

3 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

3.1 O embasamento adjacente à margem oriental da Bacia Lusitânica

Situada na margem oeste da Microplaca Ibérica, a Bacia Lusitânica (figura 3.1) apresenta uma evolução que se estende desde o Triássico Superior até à sua inversão na atualidade (PENA DOS REIS; PIMENTEL; GARCIA, 2011). Desta forma, os sedimentos basais desta bacia se depositaram num contexto geodinâmico complexo, numa fase transicional entre o fim do ciclo varisco (isto é, fechamento do paleo-oceano Rheic) e o início do ciclo atlântico (ou seja, o início do rifteamento que originou o Oceano Atlântico). O entendimento deste cenário geotectónico é de fulcral importância para o desenvolvimento desta tese, pois a evolução da Bacia Lusitânica está intimamente conectada à herança estrutural do seu embasamento variscano, sobretudo às estruturas da última fase de deformação desta orogenia (p. ex. KULLBERG et al., 2006).

Observe-se, no entanto, que a orogenia Varisca na Península Ibérica é um assunto de elevada complexidade cujo modelo evolutivo se encontra em discussão com diversas questões ainda não respondidas. Desta forma nesta tese apenas será apresentada uma síntese considerando o conhecimento atual sobre os fatores mais relevantes para o desenvolvimento deste trabalho.

O Maciço Ibérico constitui a maior exposição de rochas pré-mesozoicas da Península Ibérica e a maior área exposta do Orógeno Varisco Europeu sem significativo retrabalhamento Alpino (DALLMEYER; MARTINEZ GARCIA, 1990).

O Maciço Ibérico foi dividido em várias zonas de acordo com suas características metamórficas, estratigráficas e estruturais (figura 3.2). O zoneamento proposto inicialmente por Lotze (1945 *apud* RIBEIRO; QUESADA; DALLMEYER, 1990) foi mais tarde modificado por Julivert; Martinez (1983) e Ribeiro; Quesada; Dallmeyer (1990). O ramo norte (Zonas Astoriana Ocidental-Leonesa e Cantábrica, ausente do território português) e o ramo sul (Zona Sul-portuguesa (ZSP) mostram geralmente uma deformação mais suave (nível crustal superior), com mais baixo grau metamórfico e são essencialmente compostas por

rochas paleozoicas. As zonas centrais do Maciço Ibérico (Zonas Ossa-Morena (ZOM), Centro Ibérica (ZCI) e Galaico-

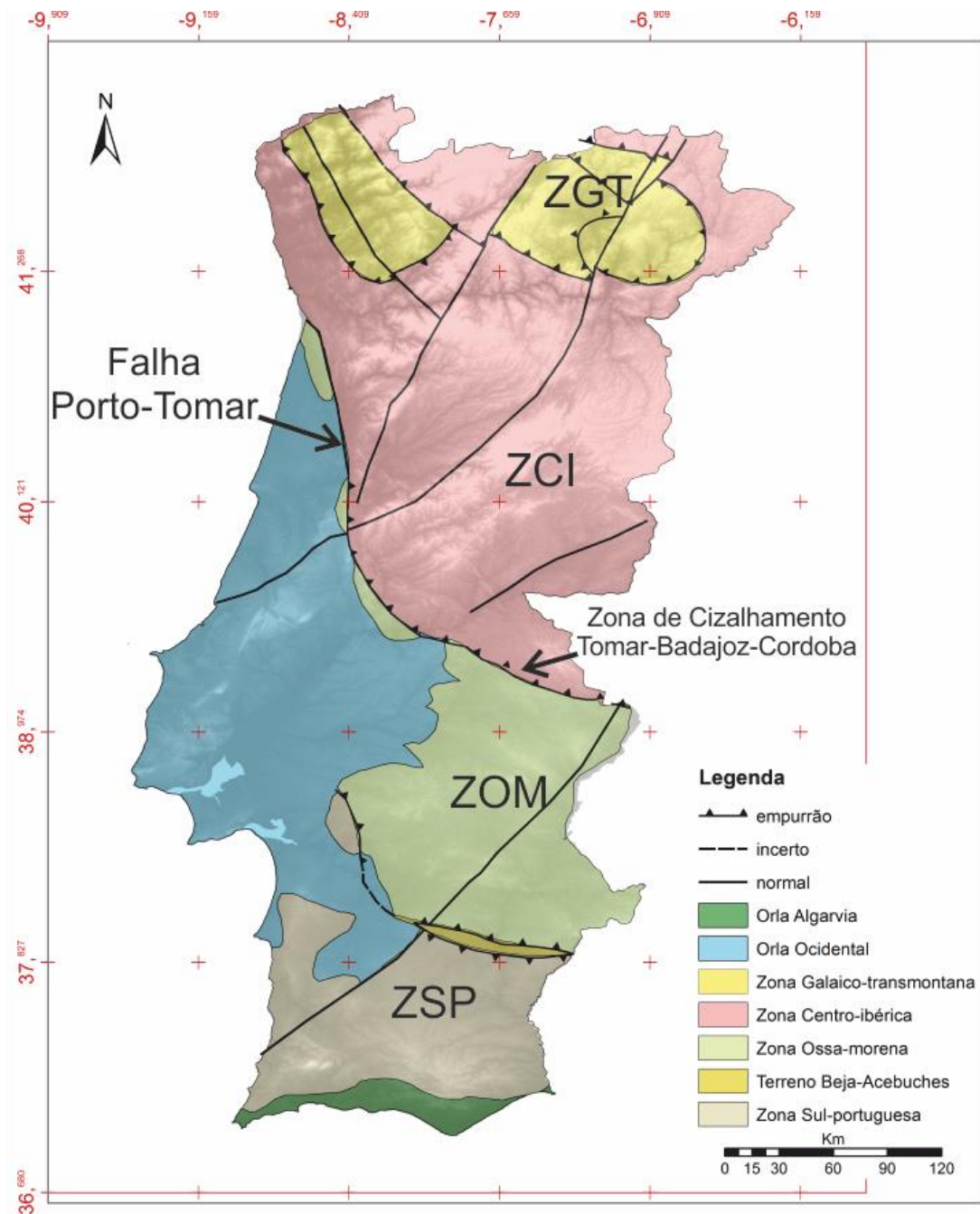
Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia Lusitânica no contexto geológico ibérico.



Fonte: modificado de PePeEfe, 2015.

Terrenos alóctones de natureza oceânica ocorrem nas margens e no interior das zonas centrais e refletem colisões que ocorreram durante as orogenias Cadomiana e Varisca (p. ex. RIBEIRO; QUESADA; DALLMEYER, 1990; RIBEIRO et al, 2009).

Figura 3.2: Mapa ilustrativo dos terrenos geotectônicos em Portugal. Note-se que a Orla Algarvia e Ocidental, contêm os sedimentos das bacias Algarvia e Lusitânica, respetivamente, bem como a cobertura sedimentar cenozoica.



Fonte: modificado de Oliveira et al. (1992).

A Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena, perfazem o embasamento das bacias ocidentais portuguesas, embora não seja claro qual ou quais destes terrenos constitua o embasamento da Bacia Lusitânica (ALVES et al., 2012). O limite sul entre a ZCI e a ZOM é materializado na Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Cordoba, já o limite ocidental destes

terrenos considera-se como sendo materializado pela Falha Porto-Tomar (RIBEIRO; PEREIRA; SEVERO, 1980), porém esta estrutura será alvo de descrição mais detalhada no subcapítulo 3.1.2.

A ZOM é uma grande unidade geotectônica localizado no setor sul da Maciço Ibérico (Lotze, 1945 *apud* RIBEIRO; QUESADA; DALLMEYER, 1990). A fronteira sul desta zona compreende terrenos exóticos altamente deformados de natureza oceânica, incluindo o Terreno Acrecionário "Pulo do Lobo" e o complexo ofiolíticos de Beja-Acebuches. Estas complexas unidades tectônicas margeiam uma primitiva sutura principal Varisca no sudoeste do Maciço Ibérico. Estes terrenos teriam sido acrescidos à ZOM antes do Devoniano Médio/Superior (p. ex. RIBEIRO et al, 2009). O Terreno Beja-Acebuches separa a ZOM e a ZSP, sendo esta última considerada como um outro terreno exótico, acrescido para à ZOM durante o Carbonífero (DALLMEYER et al., 1997).

O ramo norte da ZOM é composto por uma faixa metamórfica NNW-SSE ao longo da Falha Porto-Tomar (CHAMINÉ et al, 2003; 2007; GAMA PEREIRA, 1987). Esta faixa engloba várias unidades tectonoestratigráficas autóctones e para-autóctones com baixo a alto grau metamórfico (CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ et al, 2007). Estas unidades são de idade essencialmente proterozoica (CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ et al, 2007), porém estão presentes rochas do Paleozoico Superior (CHAMINÉ, 2000). Recentemente Ribeiro et al. (2007) propôs uma "afinidade" diferente para esse cinturão metamórfico. Esse trabalho descreve esta faixa como sendo composta por fatias continentais de um terreno "Finisterra" que teria sido justaposto sobre o ZOM, ao mesmo tempo que o Terreno Beja-Acebuches.

A ZCI consiste em sequencias de depósitos terrígenos do Paleozóico Superior, ocorrendo também rochas vulcânicas e ortognaisses graníticos desta idade. Estas unidades são cobertas por rochas sedimentares marinhas rasas do Ordoviciano Inferior. As facies sedimentares evoluem até uma sedimentação em ambiente plataformar no Siluriano-Devoniano Inferior.

Quanto à granitogênese, observa-se que granitos do tipo I e tipo S (Ribeiro, 1984) sin-orogênicos e pós-orogênicos com idades de, 320-300 Ma e 299-290 Ma, respetivamente (FERREIRA ET AL., 1987; DIAS et al., 1998, 2010) são observados na ZCI. De outro lado na ZOM o magmatismo sin-orogênico registra-se por uma suíte de gabros, dioritos e granitoides, seguida por rochas vulcânicas cálcio-alcalinas intermédias do Carbonífero Inferior (RIBEIRO et al., 1979).

3.1.1 Sobre a Orogenia Varisca na Península Ibérica

O embasamento Varisco Ibérico, juntamente o maciço Armoricano, formam o Arco Ibero-Armoricano, que foi dividido pela abertura do Golfo da Biscaia. Na Península Ibérica a Orogenia Varisca teria começado no Devoniano Médio e terminado no Carbonífero, resultado do fechamento do oceano Paleotethys (RIBEIRO et al., 1979). Esta orogenia foi dividida, em Portugal, em quatro fases tectônicas, D1, D2, D3 e Tardi-Variscano (RIBEIRO et al., 1979; PEREIRA; RIBEIRO; MEIRELES, 1993; DALLMEYER et al., 1997; MARQUES; MATEUS; TASSINARI, 2002). As principais características destas fases de deformação encontram-se sumarizadas na figura 3.3.

Apesar das particularidades associadas às diferenças inerentes aos domínios geotectônicos apresentados anteriormente, existe um relativo consenso quanto ao número de fase de deformação dúctil (D1 e D2) associadas à Orogenia Varisca. Porém, essa definição não se estende à idade destas fases, ao critério cinemático ou mesmo à cronologia.

A primeira fase (D1) tem associadas dobras isoclinais e cavalgamentos com direções de NW-SE a N-S, com planos axiais mergulhando suavemente (20°) para ENE. A vergência destas estruturas seria para SW ou W (RIBEIRO et al., 1979).

A segunda fase (D2) origina uma clivagem de crenulação de plano axial NW-SE. Esta fase redobra as estruturas formadas na fase D1 gerando padrões de interferência. O prosseguimento desta fase deformacional leva à ruptura por estiramento das dobras D2 (RIBEIRO et al., 1979).

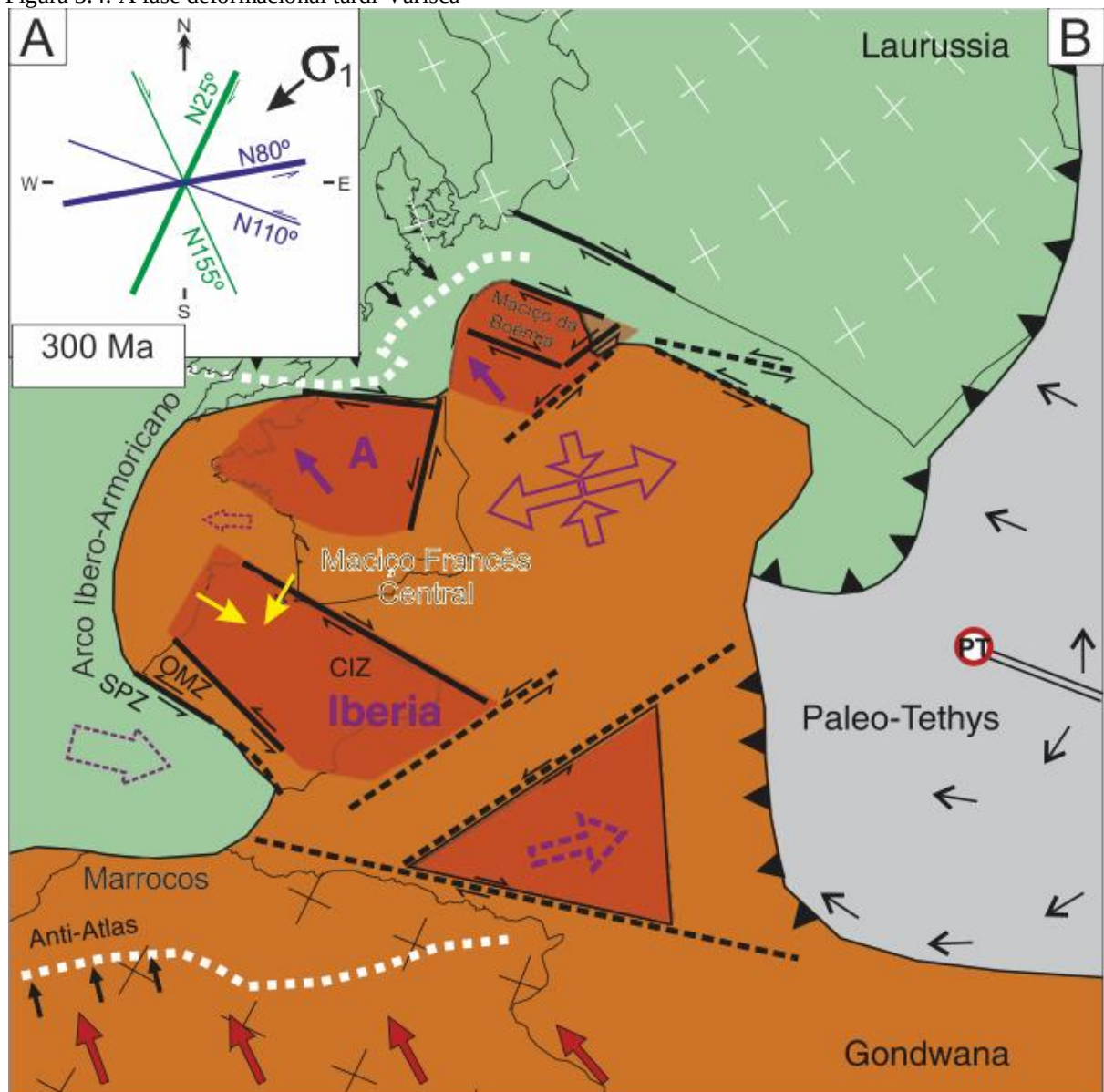
Estas duas fases D1 e D2 apresentam um processo de deformação contínua. As diferenças entre elas decorrem das diferenças litológicas e na idade (LOPES, 2003). Relativamente à idade, segundo Dallmeyer et al. (1997) a fase D1 teria ocorrido de 359 Ma a 355 Ma, por seu lado a fase D2 estendeu-se de 340 Ma a 330 Ma.

A fase D3 mostra características bastante distintas das fase deformacionais que a precederam (PEREIRA; RIBEIRO; MEIRELES, 1993). Nesta fase ocorre uma rotação do campo de tensões, reorientando o eixo compressivo máximo na direção WNW-ESE a E-W, o que levou à reativação das estruturas formadas nas fases anteriores em empurrões (RIBEIRO et al., 1979). Esta fase forma, na região central e meridional da ZCI, dobras com grande comprimento de onda (superior a 10 km) e com pequena amplitude, as quais afetam a xistosidade da fase anterior (D2). Para além destas dobras maiores esta fase de deformação origina, também, dobras menores e clivagem de crenulação (DIEZ BALDA; VEGAS; GONZALEZ LODEIRO, 1990).

A fase deformacional tardi-Varisca (312-270 Ma - figura 3.4) foi marcada pela reativação e desenvolvimento de estruturas frágeis (MARQUES; MATEUS; TASSINARI, 2002) sendo que o campo de esforços atuantes nesta fase deformacional era complexo. A Falha Porto-Tomar teria sido reativada como uma fratura inversa de alto ângulo sugerindo uma compressão máxima E-W (RIBEIRO et al., 1979). Porém, concomitantemente foram gerados pares conjugados de falhas transcorrentes, um conjunto predominante sinistral de direção NNE-SSW a ENE-WSW e o par conjugado, dextral, NNW-SSE a NW-SE (RIBEIRO et al., 1979). Segundo esses mesmo autores (Ribeiro et al., 1979) isto sugere que o vetor de compressão máxima seria N-S. No entanto, Marques; Mateus; Tassinari (2002) definem as principais direções dos sistemas de falhas tardi-variscanos, N25° e N80° e de seus pares conjugados com N110° e N155° respetivamente, o que manifesta um eixo compressivo máximo NE-SW (figura 3.4A).

Num contexto europeu este regime de esforços foi interpretado como o resultado local no Arco Ibero-Armoricano de uma zona de escape lateral numa colisão do bloco Ibero-Armoricano, pertencente à placa Gondwana com a Laurussia, figura 3.4B (KRONER; ROMER, 2013).

Figura 3.4: A fase deformacional tardi-Varisca



Legenda: (A) Principais direções das falhas atuantes na fase Tardi-Varisca, (B) Enquadramento Ibérico no cenário europeu de colisão intercontinental, onde o Arco Ibero-Armoricano seria uma zona de escape lateral pertencente à placa Gondwana

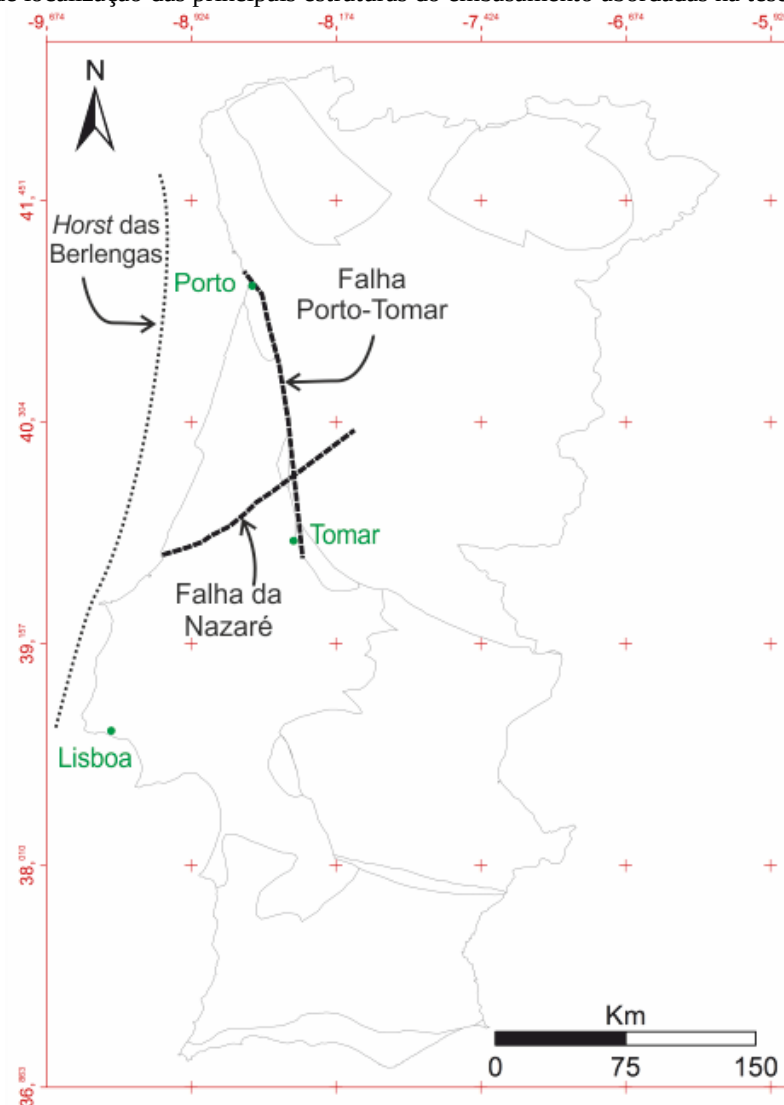
Fonte: (A) modificado de Marques; Mateus; Tassinari (2002) e (B) modificado de Kroner; Romer, (2013).

3.1.2 Sobre a Falha Porto-Tomar

O bordo ocidental do Maciço Ibérico apresenta importante feição topográfica NNW-SSE, que se estende desde a cidade do Porto até à cidade de Tomar (figura 3.5) numa extensão superior a 200 km em terra (RIBEIRO; PEREIRA; SEVERO, 1980) e ainda se estendendo para *offshore* (ALVES et al., 2012). Esta feição de profundidade crustal, assume

diversos nomes na bibliografia, como seja: Falha Porto-Tomar (FPT); Zona de Cisalhamento Porto-Tomar ou ainda; Zona de Falhas Porto-Tomar (p. ex. CHAMINÉ et al, 2003, 2007; DIAS; RIBEIRO, 1993).

Figura 3.5: Mapa de localização das principais estruturas do embasamento abordadas na tese.



Fonte: modificado de Oliveira et al. (1992) e Alves et al. (2002).

Talvez o melhor termo geológico para definir esta estrutura seja mesmo Zona de Falhas Porto-Tomar, no sentido em que esta estrutura é relativamente fácil de definir topográfica e geologicamente em mapas com escalas menores (p. ex. 1:500.000). A sua definição em campo como estrutura única e individualizada é, porém, extremamente difícil. Assim, nesta tese optou-se pela nomenclatura de Falha Porto-Tomar (FPT), *senso* nome

próprio, para esta estrutura imiscuindo-se assim à discussão de sua correta nomenclatura geológica.

Convencionalmente considera-se que esta estrutura corresponde, no Pennsylvaniano Médio, a uma zona cisalhamento dúctil dextral (RIBEIRO, 1974). Já no Pennsylvaniano Superior esta estrutura atuou como um cisalhamento frágil sinistral. Numa fase entre o Perminiano Inferior e a base do Triássico esta estrutura se comportou como uma falha reversa com cavalgamento para leste (RIBEIRO, 1979). No entanto, Pereira et al. (2010) consideram que esta estrutura já estaria presente no Neoproterozoico (Edicariano) como limite da Zona Ossa-Morena a oeste com a Zona Centro Ibérica a leste.

Trabalhos anteriores consideram que durante o Mesozoico esta estrutura seria o limite oeste da Bacia Lusitânica, sendo esta reativada como a falha de borda da bacia (p. ex. RIBEIRO; PEREIRA; SEVERO, 1980; KULLBERG et al., 2006). No entanto, os dados desta tese sugerem outra possibilidade (capítulo 7).

A evolução geodinâmica pós-mesozoica da Península Ibérica tem sido dominada pela reativação de estruturas, considerando-se que nos dias atuais alguns segmentos da FPT são ainda sismogênicos (PINHEIRO et al., 1996).

3.2 O preenchimento da Bacia Lusitânica

Apesar de ser estudada desde o final do séc. XIX, ainda não foi definido um modelo evolutivo que considere todas as características da Bacia Lusitânica (figura 3.1). Kullberg (2000) considera quatro episódios de rifteamento, outra publicação posterior considera que ocorreram três episódios de rifte (Azeredo et al., 2003), enquanto que a síntese publicada por Kullberg et al. (2006) refere, novamente, que teriam ocorrido quatro episódios de rifte. Na síntese da sondagem do ODP 210 (TUCHOLKE; SIBUET, 2007), os autores dividem a evolução da BL em duas fases: a primeira caracterizada por subsidência epirogênica durante o Jurássico Inferior e Médio sem separação continental e; a segunda subdividida em três episódios rifte. A publicação mais recente (PENA DOS REIS; PIMENTEL; GARCIA, 2010) considera que ocorreram três episódios de rifteamento e dois episódios de *Sag* (figura 3.3).

Apesar de proporem diferentes tectonossequências, estes modelos pouco diferem na evolução geodinâmica considerada. Assim é possível dividir a evolução da bacia com base

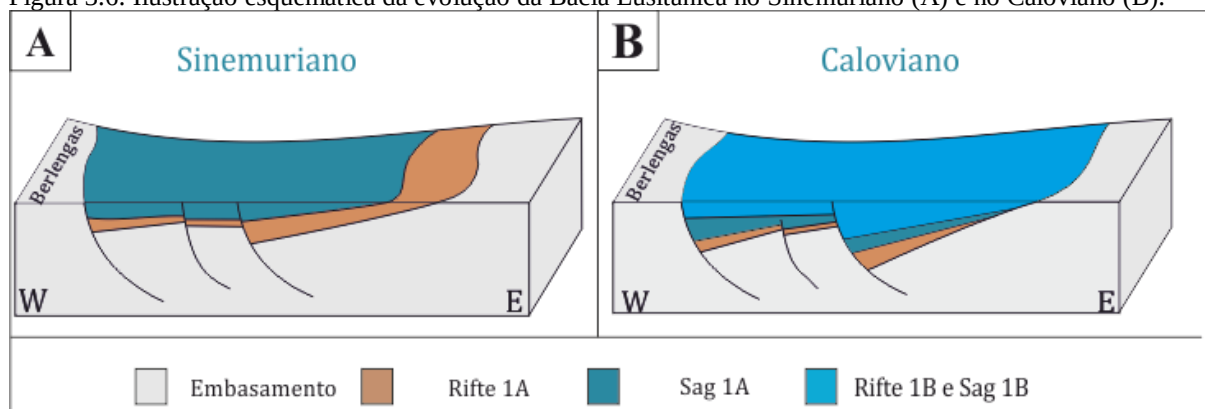
nas grandes discordâncias sedimentares regionais identificadas pelo trabalho de Wilson et al. (1989):

i) Triássico – Caloviano

O início da deposição da Bacia Lusitânica é muito semelhante ao das sequências das bacias no Atlântico Norte, com sequências de rifte e *sag* que na BL atingem espessuras superiores a 2 km (PINHEIRO et al., 1996; PENA DOS REIS; PIMENTEL, GARCIA 2010).

O Triássico consiste de depósitos siliciclásticos continentais (Grupo Grés de Silves, Rifte 1A) capeados por evaporitos (Formação Dagorda, *Sag* 1A), figura 3.6A. Estas sucessões evaporíticas, altamente heterogêneas, irão influenciar a resposta às tensões posteriores (KULLBERG et al. 2006). O Grupo de Grés de Silves e a Fm. Dagorda correspondem, segundo Pena dos Reis; Pimentel; Garcia (2010), a um rifte intra-continental que evoluiu rapidamente para um mar epicontinental, conectado ao Tethys, na sequência de um incremento da subsidência no início do Jurássico Inferior.

Figura 3.6: Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no Sinemuriano (A) e no Caloviano (B).



Fonte: Ilustração parcialmente baseada nos trabalhos de Pinheiro et al. (1996), Kullberg et al. (2006) e Pena dos Reis; Pimentel, Garcia (2010). Foi adotada a nomenclatura das tectonossequências mais recente (PENA DOS REIS; PIMENTEL, GARCIA, 2010).

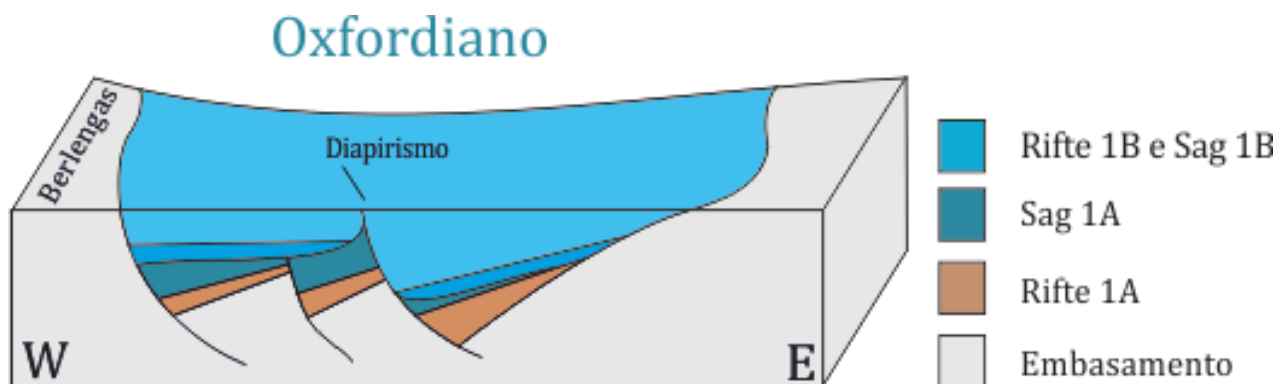
As formações posteriores do Jurássico Inferior e Médio exibem geometrias deposicionais mais simples que indicam a deposição numa rampa essencialmente carbonática, mais profunda a oeste (figura 3.6B).

ii) Oxfordiano - Tithoniano

A base desta sequência é marcada pela ocorrência de feições cársticas representando um hiato em toda a bacia do final do Caloviano ao início do Oxfordiano.

O Oxfordiano Médio apresenta a sedimentação lacustre e marinha restrita de carbonatos, sedimentos clásticos e até evaporitos. A sedimentação francamente marinha surge no final do Oxfordiano, durante o qual a subsidência chegou a 200 m/Ma (PINHEIRO et al. 1996). No final do Oxfordiano ocorreu um influxo súbito de sedimentos clásticos, acompanhados de um aumento da subsidência para valores de até 270 m/Ma (PINHEIRO et al. 1996). Os primeiros eventos diapíricos de relativa importância ocorreram, também, nesta idade. No setor sul da BL, os sedimentos acumulados em hemi-grabens indicam sedimentação sin-rifte, figura 3.7.

Figura 3.7: Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no Oxfordiano.



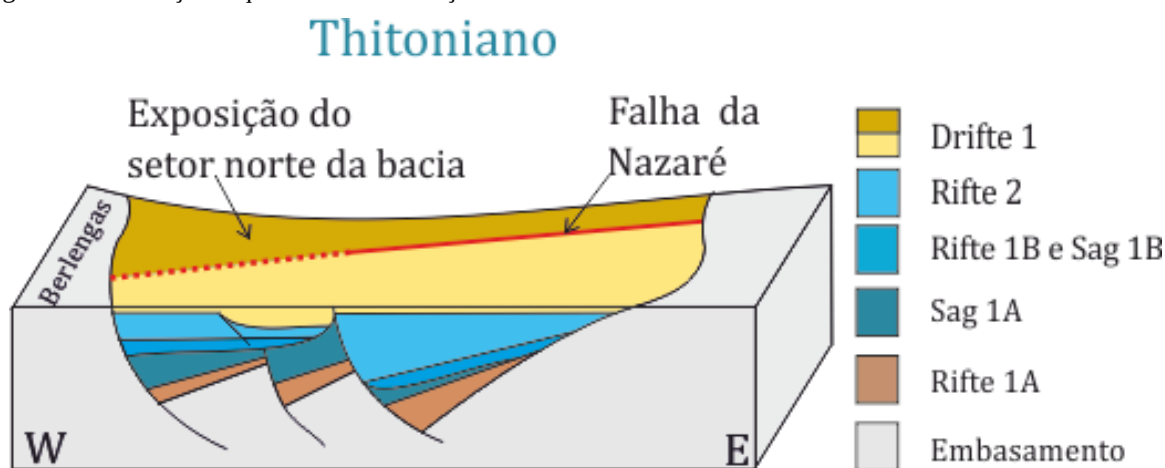
Fonte: Ilustração parcialmente baseada nos trabalhos de Pinheiro et al. (1996), Kullberg et al. (2006) e Pena dos Reis; Pimentel, Garcia (2010). Foi adotada a nomenclatura das tectonossequências mais recente (PENA DOS REIS; PIMENTEL, GARCIA, 2010).

As elevadas taxas de subsidência e a complexidade da distribuição de fácies durante o todo Kimmeridgiano indicam um ambiente transicional (WILSON et al., 1989; PINHEIRO et al. 1996). As fácies deposicionais plataformais apresentadas pelos sedimentos posteriores são características de uma fase pós-rifte. No final da deposição desta sequência ocorre uma progressiva diminuição de profundidade, com fácies cada vez mais rasas, culminando num sistema fluvial continental. Segundo Kullberg et al. (2006), isto significa que, durante este intervalo a bacia se reduziu a um golfo sem comunicação com o mar, com esporádicos influxos marinhos de oeste.

iii) Valanginiano-base do Aptiano

Nesta fase o preenchimento da bacia é marcado pelo aporte de materiais, predominantemente clásticos, em regime fluvial, distribuídos em direção às áreas mais distais, a sul. Estes materiais são provenientes de relevos emersos a leste e a oeste. No setor norte da BL não são reconhecidos sedimentos deste intervalo temporal indicando que a sedimentação confinar-se-ia ao sector meridional da BL (KULLBERG et al., 2006), figura 3.8.

Figura 3.8: Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no Thitoniano.

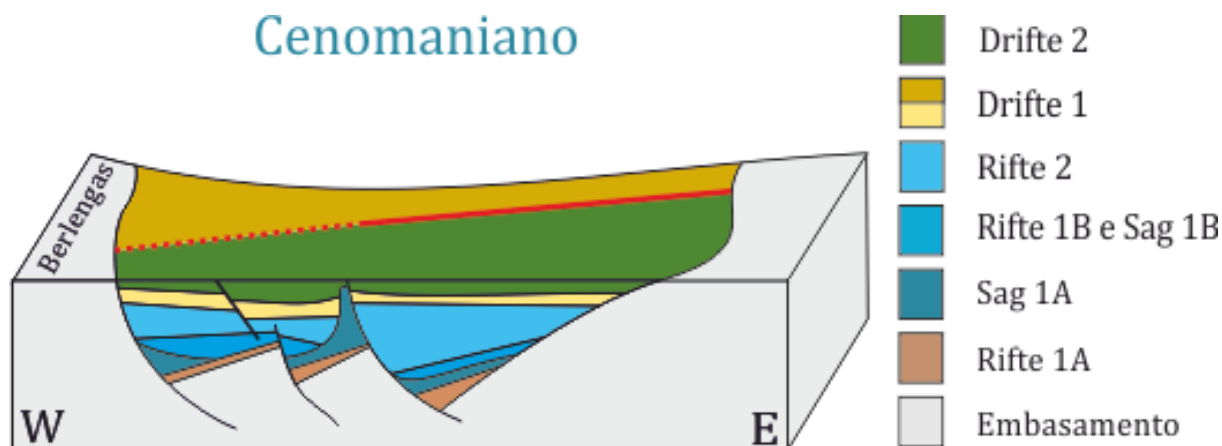


Fonte: Ilustração parcialmente baseada nos trabalhos de Pinheiro et al. (1996), Kullberg et al. (2006) e Pena dos Reis; Pimentel, Garcia (2010). Foi adotada a nomenclatura das tectonossequências mais recente (PENA DOS REIS; PIMENTEL, GARCIA, 2010).

iv) Final Aptiano-início do Campaniano

A base desta sequência é marcada por um influxo súbito de sedimentos clásticos transportados para sudeste por um sistema fluvial de clima úmido. Durante o Turoniano ocorreram eventos halocinéticos isolados evidenciados pela presença de desconformidades e carstificação (PINHEIRO et al., 1996), figura 3.9. Estes mesmos autores sugerem a reativação do sistema de falhas da Nazaré-Lousã no Campaniano resultando num soerguimento de área a sul deste sistema causando a migração para norte da deposição marinha. O topo desta sequência na margem nordeste é caracterizado pela ocorrência de silcretos, estando a deposição marinha restrita a uma estreita faixa na atual costa entre a região de Aveiro e a foz do Rio Mondego.

Figura 3.9: Ilustração esquemática da evolução da Bacia Lusitânica no Cenomaniano.



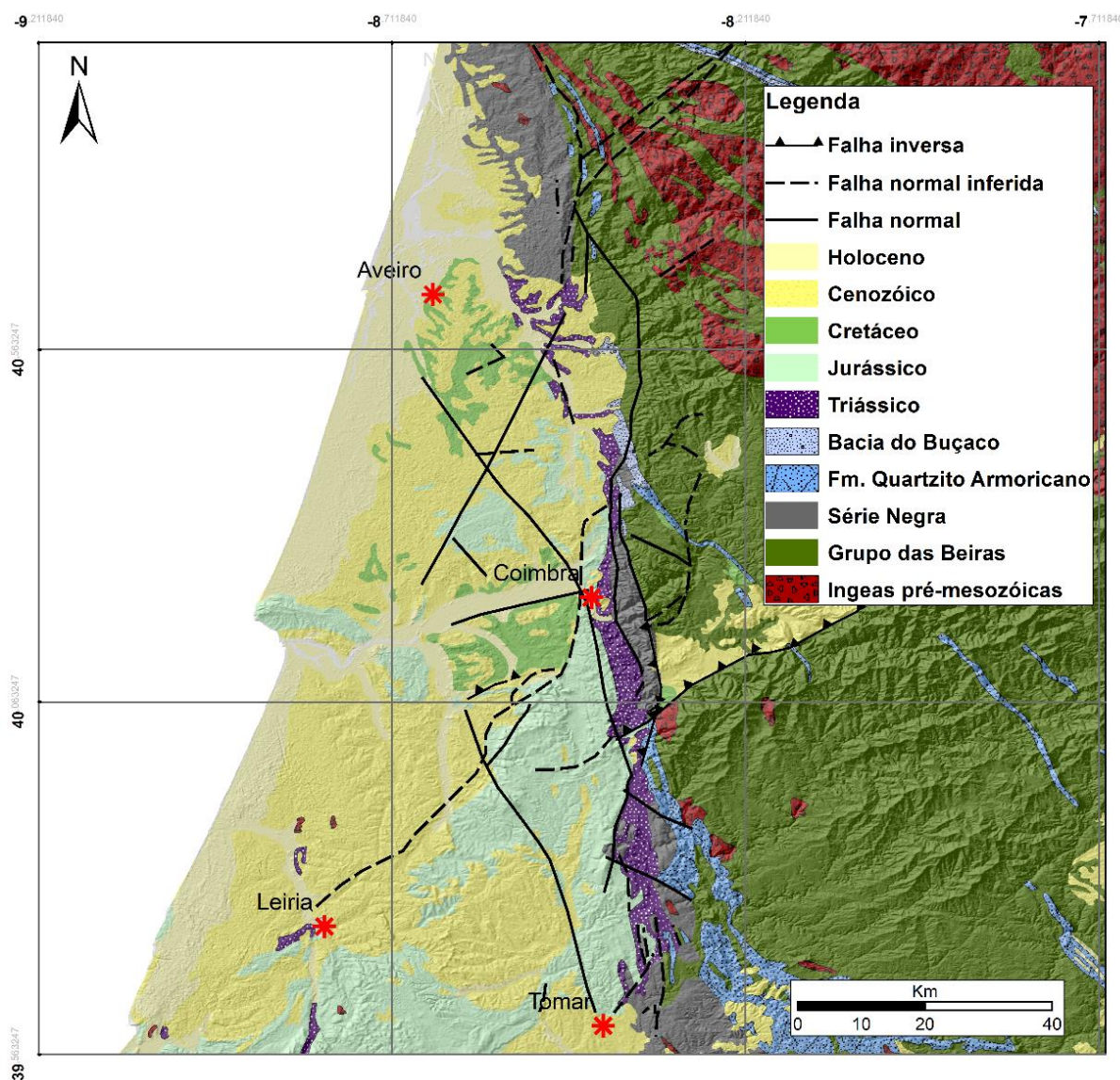
Fonte: Ilustração parcialmente baseada nos trabalhos de Pinheiro et al. (1996), Kullberg et al. (2006) e Pena dos Reis; Pimentel, Garcia (2010). Foi adotada a nomenclatura das tectonossequências mais recente (PENA DOS REIS; PIMENTEL, GARCIA, 2010).

3.3 Os sedimentos Triássicos da Bacia Lusitânica

Os sedimentos Triássicos da Bacia Lusitânica dividem-se, conforme referido anteriormente, em duas formações, Formação Conraria e Formação Castelo Viegas, estas unidades, juntamente com a Formação de Pereiros, do Jurássico Inferior, formam o Grupo Grés de Silves (CHOFFAT, 1887, 1903; PALAIN, 1976). Este Grupo aflora numa faixa aproximadamente Norte-Sul, das proximidades de Aveiro até Tomar (figura 3.10).

Os trabalhos pioneiros de Choffat, supramencionados, dividem os chamados “Grés de Silves” em duas unidades “*Grés à rouge brique*” e “*Grés à nuances claires*”, grés tijolo vermelho e grés com tons claros, respectivamente (tabela 3.1). Estas duas unidades correspondem a sedimentos de litologia variada, incluindo conglomerados, arcósios, arenitos feldspáticos e pelitos. O trabalho detalhado de enfoque sedimentar de Palain (1976) divide o “Grés de Silves” em três megassequências (A, B e C), sendo que a megassequência A e parte da B (B1) são datadas do Triássico. A área fonte destes sedimentos situar-se-ia a leste, no Maciço Ibérico, sendo que a falta de continuidade dos depósitos indicaria uma sedimentação em cones aluvionares, que para oeste evoluiu para ambientes de planície aluvial (PALAIN, 1976). Ainda segundo Palain (1976), o clima durante a deposição das megassequências A e B seria quente e com estações bem marcadas.

Figura 3.10: Mapa geológico, simplificado, da margem leste da Bacia Lusitânica.



Fonte: modificado a partir de Oliveira et al. (1992) e Soares; Marques; Sequeira (2007).

Segundo Soares; Duarte (1995) os limites das megassequências (A, B e C), são materializados por discordâncias erosivas regionais, correspondendo a movimentações tectônicas de blocos, integradas no processo de rifteamento e, de acordo com os autores supramencionados, os efeitos dos movimentos tectônicos são notórios, visto que a base de cada megassequência é marcada (A1 e B1) por forte sedimentação detrítica (cascalheira).

O Grupo “Grés de Silves” tem sido estudado principalmente com base na seção-tipo na região de Coimbra (Coimbra-Pereiros), o estudo deste corte-tipo permite a conversão das sequências definidas por Palain (1976) em unidade litoestratigráficas, isto é Camadas de Conraria, Camadas de Castelo Viegas e Camadas de Pereiros (SOARES; MARQUES;

ROCHA, 1985), sendo estas unidade convertidas posteriormente para formações litoestratigráficas, agrupadas no Grupo Grés de Silves (AZERÊDO et al., 2003), sendo esta a divisão adotada nesta tese (tabela 3.1). Assim, segundo Azeredo et al. (2003) na região de Coimbra a Formação Conraria engloba os termos A1 e A2 de Palain (1976). O termo B1, desse mesmo autor, corresponde à Formação de Castelo Viegas.

Tabela 3.1: Tabela comparativa das unidades do Grupo Grés de Silves, segundo diversos autores. Observe-se que para esta tese se optou por usar as divisões propostas por Rocha et al. (1996).

Choffat (1880-1903)	Carvalho (1950)	Soares et al. (1985)	Palain (1976)	Rocha et al. (1987)	Rocha et al. (1996)		Azeredo et al. (2003)	Soares et al. (2012)
Camadas de Pereiros			C2	Argilitos e areias dolomíticas	Grupo dos "Grés de Silves"	Fm. Pereiros	Fm. Pereiros	Fm. Pereiros
			C1	Arenitos com <i>Clathropteris meniscoides</i>				
			B2	Areias dolomíticas com <i>Isocyprina</i> e <i>Promathildia</i> sp.				
"Grés à nuance claire"	Cam. de Castelo Viegas	Cam. de Castelo Viegas	B1	Cam. de Castelo Viegas		Fm. Castelo Viegas	Fm. Castelo Viegas	Fm. Castelo Viegas
"Grés à nuances claire"	Cam. de Conraria	Cam. de Conraria	A2	Arenitos com <i>Voltzia riberoi</i>		Fm. Conraria	Fm. Conraria	Fm. Pereira
			A1	Arenitos Conraria				Fm. Conraria

Fonte: O autor, 2015

A questão da idade da Formações Conraria e Castelo Viegas têm sido objeto de extensa discussão por diversos autores (p. ex. CHOFFAT, 1880; PALAIN, 1976; SOARES; MARQUES; ROCHA, 1985; ROCHA et al., 1987; AZEREDO et al., 2003). No entanto a ausência de marcadores paleontológicos inviabiliza uma datação precisa destas unidades que,

tradicionalmente, são consideradas de idade triássica média/superior. A presença de fósseis no termo B2, base da Formação de Pereiros, permite datar esta unidade como sendo do Hettangiano (p. ex. PALAIN, 1976). Através do estudo palinológico do termo A2, Adloff; Doubinger; Palain (1974) atribuem esta unidade ao Carniano-Noriano. Posteriormente, Rocha (1996), através de estudos de paleomagnetismo da megassequência A, estipula que esta unidade foi depositada durante o Carniano, mais precisamente Juliano para o termo A1 e Tuvaliano para o termo A2. Já a Formação Castelo Viegas não foi até hoje datada com precisão, sendo que vários autores assumem que esta unidade se estende do Noriano ao Hettangiano (p. ex. SOARES; MARQUES; ROCHA, 1985; SOARES; DUARTE, 1995).

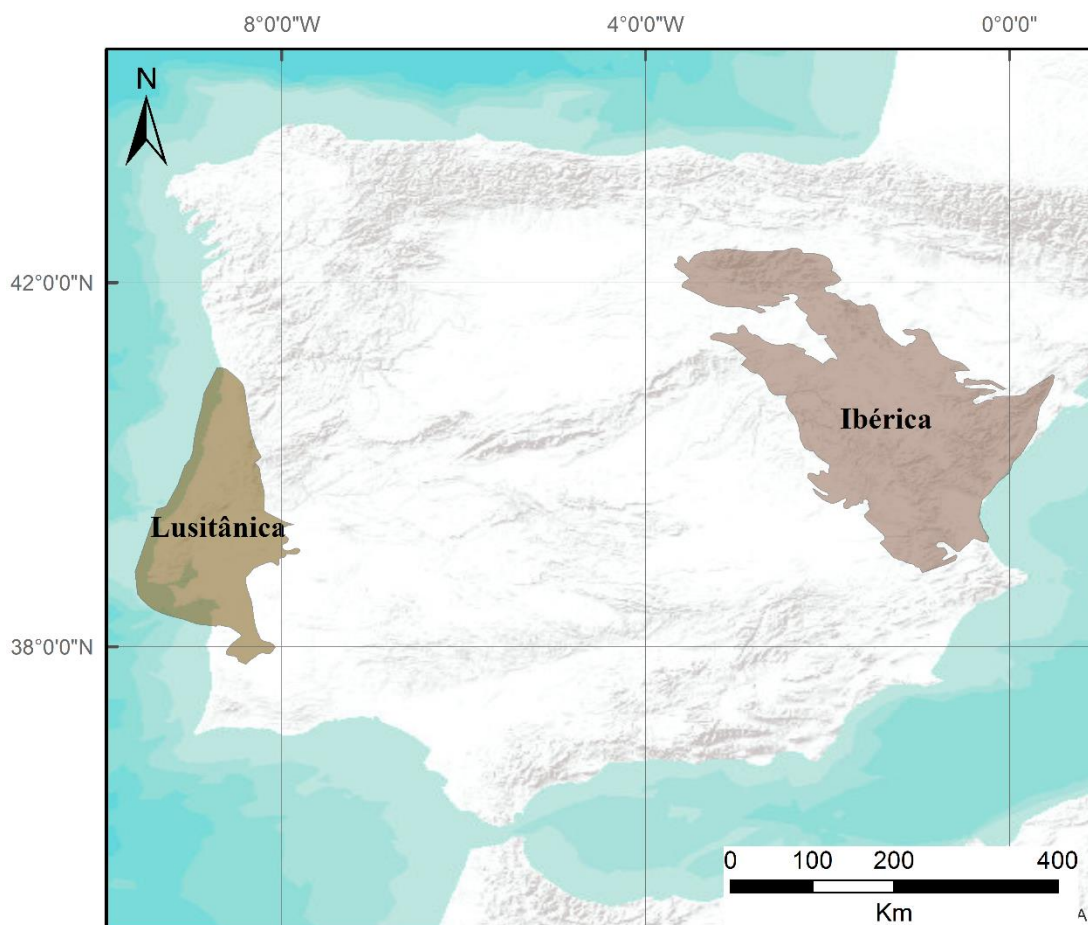
3.4 As bacias sedimentares vizinhas

A sedimentação triássica nas bacias do Atlântico Norte é bastante semelhante, podendo ser subdividida em duas fases: uma fase inicial caracterizada por sedimentação fluvial e/ou fluvio-eólica em leques aluviais e; uma fase posterior constituída por folhelhos e evaporitos depositados em ambientes de playa ou lacustrinos (LELEU; HARTLEY, 2010). Não obstante a semelhança dos conteúdos sedimentológicos, estas bacias teriam permanecido hidrograficamente independentes durante a maior parte da sua evolução, sem ligação entre elas exceto por curtos períodos durante a segunda fase de evolução (LELEU; HARTLEY, 2010)

A idade inicial da segunda fase é relativamente constante nas bacias circum norte-atlânticas, situando-se entre o Rhaetiano (Triássico Superior) e o Hettangiano (Jurássico Inferior) (LELEU; HARTLEY, 2010). No entanto, a idade dos sedimentos da primeira fase e consequentemente do início do rifte estende-se por todo o Triássico, desde o Permiano-Triássico Inferior nas bacias do Reino Unido e Irlanda (MCKIE; WILLIAMS, 2009) até ao Triássico Superior (Noriano) na Bacia Lusitânica (PALAIN, 1976).

Segundo Stolfova; Shannon (2009) a arquitetura dos riftes Triássicos nas margens do Atlântico Norte é fortemente controlada pelas estruturas Caledonianas e Variscas, tal como foi observado anteriormente para a Bacia Lusitânica. Assim sendo, a análise da Bacia Lusitânica (BL) deverá ser visualizada e conjugada com bacias com herança estrutural o mais semelhante possível, como é o caso da Bacia Ibérica (BI) na Espanha (figura 3.11).

Figura 3.11: Mapa de localização das bacias Lusitânica e Ibérica, no contexto da Península Ibérica.



Fonte: O autor, 2015

Na Bacia Ibérica a sedimentação do primeiro estágio rifte estende-se do Permiano ao Triássico Superior. A primeira sequência (Sequência 1 *senso* Arche; López-Gómez, 1996) na Bacia Ibérica é virtualmente idêntica à Fm. Conraria da BL, consistindo em arenitos, conglomerados e siltitos de cor avermelhada, depositados em ambiente de leque aluvionar (Arche; López-Gómez, *op. cit.*). Esta sequência é apenas registrada na região central e noroeste da Bacia Ibérica, tendo sido depositada em pequenos *hemi-grabens* com drenagem interna (Arche; López-Gómez, *op. cit.*). A Sequência 1 da Bacia Ibérica apresenta algumas evidências de vulcanismo e apresenta idade do Permiano Inferior (Arche; López-Gómez, *op. cit.*).

A Sequência 2 (ARCHE; LÓPEZ-GÓMEZ, 1996) é composta por duas formações: Fm. Boniches e a Fm. Alcotas. A idade desta sequência é do Permiano Superior (LÓPEZ; GÓMEZ, 1992) e estima-se que foi depositada em cerca de 8-10 Ma. A Fm. Boniches consiste em conglomerados com seixos de quartzito sub-angulares a bem- arredondados, de

até 40 cm de tamanho, organizados em ciclos de afinamento para o topo com até 85 m de espessura (López; Gómez, 1992). Estes depósitos são interpretados como depósitos de leques aluviais provenientes do planalto paleozoico na margem sudoeste da Bacia Ibérica.

A Sequência 3 (Arche; López-Gómez, 1996) consiste, também, em duas formações a Fm. Cañizar e a Fm. Eslida. A deposição desta sequência estende-se do Permiano Superior ao Anisiano (Triássico) com uma duração de cerca de 15-16 Ma. A Fm. Cañizar é caracterizada por um arenito de coloração rosa-vermelho. Estes arenitos apresentam características arcossianas, apresentando espessuras de até 170 m, com menores níveis de conglomerado e siltito. Esta formação é interpretada como depósitos arenosos originados em rios anastomosados, com paleocorrentes para sudeste (LÓPEZ; GÓMEZ, 1993). A Fm. Eslida só é encontrada ao longo de uma zona estreita na parte sudeste da Bacia Ibérica. Esta é constituída por siltitos vermelhos e intercaladas com corpos lenticulares de arenito de composição arcossiana, de espessura decamétrica. Esta sequência apresenta até 660 m de espessura, mas diminui rapidamente para o noroeste e sudoeste. Os corpos de arenito são canalizados e são interpretados como depósitos de areia de rios anastomosados com descargas sedimentares abruptas, alternando com depósitos planície de inundação com lagos efêmeros e perfis de solo (LÓPEZ; GÓMEZ, 1993).

Já as sequências posteriores registram sedimentação marinha na Bacia Ibérica (ARCHE; LÓPEZ-GÓMEZ, 1996), não tendo correspondentes na Bacia Lusitânica.

Assim, esta evolução litofaciológica das primeiras sequências da Bacia Ibérica apresenta bastante semelhança com os dados bibliográficos e mais ainda com aqueles que serão apresentados nesta tese para a Fm. Conraria e Fm. Castelo Viegas (capítulo 5).

Sob o ponto de vista estrutural destacam-se as semelhanças entre as estruturas da Bacia Ibérica com as das da BL semelhantes às que serão descritas nesta tese. Este dado era espectável visto que em ambas as bacias (BI e BL) o embasamento exerce um forte controle nas estruturas rifte. A Bacia Ibérica encontra-se estruturada com falhas orientadas NW-SE e NNE-SSW, de movimento oblíquo, que limitam os *hemi-grabens* previamente mencionados (ARCHE; LÓPEZ-GÓMEZ, 1996). Além disso, a Bacia Ibérica apresenta sistemas de falhas NE-SW, deslocadas pelos sistemas de falhas supracitados, que tal como na Bacia Lusitânica, limitam a bacia em setores condicionando a disposição dos depocentros (ARCHE; LÓPEZ-GÓMEZ, 1996).

Segundo Arche; López-Gómez (1996) a Bacia Ibérica formou-se num regime tectônico de distensão transtensiva para sudoeste. Este regime tectônico é substancialmente diferente para aquele considerado em trabalhos anteriores para a fase Triássica da BL (p. ex.

KULLBERG et al., 2006). Esta diferença entre as duas bacias será abordada posteriormente (capítulo 5 e capítulo 8).

Outra importante questão prende-se com a classificação adotada para este tipo de bacias. Segundo Arche; López-Gómez (1996) a origem da Bacia Ibérica está relacionada com o colapso da cadeia Varisca e não com um processo de rifteamento propriamente dito, tendo o rifte ocorrido apenas em estágios mais tardios da evolução da Bacia Ibérica. Cloetingh; Ziegler (2009) classificam este tipo de bacias como do tipo herdeira. Uma vez que ambas as bacias partilham o embasamento, será que o mesmo modelo poderá ser considerado para a fase Triássica da Bacia Lusitânica? Também neste caso esta questão será abordada com base nos novos dados adquiridos no âmbito desta tese (capítulo 7).