Skolithos* aí existentes se mostravam subperpendiculares às camadas; as outras duas amostras pertenciam a bancadas decimétricas onde não havia indicadores cinemáticos. Trabalhos anteriores de quantificação da deformação em quartzitos (Dias & Ribeiro 2008 e referências aí incluídas) mostraram que, em regimes transpressivos, frequentemente as bancadas mais finas tendem a concentrar a componente de desligamento. Os dados obtidos em Tata (Fig. IV.37) confirmam esta situação; bancadas adjacentes mostram evidências de regimes de deformação diferentes havendo leitos (T02) que tendem a concentrar a componente de desligamento regional.

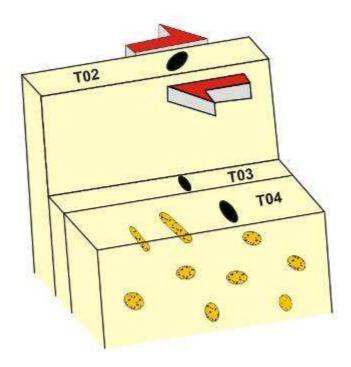


Fig. IV.37 – Representação esquemática do eixo maior dos elipsóides de deformação finita obtidos em três bancadas adjacentes no extremo oriental do sector E-W da Jbel Bani.

V. Conclusões

O objectivo do presente trabalho visa estabelecer um modelo evolutivo e geodinâmico para a região de Tata, no Anti-Atlas, tentando perceber a utilidade desta zona como um análogo a menores dimensões das grandes estruturas E-W dextrógiras que são frequentes no varisco ibero-marroquino (Fig.I.1). Como também sido referido ao longo deste trabalho, é globalmente aceite que o processo de colisão varisca consistiu num regime transpressivo direito que se desenvolve segundo uma direcção actual próxima de E-W (Arthaud & Matte, 1977, Simancas *et al*, 2005, Ribeiro *et al*, 2007, Dias *et al*, 2009, entre outros).

A estrutura em causa, a *Jbel* Bani, consiste numa crista quartzítica de idade ordovícica que, de um modo geral, se dispõe com a direcção geral do varisco marroquino NE-SW. Na região de Tata, esta estrutura sofre uma forte inflexão na sua orientação para uma direcção aproximadamente E-W, adquirindo novamente a sua direcção inicial cerca de 30 quilómetros para Este. Esta região com uma orientação anómala é também caracterizada pela existência de três domínios perfeitamente distintos do ponto de vista estrutural, nomeadamente e de Sul para Norte, a *Jbel* Rich, a *Jbel* Bani e os *domínios setentrionais da Bani*, sendo provável que esta diferença reológica seja controlada pelas sequências litológicas profundamente distintas entre os vários sectores.

Actualmente existem dois modelos para compreender a virgação sofrida pela barra quartzítica ordovícica na região de Tata (Cartig *et al*, 2004 e Dias *et al*, 2009). Independentemente dos modelos existentes, estes têm que ser capazes de explicar o forte desemparelhamento entre as estruturas dos diferentes sectores. Assim, qualquer que seja o modelo, ele tem que ser capaz de explicar a virgação E-W da *Jbel* Bani e tem que ter em conta a existência dos três domínios perfeitamente distintos do ponto de vista estrutural.

Assim e em termos estruturais, a **Jbel** *Rich* é caracterizada por um conjunto predominante de dobramentos de plano axial NE-SW, correspondente à orientação geral da cadeia. Neste sector também se observam um conjunto de dobramentos de plano axial próximo de E-W escalonados, sendo de destacar que estes dobramentos coexistem lado a lado sem que seja possível evidenciar dobras redobradas. Este padrão indica a ausência de interferência entre estes dois estilos de dobramento, sugerindo uma transição contínua através de estruturas sigmóides com cinemática dextra (rever Fig. IV. 10). Estes dobramentos encontram-se bem marcados nas unidades calcárias de idade devónica.

A **Jbel** *Bani*, como já foi descrito, consiste numa barra quartzítica com a direcção regional varisca NE-SW, que sofre na região de Tata uma forte deflexão adquirindo uma direcção geral próxima de E-W. No sector E-W e somente nele, ocorre um conjunto de dobramentos ao longo da crista com geometria do tipo *kink* conjugados, com cinemáticas direita associados a planos axiais NE-SW a ENE-WSW, e cinemática esquerda associada a planos axiais NW-SE a WNW-ESSE; por vezes ocorrem também dobras do tipo *chevron*. Este estilo de dobramentos é possível pois as sequências quartzíticas não consistem só em bancadas de quartzito espessas, mas encontram-se intercaladas por níveis xistentos com maior ou menor espessura, que possibilitam a formação deste estilo de dobramentos.

Por fim, os *Domínios Setentrionais da Bani*, onde predominam sequências pelíticas intercaladas com algumas bancadas competentes. Do ponto de vista estrutural, verifica-se que neste sector encontram-se estruturas muito semelhantes às da *Jbel* Bani, com a presença de *kinks* conjugados esquerdos e direitos localizados apenas nos leitos mais competentes e mais próximos dos quartzitos, como seria expectável. É de destacar que estras estruturas apenas existem nas proximidades das zonas de influência *Jbel* Bani, sendo que quando se afasta dela rapidamente deixa de se observar este estilo de deformação.

Esta situação de *kinks* conjungados esquerdos e direitos, localizados apenas e unicamente na barra E-W, indicam uma situação de encurtamento não antes referida

na bibliografia para o sector de Tata. Este encurtamento paralelo à crista implica uma compressão máxima próxima de WNW-ESE o que não é compatível com o modelo da equipa de Burkhard, materializado em Cartig *et al* (2004); com efeito, o modelo por eles proposto implica o rejogo inverso de uma estrutura profunda E-W (a Falha de Tata), uma situação que implica um campo de tensões com o eixo de compressão máxima orientado N-S. Contudo, embora a direcção de compressão máxima seja compatível com o modelo de Dias *et al* (2009), o encurtamento verificado ao longo da crista não seria expectável. De facto, ao assumir a barra E-W como o efeito de uma estrutura cisalhante profunda, implica uma componente de cisalhamento simples e, consequentemente, estiramento ao longo dessa mesma barra. Este estilo de deformação não permite a geração de *kinks* conjugados com a direcção de plano axial e a cinemáticas observadas.

Contudo, a situação regional é mais complexa. As diferenças reológicas observadas para cada sector provocam a existência de dois níveis de descolamento adjacentes à *Jbel* Bani, nomeadamente no contacto a Norte com nas bancadas dúcteis do Neopoterozóico ou Câmbrico inferior (Michard *et al*, 2010) e um segundo descolamento basal a Sul enraizado nos níveis silúricos (Burkhard *et al*, 2001). A existência destes dois níveis de descolamento numa situação como a da estrutura da Jbel Bani induz heterogeneidades no processo de deformação por cisalhamento simples, em que as heterogeneidades litológicas vão induzir processos de partição da deformação durante o processo orogénico varisco. Com efeito, a componente de cisalhamento simples tende a localizar-se nos planos de fraqueza (Fossen, 2010), isto é, no caso de Tata nos níveis de descolamento.

Por outro lado, as situações de sobreposição (*overlap*) podem dar origem a ambientes tectónicos compressivos ou distensivos, consoante a forma como ocorre a sobreposição. No caso da Jbel Bani a inflexão dos quartzitos, devido à assimetria da estrutura, acaba por gerar uma situação semelhante à de uma sobraposição

compressiva (Fig. V.1), em que os planos de fraqueza que se encontram materializados pelos níveis xistentos do Neoproterozóico/Câmbrico inferior e Silúrico induzem a formação de uma situação de sobreposição na barra quartzítica (Fig. V.2). Em resposta, esta vai sofrer encurtamento sob a forma de dobras em *kink* conjugadas e/ou *chevrons* esquerdos e direitos.

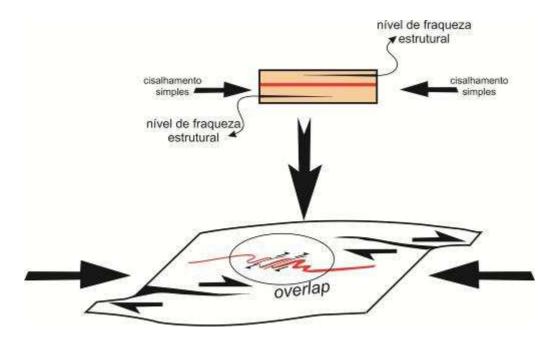


Fig. V. 1 – Tensão cisalhante localizada em planos de fraqueza estrutural que originam uma situação de sobreposição compressiva. Adaptado de Fossen (2010).

Estas anisotropias também permitem explicar o forte desemparelhamento que existe entre cada sector, em que a *Jbel* Rich vai sofrer um estilo de deformação com a formação de um dobramento poliharmónico, sendo que estas dobras à medida que se aproximam da Bani (que para o mesmo episódio de deformação está a sofrer um forte encurtamento em regime de cisalhamento direito) são afectadas e rodadas para E-W; ao mesmo tempo no seio das dobras variscas geram-se dobramentos escalonados com direcção próxima de E-W, associadas a zonas de cisalhamento direitas provavelmente condicionadas por anisotropias existentes no soco, como previsto inclusive pelo modelo de Carig *et al* (2004; rever Fig. IV. 2).

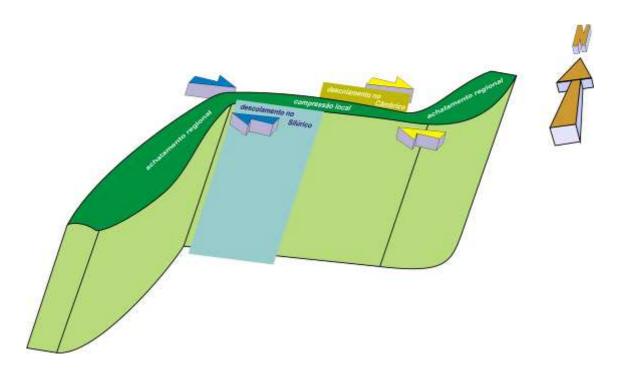


Fig. V2 – Diagrama 3D para a sobreposição compressiva para a região de Tata, Marrocos.

Por sua vez, os domínios setentrionais da *Jbel* Bani ainda sofrem um estilo de deformação diferente dos anteriores, com o predomínio à escala regional de desligamentos esquerdos (Fig. IV.28). A influência dos *kinks* direitos para este sector é diminuta, reportando-se a situações pontuais. Esta diferença de comportamento pode ser explicada pela predominância dos níveis pelíticos na região que tendem a concentrar a componente de desligamento direito, predominando desta forma os *kinks* esquerdos nas bancadas quartzíticas e próximas dos domínios de influência da *Jbel* Bani, provavelmente influenciados pelos próprios planos axiais de *kinks* esquerdos da Bani, que se prolongam para Norte.

O facto de haver compressão aproximadamente paralela ao sector E-W da barra quartzítica e com eixo de compressão máxima WNW-ESSE, é compatível com uma componente de cisalhamento direito aproximadamente E-W ao longo da *Jbel* Bani, não sendo necessárias duas fases de deformação proposto por Cartig *et al* (2004) para

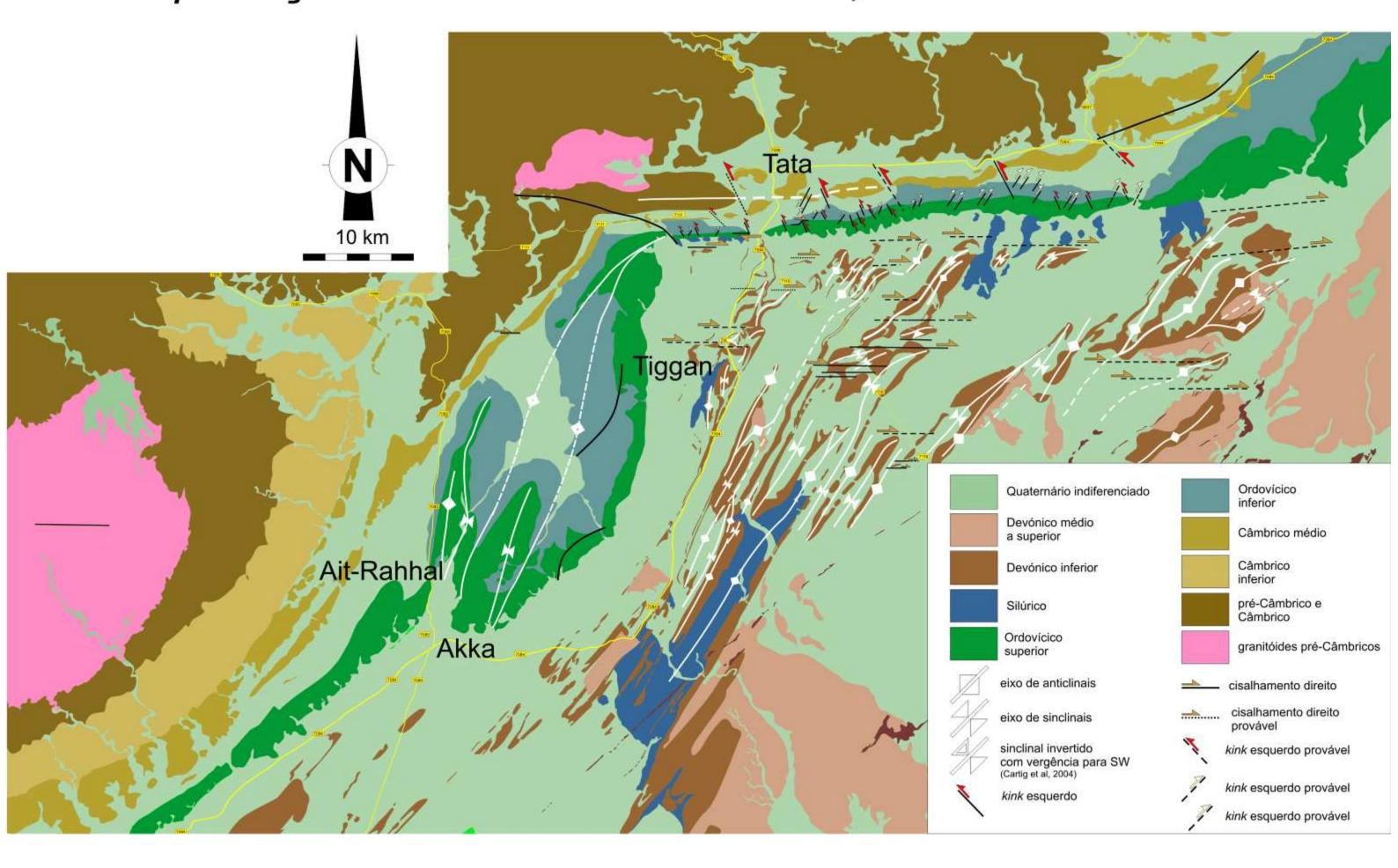
originar esta estrutura. Além disso, nenhuma das fases propostas poderia explicar a existência dos *kinks* conjugados observados na *Jbel Bani*. Este modelo evolutivo para a região de Tata favorece a existência de uma descontinuidade profunda que muito provavelmente afecta o soco, materializada pela Falha de Tata (também previsto no modelo de Cartig *et al*, 2004).

Em suma, a análise global dos dados aqui apresentados permitem favorecer o modelo dos desligamentos direitos variscos para a *Jbel* Bani previstos por Dias *et al* (2009), tal como os trabalhos realizados permitiram definir melhor os mecanismos de deformação actuantes, enfatizando a importância das diferenças reológicas e dos níveis de descolamento na génese de processos de partição da deformação.

Anexo I

Interpretação Estrutural da *Jbel* Bani Anti Atlas - Marrocos

Interpretação estrutural da Jbel Bani, Anti Atlas - Marrocos



VI. Bibliografia

A.G. El Harfi, M. Guiraud, J. Lang, E.H.Chellai, N. Lachkar (2007) – *Deep-rooted "thick skinned" model for the Hig Atlas Moutains (Morcco). Implications for the seismic Eurasia-Africa plate boundary region.* Estudios Geol., Vol. 63, nº 1, 43-52, ISSN: 0367-0449.

Ait Brahim, L., chtoin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El AdrAOUI, a., Nakcha, C., Dhontm D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H. & Chaouni, A. (2002) – *Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present*. Tectonophysics, Volume 357, Issues 1 – 4, pp. 187 – 205.

Almeida, P. & Dias, R., (2010) – Zona de cisalhamento direita de Tata (Anti Atlas, Marrocos): um análogo menor das grandes estruturas E-W variscas? VIII Congresso Nacional de Geologia 2010, Universidade de Trás-os-Montes e Minho, Vol. 11 − nº 25. ISSN 1645-0388.

Arthaud, F., Matte, P., (1977) – Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa; Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society America Bulletin 88, 1305-1320.

Basile, C. & Dias, R. (2010) – Interferência fracturação/dobramento na deformação de sequências turbidíticas; o exemplo do Varisco no SW Portugal. VIII Congresso Nacional de Geologia 2010, Universidade de Trás-os-Montes e Minho, Vol. 11 − № 23, ISSN 1645-0388.

Becker, T. R., Jansen, U., Plodowski, G., Schindler, E., Aboussalam, S. Z., Weddige, K. (2004) – *Devonian litho- an biostratigraphy of the Dra Valley area – an overview*. Devonian of the western Anti Atlas: correlations and events. Doc. Inst. Sci, Rabat, 19, pp. 3-18.

Belfoul, M.A., Faik, F., e Hassenforder, B., (2001) – Evidence of a tangencional tectonic event prior to the major folding in the Variscan belt of the western Anti-Atlas, Morocco. Journal of African earth Sciences, Vol. 32, Nº4, pp 723-739.

Burkhard, M., Carigt, S., & Helg, U. (2001) – Forced, disharmonic multilayer folding in the late Variscan Anti-Atlas of Morocco. AAPG Annual Meeting, Denver, Colorado, June 3-6.

Burkhard, M., Séverine, C., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, A. (2006) – *Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco* – *Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco*. Geoscience, 338, pp 11-24.

Caritg, S., Burkhard, M., Ducommun, R., Helg, U., Kopp, L., Sue, C. (2004) – *Fold interference patterns in the Late Paleozoico Anti-Atlas belt, Morocco*. Terra Nova, Vol 16, No. 1, pp. 27 – 37.

Caroça, C. & Dias, R. (2002) - *Deformação transcorrente nos sectores externos da zona Sul Portuguesa; os últimos incrementos da tectónica Varisca*. Comun. Inst. Geol. Min Portugal, 89, pp. 115-126.

Casciello, E., Cesarano, M., Cosgrove, J. W. (2004) – *Shear deformation of pelitic rocks in a large natural scale fault.* In: Alsop, G. I., Holdsworth, R. E., McCafferey, K. J. W & Hand, M. (eds) – *Flow Processes in Fault Zones and Shear Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 224, pp. 113-125.

Chalouan, A., & Michard. A. (1990) – The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan Chip in the Alpine Belt. Tectonics, 9 (6), pp. 1565 – 1583.

Damian Nance, R., Gutiérrez-Alonso, G., Duncan Keppie, J., Linnemann, U., Brendan Murphy, J., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H. (2010) – *Evolution of the Rheic Ocean*. Gondwana Research 17 (2010) pp. 194 – 222.

De Paor, D., (1990) - Determination of the strain ellipsoid from sectional data. Journal of Structural Geology 12, 131-137.

Dias, R. & Ribeiro, C. (2002) – *O Triásico da Ponta Ruiva (Sagres); um fenómeno localizado na Bacia Mesozóica Algarvia*. Comun. Inst. Geol. Min Portugal, 89, pp. 39-46.

Dias, R. (2003) - FIST; estimação da deformação finita em tectonitos. VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal).

Dias, R., & Ribeiro, A. (2008) – *Heterogenenous strain behavior in competent layers during folding in transpressive regimes*. Geodinamica Acta, 21/4 pp. 219-229.

Dias, R., Ribeiro, A., Hadani, M., Basile, C. & Hendaq, Y. (2009) – *Late Variscan deformation in Iberia and Morocco*. Oroclines & Delamination relations & Efects, IGCP 497-574 Field Meeting (June 2009), Salamanca, Spain, pp. 314 – 317.

Ennih, N. & Liégeois, J.-P. (eds) (2008) — *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, 297.

Erslev, E.A. (1988) – *Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates*. Journal of Structural Geology, 10, pp. 201-209.

Fernando Simancas, J., Tahiri, A., Azor, A., Lodeiro, F. G., Martinez Poyatos, D. J., El Hadi, H. (2005) – *A new tectonic frame of the Variscan-Allenghanian orogen in Southern Europe and Northen Africa*. Tectonophysics 398, pp. 181–198.

Guerrak, S. (1989) - *Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara*. Geological Society, London, Special Publications; v. 46; pp. 197-212.

Hadani, M. (2003) – Contrôle structurale de l'intrusion granitoque de Tawarirt (sectour d'Adassil); implications à l'évolution géodynamique du Haut-Atlas occidental (Maroc).

Tese de Mestrado em Cartografia Geológica, Universidade de Évora, Portugal, 108 pp.

Hadani, M. (2009) – Evolução tectonometamórfica e magmática do sector setentrional do Alto Atlas Ocidental (Marrocos) no contexto o Varisco Ibero-Marroquino. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 267 pp.

Hadani, M. & Dias, r. (2010) – *Influência das estruturas Variscas na evolução Alpina do alto Atlas ocidental (Marrocos)*. VIII Congresso Nacional de Geologia 2010, Universidade de Trás-os-Montes e Minho, Vol. 11 – nº 2g. ISSN 1645-0388.

Helg, U. Burkhard, M., Caritg, S., Robert-Charrue, C. (2004) – *Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco*. Tectonics 23:1-17.

Hoepfner, Soulaimani & Piqué (2005) – *The Maroccan Hercynides*. Journal of African Earth Sciences 43, pp. 144–165.

Hoepfner, Soulaimani, Piqué, A. (2006) – Reply to the Comment on 'The Moroccan Hercynides' by Roddaz M., Soula J.-C., Ben Abbou M., Brusset S., Debat P., Ntarmouchant A., Driouch Y., Beziat D.. Journal of African Earth Sciences, Volume 45, Issues 4-5, pp. 518-520.

Hourari, M. – R. & Hoepfner, C. (2003) – *Late Carbouniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco).* Journal of African Earth Sciences. Elsevier. 37. Pp. 11-24.

Ismat, Z. (2008) – Folding kinematis expressed in fracture patterns: An example from de Anti-Atlas fold belt, Morocco. Journal of Structural Geology, 30, pp. 1396–1404.

Johnston, S.T. & Gutierrez-Alonso, G., (2010) - *The North American Cordillera and West European Variscides: Contrasting interpretations of similar mountain systems*. Gondwana Research, 17, pp. 516–525.

Leal Machado, I., Adnane, N., Hadani., M., Hendaq, Y., Mahdi, k., Matos, C., Dias, R. (2006) – *Deformação no Varisco do Alto Atlas Ocidental; a influência das grandes anisotropias.* VII Congresso Nacional de Geologia. Pólo de Estremoz. Universidade de Évora, pp. 105-109.

Lotze, F. (1945) – Zur gliederung der Varisciden der Iberichen Meseta. Geotech. Forsch., 6, pp. 78 – 92.

Michard, A. Soulaimani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E. C., Saddiqi, O. (2010) – *The South Western Branch of the Variscan Belt Evidence from Morocco*. Tectonophysics 492, pp. 1-24.

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R. (2002) – *How does the Alpine belt end between Spain and Morocco*. Bull. Soc. géol. France, 2002, t. 173, nº 1, pp. 3-15.

Michard, A., Omar, S., Chalouan, A., Lamotte, D. Frizon (2008) – *Continental Evolution: Geology of Morroco - Structure, Stratigraphy and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Michard, A., Yazidi, A., Benziane, F., Hollard, H & Willefert, S. (1982) – Foreland thrusts and olistrostromes on the pre-Saharan margin of the variscan orogen, Morocco. Geology 10, pp. 253-256.

Mounji, D., Bourque, P.A & Savard, M.M (1998) – *Hydrotermal origin of Devonian conical mounds (kesskess) of Hamar Lakhdad ridge, Anti-Atlas, Morocco*. Geology 26, 1123-1126.

Negrado, A. M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C., Burfon, E. (2002) – *Neotectonic Modeling of the Ibero-Maghrebian region*. Journal of Geophysical Resarch, Vol. 107, NO. B11, 2292, doi: 10.1029/2001JB000743.

Oudra, M., Beraaouz, E.h., Ikenne, M., Gasquet, D., Soulaimani, A. (2005) – *La Tectonique Panafricaine du sectro D'Igherm: implication des ômes extensifs tardi a post-orogeniques (Anti-Atlas occidental, Maroc)*. Estufios Geol. 61, pp. 177-189.

Piqué, A. (1988) - *The Variscan Belt of Morocco*. Trabajos de Geologia, Universidade de Oviedo, 17, pp. 145-153. ISSN 0474-9588.

Piqué, A. (1994) - *Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur evolution structurale*. Imprimerie El Maarif, El Jadida, 278 pp.

Piqué, A., Soulaimani, A., Hoepffner, C., Bouabdelli, M., Laville, E. Amrhar, M., Chalouan, A. (2007) – *Geologie du Maroc*. Editions Geode, collection Terre et Patrimoine, 287 p.

Piqué, Alain (2001) – *Geology of Northwest Africa / Alain Piqué*. Engl. Text by M.S.N. Carpenter. Berlin; Stuttgart: Borntraeger (Beitrage zur regionalen Geologie der Erde; Bd. 29) ISBN 3-443-11029-0.

Ribeiro A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J., H., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979) – *Introdution à la Géologie Génerale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.

Ribeiro, A., Dias, R., Silva, J. (1995). *Genesis of the Ibero-Armorican Arc*. Geodinamica Acta 8/2, pp. 173-184.

Ribeiro, A. (2002) – Soft Plate Tectonics. Springer Verlag, 324 pp.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., coke, C., Pedro, J. (2007) – *Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides*. Tectonics, 26, art. Nº TC6009; 24 pp.

Robert-Charrue, C., (2008) – *Géologie structural de l'anti-Atlas oriental, Maroc*. Tese de Doutoramento, Universidade de Neuchâtel, Suiça, 224 pp.

Ruiz, M.H., Helg, U., Negro, F., Adatte, T., Burkhard, M. (2008) – *Illite Cristlinity* patterns in the Anti-Atlas of Morocco. Swiss Journal of Geosciences 101, issue 2, pp. 387-395.

Shelley, D., & Bossière, G. (2000) – *A new model for the Hercynian Orogen of Gondowana France and Iberia*. J. Struct. Geol., 22, pp. 757-776.

Shelley, D., & Bossière, G. (2002) – *Megadisplacementes and the Hercynian orogen of Gondwana France and Iberia. In*, Martinez Catalan, J. R., Hatcher, R. D., Arenas, R., and Diaz Garcia, F., eds, Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement: Geological Society of America, Special Paper 364, pp. 209-222.

Simancas, J. F., Tahiri, A., Azor, A., Lodeiro, F.G., Martinez Poyatos, D.J., & El Hadi, H. (2005) – *The tectonic frame of the Variscan–Alleghanian orogen in Southern Europe and northen Africa.* Tectonophysics, 398, pp. 181-198.

Soulaimani, A. & Burkhard, M. (2008) – *The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin in the Variscan belt along the edge of the West African craton, in* ENNIH, N. & LIÉGEOIS, J.-P. (eds) – *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, 297, pp. 433 – 452.

Tahiria, A., Monterob, P., El Hadic, H., Martínez Poyatosd, D., Azord, A., Beab, F., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2009) – *Geochronological data on the Rabat–Tiflet granitoids: Their bearing on the tectonics of the Moroccan Variscides*. Journal of African Earth Sciences, Volume 57, Issues 1-2, pp. 1-13.

Twiss, R., Moores, E. (1992) – *Structural Geology*. University of California at Davis. W.H. Freeman and Company. New York.

Victor V. Cavaroc, Guy Padgett, Dan (1976) – *Late Paleozoic of the Tindouf Basin-North Africa*. Journal of Sedimentary Research, Volume 46.

Wendt (1985) – Disintegration of the continental margin of the continental margin of northwestern Gondowana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). Geology, volume 13, nº11, pp. 815-818.