



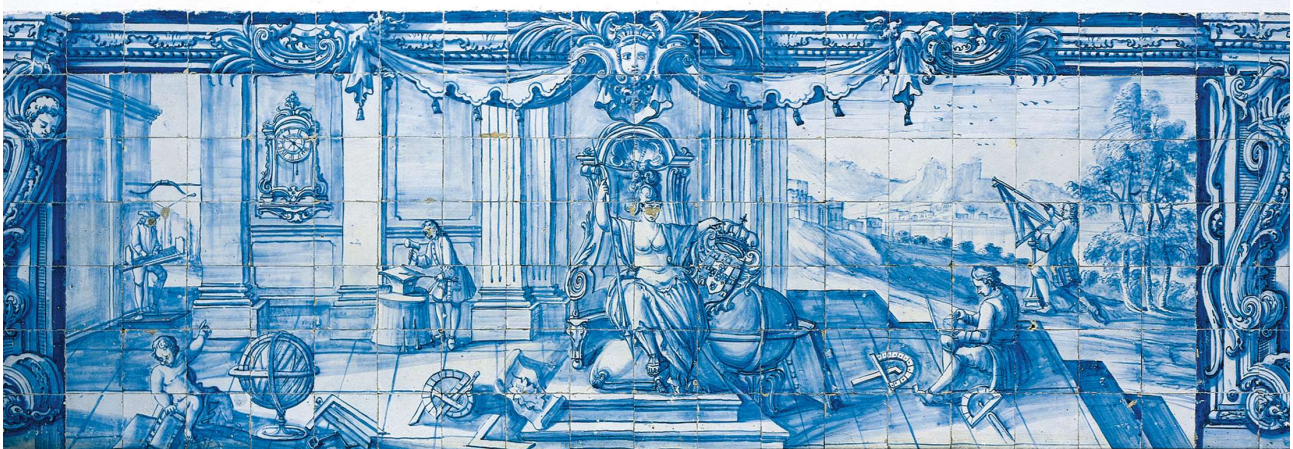
APLICAÇÃO DA GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO A AREIAS E ROCHAS DO SUBSTRATO DO LITORAL DO SUDOESTE DE PORTUGAL: IMPLICAÇÕES PARA A PROVENIÊNCIA, DINÂMICA SEDIMENTAR E HISTÓRIA GEOLÓGICA DA REGIÃO

Luís José de Sousa Albardeiro

Tese apresentada à Universidade de Évora
para obtenção do Grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço
Especialidade: Processos Geológicos

ORIENTADORES: *Prof. Doutor Manuel Francisco Castro Pereira*
Prof. Doutora Cristina Maria Pinto da Gama

ÉVORA, OUTUBRO, 2015



Universidade de Évora
Instituto de Investigação e Formação Avançada



Luís José de Sousa Albardeiro

**APLICAÇÃO DA GEOCRONOLOGIA U-Pb EM
ZIRCÃO A AREIAS E ROCHAS DO SUBSTRATO DO
LITORAL DO SUDOESTE DE PORTUGAL:
IMPLICAÇÕES PARA A PROVENIÊNCIA,
DINÂMICA SEDIMENTAR E HISTÓRIA
GEOLÓGICA DA REGIÃO**

Doutoramento em Ciências da Terra e do Espaço
Especialidade de Processos Geológicos

Tese orientada pelos Professores Doutores
Manuel Francisco Castro Pereira
Cristina Maria Pinto da Gama

2015

Resumo

O presente estudo de proveniência sedimentar baseia-se na geocronologia U-Pb em zircão da areia de praia (Areias Brancas, Aberta Nova e São Torpes) e, das rochas que constituem as arribas adjacentes, junto ao Cabo de Sines (grauvaques do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, areias da Bacia de Alvalade e sienitos do Maciço de Sines).

As populações de zircão detrítico dos grauvaques carbónicos amostrados neste estudo distribuem-se principalmente pelo Neoproterozoico (ca. 844-548 Ma), derivando de fontes localizadas no bloco continental de Gondwana (Zona de Ossa-Morena). O restante flysch inclui outras fontes que podem ser atribuídas à Laurússia e a um suposto arco insular devónico; estas fontes estão relacionadas com a formação do supercontinente Pangeia (Orogenia Varisca).

As idades dos zircões ígneos dos sienitos do Maciço de Sines (ca. 87-74 Ma) indicam a presença de três episódios de cristalização durante ca. 13 Ma no Cretácico Superior e as idades obtidas indicam que este Maciço é contemporâneo do magmatismo alcalino intraplaca representado pelo Maciço de Sintra.

Nas areias das arribas plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade predominam zircões paleozoicos (ca. 541-277 Ma); são provenientes de fontes localizadas a norte (soco pré-Mesozoico da Zona Centro-Ibérica e do Eocénico-Miocénico da Bacia do Baixo Tejo), a leste (zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa) e a oeste (Zona Sul Portuguesa, Triásico da Bacia do Alentejo e Maciço de Sines). Estas fontes foram expostas em resultado do rejuvenescimento do relevo por efeito da tectónica Alpina.

A areia holocénica de praia, amostrada a norte do Cabo de Sines, é caracterizada pela predominância de zircões paleozoicos tal como acontece na areia plio-pleistocénica das arribas adjacentes. Na areia holocénica de praia colhida a sul do Cabo de Sines predominam os zircões cretácicos (ca. 95-73 Ma) provenientes do Maciço de Sines; esta diferenciação de fontes está relacionada com a dinâmica litoral atual.

Palavras-chave: Proveniência sedimentar, Geocronologia U-Pb em zircão, sedimentos de praia, arribas rochosas.

U-Pb GEOCHRONOLOGY OF ZIRCON FROM BEACH SAND AND BASEMENT ROCKS OF THE SOUTHWEST PORTUGUESE COAST: IMPLICATIONS FOR PROVENANCE, SEDIMENTARY DYNAMICS AND GEOLOGICAL HISTORY OF THE REGION

Abstract

This sedimentary provenance study is based on U-Pb geochronology of zircon extracted from beach sand (Areias Brancas, Aberta Nova and São Torpes) and sea cliffs rocks around Sines Cape (Baixo Alentejo Flysch Group greywacke, Alvalade Basin sands and Sines Massif syenites).

The populations of detrital zircon from the Carboniferous greywackes (this study) are mainly distributed over the interval ca. 844-548 Ma (Neoproterozoic); they derived from sources located in Gondwana (Ossa-Morena Zone). The rest of the flysch deposits include other sources that can be attributed to Laurussia and to a supposed Devonian island arc. These sources are related to the formation of the supercontinent Pangaea (Variscan Orogeny).

The ages of igneous zircons from Sines syenites (ca. 87-74 Ma) reveal three crystallization episodes during a period of ca. 13 Ma in the Upper Cretaceous; the ages obtained indicate that the Sines Massif is coeval with the Sintra Massif representing a major event of intra-plate alkaline magmatism in Iberia.

Paleozoic detrital zircons (ca. 541-277 Ma) are dominant on the Plio-Pleistocene sands (Alvalade Basin) forming the sea cliffs; they derived from sources located in the north (the pre-Mesozoic basement of the Central-Iberian Zone and the Eocene-Miocene of the Lower Tagus Basin), east (areas of Ossa-Morena and South Portuguese zones) and west (South Portuguese Zone, Triassic Alentejo Basin and Sines Massif). These sources were exposed as a result of landscape rejuvenation during Alpine tectonics.

The population of detrital zircons from the Holocene beach sand sampled north of the Sines Cape is dominated by Paleozoic grains as in Plio-Pleistocene sand forming the adjacent sea-cliffs. In the beach sand sampled south of the Sines Cape, Cretaceous zircons are dominant (ca. 95-73 Ma) and probably derived from the Sines Massif; this variation in sources is related to modern littoral dynamics.

Key-words: Sedimentary provenance, U-Pb zircon geochronology, beach sediments, rocky sea-cliffs.

Índice geral

Pag.

Resumo	iii
Abstract	v
Índice geral	vii
Índice de figuras	xiii
Índice de tabelas	xix
Agradecimentos	xxi

Capítulo I – Introdução 1

I-1. Enquadramento da investigação	1
------------------------------------	---

I-2. Objetivos da investigação	2
--------------------------------	---

I-3. Área de estudo	3
---------------------	---

Capítulo II – Aplicação da geocronologia U-Pb de zircão em estudos de proveniência 5

II-1. Estrutura do zircão	5
---------------------------	---

II-2. Geocronologia U-Pb aplicada ao zircão	7
---	---

<u>II-2.1. O ZIRCÃO NA GEOCRONOLOGIA U-Pb</u>	7
---	---

<u>II-2.2. O DECAIMENTO RADIOATIVO E A DATAÇÃO ABSOLUTA</u>	8
---	---

II-3. Estado da arte da aplicação a estudos de proveniência sedimentar da geocronologia U-Pb em zircão	10
--	----

<u>II-3.1. GEOCRONOLOGIA U-Pb NO REGISTO ESTRATIGRÁFICO</u>	10
---	----

<u>II-3.2. O ZIRCÃO E OS ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR</u>	10
---	----

<u>II-3.3. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DE ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA BASEADOS EM ZIRCÕES DETRÍTICOS</u>	13
---	----

Capítulo III - Enquadramento Geológico 17

III-1. O soco pré-Mesozoico da Ibéria	17
<u>III-1.1. ZONA CENTRO-IBÉRICA</u>	21
<u>III-1.2. ZONA DE OSSA-MORENA</u>	22
<u>III-1.3. ZONA SUL PORTUGUESA</u>	24
<u>III-1.4. Estratigrafia do Paleozoico (Zona Sul Portuguesa) na área de estudo (Sines)</u>	30
III-2. As bacias meso-cenozoicas da Ibéria	32
<u>III-2.1. BACIAS MESOZOICAS</u>	32
III-2.1.1. Bacia Lusitaniana	32
III-2.1.2. Bacia Algarvia	33
III-2.1.3. Bacia do Alentejo	34
<u>III-2.2. MAGMATISMO E MACIÇOS CRETÁICOS</u>	36
<u>III-2.3. BACIA CENOZOICA DE ALVALADE</u>	39
III-3. Trabalhos anteriores sobre aplicação de minerais pesados na análise de proveniência sedimentar na área de estudo	45

Capítulo IV - Resultados de geocronologia U-Pb em zircão 49

IV-1. Estratégia de amostragem	49
<u>IV-1.1. LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS</u>	51
<u>IV-1.2. PRAIA DA ABERTA NOVA</u>	52
<u>IV-1.3. PRAIA DAS AREIAS BRANCAS</u>	52
<u>IV-1.4. PRAIA DO NORTE</u>	53
<u>IV-1.5. COSTA NORTE (MACIÇO DE SINES)</u>	54
<u>IV-1.6. PRAIA DE S. TORPES</u>	55
<u>IV-1.7. PRAIA DE MONTE CLÉRIGO (ALJEZUR)</u>	57
IV-2. Grauvaques carbónicos (Grupo do Flysch do Baixo Alentejo- Zona Sul Portuguesa)	58
<u>IV-2.1. AMOSTRA ST-8 (GRAUVAQUE CARBÓNICO; ARRIBA DA PRAIA DE S.TORPES)</u>	58
<u>IV-2.2. AMOSTRA AJ-1 (GRAUVAQUE CARBÓNICO; ARRIBA DA PRAIA DE MONTE CLÉRIGO)</u>	62

IV-3. Sienitos cretácicos da arriba do Cabo de Sines (Maciço de Sines)	64
<u>IV-3.1. AMOSTRA MS-4 (SIENITO CRETÁCICO; CABO DE SINES)</u>	64
<u>IV-3.2. AMOSTRA MS-5 (SIENITO CRETÁCICO; CABO DE SINES)</u>	68
IV-4. Areias plio-pleistocénicas das arribas litorais	72
<u>IV-4.1. AMOSTRA AB-3 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)</u>	72
<u>IV-4.2. AMOSTRA AB-4 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)</u>	76
<u>IV-4.3. AMOSTRA PN-1 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DO NORTE)</u>	80
<u>IV-4.4. AMOSTRA PN-2 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DO NORTE)</u>	85
<u>IV-4.5. AMOSTRA ST-5 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DE S. TORPES)</u>	89
<u>IV-4.6. AMOSTRA ST-6 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DE S. TORPES)</u>	93
IV-5. Areias de praia holocénicas	97
<u>IV-5.1. AMOSTRA AN-3/4 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)</u>	97
<u>IV-5.2. AMOSTRA AB-1/2 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DA ABERTA NOVA)</u>	101
<u>IV-5.3. AMOSTRA ST-1 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DE S. TORPES)</u>	105
<u>IV-5.4. AMOSTRA ST-9 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DE S. TORPES)</u>	108

Capítulo V - Discussão 113

V-1. Turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo	113
V-2. Sienitos do Maciço de Sines	124
V-3. Areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade	131
V-4. Areias holocénicas de praia do SW da Ibéria	146
V-5. O significado paleotectónico das populações de zircão ígneo e detrítico: implicações na história geológica da região	157

Capítulo VI - Conclusões 169

<u>Apêndice A - Metodologia: amostragem e procedimentos laboratoriais no estudo de minerais pesados (zircão)</u>	207
A-1. Introdução	209
A-2. Evolução da geocronologia em zircão	209
A-3. Métodos de estudo em geocronologia de zircão	215
<u>A-3.1. MÉTODOS DE ESTUDO DA MORFOLOGIA EXTERNA E INTERNA</u>	215
A-3.1.1. Catodoluminescência	217
A-4. O método de datação com ablação laser	218
<u>A-4.1. PRINCÍPIOS E FUNCIONAMENTO DO EQUIPAMENTO</u>	218
A-4.1.1. O sistema de ablação laser	219
A-4.1.2. O plasma indutivamente acoplado	223
A-4.1.3. A interface	224
A-4.1.4. Espectrômetros de massa	225
A-4.1.5. Detetores	227
<u>A-4.2. FONTES DE ERRO DO MÉTODO E ESTRATÉGIAS DE MITIGAÇÃO</u>	228
A-4.2.1. Descriminação de massa	228
A-4.2.2. Fracionamento de isótopos e elementos	229
<u>A-4.3. MÉTODOS DE CORREÇÃO DO FRACIONAMENTO E DOS DESVIOS DE MASSA</u>	231
A-4.3.1. Fracionamento elementar de Pb/U	232
A-4.3.2. Correção para desvios de massa	234
A-4.3.3. Correção para o Pb comum inicial	235
<u>A-4.4. PRECISÃO E RIGOR DO MÉTODO</u>	236
A-5. Comparação com outros métodos	237
A-6. Especificidades na datação de o zircão detrítico	243
<u>A-6.1. FONTES DE ERRO EM ZIRCÕES DETRÍTICOS</u>	243
<u>A-6.2. NÚMERO DE GRÃOS A ANALISAR</u>	243
A-7. Procedimentos laboratoriais de separação de	

minerais pesados	244
<u>A-7.1. SEPARAÇÃO DE ZIRCÃO</u>	244
<u>A-7.2. ANÁLISE DA MORFOLOGIA DE ZIRCÕES</u>	249
A-8. Procedimentos laboratoriais específicos no estudo do zircão	252
<u>A-8.1. AS IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA DA MORFOLOGIA INTERNA DE ZIRCÃO</u>	252
<u>A-8.2. O ESPECTRÓMETRO DE MASSA COM ABLAÇÃO LASER</u>	254
A-9. Tratamento dos dados geocronológicos e análise estatística	255
<u>A-9.1. DIAGRAMAS DE CONCÓRDIA</u>	255
<u>A-9.2. DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADE ESTATÍSTICA</u>	258
<u>A-9.3. DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO KERNEL</u>	259
<u>A-9.4. TESTE KOLMOGOROV-SMIRNOV (K-S)</u>	260
<u>Apêndice B - Granulometria</u>	263
<u>Apêndice C – Imagens de catodoluminescência</u>	269
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA ST-8	271
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA MS-4	272
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA MS-5	273
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA AB-3	274
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA AB-4	275
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA PN-1	276
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA PN-2	277
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA ST-5	278
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA ST-6	279
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA AN-3/4	280
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA AB-1/2	281
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA ST-1	282
GRÃOS DE ZIRCÃO DA AMOSTRA ST-9	283
<u>Apêndice D – Dados de geocronologia U-Pb</u>	285
AMOSTRA ST-8 (FLYSCH FM. DE MIRA - CARBÓNICO)	287
AMOSTRA AJ-1 (FLYSCH FM. DA BREJEIRA - CARBÓNICO)	290
AMOSTRA MS-4 (SIENITOS DO MACIÇO DE SINES - CRETÁCICO)	291
AMOSTRA MS-5 (SIENITOS DO MACIÇO DE SINES - CRETÁCICO)	294
AMOSTRA AB-3 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	298
AMOSTRA AB-4 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	302

AMOSTRA PN-1 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	306
AMOSTRA PN-2 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	310
AMOSTRA ST-5 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	312
AMOSTRA ST-6 (AREIAS DAS ARRIBAS PLIO-PLEISTOCÉNICAS)	315
AMOSTRA AN-3/4 (AREIAS DE PRAIA – HOLOCÉNICO)	316
AMOSTRA AB-1/2 (AREIAS DE PRAIA – HOLOCÉNICO)	317
AMOSTRA ST-1 (AREIAS DE PRAIA – HOLOCÉNICO)	323
AMOSTRA ST-9 (AREIAS DE PRAIA – HOLOCÉNICO)	325

Índice de figuras

Pág.

Figura I.1 – Localização da área de estudo e identificação dos seis locais onde foi realizada amostragem.	3
Figura II-1 – Estrutura do zircão.	5
Figura III.1 – Localização da Ibéria e do Oceano Rheic numa reconstrução paleogeográfica do Paleozoico inferior (Nance et al., 2010).	17
Figura III.2 – Evolução dos Oceanos Iapetus e Rheic e a formação do Orógeno Varisco (adaptado de Nance et al., 2010).	18
Figura III.3 – Localização da sutura do Oceano Rheic (adaptado de Nance et al., 2012).	19
Figura III.4 - Arquitetura da Cintura Varisca (adaptado de Martínez Catalán, 2012).	20
Figura III.5 – Distribuição geográfica das unidades do soco Varisco na Península Ibérica (Adaptado de Martínez Catalán, 2012).	21
Figura III.6 – (A) - Geologia simplificada com os seis setores que caracterizam a Zona de Ossa-Morena (adaptado de Araújo et al., 2006); (B) Corte esquemático da mesma zona com indicação das principais estruturas tectónicas (Ribeiro et al., 2007).	23
Figura III.7 – Mapa da Zona Sul Portuguesa com identificação das principais unidades, nomeadamente o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, o Antiforma do Pulo do Lobo e a Faixa Piritosa (adaptado de Onezime et al., 2002)	26
Figura III.8 – Secção geológica esquemática da Zona Sul Portuguesa mostrando as principais unidades e estruturas tectónicas (adaptado de Ribeiro et al., 2007).	27
Figura III.9 – Mapa geológico da região de Aljezur, onde afloram as unidades do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Formação da Brejeira) e do Setor Sudoeste (Adaptado dos mapas geológicos 1:200 000 - Folha 7 e 1:100 000 – Mapa Geológico do Algarve).	29
Figura III.10 – Mapa geológico da área de estudo Sines-Santiago do Cacém (Adaptado dos mapas geológicos 1:200 000 - Folha 7 e 1:50 000 – Folha 42C – Santiago do Cacém).	31
Figura III.11 – Distribuição geográfica das bacias Mesozoicas (a) e Cenozoicas (b) no território português (Adaptado de Pais et al., 2012).	34
Figura III.12 – Geologia simplificada do Maciço de Sines (adaptado de Grange et al., 2010).	38
Figura III.13 - Coluna estratigráfica para a generalidade da Bacia de Alvalade (adaptado de Pimentel, 1997; Pais et al., 2012).	41
Figura III.14 – Evolução paleogeográfica do enchimento da Bacia do Baixo Tejo e Alvalade do Lutetiano ao Langhiano (adaptado de Cunha et al., 2009).	43
Figura III.15 – Evolução paleogeográfica do enchimento da Bacia do Baixo Tejo e Alvalade do Serravaliano ao Zancleano (adaptado de Cunha et al., 2009).	44
Figura IV.1 – Localização esquemática das amostras utilizadas neste estudo.	50
Figura IV.2 - (A) – Cortes geológicos esquemáticos das três praias onde foram amostradas as arribas Plio-Pleistocénicas e (B) colunas estratigráficas simplificadas das mesmas praias.	51
Figura IV.3 – Localização das amostras da Praia da Aberta Nova.	52
Figura IV.4 – Localização das amostras da Praia das Areias Brancas.	53
Figura IV.5 – Localização das amostras da Praia do Norte.	54
Figura IV.6 – Localização das amostras da zona da Costa Norte de Sines. Detalhe de imagem de lâmina delgada da amostra MS-4.	55
Figura IV.7 – Localização das amostras da zona norte da Praia de S. Torpes.	56
Figura IV.8 – Localização das amostras da zona sul da Praia de S. Torpes.	56
Figura IV.9 – Localização da amostra AJ-1 colhida na Praia de Monte Clérigo.	57
Figura IV.10 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-8 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	58
Figura IV.11 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-8 onde se observam morfologias internas	59

típicas dos grãos desta amostra.

- Figura IV.12 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-8 (Grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes) pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). 60
- Figura IV.13 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-8 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). Em detalhe as idades correspondentes ao Neoproterozoico. 61
- Figura IV.14 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes). 62
- Figura IV.15 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). 63
- Figura IV.16 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). 64
- Figura IV.17 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes). 65
- Figura IV.18 – Imagens CL de alguns grãos da amostra MS-4 onde se observam morfologias internas típicas dos cristais desta amostra. 65
- Figura IV.19 – Distribuição das idades dos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%). 67
- Figura IV.20 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%). 67
- Figura IV.21 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes). 68
- Figura IV.22 – Imagens CL de alguns grãos da amostra MS-5 onde se observam morfologias internas típicas dos cristais desta amostra. 69
- Figura IV.23 – Distribuição das idades dos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%). 70
- Figura IV.24 – Imagem CL com detalhe de dissolução no grão Ediacariano obtido na amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines. 70
- Figura IV.25 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%). 71
- Figura IV.26 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes). 72
- Figura IV.27 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-3 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. 73
- Figura IV.28 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). 74
- Figura IV.29 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). 75

Figura IV.30 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	76
Figura IV.31 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-4 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	77
Figura IV.32 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	79
Figura IV.33 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	80
Figura IV.34 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	81
Figura IV.35 – Imagens CL de alguns grãos da amostra PN-1 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	82
Figura IV.36 – Distribuição das idades dos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	83
Figura IV.37 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	84
Figura IV.38 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra PN-2 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	86
Figura IV.39 – Imagens CL de alguns grãos da amostra PN-2 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	87
Figura IV.40 – Distribuição das idades dos zircões da amostra PN-2 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	87
Figura IV.41 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra PN-2 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	88
Figura IV.42 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	89
Figura IV.43 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-5 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	90
Figura IV.44 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	91
Figura IV.45 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	93
Figura IV.46 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	94
Figura IV.47 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-6 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	95
Figura IV.48 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	96

Figura IV.49 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	97
Figura IV.50 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocénica da Praia da Aberta Nova, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	98
Figura IV.51 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AN-3/4 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	98
Figura IV.52 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocénica da Praia da Aberta Nova pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	99
Figura V.53 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocénica da Praia da Aberta Nova (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	100
Figura IV.54 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocénica da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	101
Figura IV.55 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-1/2 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	102
Figura IV.56 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocénica da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	103
Figura IV.57 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocénica da Praia das Areias Brancas (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%).	104
Figura IV.58 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	105
Figura IV.59 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-1 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	106
Figura IV.60 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	106
Figura IV.61 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	107
Figura IV.62 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).	108
Figura IV.63 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-9 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra.	109
Figura IV.64 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	110
Figura IV.65 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).	111
Figura V.1 - Coluna estratigráfica esquemática e mapa geológico simplificado do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Adaptado de Oliveira, 1983; Oliveira et al., 1984, 2013a). Localização aproximada das duas amostras estudadas.	114
Figura V.2 - Diagrama de distribuição da probabilidade e da distribuição Kernel das amostras da Formação de Mira (ST-8) e da Formação da Brejeira (AJ-1). Identificação e comparação de possíveis	116

fontes das populações de zircão.

Figura V.3 – Estratigrafia simplificada das formações do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e posição estratigráfica das amostras estudadas e das amostras discutidas.	118
Figura V.4 - Resultados do Teste K-S envolvendo as amostras deste estudo (ST-8 e AJ-1) e as amostras de Pereira et al., 2012b (SP-107) e de Vilallonga, 2013 (SC-6, AM-3 e TH-5).	119
Figura V.5 – Enquadramento paleogeográfico e paleotectónico da Ibéria no Devónico e no Carbónico. (Adaptado de http://cpgeosystems.com/europaleogeography.html).	123
Figura V.6 – Gráfico da razão Th/U versus a idade para os zircões ígneos do sienito do Maciço de Sines.	125
Figura V.7 – A – Gráfico da distribuição de Kernel e da distribuição da probabilidade para o conjunto de dados (n=118) do sienito de Sines; B – Diagrama de concórdia para o mesmo conjunto de dados.	126
Figura V.8 – Diagramas de concórdia dos três intervalos de cristalização de zircão dos sienitos do Maciço de Sines.	127
Figura V.9 - Comparação da distribuição Kernel para as idades de zircão ígneo das amostras MS-4 e MS-5 (presente estudo) e para as obtidas por Miranda et al. (2009) e Grange et al. (2010).	128
Figura V.10 – Teste K-S para as idades U-Pb de zircão das amostras de sienito MS-4 e MS-5 (presente estudo) e das amostras de sienito e de gabro do Maciço de Sines estudadas por Miranda et al. (2009) e de Grange et al. (2010).	129
Figura V.11 - Gráfico com os intervalos de idades U/Pb obtidas no presente estudo, por Grange et al. (2010) e por Miranda et al. (2009) para os diferentes litotipos dos maciços cretácicos da margem Ibérica.	130
Figura V.12 – Comparação das percentagens de zircão detrítico das seis amostras de areia plio-pleistocénica das arribas e representação esquemática da localização e das posições estratigráficas relativas das seis amostras.	133
Figura V.13 – Comparação da distribuição da probabilidade e da distribuição de Kernel para as seis amostras de areia plio-pleistocénica das arribas. As amostras estão ordenadas de norte para sul e estratigraficamente em cada praia.	135
Figura V.14 – Resultados do Teste K-S para as amostras de areia plio-pleistocénica das arribas.	136
Figura V.15 – Distribuição da probabilidade e de Kernel, diagrama de concórdias e distribuição das abundâncias das idades dos zircões agrupadas por praia.	138
Figura V.16 – Evolução das reconstruções de fácies e da paleogeografia durante o Miocénico-Pliocénico das bacias do Baixo Tejo, Alvalade e Moura durante o Tortoniano (A), Messiniano (B) e Pliocénico (C) (adaptado de Azevedo e Pimentel, 1995; Cunha et al. 2009; Pais et al., 2012). (D) Contexto paleogeográfico e tectónico durante o Pliocénico-Pleistocénico mostrando esquematicamente a origem dos materiais depositados na Bacia de Alvalade (adaptado de De Vicente et al., 2011).	140
Figura V. 17 – Mapa geológico simplificado do SW da Ibéria com a localização de potenciais fontes das areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade.	143
Figura V.18 – Diagrama de distribuição da probabilidade, da distribuição de Kernel e histograma para as idades U-Pb dos zircões detríticos das areias plio-pleistocénicas (todas as amostras) da Bacia de Alvalade que ocorrem nas arribas nas imediações do Cabo de Sines; Comparação com a distribuição dos mesmos dados por cada arriba de diferentes praias (Praia das Areias Brancas, pontos a verde; Praia do Norte, pontos a vermelho; Praia de S. Torpes, pontos a azul) e com as potenciais fontes conhecidas no SW da Ibéria (barras negras; Fonte: referências da Figura V.17).	144
Figura V.19 – Comparação das distribuições de probabilidade e de Kernel para as quatro amostras de areias holocénicas de praia.	147
Figura V.20 – Comparação das abundâncias das principais idades estratigráficas para as quatro amostras de areias holocénicas de praia.	148
Figura V.21 – Resultados do Teste K-S para as 4 amostras de areias holocénicas de praia.	149
Figura V.22 – Comparação de resultados do Teste K-S entre amostras das areias plio-pleistocénicas das arribas, das areias holocénicas de praia e sienitos do Cabo de Sines. (A) Teste conjunto de todas as amostras; (B) Testes individualizados para todas as amostras colhidas a norte e a sul do Cabo de Sines, com os sienitos em comum; (C) Teste comparativo entre os sienitos cretácicos e as areias holocénicas de praia colhidas a sul do Cabo de Sines.	151
Figura V.23 – Resultados do Teste K-S para as amostras de areia plio-pleistocénica da arriba, de sienito do Maciço de Sines e de areia holocénica de praia considerando: (A) todos os zircões cretácicos	152

e (B) todos os zircões pré-cretácicos.	
Figura V.24 – Esquema ilustrativo da comparação das curvas de distribuição da probabilidade e de Kernel para os zircões cretácicos ígneos do sienito cretácico, e detríticos da areia plio-pleistocénica das arribas e da areia holocénica das praias.	154
Figura V.25 – Esquema ilustrativo da comparação das curvas de distribuição da probabilidade e de Kernel das populações de zircões detríticos pré-cretácicos dos grauvaques do Grupo do Flysch e das areias plio-pleistocénicas das arribas e também das areias holocénicas das praias. Comparação com intervalos de idades típicos de litologias do SW da Ibéria (Fonte: referências nas Figuras V.17 e V.18).	155
Figura V.26 – Imagens de CL dos grãos cretácicos em que foram realizadas duas análises de ablação laser, no núcleo e nos crescimentos, com indicação da respetiva idade (inclui resultados concordantes e discordantes no intervalo 90-110%).	158
Figura V.27 – Imagens de CL dos grãos em que foram realizadas duas análises de ablação laser, no núcleo e nos crescimentos, com indicação da respetiva idade, para zircões mais antigos que o Pérmico (inclui resultados concordantes e discordantes no intervalo 90-110%).	160
Figura V.28 – Representação gráfica das idades U-Pb obtidas em grãos de zircão detrítico compostos com núcleos e novos crescimentos, com indicação dos potenciais eventos formadores de zircão.	161
Figura V.29 – Bloco diagrama esquemático das fontes sedimentares que contribuíram para a formação dos turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo.	163
Figura V.30 – Bloco diagrama esquemático da Bacia Mesozoica do Alentejo aquando da instalação do Maciço de Sines.	164
Figura V.31 – Bloco diagrama que mostra a localização das potenciais áreas fontes das areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade.	165
Figura V.32 – Bloco diagrama que mostra as principais áreas fonte que alimentaram as areias holocénicas de praia.	166
Figura A.1 - Observação das morfologias internas de cristais de zircão com diferentes técnicas de imagem (adaptado de Corfu et al., 2003).	217
Figura A.2 – Esquema geral dos constituintes de um sistema de ablação laser (adaptado de Kosler, 2007).	219
Figura A.3 – Esquema geral dos constituintes e do funcionamento de uma laser Excimer (Adaptado de Horn et al., 2000).	221
Figura A.4 - Esquema de formação do plasma na tocha do ICP-MS (adaptado de Thomas, 2001).	224
Figura A.5 – Secção esquemática da interface ICPMS com tocha de plasma (Adaptado de Košler e Sylvester, 2003).	225
Figura A.6 – Esquema de um colector ICPM de sector magnético simples, de geometria inversa e de dupla focagem (Adaptado de Košler e Sylvester, 2003).	226
Figura A.7 – Exemplo de um sinal com fraccionamento de um único ponto de ablação em zircão (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).	233
Figura A.8 – Exemplo de um sinal de ICPMS sem fraccionamento (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).	233
Figura A.9 – Resolução espacial de uma secção de zircão quando analisada por SIMS e por LAICPMS em secção (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).	241
Figura A.10 – Equipamento utilizado para a fraturação inicial da amostra: prensa hidráulica (lado esquerdo) e um moinho de maxilas (lado direito em cima); em baixo, à direita, a amostra em fraturação progressiva até serem obtidas frações inferiores a cerca de 0,5 cm.	245
Figura A.11 – Metodologia e equipamento de separação granulométrica (agitador de peneiros) das fracções das amostras estudadas.	246
Figura A.12 – Separação gravítica (com bromofórmio) dos minerais pesados (imagem da esquerda) e separação magnética (íman de mão) da fracção de minerais magnéticos (imagem da direita).	247
Figura A.13 – Metodologia utilizada para a recolha aleatória de zircões de uma amostra, utilizando uma quadricula.	248
Figura A.14 – Detector de catodoluminescência acoplado a um SEM do Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha.	252
Figura A.15 – Exemplo de uma imagem CL da morfologia interna de zircões obtida com um SEM	

(imagem inferior, no caso a amostra AB-3); na imagem de cima um exemplo da disposição dos grãos numa preparação (“mount”) observada à lupa binocular (no caso, da amostra AB-4).	253
Figura A.16 – Equipamento de ablação laser por plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) no Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha. Unidade de laser (lado esquerdo da imagem) e espectrómetro de massa (lado direito).	255
Figura A.17 - Exemplo de um Diagramas de concórdia Wetherill (A) e de um Diagrama Tera-Wasserburg (B) (adaptado de Parrish e Noble, 2003).	257
Figura A.18 - Exemplo de um diagrama de distribuição de probabilidade de idades (adaptado de Sircombe, 1999).	257
Figura A.19 – Diferença entre a distribuição do tipo Kernel (a) e do tipo Densidade da Probabilidade (b) (adaptado de Vermeesch, 2012).	259
Figura A.20 – Máxima diferença vertical (D) entre curvas cumulativas de amostras duas-a-duas no teste K-S (Guynn e Gehrels, 2010).	261
Figura C.1 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-8.	271
Figura C.2 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra MS-4.	272
Figura C.3 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra MS-5.	273
Figura C.4 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-3.	274
Figura C.5 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-4.	275
Figura C.6 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra PN-1.	276
Figura C.7 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra PN-2.	277
Figura C.8 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-5.	278
Figura C.9 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-6.	279
Figura C.10 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AN-3/4.	280
Figura C.11 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-1/2.	281
Figura C.12 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-1.	282
Figura C.13 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-9.	283

Índice de tabelas	Pág.
Tabela III.1 - Nomenclaturas utilizadas para as diferentes formações da Bacia de Alvalade e respetiva hierarquização temporal.	40
Tabela A.1 – Vantagens e desvantagens do LA-ICP-MS em relação ao ID-TIMS.	239
Tabela A.2 - Vantagens e desvantagens do LA-ICP-MS em relação ao SHRIMP (SIMS).	240
Tabela A.3 - Comparação LA-ICP-MS vs SHRIMP (SIMS) em termos de resolução e qualidade dos dados (Košler e Sylvester, 2003).	240
Tabela A.4 - Características técnicas recentes dos métodos de datação em zircão.	242
Tabela A.5 – Numero de grãos (k) necessários em função da probabilidade (p) de não identificar pelo menos uma subpopulação \geq que f (adaptado de Vermeesch, 2004).	244
Tabela D.1 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra ST-8 (flysch Fm. de Mira - Carbónico)	287
Tabela D.2 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra AJ-1 (flysch Fm. da Brejeira - Carbónico)	290
Tabela D.3 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra MS-4 (sienitos do Maciço de Sines - Cretácico)	291
Tabela D.4 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra MS-5 (sienitos do Maciço de Sines - Cretácico)	294
Tabela D.5 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra AB-3 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	298
Tabela D.6 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra AB-4 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	302
Tabela D.7 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra PN-1 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	306

Tabela D.8 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra PN-2 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	310
Tabela D.9 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra ST-5 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	312
Tabela D.10 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra ST-6 (areias das arribas plio-pleistocénicas)	315
Tabela D.11 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra AN-3/4 (areias de praia – Holocénico)	316
Tabela D.12 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra AB-1/2 (areias de praia – Holocénico)	317
Tabela D.13 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra ST-1 (areias de praia – Holocénico)	323
Tabela D.14 – Dados geocronológicos U/Pb da amostra ST-9 (areias de praia – Holocénico)	325

Agradecimentos

Quero agradecer aos meus orientadores, Professor Doutor Manuel Francisco Pereira e Professor Doutor Cristina Gama, da Universidade de Évora, por me terem proporcionado a linha de investigação que constitui este trabalho. Agradeço toda a disponibilidade e orientação que me prestaram, associada a um espírito científico crítico e inovador, com contribuição decisiva para este trabalho. Agradeço-lhes ainda a amizade e, as palavras de conforto e a atitude sempre otimista quando as coisas não correram como nós planeámos.

Quero também agradecer ao Doutor Martim Chichorro, da Universidade Nova de Lisboa, por todo o apoio e ensinamentos laboratoriais que me prestou, desde a fase inicial de aprendizagem de identificação de zircões, passando pelas várias etapas da sua separação até à construção das *mounts*.

Aos técnicos do laboratório de Geociências da Universidade de Évora, Sandra Velez e Jorge Velez, por toda a ajuda prestada no tratamento das amostras.

Agradeço à equipa do laboratório de geocronologia do Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha, na pessoa do seu responsável, Ulf Linnemann e de toda a sua excelente equipa. Agradeço especialmente à Katja Eckelmann, Mandy Hofmann, Rita Krause e Andy Gärtner pela infinita paciência e disponibilidade para me ajudarem para além das suas responsabilidades. Não esquecerei o apoio que recebi quando “alguns zircões não eram zircões”!

Agradeço o apoio do Centro de Investigação Instituto Dom Luiz (IDL) - Laboratório Associado.

Quero agradecer a minha inclusão nos projetos de investigação GONDWANA-PTDC/CTE-GIX/110426/2009 e GOLD-PTDC/GEO-GEO/2446/2012, bem como a bolsa que me foi concedida pela FCT (PhD grant SFRH/BD/72581/2010).

Agradeço também à minha família o apoio prestado durante as minhas ausências.

Agradeço, *last but not the least*, ao meu *porto de abrigo*, à Elsa, pela leitura cuidada deste trabalho e por ser o que é para mim!

Capítulo I – Introdução

I-1. Enquadramento da investigação

Os estudos geológicos mais significativos que se realizaram no sul de Portugal remontam ao final do Séc. XIX e início do Séc. XX com grande incremento a partir dos anos 60 e seguintes. A cartografia geológica tem sido continuamente melhorada, recorrendo a trabalho de campo detalhado e a testemunhos de sondagens e, ainda, à utilização de técnicas de geofísica, de geoquímica, de paleontologia e, mais recentemente, de geocronologia. A integração e interpretação conjunta dos resultados obtidos nestes estudos permitiram caracterizar unidades estratigráficas formadas em contextos e períodos geológicos distintos.

Nas duas últimas décadas o mineral de eleição utilizado em estudos de geocronologia, empregando o sistema isotópico U-Th-Pb é um silicato de zircónio, $ZrSiO_4$, designado por zircão. O zircão é um dos minerais pesados de ocorrência mais ubíqua, embora ocorra em pequenas quantidades. É um mineral que pelas suas propriedades refratárias tem a capacidade de poder passar por vários ciclos geológicos sem ser destruído. O zircão pode ser cristalizado originalmente a partir de um magma primário tornando-se um mineral (acessório ou traço) de uma rocha magmática ou surgir como resultado de crescimento metamórfico em condições de alta temperatura ou, ainda, associado a fluidos metamórficos hidrotermais.

As rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares que são sujeitas à ação dos agentes erosivos produzem detritos (onde o zircão pode estar representado) que são transportados através da água ou pelo vento e acabam por se depositar em bacias sedimentares. Durante os processos magmáticos, metamórficos e sedimentares os grãos de zircão podem permanecer inalterados desde a altura em que cristalizam a partir de um magma primário. Por outro lado, os zircões podem sofrer reabsorção e crescimento em ambiente magmático e/ou metamórfico ou ser afetados por abrasão durante o transporte sedimentar. Assim sendo, os grãos de zircão apresentam morfologias externas e internas que podem ser simples ou complexas consoante os processos geológicos a que estiveram expostos e também, de acordo com as características originais da rocha a partir da qual derivaram.

Outra característica importante do zircão é o fato de poder incorporar na sua estrutura elementos radioativos como o U (substituindo diretamente o Zr) e o Th. A partir do decaimento radioativo destes elementos para Pb é possível estimar a idade do crescimento do zircão. Significa que utilizando métodos de datação com grande capacidade de resolução, aliados às técnicas de imagem da morfologia externa e interna do zircão é possível datar um ou mais eventos de crescimento do grão de zircão. Este tipo de análise tem que ser realizado com muitas

cauteladas, não só ao nível da seleção e preparação das amostras, como também quanto às metodologias laboratoriais e instrumentais. Apenas métodos com elevada capacidade de resolução permitem a obtenção de resultados rigorosos. No que diz respeito à interpretação dos resultados convém ter presente quais são as vantagens e limitações da utilização de sistemas de decaimento radioativo para estimar idades de crescimento mineral principalmente se o objetivo for reconstruir a história geológica de uma determinada região a partir da informação contida nos zircões. No caso das rochas sedimentares, os grãos de zircão podem dar informações muito importantes sobre as fontes e assim caracterizar paleorredes de drenagem, por vezes essenciais para compreender mais do que um ciclo sedimentar.

I-2. Objetivos da investigação

O objetivo principal desta tese de doutoramento é o de investigar a proveniência das rochas sedimentares detríticas que constituem as arribas e as praias do Arco Litoral Tróia-Sines e Litoral Sudoeste Alentejano, principalmente na área envolvente ao Cabo de Sines. Os objetos de estudo incluem grauvaques do Carbónico (ca. 320 Ma), sienitos do Cretácico (ca. 80 Ma), areias do Pliocénico-Pleistocénico (ca. 2-5 Ma) que constituem a arriba e areias de praia do Holocénico (atuais).

Mais concretamente, tentou-se com esta investigação encontrar respostas para as seguintes questões científicas:

- i) Será possível avaliar a robustez da metodologia aplicada neste estudo de proveniência e que incluiu a aquisição de imagens de catodoluminescência e análise isotópica U-Th-Pb dos zircões detríticos utilizando espectrometria de massa por ablação laser com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS)?
- ii) Quais são as possíveis fontes dos grauvaques do Carbónico e das areias do Pliocénico-Pleistocénico que constituem as arribas?
- iii) Qual o intervalo de tempo da cristalização dos sienitos do Maciço de Sines?
- iv) Qual é a proveniência sedimentar das areias de praia holocénicas e a proximidade às suas fontes potenciais expostas nas arribas adjacentes?
- v) Será possível com base na informação dos zircões detríticos melhorar o conhecimento da história geológica e, em particular, discutir modelos de

reconstrução paleogeográfica e tectónica relacionada com a evolução de paleossistemas de drenagem da região?

I-3. Área de estudo

A área de estudo localiza-se no litoral ocidental Português a sul do Rio Sado (Figura I.1). Inclui os setores meridionais da zona litoral que se estende da Península de Tróia até ao Cabo de Sines, constituindo uma extensão de praia contínua da ordem dos 65 km a que se dá a designação de Arco Litoral Tróia-Sines. A sul do Cabo de Sines, até ao limite administrativo das províncias do Alentejo e Algarve, a zona costeira tem a designação de Litoral Sudoeste Alentejano e, deste ponto para sul, é frequente a designação de Costa Vicentina.



Figura I.1 – Localização da área de estudo e identificação dos seis locais onde foi realizada amostragem.

As áreas litorais amostradas concentram-se nos concelhos de Santiago do Cacém e Sines e também no de Aljezur (Figura I.1). No Arco Litoral Tróia-Sines foi amostrada areia holocénica na Praia das Areias Brancas e na Praia da Aberta Nova e areia plio-pleistocénica das arribas litorais na Praia das Areias Brancas e na Praia do Norte. Para sul, no Cabo de Sines,

foram amostrados os sienitos cretácicos pertencentes ao Maciço de Sines. No Litoral Sudoeste Alentejano, imediatamente a sul de Sines, foram amostradas areias holocénicas da Praia de S. Torpes e ainda, areias plio-pleistocénicas e grauvaques carbónicos das arribas contiguas. Por último, foram amostrados grauvaques carbónicos nas arribas adjacentes à Praia de Monte Clérigo, em Aljezur, na Costa Vicentina.

Capítulo II – Aplicação da geocronologia U-Pb de zircão em estudos de proveniência

II - 1. Estrutura do zircão

A estrutura cristalina do zircão ($ZrSiO_4$) é definida por uma cadeia formada por alternâncias de tetraedros SiO_4 que compartilham dodecaedros triangulares de ZrO_8 (Robinson et al., 1971; Finch e Hanchar, 2003), constituindo um nesossilicato (ou ortossilicato). Os

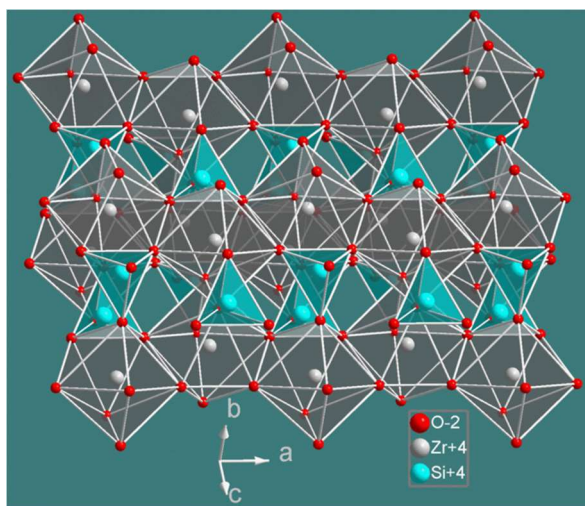


Figura II.1 – Estrutura do zircão.
(Fonte: <http://en.wikipedia.org/wiki/File:Zircon.GIF>)

dodecaedros triangulares ZrO_8 partilham vértices entre si formando cadeias paralelas ao eixo $\langle 100 \rangle$ de tal modo que cada poliedro ZrO_8 partilha vértices com outros 4 poliedros ZrO_8 adjacentes, sendo 2 em cada uma das direções cristalográficas equivalentes $[100]$ e $[010]$ (Finch e Hanchar, 2003). Estas cadeias $\langle 100 \rangle$ de poliedros ZrO_8 estão ligadas de modo cruzado pela partilha de vértices com os tetraedros SiO_4 (Figura II.1) (Finch e Hanchar, 2003). Os poliedros de Si e Zr formam também uma cadeia ligada pelos lados e constituída por alternâncias de poliedros SiO_4 e ZrO_8 , orientada paralelamente a $[001]$, entre as quais existem canais não ocupados formando assim uma estrutura com ligações bastante fortes (Kolesov et al., 2001; Finch e Hanchar, 2003). Esta arquitetura é responsável pelo hábito prismático do zircão, com cristais alongados que podem atingir a razão 1 para 5 (Corfu et al., 2003), pela clivagem $\{110\}$ e ainda pela sua alta birrefringência e carácter ótico positivo (Robinson et al., 1971).

O zircão é tetragonal ou ditetragonal dipiramidal e cristaliza no grupo espacial $I4_1/amd$, com os dois catiões Zr_4^+ e Si_4^+ a ocuparem posições espaciais com simetria $4-2m$ (Mursic et al., 1992; Finch e Hanchar, 2003). As dimensões da malha são $a=6,60$, $c=5,98$ e $Z=4$ (Deer et al., 1966; Mursic et al., 1992) o que se traduz num rácio $a:c$ de 1:0,90 (webmineral.com).

A estrutura referida corresponde ao zircão puro (Harley e Kelly, 2007), no entanto, a existência de canais abertos na estrutura do zircão paralelos a [001], faz com que estes vazios intersticiais sejam favoráveis à incorporação de impurezas, nomeadamente iões que se possam acomodar na estrutura do zircão sem causar tensões estruturais (Finch e Hanchar, 2003). Esta estrutura é responsável pela densidade moderadamente alta do zircão ($4,66 \text{ g/cm}^3$), contribuindo também para uma expansão térmica e compressibilidade muito baixa (Hazen e Finger, 1979) e para a anisotropia destes parâmetros (Harley e Kelly, 2007).

A estrutura básica do zircão pode ser alterada por fatores como a temperatura, pressão e a composição. A expansão térmica do zircão tem tendência a aumentar com a diminuição da valência dos catiões na posição dodecaédrica (Finch e Hanchar, 2003). O zircão pode ser estável até elevadas temperaturas, da ordem de 1690° C e pressão ambiente (Finch e Hanchar, 2003), ou segundo outros autores, $1673 \pm 10^\circ \text{ C}$ (Kaiser et al., 2008), dependendo da pureza do cristal e, a partir deste ponto decompõe-se nos dois óxidos que o constituem. Durante o aquecimento do zircão e abaixo de 827° C praticamente não há alteração no tetraedro SiO_4 sendo o volume de expansão atribuído à expansão do dodecaedro ZrO_8 (Finch e Hanchar, 2003). Mursic et al. (1992) consideram que o aumento da temperatura tem o efeito de aumentar a incompatibilidade dos dois tetraedros ZrO_4 interpenetrados originando a decomposição do ZrSiO_4 em tetraedros ZrO_2 e SiO_2 , induzindo um rearranjo do poliedro ZrO_8 que deixa de ser compatível com o poliedro SiO_4 (Finch e Hanchar, 2003). Por outro lado, quando a estrutura do zircão é sujeita a altas pressões a distância mínima Si-O pode diminuir e, acima de 120 kbar transforma-se em scheelite, com ligeiro arranjo dos poliedros de Si e Zr (Hazen e Finger, 1979).

No que respeita à composição, a tensão estrutural imposta pelas impurezas para substituir o Zr e o Si na estrutura do zircão pode afetar o modo como os elementos traço são incorporados (Finch e Hanchar, 2003). Os elementos traço mais comuns em qualquer análise química de zircão são o Y, Hf, U, Th, P e Lantanídeos (Hoskin e Schaltegger, 2003), geralmente concentrados nos magmas residuais e incorporados na estrutura do zircão aproveitando a sua facilidade estrutural em acomodar estes elementos (Belousova et al., 2002). Tanto o U_4^+ como o Th_4^+ podem substituir o Zr_4^+ (e.g. Marsellos e Garver, 2010), com concentrações variáveis. Quando o zircão é rico em elementos Terras Raras (TR) contém frequentemente P e devido às semelhanças entre o Y_3^+ e as TR_3^+ pesadas é frequente a substituição de Zr_4^+ por TR_3^+ na posição dodecaédrica, originando, por substituição do tipo-xenótimo, um mineral iso-estrutural do zircão com composição YPO_4 , em que o P_5^+ substitui o Si_4^+ mantendo o balanço energético (Finch e Hanchar, 2003). A quantidade de elementos traço disponíveis na estrutura de um zircão aumenta consoante um magma muda a sua composição de ultramáfico para félsico (Belousova et al., 2002).

II - 2. Geocronologia U-Pb aplicada ao zircão

II - 2.1. O zircão na geocronologia U-Pb

O zircão é um constituinte menor mas surge quase sempre na composição da maioria das rochas ígneas (essencialmente ricas em SiO_2), sedimentares e metamórficas, sendo o principal mineral de Zr (Hoskin e Schaltegger, 2003). O facto de o zircão incluir na sua estrutura elementos radioativos permite que seja utilizado para determinações de idade (Corfu et al., 2003; Hoskin e Schaltegger, 2003 entre outros). As características atrás referidas tornaram o zircão num mineral de excelência para servir de base ao rápido desenvolvimento de técnicas de aquisição *in-situ* de dados isotópicos (utilizando microsondas), bem como à evolução da utilização da imagem construída a partir de feixe de eletrões para observação das estruturas internas e também na melhoria progressiva das técnicas de resolução espacial de análise isotópica (Hoskin e Schaltegger, 2003; Boggs e Krinsley, 2006; Cocherie e Robert, 2008; Frei e Gerdes, 2009).

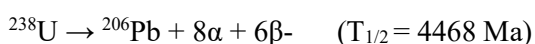
A rápida evolução do conhecimento da morfologia interna do zircão e da precisão das datações *in-situ* permitiu mostrar que este mineral pode conter registos de uma série de múltiplos eventos geológicos, que podem ser tanto de alteração (fusão, recristalização) como de formação de novo zircão. Estes registos, eventualmente separados no tempo por milhões ou biliões de anos podem estar registados num único cristal designado de complexo, com um núcleo herdado rodeado por um ou mais crescimentos minerais posteriores (Hoskin e Schaltegger, 2003). Assim sendo, é possível extrair do zircão informação sobre a evolução temporal dos processos que conduzem à génese dos diferentes tipos de rochas onde se encontra este mineral. Nas rochas de natureza metamórfica é possível estudar, através da morfologia interna do zircão, os crescimentos metamórficos (Corfu et al., 2003).

Nas rochas magmáticas conseguem-se discriminar, através da observação da morfologia externa do zircão, diferentes tipologias de crescimento que são típicas de diferentes composições químicas de granitoides (Pupin, 1980) e através da morfologia interna diferentes fases de crescimento magmático na câmara magmática e a presença ou ausência de zircões herdados que resistiram à anatexia ou foram incorporados a partir das rochas encaixantes (Miller et al., 2007). Nas rochas sedimentares detríticas, o zircão por ser altamente resistente e durável aos processos geodinâmicos externos, conservando a informação à idade das suas fontes (Hoskin e Schaltegger, 2003). Convém salientar que é frequente ocorrerem sedimentos onde a concentração de zircão e de outros minerais pesados é favorecida pela dinâmica sedimentar como o exemplo de aluviões (e.g., Best e Brayshaw, 1985) ou de depósitos de praias (e.g., Hughes et al., 2000). O estudo da fração de minerais pesados e do zircão em sedimentos e

rochas sedimentares permite obter informação sobre as suas fontes (Hoskin e Schaltegger, 2003).

II - 2.2. O decaimento radioativo e a datação absoluta

A datação absoluta que permite precisar a idade de determinada rocha é realizada utilizando os elementos radioativos existentes em determinados minerais e conhecendo detalhadamente todo o processo do seu decaimento, sendo o sistema urânio-chumbo aquele que é mais utilizado por ser considerado bastante robusto. O decaimento radioativo ocorre simplesmente porque os produtos gerados não são estáveis decorrendo o processo até que seja originado um isótopo com núcleo estável (Williams, 1998). Os isótopos naturais de U, o ^{238}U e o ^{235}U , têm meias vidas de 4,47 Ga e 0,704 Ga respetivamente (e.g., Anderson, 1989), segundo:



Estes tempos de meia-vida são considerados suficientemente longos para abranger toda a história da Terra, mas também suficientemente curtos para que tanto os elementos radiogénicos *parentais* como os elementos radiogénicos *filhos* (^{206}Pb e ^{207}Pb , resultantes do seu decaimento) possam ser medidos em determinados minerais como é exemplo o zircão (Davis et al., 2003). Como cada decaimento funciona como um processo independente, recorrendo aos dois isótopos de U é possível estimar simultaneamente dois valores de idade numa mesma amostra. Se o sistema se manteve fechado ao U-Pb em termos de mobilidade dos isótopos *pai* ou *filho*, então os dois valores de idade obtidos devem ser semelhantes, ou seja, os dois valores obtidos deverão estar em concordância (Corfu, 2013), funcionando como um teste interno de precisão (Davis et al., 2003).

A fórmula que quantifica o decaimento radioativo e permite obter a idade é dada por (Williams, 1998):

$$D = P_0 (1 - e^{-\lambda t}),$$

em que D é o número de átomos-*filho* produzidos durante um intervalo de tempo t, sendo P_0 o número de átomos radioativos *parentais* e λ a constante de decaimento para cada isótopo. Esta equação pode ser reescrita em termos da razão entre átomos-*filho* produzidos e átomos-*parentais* restantes após um intervalo de tempo t (Williams, 1998), obtendo-se

$$D/P = e^{\lambda t} - 1$$

O tempo de meia-vida traduz a taxa de decaimento, que está por sua vez relacionado com a constante de decaimento através da expressão (Williams, 1998):

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda,$$

no entanto, a aplicação destas fórmulas nem sempre permite obter dados concordantes nos dois sistemas de decaimento (Parrish e Noble, 2003; Corfu, 2013), devido a ganho ou perda de U ou Pb desde a formação do zircão. O resultado traduz-se então na obtenção de valores discordantes, indicando a abertura do sistema U-Pb. Segundo Wetherill (1956), haverá idades concordantes e portanto, indicadoras da verdadeira idade do mineral em causa, sempre que: i) não ocorreram ganhos nem perdas de U ou de Pb desde a formação do sistema, ou seja, o sistema manteve-se fechado; ii) o mesmo não aconteceu com membros intermédios do esquema de decaimento; iii) as correções da concentração inicial de ^{206}Pb e ^{207}Pb tenham sido corretamente efetuadas; e iv) tenham sido usados os métodos e parâmetros teóricos corretos. Uma questão recorrente em geocronologia está relacionada com a perda de Pb. A razão isotópica entre os isótopos *pai-filho* revela alguma dificuldade de cálculo e de precisão, no entanto, a idade do isótopo *filho* pode ser calculada apenas a partir da sua própria composição isotópica (Davis et al., 2003). É neste ponto que o zircão e a sua composição ZrSiO_4 se revestem de primordial importância porque este mineral contém concentrações de U muito acima da média da rocha onde ocorre. Durante a cristalização de zircão as diferenças de concentração de U e Pb são bastante distintas, embora o zircão seja suficientemente robusto para preservar o seu conteúdo em U original e a concentração de Pb radiogénico acumulado, mesmo em condições geológicas mais extremas, quando se atingem condições de alta temperatura próximas da anatexia (Davis et al., 2003).

As técnicas geocronológicas que utilizam o sistema isotópico U-Th-Pb (U-Pb e Th-Pb) evoluíram muito rapidamente nas últimas décadas (e.g., Parrish e Noble, 2003; Ireland e Williams, 2003; Kosler e Sylvester, 2003; Corfu, 2013), sempre com o objetivo de aumentar a sua precisão, mas também no sentido de desenvolver instrumentação que permita testar amostras com cada vez menores dimensões e refinar a sua aplicação *in-situ*, incluindo a possibilidade de discriminar crescimentos diferentes de um único cristal/grão (Davis et al., 2003). Esta capacidade de resolução espacial é de grande importância sempre que a morfologia interna do zircão mostre zonamentos que indicam processos de crescimento sucessivos no tempo. No Apêndice A, apresenta-se uma resenha histórica da evolução da geocronologia e dos métodos de datação utilizados em zircão.

II - 3. Estado da arte da aplicação a estudos de proveniência sedimentar da geocronologia U-Pb em zircão

II - 3.1. Geocronologia U-Pb no registo estratigráfico

A definição da escala de tempo geológico foi inicialmente baseada nos princípios da sobreposição e da correlação estratigráfica e, posteriormente melhorada com a bioestratigrafia (conteúdo fóssilífero), litoestratigrafia (tipos litológicos), magnetoestratigrafia e, mais recentemente, a cronoestratigrafia isotópica. O aparecimento dos métodos de datação absoluta e particularmente do método U-Th-Pb permitiu estimar as idades de eventos geológicos muito recuados no tempo, nomeadamente aqueles que se podem inferir antes da existência de seres vivos passíveis de constar em registos fósseis. Inclusivamente para os eventos mais recentes que o Precâmbrico o método permite um grau de rigor não só ao nível da datação dos eventos mas também da sua duração, tal como explicam Bowring e Schmitz (2003), que consideram que a bioestratigrafia e as datações absolutas, por si só, permitem obter uma escala de tempo geológico com um erro de aproximadamente 5-10 Ma.

A geocronologia U-Pb em zircões aplicada ao estudo dos grandes períodos de extinção da história da Terra (Bowring e Schmitz, 2003), nomeadamente nas transições Neoproterozoico-Câmbrico, Pérmico-Triásico e Triásico-Jurássico, mostrou que, por um lado, as extinções podiam ser síncronas à escala global e, por outro podiam resultar de um encadeamento de eventos sequenciais no espaço e no tempo.

A utilização da geocronologia U-Pb usando zircões detríticos extraídos de sedimentos e rochas sedimentares teve um grande desenvolvimento nas últimas décadas, resultando num volume considerável de estudos. Existem alguns trabalhos de referência como sejam: i) a proveniência dos sedimentos dos rios Indo e Ganges (Campbell et al., 2005), ii) a proveniência de depósitos litorais e sedimentares na Austrália (Sircombe, 1999); iii) um trabalho sobre os terrenos Apalachianos (Moecher e Samson, 2006); iv) a proveniência de areias fluviais na Austrália (Cawood et al., 2003); e v) sobre a proveniência de arenitos do Mar da Noruega (Morton et al., 2005), entre outros.

II - 3.2. O zircão e os estudos de proveniência sedimentar

Os estudos de proveniência sedimentar são multidisciplinares incluindo dados de mineralogia, geoquímica, geocronologia, sedimentologia, petrologia ígnea e metamórfica e, têm por objetivo procurar a localização e a natureza das fontes de sedimentos e, discutir se possível,

os padrões de transporte do sedimento desde a origem até à bacia de deposição (Haughton et al., 1991). As rochas sedimentares e os sedimentos siliciclásticos refletem as características das áreas fonte (Cawood et al., 2003). Nos constituintes das rochas sedimentares e dos sedimentos siliciclásticos surge o zircão, que é um traçador de proveniência muito atrativo devido à sua durabilidade e grande estabilidade química (Corfu et al., 2003; Moecher e Samson, 2006). No entanto, se o zircão resiste a muitos processos geológicos de forma incólume, pode registar crescimentos relacionados com eventos térmicos e de geração de magmas, tanto em rochas magmáticas como em rochas metamórficas e sedimentares, durante ciclos orogénicos e de desmantelamento de cadeias de montanhas (Moecher e Samson, 2006). O zircão tornou-se, por isso, um dos minerais mais usados com o propósito de obter informação sobre o percurso geológico e genético de rochas magmáticas, metamórficas ou sedimentares (Corfu et al., 2003). Os eventos térmicos que permitem a formação de novo zircão ficam, normalmente, preservados como crescimentos secundários sobre um núcleo pré-existente, herdado (Corfu et al., 2003).

Um zircão proveniente de uma rocha magmática é, muito provavelmente, um cristal primário, ou seja é formado por cristalização a partir de um magma e a sua idade é, também muito provavelmente, a idade da rocha em que ele se encontra. Em rochas metamórficas o zircão pode ser sujeito a elevadas temperaturas próximas da anatexia e recrystalizar formando novos cristais ou crescimentos secundários ao redor de núcleos herdados mais antigos e que resistiram à fusão ou que foram incorporados a partir da rocha encaixante. No entanto, em rochas sedimentares e metamórficas de baixo grau, e mesmo rochas magmáticas que tenham sido sujeitas a outros processos geológicos, a interpretação dos resultados de datação de zircões é diferente pois pode representar a idade da cristalização das fontes ou idades de grãos herdados a partir de outros ciclos sedimentares (Sircombe, 1999).

A existência de zircões detríticos numa formação sedimentar e as idades resultantes da sua análise identificam pelo menos uma ou várias populações de idade de zircões e, portanto, sendo eles detríticos, pré-existentes e integrantes da formação sedimentar, então a idade do zircão poderá ser uma estimativa da idade máxima da deposição dessa formação (Fedó et al., 2003). Nem todos os autores estão de acordo com esta interpretação. Andersen (2005, 2013) defende que o uso do zircão mais recente existente num sedimento não deve ser usado como limite para definir a idade de deposição, sendo questionável por razões geológicas e estatísticas. Segundo este autor, o uso do zircão mais recente existente num sedimento pode ser usado para balizar a idade da deposição apenas quando a história de pós-deposição é bem conhecida (reciclagem de sedimentos, transporte e enquadramento paleogeográfico) sendo que neste caso o zircão é um indicador inquestionável. No entanto, as rochas vulcânicas representam os marcadores temporais mais úteis no registo estratigráfico dada a sua propensão para se dispersar

por grandes áreas e num curto intervalo de tempo aquando das erupções vulcânicas (Bowring e Schmitz, 2003). A determinação da idade absoluta de rochas vulcânicas interestratificadas é de grande utilidade para fazer correlações estratigráficas, calcular taxas de sedimentação, enquadrar fenómenos tectónicos, etc.

Os elementos traço existentes na estrutura de grãos individuais de zircão, nomeadamente o Hf, U, Th, Y e Terras Raras, podem também ser usados para identificar as fontes desses grãos com razoável grau de confiança, particularmente em zircões derivados de rochas magmáticas (Belousova et al., 2002). Os elementos Terras Raras e o conteúdo em Hf permitem inferir as condições de crescimento dos cristais de zircão, a composição e a fonte do líquido magmático a partir do qual se formaram, desde que haja um rigoroso conhecimento das relações entre o zircão e esse líquido magmático (Hanchar e Westrenen, 2007).

Os estudos mais recentes de proveniência sedimentar apontam para uma abordagem multidisciplinar. Pereira et al. (2013a) utilizaram a datação de grãos de zircão por ablação laser conjuntamente com análises de elementos maiores e traço das rochas sedimentares (grauvaques) de onde foram extraídos os zircões detríticos. Estes autores referem que os grauvaques por serem mais imaturos e indicando fontes de composição intermédia-máfica fornecem pouca informação sobre a reciclagem de fontes crustais mais antigas por terem provavelmente resultado de rochas com pouca contribuição de crosta continental. Os grauvaques mais maduros e com fontes de composição félsica são aqueles cuja população de zircão detrítico apresentam o espectro de idades mais extenso indicando reciclagem de fontes crustais mais antigas típicas da crosta continental.

Schoene et al. (2010) utilizaram geocronologia U-Pb em zircão, pelo método de diluição isotópica (ver Apêndice A) conjuntamente com análise de elementos traço em rochas vulcânicas e metamórficas permitindo estudar os processos de cristalização fracionada, assimilação e misturas de magmas. Os dados de datação U-Pb revelaram grande complexidade na interpretação das populações de zircão, pelo que se propuseram utilizar o líquido residual resultante da metodologia de diluição isotópica (ID-TIMS) para caracterizar os elementos traço. Procederam à redissolução e análise por espectrometria de massa dos elementos Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Sc e elementos Terras Raras pesadas, melhorando consideravelmente a qualidade das interpretações. As duas análises são efetuadas sobre o mesmo volume de amostra.

Também é possível reconstruir alguns cenários paleogeográficos e tectónicos utilizando o cortejo de minerais pesados de rochas detríticas sem recorrer à datação de zircão. Hubert (1962, citado em Fedo et al., 2003) definiu um índice ZTR (zircão-turmalina-rútilo) como uma

medida de maturidade mineralógica de um depósito sedimentar e que pode ser eficiente na determinação de proveniência e em reconstruções paleogeográficas. Hallsworth e Chisholm (2008) utilizam uma metodologia que combina o estudo do cortejo de minerais pesados, geoquímica da granada e estudos de paleocorrentes para determinação de potenciais fontes sedimentares.

Morton et al. (2012) ao estudarem as areias das sucessões paleocénicas da Bacia Faróe-Shetland no Atlântico Norte utilizaram uma elaborada combinação de análise do cortejo de minerais pesados, geoquímica dos elementos maiores da granada, geoquímica dos elementos traço do rútilo, datação U-Pb de zircão detrítico e estudos de palinoflora, tendo concluído que nenhum dos métodos, por si só, permitiria discriminar proveniências. Nehyba et al. (2012) também partilham a ideia de que os estudos combinados usando petrografia, minerais pesados, geoquímica da granada, rútilo e espinela, morfologia e datação de zircão, elementos menores e traço são os mais adequados para se propor a reconstrução paleogeográfica, no caso, de bacias pós-variscas na Europa central.

II - 3.3. Interpretação dos resultados de estudos de proveniência baseados em zircões detríticos

As interpretações dos resultados obtidos em estudos de proveniência baseados em geocronologia U-Pb em zircão detrítico devem ser realizadas com precaução. São aqui referidos e resumidos cinco pontos essenciais do trabalho desenvolvido por Moecher e Samson (2006), nos terrenos Apalachianos, onde alertam para aspetos relevantes desta temática.

Nem todas as potenciais áreas-fonte são igualmente férteis na produção de zircões – A quantidade de zircões detríticos recolhidos numa amostra reflete uma distribuição que nem sempre corresponderá à proporção da contribuição de cada possível fonte. Ou seja, a proporção dos grupos de idade definida pelos grãos deveria representar a proporção relativa de cada potencial fonte. No entanto, nem sempre assim será, uma vez que a existência de zircão numa rocha primária não representa um valor fixo da análise total da rocha-mãe. Moecher e Samson (2006) referem particularmente o caso das rochas máficas, pobres em zircão e que, quando apontadas como possível fonte em conjunto com litologias predominantemente félsicas, contribuirá marginalmente para a proporção total de zircão na amostra. Conclui-se deste pressuposto que se deve estudar a distribuição de todos os grãos da amostra e não apenas os grupos com maiores frequências relativas.

Os crescimentos de zircão são essencialmente produzidos durante eventos magmáticos (como por exemplo a formação de arcos magmáticos) – Neste ponto Moecher e Samson (2006) referem que os zircões primários podem passar por processos posteriores à sua formação original. Desde logo, na câmara magmática onde os zircões são formados, a refusão e/ou assimilação pode dar origem a crescimentos secundários envolvendo zircão primário. O crescimento secundário de zircão também pode ocorrer à volta de um núcleo herdado de rochas encaixantes da camara magmática ou podem formar-se em condições de metamorfismo de alto grau associadas a eventos tectónicos. Estes novos crescimentos definem a idade do respetivo evento que lhes deu origem, no entanto, e segundo Moecher e Samson (2006), a quantidade de zircão formado em condições de metamorfismo regional é muito inferior aos formados por processos magmáticos (principalmente em arcos magmáticos) exceto para condições de metamorfismo que atinjam importante migmatização.

O zircão metamórfico nem sempre é analisado por ser geralmente representado por crescimentos de reduzida largura – Os crescimentos de novo zircão de natureza metamórfica rodeando núcleos herdados nem sempre podem ser datados. Uma das causas mais recorrentes diz respeito ao facto desses crescimentos, geralmente concêntricos ou como auréolas em redor do núcleo serem muito estreitas para serem datadas, ou os grãos simples serem demasiado pequenos e serem preteridos. Embora as datações com ablação laser já possam ser efetuadas em alvos com dimensões inferiores a 10 μm , o método escolhido para este tipo de análise é o SHRIMP (ver Apêndice A). Assim sendo, na maioria dos grãos é apenas analisado o núcleo do grão mas não o fino crescimento secundário, ficando por vezes por estimar a idade desse evento metamórfico.

As idades obtidas caracterizam a fonte a partir do qual o zircão foi erodido mas não representam necessariamente a fonte original – Ao seleccionar os alvos para análise dos crescimentos de zircão, seja no núcleo ou nas orlas do grão, é necessário ter consciência que os resultados refletem uma distribuição de idades da última fonte do zircão, considerando mais do que um ciclo erosivo ou magmático e, não necessariamente uma distribuição de idade das áreas-fonte originais (Moecher e Samson, 2006). Será particularmente verdadeiro se na zona de estudo existirem fontes heterogéneas, quer em termos de idade, quer de composição química quer em termos de história geológica e evolução geodinâmica.

A amostragem das populações de zircão de cada amostra deve ser aleatória, para que as proporções relativas de cada grupo de idade reflita as proporções relativas das potenciais fontes – Este aspeto é relevante e as suas causas foram já referidas nos pressupostos anteriores, uma vez que resultam das heterogeneidades dos grãos, da localização dos alvos selecionados e da

aleatoriedade que está associada às escolhas. Pode ser mais fácil identificar, manusear e selecionar os grãos de maiores dimensões em detrimento de outros mais pequenos não cumprindo por isso, o princípio da aleatoriedade. Moecher e Samson (2006) alertam ainda para o cumprimento de um número mínimo de análises que garantam que a representatividade dos grupos pouco representativos (com percentagem relativa inferior a 5%) seja levada em consideração na interpretação dos resultados.

Capítulo III - Enquadramento Geológico

III-1. O soco pré-Mesozoico da Ibéria

Nas diversas zonas tectonoestratigráficas e magmáticas que compõem a Ibéria existem vestígios de terrenos pertencentes ao Neoproterozoico e que se formaram no contexto de uma margem ativa no Norte de Gondwana (Orogenia Cadomiana, Linnemann et al., 2007, 2008; Pereira et al., 2012c). Mais tarde, no Paleozoico inferior o registo estratigráfico marca a evolução de uma margem passiva relacionada com o desenvolvimento do Oceano Rheic e no Paleozoico superior assinala a evolução da Orogenia Varisca ou Hercínica resultante da colisão da Laurússia com Gondwana (Figura III.1), que conduziu à formação do supercontinente Pangeia (Sánchez-García et al., 2003; 2010; Ribeiro et al., 2007; Nance et al., 2010, 2012; Stampfli et al., 2013).

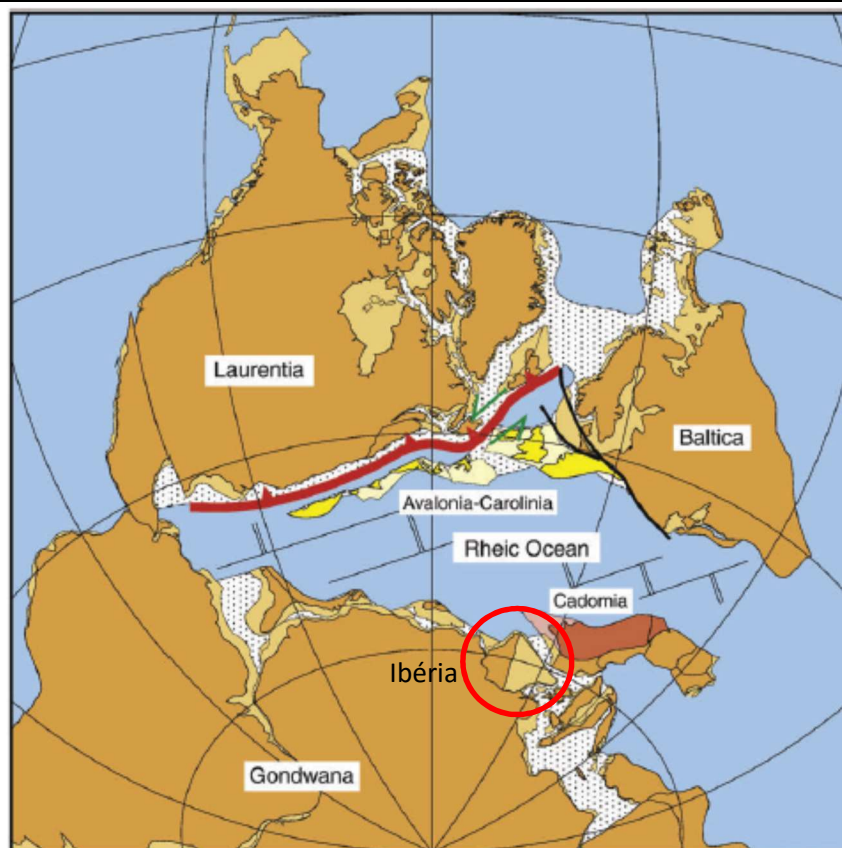


Figura III.1 – Localização da Ibéria e do Oceano Rheic numa reconstrução paleogeográfica do Paleozoico inferior (Nance et al., 2010).

Durante o Paleozoico (Figura III.2) terão decorrido várias etapas de movimentação de blocos continentais (Laurência, Báltica, Avalónia-Carolina e Gondwana) que envolveram o fecho do Oceano Iapetus e a abertura e subsequente fecho do Oceano Rheic (Nance et al., 2010).

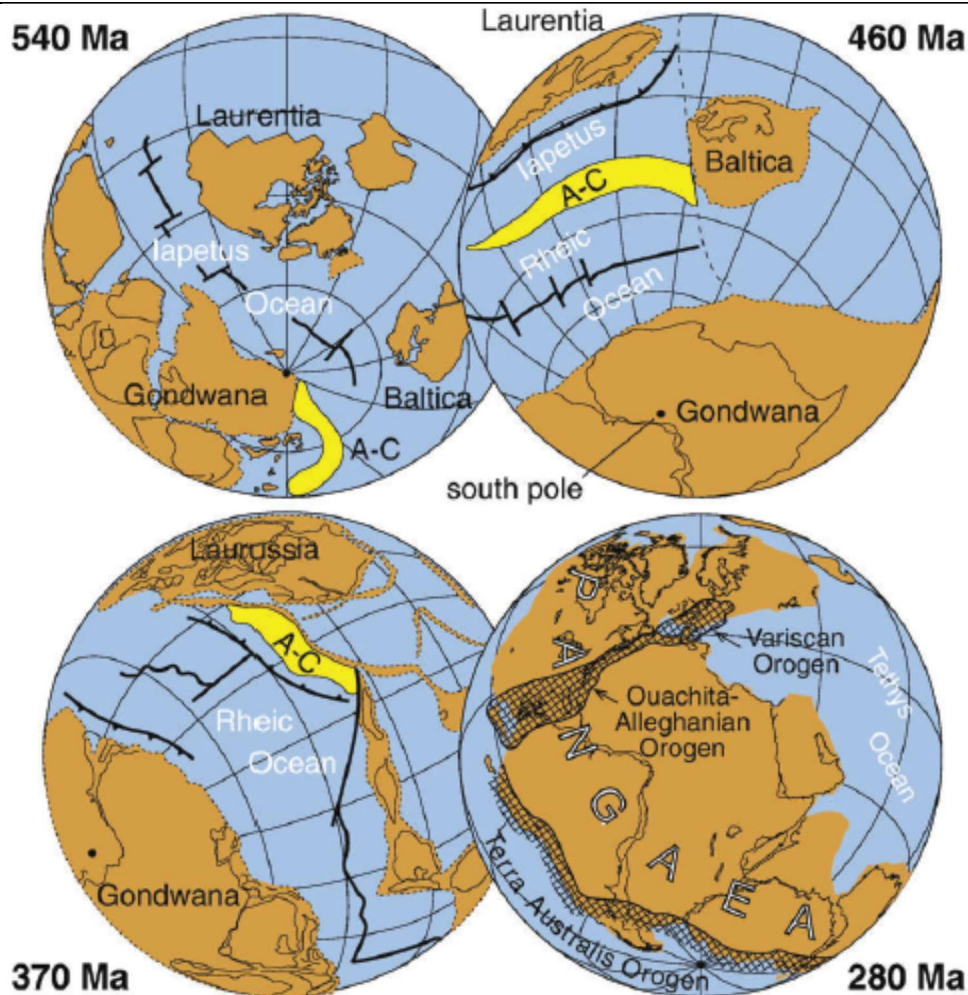


Figura III.2 – Evolução dos Oceanos Iapetus e Rheic e a formação do Orógeno Varisco (adaptado de Nance et al., 2010). Formação do Oceano Iapetus entre a Laurência e a Gondwana (540 Ma); separação da Avalónia-Carolina (A-C) de Gondwana e formação do Oceano Rheic (460 Ma); Colisão da Avalónia-Carolina, Laurência e Báltica e formação da Laurússia, com consequente início do fecho do Oceano Rheic (370 Ma); fecho do Oceano Rheic e formação da Pangeia (280 Ma).

O Oceano Iapetus separava a Laurência da Gondwana. O fecho deste oceano resultou da migração da Avalónia-Carolina a partir de Gondwana, que mais tarde colidiu com a Laurência conjuntamente com a Báltica (Orogenia Caledónica) formando a Laurússia (Murphy et al., 2010; Figura III.2). O processo de fecho do Oceano Iapetus está interligado com a abertura e expansão do Oceano Rheic situado entre a Laurússia e Gondwana (Gutiérrez-Alonso et al., 2008). Os dois oceanos terão sido temporariamente contemporâneos (Murphy et al., 2010). A abertura do Oceano Rheic ter-se-á iniciado no Câmbrio, após a fragmentação de Gondwana ou, no início do Ordovício (Murphy et al., 2010; Nance et al., 2010), da qual resultou a separação

dos terrenos peri-Gondwanicos localizados na margem Norte de Gondwana (Avalónia, Carolina, Gandéria e Meguma). Os terrenos peri-Gondwanicos tinham sido anteriormente acrecionados à margem Norte de Gondwana no Neoproterozoico no que se designa por Orogenia Cadomiana-Avaloniana (Murphy et al., 2006; Nance et al., 2010, 2012), (Figura III.3). Durante o Ordovícico, o Oceano Rheic ter-se-á encontrado em franca expansão com os terrenos da Avalónia e Carolina (evidenciados a amarelo na Figura III.2) a migrarem na direção da Laurência promovendo a contração progressiva do Oceano Iapetus e o seu consequente fecho durante o Silúrico (Nance et al., 2010). O processo de fecho do Oceano Rheic terá tido início mais tarde no Devónico, tendo terminado no Carbónico com a colisão entre a Laurússia e Gondwana (Nance et al., 2010) originando o supercontinente Pangeia.

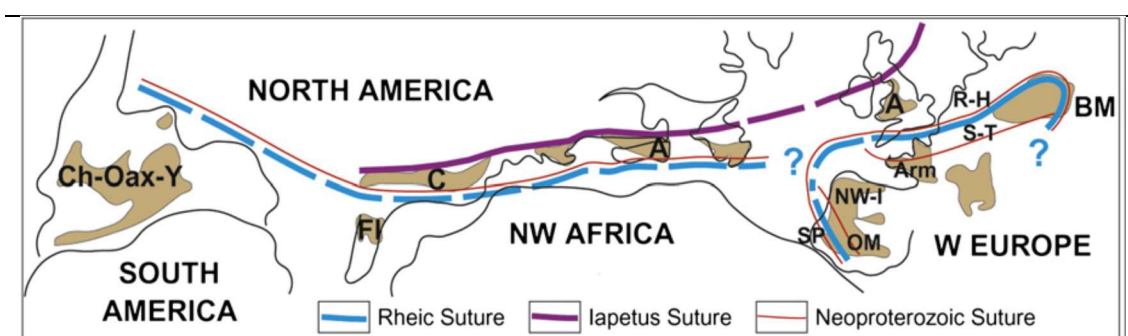


Figura III.3 – Localização da sutura do Oceano Rheic (adaptado de Nance et al., 2012). Abreviaturas: A - Avalónia, Arm - Armórica, BM - Maciço Boémia, C - Carolina, Ch - Chortis, FI - Florida, NW-I - NW Ibéria, Oax - Oaxaquia, OM - Ossa Morena, R-H - Reno-Hercínica, SP - Sul Portuguesa, S-T - Saxo-Turingia, Y - Yucatan.

A cintura orogénica desta colisão entre a Laurússia e Gondwana envolveu a zona central e oeste Europeia, o NW de África e a zona NE Americana, estendendo-se do Maciço da Boémia (Polónia, Eslováquia e República Checa) (Figura III.4) para norte até aos Apalaches do sul e Ouachitas (América) e, até aos Mauritanides (África) a sul (e.g., Suárez, 2000).

O fecho do Oceano Rheic julga-se que está marcado no NW da Ibéria pela existência de sequências ofiolíticas e materiais continentais da margem da Laurússia que foram instalados tectonicamente sobre a margem Norte de Gondwana (Martínez Catalán et al., 2010; Nance et al., 2010). No SW da Ibéria o fecho do Oceano Rheic poderá ter ficado testemunhado por uma zona de sutura constituída por rochas ofiolíticas típicas de crosta oceânica que afloram no Baixo Alentejo (Munhá et al., 1986; Quesada et al., 1994; Fonseca et al., 2004; Pedro et al., 2007). Esta interpretação é ainda controversa, com autores que afirmam que algumas destas rochas são de idade posterior à colisão (Pin et al., 2008; Azor et al., 2008).

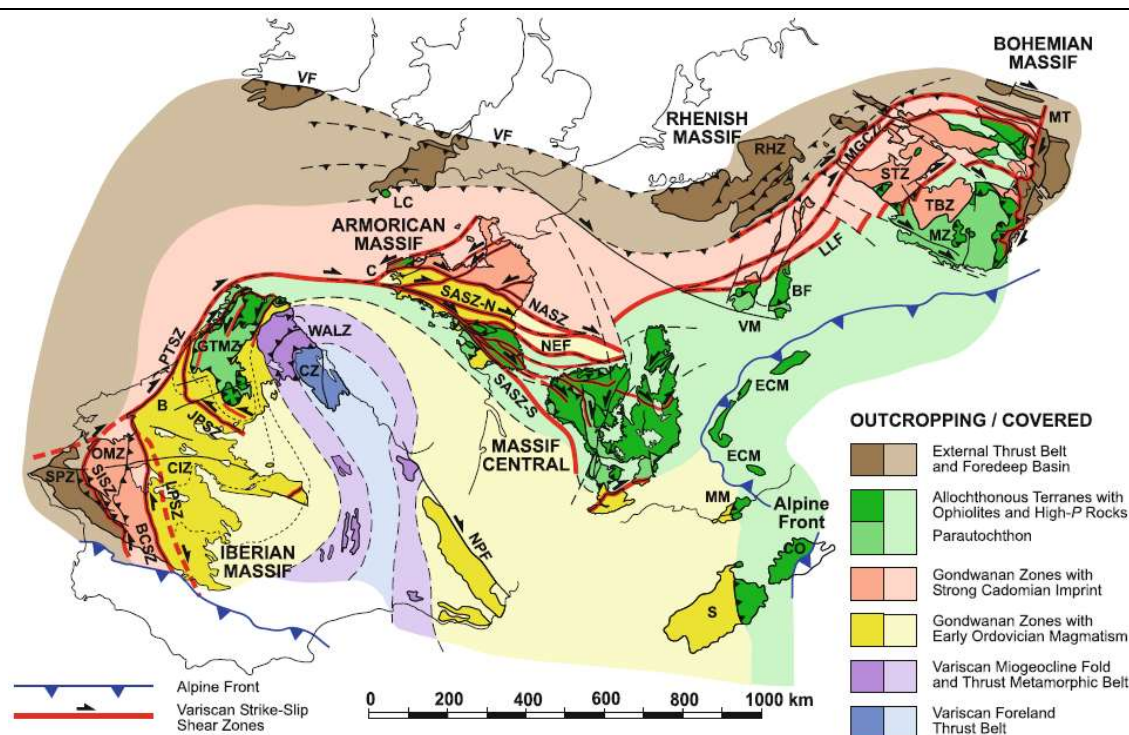


Figura III.4 - Arquitetura da Cintura Varisca (adaptado de Martínez Catalán, 2012). Abreviaturas: B - Buçaco; BF - Floresta Negra; C - Crozon; CO - Córsega; LC - Complexo de Lizard; MM - Maciço de Maures; VM - Maciço de Vosges; S - Sardenha; LLF - Falha Layale-Lubine; LPSZ - Zona de cisalhamento Los Pedroches; MT - Carreamento Moldanubiano; NASZ - Zona de cisalhamento Norte Armoricana; NEF - Falha de Nort-sur-Erdre; NPF - Falha Norte Pirenaica; PTSZ - Zona de cisalhamento Porto-Tomar; BCSZ - Zona de cisalhamento Badajoz-Córdova; JPSZ - Zona de cisalhamento Juzbado-Penalva de Castelo; SISZ - Zona de cisalhamento Sul Ibérica; SASZ - Zona de cisalhamento Sul Armoricana (secções N e S); VF - Frente Varisca; RHZ - Zona Reno-Hercínica; STZ - Zona Saxo-Turingea; TBZ - Zona Tepla-Barrandiana; MGCZ - Zona cristalina media-Alemã; MZ - Zona Moldanubiana; ECM - Maciços cristalinos externos dos Alpes; CZ - Zona Cantábrica; WALZ - Zona Oeste Ásturo-leonesa; GTMZ - Zona Galiza-Trás-os-Montes; CIZ - Zona Centro-Ibérica; OMZ - Zona de Ossa-Morena; SPZ - Zona Sul Portuguesa.

O soco pré-Mesozoico da Ibéria (Maciço Ibérico, também chamado Maciço Hespérico; Ribeiro et al., 1979), inicialmente dividido por Lotze em 1945 (e.g. citado em Marcos, 1973) é distribuído em zonas com características paleogeográficas e tectónicas próprias (Figuras III.4 e III.5). As zonas são designadas, de NE para SW, Zona Cantábrica, Zona Ocidental Ásturo-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, que inclui a Sub-zona Galiza-Trás-os-Montes, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa (Ribeiro et al., 1979). Estas divisões continuam a ser amplamente aceites e válidas, embora alguns trabalhos das últimas décadas, de índole geodinâmica, apresentem as Zonas Cantábrica, Zona Ocidental Ásturo-leonesa e Zona Centro-Ibérica como unidades de natureza autóctone sobre o qual se individualiza a Subzona Galiza-Trás-os-Montes que inclui unidades alóctones e parautoctones (Ribeiro et al., 2007, 2010, 2013a). No conceito de análise de proveniência sedimentar que se pretende realizar entendeu-se manter a generalidade da separação clássica das zonas paleogeográficas.

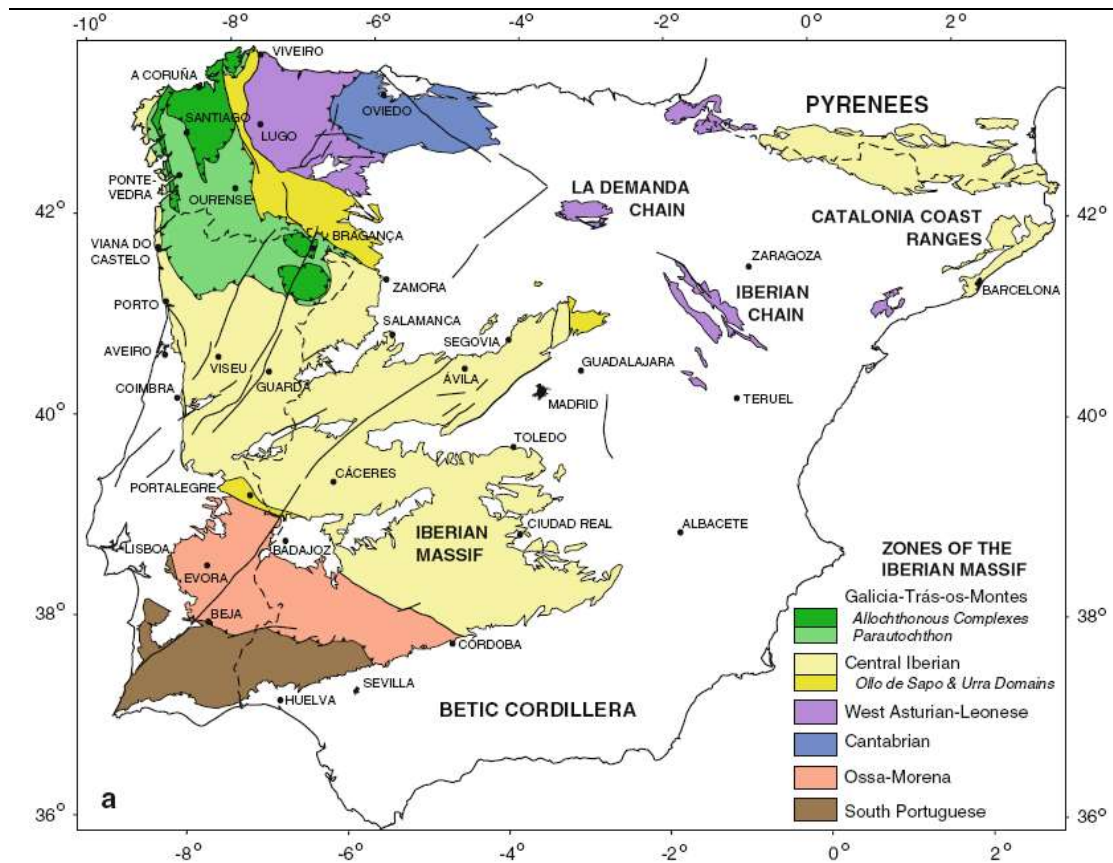


Figura III.5 – Distribuição geográfica das unidades do soco Varisco na Península Ibérica (Adaptado de Martínez Catalán, 2012).

Destaca-se neste trabalho a descrição das principais características da Zona Centro-Ibérica, da Zona de Ossa-Morena e da Zona Sul Portuguesa, envolventes da área de estudo.

III-1.1. Zona Centro-Ibérica

O autóctone da Zona Centro-Ibérica inclui como principais referências geológicas uma formação muito extensa do tipo flysch, de idade precâmbrica superior a câmbrica, que é atualmente designada por Super-Grupo Dúrico-Beirão e na qual se distinguem duas grandes divisões, o Grupo do Douro e Grupo das Beiras (Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1993; Silva et al., 1988; Oliveira et al., 1992a; Dias et al., 2013). São ainda consideradas como pertencentes ao autóctone as formações sedimentares detríticas desde o Ordovícico até ao Carbónico (Ribeiro et al., 1979; Teixeira e Gonçalves, 1980; Lemos de Sousa e Wagner, 1983). Os terrenos alóctones incluem principalmente um complexo ofiolítico e a sequência paraúctone (Ribeiro et al., 1990).

Azevedo e Valle Aguado (2006) identificam nesta zona dois ciclos de magmatismo varisco, entre ca. 320-310 Ma e entre ca. 310-290 Ma que se diferencia de um evento mais antigo datado aos ca. 490-480 Ma (“Olio de Sapo” e Formação da Urro; Solá et al., 2008).

III-1.2. Zona de Ossa-Morena

A estratigrafia da Zona de Ossa-Morena inclui rochas neoproterozoicas associadas ao desenvolvimento de bacias sinorogénicas na margem ativa do Norte de Gondwana (Série Negra; Pereira et al., 2012a) e rochas paleozoicas inferiores relacionadas com os primeiros estádios de *rifting* intra-continental e evolução da margem passiva do Oceano Rheic (Chichorro et al., 2008; Sánchez-García et al., 2003, 2008, 2010). O Carbónico está representado por sequências detríticas marinhas que passam para o topo a continentais. Na Zona de Ossa-Morena distinguem-se diferentes setores (Figura III.6) (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2006, 2013): i) Faixa Blastomilonítica (segmento da zona de cisalhamento Coimbra-Córdoba); ii) o setor de Alter do Chão-Elvas; iii) o setor de Estremoz-Barrancos, onde se inclui o Anticlinal de Estremoz; iv) o setor de Montemor-Ficalho no qual aflora o Maciço de Évora; v) o Complexo Ígneo de Beja e o vi) Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.

A estratigrafia da Faixa Blastomilonítica inclui, do Ediacariano ao Câmbrico inferior, a Formação de Mosteiros (Série Negra - metagrauvaques, metapelitos, metachertes negros), o Complexo Vulcano-Sedimentar de Nave de Grou-Azeiteiros (tufos félsicos, riólitos e riodacitos) e o Complexo detrítico-carbonatado de Ouguela (arcoses, pelitos rosados e esverdeados e níveis carbonatados). Esta sequência estratigráfica sofreu o efeito de condições de metamorfismo de alto grau a intermédio no Carbónico, originando unidades tectónicas muito deformadas incluindo gnaisses, anfibolitos, granulitos e micaxistos (Pereira et al., 2006, 2013a).

O Setor de Alter do Chão-Elvas (Araújo et al., 2013), com prolongamento para Espanha, inclui genericamente, uma formação basal neoproterozoica (Série Negra; Pereira et al., 2006) sobre a qual ocorrem em discordância conglomerados, arcoses e níveis de tufos ácidos do Câmbrico inferior (Sánchez-García et al., 2010). O Câmbrico inclui a Formação Carbonatada que passa para o topo a sedimentação siliciclástica com vulcanismo bimodal incluindo a Formação de Vila Boim, a Barra quartzítica, o Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem, a Formação do Fatuquedo e, no topo, discordante, a Formação de Barrancos do Ordovícico Inferior (Oliveira et al., 1991).

No Setor Estremoz-Barrancos, o registo do Neoproterozoico e Câmbrico pode ser observado no Anticlinal de Estremoz com a Formação de Mares (Série Negra; Neoproterozoico), a Formação Dolomítica e a topo o Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz, onde foram datados riólitos do Câmbrico superior (Pereira et al., 2012b). Em redor do Anticlinal de Estremoz e principalmente a sudeste está bem representada a sequência estratigráfica do Câmbrico médio-Devónico Inferior que inclui sedimentação

essencialmente siliciclástica: a Formação de Ossa (xistos, psamitos e grauvaques), a Formação de Barrancos (com vulcanitos básicos nos níveis inferiores e xistos cinzentos, esverdeados e roxos), Formação da Colorada (quartzitos, arenitos, siltitos e pelitos), Formação Xistos com nódulos (xistos negros carbonosos e liditos), Formação dos Xistos Raiados (xistos e psamitos laminados), Formação de Russianas (semelhante à anterior com calcarenitos intercalados) e, discordante no topo, o flysch da Formação de Terena (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2006, 2013).

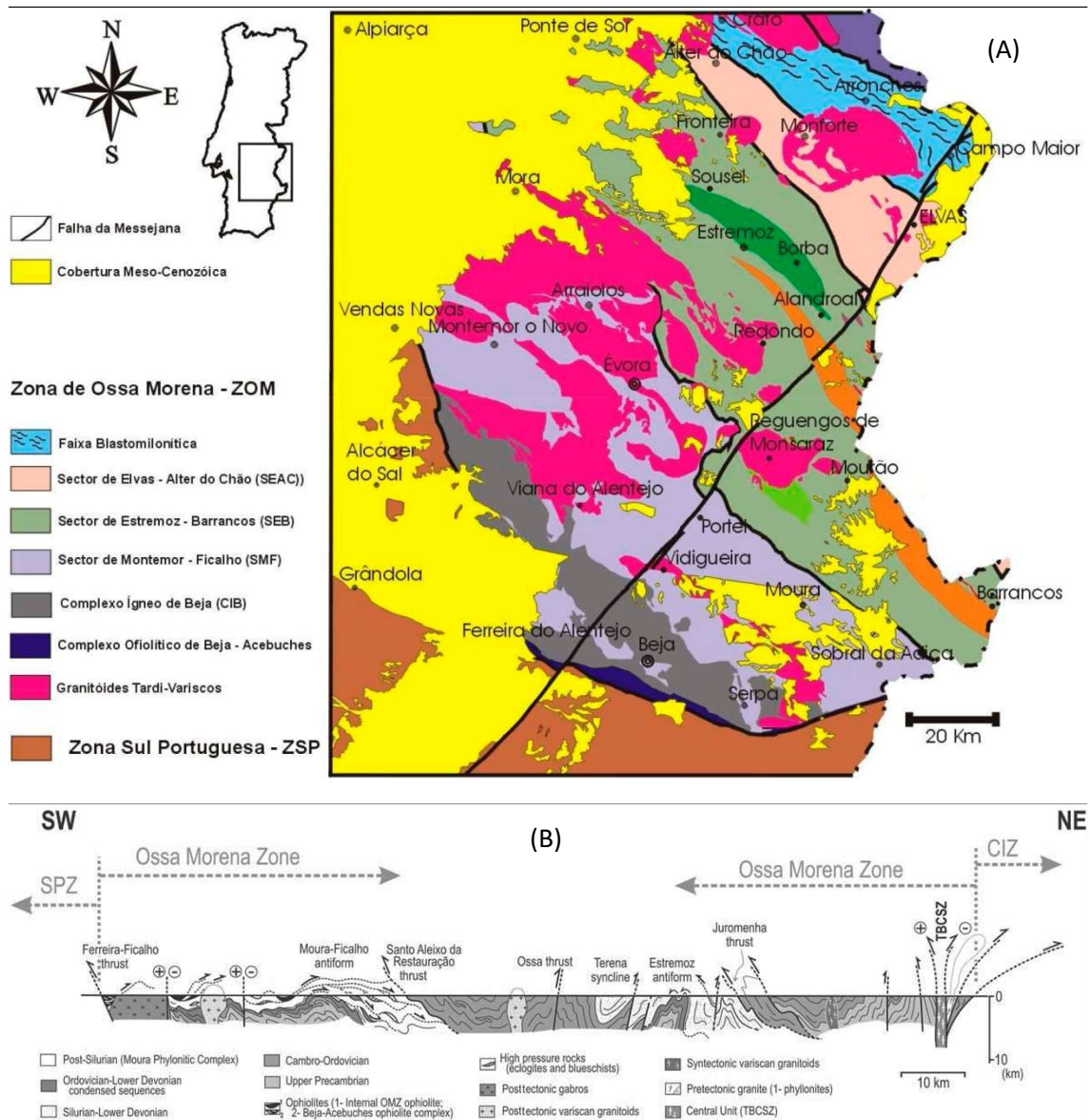


Figura III.6 – (A) - Geologia simplificada com os seis setores que caracterizam a Zona de Ossa-Morena (adaptado de Araújo et al., 2006); (B) - Corte esquemático da mesma zona com indicação das principais estruturas tectónicas (Ribeiro et al., 2007).

Por sua vez, o Setor Montemor-Ficalho que corresponde ao domínio Évora-Beja-Aracena (Oliveira et al., 1991) é caracterizado por várias estruturas em antifoma, como os

antiformas de Ficalho-Moura, Portel, Serpa, S. Brissos e Alvito-Viana do Alentejo e ainda pelo subsetor de Santa Susana-Cabrela (Araújo et al., 2006, 2013). O Neoproterozoico (Série Negra) está representado pelas formações de Escoural (micaxistos, metagrauvaques e metachertes negros; Chichorro et al., 2008) e Águas de Peixe (micaxistos negros, metagrauvaques e metachertes; Rosas et al., 2008); o Paleozoico inferior inclui importante vulcanismo bimodal, no Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado, na Formação Dolomítica, no Complexo Vulcano-Sedimentar Moura-Ficalho, na Formação do Carvalhal e nos Xistos de Moura (xistos, psamitos e vulcanitos básicos) (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013). Na designada Cintura Metamórfica Évora-Aracena (Pereira et al., 2007) ocorrem sequências ediacarianas e da base do Câmbrico com metamorfismo Carbónico de fácies anfíbolítica a granulítica que afetaram também os protólitos mais antigos (Pereira et al., 2006; Chichorro et al., 2008). Concretamente no Maciço de Évora estão representados anfíbolitos, micaxistos, gnaisses, mármore e migmatitos intruídos durante o Carbónico por rochas granitoides e gabros (Pereira et al., 2013a). O magmatismo do Câmbrico inferior apresenta idades, com base em datações de zircão (Chichorro et al., 2008), de 522 ± 5 Ma e 517 ± 6 Ma (ortogneisses do Escoural). As rochas ígneas intrusivas estão largamente representadas na Zona de Ossa-Morena, principalmente tonalitos e granodioritos essencialmente de idade Carbónica inferior, ca. 360-318 Ma (Pereira et al., 2013a).

O Maciço de Beja (Oliveira et al., 1991) ou Complexo Ígneo de Beja (Pedro et al., 2013) ocorre no extremo sul da Zona de Ossa-Morena em contacto com os anfíbolitos do Complexo Ofiolítico de Beja (Ribeiro et al., 2007). A instalação do Complexo Ígneo de Beja foi sequencial no tempo, nomeadamente um estado inicial aos ca. 355-345 Ma, um estágio intermédio aos ca. 330-320 Ma e um estágio final aos ca. 300 Ma (Jesus et al., 2007).

III-1.3. Zona Sul Portuguesa

Na Zona Sul Portuguesa considera-se que as rochas mais antigas são de idade devónica superior (Ribeiro et al., 1979; Oliveira, 1990). Dentro desta zona existem diferentes sectores geológicos (Figuras III.7 a III.9) com características próprias (Oliveira et al., 1979), distinguindo-se, de NW para SE: o Antiforma do Pulo do Lobo, a Faixa Piritosa, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Figura III.7) e o Setor Sudoeste (Figura III.9) (Oliveira, 1990; Silva et al, 1990).

O núcleo do Antiforma do Pulo do Lobo inclui filitos, quartzitos e rochas vulcânicas máficas que caracterizam a Formação do Pulo do Lobo (Oliveira et al., 2013a) e cuja idade ainda não foi possível definir com rigor (Pereira, Z. et al., 2006). No flanco norte do antiforma, sobre a Formação do Pulo do Lobo surge a sedimentação siliciclástica representada pelo Grupo

de Ferreira-Ficalho (Carvalho et al., 1979; Oliveira, 1983; Oliveira, 1990; Silva, 1998) que inclui, da base para o topo (Oliveira et al., 2013a): a Formação da Ribeira de Limas, constituída por xistos negros, grauvaques e quartzovaques; a Formação de Santa Iria, com uma sequência flysch de xistos negros e grauvaques e; a Formação da Horta da Torre, constituída por xistos negros, siltitos, quartzovaques e quartzitos com bioturbação. Por sua vez, no flanco sul surge o Grupo Chança de Pfefferkorn (1968; Carvalho et al., 1979; Oliveira, 1983; Oliveira, 1990; Silva et al., 1990; Silva, 1998), do qual fazem parte (Oliveira et al., 2013a): a Formação da Atalaia, a topo da Formação do Pulo do Lobo, constituída por filitos e quartzitos; a Formação do Gafo, que é uma série de flysch com intercalações vulcânicas félsicas e máficas e; a Formação da Represa, no topo, constituída por xistos, siltitos, grauvaques e quartzitos bandados com alguns sedimentos de origem vulcânica. Quanto ao conteúdo fossilífero, a Formação da Ribeira de Limas apresenta miosporos de idade Frasniano inferior (Pereira, Z. et al., 2006; Pereira, Z. et al., 2007), enquanto a Formação de Santa Iria e a Formação da Horta da Torre indicam idade Fameniano superior pelo mesmo método (Pereira, Z. et al., 2006). A Formação da Atalaia não tem idade conhecida, enquanto à Formação do Gafo é atribuída idade do Frasniano inferior (Pereira, Z. et al., 2006; Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a). Por sua vez a Formação da Represa indica Fameniano superior (Pereira, Z. et al., 2006; Oliveira et al., 2013a). Com base nestes dados, Oliveira et al. (2013a) definem uma correlação estratigráfica entre as formações do Pulo do Lobo e da Atalaia, entre as formações de Ribeira de Limas e do Gafo e também entre as formações de Santa Iria/Horta da Torre e da Represa.

Alguns autores consideram o Antiforma do Pulo do Lobo como um prisma acrecionário (Quesada et al., 1994; Fonseca e Ribeiro, 1993; Fonseca, 2005; Braid et al., 2010). Esta hipótese é suportada pelas afinidades das intercalações dos vulcanitos básicos da Formação do Pulo do Lobo com basaltos das cristas médias oceânicas, tipo N-MORB (Munhá, 1983; Quesada et al., 1994). Outros autores (Oliveira et al., 2013a) defendem que apenas as formações inferiores, Pulo do Lobo e Atalaia, constituem o prisma acrecionário.

A Faixa Piritosa corresponde a uma província metalogénica que se estende desde Cercal do Alentejo até Sevilha, caracterizada por ocorrências de depósitos de sulfuretos maciços. Do ponto de vista estratigráfico a Faixa Piritosa engloba 3 unidades básicas, o Grupo Filito-Quartzítico (“PQ”), o Complexo Vulcano-Sedimentar e a Formação de Mértola, pertencente ao Grupo do Flysch do Baixo Alentejo. Esta estratigrafia foi generalizada para toda a Faixa Piritosa por Schermerhorn (1971), tanto no setor português como na terminação espanhola (IGME, 1982). O Grupo Filito-Quartzítico, designação usada pela primeira vez por Schermerhorn e Stanton (em 1969) é constituído por séries monótonas de filitos escuros, alguns siltitos, que alternam com bancadas de quartzitos e quartzovaques (Gaspar, 1996; Oliveira et al., 2013a) pontualmente com lenticulas calcárias, atingindo espessuras provavelmente superiores a 200

metros (Oliveira, 1983). A idade desta formação, a mais antiga conhecida da Faixa Piritosa, indica o Givetiano inferior (Pereira, Z. et al., 2009, 2010) ou estará compreendida entre o Givetiano inferior e o Estruniano superior (Oliveira et al., 2013a).

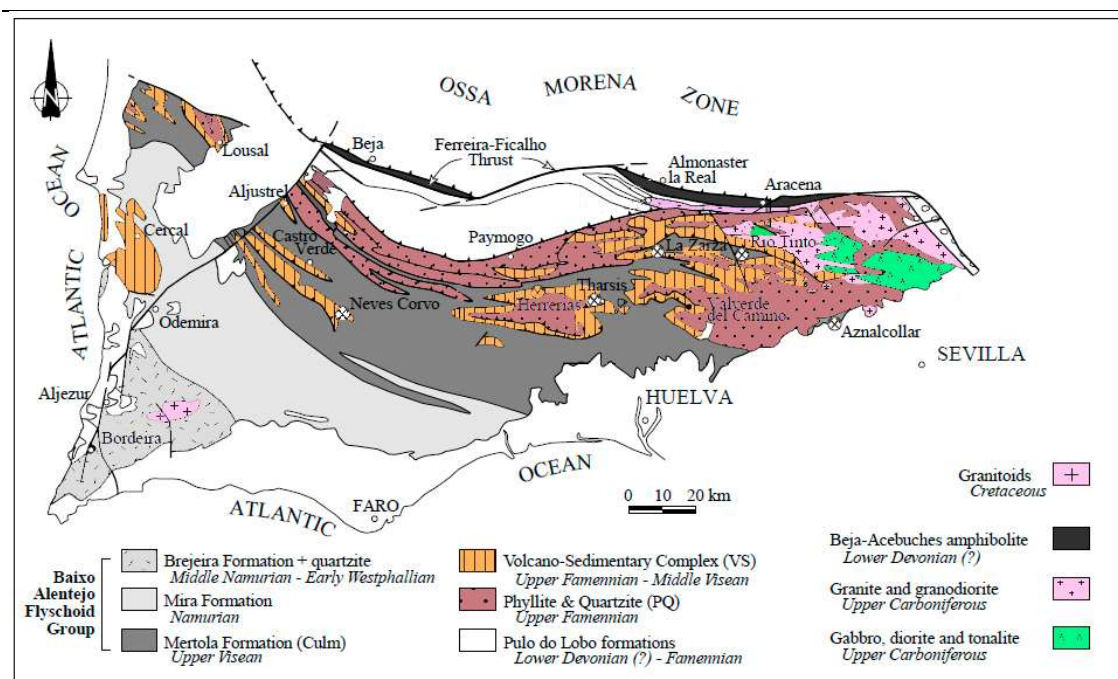


Figura III.7 – Mapa da Zona Sul Portuguesa com identificação das principais unidades, nomeadamente o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, o Antiforma do Pulo do Lobo e a Faixa Piritosa (adaptado de Onezime et al., 2002)

O Complexo Vulcano-Sedimentar é a unidade onde ocorrem as mineralizações de sulfuretos maciços. Inclui uma grande variedade de rochas vulcânicas (principalmente ácidas) e sedimentares (Oliveira, 1983). É considerada uma unidade muito heterogénea do ponto de vista petrográfico devido às rápidas variações de fácies laterais e verticais, dificultando as correlações estratigráficas (Oliveira, 1983; Gaspar, 1996). Por isso, os estudos sobre a Faixa Piritosa apresentam frequentemente diversas colunas estratigráficas em zonas onde ocorrem mineralizações e, portanto, onde a estratigrafia é melhor conhecida (e.g., Carvalho et al., 1979; Oliveira, 1983; Oliveira et al., 2013b). É o caso, por exemplo, de Albernoa, S. Domingos, Serra Branca, Cercal, Lagoa Salgada, Aljustrel, Neves Corvo, Pomarão, no setor Português, e Aznalcollar, Rio Tinto, Sotiel e Tharsis em Espanha (IGME, 1982).

Nas zonas referidas o Complexo Vulcano-Sedimentar é essencialmente constituído por rochas vulcânicas ácidas, tufos, tufitos e lavas, resultantes de vários episódios de vulcanismo, episódios menores de origem básica, com numerosas intercalações detríticas que dão origem a grande variedade de tipos petrográficos e onde ocorrem os depósitos de sulfuretos maciços. Na parte superior das vulcânicas ocorrem níveis de jaspe e sobre estas litologias afloram xistos siliciosos, xistos púrpura (“borra de vinho”) e xistos negros grafitosos (Schermerhorn e Stanton,

1969; Oliveira, 1983; Gaspar, 1996; Oliveira et al., 2013a,b; entre outros). Na zona de Neves-Corvo, Pereira, Z. et al (2007) dataram com base em microfósseis o Complexo Vulcano-Sedimentar entre o Estruniano superior e o início do Viseano superior. Existem datações absolutas no vulcanismo félsico que terá durado cerca de 30 Ma durante o Devónico Superior – Carbónico inferior, entre 374-346 Ma (Rosa et al., 2009), com cinco episódios geradores de zircão a ca. 354 Ma, ca. 359 Ma, ca. 365 Ma, ca. 373 Ma e ca. 384 Ma (Oliveira et al., 2013b). Na área do Cercal o vulcanismo terá ocorrido no intervalo ca. 374-370 Ma (Rosa et al., 2009) com Pereira, Z. et al. (2008) a indicarem idade Fameniano superior.

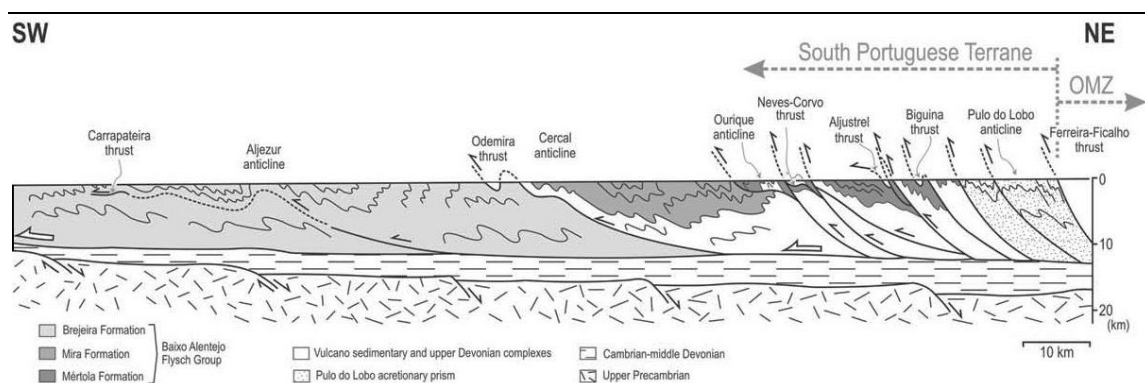


Figura III.8 – Secção geológica esquemática da Zona Sul Portuguesa mostrando as principais unidades e estruturas tectónicas (adaptado de Ribeiro et al., 2007).

O vulcanismo na Faixa Piritosa é considerado bimodal, com basaltos toleíticos alcalinos e riólitos, que terão evoluído separadamente (Munhá, 1983). O mesmo autor defende que os vulcanitos na base do Complexo Vulcano-Sedimentar têm afinidades químicas com toleítos de bacias marginais, enquanto nos níveis mais superiores as afinidades químicas estão mais consentâneas com basaltos típicos das cristas médias oceânicas instaladas em sequências siliciclásticas típicas de margens continentais. Munhá (1983) conclui que a situação paleogeográfica seria compatível com um processo distensivo com abertura de uma bacia marginal. Para Oliveira et al. (2013a,b) o vulcanismo da Faixa Piritosa terá ocorrido em ambiente sedimentar marinho, essencialmente entre o Fameniano superior e o Estruniano, com pausa erosiva no Tournaisiano e sedimentação turbidítica progradante de norte para sul. Os depósitos de sulfuretos maciços terão ocorrido nas fases finais do vulcanismo félsico, sendo portanto exalativos e submarinos (Barriga e Carvalho, 1983).

O Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Oliveira et al., 1979; Oliveira, 1983; Oliveira et al., 2013a) constitui uma espessa sequência turbidítica que ocupa a maior parte da área da Zona Sul Portuguesa e inclui as formações de Mértola, Mira e Brejeira.

A Formação de Mértola é considerada a mais antiga e mais próxima, espacial e temporalmente do vulcanismo da Faixa Piritosa. É uma série flysch, com alternâncias de bancadas de xistos argilosos e siltíticos com bancadas de grauvaques e níveis conglomeráticos ocasionais. Tanto os grauvaques como os conglomerados contêm fragmentos de rochas vulcânicas ácidas e básicas, além de chertes, quartzitos e xistos, nos níveis mais próximos da Faixa Piritosa (Oliveira et al., 2013a). As associações fósseis e de três biozonas de miosporos indicam o Viséano superior (Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a). A base da unidade, xistos e turbiditos finos, passa gradualmente aos xistos e tufitos do Complexo Vulcano-Sedimentar (Oliveira, 1983). Por sua vez o topo da Formação de Mértola e transição para a Formação de Mira é constituído por intercalações de turbiditos e pelitos do topo do Viséano (Oliveira, 1983), sendo o contacto marcado por uma extensa e estreita faixa (50 a 100 metros) de pelitos cinzento escuros e turbiditos finamente intercalados que constituem a base da Formação de Mira (Oliveira et al., 1984).

A Formação de Mira, sendo também de origem turbidítica é mais homogênea que a anterior, com arenitos e pelitos e conglomerados menos frequentes (Oliveira, 1983, Oliveira et al., 2013a). A idade desta formação é indicada por Oliveira et al. (1984) como sendo topo do Viséano-Namuriano inferior ao Namuriano superior.

O contacto da formação de Mira com a Formação da Brejeira é gradual e marcado por um nível de quartzitos impuros, quartzovaques e xistos argilosos intercalados (Oliveira et al., 2013a). A restante unidade da Formação da Brejeira é novamente uma sequência turbidítica, com predomínio de pelitos e turbiditos finamente estratificados na zona sul e arenitos e pelitos na zona norte da formação (Oliveira, 1983). Esta formação, mais recente que as anteriores, deve ter sido formada entre o Bashkiriano médio a superior e o Moscoviano inferior (amonoídes) ou entre o Bashkiriano inferior e o Moscoviano superior (miosporos) (Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a).

No que respeita às proveniências dos sedimentos que originaram as formações do Grupo do Flysch, a fonte sedimentar da Formação de Mértola terá sido, por um lado, a Faixa Piritosa, e provavelmente por outro, a Zona de Ossa-Morena (Oliveira et al., 2013a), no entanto, os zircões detríticos mostram que a componente de reciclagem de fontes antigas típicas da Zona de Ossa-Morena são praticamente inexistentes (Pereira et al., 2013b). Estudos de fracionamento e enriquecimento de Terras Raras e anomalias de Eu sugerem uma mistura de fontes félsicas e máficas (Fernandes et al., 2010) ou intermédias a máficas (Pereira et al., 2013b). Estas fontes poderão estar associadas a um arco magmático (insular?), com pouca reciclagem sedimentar, onde se regista a quase inexistência de zircões pré-devónicos característica de Gondwana (Pereira et al., 2013b). Os turbiditos da Formação da Brejeira diferem dos das formações de Mértola e de Mira por apresentarem uma afinidade félsica e um incremento das taxas de

reciclagem (Fernandes et al., 2010; Oliveira et al., 2013a). Também Pereira et al. (2013b) realçam o carácter mais félsico das fontes da Formação da Brejeira em que a presença de zircões detríticos do Ordovícico tardio e Silúrico indica uma provável proveniência externa relativamente a Gondwana (possivelmente Laurússia). Durante todo o período de deposição do flysch (Viseano superior ao Moscoviano superior) houve variação na natureza das fontes de proveniência sedimentar para a bacia onde se formavam os depósitos turbidíticos (Oliveira et al., 2013a; Pereira et al., 2013b). A fonte da bacia sedimentar estaria provavelmente associada a um arco magmático insular no Viseano (Pereira et al., 2012b) ou a um arco continental jovem diferenciado durante todo o Carbónico (Fernandes et al., 2010).

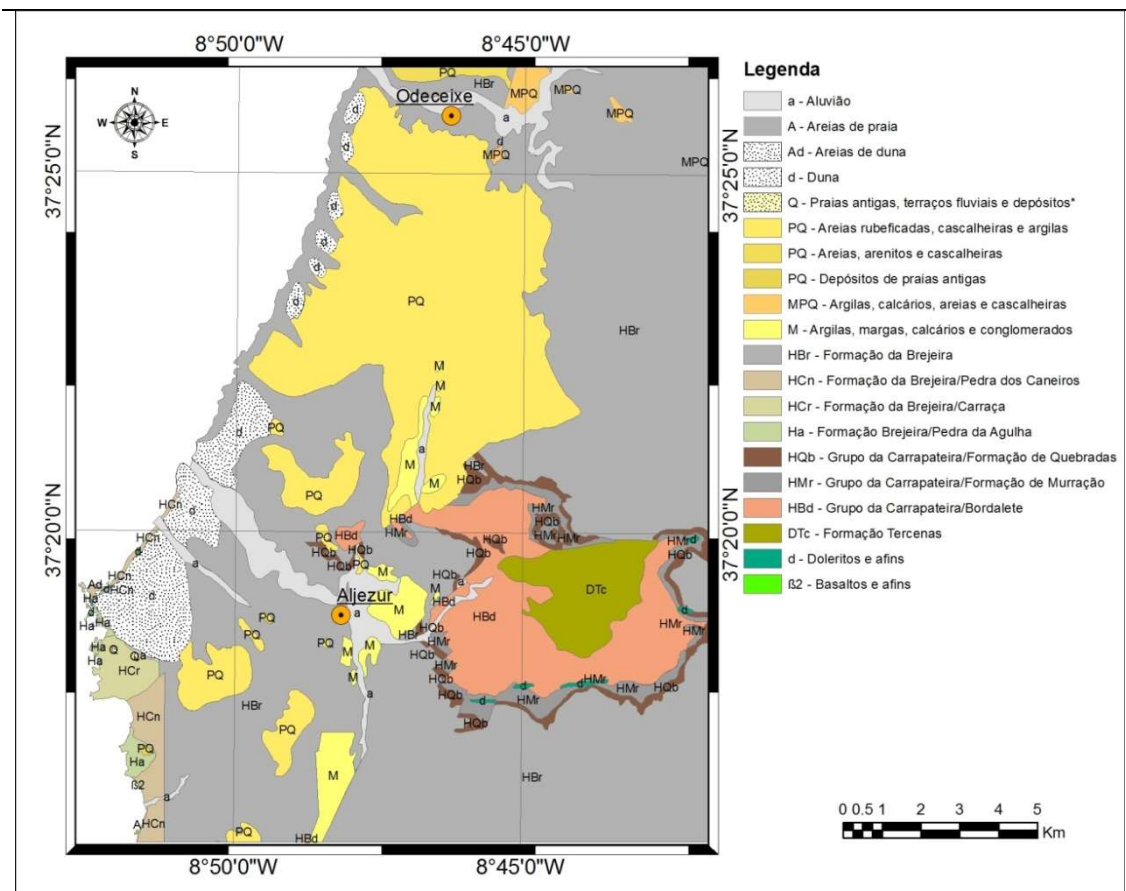


Figura III.9 – Mapa geológico da região de Aljezur, onde afloram as unidades do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Formação da Brejeira) e do Setor Sudoeste (Adaptado dos mapas geológicos 1:200 000 - Folha 7 e 1:100 000 – Mapa Geológico do Algarve).

No Setor Sudoeste (Figura III.9), encontra-se o anticlinal de Aljezur e o anticlinal da Bordeira, cuja estratigrafia inclui na base a Formação de Terceiras e a topo o Grupo da Carrapateira (Oliveira et al., 1984). A Formação de Terceiras do Devónico Superior-Carbónico inferior (miosporos indicam o Estruniano-Tournaisiano; Pereira, Z. et al., 2007) é constituída por alternâncias de xistos cinzentos, siltitos e arenitos bioturbados, mais grosseiros e espessos para o topo, onde também ocorre localmente uma brecha sedimentar ferruginosa (Oliveira et al.,

1984). Esta formação tem afinidades litológicas e de idade com o Grupo Filito-Quartzítico que constitui a base da Faixa Piritosa (Oliveira et al., 2013a). Pereira, Z. et al. (2007) defendem que as afinidades evidenciadas pelos estudos de miosporos mostram que não só a Formação de Tercenas e a Faixa Piritosa, mas ainda as unidades estratigráficas do Antiforma do Pulo do Lobo deveriam pertencer ao mesmo domínio paleogeográfico. Sobre a formação de Tercenas ocorre o Grupo da Carrapateira que Oliveira et al. (1984) definiu como sendo constituído, da base para o topo, pelas Formações de Bordalete, Murração e Quebradas. A Formação de Bordalete é uma sequência terrígena constituída por xistos escuros, siltitos e xistos negros carbonosos com nódulos e lenticulas piritosas (Oliveira et al., 1984), depositada provavelmente num ambiente marinho calmo (Oliveira et al., 2013a) durante o Tournaisiano (Pereira, Z. et al., 2007); passa gradualmente à Formação de Murração (xistos e calcários, Oliveira et al., 2013a) e de idade viseana (Pereira, Z. et al., 2007). Sobre esta aflora a Formação de Quebradas, com passagem gradual nos dois antiformas (Oliveira et al., 1984). É constituída por xistos negros piritosos com intercalações de calcários, lenticulas siliciosas, dois horizontes principais de xistos laminados e siltitos e níveis de nódulos fosfatados no topo da formação (Oliveira, 1983; Oliveira et al., 1984; Oliveira et al., 2013a). A idade desta formação é atribuída ao Bashkiriano com base em miosporos (Pereira, Z. et al., 2007).

III-1.4. Estratigrafia do Paleozoico (Zona Sul Portuguesa) na área de estudo (Sines)

Na zona de Santiago do Cacém–Sines (Figura III.10), as unidades mais antigas que afloram no anticlinal de S. Francisco da Serra, a SE de Melides, orientado NW-SE, estão representadas pelo Grupo Filito-Quartzítico (Devónico Médio-Superior), constituído por uma sequência siliciclástica onde predominam filitos, siltitos, quartzovaques e quartzitos em lenticulas (Oliveira et al., 1984). Sobre estes ocorrem as unidades essencialmente xistentas (argilitos) características da Faixa Piritosa em geral, constituídas por xistos negros, xistos siliciosos, xistos carbonosos e manganésíferos com nódulos e lenticulas também de composição manganésífera mas com afloramentos menores dos característicos “xistos borra-de-vinho” (Oliveira et al., 1984).

As rochas vulcânicas, principalmente ácidas, que fazem parte da Faixa Piritosa ocorrem também no anticlinal de S. Francisco da Serra mas têm uma maior expressão a sul, no Cercal, onde constituem a base conhecida da sequência. Aqui, foram identificados três níveis diferentes de vulcanitos de natureza ácida (Carvalho, 1976; Oliveira et al., 1984; Inverno et al., 1993), da base para o topo, Tufos Ácidos Inferiores (felsófiros, tufos líticos granulares e esferolíticos), Tufos Ácidos Superiores (tufos líticos granulares e felsitos) e Tufos Ácidos Superiores de Fácies Felsítica (tufos felsíticos recristalizados), estes dois últimos a incluírem também aglomerados e brechas vulcânicas. A variabilidade granulométrica é considerável, desde tufos

muito finos a tufos grosseiros. Os vulcanitos ácidos são compostos por quartzo, feldspatos, sericite, fragmentos líticos e como acessórios, apatite, zircão, rútilo, óxidos de ferro e alguma biotite (Oliveira et al., 1984). As rochas vulcânicas básicas afloram esporadicamente e, na área de estudo, predominam na zona a S e SW de Grândola onde ocorrem intercaladas com os Xistos siliciosos, englobando segundo Oliveira et al. (1984) rochas de composição essencialmente básica, incluindo espilitos (metabasaltos), diabases (metadoleritos) e ainda rochas de composição intermédia. Segundo os mesmos autores este cortejo petrográfico revela proximidade de centros vulcânicos.

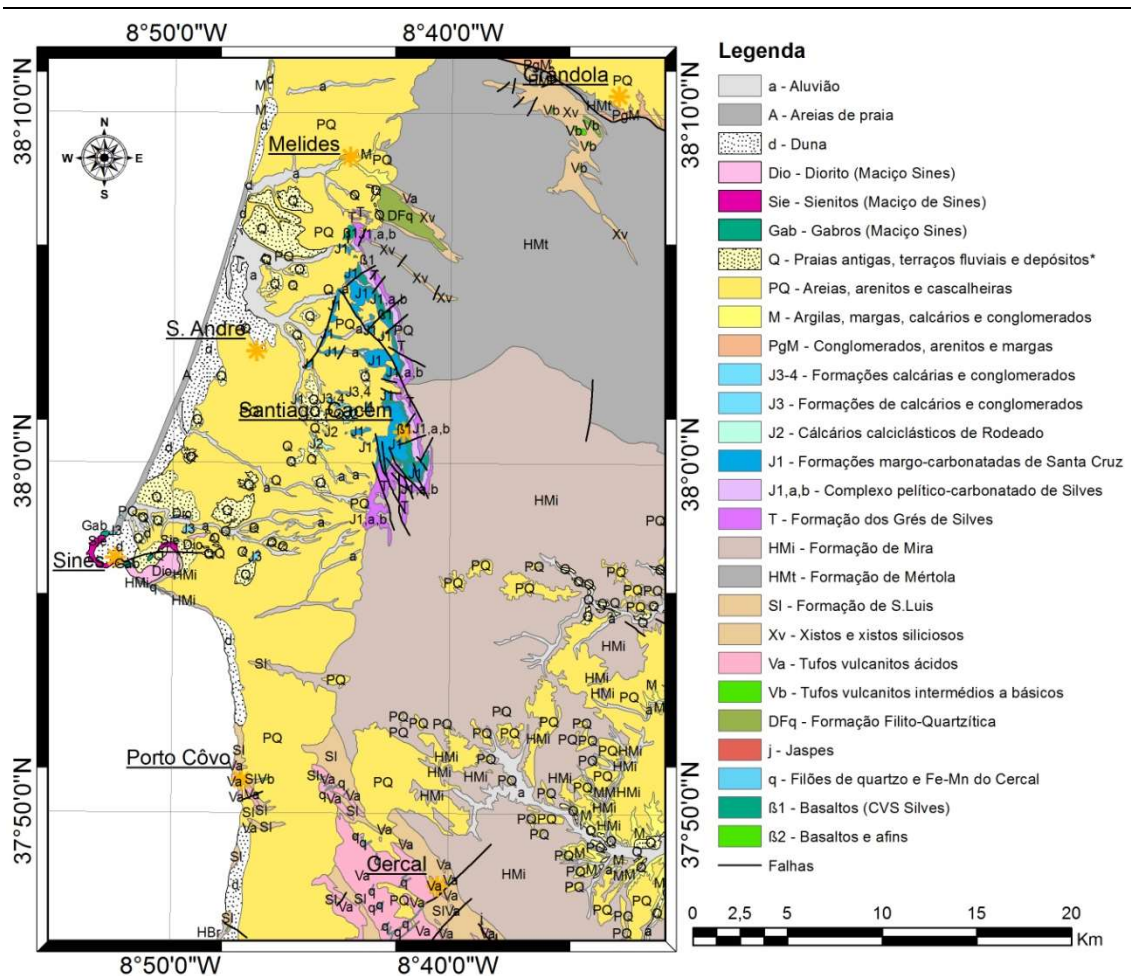


Figura III.10 – Mapa geológico da área de estudo Sines-Santiago do Cacém (Adaptado dos mapas geológicos 1:200 000 - Folha 7 e 1:50 000 – Folha 42C – Santiago do Cacém).

No anticlinório do Cercal ocorre sobre os vulcanitos uma subunidade da Formação de Mira que inclui sedimentos detríticos vulcânicos, a Formação de S. Luis (SI), constituída essencialmente por xistos argilosos, xistos siliciosos e tufitos (Oliveira et al., 1984), estendendo-se até às zonas costeiras a norte de Vila Nova de Milfontes, Porto Côvo e Ribeira de Casével. São frequentes as impregnações de óxidos de Fe-Mn (Inverno et al., 1993) e próximo da base desta formação ocorrem níveis de jaspes, também designados por jaspilitos devido aos elevados

teores de manganês e ferro, aflorando no flanco NE do anticlinório. O anticlinório do Cercal é cortado por uma densa rede filoniana, com orientação geral SW-NE, constituída por filões de quartzo e ferro-manganês e respetivos produtos de oxidação.

Na zona de Sines – Santiago do Cacém, a Formação de Mértola (Viseano superior) é constituída por alternâncias de bancadas de xistos e grauvaques, por vezes com conglomerados intercalados, sendo a passagem às rochas do Complexo Vulcano-Sedimentar de forma gradual com pelitos e grauvaques finamente estratificados ou diretamente por espessa bancadas de grauvaques (Oliveira et al., 1984). Inverno et al. (1993) refere que os grauvaques têm como minerais acessórios o epidoto, minério oxidado, leucoxena, apatite, turmalina, esfena e zircão. Nesta zona distinguem-se dois membros dentro da Formação de Mértola, o Membro da Partilha das Porcas (grauvaques grosseiros em bancadas decimétricas com poucos níveis de xistos) e o Membro do Outeiro do Viso (grauvaques grosseiros em bancadas métricas e poucos níveis de xistos e alguns conglomerados; Inverno et al., 1993).

A Formação de Mira (Namuriano) apresenta algumas características particulares na área Sines – Santiago do Cacém, pois inclui turbiditos finamente estratificados numa faixa a NE do anticlinal do Cercal e em direção a Santiago do Cacém, observando-se fácies mais grosseiras na área envolvente ao contacto com a Formação de Mértola (Oliveira et al., 1984). Na continuação da Formação de S. Luís no anticlinório do Cercal, o flysch toma localmente a designação de Formação das Abertas (Carvalho, 1976), constituído por xistos argilosos e grauvaques finos, de cores violáceas, que em profundidade constituem uma série com várias centenas de metros de xistos negros, geralmente carbonosos, com pirite euédrica recristalizada.

III-2. As bacias meso-cenozoicas da Ibéria

III-2.1. BACIAS MESOZOICAS

III-2.1.1. Bacia Lusitaniana

A Bacia Lusitaniana (Figura III.11) é uma bacia do tipo distensivo associada à fragmentação da Pangeia e abertura do Atlântico Norte (Kullberg et al., 2013). As unidades mais antigas depositadas sobre o soco pré-Mesozoico da Zona Centro-Ibérica, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa são do Triásico Superior e são constituídas pelos Grés de Silves, aos quais se sobrepõem as Margas de Dagorda, que incluem evaporitos responsáveis pelo diapirismo, de idade hetangiana (Kullberg, 2000). Seguem-se, a Formação de Coimbra, Formações da Brenha e de Candeeiros, todas carbonatadas; Formação de Cabaços, Formações de Montejunto e do Cabo Mondego, Formações de Abadia e de Alcobaça, Formações da

Lourinhã e dos Grés Superiores, carbonatadas e siliciclásticas; Grupos de Torres Vedras (formações siliciclásticas) e de Cascais (sedimentos detríticos e carbonatados), Unidade do Belasiano (sedimentos siliciclásticos) e Formação de Cacém (calcários), num intervalo compreendido entre o Sinemuriano e o Turoniano inferior (vários autores citados em Kullberg, 2000 e Kullberg et al., 2013).

A Serra da Arrábida constitui o sector mais a sul da Bacia Lusitaniana, limitada a leste pela falha de Setúbal-Pinhal Novo (orientada aproximadamente NNSE-SSE) e a sul pela Falha da Arrábida (aproximadamente ENE-WSW), sendo constituída essencialmente por formações sedimentares de natureza carbonatada, dolomítica e margosa, conjuntamente com unidades detríticas ocasionais (Kullberg et al., 2000). A deformação alpina que edificou a Serra da Arrábida, resultando em empilhamento de cavalgamentos de sul para norte (Kullberg et al., 2013) terá ocorrido em dois episódios distintos, de natureza compressiva, um entre 21,8 e 16,6 Ma, Burdigaliano, e outro entre 8 e 6,5 Ma correspondendo ao Tortoniano superior (Kullberg et al., 2000). Mais recentemente (Kullberg et al., 2013) estes intervalos foram refinados para 17,5-16,5 Ma e 9-7 Ma respetivamente.

III-2.1.2. Bacia Algarvia

As formações mais antigas da Bacia Algarvia (Figura III.11) assentam discordantemente sobre o soco Paleozoico da Zona Sul Portuguesa, e foram sujeitas a tectónica compressiva/distensiva e salina associada à instalação de estruturas diapíricas (Oliveira, 1992c). São constituídas pelo Complexo dos Grés de Silves (Choffat, 1887; Manuppella, 1992a), que inclui formações do Triásico ao Sinemuriano superior, nomeadamente, os Arenitos de Silves (conglomerados, arenitos e argilitos, geralmente de cores avermelhadas), Complexo Pelito-Carbonatado-Evaporítico de Silves (pelitos, arenitos finos, siltitos, evaporitos e dolomitos, com tons também avermelhados) e o Complexo Vulcano-Sedimentar Básico e Dolomitos (basaltos toleíticos, brechas vulcânicas, tufos e intercalações dolomíticas) (Manuppella e Dias, 1992). A evolução tectónica da bacia no início do Jurássico diferenciou três subbacias (Ocidental – a ocidente do graben da Sinceira, Budens-Lagoa e Oriental - Lagoa-Tavira, Terrinha et al., 2013), originando a deposição de diferentes formações de carácter essencialmente carbonatado com importante variação de fácies, incluindo calcários, calcários dolomíticos, margas, arenitos e conglomerados (Manuppella, 1992b). No Cretácico Médio ocorreram fenómenos transgressivos e de subsidência que favoreceram a (re)-uniformização de fácies na bacia Algarvia com a deposição de calcários, margas e calcários margosos num ambiente de plataforma (Manuppella, 1992b; Dias, 2001). Os sedimentos continentais triásicos deverão ser representantes do final da denudação do soco carbónico e início do estiramento continental precursor da abertura do Atlântico (Terrinha et al., 2013).

III-2.1.3. Bacia do Alentejo

O Mesozoico da Bacia Alentejana (Figura III.11) aflora fundamentalmente na área de Santiago do Cacém, com afloramentos pontuais na zona de Sines, sendo recoberto pelas formações da cobertura cenozoica.

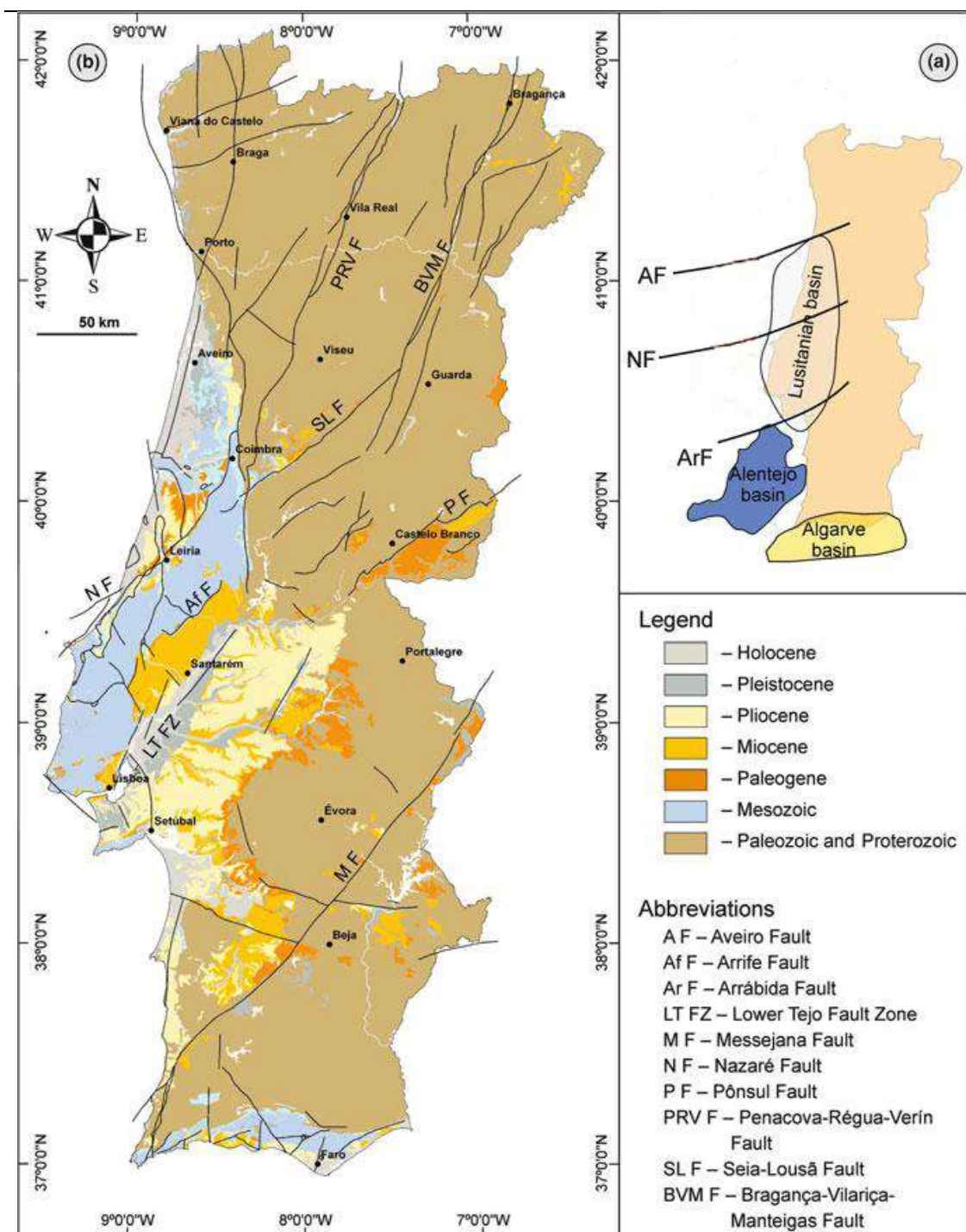


Figura III.11 – Distribuição geográfica das bacias Mesozoicas (a) e Cenozoicas (b) no território português (Adaptado de Pais et al., 2012).

A base do Mesozoico está representada pelo Arenitos de Silves depositados de forma discordante sobre os depósitos do flysch do Paleozoico superior da Zona Sul Portuguesa formando uma discordância angular (Oliveira et al., 1984; Inverno et al., 1993). Os mesmos autores realçam a sua semelhança com a Bacia Algarvia, sendo constituída por arenitos avermelhados, conglomerados e pelitos. Enquanto os arenitos são constituídos por quartzo (com matriz de argila, óxidos de ferro e raros carbonatos), os conglomerados incluem não só quartzo, mas também quartzitos, grauvaques e xistos (Oliveira et al., 1984). Sobre a formação anterior e, também formando uma estreita faixa entre Santiago e Melides, ocorrem unidades do topo do Triásico ao Hetangiano com características muito semelhantes às observadas na Bacia Algarvia, nomeadamente o Complexo Margo-carbonatado ou Pelítico-carbonatado de Silves e o Complexo Vulcano-Sedimentar básico.

O Complexo Pelítico-carbonatado de Silves é constituído por pelitos e arenitos avermelhados na base e dolomitos com alternâncias de pelitos na parte superior (Oliveira et al., 1984), não se conhecendo depósitos evaporíticos como nas bacias Algarvia e Lusitânica (Inverno et al., 1993; Alves et al., 2013). Sobre este afloram três escoadas de rochas básicas, constituídas por basaltos, doleritos e tufos, que alternam com rochas carbonatadas, nomeadamente margas dolomíticas e pontualmente calcários oolíticos, que caracterizam o Complexo Vulcano-Sedimentar (Oliveira et al., 1984; Inverno et al., 1993).

A série jurássica é essencialmente carbonatada, mas também comporta litologias terrígenas, desde argilas a conglomerados, aflorando fundamentalmente na área de Santiago do Cacém. O Jurássico Inferior está representado pelas Formações Margo-carbonatadas de Santa Cruz que incluem genericamente dolomitos, calcários dolomíticos, margas e argilitos, que Oliveira et al. (1984) subdividem em duas subunidades: uma basal constituída pelos Dolomitos da Fateota e o Complexo Dolomítico-margo-argiloso de Santa Cruz. Estas unidades são cortadas por estruturas vulcânicas, provavelmente resultantes da atividade vulcânica que gerou o Maciço de Sines (Oliveira et al., 1984). As unidades do Jurássico Médio, mais concretamente do Batoniano superior ao Caloviano, constituem afloramentos existentes a oeste de Santiago, e são constituídas por calcários detríticos (Oliveira et al., 1984), formados em ambiente de plataforma interna protegida (Inverno et al., 1993). Por sua vez, no Oxfordiano ao Kimeridgiano (Jurássico Superior) ocorrem na área, de modo disperso, a NW de Santiago e a E de Sines, unidades constituídas por alternâncias de calcários, argilas, margas e conglomerados (unidade de Deixa-o-Resto) e cuja base, em discordância sobre o Jurássico Médio é marcada pelo Conglomerado do Pardieiro (Oliveira et al., 1984). Do Cretácico apenas há registo em sondagens realizadas *offshore* (Inverno et al., 1993).

III-2.2. MAGMATISMO E MACIÇOS CRETÁDICOS

O magmatismo que foi registado nas bacias mesozoicas foi dividido, segundo Martins (1991, citado em Kullberg et al., 2006), em três episódios: 1) ca. 200-180 Ma, de natureza subalcalina toleítica, que originou o Complexo Vulcano-Sedimentar da Bacia Algarvia, os filões da Bordeira e o Dique da Messejana, associado à abertura do Atlântico central; ii) ca. 135-130 Ma, de natureza alcalina transicional, que originou diversas ocorrências isoladas na Bacia Lusitaniana, com os autores referidos a relacionarem a sua ocorrência com regimes distensivos; e iii) ca. 100-72 Ma, de natureza alcalina, que terá originado o vulcanismo da Bacia Algarvia, os complexos vulcânicos de Lisboa e de Mafra, e os Maciços Eruptivos de Sintra, Sines e Monchique (vários autores citados em Kullberg et al., 2006) como resultado da movimentação do Atlântico para norte. Ribeiro (2013b) citando igualmente Martins (1991) estabelece os mesmos intervalos com algumas diferenças, nomeadamente ca. 200-180 Ma, ca. 147-141 Ma e ca. 94-72 Ma.

Durante o Cretácico instalaram-se três complexos eruptivos, os Maciços de Sintra, Sines e Monchique, alinhados NNW-SSE. Estas rochas plutónicas intruem litologias em contextos geotectónicos diferentes, nomeadamente a margem continental (formações calcárias mesozoicas), o bordo do rift continental (formações jurássicas e paleozoicas) e o flysch do soco Paleozoico respetivamente (Teixeira e Gonçalves, 1980; Terrinha et al., 2003). Estes três maciços são estruturas em anel, de origem subvulcânica (Teixeira e Gonçalves (1980), com dimensões, formas e orientações idênticas (Terrinha et al., 2003).

O Maciço de Sintra é formado por três anéis concêntricos, um núcleo sienítico e microsienítico, um anel descontínuo gabro-diorítico intermédio e um anel exterior constituído por granitos (Teixeira e Gonçalves, 1980). Outros autores (Terrinha et al., 2003) identificam apenas dois, o mais externo, correspondendo ao maciço granítico e um mais interno com as restantes litologias. A idade de instalação das diferentes estruturas do maciço é de ca. 82 Ma para os granitos, ca. 78 Ma para os gabros e ca. 78-76 Ma para os dioritos e sienitos (Rock, 1972, Storetvedt et al., 1987, citados em Terrinha et al., 2003). Toda a estrutura é cortada por uma rede densa de filões, de composição granítica, sienítica e ainda doleritos, traquitos, gabros, entre outros tipos (Teixeira e Gonçalves, 1980).

O Maciço de Monchique é constituído principalmente por sienitos nefelínicos, com uma rede filoniana associada, cuja composição é extremamente variada (Teixeira e Gonçalves, 1980). Em termos de idade de instalação Macintyre e Berger (1982, citados em González-Clavijo et al., 2003) e Rock (1983) atribuem-lhe ca. 72 Ma. Pode observar-se também uma

estrutura anelar, em que um sienito mais homogéneo ocupa a zona central e um sienito mais heterogéneo, com maiores variações de fácies (e de nefelina) forma o anel exterior, ocorrendo ainda no contacto entre as duas e no anel mais externo outras litologias associadas, nomeadamente gabros e diversos tipos de brechas (González-Clavijo et al., 2003). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugerem uma origem mantélica, tanto para os sienitos nefelínicos como para todo o restante conjunto (Rock, 1983).

Por sua vez, aquele que se encontra na área de estudo, o Maciço de Sines (Figura III.12) tem uma pequena expressão cartográfica já que a maior parte deste maciço subvulcânico encontra-se imerso, a oeste e, coberto pelos sedimentos cenozoicos a este. Apresenta uma forma oval achatada, com eixo maior orientado segundo WNW-ESE e dimensões de 12x3,5 Km (Inverno et al., 1993). Do ponto de vista petrográfico o maciço é constituído por um núcleo sienítico envolvido por gabro-dioritos mais antigos e cortado por brechas eruptivas (Canilho, 1972, citado em Inverno et al., 1993; Canilho, 1989) onde se incluem fragmentos de microgranitos, microdioritos, microsienitos entre outros tipos petrográficos (Canilho, 1989). O maciço está associado a densa rede filoniana de composição muito heterogénea afetando tanto as rochas do próprio maciço como o encaixante (Inverno et al., 1993; Canilho, 1989). A rede filoniana apresenta uma distribuição espacial do tipo radial embora haja tendência para ocupar preferencialmente alinhamentos N-S e E-W (Inverno et al., 1993).

Os dioritos são de grão médio a grosseiro, mesocráticos a meso-melanocráticos, com plagioclase geminada com tendência para a andesina, incluindo ainda clinopiroxena (augite titanífera), biotite muito abundante, anfíbola castanha (kaersutite), minerais opacos, esfena, apatite e algum quartzo (Canilho, 1989). Por sua vez, os gabros são tipicamente melanocráticos, também com augite, kaersutite, biotite e minerais opacos, tendo como acessórios epidoto, esfena e apatite (Canilho, 1989). Os gabros ocorrem na terminação sul da Praia do Norte e na zona da Praia Vasco da Gama, enquanto os dioritos predominam na Ponta da Silveira e estendem-se até ao vértice geodésico de Chãos (Inverno et al., 1993).

Os minerais opacos que constituem estas rochas máficas são essencialmente óxidos de Fe e Ti, magnetite, ilmenite (esta última com concentração muito abundante na Praia de S. Torpes, a sul do maciço) e pirite que ocorre com hábito cúbico euédrico nos gabros, onde é frequente (Canilho, 1989).

Os sienitos apresentam grão médio a grosseiro, porfiroide por vezes, de cor essencialmente cinzenta ou rosada quando alterados (Canilho, 1989; Inverno et al., 1993). A sua composição mineralógica inclui quartzo (intersticial), feldspatos alcalinos (ortoclase e microclina) e plagioclases (da série albite-oligoclase) e, como acessórios biotite, apatite, minerais opacos, epidoto, esfena e apatite (Canilho, 1989); pode incluir ainda anfíbola verde e piroxena com elevado grau de alteração (Inverno et al., 1993). Os sienitos afloram

principalmente a norte e leste da Ponta dos Castelos e a norte da zona chamada Pedras Amarelas (Inverno et al., 1993).

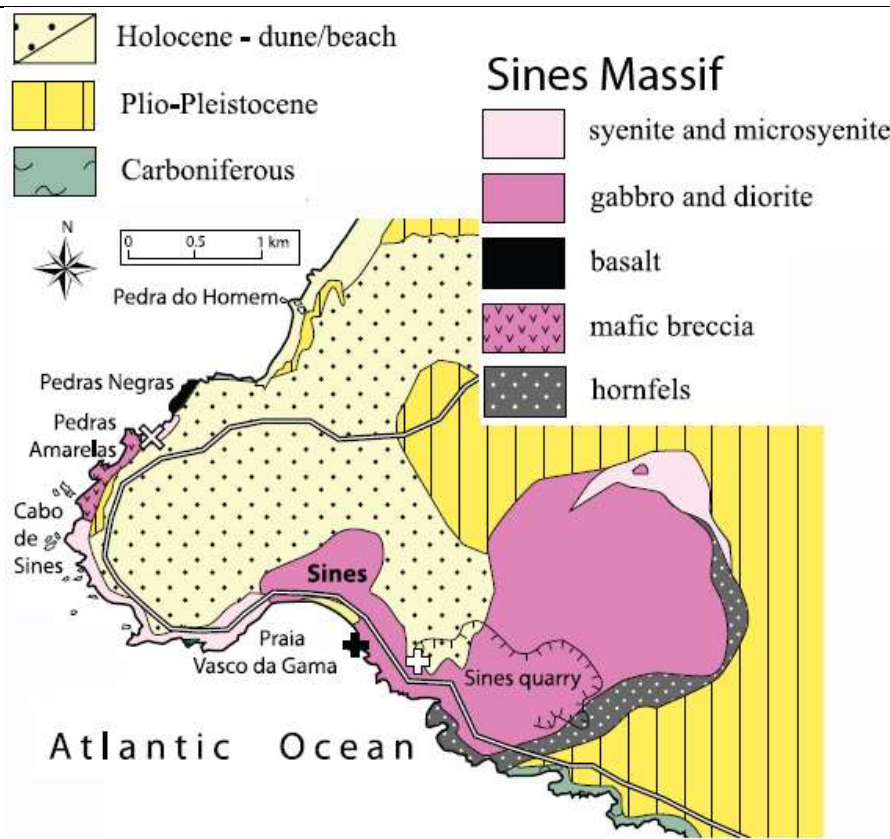


Figura III.12 – Geologia simplificada do Maciço de Sines (adaptado de Grange et al., 2010).

As rochas filonianas evidenciam grande diversidade ao nível químico, textural e petrográfico, incluindo basaltos, microgabros, microdioritos, traquibasaltos, traquitos, microsienitos, dioritos, microgranitos e lamprófiros (Canilho, 1989; Inverno et al., 1993). Em termos mineralógicos existe estreita semelhança dos filões com a dos litotipos principais do maciço, nomeadamente a presença (em proporções variáveis) de augite e augite titanífera, olivina, kaersutite, biotite, óxidos de ferro, apatite e esfena; clorite, calcite, epídoto e serpentina como minerais de alteração e referência ainda para a presença de zircão na fácies mais félsicas (riólitos e microgranitos) (Inverno et al., 1993).

Ocorrem também rochas metamórficas resultantes do contacto dos gabros e sienitos com as rochas carbonatadas mesozoicas e com os turbiditos do Carbónico. Onde os gabros contactam com as formações carbonatadas desenvolveram-se corneanas cálcicas (Inverno et al., 1993) de cor esverdeada e formação de calcite, epídoto e clinozoizite (vários autores citados em Inverno et al, 1993). Os dioritos originaram corneanas pelíticas na zona de contacto com o flysch (quartzo, biotite, turmalina, andaluzite, anfíbola) e calcários recristalizados e margas micáceas nas zonas de contacto com as formações carbonatadas (calcite, epídoto, anfíbola, clorite e quartzo) (vários autores citados em Inverno et al., 1993).

No que diz respeito a datações das rochas do Maciço de Sines, Canilho e Abranches (1982, citados em Canilho, 1989) obtiveram a idade de ca. 72 Ma (pelo método Rb-Sr em rocha total) interpretando-a como a idade de instalação do maciço. Inverno et al. (1993), referem um intervalo de idades entre ca. 67 Ma e ca. 78 Ma obtido pelo método K-Ar de rocha total em rochas granulares e filonianas, citando ainda o estudo de Mendes (1968) como o pioneiro, com uma idade ca. 69-68 Ma determinadas com Rb-Sr em rocha total e em biotite e o trabalho de Storetvedt et al. (1987, citados em Miranda et al., 2009) que obteve idades de ca. 79-62 Ma em diques diabásicos e em feldspatos potássicos as idades de ca. 75-64 Ma, pelo método K-Ar.

Recentemente, Miranda et al. (2009) dataram zircões do sienito com U-Pb usando o método LA-ICP-MS, tendo obtido a idade de ca. 75 Ma em 18 grãos de zircão. Miranda (2010) apresenta os mesmos resultados em estudos dos maciços cretácicos da margem Ibérica ocidental tendo obtido também idades nos gabros do Maciço de Sines com ca. 74-75 Ma por Rb-Sr e ca. 75 Ma por U-Pb (geoquímica de elementos radiogénicos). No mesmo estudo é revelado que o gabro do Maciço de Sines apresenta assinatura isotópica de Pb aparentemente contaminada e razões isotópicas de Sr e Nd não contaminadas, o que significa, segundo o autor, que ocorreu alteração hidrotermal tardia por fluidos enriquecidos em Pb.

Grange et al. (2010) estudaram e dataram os Maciços cretácicos de Sintra, Sines e Monchique por U-Pb em zircão e titanite, pelo método de diluição isotópica, associado à caracterização da composição isotópica de Pb, Sr e Hf no zircão e em feldspatos, bem como em Terras Raras e elementos traço. Obtiveram, para o caso do Maciço de Sines, valores médios de ca. 77-76 Ma em zircões de gabros e de sienitos.

III-2.3. BACIA CENOZOICA DE ALVALADE

A Bacia Cenozoica do Baixo-Tejo, que se localiza a norte e a leste da Serra da Arrábida é constituída principalmente por sedimentos siliciclásticos que assentam sobre as formações mesozoicas nas zonas de Setúbal-Lisboa, enquanto para nordeste assentam sobre o soco pré-Mesozoico (Cunha et al., 2000). O preenchimento desta bacia cenozoica terá começado com materiais sedimentares a partir do início do Eocénico médio (Pais et al., 2012). Segundo Pais et al. (2012) a Bacia Cenozoica de Alvalade que terá ocupado uma área na localização geográfica atual da Bacia do Sado, individualizou-se da Bacia do Baixo-Tejo no final do Miocénico pelo efeito de uma barreira física definida por um *horst* (Horst do Senhor das Chagas-Valverde, Antunes e Pais, 1993; Pais et al., 2013).

A Bacia de Alvalade corresponde em parte à antiga designação de Bacia do Sado definida por Pimentel (1997) na qual foram distinguidas quatro unidades da base para o topo: Formação de Vale do Guizo (Eocénico médio), Formação de Esbarrondadoiro (Tortoniano superior-Messiniano), Formação de Alvalade (Pliocénico superior) e Formação de Panoias

(Pliocénico final). No entanto, existem outras colunas estratigráficas com alguma variabilidade como a que está representada na Carta Geológica de Portugal, folha 39-C (escala 1:50 000) que inclui da base para o topo, a Formação de Vale do Guizo, seguida das Formações de Alcácer e Marateca, ou também a Carta Geológica de Portugal, folha 39-D, contígua, onde a Formação de Esbarrondadoiro ocorre intercalada entre as Formações de Alcácer e da Marateca.

Antunes et al. (1986) consideram que a estratigrafia da Bacia de Alvalade inclui apenas três formações, da base para o topo, a de Alcácer, da Marateca e do Esbarrondadoiro, enquanto Cunha et al. (2000) descrevem que na base surge a Formação de Vale do Guizo seguida de uma lacuna, a Formação de Alcácer e depois a Formação de Monte Coelho, seguida da Formação de Esbarrondadoiro e por último, as Formações de Alvalade e Panoias, podendo estas serem equivalentes proximais. Mais recentemente Pais et al. (2012, 2013) incluem na base a Formação de Vale do Guizo, sobrepondo-se sucessivamente as Formações de Esbarrondadoiro, Alvalade e Panoias. A Tabela III.1 tenta mostrar esquematicamente a distribuição de diferentes colunas e nomenclaturas observadas.

Tabela III.1 - Nomenclaturas utilizadas para as diferentes formações da Bacia de Alvalade e respetiva hierarquização temporal.

Pimentel (1997) Pais (2012, 2013)	Cunha et al. (2000)	Carta Geol. 39-C	Carta Geol. 39-D	Antunes et al. (1986)	Carta Geol. Folha sul 500 000
Panoias (Pleistocénico)	Panoias (Gelasiano-Plistoc. inf.)				
Alvalade (Zancleano sup- Gelasiano)	Alvalade (Placenciano)				Areias Litorais (Pliocénico sup.- Pleistocénico)
		Marateca (Miocénico sup.)	Marateca (Pliocénico)		Marateca (Pliocénico inferior)
Esbarrondadoiro (Messiniano sup- Zancleano inf.)	Esbarrondadoiro (Messiniano- Zancleano)		Esbarrondadoiro (Messiniano sup.)	Esbarrondadoiro (Messiniano sup- Zancleano inf.)	Esbarrondadoiro (Messiniano)
	Monte Coelho (Tortoniano sup- Messiniano)			Marateca (Tortoniano inf.)	
	Alcácer (Aquitaniense- Tortoniano inferior)	Alcácer (Miocénico med.)	Alcácer (Serravaliano)	Alcácer (Serravaliano sup- Tortoniano inf.)	Alcácer (Serravaliano)
		Vale do Guizo (Miocénico inf.)	Vale do Guizo (Miocénico inf.)		Vale do Guizo (Miocénico inf.)
Vale do Guizo (Paleogénico)	Vale do Guizo (Paleogénico)				

Tendo em conta os limites geográficos apresentados por Pais et al. (2012, 2013) para as bacias do Baixo-Tejo e de Alvalade, verifica-se que na área de estudo nas imediações de Sines ocorre uma provável sobreposição geográfica das duas bacias (Carta Geológica de Portugal, folha Sul, escala 1:500 000, Oliveira et al., 1992b). Embora as quatro formações de Pimentel (1997) sejam válidas para toda a bacia, em termos de coluna estratigráfica e de cartografia geológica, optou-se pela estratigrafia de carácter um pouco mais local representada na Carta Geológica de Portugal (escala 1:500 000) que individualiza as unidades litorais. Assim a estratigrafia usada inclui, da base para o topo (Figura III.13): a Formação de Vale do Guizo, a Formação de Esbarrondadoiro, a Formação da Marateca e a Unidade de areias, arenitos e cascalheiras do Litoral do Baixo Alentejo, sendo que estas duas últimas unidades estratigráficas correspondem à Formação de Alvalade definida por Pimentel e Azevedo (1992). A Formação de Alcácer, embora referida, não está representada na área de estudo.

Coluna estratigráfica da Bacia de Alvalade

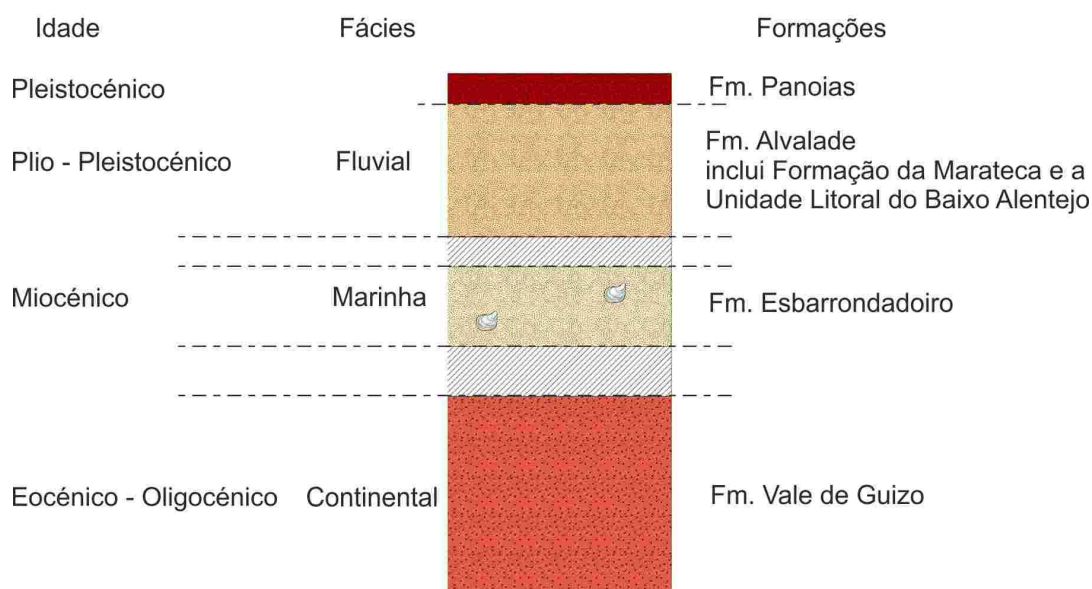


Figura III.13 - Coluna estratigráfica para a generalidade da Bacia de Alvalade (adaptado de Pimentel, 1997; Pais et al., 2012).

As Figuras III.14 e III.15 mostram esquematicamente o processo evolutivo de enchimento das Bacias do Baixo Tejo e Alvalade (Cunha et al., 2009), com relevância para o seu desenvolvimento na área de estudo a partir do Messiniano (Miocénico final), onde predomina largamente uma sedimentação de origem continental.

A Formação do Vale do Guizo (e de Ervidel), definida por Antunes (1983), provavelmente de idade paleogénica, é a unidade basal do enchimento aflorando nas zonas marginais da bacia por razões tectónicas (Cunha et al., 2000); são depósitos grosseiros e

imaturos, de leques aluviais, em condições climáticas quentes e semiáridas (Pimentel, 1997); é constituída por arenitos, argilas, margas com concreções calcárias, calcários gresosos, grés argilosos, argilas avermelhadas e conglomerados (Teixeira e Gonçalves, 1980; Oliveira et al., 1984). A Formação de Alcácer (Antunes, 1983), formada entre o Serravaliano e o Tortoniano inferior (Miocénico), é constituída por depósitos fossilíferos que assentam em discordância sobre a formação basal e incluída por alguns autores na formação seguinte (Formação de Esbarrondadoiro). Na Carta Geológica de Portugal, folha 39-C (escala 1:50 000) a Formação de Alcácer (Miocénico médio) inclui conglomerados, biocalcarenitos gresosos e areias fossilíferas representando fácies marinha litoral. A Formação de Esbarrondadoiro (definida por Antunes et al., 1986), de idade Messiniana (Miocénico), é constituída também por depósitos fossilíferos de fácies marinha. Pimentel (1997) individualiza a unidade inferior desta formação, que designou Formação de Monte Coelho, de fácies continental, formada num leque aluvial conglomerático em clima quente e subárido; é constituída por conglomerados grosseiros ocre com alternâncias de lutitos (Cunha et al., 2000). Pais et al. (2013) associam esta Formação de Monte Coelho com a reativação da Falha da Messejana e resultantes leques aluviais.

A Formação de Alvalade, provavelmente de idade Placenciana (Cunha et al, 2000), é constituída por depósitos fluviais arenosos e conglomeráticos de cores alaranjadas que marcam o topo do enchimento da bacia (Pimentel, 1997). Como foi referido acima refere-se a subdivisão desta unidade fluvial em Formação da Marateca e em Unidade de areias, arenitos e conglomerados do Litoral do Baixo Alentejo. A Formação da Marateca é constituída por areias e pelitos e alguns conglomerados de natureza continental (Carta Geológica Folha 39-C), atribuída ao Miocénico superior ou ao Pliocénico (Oliveira et al., 1992b). A Unidade de areias, arenitos e cascalheiras do Litoral Alentejano predomina ao longo da franja litoral, também com colorações alaranjadas e avermelhadas, de origem fluvial. Observam-se ainda depósitos argilosos conglomeráticos ferruginizados típicos de leques aluviais, nomeadamente na Serra do Caldeirão, designados por Formação de Panóias (Pimentel, 1997).

Cartograficamente os depósitos plio-pleistocénicos são largamente dominantes. Na zona litoral estes depósitos são terrígenos e heterogéneos, compreendendo, segundo Oliveira et al. (1984), na estrada Santiago-Melides e, da base para o topo: conglomerado vermelho calcário, areias micáceas cinzento-esverdeadas, conglomerados com fragmentos do flysch, argilas com fragmentos de carvão, conglomerados lenticulares com xistos, areias com seixos e argilas amarelas e grés amarelos com seixos e níveis alióticos. Noutras zonas, como a SW de Santiago, o Plio-Pleistocénico é constituído por areias alaranjadas e avermelhadas com xistos, podendo noutros locais apresentar níveis de calhaus rolados, com impregnações de Fe-Mn (Oliveira et al., 1984).

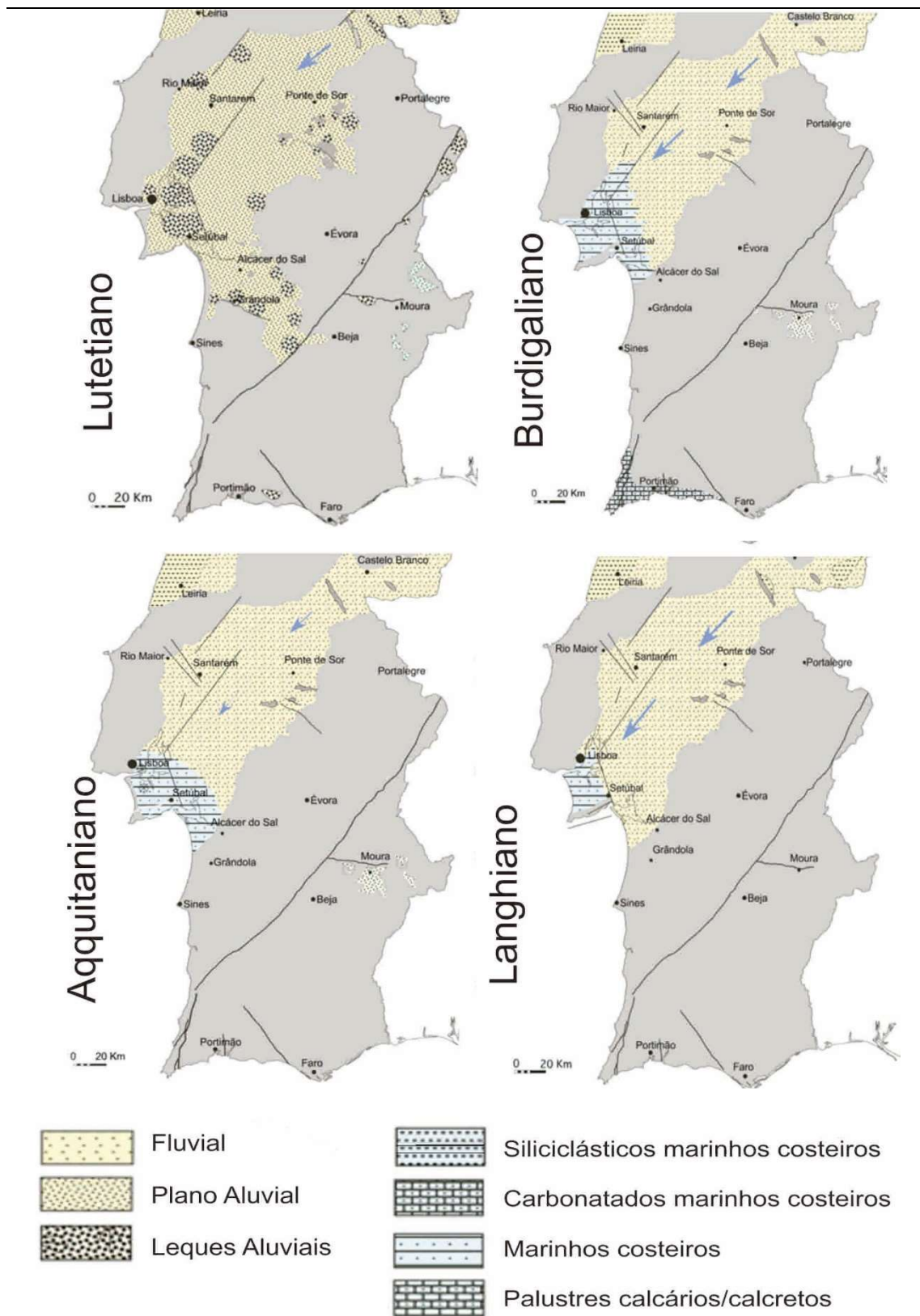


Figura III.14 – Evolução paleogeográfica do enchimento da Bacia do Baixo Tejo e Alvalade do Lutetiano ao Langhiano (adaptado de Cunha et al., 2009).

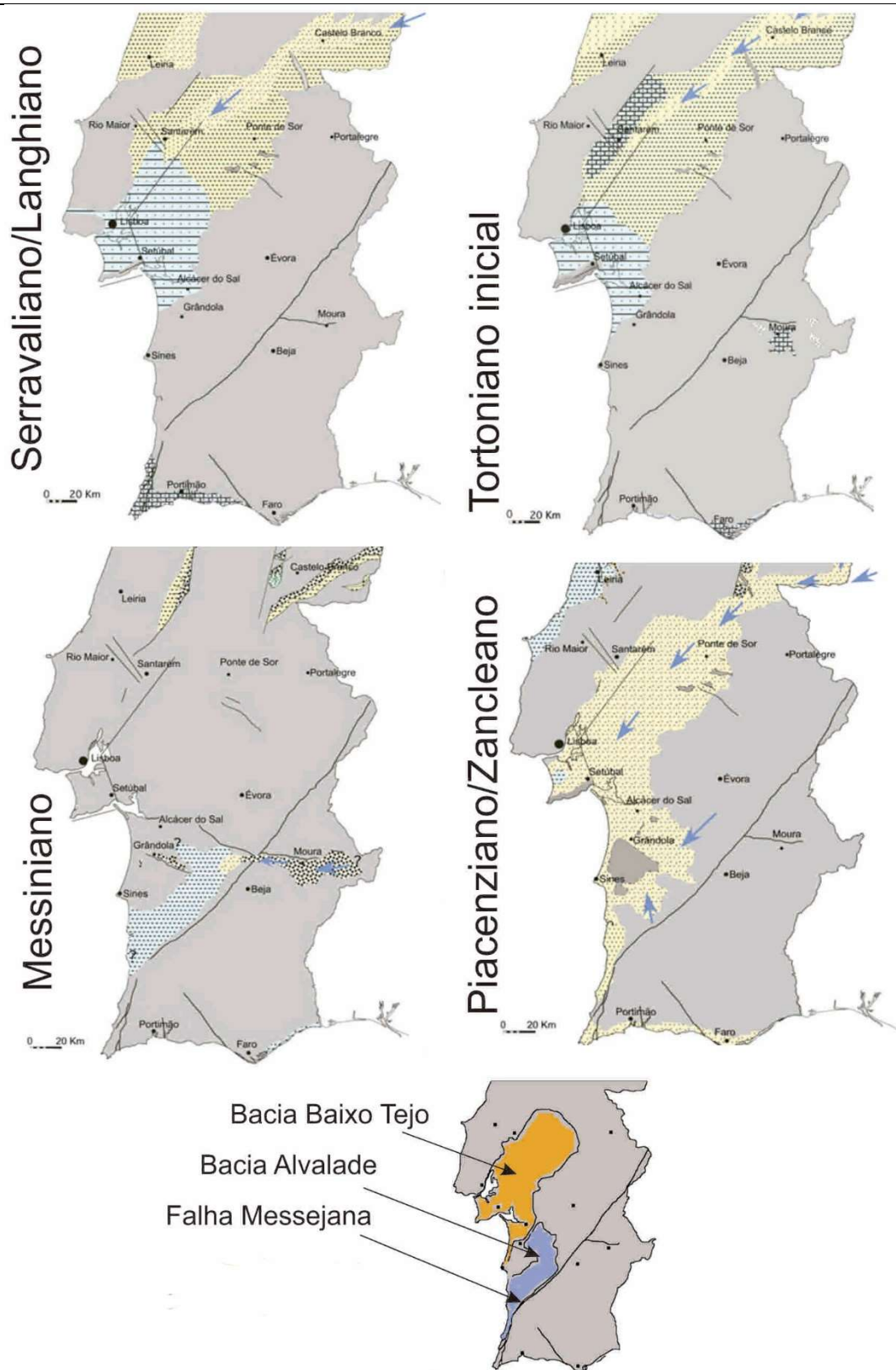


Figura III.15 – Evolução paleogeográfica do enchimento da Bacia do Baixo Tejo e Alvalade do Serravaliano ao Zancleano (adaptado de Cunha et al., 2009).

Mais para o interior, para a Bacia do Alvalade, as unidades plio-pleistocénicas são caracterizadas por pisólitos, muito frequentes em grés acastanhados e avermelhados com seixos

e argilas, também com impregnações e crostas de Fe-Mn (Oliveira et al., 1984). Alguns autores subdividem as unidades plio-pleistocénicas em Areias com seixos da planície litoral e Cascalheiras e areias dos planaltos (Inverno et al., 1993). Na zona mais a sul, nas proximidades de Aljezur, o Plio-Pleistocénico é constituído por areias, arenitos e cascalheiras na forma de manchas isoladas não atingindo mais que 10 metros de espessura (Oliveira et al., 1984).

Os depósitos pleistocénicos ocorrem cartografados (Oliveira et al., 1984) principalmente em manchas na zona entre Sines e Melides e, também no sector SE da área de estudo, sobre os sedimentos mais antigos da Bacia de Alvalade. Aqui ocorrem por vezes calcários com componente arenítica. Na zona litoral está representado por depósitos de praias antigas, terraços fluviais, dunas consolidadas, travertinos calcários (Oliveira et al., 1984) e depósitos de vertente que se estendem ao longo de quase todo o litoral. Os sedimentos mais recentes holocénicos constituem aluviões nas zonas envolventes às principais linhas de água, na desembocadura do Rio Sado a norte, Rio Mira em Vila Nova de Milfontes e ribeiras de Odeceixe e de Aljezur.

A zona litoral da costa alentejana apresenta características morfológicas distintas. A norte de Sines existe um extenso areal (Arco Litoral Tróia-Sines) com cerca de 65 km de extensão até à desembocadura do Rio Sado, constituindo uma praia essencialmente refletiva (Gama, 2005). A granulometria é tendencialmente mais grosseira para sul e terminando a alta praia de encontro às arribas plio-pleistocénicas. Para sul de Sines o litoral é marcadamente distinto, com praias confinadas por arribas, fundamentalmente constituídas por bancadas de flysch e formadas por areias mais finas.

No capítulo seguinte (secção IV-1.1.) são apresentadas as descrições geológicas, cortes geológicos e colunas estratigráficas respeitantes aos locais onde foram colhidas as amostras.

III-3. Trabalhos anteriores sobre a aplicação de minerais pesados na análise de proveniência sedimentar na área de estudo

Na área de estudo que inclui o Cabo de Sines e o litoral contíguo existem estudos anteriores sobre minerais pesados e análise de proveniência. Canilho em 1972 foi quem elaborou o primeiro estudo aprofundado sobre a geologia e petrografia do Maciço de Sines. O cortejo de minerais pesados que encontrou nas rochas magmáticas e encaixante sedimentar é caracterizado por incluir: i) nos gabros e dioritos – anfíbola (kaersutite), piroxena (augite), biotite, olivina, apatite, esfena e minerais opacos (magnetite e ilmenite); ii) nos sienitos e microsienitos – biotite, minerais opacos, piroxena, apatite e esfena; iii) rochas metamórficas da

auréola de contato – biotite, turmalina, andaluzite, epidoto e anfíbola e iv) na densa rede filoniana associada – piroxena, olivina, anfíbola, óxidos de ferro, epidoto, biotite, esfena, apatite e zircão (Canilho, 1972 citado em Inverno et al., 1993 e Pombo et al., 2004; Canilho, 1989).

Cascalho et al. (1994), estudaram os minerais pesados de sedimentos da plataforma continental nas imediações do Maciço de Sines e verificaram que a clinopiroxena e a hornblenda castanha são muito abundantes, tendo observado turmalina, estaurolite, andaluzite e zircão que ocorre em cerca de 98% das amostras, com uma média de abundância de 2,4% na fração pesada. Pombo et al. (2004) estudaram os minerais pesados de sedimentos colhidos na plataforma interna e nas praias adjacentes a norte e a sul do Cabo de Sines. Constataram que o Maciço de Sines é a maior fonte de minerais pesados e, que os minerais pesados que surgem a norte do Maciço de Sines deverão ser provenientes dos sedimentos plio-pleistocénicos continentais e holocénicos (pela abundância de grãos rolados de turmalina e andaluzite).

Miranda, P. (2007) e Miranda, P. et al. (2007) estudaram os minerais pesados das areias e sedimentos litorais a norte de Sines, nomeadamente em todo o Arco Litoral Tróia-Sines e chegaram à conclusão de que a percentagem de minerais pesados nas areias da praia é extremamente reduzida, tendo identificado como mais abundantes: a turmalina, a estaurolite, a andaluzite, a silimanite, a distena, a biotite, a moscovite, a anfíbola e a piroxena; e como acessórios (inferiores a 0,5%): o epidoto, o rútilo, a apatite, o zircão, a granada e a olivina. Na areia plio-pleistocénica da arriba predominam as associações: i) turmalina, estaurolite e andaluzite, dominante no centro do arco litoral; ii) biotite e a muscovite, mais profusa nas zonas próximas de Sines, a sul, e na foz do Rio Sado a norte e iii) anfíbola e piroxena, concentrando-se junto ao Maciço de Sines.

Pereira et al. (2013a) em estudo de geocronologia de zircão detrítico dos turbiditos do flysch da Zona Sul Portuguesa na zona de Santiago do Cacém, concluem que as fontes durante o Carbónico terão sido variadas, com denudação de diferentes blocos crustais. As formações de Mértola e a base de Mira com sedimentos imaturos revelam uma fonte intermédia a máfica, provavelmente relacionada com um arco magmático com abundância de zircões do Carbónico-Devónico Superior (35 a 77%, ca. 385-312 Ma) e quase ausência de zircões pré-devónicos. A Formação de Mira e da Brejeira inclui sedimentos com evidências de reciclagem sedimentar, tendo derivado de fontes félsicas mais distais das fontes magmáticas. A sua origem estaria relacionada com o substrato de Gondwana e/ou Laurússia. Por outro lado, a Formação da Brejeira, com zircões do Ordovícico tardio (ca. 466-445 Ma) e Silúrico (ca. 442-431 Ma e ca. 426-416 Ma) já indica uma proximidade com a Laurússia.

Vilallonga (2013) chegou a conclusões idênticas referindo a maior proximidade da Formação de Mértola a uma fonte associada a um arco vulcânico enquanto as restantes duas formações do flysch mostram “...*progressiva influência de detritos provenientes da reciclagem de uma crosta continental*”. Refere também que o flysch apresenta, da Formação de Mértola para a da Brejeira, cada vez maior abundância de zircões com idades superiores a 515 Ma permitindo sugerir a crescente denudação do soco da Ibéria. Esta última formação evidencia, tal como referido por Pereira et al. (2013a), a influência da Laurússia pela presença de zircões de idade Ordovícico Superior e Silúrico. Vilallonga (2013) concluiu também que, através do estudo da população de zircões da Formação dos Arenitos de Silves (na Bacia Mesocenoica do Alentejo), há semelhanças entre aquela formação do Triásico e as Formações de Mira e da Brejeira bem como com a Zona de Ossa-Morena.

Capítulo IV - Resultados de geocronologia U-Pb em zircão

Neste capítulo são apresentados os resultados geocronológicos obtidos na datação de zircões contidos nas amostras recolhidas principalmente na área litoral de Sines e, também na área costeira adjacente a Aljezur. Foram amostradas diferentes unidades que constituem as arribas litorais (grauvaques carbónicos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, incluindo amostras da Formação de Mira e da Formação da Brejeira, sienitos cretácicos do Maciço de Sines e areias plio-pleistocénicas) e as areias de praia holocénicas. Antes desses resultados analíticos são identificadas e descritas as amostras utilizadas neste estudo, a sua localização e o contexto geológico em que se encontram.

As metodologias laboratoriais utilizadas na separação dos zircões bem como a técnica de catodoluminescência usada para o estudo da morfologia interna dos zircões e também o método de datação U-Pb por ablação laser com plasma indutivamente acoplado encontram-se detalhados no Apêndice A.

As imagens de catodoluminescência das populações de zircão estudadas nas diferentes amostras bem como as idades obtidas em cada grão podem ser consultadas no Apêndice C, tendo sido escolhidas algumas das mais características para descrever no texto deste capítulo. Os resultados das análises isotópicas U-Th-Pb realizadas por ablação laser surgem nas tabelas que constam do Apêndice D. Em cada amostra são apresentados os resultados totais de todos os dados recolhidos mas, na interpretação das idades de cada amostra utilizaram-se aquelas cujos resultados apresentam um valor de concordância dentro do intervalo 90-110%.

Os intervalos de idade estratigráfica estão de acordo com a versão v2013/01 da *International Chronostratigraphic Chart*, publicada pela International Commission on Stratigraphy (www.stratigraphy.org).

IV-1. Estratégia de amostragem

Os locais de amostragem foram selecionados de modo a permitirem recolher um conjunto de amostras representativas do objetivo do estudo que se pretendia desenvolver. Foram selecionados pontos de amostragem em que a rocha se revelasse sã, com faces limpas e apresentando o menor grau de alteração possível. No caso das arribas foram evitadas as zonas superficiais mais expostas à alteração física e química. Houve também o cuidado de selecionar, sempre que possível, amostras com granulometrias mais adequadas para o estudo de minerais

pesados (cuja fração se situa idealmente entre 63-250 μm), nomeadamente areias e arenitos de granularidade média a fina (Mange e Maurer, 1992). As amostras de areia de praia foram colhidas na zona de berma, evitando a proximidade aos sedimentos das arribas e solos suprajacentes.

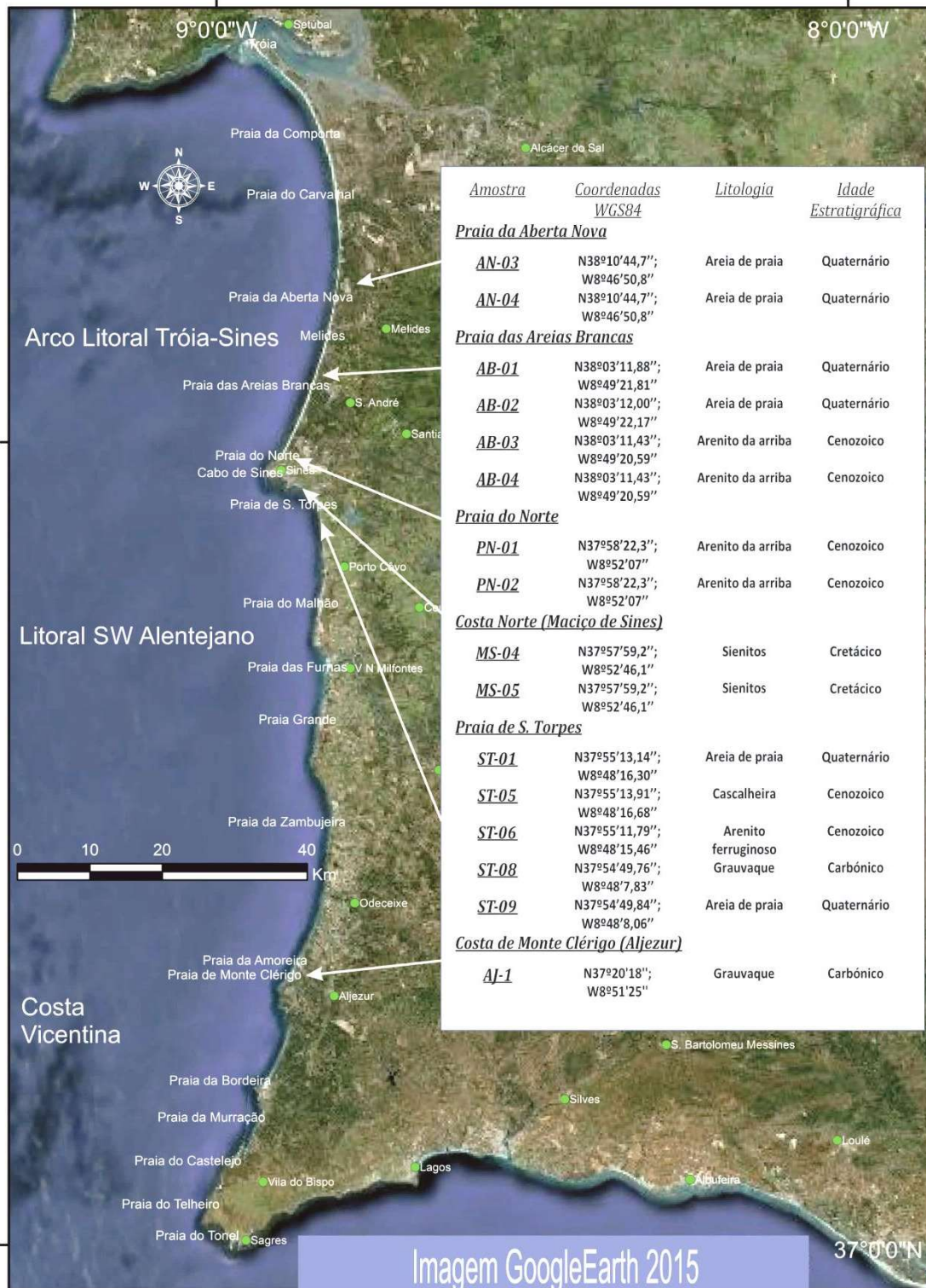


Figura IV.1 – Localização esquemática das amostras utilizadas neste estudo.

IV-1.1. LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

A Figura IV.1 enquadra as praias e os locais onde foi realizada a amostragem na Costa Alentejana, indicando as respetivas coordenadas geográficas.

Na zona a norte de Sines foram amostradas areias holocénicas de praia e areias plio-pleistocénicas da arriba em três pontos do Arco Litoral Tróia-Sines (Figura IV.1): a Praia da Aberta Nova (a cerca de 25 km a norte do Cabo de Sines), a Praia das Areias Brancas (a cerca de 12 km a norte do Cabo de Sines) e a Praia do Norte (a cerca de 2 km a norte do mesmo cabo). No Cabo de Sines foram amostrados sienitos cretácicos do Maciço de Sines. Aproximadamente a 10 km sul foram recolhidas amostras de areia holocénica na Praia de S. Torpes e areias plio-pleistocénicas e grauvaques carbónicos da arriba da mesma praia. Finalmente na arriba da Praia de Monte Clérigo (Aljezur) foi também recolhida uma amostra de grauvaque do Carbónico.

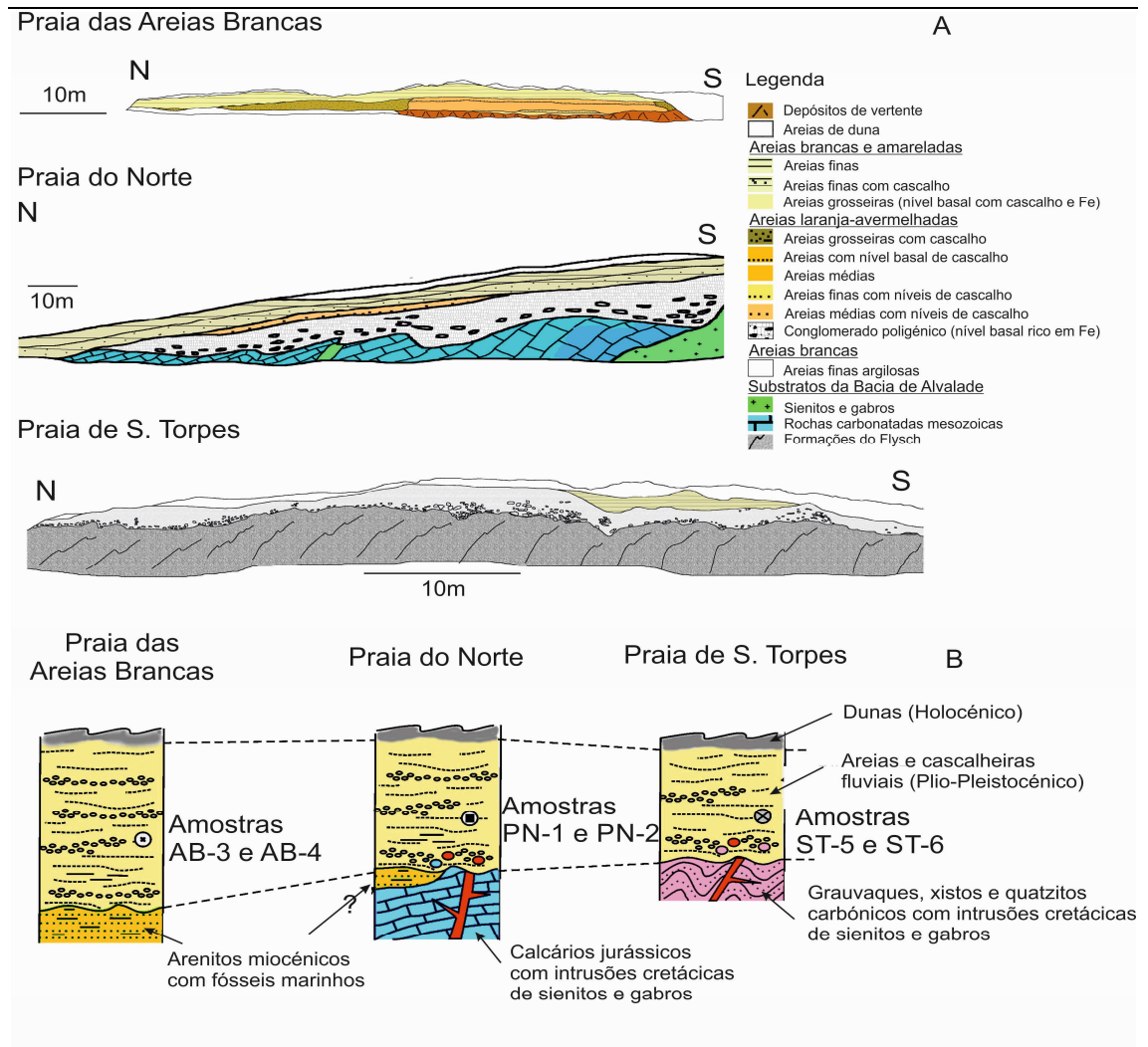


Figura IV.2 - (A) – Cortes geológicos esquemáticos das três praias onde foram amostradas as arribas Plio-Pleistocénicas e (B) colunas estratigráficas simplificadas das mesmas praias.

Na Figura IV.2 podem observar-se cortes geológicos e respetivas colunas estratigráficas simplificadas das três praias estudadas (Praia das Areias Brancas, Praia do Norte e Praia de S. Torpes) com maior detalhe e onde foram recolhidas várias amostras tanto das arribas plio-pleistocénicas como de areia de praia. Nos subcapítulos seguintes são apresentados de forma pormenorizada os locais de amostragem e as características das amostras estudadas.

IV-1.2. Praia da Aberta Nova

Na Praia da Aberta Nova (Figura IV.3), foram colhidas duas amostras de areia de praia holocénica (amostras AN-3 e AN-4). As amostras eram contíguas e a sua recolha teve lugar ao nível da berma da praia, até cerca de 10 centímetros de profundidade. Estas areias pertencem à classe de granularidade média.



Figura IV.3 – Localização das amostras da Praia da Aberta Nova.

IV-1.3. Praia das Areias Brancas

Na arriba da Praia das Areias Brancas observa-se um nível inferior constituído por areias finas brancas com componente argilosa ao qual se sobrepõe uma série de níveis de areias mais grosseiras de cores amareladas a alaranjadas, com variações laterais de fácies e com intercalações de níveis arenosos de granularidade fina, de granularidade grosseira e também de níveis de cascalho (Figura IV.2). Nas areias brancas com componente argilosa, não se observou a presença de fósseis marinhos, característica da Formação Miocénica do Esbarrondadoiro, aflorante mais a norte, mas não será de excluir que possa ser dessa idade. Na unidade superior

de areias do Plio-Pleistocénico foram colhidas duas amostras: a amostra AB-3 (arenito de granulometria média a fina de cor amarelada) e a amostra AB-4 (idêntica, mas colhida num nível superior da mesma unidade de areias) (Figura IV.4). O topo da arriba encontra-se coberto por areias de duna.

Nesta praia foram colhidas duas amostras de areia de praia holocénica, amostras AB-1 e AB-2, também no setor da berma da praia.

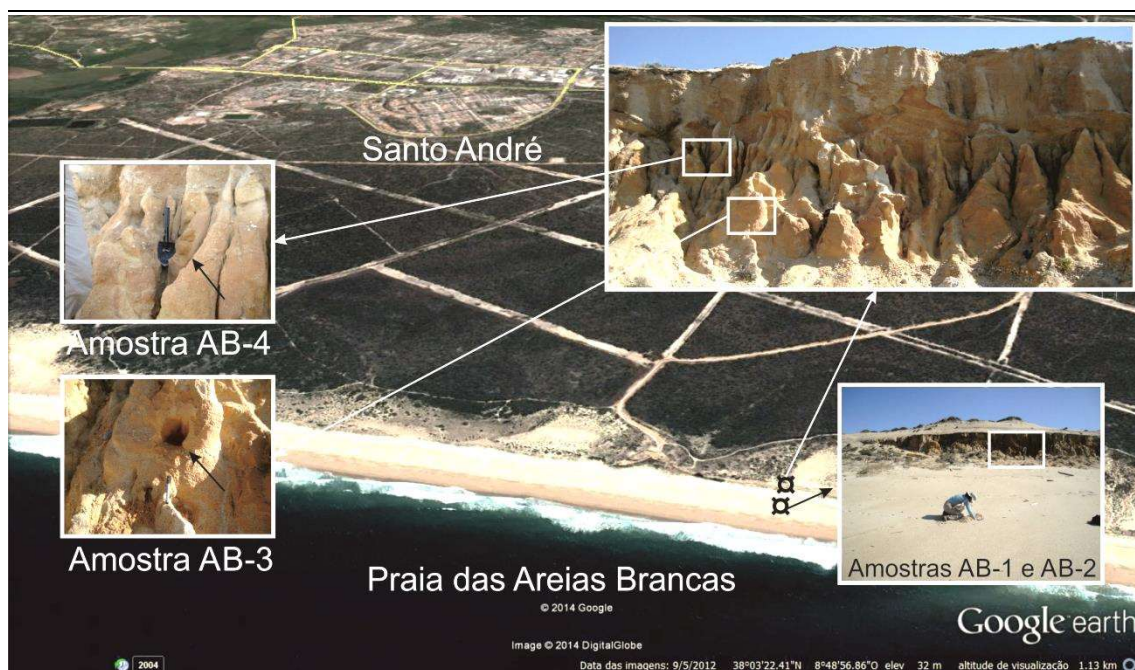


Figura IV.4 – Localização das amostras da Praia das Areias Brancas.

IV-1.4. Praia do Norte

Na Praia do Norte o substrato rochoso da arriba é constituído por calcários do Jurássico que estão em contacto com os gabros do Maciço de Sines (Figura IV.2). Sobre este nível de calcários surge discordante um conglomerado poligénico, constituído por calhaus de diferentes dimensões (<40 cm diâmetro), de gabros, sienitos, mas também de quartzo e de fragmentos de rochas carbonatadas, suportados por uma matriz arenítica. Este nível de conglomerados tem maior expressão nas arribas junto ao início da Praia do Norte diminuindo para norte e desaparecendo sob as areias que se lhe sobrepõem. As areias da arriba que são atribuídas ao Plio-Pleistocénico são constituídas por níveis descontínuos e de espessura centimétrica de areias de granulometria média a fina amareladas a alaranjadas, com níveis de cascalho intercalados. Sobre estas aflora uma sequência de areias esbranquiçadas a amareladas, médias a finas, por vezes com níveis de areias grosseiras. Na parte inferior ocorre uma unidade constituída por areias finas, com componente argilosa e com níveis de cascalho, de cor esbranquiçada a amarelada

(amostra PN-2) (Figura IV.5); sobre esta unidade, com contacto brusco, ocorrem areias finas com componente argilosa de cor mais amarelada (amostra PN-1). O topo é marcado pela presença de areias de duna.

Nesta praia foi colhida areia de praia holocénica mas as amostras foram pouco produtivas em zircão para justificar a sua análise.



Figura IV.5 – Localização das amostras da Praia do Norte.

IV-1.5. Cabo de Sines (Maciço de Sines)

Os sienitos foram amostrados em afloramentos do Maciço de Sines localizados na arriba cerca de 400 metros a sul do início da Praia do Norte (Figura IV.6).

Os sienitos apresentam geralmente uma textura granular, de grão médio a grosseiro, podendo ser também porfirítica. Os constituintes mineralógicos principais são os feldspatos alcalinos e as plagioclases, nomeadamente albite e oligoclase. Como minerais acessórios ocorre biotite, apatite, minerais opacos, anfíbola, epidoto, esfena, zircão e algum quartzo, calcite e clorite (geralmente intersticial).

Neste afloramento onde os sienitos contactam com os gabros que são cortados por uma rede de filões máficos e félsicos foram colhidas duas amostras de sienito contíguas (MS-4 e MS-5). Os sienitos incluem localmente a presença de encraves de natureza máfica, geralmente inferiores a 15 centímetros de diâmetro. Estes sienitos contactam a norte com gabros, no interior dos quais também se observou a presença de encraves de natureza sienítica. A presença de

zircões revelou-se muito abundante nos sienitos, mas praticamente ausente tanto nos gabros como nos encraves fêlsicos neles observados.

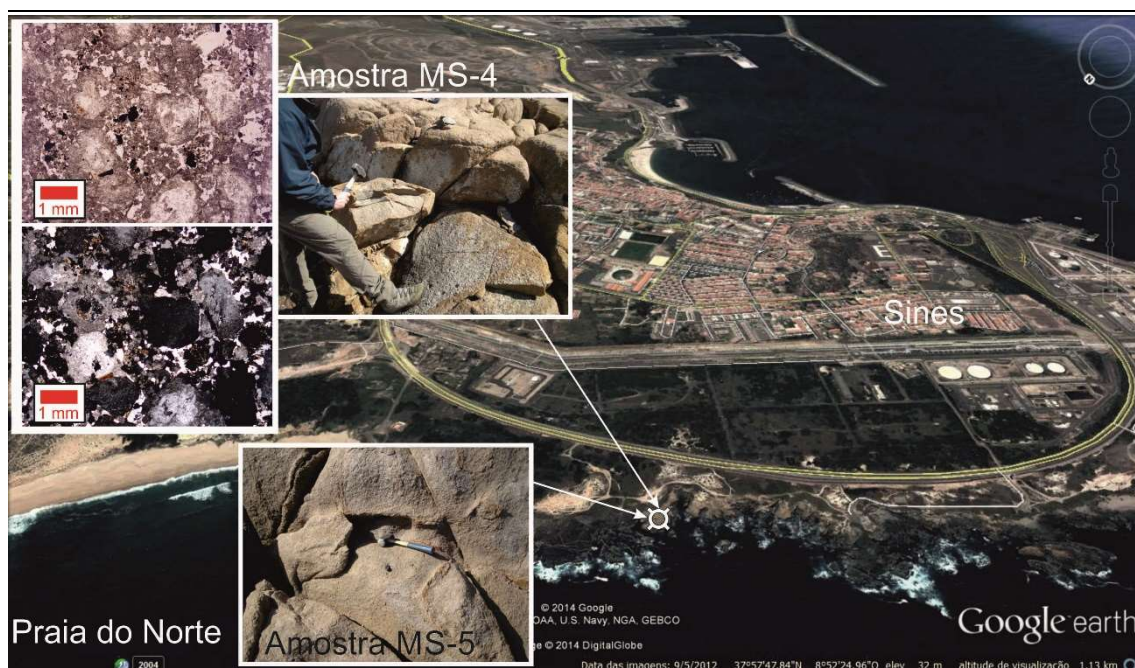


Figura IV.6 – Localização das amostras da zona da Costa Norte de Sines. Detalhe de imagem de lâmina delgada da amostra MS-4.

IV-1.6. PRAIA DE S. TORPES

A amostragem realizada na Praia de S. Torpes foi a que englobou maior número de litologias, provenientes de formações de idades muito diferentes, nomeadamente os grauvaques carbónicos do flysch, as areias plio-pleistocénicas das arribas e as areias de praia holocénicas. Foram escolhidos dois pontos de amostragem, um mais a norte, cerca de 450 metros a sul da desembocadura da Ribeira da Junqueira e outro ponto no extremo sul da praia de S. Torpes junto às escadas de acesso à praia (Figuras IV.7 e IV.8)

No ponto mais a norte da Praia de S. Torpes foi amostrada a areia de praia holocénica (amostra ST-1) constituída por areia média a fina com grande quantidade de minerais máficos magnéticos. Neste ponto de amostragem a base da sequência sedimentar da arriba é marcada por alternâncias de bancadas inclinadas de pelitos, siltitos e grauvaques cinzentos a cinzento-escuros carbónicos da Formação de Mira (Figura IV.2 - A e B); no topo do Carbónico e assentando discordantemente ocorre a sequência de camadas horizontais do Plio-Pleistocénico que se inicia por um conglomerado poligénico com matriz arenítica-argilosa; a amostra ST-6 é de um arenito ferruginoso de cor laranja-acastanhada com componente argilosa, com calhaus angulosos de argilito e calhaus rolados de quartzo e/ou quartzito (inferiores a 5 centímetros); para o topo surgem areias de granulometria média a fina amarelada (amostra ST-5) com níveis de

cascalheiras; os calhaus de quartzo, de sienito, de gabro, mas também dos grauvaques são rolados e de várias dimensões (inferiores a 40 centímetros de diâmetro) na base da unidade e calhaus de menores dimensões (inferiores a 12 centímetros de diâmetro) para o topo. Esta sequência está coberta a topo por areias de duna.

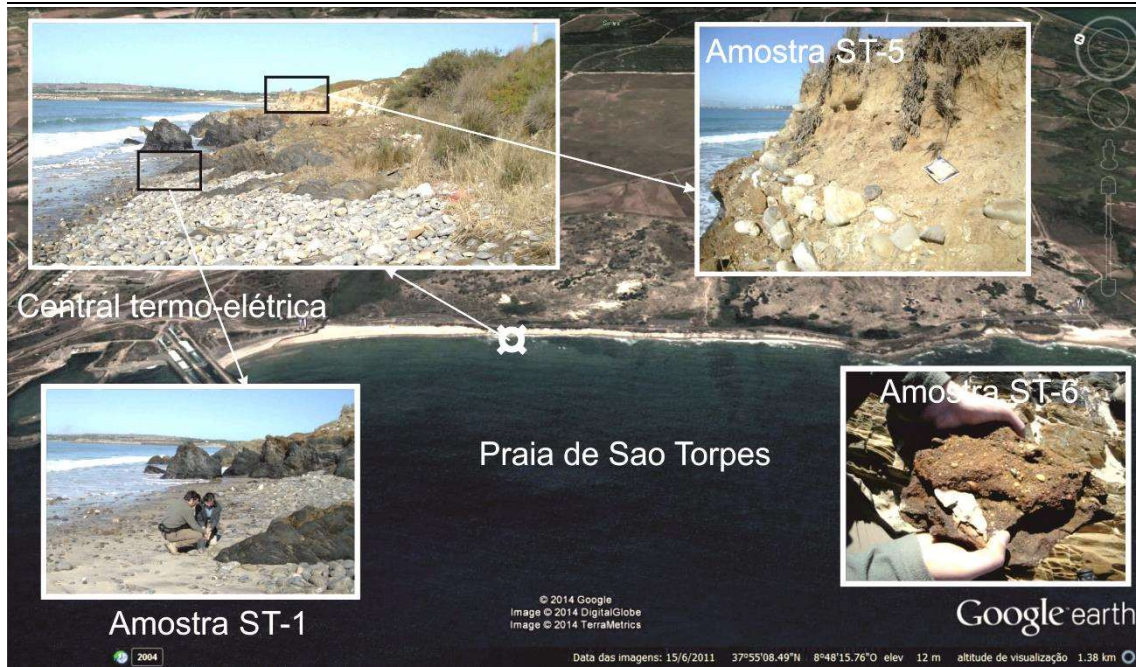


Figura IV.7 – Localização das amostras da zona norte da Praia de S. Torpes.



Figura IV.8 – Localização das amostras da zona sul da Praia de S. Torpes.

No extremo sul da Praia de S. Torpes (Figura IV.8) foram colhidas mais duas amostras: i) uma de grauvaque Carbónico da Formação de Mira (amostra ST-8) e ii) outra amostra de areia de praia holocénica (amostra ST-9). A bancada de grauvaque acinzentado, de grão fino que foi amostrada apresentava cerca de 60 centímetros de espessura, orientação N 60° W e inclinação 60° SW.

A amostra de areia de praia holocénica (amostra ST-9) é de granulometria fina e apresenta menor quantidade de minerais máficos quando comparada com a amostra de areia de praia colhida mais a norte.

IV-1.7. PRAIA DE MONTE CLÉRIGO (ALJEZUR)

Na arriba sul da praia de Monte Clérigo, onde se localiza a povoação que dá nome à praia foi colhida a amostra AJ-1 (Figura IV.9) em bancadas de grauvaques intercalados com siltitos e argilitos pertencentes ao Carbónico da Formação da Brejeira. Esta amostra AJ-1 representa um grauvaque de grão médio a muito fino, com grãos moderada a pobremente calibrados, geralmente subangulares e alongados. Foi colhida conjuntamente com areias de praia holocénica contíguas mas as amostras não foram produtivas em zircão e daí que esta amostra de grauvaque surja um pouco desligada em termos espaciais das restantes. No entanto, resolvemos inclui-la neste estudo de modo a contribuir para se conhecer melhor a proveniência das rochas sedimentares do Carbónico.



Figura IV.9 – Localização da amostra AJ-1 colhida na Praia de Monte Clérigo.

IV-2. Grauvaques carbónicos (Grupo do Flysch do Baixo Alentejo-Zona Sul Portuguesa)

IV-2.1. AMOSTRA ST-8 (GRAUVAQUE CARBÓNICO; ARRIBA DA PRAIA DE S. TORPES)

A fração de minerais pesados não magnéticos da amostra ST-8 correspondeu a 0,58 gramas, ou seja 0,07% do total da fração de 63 a 250 μm , correspondendo também a 0,02% do total da amostra. Nesta amostra foram estudados 115 grãos, com dois grãos compósitos onde se analisou o núcleo e o crescimento à sua volta. Do conjunto de 117 resultados, 101 apresentam idades U/Pb concordantes (concordância no intervalo 90-110%), (ver Apêndice D – Tabela 1).

O diagrama de concórdia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ com a totalidade dos grãos ($n=117$; Figura IV.10), concordantes e discordantes, mostra duas subpopulações principais: uma entre ca. 1,9 Ga e ca. 2,1 Ga, e uma segunda, em detalhe na mesma figura, que inclui a grande maioria da população de idades, e que se concentra entre os ca. 550 Ma e os ca. 750 Ma. A maioria dos grãos concordantes pertence ao intervalo de referência 90-110%, observando-se apenas 16 grãos discordantes cujas elipses de erro estão fora da curva de concórdia.

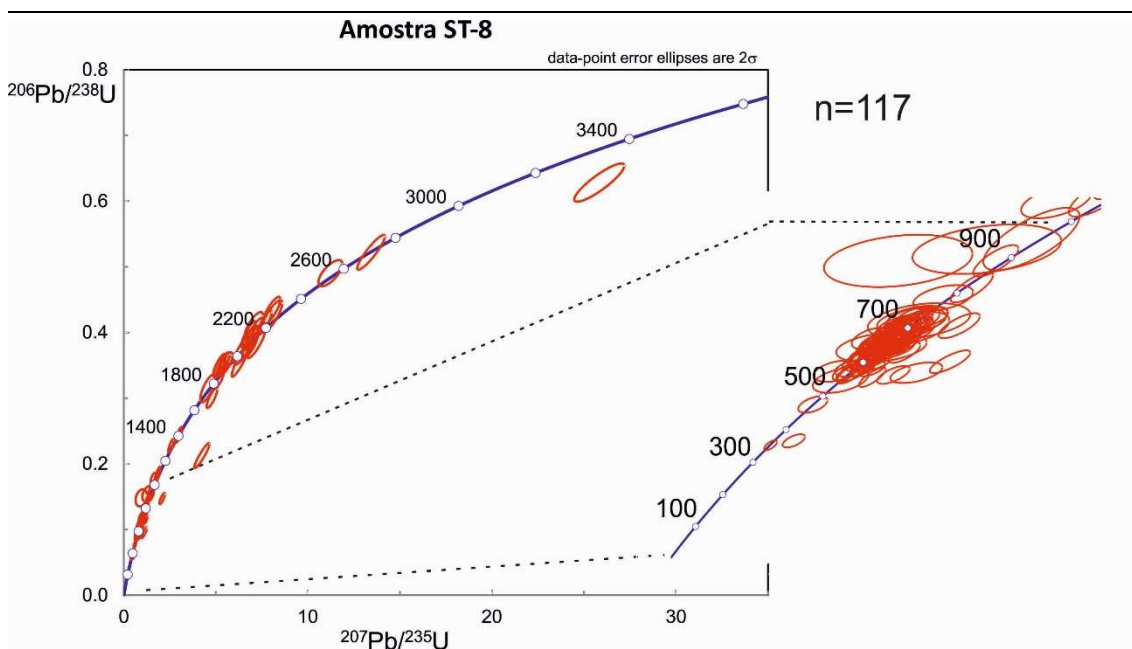


Figura IV.10 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-8 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A grande maioria dos grãos de zircão da amostra ST-8 é transparente: incolores (26%), com tonalidades amareladas (26%) e acastanhadas (21%) e, em menor proporção coloração baça translúcida (25%) ocasionalmente com tons acastanhados (2%). O tamanho destes grãos recai nas duas classes seleccionadas, entre 63-125 μm e entre 125-250 μm a que correspondem

respetivamente 65% e 35% grãos, apresentando a maioria eixo maior entre os 80 e 150 μm . No que diz respeito à forma dos grãos de zircão a maioria são subéricos (57%) com proporção menor de anédricos (36%) e mais rara de euédricos (7%). A maioria dos grãos é subangular (62%) e subrolada (21%) com poucos grãos angulares (11%) e rolados (6%). O hábito dos grãos observados nesta amostra recai de modo aproximadamente equitativo pelas classificações de grãos achatados (37%), grãos prismáticos (28%) e grãos sem hábito definido (32%), observando-se ainda grãos prismáticos com hábito piramidal bem definido (3%). Na amostra ST-8 observou-se que pouco mais de metade dos grãos (52%) apresentavam inclusões no seu interior.

A análise da morfologia interna dos grãos a partir das imagens de catodoluminescência (Figura C.1 - Apêndice C) permitiu identificar grãos simples e grãos compósitos, que para esta amostra revelaram valores muito semelhantes, nomeadamente 49% de grãos simples e 51% de grãos com potenciais núcleos herdados.

Nos grãos simples predominam os crescimentos concêntricos (12%) (Figura IV.11, A54) mas também é frequente observar um zonamento distinto entre a zona central dos grãos e as zonas mais externas. Existem grãos com zonas externas também com zonamento concêntrico mas com a zona interior a revelar zonamentos bandados (2%), irregulares (3%) e mesmo sem qualquer zonamento (4%) (Figura IV.11, A37). O segundo grupo mais representado são os zonamentos bandados (8%) (Figura IV.11, B4) que podem também apresentar uma zona central distinta com zonamentos irregulares (1%).

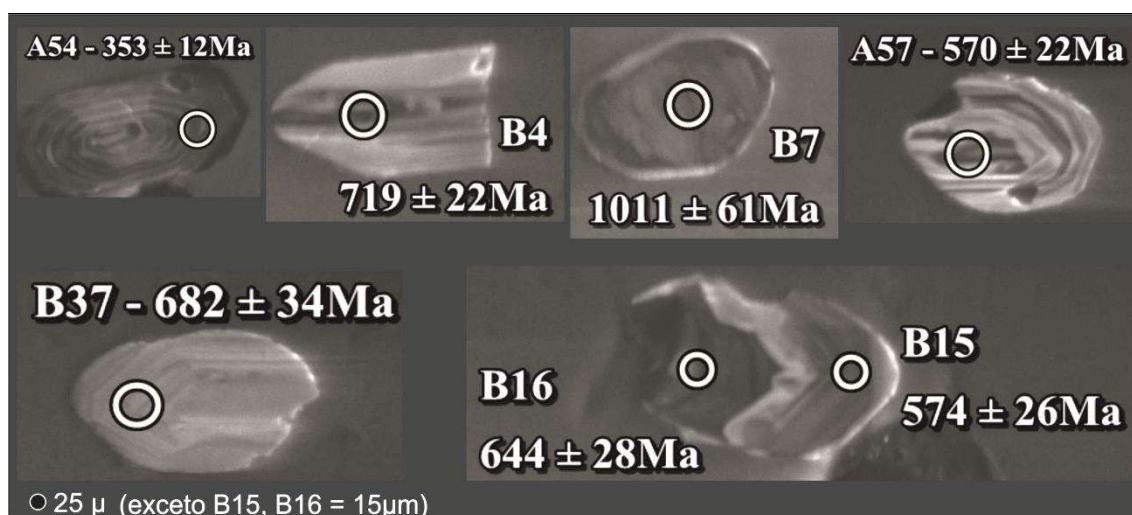


Figura IV.11 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-8 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A54 – Grão simples com zonamento concêntrico; B4 – Grão simples com zonamento bandado; B7 – Grão simples com zonamentos irregulares; B37 – Grão simples com zonamento concêntrico na zona mais externa e sem zonamento no centro do grão; B15/B16 – Grão compósito com zonamentos concêntricos; A57 – Grão compósito com zonamento bandado no núcleo e concêntrico na zona exterior.

O zonamento do tipo setorial está presente em 3% dos grãos e também ocorre este zonamento apenas na zona externa com uma zona central não zonada (3%). Podem ainda

observar-se nesta amostra grãos com zonamento apical em cristais prismáticos ou achatados com a zona central a mostrar zonamento setorial (1%) ou irregular (2%). Foi também observado 1% de grãos não zonados e diversos grãos com zonamentos irregulares (9%) (Figura IV.11, B7). Independentemente da morfologia interna muitos grãos evidenciam zonas de dissolução e/ou recristalização na zona de auréola dos grãos quase sempre de cores claras.

Nos grãos compósitos verifica-se que a maioria apresenta núcleos herdados com bandado concêntrico e crescimentos posteriores também concêntricos (13%) (Figura IV.11, B15/B16), do tipo apical (6%), bandado (1%) ou irregular (6%). Observam-se também núcleos com zonamento bandado e crescimentos concêntricos (4%) (Figura IV.11, A57) ou irregulares (1%). Ocorrem ainda grãos cujo núcleo herdados tem zonamento setorial e os crescimentos envolventes são concêntricos (3%) ou irregulares (2%).

Apenas numa ocasião foi possível observar um núcleo com crescimento apical rodeado por um crescimento posterior também apical (1%). Com alguma frequência existem também núcleos herdados com zonamento irregular não identificável rodeados por crescimentos mais tardios do tipo concêntrico (7%), bandado (3%), setorial (1%) e igualmente irregular (3%).

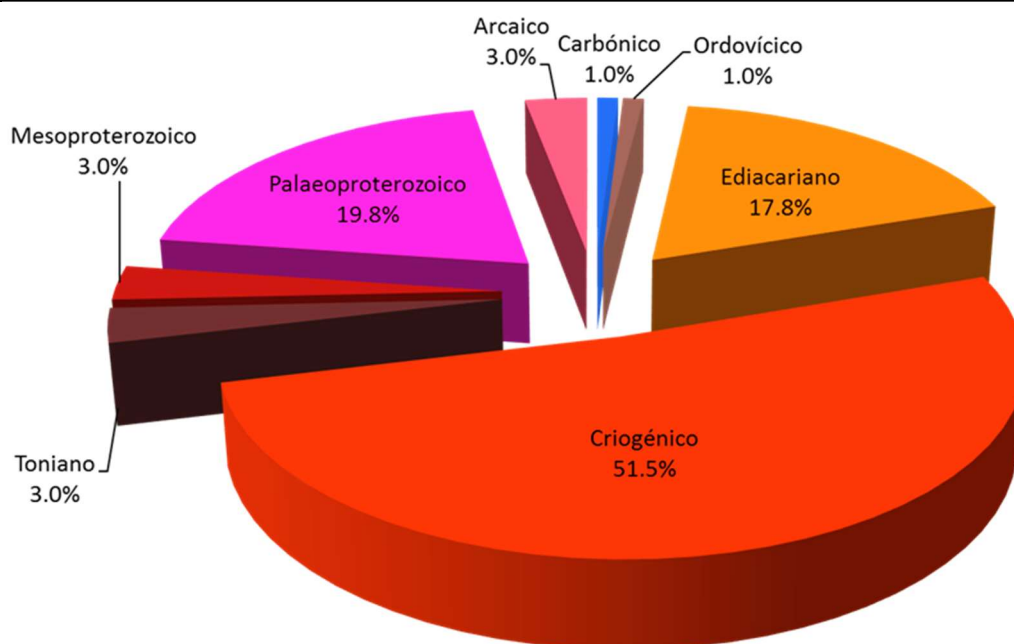


Figura IV.12 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-8 (Grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes) pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Nas análises isotópicas efetuadas, a concentração de U variou entre 2 ppm (A60) e 172 ppm (B4) (Apêndice D – Tabela 1). A variação da razão Th/U apresentou um mínimo de 0,004 (B6) e um máximo de 1,66 (A57) com uma média de 0,49.

As idades da população de 101 grãos de zircão com concordância no intervalo 90-110% variam entre os ca. 353 Ma (Carbónico) e os ca. 3,5 Ga (Paleoarcaico), representando portanto, o zircão mais recente e o mais antigo depositado no grauvaque amostrado.

A maioria dos grãos de zircão pertence ao Precâmbrico (98%) enquanto os restantes (2%) são de idade paleozoica (Figura IV.12). Os zircões paleozoicos são de idade carbónica (Tournaisiano, ca. 353 Ma) e de idade ordovícica (Floiano, ca. 475 Ma). Na população de zircões precâmbrica predominam idades neoproterozoicas (72,3%), paleoproterozoicas (19,8%), mesoproterozoica (3%) e arcaica (3%).

Os zircões neoproterozoicos distribuem-se pelo Criogénico (51,5%, 52 grãos, no intervalo ca. 816-637 Ma), Ediacariano (17,8%, 18 grãos, no intervalo ca. 633-548 Ma) e Toniano (3%, 3 grão, no intervalo ca. 992-891 Ma). No Mesoproterozoico encontram-se três grãos de zircão distribuídos respetivamente pelo Steniano (ca. 1,0 Ga), Ectasiano (ca. 1,2 Ga) e Calimniano (ca. 1,4 Ga). Por sua vez, os zircões paleoproterozoicos estão incluídos no Rhyaciano (9,9%, 10 grãos, no intervalo ca. 2,2-2,1 Ga), Orosiriano (6,9%, 7 grãos, no intervalo ca. 2,0-1,8 Ga) e Stateriano (3%, 3 grãos, no intervalo ca. 1,8-1,7 Ga). Finalmente, os dois grãos de zircão arcaicos estão representados pelo Neoarcaico (2%, ca. 2,7-2,5 Ga) e Palaeoarcaico (1%, ca. 3,5 Ga).

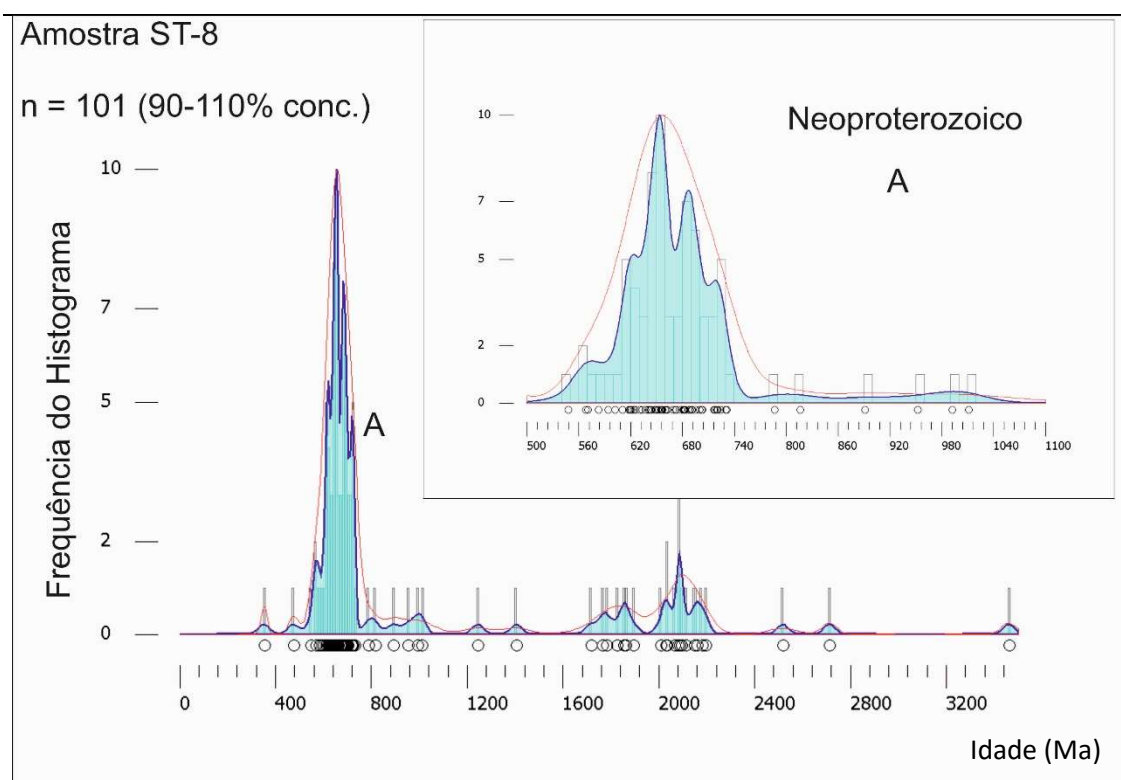


Figura IV.13 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-8 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%). Em detalhe as idades correspondentes ao Neoproterozoico; (parâmetros do gráfico com $bandwidth=10$; $binwidth=10$).

O diagrama de distribuição de densidade da probabilidade (PDP) e da distribuição Kernel (KDE), bem como o histograma de frequências para a população de zircões da amostra ST-08 (Figura IV.13) mostra uma maior abundância de idades no intervalo ca. 700-550 Ma (Neoproterozoico), com um pico principal centrado aos ca. 654 Ma (Criogénico), ladeado por picos sucessivamente com menor probabilidade aos ca. 687 Ma (Criogénico), ca. 622 Ma (Ediacariano) e ca. 719 Ma (Criogénico). Podem identificar-se picos de segunda ordem de grandeza aos ca. 570 Ma (Ediacariano) e depois aos ca. 2,1 Ga (Rhyaciano, Paleoproterozoico). Dentro deste intervalo aproximadamente entre ca. 2,2-1,7 Ga identificam-se picos menores aos ca. 1,9 Ga, ca. 2,0 Ga e ca. 2,2 Ga. Os restantes picos observados na figura são residuais resultantes de idades isoladas.

O grão de zircão mais recente tem a idade de ca. 353 Ma (Tournaisiano), ou seja, a idade máxima de deposição deste grauvaque é um pouco mais antiga do que a idade bioestratigráfica definida para a Formação de Mira do qual faz parte, que foi estabelecida entre o Viséano final e o Namuriano inferior com base no seu conteúdo fossilífero (Oliveira, 2013a).

IV-2.2. AMOSTRA AJ-1 (GRAUVAQUE CARBÓNICO; ARRIBA DA PRAIA DE MONTE CLÉRIGO)

A amostra AJ-1 não dispõe de imagens de catodoluminescência para descrição da morfologia interna e externa dos grãos de zircão que foram analisados. Os resultados das datações U-Pb encontram-se no Apêndice D – Tabela 2.

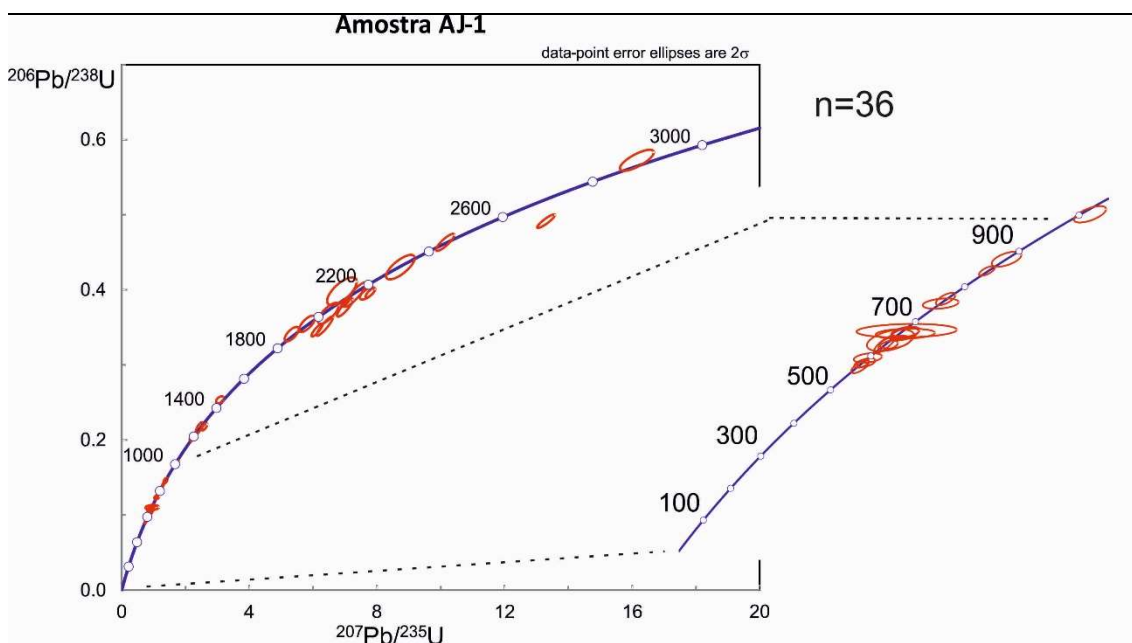


Figura IV.14 – Diagrama de concordância para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Os resultados das análises isotópicas revelaram que a concentração de U varia entre um valor mínimo de 3 ppm (A32) e um máximo de 226 ppm (A29); a variação da razão Th/U foi entre 0,1 (A25) e 2,24 (A32) com um valor médio de 0,82.

A projeção dos resultados no diagrama de concórdia para a amostra AJ-1 (Figura IV.14) mostra resultados com alguma dispersão, provavelmente explicada pela reduzida quantidade de dados que foi possível obter nesta amostra. Ainda assim as idades compreendidas entre ca. 700-550 Ma são as mais representativas e com maior concordância. Observm-se também um aglomerado de dados, concordantes e discordantes, no intervalo ca. 2,2-1,8 Ga.

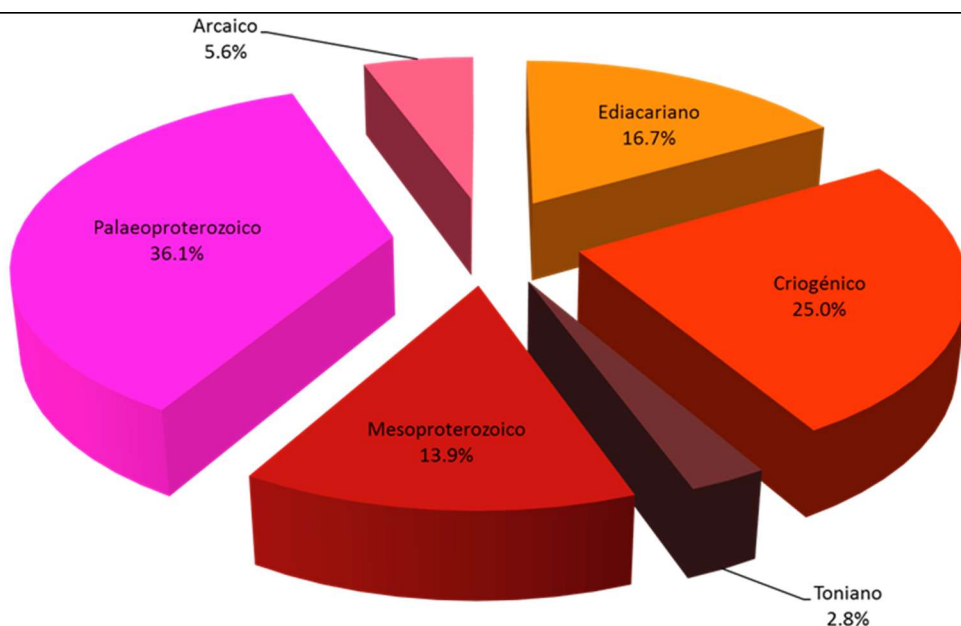


Figura IV.15 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Esta amostra inclui 36 grãos de zircão com idades com concordância no intervalo 90-110% obtidas em 40 análises de ablação laser, distribuindo-se entre os ca. 569 Ma (Ediacariano) e os ca. 2,9 Ga (Mesoarcaico). A amostra AJ-1 é constituída por grãos de zircão de idade precâmbrica (Figura IV.15), sendo a grande maioria proterozoica (94,4%) e uma pequena população de idade arcaica (5,6%). No Proterozoico observam-se grãos de zircão repartidos pelo Neoproterozoico (44,4%), Paleoproterozoico (36,1%) e Mesoproterozoico (13,9%). Os zircões do Neoproterozoico são principalmente de idade criogénica (25%, 9 grãos, no intervalo ca. 844-641 Ma), seguindo-se uma população do Ediacariano (16,7%, 6 grãos, no intervalo ca. 635-599 Ma) e uma população menos representativa de idade toniana (2,8%, 1 grão, ca. 878 Ma). Por sua vez, no Mesoproterozoico existem zircões cujas idades estão repartidas pelo Ectasiano (8,3%, 3 grãos, no intervalo ca. 1,4-1,2 Ga) e pelo Steniano (5,6%, 2 grãos, ca. 1,2-1,1 Ga). No Paleoproterozoico os grãos de zircão distribuem-se pelo Rhyaciano (22,2%, 8 grãos, no intervalo ca. 2,3-2,1 Ga), Orosiriano (8,3%, 3 grãos, entre ca. 2,0-1,9 Ga) e Sideriano

(5,6%, 2 grãos, no intervalo ca. 2,4-2,3 Ga). Os dois zircões mais antigos do Arcaico pertencem ao Neoarcaico (2,8%, ca. 2,8 Ga) e Mesoarcaico (2,8%, ca. 2,9 Ga).

Observando o diagrama PDP e KDE, bem como o histograma de frequências (Figura IV.16), os zircões mais recentes encontrados na amostra pertencem a idades que definem os picos principais, nomeadamente aos ca. 667 Ma e ca. 638 Ma (Criogénico) e ca. 578 Ma (Ediacariano), em detalhe na Figura IV.16. Observam-se ainda picos secundários aos ca. 758 Ma (Criogénico), a ca. 2,0 Ma (Orosiriano) e aos ca. 2,1 Ga (Rhyaciano). Consideram-se ainda como picos de terceira ordem, aqueles que se observam próximos dos ca. 2,1 Ga e ca. 2,2 Ga, sendo os restantes picos isolados, residuais e representados apenas por um valor.

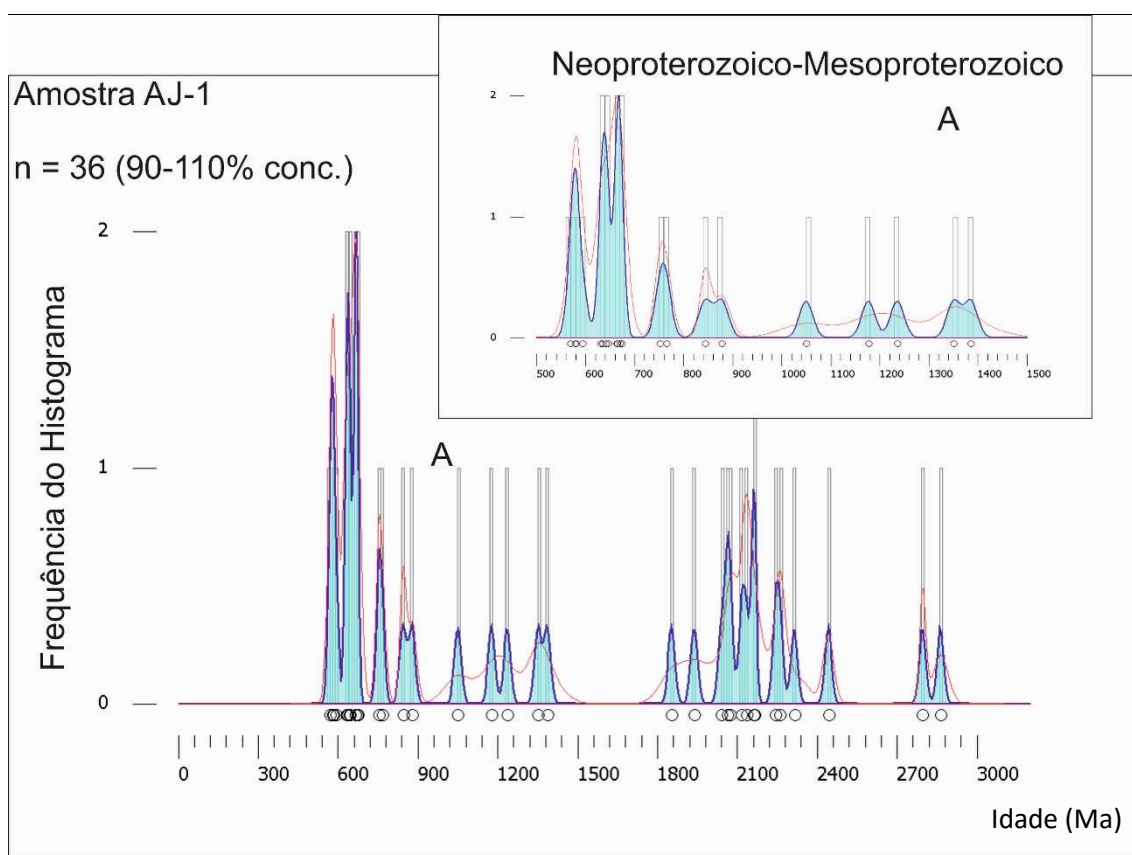


Figura IV.16 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AJ-1 de grauvaque Carbónico da arriba da Praia de Monte Clérigo (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10).

IV-3. Sienito Cretácico da arriba do Cabo de Sines (Maciço de Sines)

IV-3.1. AMOSTRA MS-4 (SIENITO CRETÁCICO; CABO DE SINES)

Na amostra MS-4 foram selecionados 102 grãos, tendo sido analisados 94 grãos.

Em cinco grãos foram efetuadas duas análises em cada. Dos 97 resultados válidos obtidos apenas 59 estão incluídos no intervalo de concordância 90-110%.

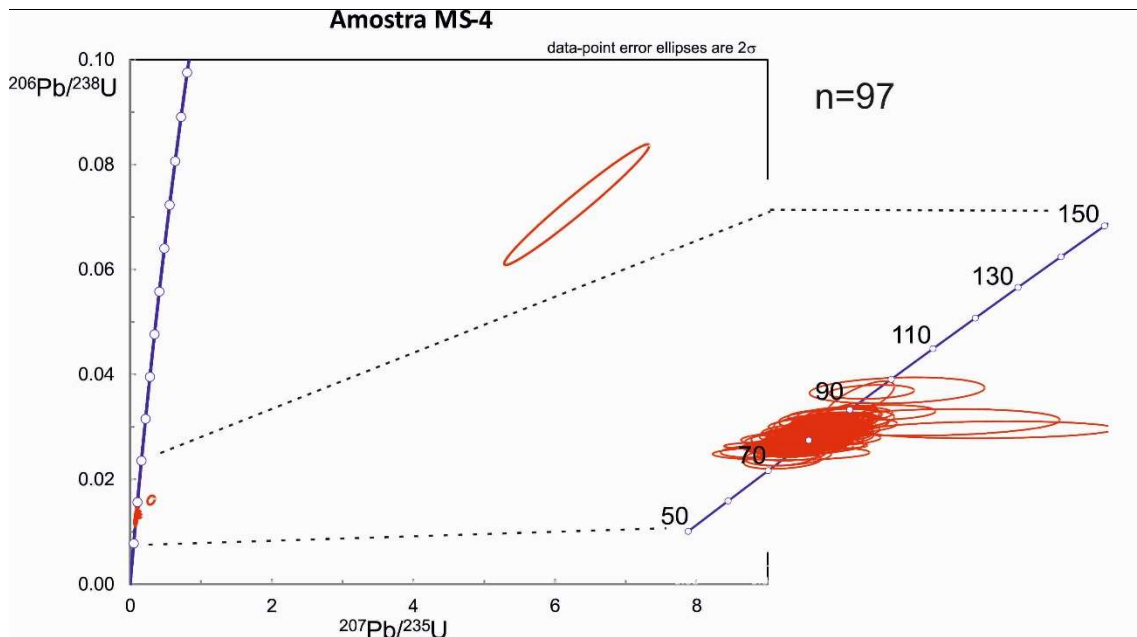


Figura IV.17 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Os dados projetados num diagrama de concórdia (Figura IV.17) permitem observar alguma dispersão das elipses de erro. Ocorrem dois valores anómalos e algumas elipses com erros elevados nos resultados de idades mais antigas dentro desta população. A grande maioria dos resultados enquadra-se genericamente no intervalo ca. 90-70 Ma.

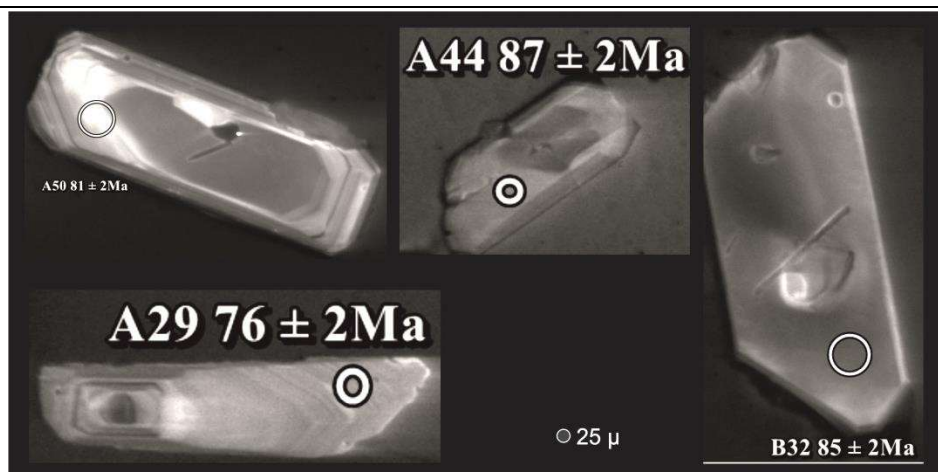


Figura IV.18 – Imagens CL de alguns grãos da amostra MS-4 onde se observam morfologias internas típicas dos cristais desta amostra. A50 – Zonamento concêntrico apical e zona interna não zonada; A44 – Zonamento irregular tanto na zona mais externa como na mais interna; B32 – Grão não zonado; A29 – Zonamentos concêntricos nas zonas interna e externa do grão.

Quanto à morfologia externa dos 94 grãos de zircão, 65% são incluídos na classe 63-125 µm e 35% na classe 125-250 µm. A maioria dos grãos é transparente: incolores (52%), em tons amarelados (27%) ou acastanhados (11%), sendo os restantes baços translúcidos (8%) podendo também ter tons amarelados (1%) e acastanhados (1%). O parâmetro forma evidenciou 68% de grãos subédricos, 17% anédricos e 15% euédricos. Em relação à esfericidade a grande maioria dos grãos são angulares (86%) com uma minoria de grãos subangulares (14%).

O hábito dos grãos desta amostra não está definido em 10% dos grãos, sendo a maioria de hábito prismático (49%) ou achatado (41%). Todos os grãos são simples, não tendo sido identificado qualquer núcleo herdado.

As características da morfologia interna revelada pelas imagens de catodoluminescência dos zircões de origem magmática ⁽¹⁾ desta amostra (Figura C.2 - Apêndice C) permitiram interpretar que 49% dos grãos mostravam um zonamento concêntrico nas zonas apicais do cristal/grão, sendo a zona mais interna preferencialmente não zonada (36%) (Figura IV.18, A50), mas também irregular (12%) ou raramente do tipo concêntrico (1%). Em 18% dos grãos essa zona mais externa mostrava zonamento irregular, era idêntica na zona central em 11% dos grãos (Figura IV.18, A44), não evidenciava qualquer zonamento (5%) ou mostrava zonamentos dos tipos concêntrico (1%) ou bandado (1%). Existem nesta amostra 12% de grãos não zonados (Figura IV.18, B32) e 4% não zonados na zona mais externa mas com zonamento irregular na zona central. Observam-se também 15% de grãos com zonamento mais exterior do tipo concêntrico, sendo 9% com tipologia idêntica no centro do grão (Figura IV.18, A29), tendo as restantes zonas centrais um zonamento irregular (3%), bandado (2%) ou sem zonamento (1%). Surgem ainda 2% de grãos com zonamento bandado na zona externa e do tipo irregular na área mais central do grão.

⁽¹⁾ Os grãos da amostra MS-4 são de origem magmática formados a partir do líquido magmático por diferenciação. Durante o processo de crescimento do cristal, que pode levar alguns milhões de anos e não ser contínuo, podem distinguir-se zonamentos que individualizam morfologicamente as zonas internas e externas dos grãos. Nestes casos não se pode falar de núcleos herdados e grãos compósitos, mas há autores (Miller et al., 2007) que identificam antecristais ("antecrysts" - formados num pulso magmático e incorporados noutra mais tardio como núcleos herdados), autocristais ("autocrysts" - formados exclusivamente por um pulso magmático) e ainda xenocristais (provenientes da rocha encaixante suficientemente mais antiga para não ser relacionada com o magma em questão). Alguns dos grãos desta amostra poderão ser antecristais e autocristais, no entanto, será mantida neste momento uma descrição de "grão compósito" consentânea com todos os grãos, maioritariamente detríticos.

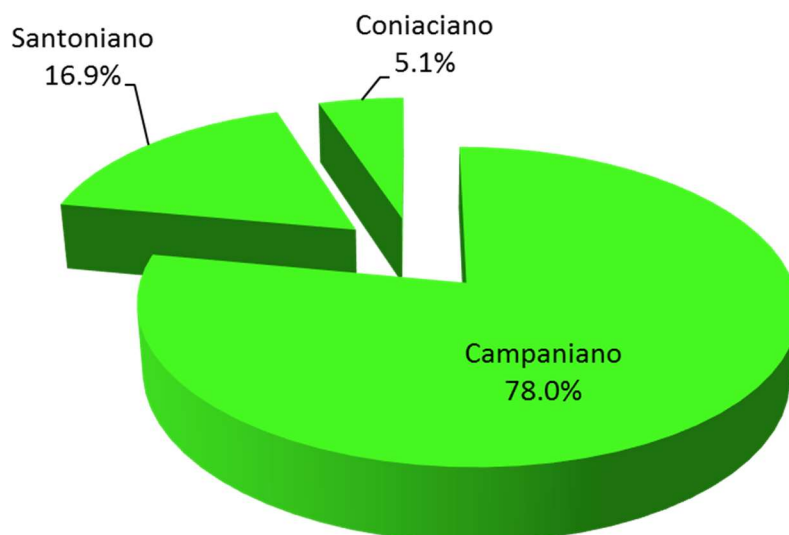


Figura IV.19 – Distribuição das idades dos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%).

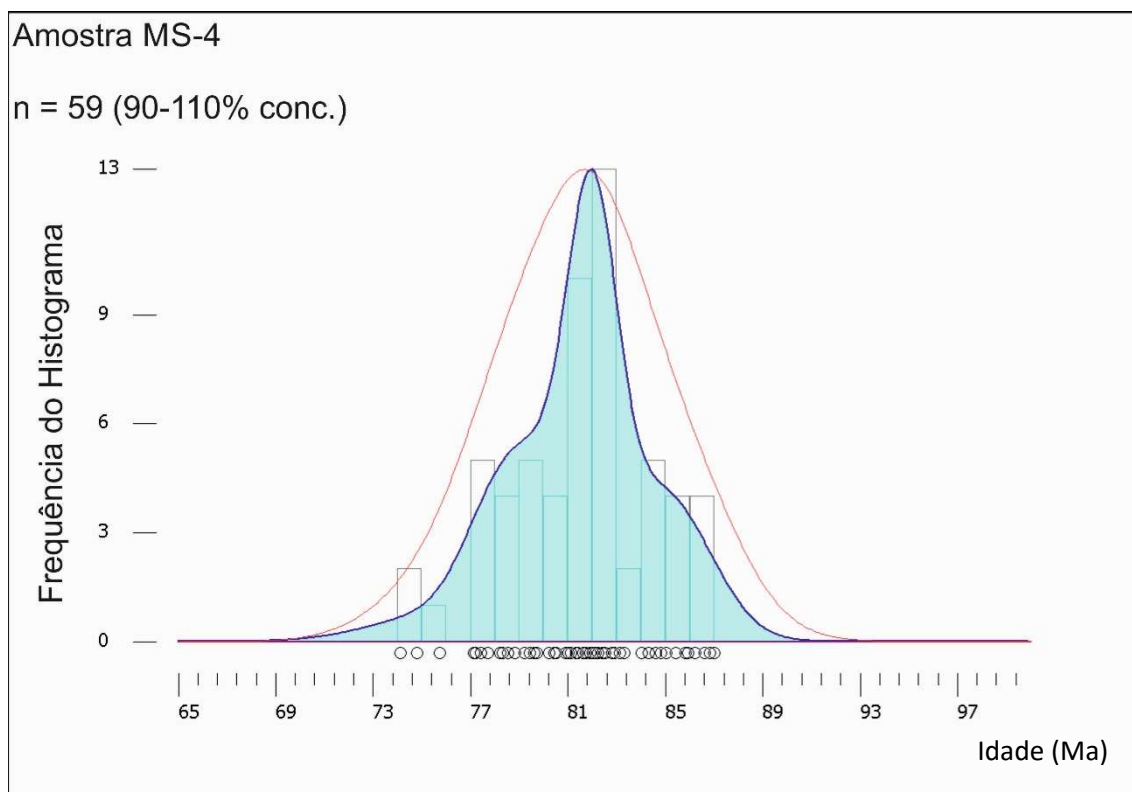


Figura IV.20 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra MS-4 de sienito Cretácico do Cabo de Sines (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com bandwidth=1; binwidth=1).

Da população de 59 idades concordantes no intervalo 90-110%, o conteúdo de U mais baixo foi de 13 ppm (A60) sendo o mais elevado de 145 ppm (B42). Por sua vez, a razão Th/U varia entre um valor de 0,31 (B42) e 1,75 (A28). As idades obtidas (Figura IV.19) são todas do Cretácico Superior tendo o zircão mais novo uma idade de ca. 74 Ma (B37) e o mais antigo de

ca. 87 Ma (A44, A45 e A53). Estão distribuídas pelos andares do Campaniano (78%, 46 grãos, no intervalo ca. 83-74 Ma), Santoniano (16,9%, 10 grãos, no intervalo ca. 86-84 Ma) e Coniaciano (5,1%, 3 grãos, no intervalo ca. 90-86 Ma). As idades U-Pb obtidas para esta amostra encontram-se listadas no Apêndice D – Tabela 3.

A distribuição da probabilidade e a curva Kernel (Figura IV.20) mostram que os resultados variam entre ca. 87-74 Ma. Apresenta um pico único centrado nos ca. 82 Ma, com ligeiras inflexões aos ca. 79 Ma e ca. 85 Ma, mais ou menos pronunciados consoante os parâmetros utilizados para a curva Kernel.

IV-3.2. AMOSTRA MS-5 (SIENITO CRETÁCICO; CABO DE SINES)

No sienito da amostra MS-5 foram selecionados 262 grãos, dos quais 118 foram analisados com LA-ICP-MS. De 100 resultados apenas 60 idades apresentam concordância dentro do intervalo 90-110%. Alguns resultados, apesar de concordantes, apresentavam um sinal de leitura muito erróneo e irregular, pelo que foram rejeitados (Apêndice D – Tabela 4).

Na Figura IV.21, onde se encontra representado o diagrama de concórdia para a amostra MS-5 de sienitos de Sines, observa-se que a população de idades cretácicas está concentrada na parte inferior da curva de concórdia com poucos resultados discordantes. O valor de ca. 631 Ma obtido nesta amostra é um resultado concordante e perfeitamente alinhado na curva de concórdia.

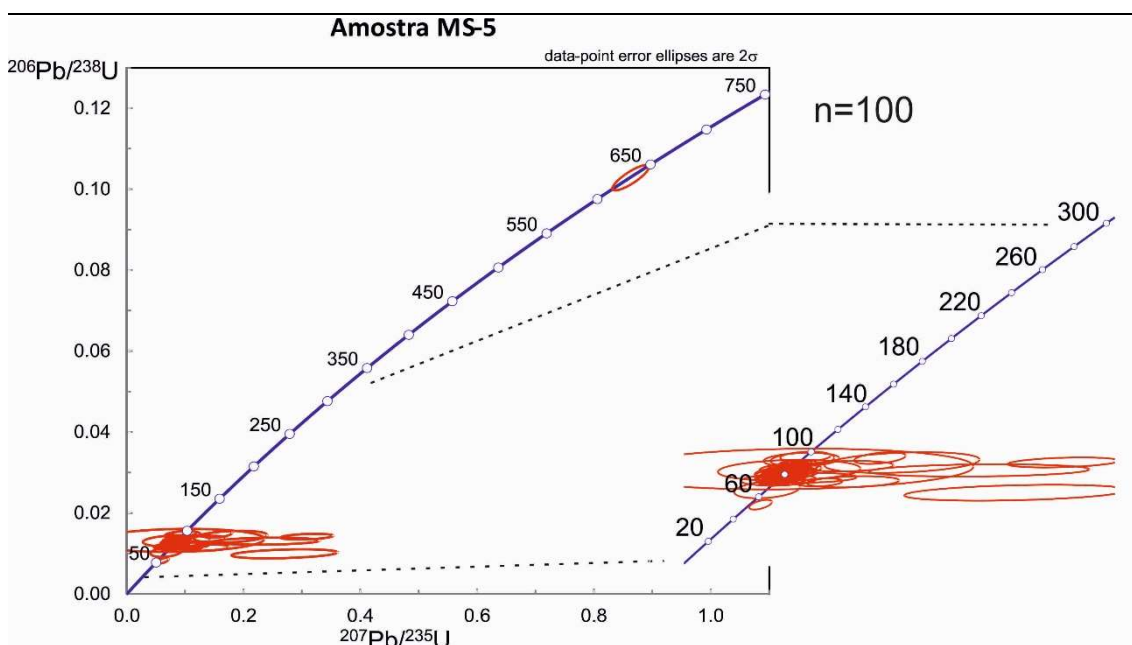


Figura IV.21 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Dos 118 grãos alvo de estudo na amostra MS-5 e, no que respeita à cor, a esmagadora maioria são grãos transparentes incolores (87%), com proporção residual de grãos transparentes amarelados (9%) e baços translúcidos (4%). Quanto ao tamanho dos grãos a amostra está equitativamente distribuída pelas classes 63-125 μm e 125-250 μm , com 50% de grãos em cada uma delas. Em relação à forma predominam os grãos de zircão subédricos (50%), seguidos dos euédricos (36%) e uma menor proporção de grãos anédricos (14%). Por sua vez a análise da esfericidade evidenciou que a maioria dos grãos são angulares (60%) e subangulares (38%) e apenas 2% são subrolados. No que respeita ao hábito ocorrem principalmente grãos prismáticos (52%), achatados (17%) e aciculares (3%), mas também grãos sem qualquer hábito definido (28%). A presença de inclusões nos grãos de zircão foi detetada em 24% dos grãos (Apêndice C, Figura C.3).

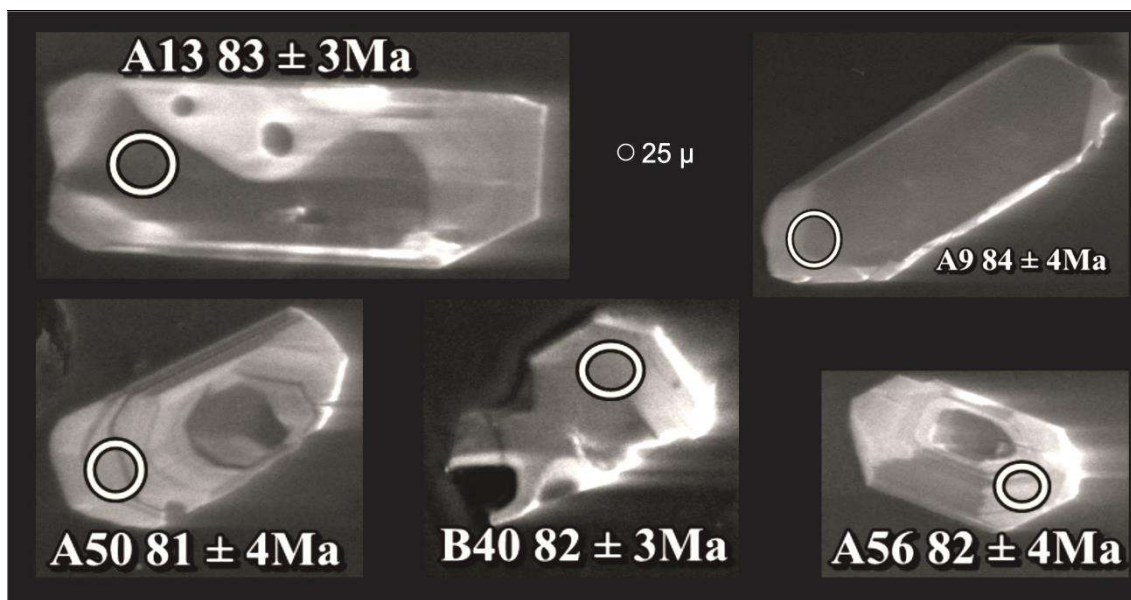


Figura IV.22 – Imagens CL de alguns grãos da amostra MS-5 onde se observam morfologias internas típicas dos cristais desta amostra. A50 – Grão com zonamento concêntrico na zona mais externa e não zonado no centro do grão; A56 – Grão com zonamento do tipo setorial; A9 – Grão com zonamento concêntrico apenas na zona apical do grão sendo todo o interior não zonado; A13 – Grão com zonamentos irregulares e sem zonamento na zona interna; B40 – Grão sem zonamento perceptível.

Quanto à morfologia interna a grande maioria dos grãos são simples (98%), identificando-se apenas 2% de possíveis grãos compostos. Estes últimos apresentam-se na forma de um núcleo com zonamento concêntrico e crescimento posterior do mesmo tipo e um núcleo com zonamento bandado e crescimento concêntrico. Nos grãos simples da amostra MS-5 identificaram-se grãos com zonamento concêntrico (8%) ou concêntrico na zona mais externa e irregular (5%) ou não zonado (17%) (Figura IV.22, A50) na zona central do grão. O zonamento do tipo bandado foi observado em 3% dos grãos. Por sua vez, o zonamento setorial (Figura IV.22, A56) está presente na totalidade do grão (3%) ou só na zona mais externa, sendo a interna constituída por zonamento concêntrico (1%), irregular (5%) ou mesmo não zonada

(10%). O zonamento apical ocorre também nos grãos desta amostra, com a zona central do grão a evidenciar zonamentos concêntricos (3%), setoriais (1%), irregulares (6%) e também sem zonamento (13%) (Figura IV.22, A9). Podem observar-se ainda grãos com zonamento irregular (11%), em que também pode haver diferenciação na zona central com zonamento do tipo concêntrico (1%) ou sem zonamento (3%) (Figura IV.22, A13). Finalmente observam-se grãos sem qualquer zonamento (8%) (Figura IV.22, B40).

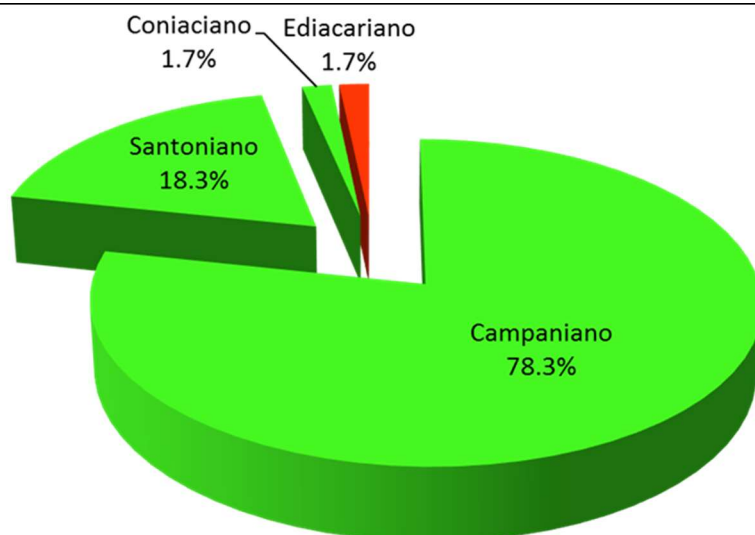


Figura IV.23 – Distribuição das idades dos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%).

Os valores da razão Th/U variam entre 0,03 (A4) e 1,27 (B48) com uma média de 0,67. A concentração de U varia entre 20 ppm (B18) e 227 ppm (A4). Apenas num grão possivelmente compósito foram realizadas duas datações (A30/31) mas com idades dentro do erro do método.

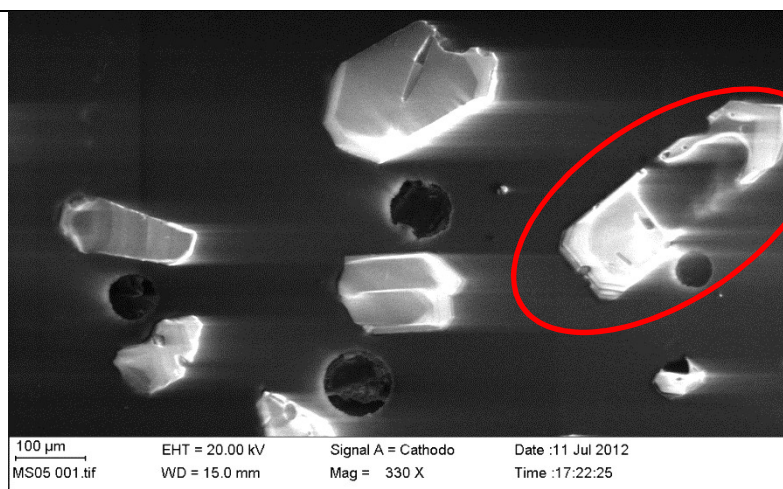


Figura IV.24 – Imagem CL com detalhe de dissolução no grão Ediacariano obtido na amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines.

A amostra MS-5 inclui 60 grãos de zircão com idade concordante em que 59 são de idade cretácica (98%) e apenas um apresenta idade neoproterozoica (Ediacariano, ca. 631 Ma). Observando em detalhe a distribuição de idades cretácicas (Figura IV.23), 78,3% dos zircões são do Campaniano (47 grãos, no intervalo ca. 83-77 Ma), 18,3% do Santoniano (11 grãos, no intervalo ca. 86-84 Ma) e 1,7% do Coniaciano (1 grão, ca. 87 Ma).

A idade de ca. 631 Ma obtida num zircão nesta amostra MS-5 poderá representar um xenocristal ou um resultado anômalo, já que como se pode constatar através da imagem de catodoluminescência (Figura IV.24) o cristal está parcialmente dissolvido.

O diagrama de distribuição de probabilidades, de distribuição Kernel e histograma de frequências (Figura IV.25) mostra um pico bem definido aos ca. 81 Ma, num intervalo de idades que varia entre ca. 87-77 Ma.

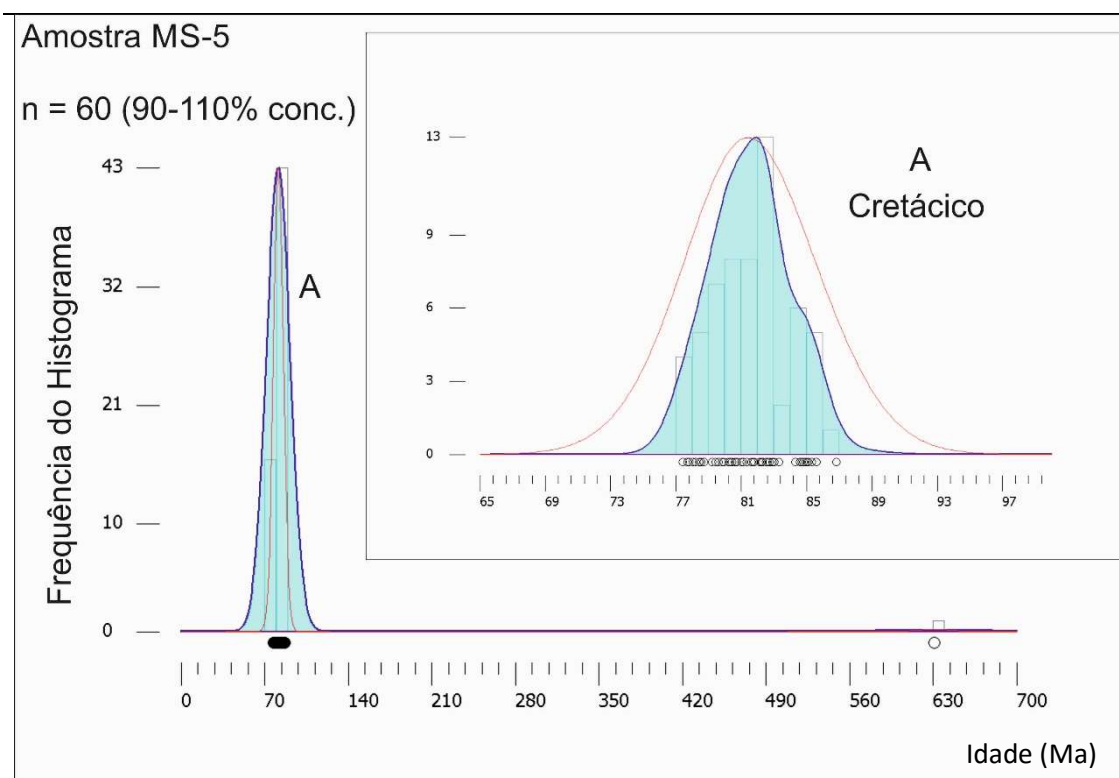


Figura IV.25 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra MS-5 de sienito Cretácico do Cabo de Sines (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10 e do detalhe para as idades cretácicas com *bandwidth*=1; *binwidth*=1).

IV-4. Areias plio-pleistocénicas das arribas litorais

IV-4.1. AMOSTRA AB-3 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)

Do ponto de vista granulométrico predominam nesta amostra de areia fina, os grãos de zircão na classe 125-250 μm (52%) seguindo-se a classe 250-355 μm (23%) (ver Apêndice B). Nesta primeira amostra da areia da arriba da Praia das Areias Brancas foram seleccionados cerca de 200 grãos dos quais 170 foram analisados. Em oito grãos foram realizadas duas análises, sendo dois resultados invalidados. Do conjunto de 161 idades U-Pb apenas 89 foram consideradas válidas com concordância no intervalo 90-110%.

Quando se projetam os dados de idade de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Figura IV.26) observa-se que a grande concentração de dados e respetivas elipses de erro ocorre aproximadamente no intervalo entre 300 e 400 Ma, intervalo este observado mais em detalhe na mesma figura. Uma segunda zona observa-se entre os ca. 550-480 Ma aproximadamente e depois dos ca. 900-600 Ma. A população mais antiga de zircões ocorre entre ca. 2,1-1,8-Ga. Os resultados discordantes apenas ocasionalmente mostram um afastamento acentuado da curva de concórdia, ficando a maioria destes resultados não muito distantes de uma idade real.

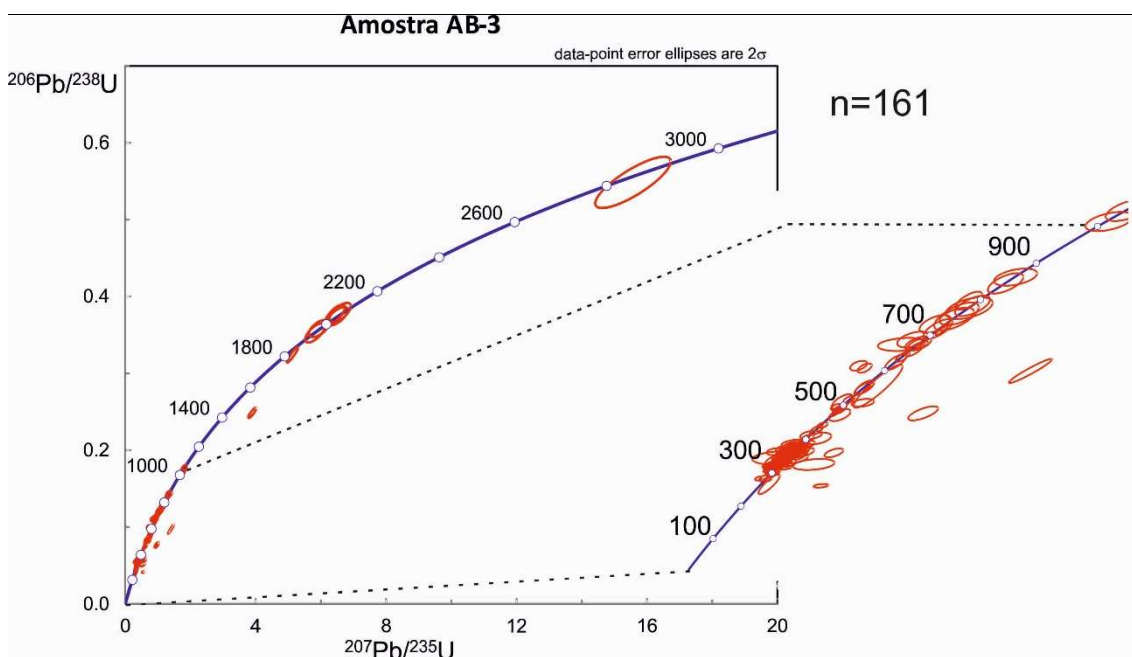


Figura IV.26 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Referente aos 170 grãos estudados, em termos do tamanho do grão há uma predominância da classe 125-250 μm (60%) sobre a classe 63-125 μm (40%). A maioria dos

grãos são translúcidos incolores (48%), podendo apresentar tonalidades amareladas (9%) e acastanhadas (5%); os restantes são transparentes (36%), tendo também tons amarelados (1%) e acastanhados (1%). Quanto à forma predominam largamente grãos subédricos (61%), seguidos dos euédricos (22%) e dos grãos anédricos (17%). Do ponto de vista da esfericidade predominam os grãos angulares (47%) e subangulares (44%), com uma minoria de grãos subrolados (7%) e rolados (2%). No que respeita ao hábito dos grãos a maioria são do tipo achatado (62%), seguindo-se os prismáticos (26%) e aciculares (1%). Em 11% dos grãos não há um hábito definido.

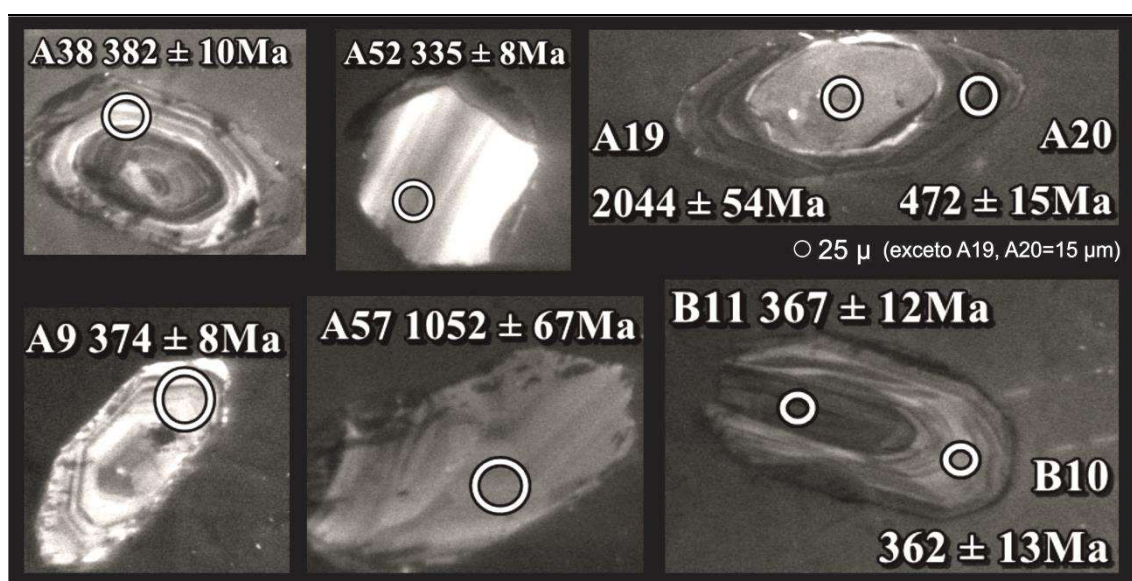


Figura IV.27 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-3 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A38 – Grão simples com zonamento concêntrico; A9 – Grão simples com crescimentos concêntricos mas com zona mais interna com crescimentos irregulares; A57 – Grão simples com crescimentos irregulares; A52 – Grão com crescimento do tipo bandado; B10/B11 – Grão composto com zonamentos concêntricos; A19/A20 – Grão composto com núcleo com zonamentos irregulares e crescimentos posteriores externos do tipo concêntrico.

No que respeita à morfologia interna revelada pelas imagens de catodoluminescência (Figura C.4 - Apêndice C) observam-se 140 grãos simples (82%) e 30 grãos compostos (18%). No primeiro caso predominam os grãos com zonamento concêntrico (56%) na zona mais externa do grão, com as respetivas zonas centrais a exibirem zonamento também concêntrico (36%) (Figura IV.27, A38), bandado (3%), irregular (15%) (Figura IV.27, A9) ou não zonado (2%). Os zonamentos irregulares na zona externa observam-se em 30 grãos (18%), sendo a zona mais interna idêntica em 14% dos mesmos (Figura IV.27, A57), e os restantes mostram zonamento concêntrico (1%), bandado (2%) ou setorial (cerca de 1%). As restantes tipologias são menos representativas. Ocorrem quatro grãos com crescimento apical concêntrico e zonas centrais bandadas (1%) ou irregulares (2%). Identificam-se ainda sete grãos com zonamento do tipo bandado (4%) (Figura IV.27, A52), sendo ainda a zona central do grão idêntica em dois casos (1%), e concêntrica (2%) ou irregular (cerca de 1%) nos restantes. Em 2% dos grãos desta

amostra observa-se zonamento do tipo sectorial, sendo um destes grãos caracterizado por uma zona central com zonamento concêntrico.

Em relação aos grãos compósitos a maioria apresenta núcleos com morfologia concêntrica rodeados por zonas de crescimento posteriores igualmente concêntricas (8%) (Figura IV.27, B10/B11). Noutros sete grãos (4%) o crescimento é idêntico mas o núcleo do grão apresenta zonamentos irregulares (Figura IV.27, A19/A20). Em 2% dos grãos observa-se a situação oposta, núcleos concêntricos e crescimentos posteriores com zonamentos irregulares. Observam-se também grãos com núcleo com zonamento do tipo bandado e crescimento concêntrico (1%), sendo os restantes caracterizados respetivamente por zonamentos núcleo/crescimento dos tipos bandado/irregular, não zonado/não zonado, apical/apical, irregular/apical e setorial/concêntrico.

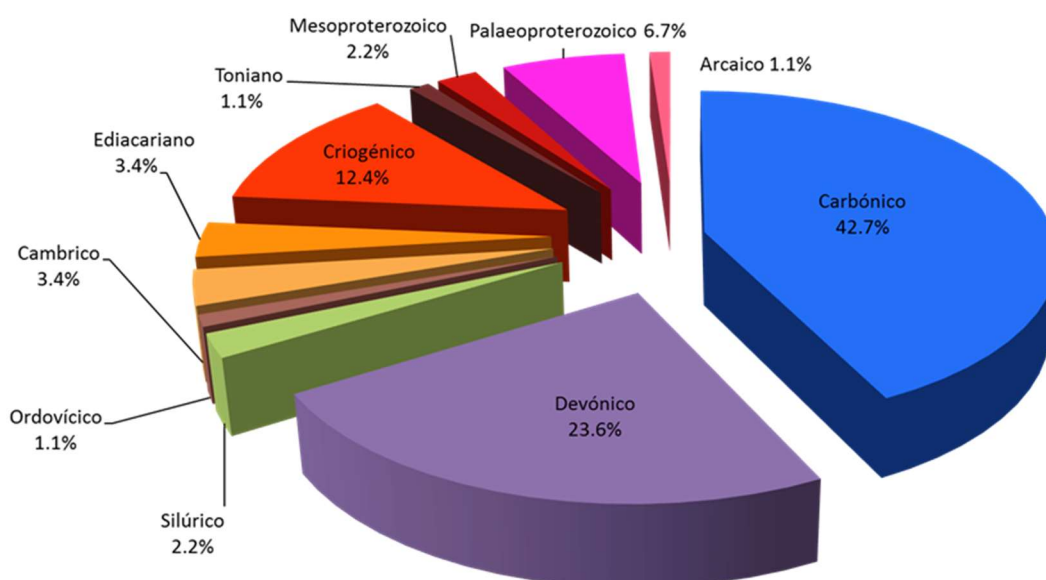


Figura IV.28 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

A concentração de U varia nesta amostra entre um mínimo de 11 ppm (B56) e um máximo de 800 ppm (C26). Por sua vez a razão Th/U varia entre 0,01 (C44) e 1,01 (A54). O intervalo de idades obtidas evidencia que os zircões mais novos apresentam ca. 300 Ma (C28, C36; Carbónico) enquanto o mais antigo tem a idade de ca. 2,9 Ga (B14; Arcaico). Os resultados podem ser consultados no Apêndice D – Tabela 5.

Em termos de distribuição das idades obtidas para os 89 dados (Figura IV.28) observa-se um predomínio de zircões paleozoicos (73%) relativamente aos precâmbrios (27%).

No Paleozoico, o período mais representado é o Carbónico com 42,7% da população de zircões da amostra, seguindo-se o Devónico (23,4%) e abundâncias menores de zircões de idade câmbria (3,4%), silúrica (2,2%) e ordovícica (1,1%). Os grãos carbónicos estão distribuídos

pelo Viséano (19%, 17 grãos, no intervalo ca. 347-331 Ma), Serpukhoviano (9%, 8 grãos, no intervalo ca. 328-323 Ma), Gzheliano (6,7%, 6 grãos, no intervalo ca. 303-300 Ma), Moscoviano (3,4%, 3 grãos, no intervalo ca. 313-307 Ma), Bashkiriano (2,2%, 2 grãos, ca. 317 Ma e ca. 323 Ma), Kasimoviano (1,1%, 1 grão, ca. 304 Ma) e Tournaisiano (1,1%, 1 grão, ca. 351 Ma). O Devónico está representado por nove grãos (10,1%) do Fameniano (no intervalo ca. 367-360 Ma) e do Frasniano (no intervalo ca. 382-373 Ma), pelo Givetiano (1,1%, 1 grão, ca. 385 Ma), Emsiano (1,1%, 1 grão, ca. 401 Ma) e Lochkoviano (1,1%, 1 grão, ca. 413 Ma). No Paleozoico registam-se ainda três grãos do Câmbrio (3,3%, no intervalo ca. 517-488 Ma), dois grãos silúricos (ca. 427 Ma e 442 Ma) e um grão Ordovícico (1,1%, ca. 477 Ma). No que respeita ao Precâmbrico, o Neoproterozoico é o mais representado (cerca de 16,9%), com zircões distribuídos pelos períodos Criogénico (12,4%, 11 grãos, no intervalo ca. 845-639 Ma), Ediacariano (3,4%, 3 grãos, entre ca. 624-548 Ma) e Toniano (1,1%, 1 grão, ca. 862 Ma). O Mesoproterozoico inclui 2,3% (Steniano, ca. 1,0 Ga e ca. 1,1 Ga) dos zircões enquanto o Paleoproterozoico está representado por 6,7% (Orosiriano, 6 grãos, no intervalo ca. 2,0-1,9 Ga). O grão mais antigo é do Arcaico, mais concretamente do Mesoarcaico, corresponde a 1,1% da população da amostra (ca. 2,9 Ga).

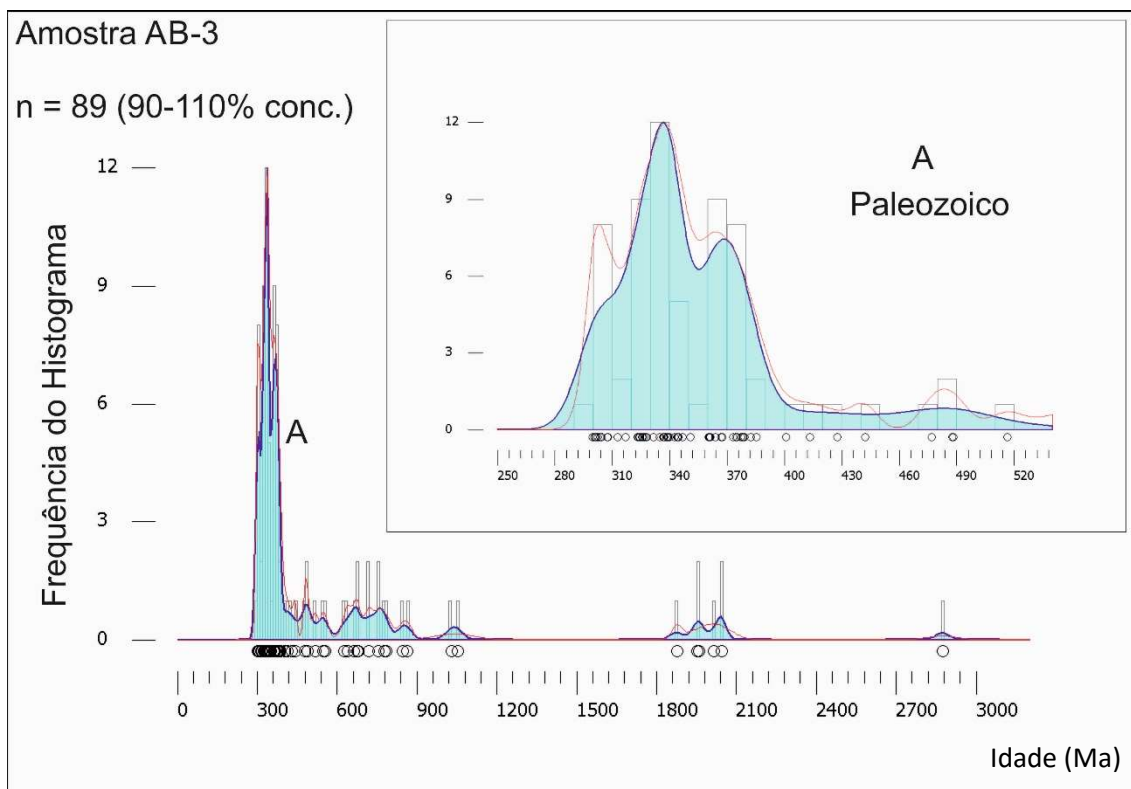


Figura IV.29 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-3 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10).

Os diagramas de distribuição da probabilidade, distribuição Kernel e histograma de frequências observado na Figura V.15 mostram uma distribuição de picos principais de idade devônica-carbônica com poucos grãos representativos do restante Paleozoico. Assim, pode-se identificar um pico principal com a idade de ca. 337 Ma, ladeado por um pico secundário aos ca. 369 Ma e ainda uma inflexão ligeira da curva aos ca. 305 Ma. Ocorrem picos menores no intervalo ca. 800-600 Ma, nomeadamente aos ca. 600 Ma, ca. 674 Ma e ca. 763 Ma. A população de zircões mais antigos desta amostra ocorre no intervalo ca. 2,1-1,9 Ga aproximadamente, com um ligeiro pico aos ca. 2,0 Ga.

IV-4.2. AMOSTRA AB-4 (AREIA PLIO-PLEISTOCÊNICA; ARRIBA DA PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)

Tal como na amostra anterior da mesma arriba cerca de metade dos grãos pertencem à classe granulométrica 125-250 μm (50%) seguindo-se também a classe 250-355 μm com 20% de abundâncias (ver Apêndice B).

Na amostra AB-4 foram selecionados 131 grãos tendo sido realizadas duas análises no mesmo grão em 15 ocasiões, obtendo-se um total de 146 análises. Resultaram 125 dados concordantes no intervalo entre 90-110% (ver Apêndice D – Tabela 6).

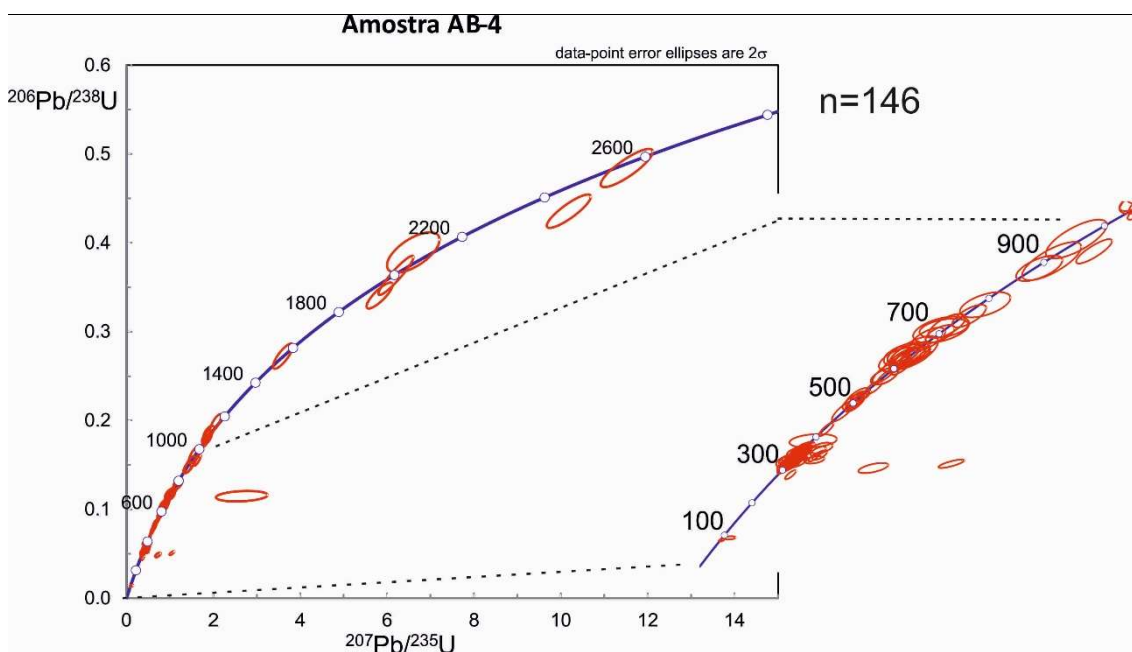


Figura IV.30 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocênica da arriba da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A Figura IV.30 mostra a distribuição das idades e respetivos erros no diagrama de concórdia de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para a amostra AB-4. Acima dos ca. 1,5 Ga observam-se valores dispersos, com a maior concentração de dados a ocorrer abaixo dos ca. 1,2 Ga e particularmente no intervalo entre ca. 750 Ma e ca. 300 Ma. Neste diagrama estão representados

todos os resultados, concordantes e discordantes, sendo de realçar nestes últimos, a presença de duas idades cretácicas, aos ca. 84 e ca. 91 Ma.

Em relação aos parâmetros de morfologia externa dos 131 grãos verificou-se relativamente à cor, que a maioria eram grãos translúcidos (67%), com menor representatividade de grãos transparentes incolores (27%) e alguns transparentes com tonalidade acastanhada (6%). No que respeita ao tamanho dos grãos concluiu-se que estava mais representada a classe 125-250 μm (55%) que a classe 63-125 μm (45%). Em relação à forma, os grãos estavam repartidos pelas classes subédricos (44%), euédricos (35%) e anédricos (21%). Para o parâmetro esfericidade predominam os grãos angulares (45%), seguindo-se os subangulares (34%), subrolados (18%) e rolados (3%). Quanto ao hábito evidenciado pelos grãos, a classe mais representativa é a de grãos prismáticos (42%), prismáticos piramidais e bipiramidais (cerca de 6%), achatados (17%), aciculares (2%) e sem hábito definido (30%). Observaram-se ainda grãos piramidais e bipiramidais (3%) considerados distintos dos genericamente prismáticos. No que respeita à presença de inclusões, estas foram observadas em dez grãos (8%).

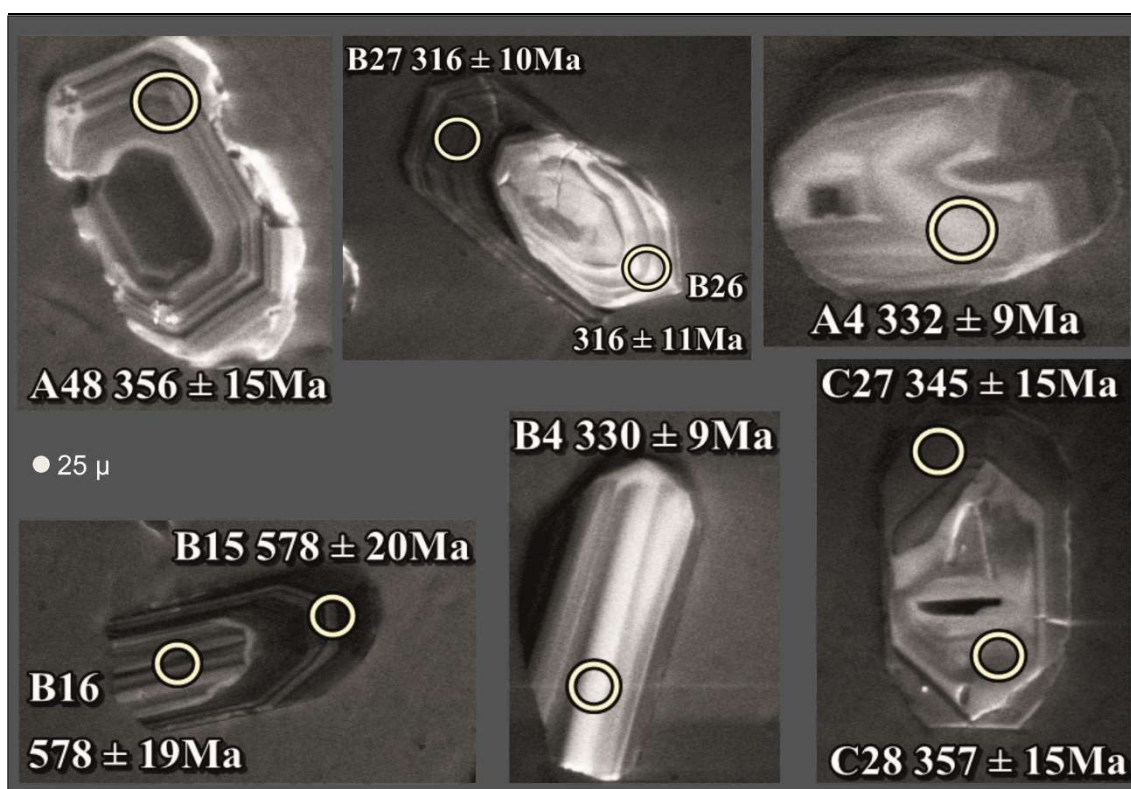


Figura IV.31 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-4 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A48 – Grão simples com zonamento concêntrico externo e não zonado no centro do grão; B4 – Grão simples bandado; A4 – Grão simples com zonamentos irregulares; B15/B16 – Grão composto com crescimento do tipo bandado no núcleo e crescimentos posteriores concêntricos; B26/B27 – Grão composto com núcleo e crescimento do tipo concêntrico; C27/C28 – Grão composto com núcleo apresentando crescimentos irregulares e zona externa com crescimentos concêntricos.

Referindo agora a observação da morfologia interna dos grãos da amostra AB-4 identificaram-se 78 grãos simples (60%) e 53 grãos considerados compósitos (40%). Os grãos simples podem ter zonamento concêntrico (13%) bem definido na totalidade do grão, mal definido entre concêntrico e bandado (2%) ou ter alguma diferenciação na zona mais interna com zonamento irregular (5%) ou mesmo não zonado (18%) (Figura IV.31, A48). Há também grãos com zonamento bandado (5%) (Figura IV.31, B4), bandado na zona mais externa e irregular na zona mais central (2%) e grãos com zonamento setorial (2%). Observam-se ainda grãos com zonamento apical (<1%), apical na zona mais externa e do tipo irregular ou não zonado no interior (3%).

Finalmente ocorrem ainda grãos em que o zonamento é globalmente irregular (8%) (Figura IV.31, A4) e cerca de 1% sem qualquer zonamento identificável. É comum observar nalguns grãos a existência de zonas de dissolução/recristalização em todo o rebordo externo do grão (Figura C.5 - Apêndice C).

Os grãos compósitos podem ter o núcleo com zonamento concêntrico e os crescimentos posteriores também concêntricos (11%) (Figura IV.31, B26/B27), do tipo apical (4%) e irregular (4%). Também os zircões com núcleo com zonamento bandado podem apresentar os crescimentos tardios com zonamentos diversos, do tipo concêntrico (11%) (Figura IV.31, B15/B16), apical (3%) e irregular (cerca 1%). Observaram-se também grãos com núcleo evidenciando zonamento do tipo setorial e crescimentos concêntricos (cerca de 2%) ou irregulares (<1%). Ocorrem também nesta amostra grãos em que o núcleo tem zonamentos irregulares mas com crescimentos posteriores do tipo concêntrico (2%) (Figura IV.31, C27/C28), bandado (<1%) e apical (<1%). Por último foram identificados nesta amostra cerca de 2% de grãos sem qualquer zonamento no núcleo e com crescimentos concêntricos.

A concentração de U varia entre 5 ppm (A46) e um máximo de 489 ppm (B19). Por sua vez a razão Th/U varia entre 0,02 (A51) e 1,02 (A36) com uma média de 0,31. O zircão mais recente apresenta uma idade de ca. 301 Ma (A10) enquanto o valor mais antigo atinge ca. 2,6 Ma (B22). Nos diversos grãos compósitos onde foram realizadas duas datações, no núcleo e na zona exterior, a maioria apresenta resultados semelhantes dentro dos intervalos de erro (por exemplo B26/27 (Figura IV.31), B34/35, C11/12, C27/28, B41/42, todos de idade Carbónica, A59/60, B15/16 (Figura IV.31) e A6/7). No grão de zircão B2/3 (Apêndice C e Apêndice D – Tabela 6) o núcleo herdado tem ca. 517 Ma e o crescimento exterior que o rodeia tem ca. 422 Ma.

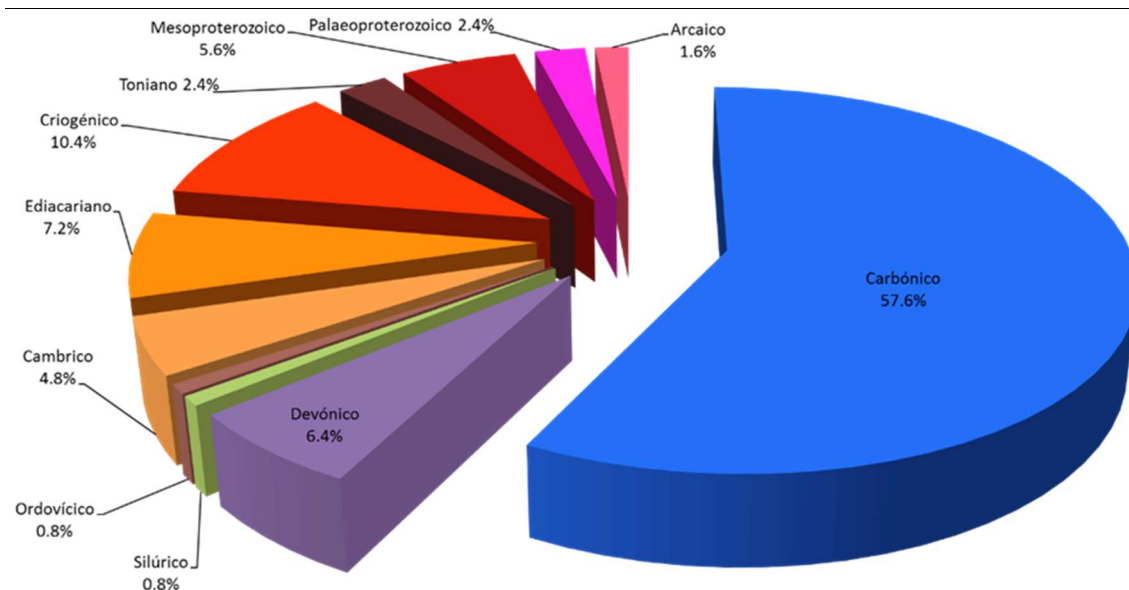


Figura IV.32 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Na amostra AB-4 a distribuição das 125 idades (Figura IV.32) mostra um largo predomínio de zircões paleozoicos (cerca de 70%) e uma minoria de idade precâmbrica (cerca de 30%), muito semelhante à distribuição da amostra anterior. As populações de zircões paleozoicos incluem-se principalmente no Carbónico (57,6%), mas também no Devónico (6,4%), Câmbrico (4,8%), Silúrico (0,8%) e Ordovícico (0,8%). Os grãos carbónicos estão repartidos pelo Tournaisiano (17,6%, 22 grãos, no intervalo ca. 358-347 Ma), Viseano (15,2%, 19 grãos, no intervalo ca. 345-331 Ma), Bashkiriano (10,4%, 13 grãos, no intervalo ca. 323-316 Ma), Serpukhoviano (7,2%, 9 grãos, no intervalo ca. 330-324 Ma), Moscoviano (5,6%, 7 grãos, no intervalo ca. 315-312 Ma) e Gzheliano (1,6%, 2 grãos, ca. 303 e ca. 302 Ma). O Devónico está representado por sete grãos do Fameniano (5,6%, no intervalo ca. 369- 359 Ma) e um grão do Eifeliano (0,8%, ca. 388 Ma). O grão Silúrico pertence ao Pridoli (0,8%, ca. 422 Ma) e o grão Ordovícico ao Floiano (0,8%, ca. 477 Ma). O Câmbrico inclui seis grãos (4,8%, no intervalo ca. 522-505 Ma).

O Precâmbrico inclui zircões do Neoproterozoico (20,0%), Mesoproterozoico (5,6%), Paleoproterozoico (2,4%) e Arcaico (1,6%). O Neoproterozoico está representado por uma população criogénica (10,4%, 13 grãos, no intervalo ca. 782-636 Ma), ediacariana (7,2%, 9 grãos, no intervalo ca. 635-546 Ma) e toniana (2,4%, 3 grãos, no intervalo ca. 964-884 Ma). Os zircões mesoproterozóicos estão incluídos nos intervalos de idade correspondentes ao Steniano (4,8%, 6 grãos, entre ca. 1,1-1,0 Ga) e Calymmiano (0,8%, 1 grão, ca. 1,5 Ga), enquanto os grãos Paleoproterozoicos correspondem exclusivamente ao Orosiriano (2,4%, 3 grãos, ca. 2,0 Ga). O Neoarcaico está representado por dois grãos (1,6%, ca. 2,6 Ga).

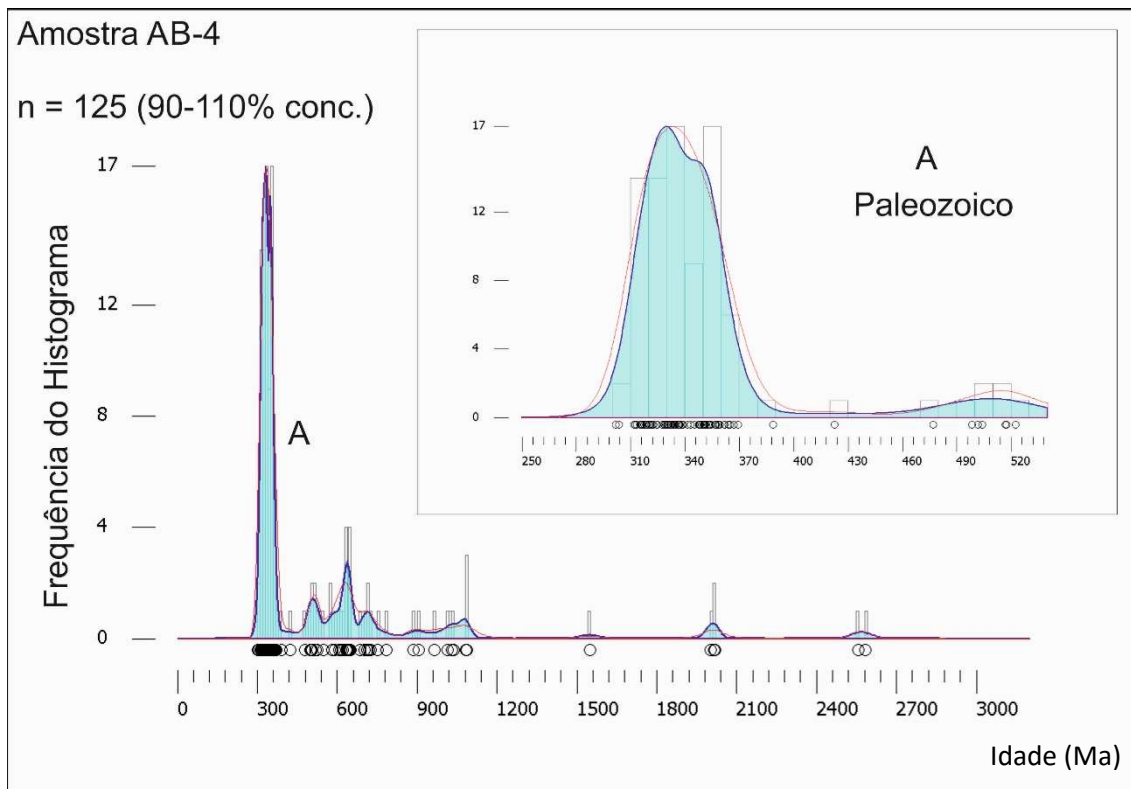


Figura IV.33 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-4 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia das Areias Brancas (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10).

A Figura IV.33 com os histograma de frequência e os diagramas de distribuição da probabilidade relativa e de Kernel evidencia que os grãos de idade devónica-carbónica são os mais representados, destacando-se um pico principal aos ca. 329 Ma, seguindo-se outro pico aos ca. 350 Ma. Numa segunda ordem de grandeza, aproximadamente entre os ca. 800-480 Ma identifica-se um pico aos ca. 637 Ma, e também aos ca. 508 Ma, ca. 712 Ma e ca. 1,0 Ga. Destaca-se ainda um outro pico representativo de zircões mais antigos aos ca. 2,0 Ga. Os restantes picos são considerados residuais.

IV-4.3. AMOSTRA PN-1 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DO NORTE)

A granulometria desta amostra mostrou que a classe mais representativa correspondia a 250-355 μm (20%) seguindo-se grãos da classe 180-250 μm (15%) e da classe 125-180 μm com 13% de abundâncias, sendo classificada como areia média-fina (ver Apêndice B).

Na Praia do Norte, foram seleccionados 152 grãos de zircão da amostra PN-1, tendo sido sujeitos a ablação 130 dos quais 122 apresentaram concordância no intervalo 90-110% (ver Apêndice D – Tabela 7).

A observação do diagrama de concórdia para a amostra PN-1 (Figura IV.34) permite identificar populações muito específicas e disseminadas no intervalo de tempo que compõe o

total da amostra. Assim, distinguem-se a população cretácica, a população Devónico-Carbónico no intervalo ca. 400-300 Ma e a população neoproterozoica no intervalo ca. 750-550 Ma. Os zircões mais antigos observados também formam duas associações nos intervalos ca. 2,2-1,8 Ga e ca. 2,6-2,5 Ga.

A morfologia interna e externa incidu sobre os 130 grãos de zircão. Começando pelo parâmetro da cor observou-se que a maioria dos grãos era transparente, na variedade incolor (46%), amarelada (8%) e acastanhada (1%). Os zircões translúcidos correspondiam a 48 grãos (37%), por vezes também com tonalidades amareladas (6%) e acastanhadas (2%). Em relação ao tamanho dos grãos há uma superioridade dos grãos de maiores dimensões na classe 125-250 μm (57%) em relação à classe inferior entre 63-125 μm (43%). Por sua vez, no parâmetro da forma, a maioria dos grãos engloba-se na classe subérica (64%), seguindo-se os grãos anédricos (25%) e os euédricos (11%). Para a esfericidade observou-se que a grande maioria dos grãos não apresenta sinais de transporte, sendo os subangulares a classe predominante (57%), seguindo-se os angulares (34%) e em menores proporções os grãos subrolados (9%). No que respeita ao hábito na amostra PN-1 identificaram-se grãos prismáticos (38%), piramidais (6%), achatados (37%), aciculares (2%) e outros sem qualquer hábito definido (17%). Dos 130 grãos apenas dez (8%) mostraram a presença de inclusões.

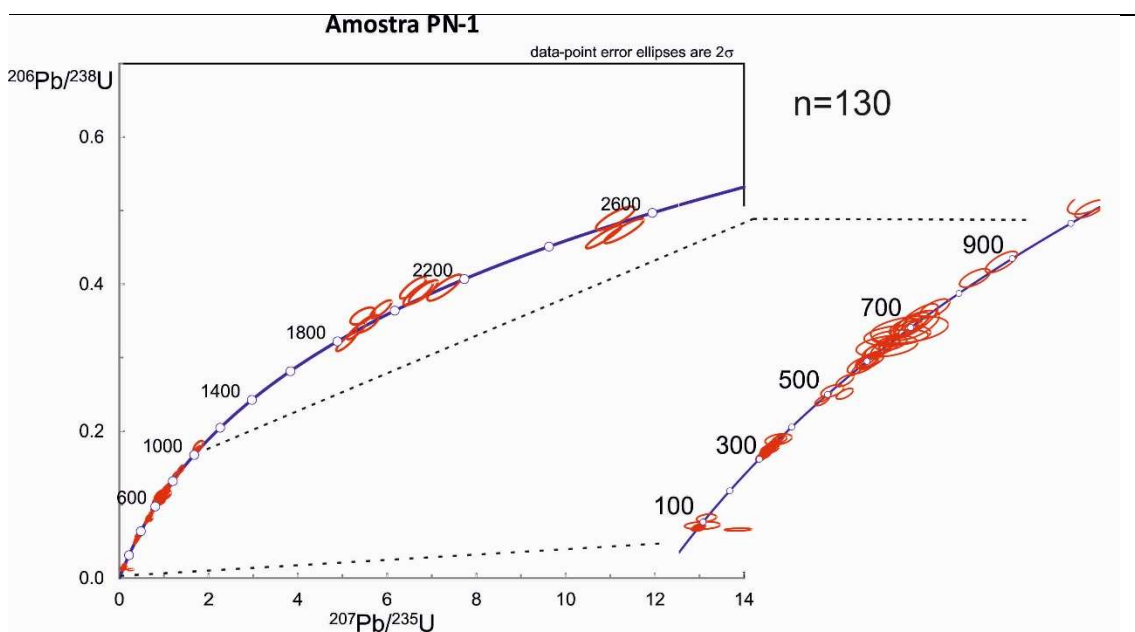


Figura IV.34 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A análise da morfologia interna (Figura C.6 - Apêndice C) permitiu inferir que a maioria dos grãos de zircão da amostra PN-1 são simples (77%) e uma minoria são compostos (23%). Os grãos simples apresentam zonamentos contínuos de crescimento concêntricos (25%),

mas também é possível observar crescimentos concêntricos na zona mais externa dos grãos e uma diferenciação na zona mais interna com zonamentos do tipo setorial (2%) (Figura IV.35, B22), irregular (7%) e mesmo sem qualquer zonamento identificável (9%). Também os grãos com zonamento do tipo bandado (6%) (Figura IV.35, B58) podem, na parte interna do grão, apresentar-se com crescimento concêntrico (1%) ou irregular (1%). O zonamento do tipo setorial também está presente (4%), podendo do mesmo modo ocorrer grãos em que a parte central do grão é irregular (1%) ou não zonada (1%). Podem observar-se ainda grãos com zonamento de crescimento do tipo apical (1%) e, tal como nos casos anteriores, também com zonas mais internas com zonamentos diferenciados do tipo setorial (1%), concêntrico (1%), bandado (1%), irregular (2%) e não zonado (1%). Finalmente a amostra inclui grãos de zircão com zonamentos irregulares (8%), grãos não zonados (5%) (Figura IV.35, A33) e, também um grão não zonado com crescimento concêntrico na zona central.

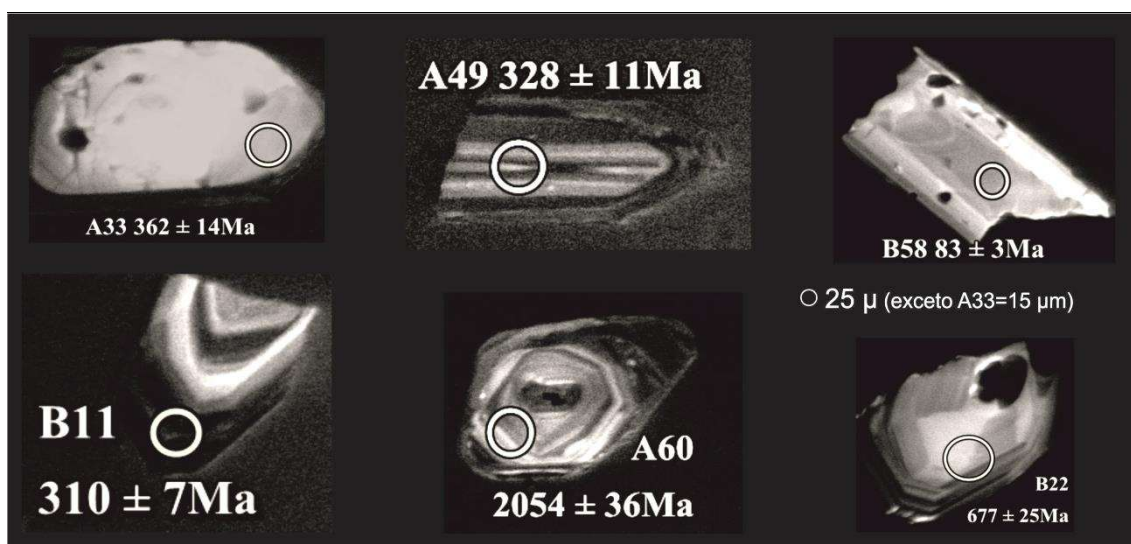


Figura IV.35 – Imagens CL de alguns grãos da amostra PN-1 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. B22 – Grão simples com crescimento setorial na zona central do grão e crescimento concêntrico na zona mais externa; B58 – Grão simples com zonamento do tipo bandado; A33 – Grão simples não zonado; A60 – Grão composto com zonamentos concêntricos; B11 – Grão composto com núcleo com zonamento concêntrico e zona externa com crescimento apical; A49 – Grão composto com núcleo com zonamento bandado e crescimento posterior apical/concêntrico.

No que respeita aos grãos compostos, a classe mais representada é a de grãos com núcleo com zonamento concêntrico e crescimentos posteriores também concêntricos (6%) (Figura IV.35, A60) ou apicais (4%) (Figura IV.35, B11). Os núcleos com zonamento bandado apresentam zonas de crescimento posterior com zonamentos do tipo concêntrico (2%), apical (2%) (Figura IV.35, A49) e irregular (1%). Por sua vez o zonamento setorial também se observa nalguns núcleos com crescimentos posteriores do tipo concêntrico (<1%) ou irregular (<1%). Finalmente ocorrem grãos cujo núcleo apresenta um zonamento irregular, com os crescimentos tardios a variar entre o concêntrico (4%), apical (2%), irregular (<1%) e não zonado (<1%).

A concentração de U varia entre 3 ppm (A55) e 712 (A35); por sua vez a razão Th/U apresenta variações entre 0,003 (B43) e 1,48 (B16) com um valor médio de 0,52. As idades obtidas encontram-se na Tabela 7 do Apêndice D.

Os zircões apresentam uma distribuição de idades (Figura IV.36) muito heterogênea, com cerca de 37% de grãos de idade cretácica, 34% de zircões correspondentes a idades precâmbrias e cerca de 27% de idades paleozoicas. A população mais representativa corresponde ao Cretácico Superior (36,1%), repartida pelo Campaniano com 26,2% (32 grãos, no intervalo ca. 84-73 Ma), Santoniano com 4,9% (6 grãos, no intervalo ca. 86-84 Ma), Coniaciano com 4,1% (3 grãos, no intervalo ca. 88-87 Ma), Turoniano com 1,6% (2 grãos, ca. 92-91 Ma) e pelo Cenomaniano com 0,8% (1 grão, ca. 95 Ma). Existe um único grão de idade correspondente ao Albiano (ca. 113 Ma) incluído no Cretácico Inferior. No Paleozoico predomina a população de zircões de idade carbónica (22,1%), estando também representadas idades do Devónico (4,1%), Câmbrico (1,6%) e Ordovícico (0,8%).

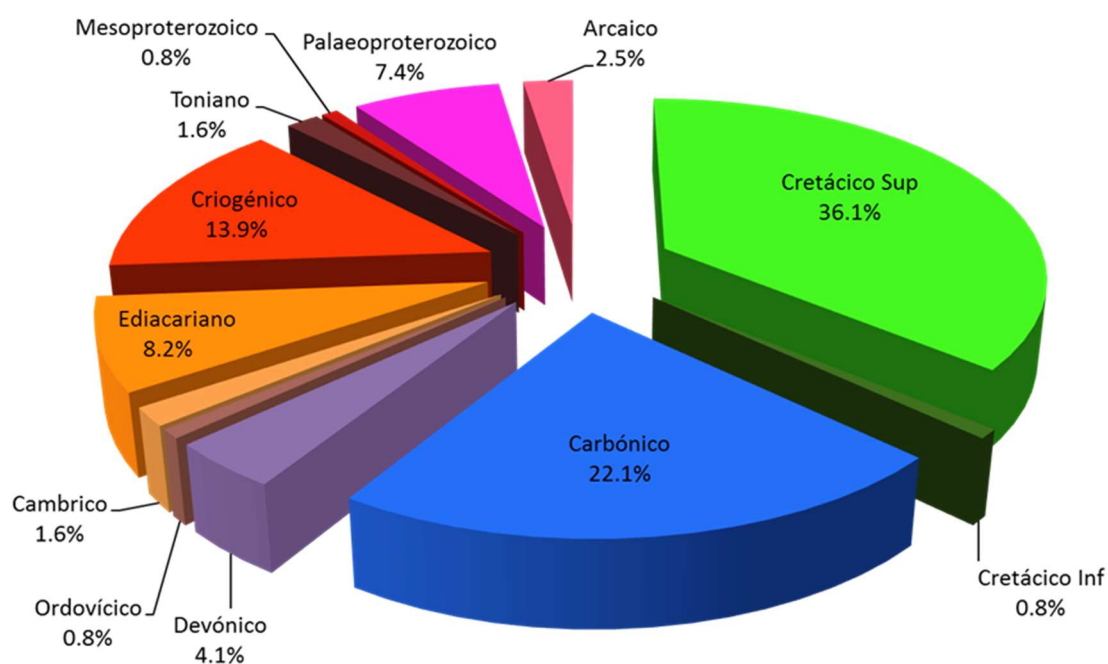


Figura IV.36 – Distribuição das idades dos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

No caso dos zircões carbónicos, estão representados os intervalos Viseano (6,6%, 8 grãos, no intervalo ca. 346-331 Ma), Bashkiriano (4,9%, 6 grãos, no intervalo ca. 328 a 317 Ma), Serpukhoviano (4,1%, 5 grãos, no intervalo ca. 328-323 Ma), Moscoviano (3,3%, 4 grãos, no intervalo ca. 313-307 Ma), Kasimoviano (1,6%, 2 grãos, no intervalo ca. 307-306 Ma) e Tournaisiano (1,6%, 2 grãos, entre ca. 350-349 Ma). O Devónico inclui apenas grãos do

Fameniano (4,1%, 5 grãos, de ca. 364 a ca. 361 Ma). O único grão ordovícico é do Tremadaciano (ca. 482 Ma) existindo ainda dois grãos câmbricos (1,6%, ca. . 511 Ma e ca. 493 Ma).

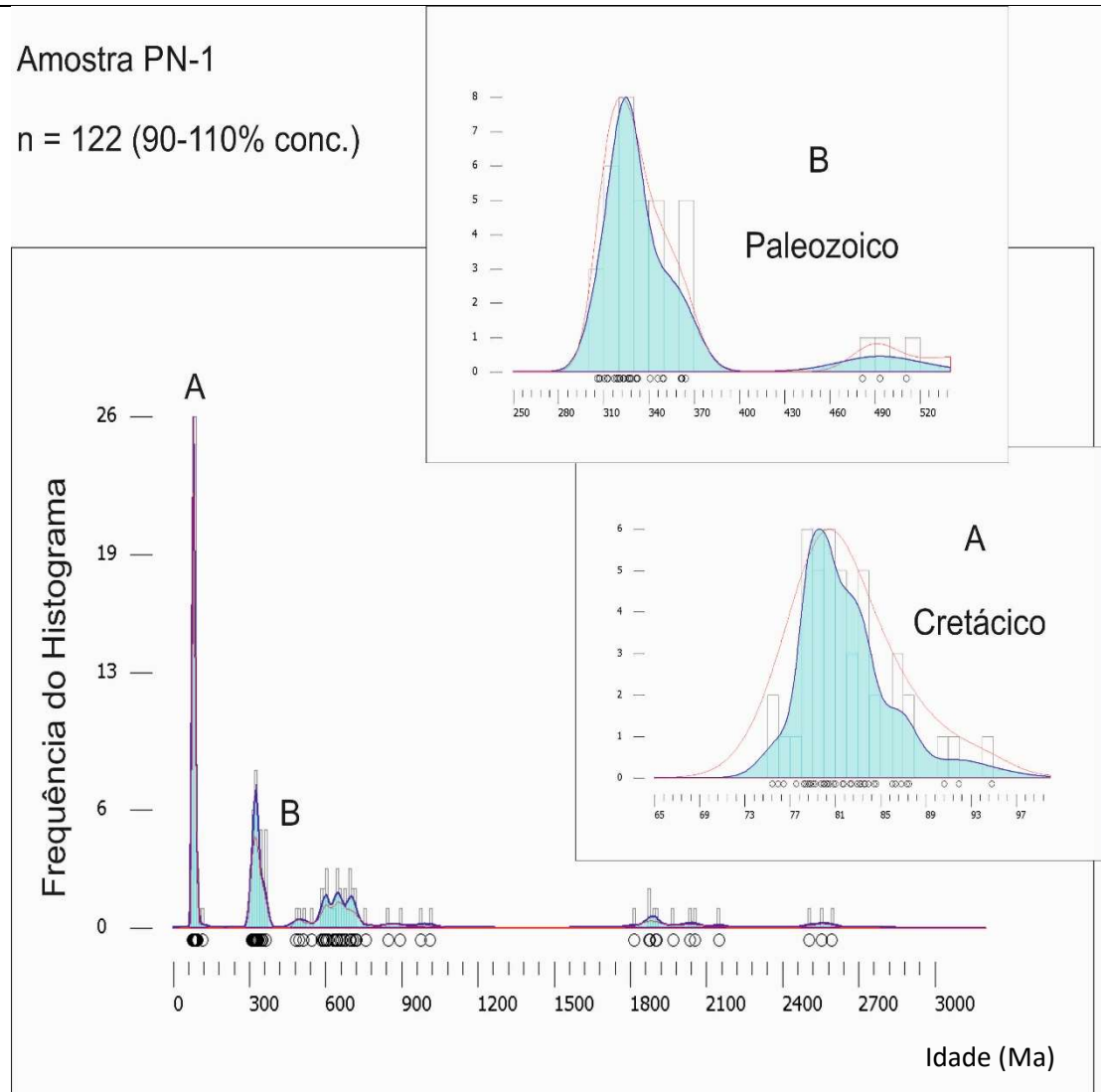


Figura IV.37 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra PN-1 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10 e para o detalhe cretácico *bandwidth*=1; *binwidth*=1).

Os zircões mais antigos estão distribuídos pelo Neoproterozoico (23,8%), Paleoproterozoico (7,4%), Arcaico (2,5%) e Mesoproterozoico (0,8%). Mais detalhadamente, os grãos Neoproterozoicos estão incorporados nos intervalos de idade correspondentes ao Criogénico (13,9%, 17 grãos, no intervalo ca. 844-640 Ma), Ediacariano (8,2%, 10 grãos, no intervalo ca. 634-542 Ma) e Toniano (1,6%, 2 grãos, entre ca. 973-890 Ma). O zircão mesoproterozoico pertence ao Steniano (0,8%, ca. 1,0 Ga) enquanto os paleoproterozoicos se distribuem pelo Orosiriano (5,7%, 7 grãos, no intervalo ca. 2,0-1,8 Ga) e Rhyaciano (1,6%, 2

grãos, ca. 2,1 Ga). Os zircões de idade arcaica estão inseridos no intervalo correspondente ao Neoproterozoico (3 grãos, de ca. 2,6 a ca. 2,5 Ga).

A Figura IV.37 mostra o histograma, PDP e KDE para a amostra PN-1, com detalhe dos intervalos correspondentes ao Cretácico (A) e ao Paleozoico (B). O pico mais expressivo coincide com o Cretácico Superior (ca. 80 Ma), com ligeiras inflexões da curva aos ca. 83 Ma e ca. 87 Ma. Um pico de segunda ordem surge no Paleozoico aos ca. 324 Ma. Com menor representatividade ocorrem três picos no Neoproterozoico, aos ca. 600 Ma, ca. 647 Ma e ca. 700 Ma. Os restantes picos são considerados residuais.

IV-4.4. AMOSTRA PN-2 (AREIA PLIO-PLEISTOCÊNICA; ARRIBA DA PRAIA DO NORTE)

Os grãos desta amostra PN-2 são, em termos granulométricos, mais representados pela classe 250-355 μm (39%), seguindo-se as duas classes consecutivamente inferiores, 125-180 μm e 180-250 μm , respetivamente com 23% e 14% dos grãos, sendo a amostra classificada principalmente como uma areia média (ver Apêndice B).

Foram analisados 59 grãos dos quais 49 são concordantes. Em seis grãos realizaram-se duas análises em cada. Os resultados desta amostra constam do Apêndice D – Tabela 8 e as imagens de CL no Apêndice C, Figura C.7.

Na Figura IV.38 está projetado o diagrama de concórdia para os dados da amostra PN-2. Observa-se uma concentração de idades cretácicas mais recentes que ca. 100 Ma. A população mais antiga seguinte concentra-se no intervalo ca. 400-250 Ma tornando-se mais dispersa no intervalo ca. 750-450 Ma. As idades mais antigas obtidas nesta amostra ocorrem no intervalo ca. 2,2-1,9 Ga.

No conjunto de 59 grãos verificou-se que 38 grãos eram transparentes (64%) e 20 eram translúcidos (34%), sendo um translúcido com coloração acastanhada. A maior parte dos grãos estava incluída na classe granulométrica 125-250 μm (68%) estando os restantes 19 grãos na classe inferior (32%). Quanto à forma, predominam os grãos subédricos (51%) e anédricos (46%) e apenas 3% de grãos são euédricos. No que respeita à esfericidade evidenciada pelos grãos observou-se que predominavam os subangulares (58%), seguido dos angulares (27%) e dos subrolados (15%). No parâmetro hábito identificaram-se grãos aciculares (3%), prismáticos (27%), prismáticos piramidais (3%), achatados (25%) e também grãos sem hábito definido (41%). A presença de inclusões foi encontrada em apenas oito grãos (14%).

A catodoluminescência permitiu identificar 47 grãos simples (80%) e 11 grãos compósitos (20%). Os grãos simples apresentam zonamento concêntrico (31%) e por vezes observa-se diferenciação na zona mais interna do grão com zonamentos bandados (5%), setorial (<2%), irregular (<2%) e não zonado (5%). Observam-se também grãos com zonamento

bandado (8%) (Figura IV.39, A6), que por vezes se mostra irregular na zona central (<2%), e com zonamento setorial (3%) também por vezes com diferenciação de zonamento irregular (<2%) no centro do grão. Foi observado apenas um grão com zonamento apical na zona mais externa do grão e zonamento concêntrico na mais interna. Ocorrem também grãos com zonamentos irregulares (Figura IV.39, A42), que podem não apresentar zonamento na zona central do grão (5%) ou esta ser do tipo setorial (5%). Finalmente observam-se grãos não zonados (8%) que podem na zona mais interna do grão revelar zonamento concêntrico (<2%).

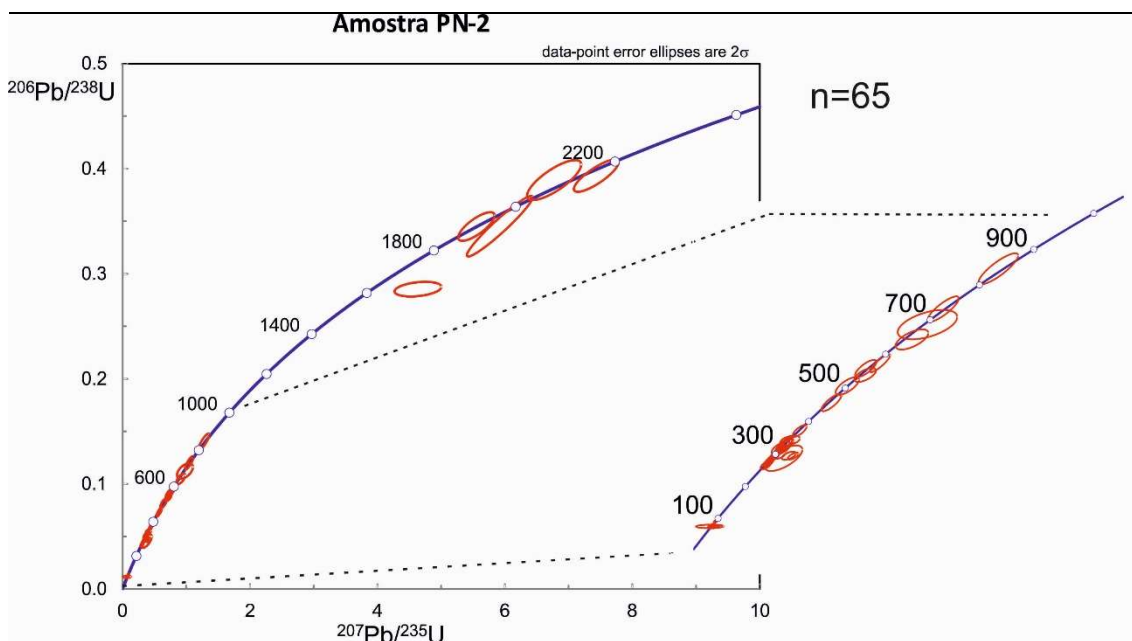


Figura IV.38 – Diagrama de concordância para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra PN-2 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Nos 11 grãos compósitos desta amostra PN-2 predominam os que apresentam núcleo com zonamento concêntrico e crescimento posterior também concêntrico (7%), apical (<2%), bandado (<2%) e sem qualquer zonamento (<2%). Apenas um grão mostra núcleo com zonamento bandado e crescimento concêntrico (Figura IV.39, A30/A31). Observam-se ainda grãos com núcleo irregular e crescimentos dos tipos irregular (<2%) (Figura IV.39, A45/A46) e concêntrico (3%) (Figura IV.39, A34/A35).

A concentração de U varia nesta amostra entre 45 ppm (A46) e 1220 ppm (A48), enquanto a razão Th7U apresenta uma média de 0,5 variando no intervalo 0,05 (A59) e 1,19 (A55). Apenas três grãos compósitos apresentam duas datações nas zonas dos núcleos e nas zonas externas, mas sempre dentro dos limites de erro do método, nomeadamente um grão Cretácico (A43/44; ca. 77-72 Ma), um grão Carbónico (A3/4; ca. 306-298 Ma) e um grão de idade paleoproterozoica (A45/46; 2 Ga) (ver Apêndice C).

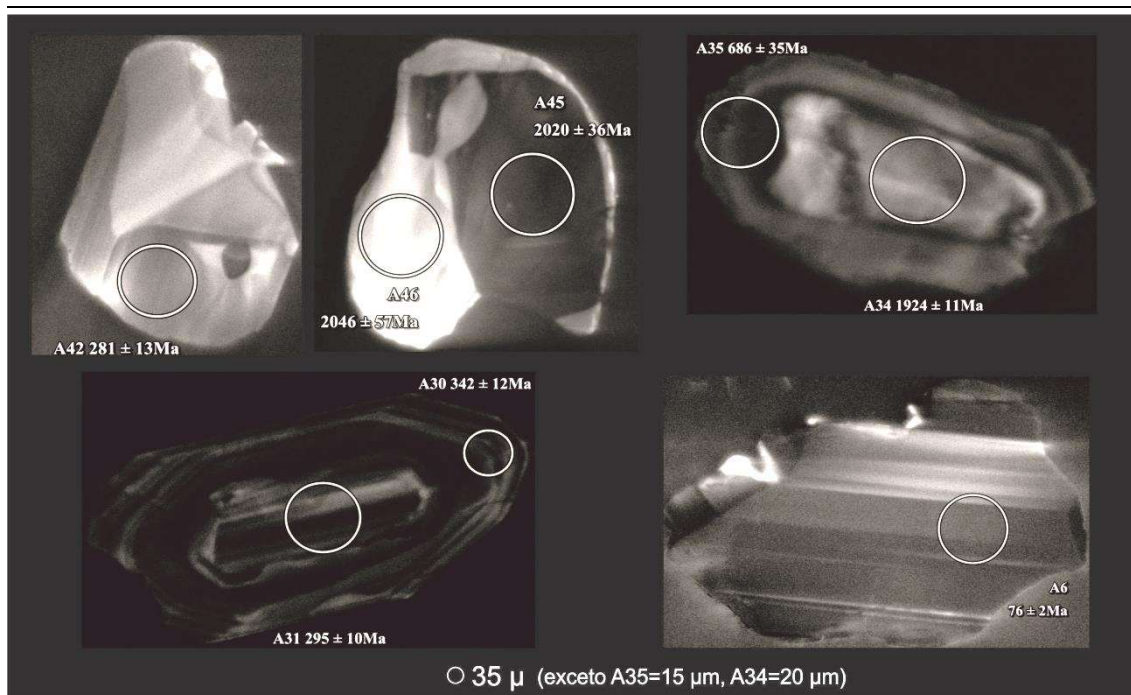


Figura IV.39 – Imagens CL de alguns grãos da amostra PN-2 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A42 – Grão simples com zonamentos irregulares; A6 – Grão simples com zonamento bandado; A30/A31 – Grão composto com núcleo com zonamento do tipo bandado e crescimento exterior concêntrico; A34/A35 – Grão composto com núcleo irregular e crescimento tardio com zonamento essencialmente concêntrico; A45/A46 – Grão possivelmente composto com zonamentos irregulares.

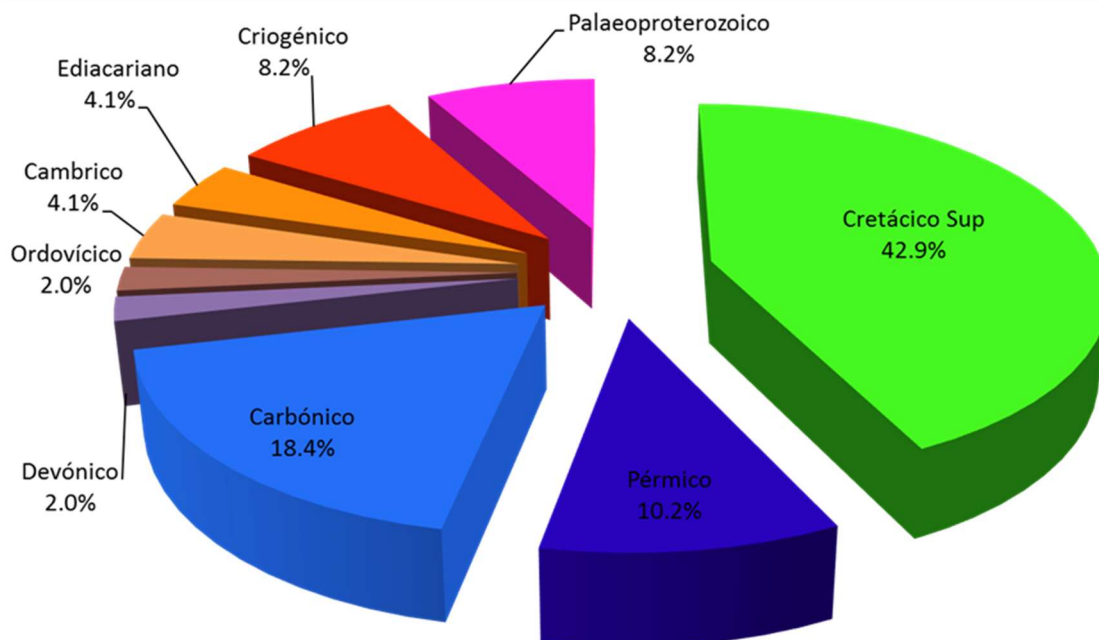
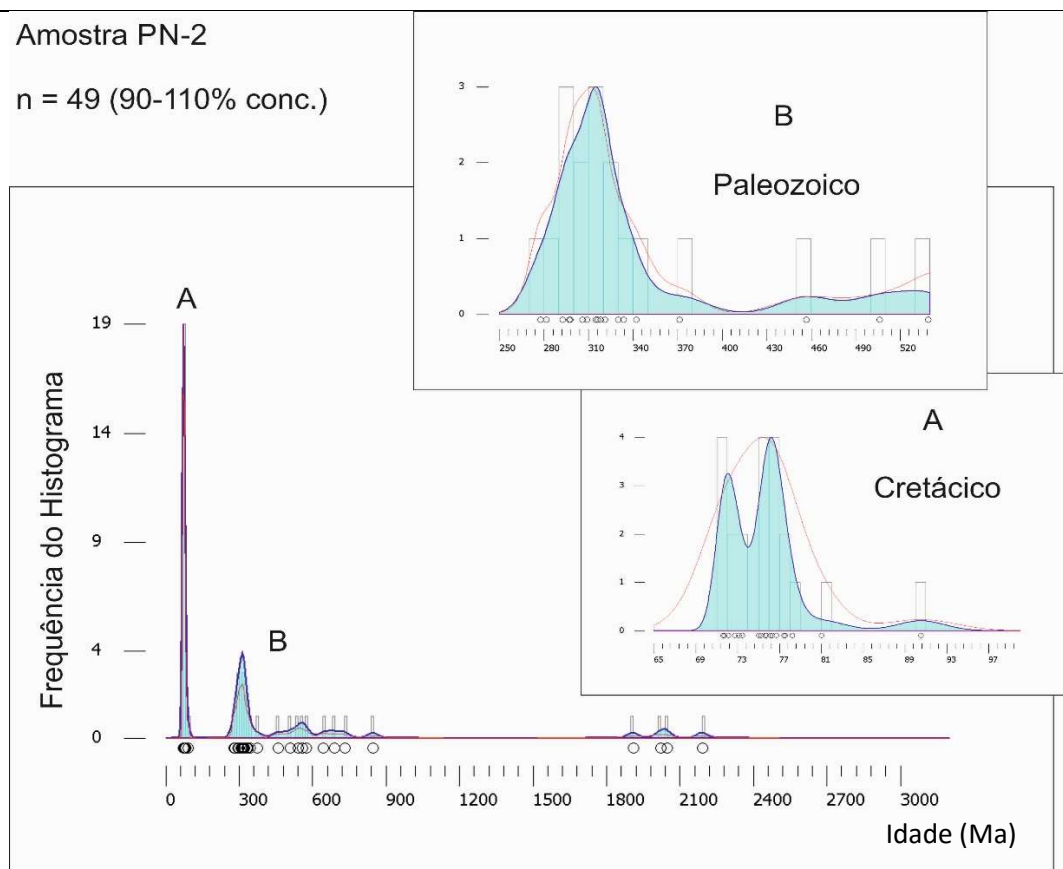


Figura IV.40 – Distribuição das idades dos zircões da amostra PN-2 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Nos 49 dados concordantes da amostra PN-2 (Figura IV.40) 4,9% pertencem ao Cretácico Superior, repartidos pelo Campaniano (32,7%, 16 grãos, no intervalo ca. 81-72 Ma),

Maastrichtiano (8,2%, 4 grãos, de ca. 72 Ma) e pelo Turoniano (2,0%, 1 grão, ca. 91 Ma). Dos restantes, cerca de 37% são de idade paleozoica e cerca de 20% são precâmbrios. A população de zircões paleozoicos está repartida pelo Carbónico (18,4%), Pérmico (10,2%), Câmbrico (4,1%), Devónico (2,0%) e Ordovícico (2,0%). No Pérmico existem grãos do Asseliano (4,1%, 2 grãos, com ca. 298 e 297 Ma), Kunguriano (4,1%, 2 grãos, ca. 281 e ca. 277 Ma) e do Sakmariiano (2,0%, 1 grão, ca. 293 Ma). O Carbónico inclui zircões do Bashkiriano (6,1%, 3 grãos, no intervalo ca. 321-316 Ma), Moscoviano (4,1%, 2 grãos, ca. 315 e ca. 309 Ma), Viseano (4,1%, 2 grãos, ca. 342 e ca. 333 Ma), Kasimoviano (2%, 1 grão, ca. 306 Ma) e Serpukhoviano (2%, 1 grão, ca. 330 Ma). O Devónico tem um único grão Fameniano (2%, ca. 371 Ma), o Ordovícico também apenas um grão, do Sandbiano (2%, ca. 457 Ma) e o Câmbrico inclui dois grãos (4,0%, ca. 539 Ma e ca. 506 Ma).



Do Neoproterozoico fazem parte 12,2% dos zircões, distribuindo-se pelo Criogénico (8,2%, 4 grãos, no intervalo ca. 846-643 Ma) e pelo Ediacariano (4,1%, 2 grãos, ca. 574 e ca. 558 Ma). Os restantes 8,2% são idades paleoproterozoicas com os zircões a distribuírem-se

pelos intervalos de idade correspondentes ao Orosiriano (6,1%, 3 grãos, no intervalo ca. 2-1,9 Ga) e Rhyaciano (2,0%, 1 grão, ca. 2,2 Ga).

Na Figura IV.41 estão representados os histogramas de frequência e os diagramas das distribuições de probabilidade relativa e de Kernel para os dados concordantes das idades da amostra PN-2. O pico principal observado é de idade cretácica (ca. 76 Ma), com um pico mais recente aos ca. 72 Ma (Figura IV.41 A). Identifica-se um pico de segunda ordem aos ca. 314 Ma. Se se aumentar o detalhe (Figura IV.41 B) manuseando os parâmetros do gráfico poderão identificar-se duas inflexões na curva Kernel aos ca. 280 Ma e ca. 296 Ma, indicando zircões de idade pérmica. No início do Neoproterozoico está representado um pico aos ca. 559 Ma, sendo os restantes picos pouco representativos ou residuais.

IV-4.5. AMOSTRA ST-5 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DE S. TORPES)

Nesta amostra predominam os grãos na classe 500-710 μm (43%), seguindo-se a classe inferior 355-500 μm (27%) e a seguinte, 250-355 μm com 11%, revelando tratar-se de uma areia grosseira a média (ver Apêndice B).

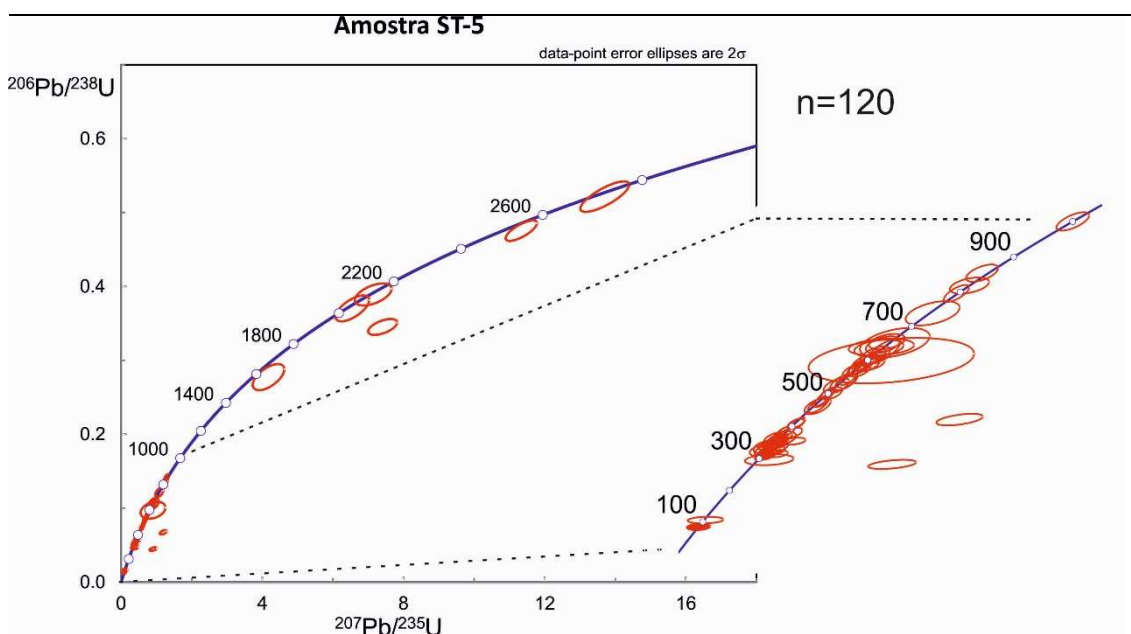


Figura IV.42 – Diagrama de concordância para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Foram sujeitos a ablação laser 116 grãos de zircão, com quatro grãos a ser alvo de duas análises cada. Resultaram 90 idades com concordância no intervalo 90-110% (ver Apêndice D – Tabela 9). As imagens de CL encontram-se no Apêndice C, Figura C.8.

No diagrama de concórdia da amostra ST-5 (Figura IV.42) a projeção dos valores concordantes e discordantes de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ mostra que as maiores concentrações de dados e respetivas elipses de erro ocorrem para idades inferiores a 1 Ga, nomeadamente nos intervalos ca. 88-78 Ma, ca. 400-300 Ma e ca. 700-450 Ma. Os zircões mais antigos que 1 Ga estão dispersos. Os resultados francamente discordantes, identificados pelas elipses de erro muito distantes da curva de concórdia são pouco representativos.

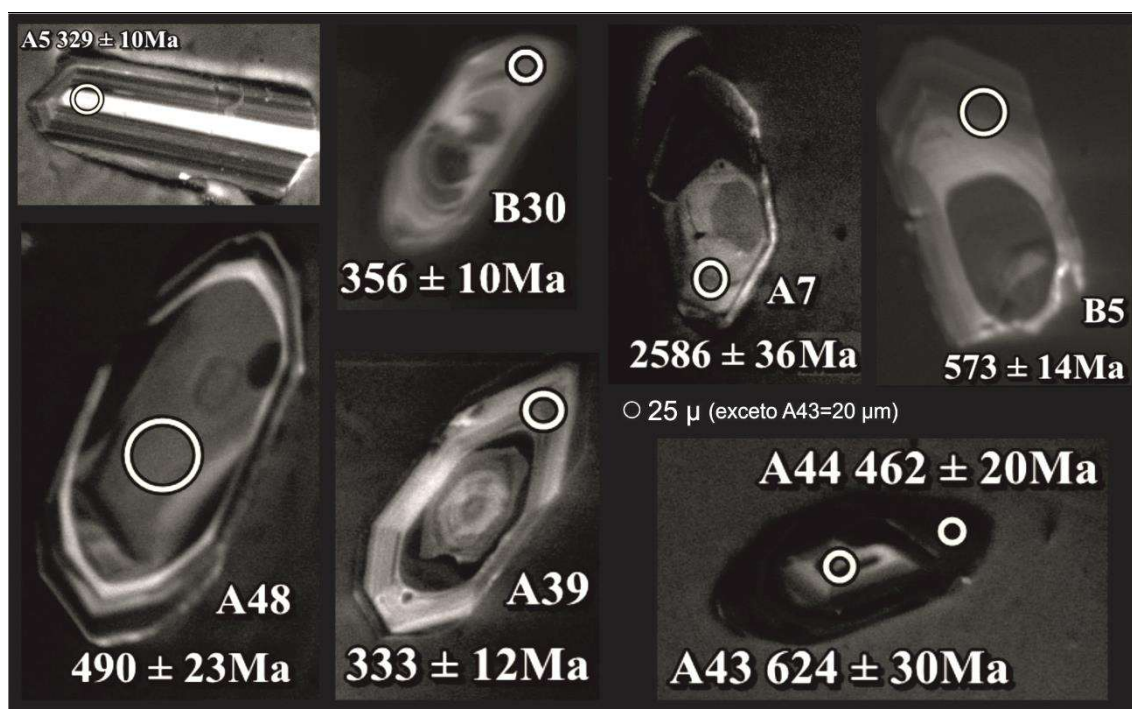


Figura IV.43 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-5 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. B5 – Grão simples com zonamento exterior concêntrico e sem zonamento na zona interior do grão; A5 – Grão simples com zonamento bandado; B30 – Grão simples com zonamento irregular na zona central e do tipo apical nos extremos do grão; A39 – Grão composto com crescimento antigo e mais recente do tipo concêntrico; A43/A44 – Grão composto com núcleo aparentando zonamento bandado (?) e crescimentos posteriores concêntricos; A7 – Grão composto com núcleo com crescimento setorial e pelo menos um crescimento exterior do tipo concêntrico; A48 – Grão composto com núcleo sem padrão de zonamento identificável rodeado por crescimento tardio do tipo concêntrico.

A cor dos grãos desta amostra está repartida pelo transparente e translúcido. Os grãos transparentes apresentam-se incolores (41%) ou ligeiramente amarelados (10%), enquanto os translúcidos (41%) podem apresentar tonalidades amareladas (3%) e acastanhadas (4%). No que respeita à distribuição pelas duas classes granulométricas utilizadas predominam ligeiramente os grãos mais pequenos (53%) compreendidos entre 63-125 μm com menores proporções dos grãos maiores (47%) da classe seguinte. O parâmetro forma enquadrrou principalmente grãos subédricos (57%), seguindo-se grãos euédricos (28%) e menor proporção de grãos anédricos (15%). Quanto à esfericidade predominam largamente os grãos subangulares (72%) com abundâncias muito inferiores de grãos angulares (17%) e subrolados (11%). No que respeita ao hábito dos grãos da amostra ST-5, observam-se grãos prismáticos (42%), achatados (44%),

piramidais (3%), bipiramidais (2%) e ainda grãos sem hábito definido (9%). A grande maioria dos grãos observados não aparenta conter inclusões (92%).

O estudo da morfologia interna definiu 80 grãos simples (69%) e 36 grãos compostos (31%). Nos grãos simples predominam os zonamentos concêntricos (20%), ocorrendo também grãos em que por vezes a zona mais interna evidencia zonamento diferenciado, do tipo bandado (<1%), irregular (13%) ou mesmo sem zonamento (15%) identificável (Figura IV.43, B5). Nalguns grãos observam-se zonamentos bandados (3%) (Figura IV.43, A5). Também está presente o zonamento setorial (2%) em que também pode ocorrer diferenciação na zona interna do grão com zonamentos não definidos (2%). O zonamento apical pode observar-se em grãos onde a zona interna é irregular (3%) (Figura IV.43, B30) ou não zonada (3%). Ocorrem também grãos com zonamentos irregulares (4%), com zonas mais internas setoriais (<1%) e não zonadas (<1%) e ainda grãos sem qualquer zonamento (3%) visível na imagem de catodoluminescência.

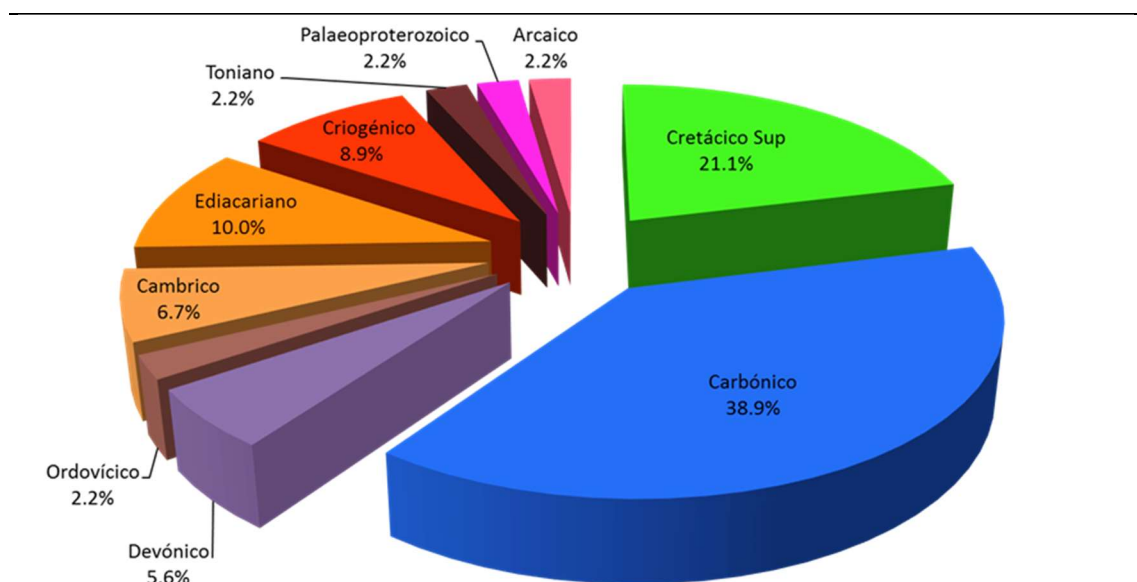


Figura IV.44 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S. Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Os núcleos dos grãos compostos mostram principalmente zonamentos concêntricos com crescimentos posteriores também concêntricos (6%) (Figura IV.43, A39), apicais (1%) ou irregulares (5%). Quando os núcleos são de natureza bandada os crescimentos envolventes são concêntricos (Figura IV.43, A43/A44) (6%) e irregulares (2%). Observam-se ainda nesta amostra núcleos com zonamento setorial e crescimentos concêntricos (2%) (Figura IV.43, A7) e um núcleo com zonamento apical e crescimento também concêntrico (<1%). Identificaram-se igualmente núcleos herdados com zonamento irregular em redor dos quais cresceu novo zircão

com zonamento concêntrico (6%) (Figura IV.43, A48) e irregular (<1%). Finalmente foi possível reconhecer núcleos sem qualquer zonamento em redor dos quais cresceu um zonamento concêntrico (2%).

A concentração de U varia entre 7 ppm (B60) e 362 ppm (A19); por sua vez a razão Th/U apresenta como valor mínimo 0,002 (B15) e máximo de 0,98 (B27) correspondendo a um valor médio de 0,34. Destaque para o grão compósito A58/59 (Apêndice C) com um núcleo herdado de idade paleoproterozoica (ca. 2,1 Ga) rodeado por crescimento de idade ordovícica (ca. 466 Ma).

Os 90 resultados concordantes distribuem-se (Figura IV.44) maioritariamente pelo Paleozoico (53,3%) e os restantes estão incluídos no Precâmbrico (25,6%) e no Cretácico (21,1%). Estes últimos estão distribuídos no Cretácico Superior, pelo Campaniano (15,6%, 14 grãos, no intervalo ca. 83-79 Ma), Santoniano (3,3%, 3 grãos, no intervalo ca. 85-84 Ma) e Coniaciano (2,2%, 2 grãos, ca. 88 Ma). O Paleozoico representa a população dominante, distribuída pelo Carbónico (38,9%), Câmbrico (6,7%), Devónico (5,6%) e Ordovícico (2,2%). No Carbónico, os zircões estão distribuídos pelo Tournaisiano (13,3%, 12 grãos, no intervalo ca. 359-347 Ma), Moscoviano (6,7%, 6 grãos, no intervalo ca. 314-308 Ma), Viseano (6,7%, 6 grãos, no intervalo ca. 339-331 Ma), Bashkiriano (5,6%, 5 grãos, no intervalo ca. 323-316 Ma), Serpukhoviano (4,4%, 4 grãos, no intervalo ca. 329-324 Ma) e pelo Kasimoviano (2,2%, 2 grãos, ca. 305 Ma). No Devónico, existem zircões no Fameniano (2,2%, 2 grãos, ca. 369 e ca. 363 Ma), Givetiano (1,1%, 1 grão, ca. 384 Ma), Emsiano (1,1%, 1 grão, ca. 408 Ma) e Lochkoviano (1,1%, 1 grão, ca. 412 Ma). Existem ainda dois grãos do Ordovícico (2,2%, ca. 475 Ma e 466 Ma) e quatro grãos do Câmbrico (6,6%, no intervalo ca. 501-490 Ma).

A população mais antiga de idade precâmbrica divide-se pelo Neoproterozoico (21,1%), Paleoproterozoico (2,2%) e Arcaico (2,2%). No primeiro caso, os zircões Neoproterozoicos estão distribuídos pelo Ediacariano (10%, 9 grãos, no intervalo ca. 625-542 Ma), Criogénico (8,9%, 8 grãos, no intervalo ca. 818-636 Ma) e Toniano (2,2%, 2 grãos, ca. 1,0 Ga e ca. 854 Ma). Os grãos mais antigos são do Paleoproterozoico (2,2%, 2 grãos, ca. 2,1 Ga) e do Neoarcaico (2,2%, 2 grãos, ca. 2,7 e ca. 2,6 Ga).

O diagrama de distribuição de probabilidades, diagrama Kernel e histograma de frequências (Figura IV.45) mostram que o pico mais expressivo ocorre aos ca. 81 Ma, e que analisado mais em detalhe (Figura V.27-A, com parâmetros de *binwidth* e *bandwidth* = 1) revela inflexões aos ca. 83 Ma e ca. 88 Ma. O segundo pico mais representativo coincide com o intervalo Devónico-Carbónico, nomeadamente aos ca. 324 Ma com outro pico ligeiramente inferior aos ca. 348 Ma (Carbónico). Numa terceira ordem de grandeza encontram-se os picos

correspondentes ao intervalo ca. 700-450 Ma, aos ca. 496 Ma, ca. 534 Ma, ca. 584 Ma, ca. 613 Ma e o mais representativo aos ca. 643 Ma. Os restantes picos representados são residuais.

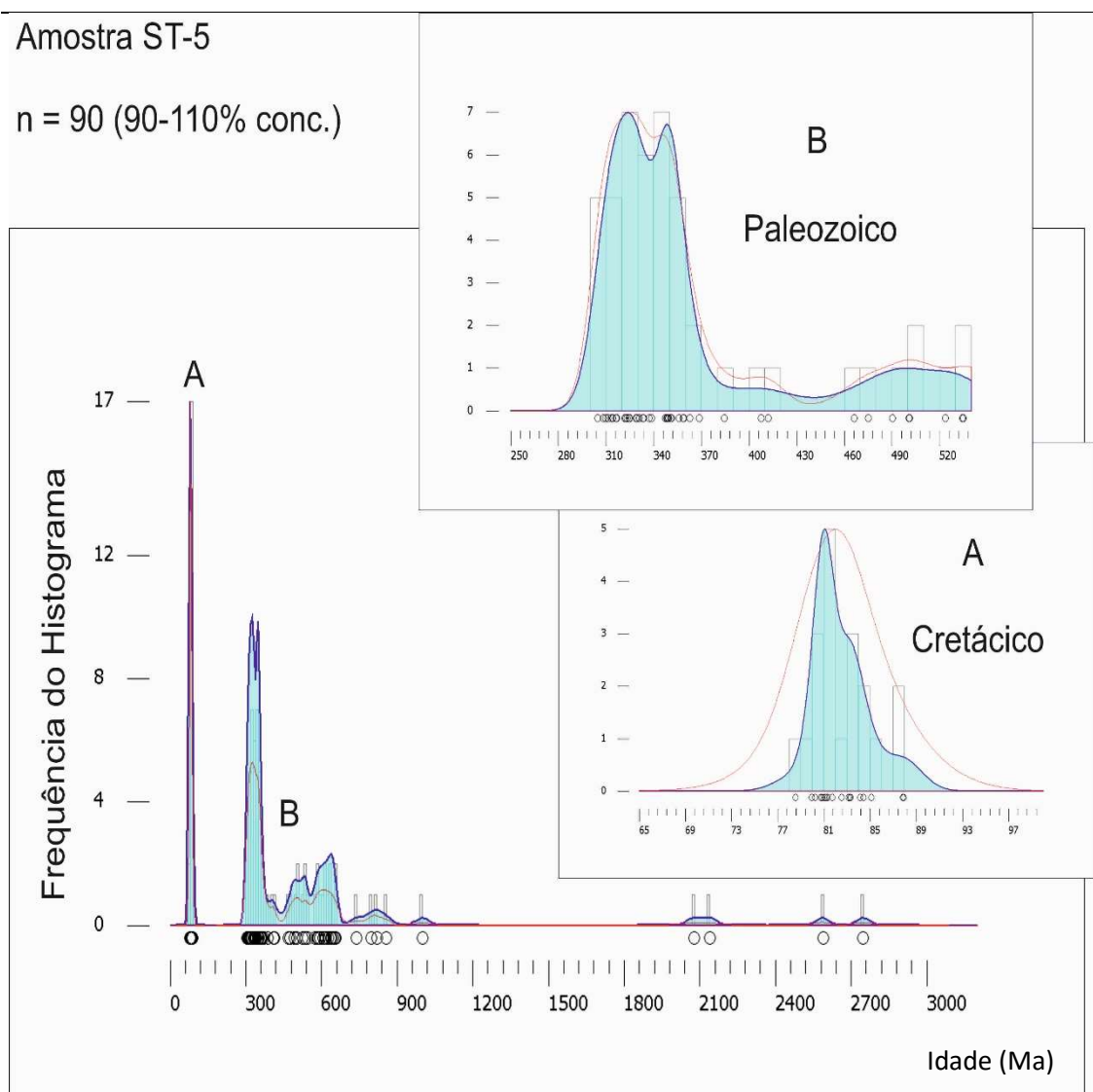


Figura IV.45 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-5 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10 e para o detalhe cretácico *bandwidth*=1; *binwidth*=1).

IV-4.6. AMOSTRA ST-6 (AREIA PLIO-PLEISTOCÉNICA; ARRIBA DA PRAIA DE S. TORPES)

A granulometria desta amostra revelou uma distribuição entre 10-18% pelas cinco classes principais, compreendidas entre 250 e 1000 μm , podendo ser classificada como uma areia média-grosseira (ver Apêndice B).

Na amostra ST-6 foram analisados 23 grãos de zircão. Dos 26 dados válidos (3 grãos foram analisados 2 vezes cada) apenas 17 são concordantes no intervalo 90-110% (ver Apêndice D – Tabela 10).

O diagrama de concórdia das idades da amostra ST-6 pode observar-se na Figura IV.46. A dispersão de dados é relativamente grande uma vez que o número de zircões da amostra é relativamente pequeno. No entanto, observa-se uma concentração de dados preferencialmente para idades inferiores a ca. 100 Ma (Cretácico) e para idades no intervalo ca. 400-300 Ma (Devónico-Carbónico).

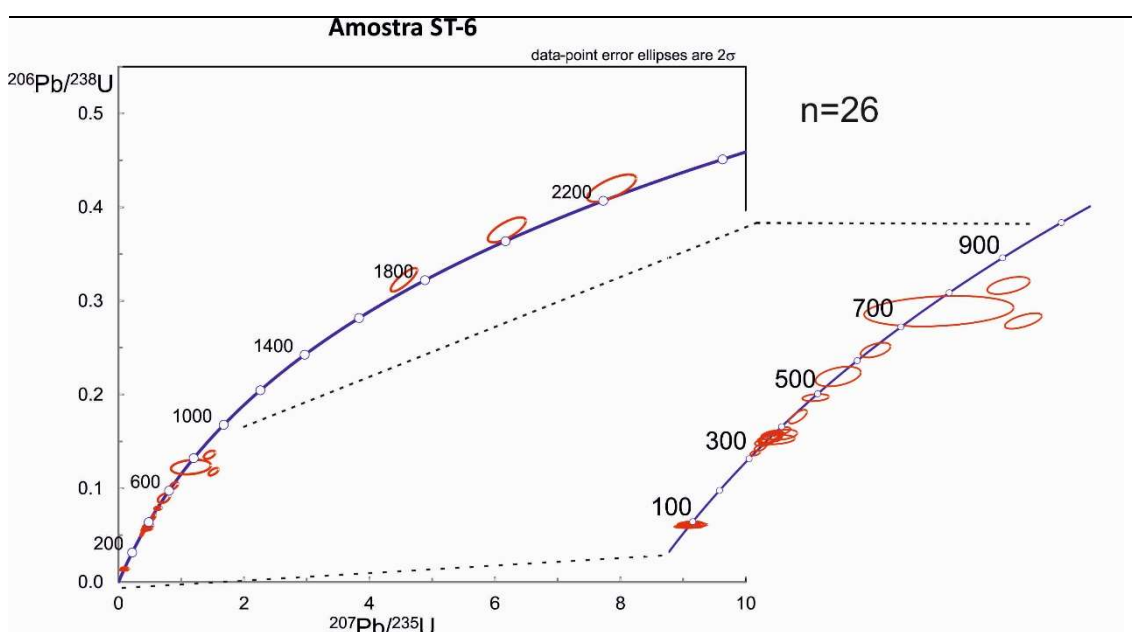


Figura IV.46 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A maioria dos grãos (Figura C.9 - Apêndice C) são translúcidos (87%), apenas dois grãos (9%) tinham cor transparente e um (4%) cor acastanhada. No que respeita aos tamanhos, os grãos desta amostra estavam repartidos de modo aproximadamente semelhante pelas duas classes granulométricas utilizadas, 13 grãos na classe 63-125 μm (57%) e 10 grãos na classe 125-250 μm (43%). A forma dos grãos enquadrava-se principalmente na classe de grãos subédricos (57%), seguida dos grãos anédricos (30%) e em minoria os euédricos (13%). Quanto ao parâmetro de esfericidade predominam grãos subangulares (61%) com menores proporções de angulares (35%) e apenas um grão subrolado (4%). No que respeita ao hábito dos grãos da amostra ST-6 observam-se grãos prismáticos (30%), prismáticos piramidais (9%), prismáticos bipiramidais (4%), achatados (26%) e grãos sem hábito definido (30%). Não foi observada nenhuma inclusão em qualquer dos grãos desta amostra.

O estudo da morfologia interna revelou 8 grãos simples (35%) e 15 grãos compostos (65%). Os grãos simples apresentam um zonamento concêntrico (17%), que pode apresentar-se não zonado na zona mais interna do grão (>4%), setorial também não zonado no centro do grão (>4%), grãos com zonamento irregular (>4%) e ainda grãos sem qualquer zonamento (>4%) (Figura IV.47, A15). Os grãos compostos da amostra ST-6 são principalmente núcleos com zonamento concêntrico e crescimentos posteriores também concêntricos (26%) (Figura IV.47, A21), setorial (>4%) e bandado (4%). Observam-se grãos com núcleo com zonamento bandado e crescimento concêntrico (13%) (Figura IV.47, A26/A27). Os restantes grãos evidenciam núcleos com crescimentos irregulares e crescimentos tardios do tipo concêntrico (>4%), setorial (>4%) (Figura IV.47, A18) e apical (9%) (Figura IV.47, A1/A2).

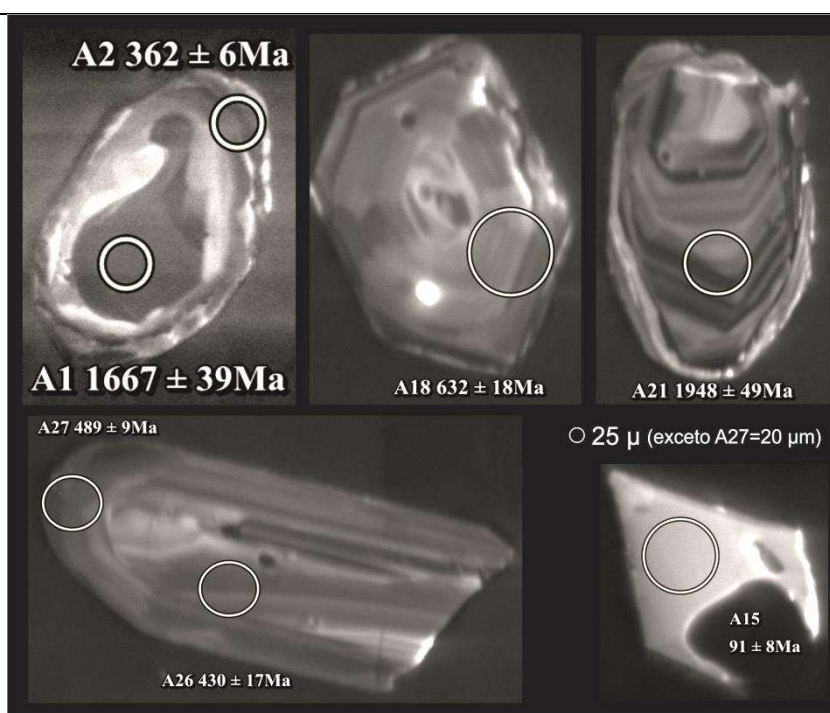


Figura IV.47 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-6 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A15 – Grão simples sem zonamentos; A1/A2 – Grão composto com núcleo mais antigo com crescimentos irregulares e zona exterior mais recente com zonamento concêntrico/apical; A26/A27 – Grão composto com zonamento bandado no núcleo e zonamento concêntrico no crescimento exterior; A18 – Grão provavelmente composto com núcleo irregular e crescimento com zonamento setorial, eventualmente com um segundo crescimento concêntrico; A21 – Grão composto com zonamentos concêntricos.

A concentração de U nos grãos amostrados variou entre 14 ppm (A19) e 261 ppm (A9), enquanto a razão Th/U varou entre 0,10 (A9) e 0,99 (A22) com uma média de 0,34. A idade mínima obtida foi de ca. 84 Ma e a mais antiga correspondeu a ca. 2,2 Ga. Os resultados da datação dos zircões desta amostra encontram-se na Tabela 10 do Apêndice D.

Foram obtidos apenas 17 grãos de zircão concordantes, em que 52,9% são paleozoicos, 29,4% são de origem precâmbrica e os restantes 17,6% são de idade cretácica (Figura IV.48).

Os três grãos cretácicos estão distribuídos pelo Santoniano (ca. 84 Ma), Coniaciano (ca. 88 Ma) e Turoniano (ca. 91 Ma), correspondendo uma percentagem de 5,9% a cada um dos andares. Os zircões paleozoicos estão representados por grãos do Carbónico (23,5%), Devónico (23,5%) e Câmbrico (5,9%). O Carbónico inclui grãos do Tournaisiano (11,8%, 2 grãos, ca. 358 e 351 Ma), Bashkiriano (5,9%, 1 grão, ca. 318 Ma) e Viseano (5,9%, 1 grão, ca. 335 Ma), enquanto os grãos devónicos estão incluídos no Fameniano (17,7%, 3 grãos, ca. 366 a 364 Ma) e no Frasniano (5,9%, 1 grão, ca. 373 Ma). O grão câmbrico pertence ao Furongiano (5,9%, ca. 489 Ma).

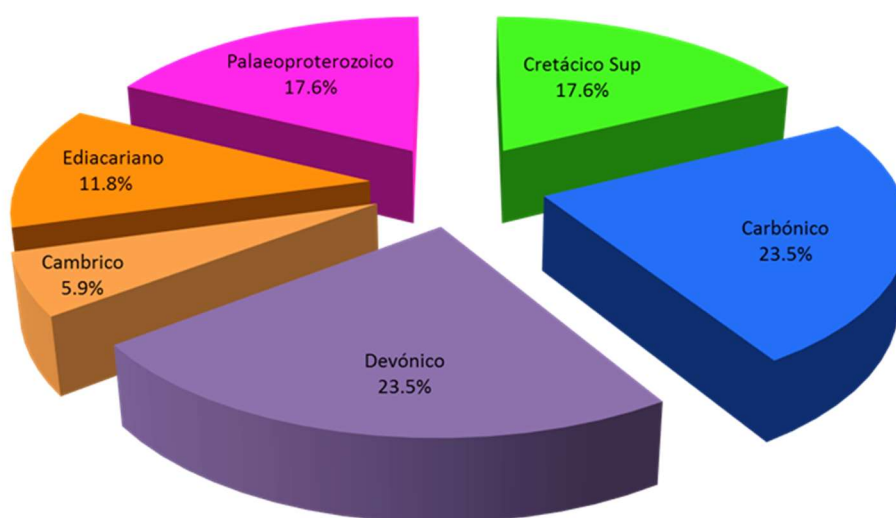


Figura IV.48 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Os zircões mais antigos distribuem-se pelo Paleoproterozoico (17,6%), com um zircão do Stateriano (ca. 1,7 Ga), um do Orosiriano (ca. 1,9 Ga) e outro do Rhyaciano (ca. 2,2 Ga), correspondendo a cada período um valor de 5,9% e pelo Neoproterozoico (11,8%, 2 grãos, ca. 632 Ma e 552 Ma).

No que respeita à distribuição da probabilidade e distribuição Kernel das idades obtidas, identificam-se dois picos mais importantes (Figura IV.49). Um de idades cretácicas, representado apenas por três grãos, com picos aos ca. 84 Ma, ca. 88 Ma e ca. 91 Ma, mas em que um ajuste da curva Kernel menos detalhado (com bandwidth=2) identifica apenas um pico centrado aos ca. 89 Ma. O outro pico mais importante ocorre aos ca. 363 Ma com uma inflexão lateral da curva aos ca. 324 Ma. Seguem-se picos menores e residuais.

Amostra ST-6

n = 17 (90-110% conc.)

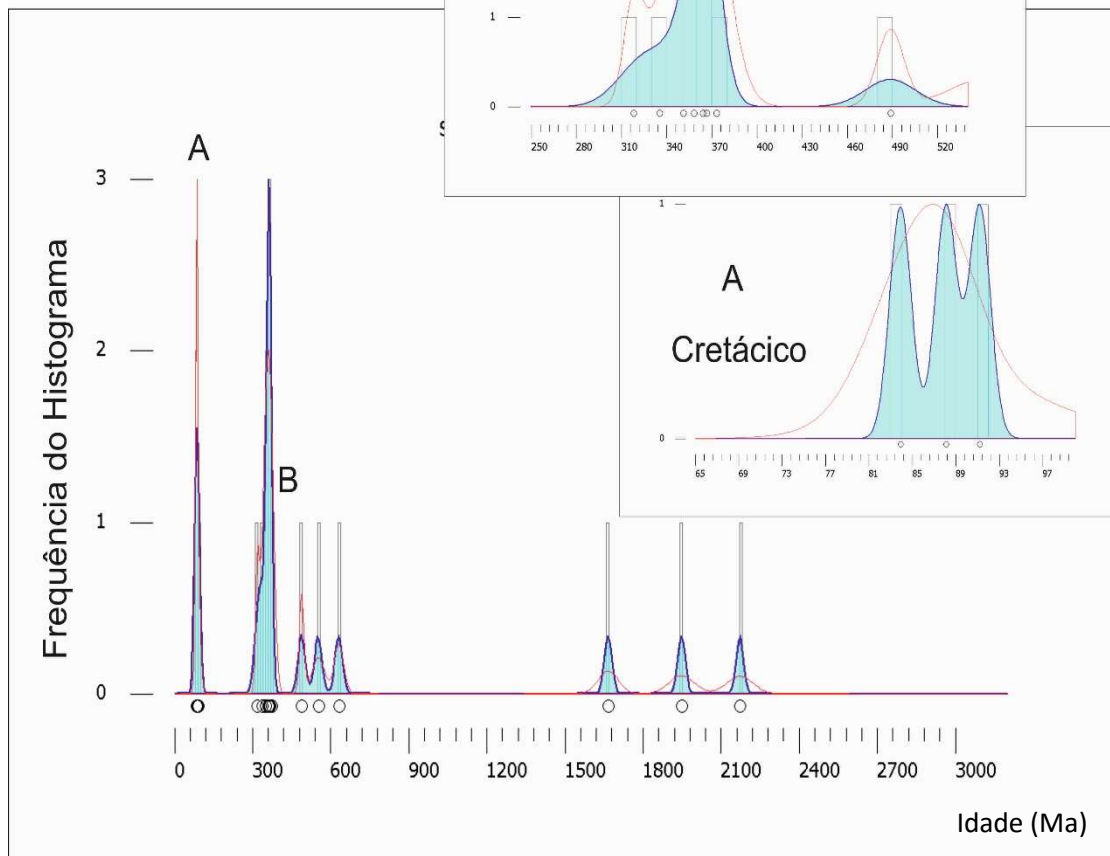


Figura IV.49 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-6 de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S.Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com $bandwidth=10$; $binwidth=10$ e para o detalhe cretácico $bandwidth=1$; $binwidth=1$).

IV-5. Areias de praia holocénicas

IV-5.1. AMOSTRA AN-3/4 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DA ABERTA NOVA)

Estas duas amostras foram utilizadas em conjunto, já que a granulometria observada na colheita previa a pouca abundância de grãos inferiores a 250 μm . Por essa razão foram colhidas duas amostras no mesmo local. A granulometria destas areias está distribuída fundamentalmente pela classe 500-710 μm (32-35%), seguida da classe 710-1000 μm (26-30%) e em terceiro lugar a classe 355-500 μm (19-22%), sendo designada por areia grosseira (Apêndice B).

Obtiveram-se somente 24 grãos de zircão que totalizaram 27 análises (com 3 grãos a serem analisados duas vezes cada) tendo sido obtidas 19 idades com concordância no intervalo 90-110% (Tabela 11 – Apêndice D).

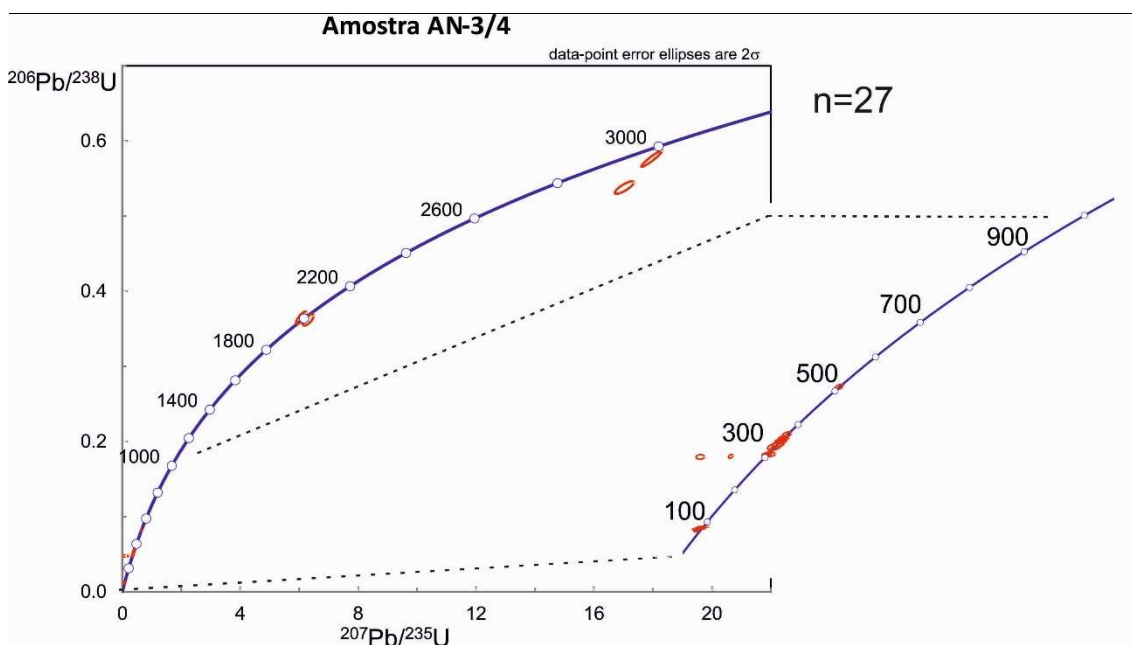


Figura IV.50 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocênica da Praia da Aberta Nova, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A representação dos dados num diagrama de concórdia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Figura IV.50) mostra uma distribuição dispersa de dados com alguma representatividade apenas no intervalo correspondente ao Devónico Superior-Carbónico e ao Cretácico. Os dados mais antigos não apresentam concordância.

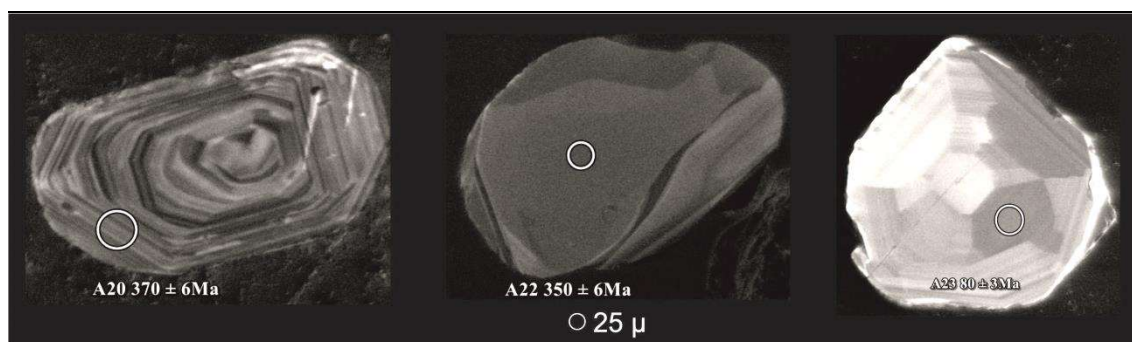


Figura IV.51 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AN-3/4 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A20 – Grão simples com crescimento do tipo concêntrico; A22 – Grão simples com zonamentos irregulares; A23 – Grão simples com zonamento exterior do tipo concêntrico e do setorial na zona mais interna do grão.

Todos os grãos pertencem à classe granulométrica compreendida entre 125 e 250 μm , sendo que 5 são euédricos (21%), 10 são subédricos (42%) e 9 são anédricos (37%). A maioria

dos grãos é transparente (67%) sendo os restantes translúcidos (33%). No que respeita à esfericidade dos grãos a grande maioria são subangulares (71%), ocorrendo ainda 21% de grãos angulares e 8% de grãos subrolados. No que se refere ao hábito encontram-se grãos achatados (42%), prismáticos (29%) e sem hábito definido (29%).

Não foram identificados grãos compósitos, sendo todos os grãos com morfologia interna simples (Figura C.10 - Apêndice C).

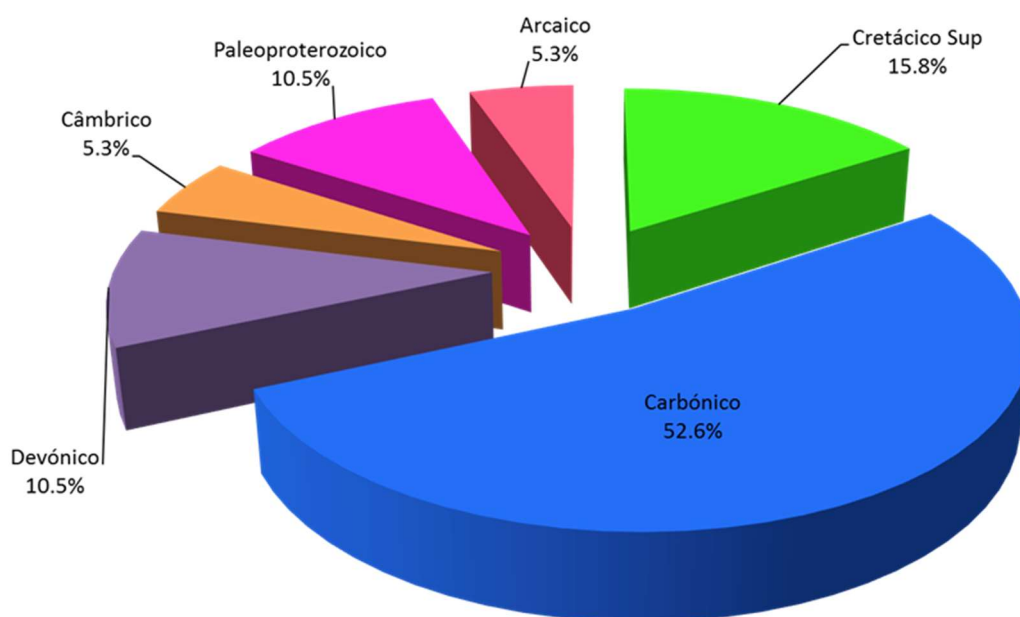


Figura IV.52 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocénica da Praia da Aberta Nova pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

As morfologias internas exibidas pelos grãos desta amostra são essencialmente concêntricas (37%) e irregulares (46%). Os grãos com zonamento concêntrico mostram zonas internas com zonamento idêntico (21%) (Figura IV.51, A20), mas também se observam zonas internas irregulares (12%) e setoriais (4%) (Figura IV.51, A23). Por sua vez os grãos com morfologia irregular mantêm essa característica em todo o grão (38%) (Figura IV.51, A22) podendo também exibir zonamento concêntrico na zona central (8%). Há três grãos (12%) sem qualquer tipo de zonamento e um grão (4%) com zonamento bandado na zona mais externa e irregular na zona central.

Os 19 resultados concordantes apresentam uma razão Th/U que varia entre 0,13 (A22) e 1,80 (A8). Por sua vez a concentração de U tem um valor mínimo de 12 ppm (A16) e atinge um máximo de 421 ppm (A1). O zircão mais recente tem uma idade de ca. 78 Ma (A1) enquanto o mais antigo atinge os ca. 3,0 Ga (A13).

Amostra AN-3/4

n = 19 (90-110% conc.)

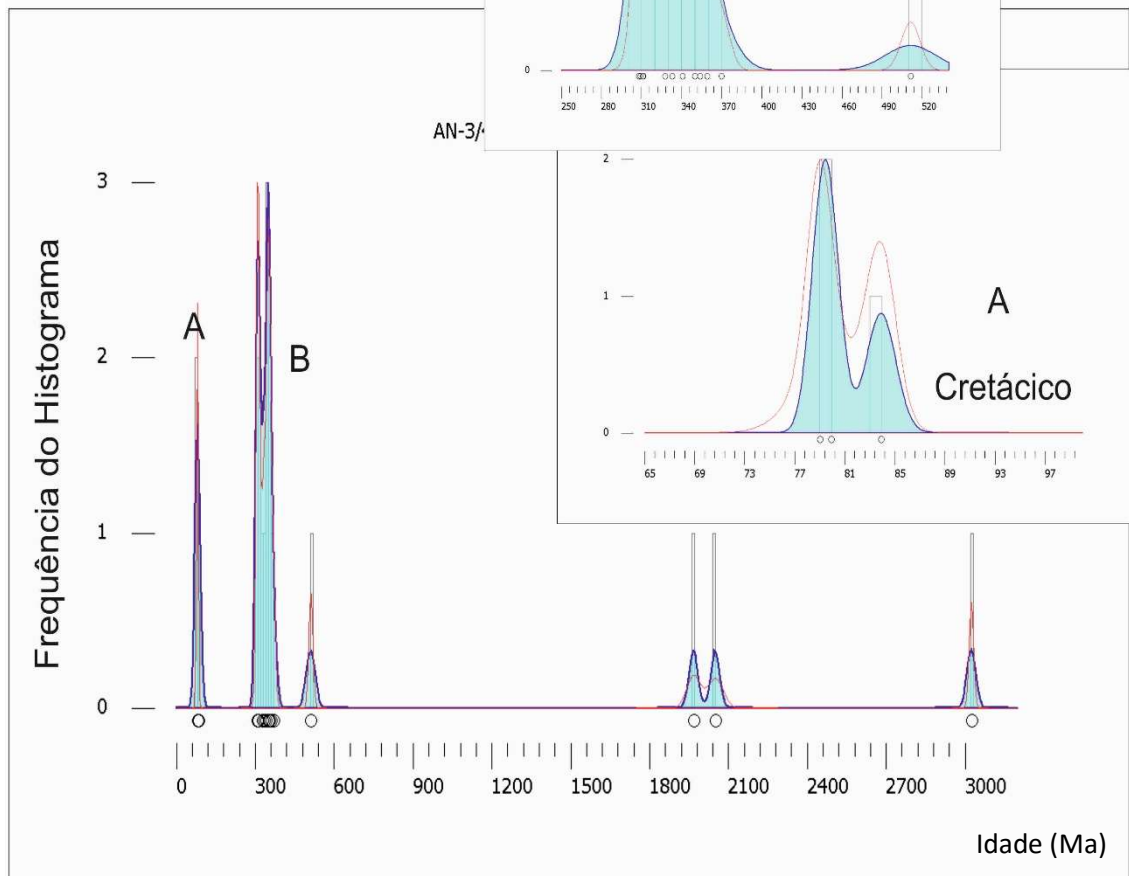


Figura IV.53 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AN-3/4 de areia holocénica da Praia da Aberta Nova (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com $bandwidth=10$; $binwidth=10$ e para o detalhe para as idades cretácicas: $bandwidth=1$; $binwidth=1$).

A distribuição das idades (Figura IV.52) mostra uma predominância de zircões paleozoicos (68,4%), seguindo-se em representatividade o Precâmbrico (15,8%) e finalmente os zircões cretácicos (15,8%). Estes últimos estão repartidos pelo Campaniano (2 grãos, ca. 80-79 Ma) e pelo Santoniano (1 grão, ca. 84 Ma). Os zircões paleozoicos são essencialmente de idade carbónica (52,6%), seguindo-se em termos de abundância os zircões de idade devónica (10,5%) e câmbrica (5,3%). No Carbónico há zircões do Moscoviano (4 grãos, entre ca. 311-308 Ma), Tournaisiano (3 grãos, ca. 354-350 Ma), Viseano (2 grãos, ca. 341-333 Ma) e Serpukhoviano (1 grão, ca. 328 Ma). Os grãos devónicos são todos do Fameniano (2 grãos, ca. 370 Ma e 359 Ma) enquanto o Câmbrico é representado por um grão (ca. 511 Ma, Andar 4). Por sua vez, no Precâmbrico ocorrem zircões do Paleoproterozoico (10,5%) e do Arcaico (5,3%),

correspondendo respetivamente a zircões do Orosiriano (2 grãos, ca. 2,1-2,0 Ga) e do Mesoarcaico (1 grão, ca. 3 Ga).

No gráfico de distribuição da probabilidade e da distribuição Kernel (Figura IV.53) observam-se dois picos principais: um de idade cretácica aos ca. 79 Ma e outro pico Devónico-Carbónico aos ca. 350 Ma.

IV-5.2. AMOSTRA AB-1/2 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DAS AREIAS BRANCAS)

A classe granulométrica mais representativa corresponde aos 1000-1400 μm (26-34%), seguindo-se proporções aproximadamente idênticas em ambas as amostras para todas as classes restantes compreendidas entre 250-2000 μm (10-17%), sendo classificadas como areias grosseiras a muito grosseiras (ver Apêndice B).

Nesta amostra selecionaram-se 162 grãos, tendo-se obtido resultados de 160 zircões, 108 dos quais concordantes no intervalo 90-110%. Os resultados das datações dos zircões desta amostra encontram-se no Apêndice D – Tabela 12).

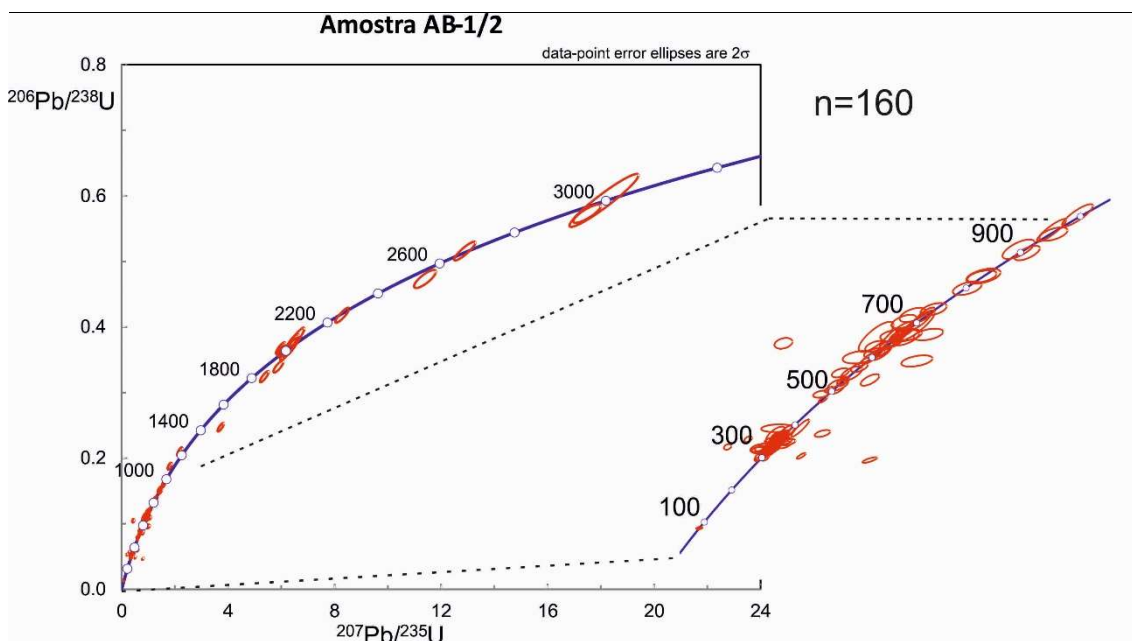


Figura IV.54 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocénica da Praia das Areias Brancas, com detalhe da curva com idade inferior a 1Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

A projeção dos dados dos zircões desta amostra num diagrama de concórdia (Figura IV.54) mostra uma grande concentração de idades e respetivas elipses de erro no intervalo ca. 300-380 Ma, um conjunto de dados mais espaçados no intervalo ca. 700-500 Ma apresentando-se os restantes dados mais dispersos pela linha de concórdia. A maioria dos resultados discordantes não apresenta grande disparidade da curva de concórdia.

Grande parte dos grãos está incluída na classe 125-250 μm (78%) sendo os restantes representantes da classe inferior 63-125 μm (22%). No que respeita à cor dos grãos, predominam os de cor baça translúcida (43%), por vezes com tonalidades amareladas (11%) ou acastanhadas (7%); os restantes são transparentes incolores (32%), também com tons amarelados (1%) ou acastanhados (4%). Observam-se ainda grãos de cor castanha (1%) e amarela (1%). Quanto à forma os grãos eram maioritariamente subédricos (76%), com 18% de grãos anédricos e alguns euédricos (6%). A esfericidade mostra um domínio de grãos subangulares (44%) e angulares (40%) sendo os subrolados 15% dos grãos e apenas 1% de grãos rolados. No que respeita ao hábito, a grande maioria são grãos achatados (65%), seguindo-se grãos prismáticos (23%) e grãos sem hábito definido (9%). Regista-se ainda nesta amostra 1% de grãos com hábito bipiramidal e 2% com hábito piramidal. Em sete grãos (4%) foram observadas inclusões. No que respeita à morfologia interna observou-se que 95% dos grãos eram simples e apenas 5% eram compostos (Figura C.11 - Apêndice C).

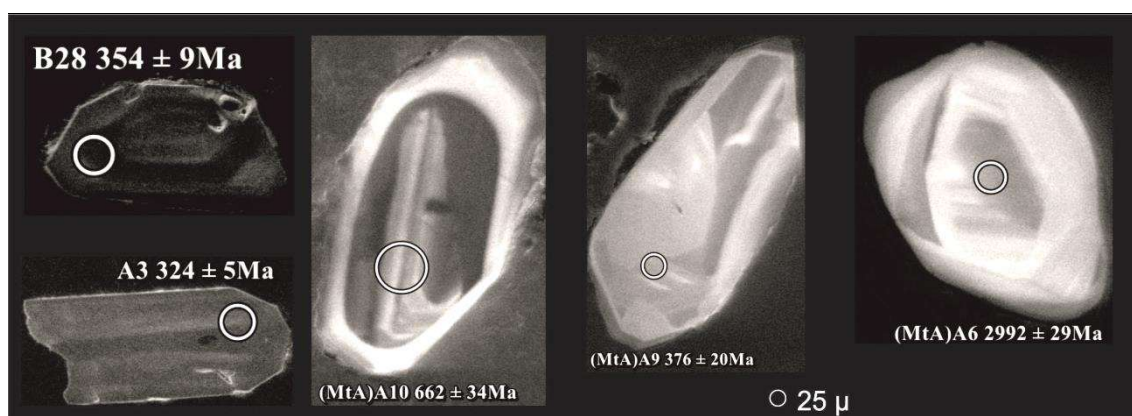


Figura IV.55 – Imagens CL de alguns grãos da amostra AB-1/2 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. B28 – Grão simples com zonamento concêntrico; (MtA)A9 – Grão provavelmente simples com zonamentos irregulares; A3 – Grão simples com zonamento do tipo bandado; (MtA)A10 – Grão composto com zonamento bandado no núcleo e crescimentos posteriores essencialmente concêntricos; (MtA)A6 – Grão provavelmente composto com crescimentos irregulares tanto no núcleo como na zona mais externa.

Os grãos com morfologia interna simples com zonamento concêntrico na zona mais externa do grão representam 46%, o que também é identificável na zona interna em 24% dos mesmos (Figura IV.55, B28). Dos restantes grãos concêntricos, 2% mostram zonamento do tipo bandado na zona central e 20% exibem um zonamento irregular. O tipo de zonamento irregular também ocorre na zona mais externa dos grãos em 31% dos casos e em 30% observa-se também na zona interna (Figura IV.55, (MtA)A9). Nos restantes 1% dos grãos esta zona interna é concêntrica e bandada. Ocorrem ainda 6% de grãos em que não se observa qualquer tipo de zonamento na zona mais externa, sendo a zona interna igualmente não zonada em 4% dos casos e observa-se zonamento concêntrico e irregular nos restantes 2% dos grãos. Em 7% dos grãos de zircão o zonamento manifesta-se por uma alternância de zonas concêntricas concentrada na

zona mais apical do cristal/grão, sendo a zona mais central não zonada (1%), concêntrica (3%) ou irregular (3%). Os dois tipos de crescimentos menos representados são do tipo setorial (1%) e do tipo bandado (4%) (Figura IV.55, A3), em que um dos grãos apresenta zonamento concêntrico na zona central.

Os grãos compósitos apresentavam morfologias distintas quanto ao tipo de zonamento apresentado. Assim, 1% apresentava zonamento concêntrico, tanto no núcleo como na zona de crescimento posterior; 1% apresentavam um núcleo com zonamento irregular enquanto os crescimentos eram também irregulares (Figura IV.55, (MtA)A6), num caso, e não zonado noutra. Em 2% dos grãos compósitos o zonamento no núcleo era também irregular mas os crescimentos eram do tipo concêntrico. O restante 1% de grãos compósitos evidenciava um núcleo com zonamento do tipo bandado e crescimento posterior concêntrico (Figura IV.55, (MtA)A10).

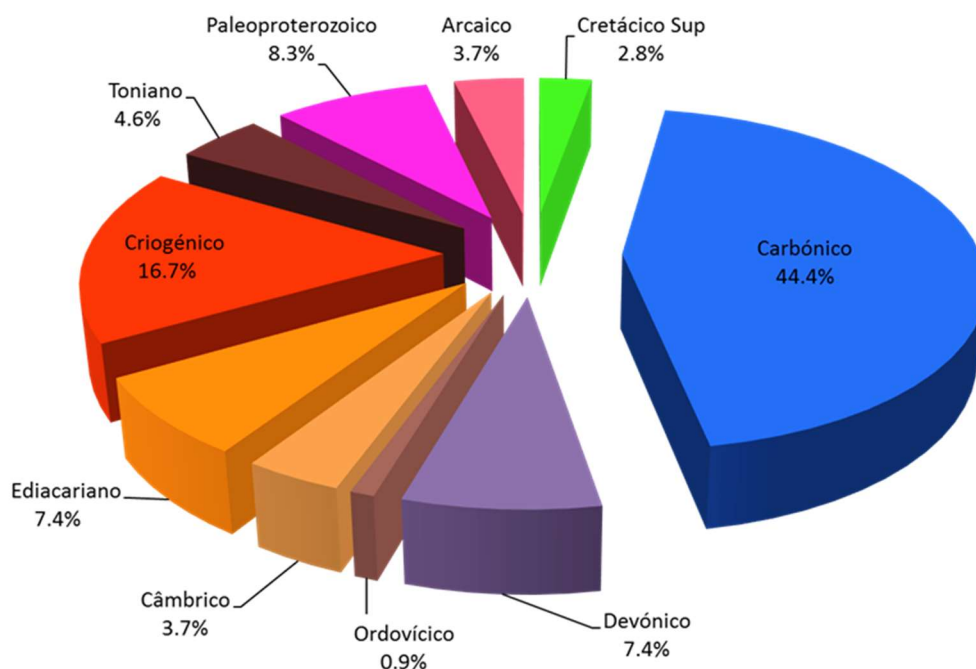


Figura IV.56 – Distribuição das idades dos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocênica da Praia das Areias Brancas pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

A concentração de U obtida nos zircões desta amostra variou entre um mínimo de 12 ppm (B12, “mount” B) e um máximo de 606 ppm (C29, “mount” B). A razão Th/U por seu lado variou entre 0,01 (B53, “mount” B) e 1,39 (A39, “mount” B). O zircão mais recente tem idade de ca. 80 Ma (A2, “mount” B) e o mais antigo ca. 3,0 Ga (A6, “mount” A).

As idades dos zircões (Figura IV.56) estão distribuídas pelo Paleozoico (56,5%), pelo Precâmbrico (40,7%) e pelo Cretácico (2,8%). Estes últimos são exclusivamente de idade campaniana (3 grãos, ca. 82-80 Ma). Os zircões paleozoicos são representativos principalmente

do Carbónico (44,4%) e do Devónico (7,4%), com abundâncias menores do Câmbrico (3,7%) e do Ordovícico (0,9%). No Carbónico ocorrem distribuídos pelo Viseano (17 grãos, no intervalo ca. 346-331 Ma), Serpukhoviano (8 grãos, no intervalo ca. 331-323 Ma), Tournaisiano (8 grãos, no intervalo ca. 359-347 Ma), Moscoviano (8 grãos, no intervalo ca. 315-308 Ma), Bashkiriano (6 grãos, no intervalo ca. 323-317 Ma) e Gzheliano (1 grão, ca. 301 Ma). No Devónico existem zircões de idade fameniana (7 grãos, no intervalo ca. 371-360 Ma) e frasniana (1 grão, ca. 376 Ma). O Ordovícico está representado por um único grão pertencente ao Floiano (ca. 476 Ma). Por sua vez no Câmbrico observam-se quatro zircões com idades no intervalo ca. 532-507 Ma.

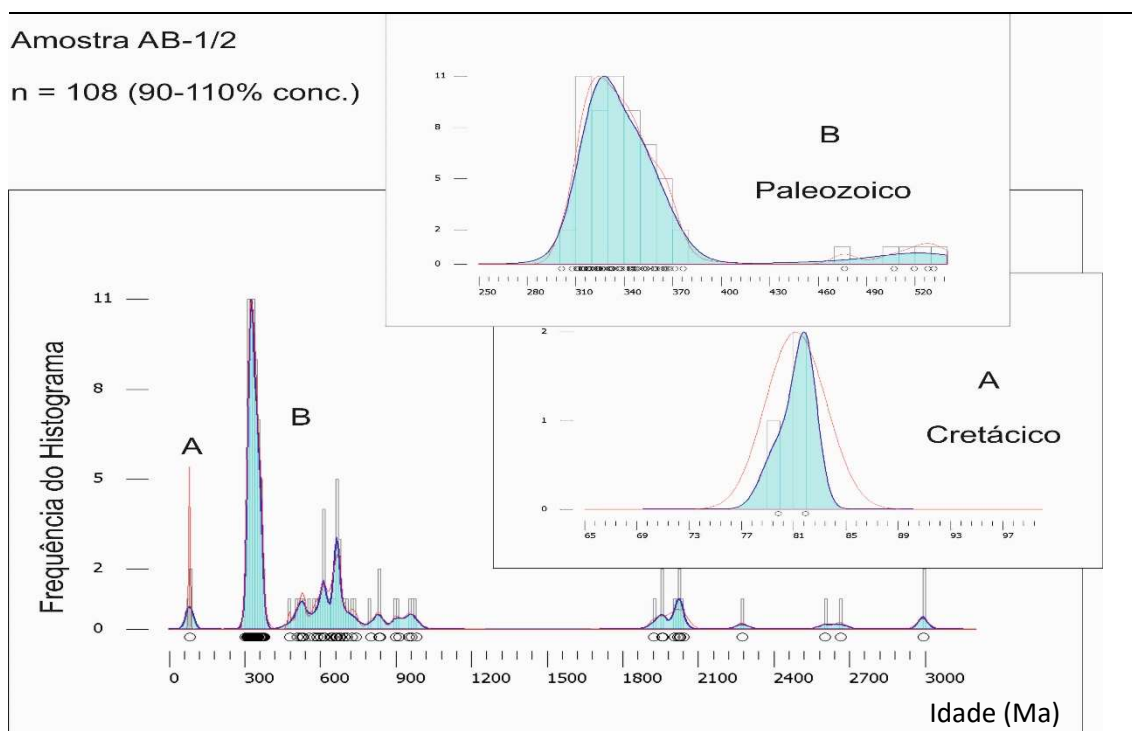


Figura IV.57 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra AB-1/2 de areia holocénica da Praia das Areias Brancas (apenas idades com nível de concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com $bandwidth=10$; $binwidth=10$ e para o detalhe das idades cretácicas: $bandwidth=1$; $binwidth=1$).

De idade precâmbrica ocorrem zircões distribuídos pelo Neoproterozoico (28,7%), Paleoproterozoico (8,3%) e Arcaico (3,7%). No primeiro caso, 16,7% são do Criogénico (18 grãos, no intervalo ca. 834-637 Ma), 7,4% do Ediacariano (8 grãos, no intervalo ca. 615-553 Ma) e 4,6% do Toniano (5 grãos, no intervalo ca. 979-898 Ma). Os zircões Paleoproterozoicos são principalmente do Orosiriano (8 grãos, no intervalo ca. 2,0-1,9 Ga) e apenas um grão do Rhyaciano (ca. 2,3 Ga). Finalmente os grãos mais antigos pertencem ao Neoarcaico (2 grãos, ca. 2,7-2,6 Ga) e Mesoarcaico (2 grãos, ca. 3,0 Ga).

O diagrama de distribuição da probabilidade, distribuição Kernel e histograma de frequências (Figura IV.57) mostra um pico principal aos ca. 327 Ma e um outro aos ca. 82 Ma.

Surge também um pico aos ca. 664 Ma com dois picos secundários aos ca. 526 Ma e aos ca. 613 Ma. Finalmente para um grupo de idades mais antigas identifica-se um pico aos ca. 2,0 Ga.

IV-5.3. AMOSTRA ST-1 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DE S. TORPES)

Nesta amostra de areia de praia predominam grãos na classe 250-355 μm (51% e 44%), seguindo-se 28-29% na classe 180-250 μm e 13-19% na classe 125-180 μm , típica de granularidade média a fina (Apêndice B).

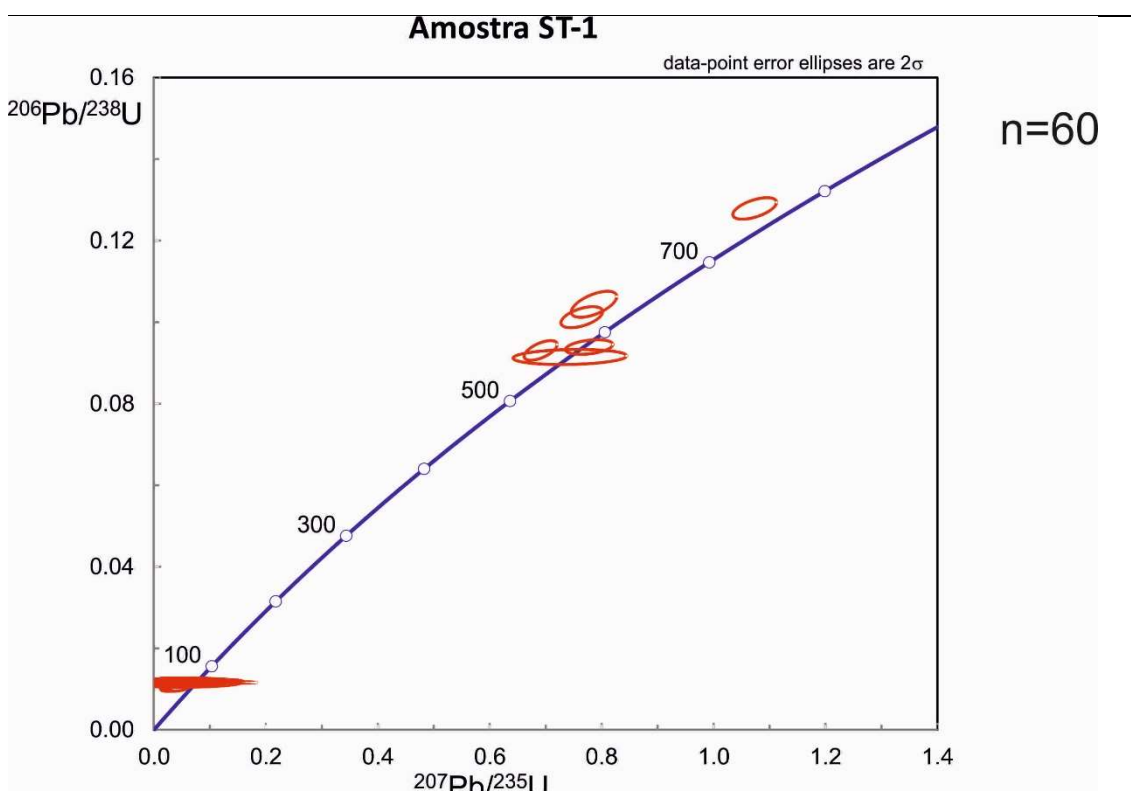


Figura IV.58 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Na amostra ST-1 foi realizada uma sequência de ablação laser sobre 57 grãos, sendo que três desses grãos foram selecionados para dois alvos cada. No final 31 resultados apresentaram concordância no intervalo entre 90-110% (Tabela 13 – Apêndice D). A sua projeção num diagrama de concórdia (Figura IV.58) mostra a concentração de dados e respectivas elipses de erro para idades inferiores a ca. 100 Ma, correspondendo à população cretácica. A população neoproterozoica inclui dois zircões concordantes mas também outros grãos discordantes relativamente próximos da curva de concórdia.

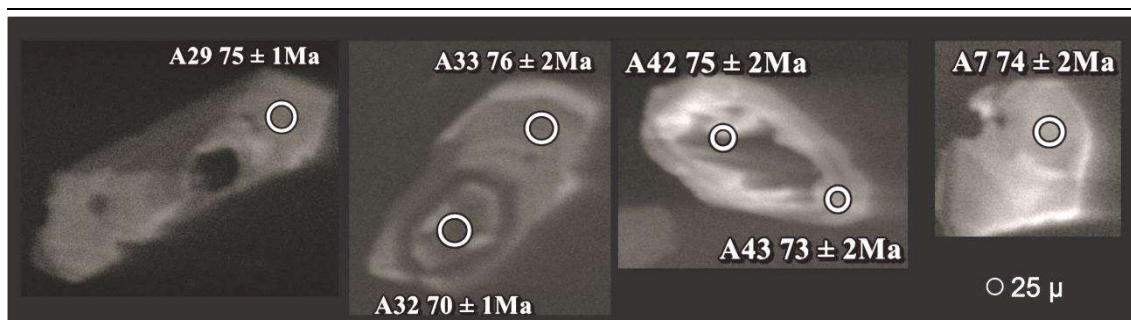


Figura IV.59 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-1 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. A32/33 – Grão com zonamento concêntrico; A42/A43 – Grão com zonamentos irregulares na zona central e concêntricos na zona mais exterior; A7 – Grão com zonamentos irregulares; A29 – Grão com zonamento setorial.

O tamanho dos grãos privilegia a classe 125-250 μm (67%) em detrimento da classe granulométrica inferior, 63-125 μm (33%). A maioria dos grãos é transparente, incolor (77%), por vezes com tons amarelados (12%), sendo os restantes translúcidos (11%). Em relação à forma dos grãos a maioria são subédricos (75%), com 21% de grãos anédricos e apenas 4% com forma euédrica. O parâmetro esfericidade observado permitiu definir 54% de grãos angulares, 42% subangulares e apenas 4% de grãos subrolados. No que respeita ao hábito ocorrem grãos prismáticos (30%), achatados (44%) e outros sem hábito definido (26%).

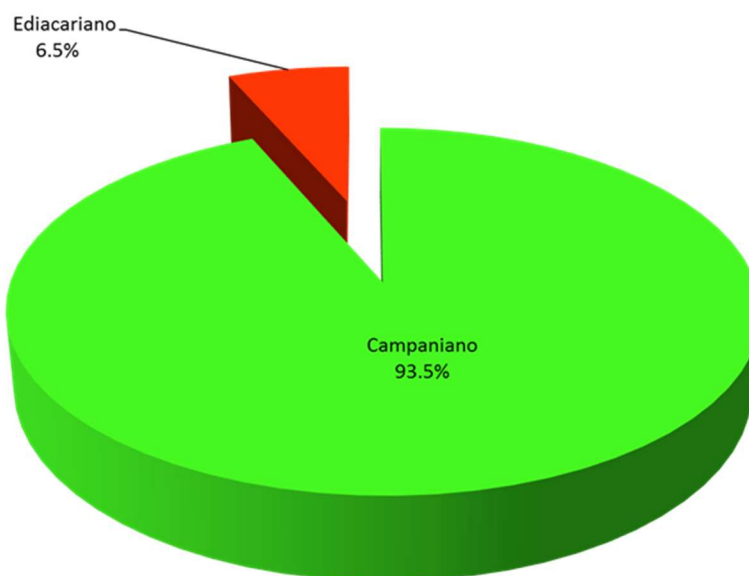


Figura IV.60 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

Sobre a morfologia interna (Figura C.12 - Apêndice C) verificou-se que todos os grãos são simples. Em 14% dos grãos ocorre zonamento concêntrico em todo o grão (Figura IV.59, A32/33) enquanto em 16% observa-se zonamento concêntrico na zona exterior do grão e zonamento irregular na zona central (Figura IV.59, A42/A43). O zonamento irregular

predomina em 39% dos grãos (Figura IV.59, A7), existindo outros em que este tipo é observado apenas na zona exterior do grão, sendo a zona interior caracterizada por zonamento bandado (3%) e setorial (2%). Nos restantes grãos, em 14% observa-se zonamento bandado e em 9% zonamento setorial (Figura IV.59, A29), ocorrendo ainda cerca de 3% de grãos não zonados na zona mais externa, sendo um deles igualmente não zonado na zona central enquanto o outro exibia zonamento irregular nessa mesma zona.

O conteúdo em U indica um valor mínimo de 11 ppm (A46) e o mais elevado de 367 ppm (A29). A razão Th/U varia entre 0,24 (A40) e 1,33 (A43). As idades mais recentes são de ca. 73 Ma e as mais antigas de ca. 579 Ma.

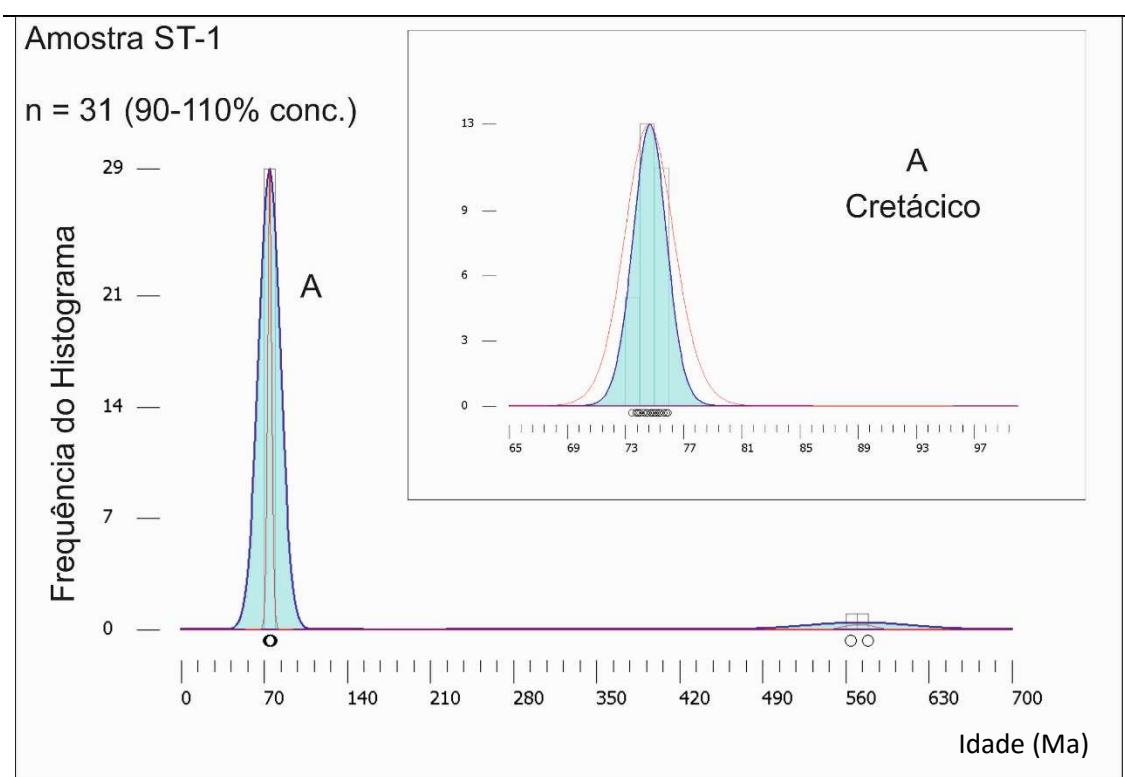


Figura IV.61 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-1 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com *bandwidth*=10; *binwidth*=10 e para o detalhe das idades cretácicas *bandwidth*=1; *binwidth*=1).

A distribuição das idades (Figura IV.60) mostra que 93,5% dos zircões são de idade cretácica (Campaniano; 29 grãos, no intervalo ca. 76-73 Ma) e os restantes dois grãos são Neoproterozoicos (Ediacariano; 6,5%, com ca. 579 Ma e ca. 564 Ma). A distribuição de probabilidade (Figura IV.61) mostra um pico principal aos ca. 75 Ma e um pico residual correspondente aos dois grãos isolados do Ediacariano aos ca. 571 Ma.

IV-5.4. AMOSTRA ST-9 (AREIA DE PRAIA HOLOCÉNICA; PRAIA DE S. TORPES)

Da montagem final da amostra ST-9 resultaram 105 grãos de zircão, tendo sido estudados 97 grãos e analisados por ablação laser 99 dados. Em dois grãos foram realizadas duas análises. Dos 99 resultados inicialmente obtidos resultaram 98 dados válidos e 53 dados concordantes no intervalo 90-110%. Os resultados apresentam-se integralmente na Tabela 14 do Apêndice D.

A distribuição das idades no diagrama de concórdia (Figura IV.62) mostra uma concentração de dados e respectivas elipses de erro para idades inferiores a ca. 100 Ma (Cretácico). Destaca-se ainda uma população no intervalo ca. 400-300 Ma com poucos dados discordantes e outra população de idades dispersas no intervalo ca. 750-600 Ma incluindo resultados discordantes.

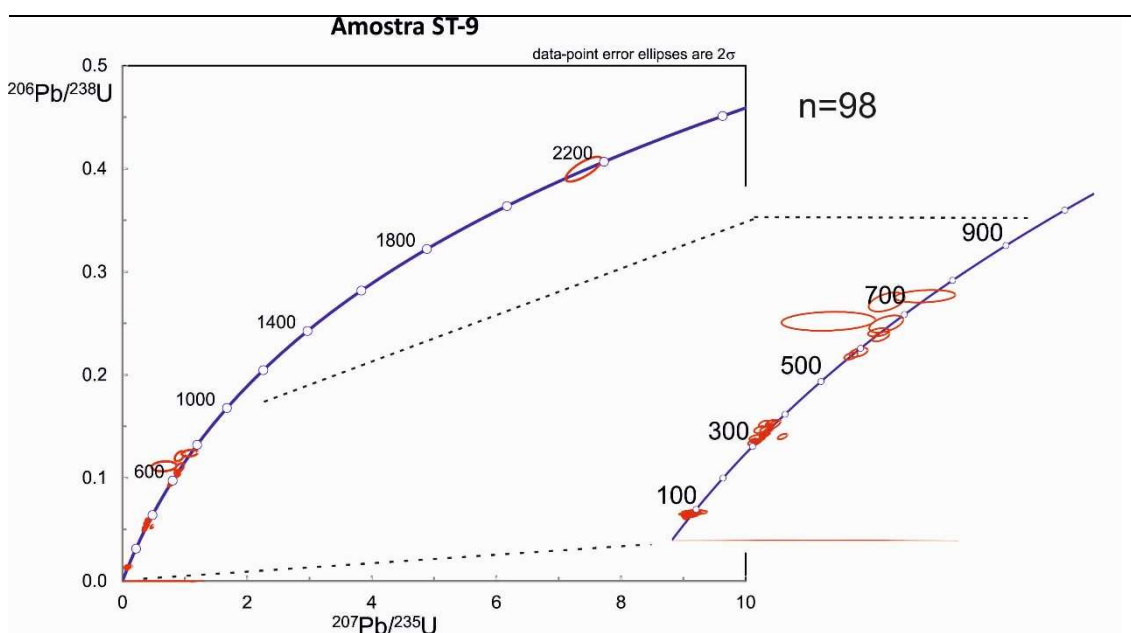


Figura IV.62 – Diagrama de concórdia para as idades U-Pb obtidas nos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes, com detalhe da curva com idade inferior a 1 Ga (estão representadas todas as idades obtidas na amostra, concordantes e não concordantes).

Dos 97 grãos foi estudada a morfologia em 94. A maioria dos zircões estudados pertence à classe 125-250 μm (67%) sendo a classe inferior, 63-125 μm , constituída por 33% dos grãos. A larga maioria dos grãos é transparente: incolor (72%), por vezes apresentando tonalidades amareladas (26%), sendo os restantes baços translúcidos (2%). Em relação à forma predominam os grãos subédricos (59%), depois os grãos anédricos (30%) e apenas 11% eram grãos euédricos. Quanto à esfericidade observaram-se 66% de grãos angulares, 29%

subangulares e apenas 5% subrolados. No parâmetro hábito identificaram-se grãos prismáticos (33%), achatados (32%) e piramidais (2%), ocorrendo ainda 33% de grãos sem hábito definido.

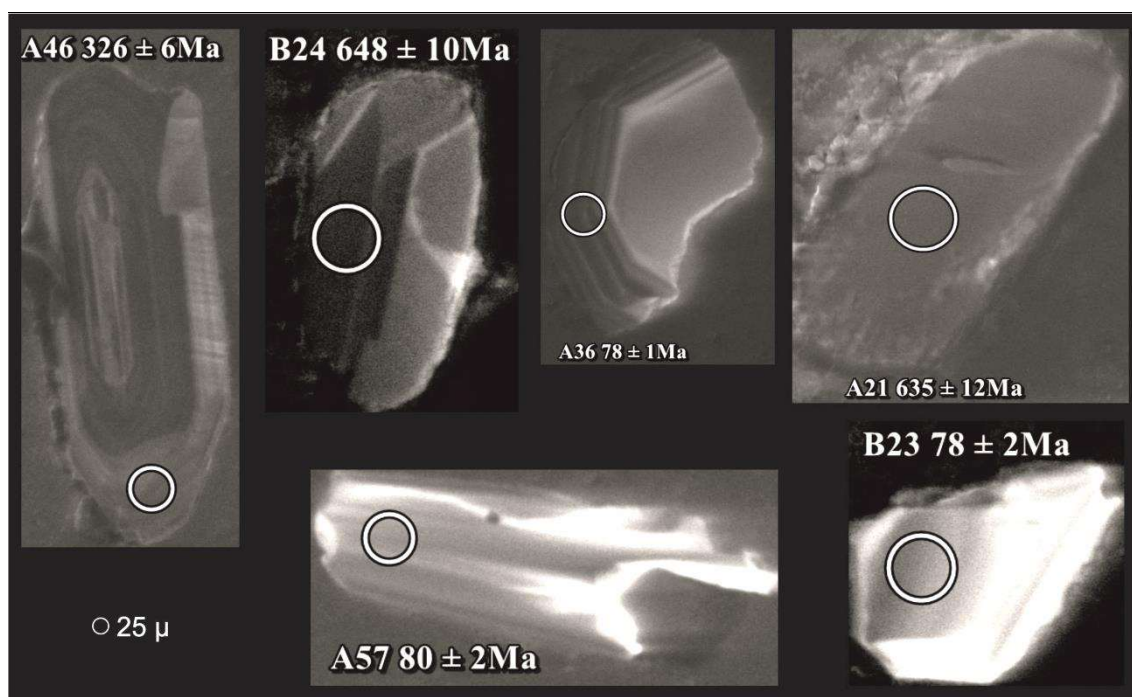


Figura IV.63 – Imagens CL de alguns grãos da amostra ST-9 onde se observam morfologias internas típicas dos grãos desta amostra. B24 – Grão com zonamentos irregulares; A36 – Grão com zonamento concêntrico exterior e zona central sem zonamento observável; A46 – Grão com zonamentos concêntricos; B23 – Grão com zonamento apical e zona mais interna com zonamento irregular; A57 – Grão com zonamento do tipo bandado; A21 – Grão sem qualquer tipo de zonamento observável.

Todos os grãos foram identificados como sendo simples (Figura C.13 - Apêndice C). A maior parte exibe zonamentos irregulares (36%), 34% dos quais na totalidade do grão (Figura IV.63, B24) e em 2% dos casos observa-se uma zona interna com zonamento do tipo bandado. São também comuns os grãos com zonamento concêntrico (31%), com o núcleo do grão idêntico ao exterior (10%) (Figura IV.63, A46), mas também pode ser do tipo bandado (1%), irregular (11%) ou mesmo sem apresentar qualquer zonamento (9%) (Figura IV.63, A36). Observam-se também grãos com zonamento apical concêntrico (16%) exibindo na zona central zonamentos irregulares (3%) (Figura IV.63, B23) ou sem qualquer tipo de zonamento (13%). Finalmente é possível identificar grãos com zonamentos bandados (3%) (Figura IV.63, A57) que podem ser irregulares na zona central (2%), e grãos não zonados (14%) (Figura IV.63, A21) que podem ainda, num caso, exibir zonamento concêntrico na zona central.

A concentração em U nesta amostra oscilou entre um mínimo de 4 ppm (A58) e um máximo de 840 ppm (B32), enquanto a razão Th/U apresentou um valor mais baixo na análise A6 (0,01) e um valor máximo de 1,85 na análise B5. O grão mais recente apresenta uma idade de ca. 77 Ma (B16) enquanto o mais antigo tem ca. 2,2 Ga (A33).

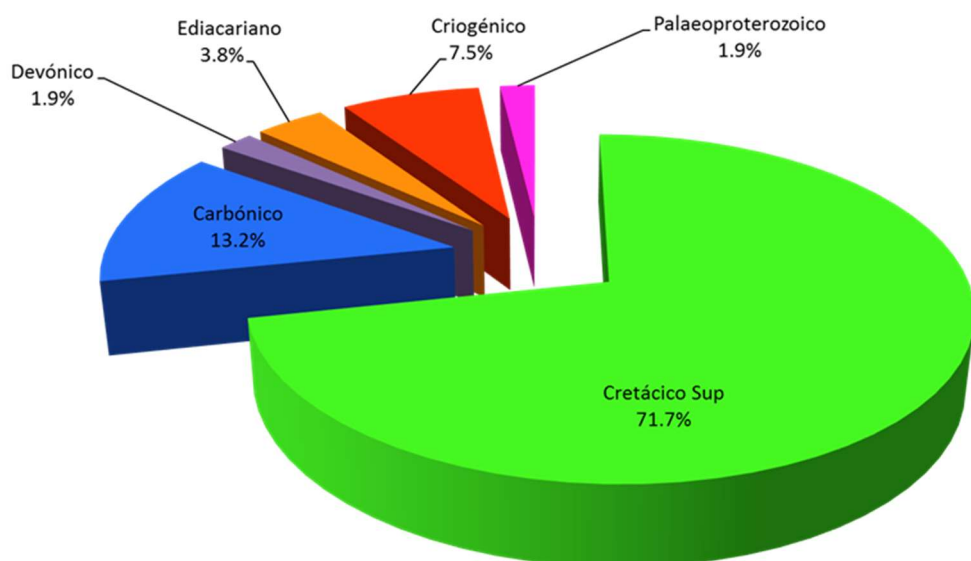


Figura IV.64 – Distribuição das idades dos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes pelos principais intervalos estratigráficos (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%).

A distribuição (Figura IV.64) com 53 grãos concordantes mostra que são maioritariamente de idade cretácica (72%), sendo os restantes do Paleozoico (15%), do Neoproterozoico (11%) e do Paleoproterozoico (2%). No Cretácico os zircões estão distribuídos principalmente pelo Campaniano (45,3%, 24 grãos, ca. 84-77 Ma) e pelo Santoniano (15,1%, 8 grãos, ca. 86-84 Ma), com abundâncias menores no Coniaciano (7,5%, 4 grãos, ca. 90-88 Ma), Turoniano (1,9%, 1 grão, ca. 91 Ma) e Cenomaniano (1,9%, 1 grão, ca. 95 Ma). Os zircões paleozoicos estão distribuídos pelo Carbónico (13,2%) e Devónico (1,9%). No primeiro caso ocorrem três grãos no Viseano (5,7%, ca. 339-337 Ma), dois grãos no Bashkiriano (3,8%, ca. 318 e 316 Ma), um no Serpukhoviano (1,9%, ca. 326 Ma) e um grão no Tournaisiano (1,9%, ca. 352 Ma); por sua vez, o grão Devónico pertence ao Fameniano (1,9%, ca. 369 Ma). O Neoproterozoico (11,3%) está representado por zircões do Criogénico (7,6%, 4 grãos, no intervalo ca. 754-635 Ma) e do Ediacariano (3,8% correspondendo a 2 grãos, ca. 588 e 576 Ma). O zircão mais antigo é do Paleoproterozoico (1,9%, ca. 2,2 Ga).

Os diagramas de distribuição da probabilidade e da distribuição Kernel (Figura IV.65), para a amostra ST-9, mostram um pico dominante de idade cretácica, aos ca. 79 Ma, com dois secundários aos ca. 85 Ma e ca. 90 Ma. Os restantes picos são menores com referência ao pico carbónico aos ca. 336 Ma.

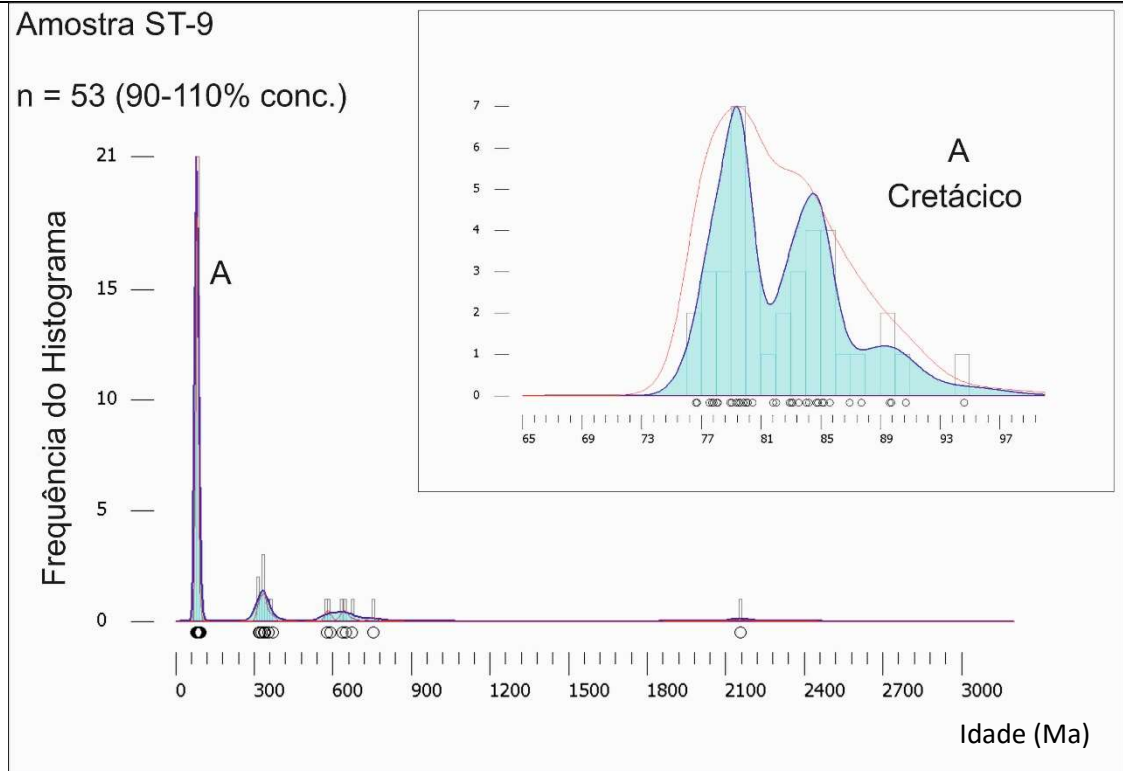


Figura IV.65 – Histograma de frequências, diagrama de distribuição da probabilidade (PDP, linha a vermelho) e diagrama de distribuição Kernel (KDE, área a azul) para as idades dos zircões da amostra ST-9 de areia holocénica da Praia de S. Torpes (apenas idades com concordância no intervalo 90-110%); (parâmetros do gráfico com $bandwidth=10$; $binwidth=10$ e para o detalhe das idades cretácicas $bandwidth=1$; $binwidth=1$).

Capítulo V - Discussão

O capítulo da discussão está estruturado de acordo com as distintas etapas da história geológica da região, seguindo a idade estratigráfica de cada amostra, iniciando-se com as mais antigas de grauvaque do Carbónico, seguindo-se o sienito do Cretácico, a areia plio-pleistocénica das arribas e a areia holocénica de praia. Estes novos dados radiométricos aqui apresentados, que serviram para publicar trabalhos científicos em revistas internacionais da especialidade (Pereira et al., 2013a; Albardeiro et al., 2014; Pereira et al., 2015b, submetido) são comparados com resultados publicados anteriormente por outros autores. Com o objetivo de testar semelhanças entre populações de zircão de diferentes amostras e para conseguir identificar fontes comuns entre amostras foi aplicado o teste estatístico Kolmogorov-Smirnov. Discute-se ainda, o significado dos diferentes eventos de crescimento de zircão que se sucedem no tempo geológico (incluindo as heranças pré-carbónicas) bem como, o seu significado paleotectónico, com o intuito de se revelar a história geológica da área de estudo.

V-1. Turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo

O Grupo do Flysch do Baixo Alentejo agrupa os depósitos turbidíticos carbónicos que afloram na Zona Sul Portuguesa (Oliveira, 1990). As três formações que constituem o referido Grupo (Figura V.1) são sucessivamente mais recentes de NE para SW, nomeadamente a Formação de Mértola do Viséano (Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a), a Formação de Mira do topo do Viséano-Bashkiriano (Oliveira et al., 1984) e a Formação da Brejeira, formada entre o Bashkiriano e o Moscoviano superior (Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a) representam um intervalo geológico com cerca de 25 Ma de duração. Nos depósitos de flysch carbónicos da Zona Sul Portuguesa estão documentadas importantes variações litológicas e petrográficas, como sejam (Figura V.1): i) a presença na Formação de Mértola de detritos vulcânicos que sugerem a sua relação genética com materiais provenientes do vulcanismo da Faixa Piritosa (Oliveira et al., 2013a,b); ii) a Formação de Mértola, na proximidade de Santiago do Cacém inclui ocasionalmente níveis de conglomerados constituídos por calhaus de pelitos e grauvaques, e no contacto com o Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa apresenta níveis de pelitos e grauvaques finamente estratificados ou mesmo espessas bancadas de grauvaques (Oliveira et al., 1984); iii) na Formação de Mira os conglomerados são menos abundantes, sendo esta formação mais homogénea; iv) junto a Santiago do Cacém no contacto com a Formação de Mértola, os níveis basais da Formação de Mira apresentam fácies mais

grosseira (Oliveira et al., 1984); v) no anticlinório do Cercal, os depósitos de flysch da Formação de Mira que contactam com o Complexo Vulcano-Sedimentar, incluem pelitos e grauvaques finos violáceos (localmente designados Xistos das Abertas; Carvalho, 1976); vi) na Formação da Brejeira predominam pelitos e grauvaques finamente estratificados nas zonas mais distais (SW) e bancadas mais espessas de grauvaques intercaladas com pelitos na zona mais próxima da Formação de Mira (Oliveira, 1983).

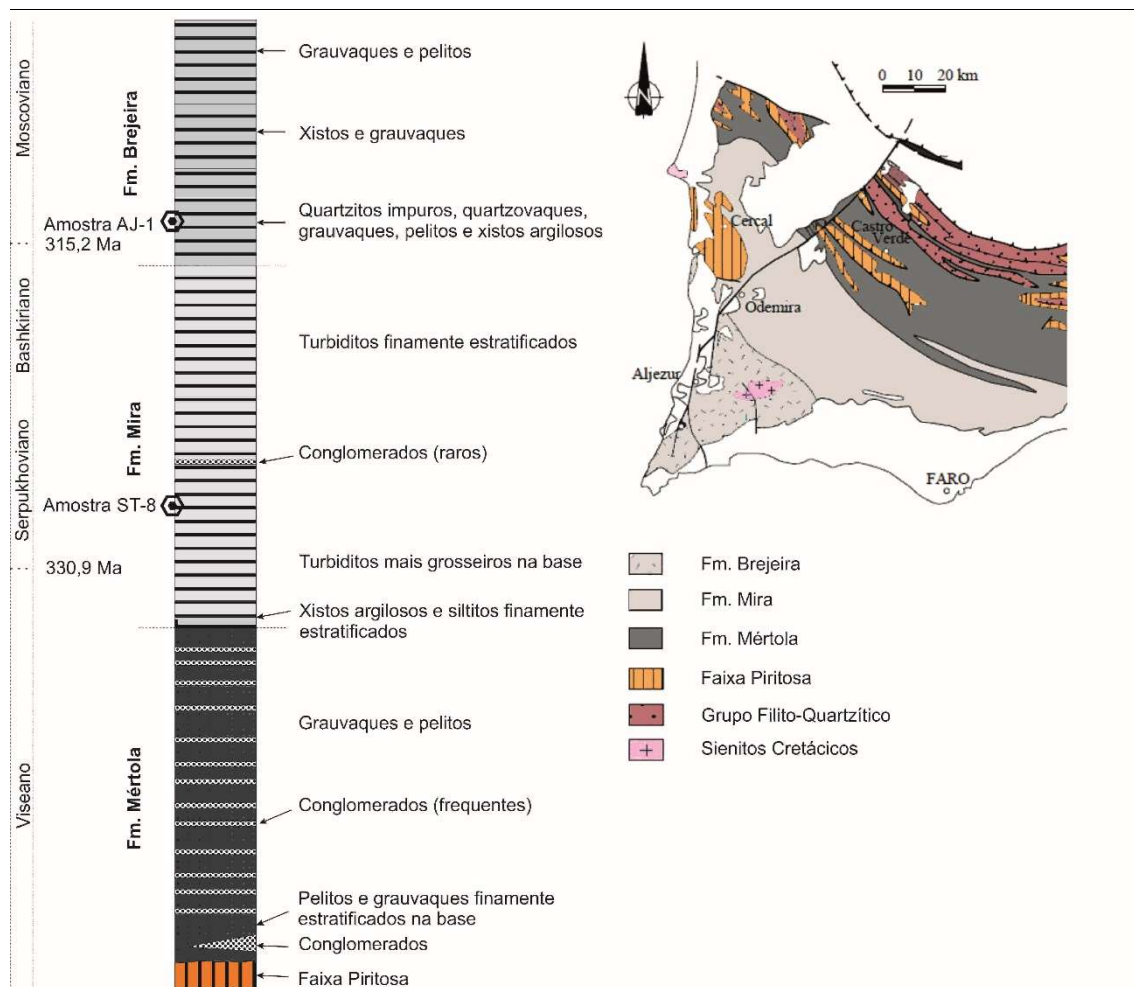


Figura V.1 - Coluna estratigráfica esquemática e mapa geológico simplificado do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Adaptado de Oliveira, 1983; Oliveira et al., 1984, 2013a). Localização aproximada das duas amostras estudadas.

Estas variações litológicas deverão fundamentalmente resultar da distância às fontes sedimentares e de variações no tipo de fontes sedimentares, com possível contribuição de uma ou mais fontes durante a sedimentação, variações que podem ser melhor descortinadas a partir do estudo das populações de zircão detrítico.

Na amostra de grauvaque da Formação de Mira (ST-8, n=101, Praia de S. Torpes) os zircões com idade neoproterozoica são os mais abundantes representando 72% da população (Criogénico, 52% - ca. 816-637 Ma; Ediacariano, 18% - ca. 633-548 Ma e Toniano, 3% - ca.

992-891 Ma). O segundo grupo mais representado é o Paleoproterozoico com 20% (Rhiaciano, 10% - ca. 2,2-2,0 Ga; Orosiriano, 7% - ca. 2,0-1,8 Ga e Statheriano, 3% - ca. 1,8-1,7 Ga). O Mesoproterozoico está representado apenas por 3% (Steniano - ca. 1,0 Ga; Ectasiano – ca. 1,2 Ga e Calimiano – ca. 1,4 Ga) e o Arcaico também por 3% (Neoarcaico, 2% - ca. 2,5 e 2,7 Ga e Palaeoarcaico, 1% - ca. 3,5 Ga). O Paleozoico inclui somente dois grãos, um Carbónico (Tournaisiano - ca. 353 Ma) e outro Ordovícico (Floiano - ca. 475 Ma).

Na amostra de grauvaque da Formação da Brejeira colhida mais a sul (AJ-1, n=36, Praia de Monte Clérigo) não foram encontrados grãos de zircão do Paleozoico e o Neoproterozoico representa 44% da população. Os grãos do Neoproterozoico distribuem-se pelo Criogénico (25% - ca. 844-641 Ma), Ediacariano (17% - ca. 635-599 Ma) e Toniano (3% - ca. 878 Ma). O Paleoproterozoico apresenta 36% (Orosiriano, 8% - ca. 2,0-1,9 Ga; Rhiaciano, 22% - ca. 2,3-2,1 Ga e Sideriano, 6% - ca. 2,4-2,3 Ga) e o Mesoproterozoico atinge os 12% (Ectasiano, 8% - ca. 1,4-1,2 Ga e Steniano, 6% - ca. 1,2-1,1 Ga). O Arcaico (6%) inclui um zircão do Neoarcaico (3% - ca. 2,8 Ga) e outro Mesoarcaico (3% - ca. 2,9 Ga).

Ao comparar as populações de zircão detrítico destas duas amostras (Figura V.2) é evidente que os zircões de idades neoproterozoicas são menos abundantes no grauvaque da Formação da Brejeira (AJ-1) do que no grauvaque da Formação de Mira (ST-8), ou seja, a sua importância diminui para sul e da formação mais antiga para a mais recente. A maior diferença observa-se no Criogénico com uma diminuição de representatividade de 52 % (ST-8) para 25% (AJ-1); por outro lado, verifica-se um aumento de zircões detríticos de idades paleoproterozoicas para sul e da formação mais antiga para a mais recente. O Mesoproterozoico é praticamente inexistente na Formação de Mira e está bem representado na Formação da Brejeira (12%). A distribuição Kernel da amostra ST-8 (Mira) mostra um pico principal aos ca. 654 Ma e picos secundários aos ca. 687, 622 e 719 Ma, enquanto na amostra AJ-1 (Brejeira) o pico principal é definido aos ca. 667 Ma e os picos secundários aos ca. 638 e 578 Ma. Os picos com idades mais antigas estão representados aos ca. 2,1 Ga na amostra ST-8 (com picos secundários aos ca. 1,9, 2,0 e 2,2 Ga) e, aos ca. 2,2 Ga na amostra AJ-1 (com picos secundários aos ca. 2,1 e 2,2 Ga).

Aparentemente estas diferenças não sugerem uma variação radical das fontes envolvidas mas sim a existência de fontes que apesar de terem um espectro de idades de zircão similar para o Precâmbrico (mantendo intervalos de idade correlacionáveis mas com percentagem diferente) apresentam diferenças significativas para o Paleozoico, que é inexistente nas fontes da amostra AJ-1.

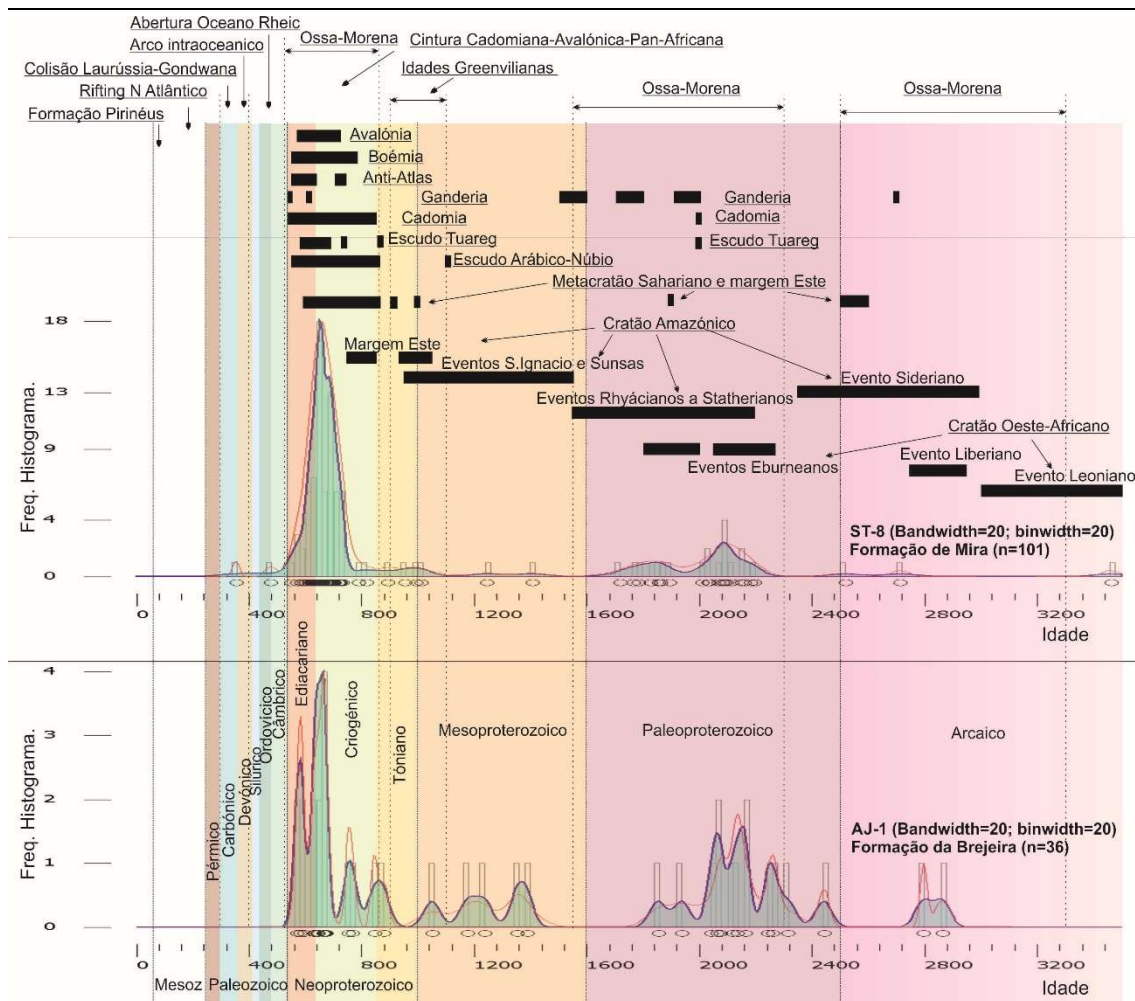


Figura V.2 - Diagrama de distribuição da probabilidade e da distribuição Kernel das amostras da Formação de Mira (ST-8) e da Formação da Brejeira (AJ-1). Identificação e comparação de possíveis fontes das populações de zircão (adaptado de Pereira et al., 2012c).

Ao comparar os nossos dados com outros dados anteriormente publicados, torna-se mais fácil caracterizar as diferenças entre as populações da Formação de Mira e da Brejeira, e destas com a Formação de Mértola que é a mais antiga do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo. A população de zircões detriticos de uma amostra de grauvaque da Formação de Mértola (Viseano, SP-107, n=94, Pereira et al., 2012b) mostrou que quase 77% dos zircões são de idade Devónico-Carbónico, mais concretamente do intervalo Frasniano-Viseano, entre ca. 385-328 Ma, destacando um grupo no Tournaisiano (Carbónico inferior, ca. 353-349 Ma), outro no Fameniano (Devónico Superior, ca. 369 Ma) e outro no Eifeliano-Givetiano (Devónico Médio, ca. 391 Ma). Os zircões pré-devónicos representam apenas 17% da população incluindo zircões do Câmbrico (7%) e do Neoproterozoico (5%). Ao subir na sequência estratigráfica, constatou-se que uma amostra de grauvaque da base da Formação de Mira (Viseano-Serpukhoviano, SC-6, n=43, Vilallonga, 2013; Pereira et al., 2013a) incluía uma população de zircões detriticos dominada por grãos de idades devónicas e carbónicas (56%, com 35% no intervalo ca. 353-312 Ma e com 21% no intervalo ca. 402-366 Ma). Os restantes grãos paleozoicos pertencem ao

Câmbrico (5%) e ao Silúrico (2%). Nesta amostra da base da Formação de Mira (SC-6) os zircões carbónicos repartiam-se pelo Moscoviano (2%, ca. 312 Ma), Viseano (19%, ca. 344-326 Ma) e Tournaisiano (14%, ca. 353-346 Ma) e os devónicos pelo Frasniano (14%, ca. 380-377 Ma), Emsiano (5%, ca. 402-400 Ma) e pelo Fameniano (2%, ca. 366 Ma). O Neoproterozoico corresponde a 19% e o Paleoproterozoico a 12% da população de zircão detrítico, sendo o Mesoproterozoico representado por 2% dos grãos.

Comparando as populações de zircão detrítico das amostras SP-107 (Formação de Mértola; Pereira et al., 2012b, 2013a), SC-6 (na base da Formação de Mira; Vilallonga, 2013; Pereira et al., 2013a) e ST-8 (Formação de Mira; Pereira et al., 2013a e presente estudo) verifica-se que há um decréscimo acentuado da presença de zircões paleozoicos à medida que subimos na coluna estratigráfica. As variações mais significativas correspondem ao intervalo de idades do Devónico-Carbónico, cujas percentagens decrescem de 77%, para 56% e 1% respetivamente), enquanto se nota, pelo contrário, um acréscimo da percentagem de grãos do Neoproterozoico de 5%, para 19% e 72% respetivamente. Estas variações sugerem uma importante variação nas fontes entre o Viseano da Formação de Mértola e o Serpukhoviano da base da Formação de Mira e entre este e o Serpukhoviano da zona mais central da Formação de Mira.

Para o topo da sequência estratigráfica do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo verifica-se que as fontes relacionadas com eventos de formação de zircão de idades devónicas-carbónicas (magmatismo relacionado com a Orogenia Varisca; Pereira et al., 2013a) perdem importância e, em contrapartida, existe um aumento do contributo de fontes relacionadas com eventos neoproterozoicos (magmatismo associado à Orogenia Cadomiana; Linnemann et al., 2008).

Também foram estudadas as populações de zircão detrítico de grauvaques colhidos em níveis estratigráficos mais recentes da Formação da Brejeira (Vilallonga, 2013; Pereira et al., 2013a). As amostras AM-3 (n=62, Praia do Amado) e TH-5 (n=107, Praia do Telheiro), colhidas numa posição estratigráfica superior à da amostra AJ-1, mostram algumas diferenças entre si (Figura V.3). A população de zircões detríticos do grauvaque AM-3 inclui 48% de idades neoproterozoicas (Criogénico, 27% - intervalo ca. 843-646 Ma; Ediacariano, 16% - intervalo ca. 622-546 Ma; Toniano, 5% - intervalo ca. 945-850 Ma) enquanto, o grauvaque TH-5 inclui 55% (Criogénico, 31% - intervalo ca. 848-631 Ma; Ediacariano, 23% - intervalo ca. 629-544 Ma; Toniano - ca. 853 Ma). O Paleoproterozoico está representado por 11% da população de zircão detrítico na amostra AM-3 (ca. 2,2-1,9 Ga) e 14% na amostra TH-5 (ca. 2,4-1,6 Ga) enquanto ao Mesoproterozoico lhes correspondem respetivamente 7% (ca. 1,6-1,2 Ga) e 8% (ca. 1,5-1,0 Ga). O Arcaico está representado nestas amostras por 2-3% (ca. 3,0-2,6 Ga). No que respeita ao Paleozoico observam-se diferenças mais significativas: o Devónico

representa 18% da população de zircões detriticos na amostra AM-3 (intervalos ca. 394-389 Ma e ca. 377-363 Ma e ca. 414 Ma) e 2% na amostra TH-5 (ca. 415 e 401 Ma); o intervalo Câmbrico-Ordovícico inclui 8% dos zircões da amostra TH-5 (ca. 538-514 Ma, ca. 466 Ma e ca. 453-446 Ma), enquanto na amostra AM-3 existem 5% de zircões câmbricos (ca. 531-491 Ma) e 8% do Ordovícico (ca. 466-445 Ma); realce para o Silúrico que não ocorre na amostra AM-3 mas representa 8% da amostra TH-5 (ca. 442-431 Ma e ca. 426-416 Ma); o Carbónico está representado unicamente por um grão na amostra AM-3 (ca. 337 Ma) e dois grãos na amostra TH-5 (ca. 351 Ma).

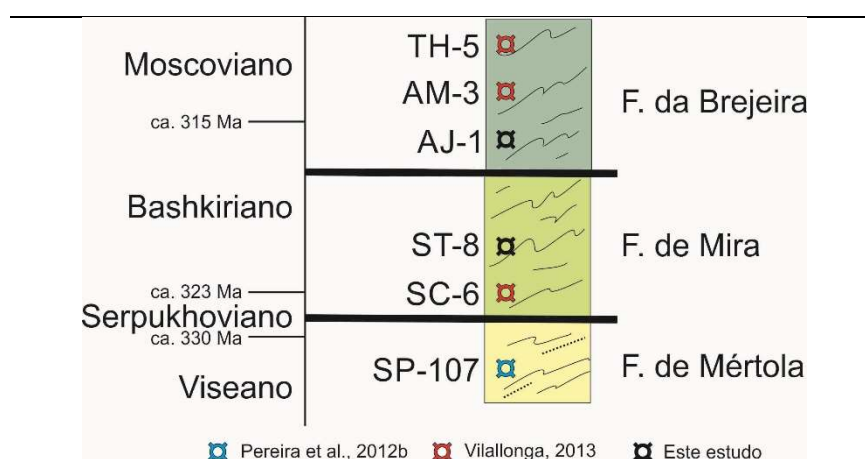


Figura V.3 – Estratigrafia simplificada das formações do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e posição estratigráfica das amostras estudadas e das amostras discutidas.

O Teste Kolmogorov-Smirnov utilizado com a finalidade de identificar afinidades entre as populações de zircão detritico de diferentes amostras permitiu testar a existência de possíveis fontes comuns (Figura V.4). Comparando o conjunto de amostras dos grauvaques carbónicos da Zona Sul Portuguesa apenas duas das amostras da Formação da Brejeira (AM-3 e TH-5) parecem ter uma fonte comum se considerarmos o espectro completo de idades de zircão detritico. As duas amostras da Formação de Mira (SC-6 e ST-8) são muito distintas entre si mas as amostras ST-8 (Mira) e AJ-1 (Brejeira) apresentam alguma afinidade entre si, o mesmo se verificando com as amostras da Formação da Brejeira (AJ-1, AM-3 e TH-5). Analisando preferencialmente as idades correspondentes ao Paleozoico com maior número de dados (Devónico-Carbónico) observam-se afinidades entre as amostras da Formação de Mértola (SP-107) e da base da Formação de Mira (SC-6). Existe grande afinidade entre todas as amostras se compararmos apenas o intervalo de idades precâmbricas, as mais representativas, que indicam fontes com espectro de idades comuns semelhantes ao do substrato da Zona de Ossa-Morena com proveniência típica do Norte de Gondwana. Daqui parece evidente que, considerando o espectro completo de idades, a Formação de Mértola (SP-107) não tem a mesma fonte que as restantes amostras do flysch, exceto para o caso de apresentar alguma afinidade com a base da

Formação de Mira (SC-6). A amostra mais recente da Formação de Mira (ST-8) apresenta mais semelhanças com a Formação da Brejeira.

Total da amostra							Devónico-Carbónico (420-320 Ma)						
N	SP-107	SC-6	ST-8	AJ-1	AM-3	TH-5	N	SP-107 (DC)	SC-6 (DC)	ST-8 (DC)	AJ-1 (DC)	AM-3 (DC)	TH-5 (DC)
94	SP-107	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	78	SP-107 (DC)	0.052	0.999	-	0.368	0.104
43	SC-6	0.284	0.000	0.000	0.001	0.000	24	SC-6 (DC)	0.315	4.000	-	0.070	0.134
101	ST-8	0.887	0.603	0.008	0.000	0.008	1	ST-8 (DC)	0.399	0.226	-	0.782	0.859
36	AJ-1	0.918	0.634	0.323	0.004	0.001	0	AJ-1 (DC)	-	-	-	-	-
62	AM-3	0.654	0.379	0.341	0.367	0.455	12	AM-3 (DC)	0.285	0.457	0.683	-	0.764
107	TH-5	0.791	0.513	0.237	0.366	0.137	6	TH-5 (DC)	0.515	0.530	0.664	-	0.354

Paleozoico inferior (541-420 Ma)							Precâmbrico (> 541 Ma)						
N	SP-107 (P)	SC-6 (P)	ST-8 (P)	AJ-1 (P)	AM-3 (P)	TH-5 (P)	N	SP-107 (PC)	SC-6 (PC)	ST-8 (PC)	AJ-1 (PC)	AM-3 (PC)	TH-5 (PC)
6	SP-107 (P)	0.999	0.946	-	0.413	0.191	10	SP-107 (PC)	0.552	0.104	0.109	0.271	0.347
3	SC-6 (P)	0.265	4.000	-	0.999	0.981	16	SC-6 (PC)	0.320	0.468	0.916	0.482	0.410
1	ST-8 (P)	0.568	0.390	-	1.000	1.000	99	ST-8 (PC)	0.404	0.229	0.010	0.533	0.534
0	AJ-1 (P)	-	-	-	-	-	36	AJ-1 (PC)	0.431	0.167	0.316	0.126	0.028
8	AM-3 (P)	0.478	0.249	0.237	-	0.934	42	AM-3 (PC)	0.352	0.246	0.149	0.267	0.372
16	TH-5 (P)	0.519	0.295	0.364	-	0.233	85	TH-5 (PC)	0.313	0.242	0.119	0.290	0.173

Valores de D			Valores de D		
0.191	P>0,05	0.007	0.001<p<0,05	0.000	p<0,001
0.399	resultados sem expressão	-	sem resultados		

Figura V.4 - Resultados do Teste K-S envolvendo as amostras deste estudo (ST-8 e AJ-1) e as amostras de Pereira et al., 2012b (SP-107) e de Vilallonga, 2013 (SC-6, AM-3 e TH-5).

A amostra de grauvaque ST-8 da Formação de Mira não apresenta zircões detríticos de idade mesoproterozoica (Figura V.2), mas o Neoproterozoico está amplamente representado (ca. 633-548 Ma, ca. 816-637 Ma e ca. 992-891 Ma). Também se encontram grãos do Paleoproterozoico (ca. 2,2-1,7 Ga) e do Arcaico (ca. 2,5 Ga, ca. 2,7 Ga, ca. 3,5 Ga). Na amostra de grauvaque AJ-1 da Formação da Brejeira, os zircões detríticos precâmbricos (ca. 635-599 Ma, ca. 844-641 Ma, ca. 878 Ma, ca. 1,4-1,1 Ga, ca. 2,0-1,9 Ga, ca. 2,4-2,1 Ga, ca. 2,8 Ga e ca. 2,9 Ga) coincidem com eventos de crescimento de zircão relacionados com as orogenias Cadomiana-Avaloniana e Pan-Africana e com os eventos Eburneano e Libérnico do Cratão Oeste-Africano (Figura V.2). Os dados obtidos permitem considerar que as fontes dos grauvaques ST-8 e AJ-1 que forneceram os zircões com idades precâmbricas, não sendo exatamente as mesmas, não são significativamente diferentes do substrato com afinidade Gondwanica conhecido no SW ibérico (Zona de Ossa-Morena).

Em termos paleotectónicos, podemos admitir que nos grauvaques estudados do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo foi identificada uma fonte de zircões precâmbricos provavelmente relacionada com os arcos magmáticos formados durante a Orogenia Cadomiana. Associados a esta margem ativa neoproterozoica desenvolveram-se bacias sinorogénicas que fazem parte do substrato da Zona de Ossa-Morena (Série Negra; Pereira et al., 2008) cuja herança em zircões detríticos tem afinidade com o Cratão Oeste Africano, de onde são provenientes os grãos paleoproterozoicos e arcaicos. A inexistência de grãos de zircão mesoproterozoicos na Formação de Mira e a sua presença na Formação da Brejeira (12%) mostra que nas etapas finais da sedimentação do flysch existiria uma fonte externa ao substrato da Zona de Ossa-Morena, podendo ser indicador da presença de uma fonte originária da Laurússia. Ao procurarmos nas

imediações das bacias do Carbónico da Zona Sul Portuguesa fontes potenciais para os zircões detríticos de idade neoproterozoica encontramos as rochas sedimentares e magmáticas do Ediacariano-Ordovícico Inferior e/ou as rochas sedimentares do Ordovícico Superior-Devónico Inferior que pertencem à Zona de Ossa-Morena. Estes zircões detríticos antigos também poderão ser provenientes da reciclagem de rochas sedimentares e vulcânicas do Devónico Superior da Zona Sul Portuguesa.

A população de zircão detrítico de idade neoproterozoica, que se formou durante o desenvolvimento da margem ativa do Norte de Gondwana, associada à proximidade de fontes mais antigas paleoproterozoicas e arcaicas localizadas no Cratão Oeste-Africano, define o substrato gondwanico do SW Ibérico que é caracterizado pela (Pereira et al, 2012a, 2012b, 2013a; Figura V.2):

- i) pouca representatividade ou mesmo a ausência de idades mesoproterozoica, entre ca. 1,6-1,0 Ga;
- ii) a abundância de idades neoproterozoicas, principalmente do Ediacariano e Criogénico, entre ca. 850-541 Ma; estas idades estão relacionadas com os eventos formadores de zircão associados às orogenias Cadomiana, Avaloniana e Pan-Africana (Linnemann et al., 2007, 2008, Nance et al., 2008, Abati et al., 2010, Pereira et al., 2012a);
- iii) a presença de idade paleoproterozoicas e arcaicas relacionadas com os eventos formadores de zircão das orogenias que afetaram o Cratão Oeste-Africano; incluem os eventos Eburneano (idades entre ca. 2,27-2,05 Ga; Liégeois et al., 1991; Pereira et al., 2008, 2011, 2012a,c; Abati et al., 2010), Libériano (ca. 2,9-2,7 Ga; Koulamelan et al., 1997; Key et al., 2008) e Leóniano (ca. 3,5-3,0 Ga; Thiéblemont et al., 2004).

Comparando as idades paleozoicas da população de zircões detríticos da amostra AJ-1 com as populações das amostras mais recentes da Formação da Brejeira (TH-5 e AM-1), verifica-se que na primeira não foram encontrados zircões paleozoicos. É de realçar que nas amostras TH-5 e AM-3 ocorrem zircões do Ordovícico Superior e Silúrico, cujas fontes potenciais não se conhecem na Zona de Ossa-Morena e que estão provavelmente localizadas na Laurússia (van Staal et al., 2009). Nos grauvaques AM-3 e TH-5 os zircões carbónicos são vestigiais, no entanto, observa-se um ressurgimento da população devónica. Os grãos de idade Devónico Médio-Superior que derivam de eventos de cristalização de zircão relacionados com a subducção do Oceano Rheic não têm uma fonte identificável na Zona de Ossa-Morena. Apenas se encontram algumas rochas vulcânicas do Devónico Superior na Zona Sul Portuguesa (Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa; ca. 384 e ca. 374 Ma; Rosa et al., 2009;

Oliveira et al., 2013a) que poderiam fornecer zircões desta idade. Por sua vez, são também comuns na Formação da Brejeira zircões detríticos do Mesoproterozoico (12% na amostra AJ-1 e 7 e 8% nas amostras AM-3 e TH-5 respetivamente). As idades próximas de ca. 1 Ga são geralmente associadas à Laurencia, Gandéria e Avalónia (Nance et al., 2008) que são terrenos da Laurússia. Também se conhecem na Ibéria percentagens significativas de idades ca. 1 Ga em afloramentos limitados de rochas sedimentares do Grupo do Pulo do Lobo (Braid et al., 2011) perto do limite entre as zonas Sul Portuguesa e da Ossa-Morena, e em rochas sedimentares precâmblicas e ordovícicas dos domínios setentrionais da Zona Centro-Ibérica (Gutiérrez-Alonso et al., 2003; Pereira et al., 2012a,c) e ainda em rochas sedimentares do Ordovícico ao Carbónico da Zona Cantábrica (Pastor-Galán et al., 2013).

Por outro lado, as possíveis fontes para as idades Devónico Médio-Superior encontradas nos sedimentos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, com maior representatividade na Formação de Mértola, passando a ser pouco importante na Formação de Mira mas voltando a surgir na Formação da Brejeira, são (Pereira et al., 2012b, 2013a):

- i) os Terrenos oceânicos alóctones do NW da Ibéria que apresentam zircões destas idades (Martinez Catalán et al., 2008), mas também do Neoproterozoico, Paleoproterozoico e Arcaico, sendo que estas não são comuns na Formação de Mértola;
- ii) o vulcanismo da Zona Centro-Ibérica com ca. 394 Ma que pode derivar de uma fase tardia de rifting associada ao Oceano Rheic (Gutiérrez-Alonso et al., 2008), mas que não apresenta volumetria significativa para ter sido uma fonte importante;
- iii) as rochas vulcânicas da Faixa Piritosa com ca. 384-346 Ma (Rosa et al., 2009; Oliveira et al., 2013), embora apenas correspondam com as idades mais antigas do intervalo principal de idades obtido no flysch da Formação de Mértola (ca. 385-328 Ma);
- iv) as rochas magmáticas resultantes da Orogenia Neo-Acadiana que resultou da acreção do terreno Meguma com a margem da Laurência no intervalo ca. 372-362 Ma (Moran et al., 2007), mas tal como a possibilidade anterior, as idades são um pouco mais recentes que as obtidas na Formação de Mértola;
- v) um arco magmático intra-oceânico relacionado com o fecho do Oceano Rheic, com pouca contaminação continental e que teria apenas como vestígio parte dos terrenos ofiolíticos do NW da Ibéria (Pereira et al., 2012b).

Considerando os grãos mais recentes, as fontes potenciais para os zircões detríticos do Devónico Superior ao Carbónico inferior estão provavelmente relacionadas com o magmatismo

e metamorfismo sin-colisional varisco assinalado na Zona de Ossa-Morena (ca. 355-320 Ma, Santos et al. 1987; Jesus et al., 2007; Pereira et al., 2009; 2015a; Lima et al., 2012) e na Zona Sul Portuguesa (ca. 360-349 Ma, de la Rosa, 2002; Rosa et al, 2008). As amostras de grauvaques ST-8 e AJ-1 parecem indicar que no Serpukhoviano, estas fontes com zircões devónico-carbónicos não terão contribuído para alimentar as bacias sedimentares.

Ao analisar os dados disponíveis sobre a geoquímica de rocha total dos turbiditos da Zona Sul Portuguesa é possível detetar que existem variações nas fontes durante a deposição no Carbónico. Constatou-se que os turbiditos da Formação de Mértola (Pereira et al., 2012b) e a base da Formação de Mira (Vilallonga, 2013) derivaram de rochas intermédias a máficas (Pereira et al., 2013a) ou félsicas a máficas (Fernandes et al., 2010).

Jorge et al. (2013) defendem que a Formação de Mértola provém de rochas granitoides com menores proporções relativas de rochas máficas, tornando-se esta contribuição máfica residual na Formação de Mira. Na Formação da Brejeira os grauvaques indicam que os materiais que os originaram são provenientes de fontes claramente félsicas (Fernandes et al., 2010, Oliveira et al., 2013, Pereira et al., 2013a) e com um maior índice de reciclagem sedimentar (Jorge et al., 2013). As populações de zircão detrítico mostram que as idades máximas de deposição da Formação de Mira e de Brejeira se afastam bastante das suas idades bioestratigráficas indicando que a partir do Serpukhoviano deixa de haver fontes próximas com magmatismo contemporâneo da sedimentação do flysch. A simultânea presença de grãos característicos de Gondwana e da Laurússia nos grauvaques da Formação da Brejeira sugere a progressiva aproximação e colisão destes dois blocos continentais (Pereira et al., 2013a).

Em síntese, as fontes que alimentaram os depósitos turbidíticos do Carbónico da Zona Sul Portuguesa podem ter sido:

- i) fontes internas localizadas na Zona de Ossa-Morena (Ediacariano-Carbónico), cuja afinidade com a margem Norte de Gondwana é reconhecida;
- ii) fontes externas a Gondwana e com afinidade com a Laurússia, que se faz sentir apenas nos turbiditos mais recentes da Formação da Brejeira;
- iii) fontes exóticas relacionadas com eventos de cristalização de zircão durante o Devónico Médio-Superior (Orogenia Varisca), atualmente sem expressão cartográfica, e que deverão ter sido formadas durante o fecho do Oceano Rheic.

Em termos paleogeográficos e paleotectónicos (Figura V.5), a Ibéria e as bacias carbónicas da Zona Sul Portuguesa sugerem que evoluíram num processo progressivo de aproximação e colisão de dois blocos continentais em consequência do fecho do Oceano Rheic.



Figura V.5 – Enquadramento paleogeográfico e paleotectónico da Ibéria no Devónico e no Carbónico. Adaptado de <http://cpgeosystems.com/europaleogeography.html>.

O flysch da Formação de Mértola teria provavelmente uma fonte caracterizada pela abundância de zircão do Devónico Médio a Superior. Este terreno, que poderia representar um arco-ilha, não havendo registo atual no SW da Ibéria e cujo equivalente pode estar representado nos terrenos ofiolíticos do NW da Ibéria, terá sido subductado em parte durante o fecho do Oceano Rheic (Pereira et al., 2012b).

Jorge et al. (2013) com base em dados geoquímicos sugerem que a fonte seria um arco continental com alguma contribuição de crosta continental. A hipótese de um arco continental com esta idade localizado na Zona de Ossa-Morena é difícil de explicar pois não existe um volume significativo de rochas magmáticas do Devónico Médio-Superior em ambos os lados da suposta sutura do Oceano Rheic que é descrita no SW da Ibéria (zonas Sul Portuguesa e de Ossa-Morena).

V-2. Sienito do Maciço de Sines

Os resultados da geocronologia U-Pb em zircão ígneo dos sienitos do Maciço de Sines (com 90-110% de concordância) mostram que a amostra MS-4 apresenta idades no intervalo ca. 74-87 Ma, enquanto a amostra MS-5 tem idades que variam entre ca. 77-87 Ma, indicando que representam não um único episódio de cristalização de zircão mas sim vários distribuídos por ca. 13 Ma. Ao aplicarmos o Teste K-S às duas amostras (Figura V.10) verificamos que apresentam grande afinidade entre si, o que possibilita que os resultados obtidos para cada amostra possam ser utilizados em conjunto constituindo uma única população. Assim, para o sienito foram obtidos 119 idades U-Pb, dos quais 118 são de idade cretácica, sendo um único grão de idade neoproterozoica (ca. 631 Ma).

Os zircões ígneos analisados são: i) simples, ou seja formados na câmara magmática a partir do mesmo líquido que originou a massa de sienito e durante um único evento de cristalização, ii) compósitos incluindo núcleos relativamente mais antigos relacionados com estádios precoces de cristalização que decorreram poucos milhões de anos antes (antecristal; Miller et al., 2007) ou, num caso, iii) zircões herdados de possíveis fontes bastante mais antigas cristalizadas dezenas a milhares de anos antes e/ou podem também ser zircões arrancados do encaixante (xenocristal). A observação das imagens de catodoluminescência dos zircões do sienito de Sines (Apêndice C, Figuras C.2 e C.3) revela que a maioria representa prismas eúdricos a subédricos, angulares a subangulares e prismáticos ou achatados.

A morfologia interna dos zircões é muito característica (ver Figuras IV.18 e IV.22, Capítulo Resultados e Figuras C.2 e C.3, Apêndice C) pois incluem um núcleo que ocupa a maior parte da área do grão, de cor mais escura (maior concentração de U na fase inicial de cristalização), e uma zona mais externa, mais clara, com zonamento geralmente concêntrico, muitas vezes visível apenas nas extremidades do cristal (aqui designado por crescimento apical) (Apêndice C, por exemplo, Figura C.2 - MS-4, A16, B7 e Figura C.3 - MS-5, A15, A17, A26). Frequentemente, esta zona mais externa não apresenta zonamento oscilatório, mas uma margem de cor branca circundando todo o perímetro do cristal e apenas com zonamento nas faces mais longas paralelas ao eixo maior do cristal (Figura C.3 - MS-5, A60). O núcleo mais escuro também pode ser de menor dimensão, ocupando a zona externa a maior área do grão com zonamento oscilatório a prevalecer, geralmente em cristais mais aciculares (Figura C.2 - MS-4, A29, A42; Figura C.3 - MS-5, A33, B9, por exemplo). Não se observa, na maior parte dos casos, uma transição do núcleo mais escuro para a zona de zonamento oscilatório mais clara que possa sugerir uma pausa no crescimento e eventual dissolução e recristalização de novo zircão. No entanto, verifica-se que na maioria destes zircões as duas zonas (núcleo e auréola de crescimento) apresentam idades distintas mas nunca ultrapassando uma diferença superior a 10

milhões de anos. Por exemplo na amostra MS-5 (Figura C.3, A30, A31), o núcleo apresenta a idade U-Pb de ca. 78 Ma e a zona mais externa têm ca. 85 Ma (provável perda de chumbo), na amostra MS-4 o núcleo tem ca. 82 Ma e a zona externa tem ca. 84 Ma (Figura C.2, A31 e A32) ou as duas zonas com a mesma idade U-Pb de ca. 80 Ma (Figura C.2, A27 e A28). Alguns grãos apresentam indícios de dissolução (Figura C.2 - MS-4, A4, B29; Figura C.3 - MS-5 A44, A47), o que poderá ser interpretado como períodos de pausa na cristalização entre diferentes pulsos de magma, correspondendo à definição de antecristal (Miller et al., 2007).

Os resultados obtidos para a razão Th/U permitiram caracterizar a composição do magma a partir do qual cristalizou o zircão analisado. A Figura V.6 projeta todos os dados obtidos onde alguns (cerca de 8%) se localizam no campo acima do valor de Th/U=1 indicando que se formaram a partir de um magma máfico mas, na sua maioria (cerca de 92%) os zircões estão associados a magmas de composição félsica a intermédia metaluminoso que correspondem ao campo $0,1 < \text{Th}/\text{U} < 1$ do mesmo gráfico (Rubatto e Gebauer, 2000; Wu e Zheng, 2004; Lundmark e Corfu, 2008).

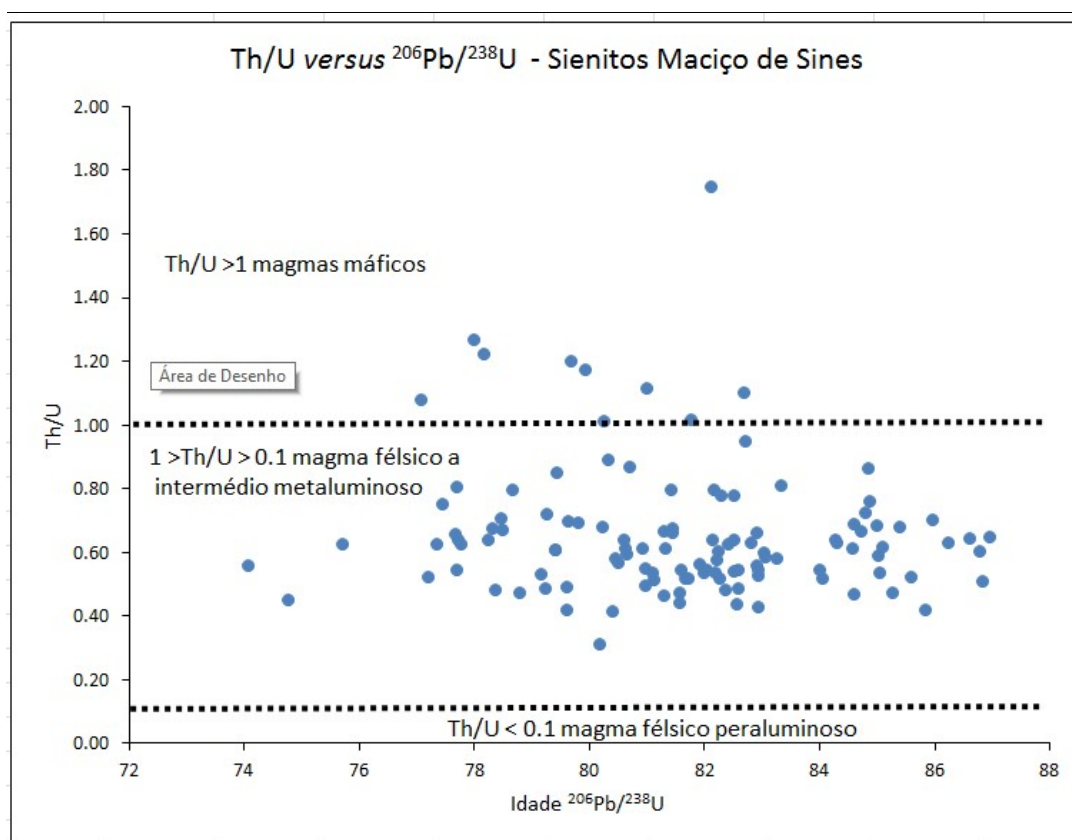


Figura V.6 – Gráfico da razão Th/U versus a idade para os zircões ígneos do sienito do Maciço de Sines.

A razão Th/U tende a ser baixa em rochas evoluídas, ou seja, tende a diminuir progressivamente durante a evolução dos sistemas graníticos (Corfu, 2013) razão pela qual a discriminação dos tipos de magma em função da razão Th/U deve ser considerada como um

indicador genérico. Grange et al. (2010) referem que os magmas alcalinos de Sines (e Sintra) terão sido inicialmente de origem mantélica sublitosférica, com composição química muito próxima dos basaltos das cristas médias oceânicas mas terá tido uma importante contaminação do manto litosférico subcontinental.

Se considerarmos o espectro de idades cretácicas da população de zircões ígneos do sienito de Sines (n=118; com concordância 90-110%) notamos que se distribui por um intervalo de aproximadamente 13 milhões de anos entre ca. 87-74 Ma. O pico principal da distribuição Kernel e da distribuição de probabilidade das idades U-Pb surge aos ca. 82 Ma (Figura V.7-A).

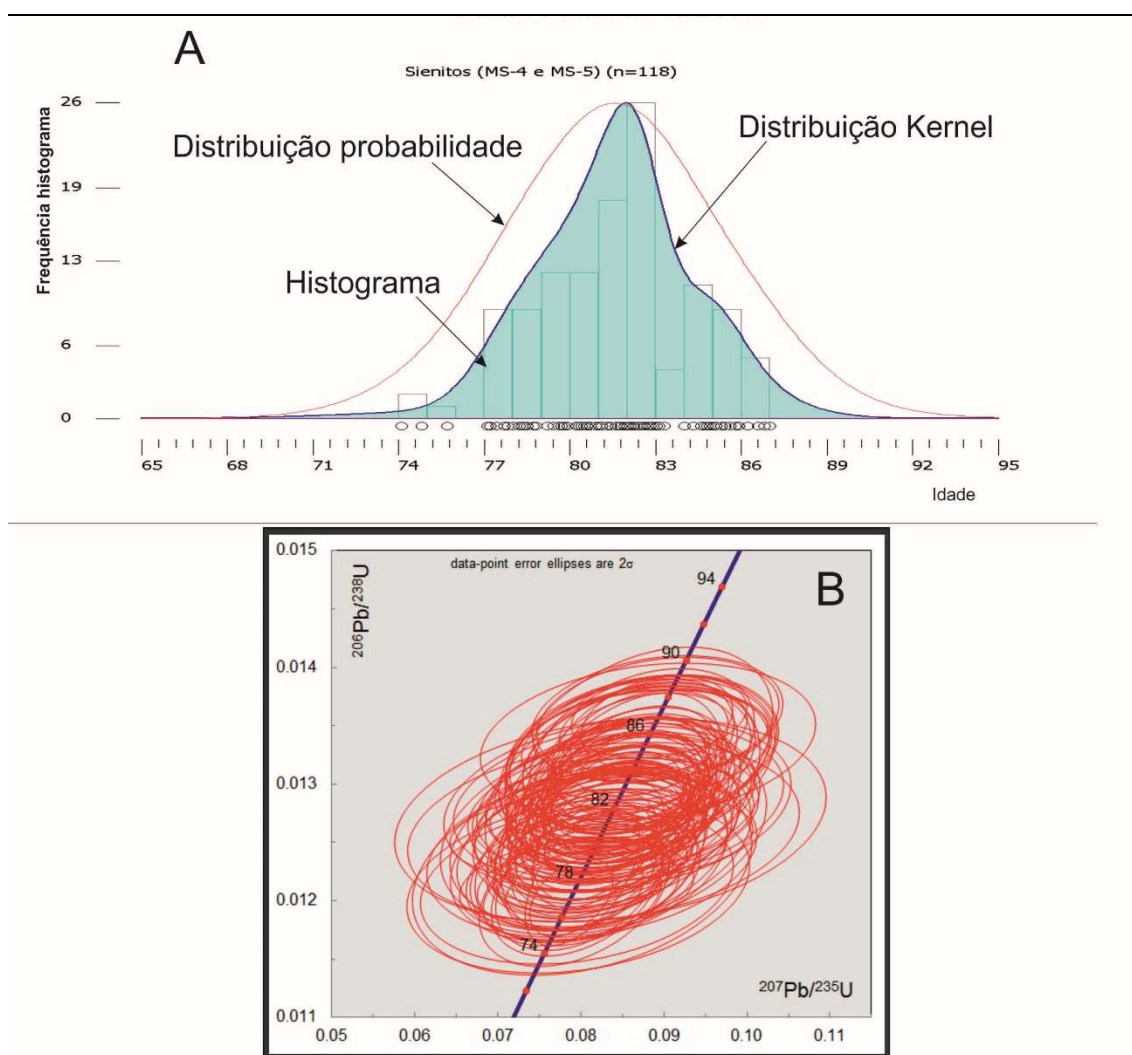


Figura V.7 – A – Gráfico da distribuição de Kernel e da distribuição da probabilidade para o conjunto de dados (n=118) do sienito de Sines; B – Diagrama de concórdia para o mesmo conjunto de dados.

A distribuição das duas curvas de probabilidade e de Kernel, que descreve uma curva gaussiana, indica que o início da cristalização de zircão ocorreu aos ca. 87 Ma, atingiu um pico máximo aos ca. 82 Ma e terá terminado aos ca. 74 Ma.

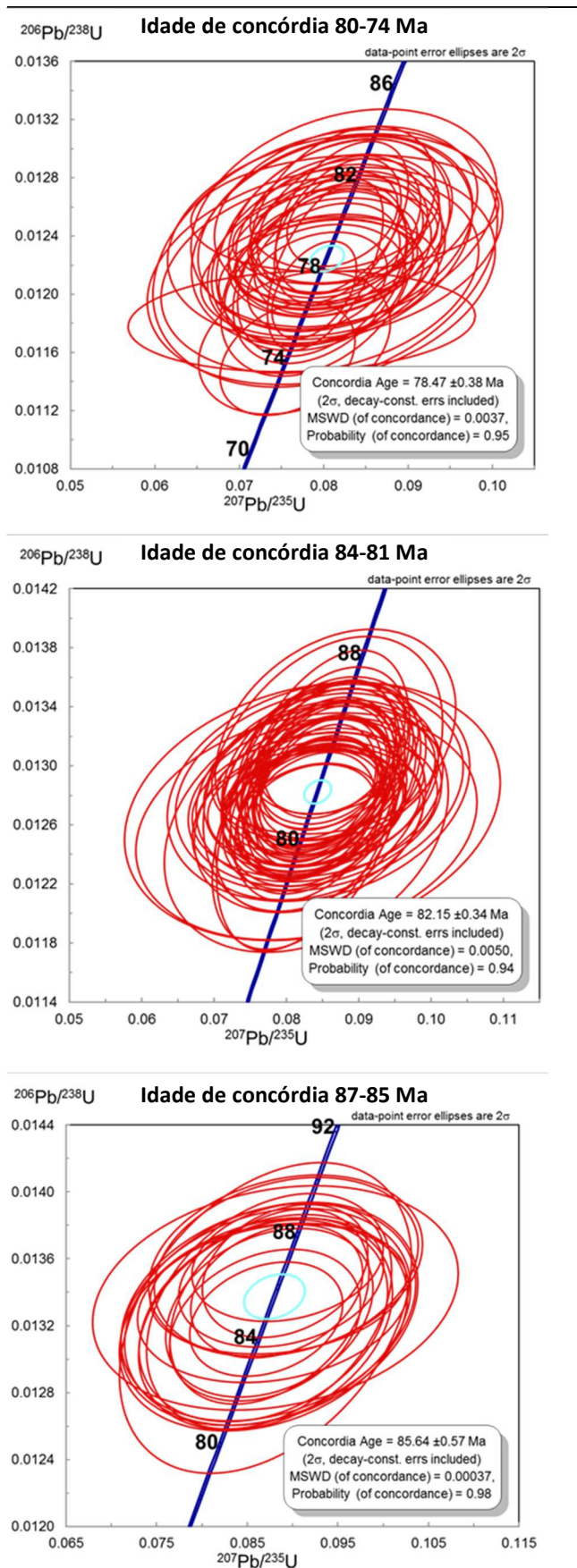


Figura V.8 – Diagramas de concórdia dos três intervalos de cristalização de zircão dos sienitos do Maciço de Sines.

Ao projetarmos todas as idades num diagrama de concórdia (Figura V.7-B) constatamos que não é possível definir uma só idade de concórdia (obtendo-se, no entanto, uma idade weighted average de 81,15±0,51 Ma), observando-se que as elipses de erro se distribuem e se podem agrupar por vários grupos de idades: aos ca. 80-74 Ma, aos ca. 84-81 Ma e aos ca. 87-85 Ma (Figura V.8).

No primeiro grupo, respeitante aos zircões mais recentes (ca. 80-74 Ma), a idade de concórdia obtida foi de 78±0,4 Ma (MSWD de concordância = 0,0037; probabilidade de concordância = 0,95). No segundo grupo (ca. 84-81 Ma) obteve-se a idade de concórdia aos 82±0,3 Ma (MSWD de concordância = 0,005; probabilidade de concordância = 0,94) e para o terceiro grupo (ca. 87-85 Ma) a idade de concórdia é de 86±0,6 Ma (MSWD de concordância = 0,00037; probabilidade de concordância = 0,98). Com esta divisão em grupos, sugerimos que esta intrusão admitiu uma sucessão de eventos de cristalização de zircão durante um intervalo de aproximadamente 13 Ma e espaçados entre si por ca. 4 Ma.

Num estudo geocronológico anterior sobre o Maciço de Sines, Miranda et al. (2009) apresentaram resultados de datação U-Pb, utilizando o mesmo método (ablação laser), em zircões ígneos do sienito. As idades U-

Pb obtidas por aqueles autores variam entre ca. 77-73 Ma (n=18), correspondendo a uma idade média ponderada de $75\pm 0,6$ Ma (Figura V.9). Mais tarde, Grange et al. (2010) amostraram o sienito e o gabro do Maciço de Sines e dataram os zircões pelo método de diluição isotópica. Nas duas amostras de gabro as idades obtidas variaram entre ca. 78-77 Ma a partir das médias ponderadas calculadas a partir de frações de zircão: $77\pm 0,6$ Ma (5 frações de zircão, MSWD=0,19) e $77\pm 0,4$ Ma (9 frações de zircão, MSWD=0,50). Na amostra de sienito usaram sete frações de zircão, e obtiveram idades no intervalo ca. 78-74 Ma, com média ponderada de $76\pm 1,3$ Ma (MSWD=2,7). Para comparar as idades publicadas por estes autores com as nossas foram construídas curvas da distribuição de Kernel (Figura V.9). As curvas Kernel mostram importantes diferenças entre o espectro de idades U-Pb dos sienitos amostrados neste estudo (amostras MS-4 e MS-5) e os dos sienitos e gabros estudados por Miranda et al. (2009) e Grange et al. (2010) que apresentam um intervalo de idades mais limitado, confinado a idades mais recentes e também a um menor número de dados.

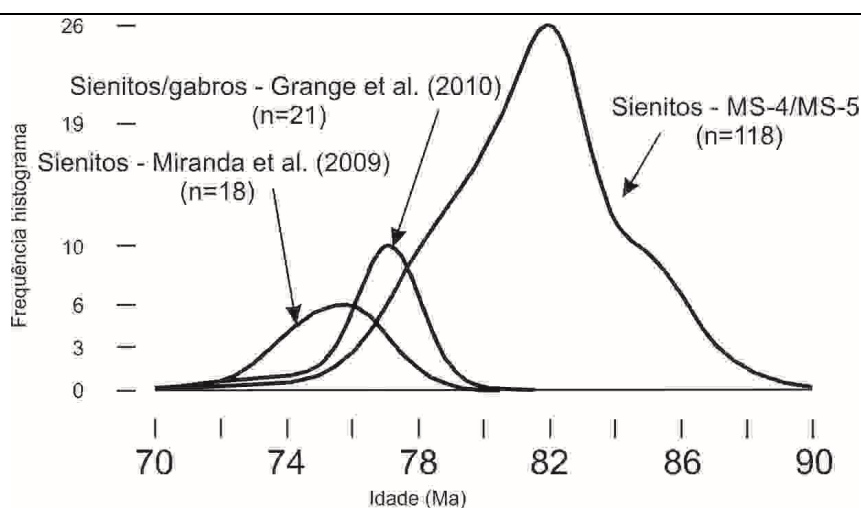


Figura V.9 - Comparação da distribuição Kernel para as idades de zircão ígneo das amostras MS-4 e MS-5 (presente estudo) e para as obtidas por Miranda et al. (2009) e Grange et al. (2010).

Os resultados obtidos por Miranda et al. (2009) e por Grange et al. (2010) indicam intervalos de idades de zircão mais recentes do que os obtidos para as amostras MS-4 e MS-5 no presente estudo. A aplicação do teste K-S (Figura V.10) utilizando as idades de zircão ígneo das amostras de Miranda et al. (2009), de Grange et al. (2010) e as amostras MS-4 e MS-5, revelou que:

- i) a população de zircão ígneo das amostras de sienito MS-4 e MS-5 são compatíveis entre si mas não apresentam afinidade com as populações de zircão ígneo das amostras de sienito e gabro analisados por Miranda et al. (2009) e por Grange et al. (2010), como se pode ver pelo afastamento das curvas cumulativas para as idades mais antigas;

- ii) as populações de zircão ígneo das amostras de sienito e gabro analisados por Miranda et al. (2009) e por Grange et al. (2010) apresentam afinidade entre si, como indica a quase sobreposição das suas curvas cumulativas.

O intervalo de idades total de cristalização de zircão (ca. 87-73 Ma) pode ocorrer se existirem vários episódios de cristalização no Maciço de Sines. As idades de cristalização que se distribuem por três estádios durante aproximadamente 13 Ma podem ser explicadas pelo facto de o processo de cristalização de um magma ser mais lento no interior da câmara magmática comparativamente com as zonas marginais onde o arrefecimento é mais eficiente em contacto com as rochas encaixantes mais frias. Miller et al. (2007) citando trabalhos de Bateman e Chappell (1979) e Bateman (1992) referem, como exemplo deste processo de cristalização faseada no tempo, o batólito Cretácico de Tuolumne (EUA) que regista um intervalo de cristalização de magma de cerca de 8-10 Ma, onde os zircões ígneos formados na câmara magmática a partir do mesmo magma podem ser simples e relacionados com um único evento de cristalização ou, serem compósitos incluindo núcleos relativamente mais antigos relacionados com estádios precoces de cristalização que decorreram poucos milhões de anos antes (antecristal; Charlier et al., 2005; Miller et al., 2007; Corfu, 2013).

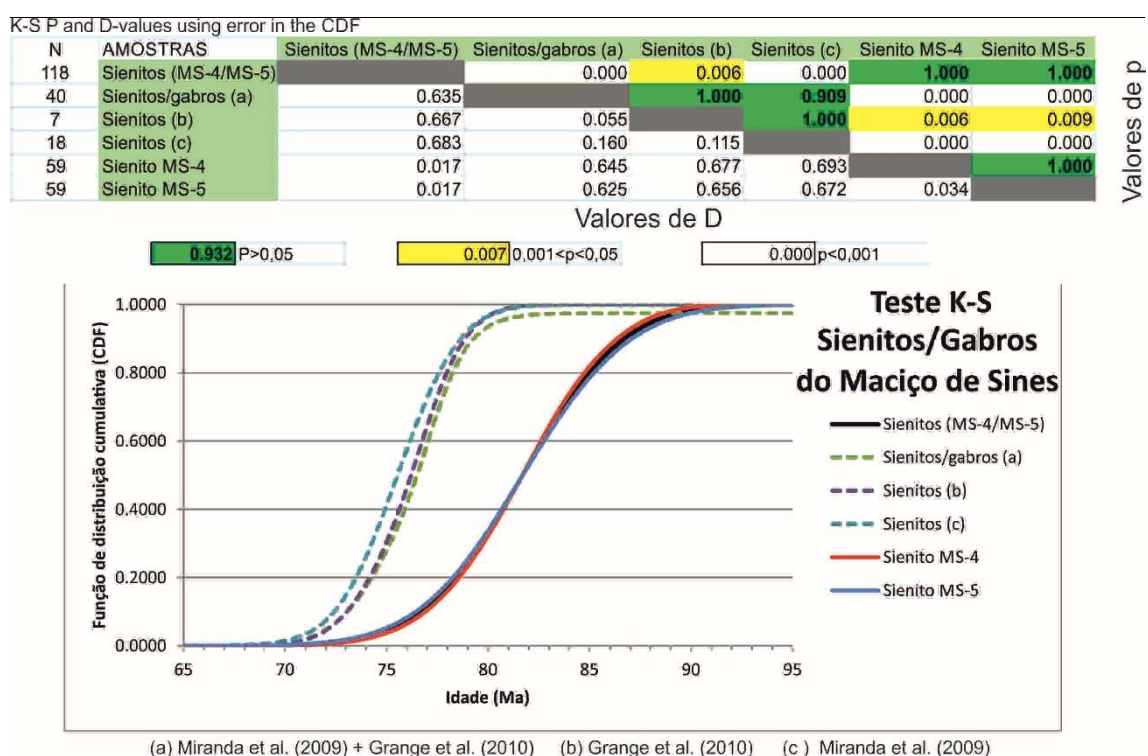


Figura V.10 – Teste K-S para as idades U-Pb de zircão das amostras de sienito MS-4 e MS-5 (presente estudo) e das amostras de sienito e de gabro do Maciço de Sines estudadas por Miranda et al. (2009) e de Grange et al. (2010). Sienitos/Gabros (a) – Dados conjuntos de Miranda et al. (2009) e de Grange et al. (2010); Sienitos (b) – Dados de Grange et al. (2010); Sienitos (c) – Dados de Miranda et al. (2009).

As idades de zircões ígneos obtidas no presente estudo e por Grange et al. (2010) e Miranda et al. (2009) para o Maciço de Sines podem ser usadas conjuntamente com as idades obtidas para o Maciço de Sintra e para o Maciço de Monchique para se discutir a paleotectónica do Cretácico e a relação entre a distribuição espacial e temporal do magmatismo alcalino no SW da Ibéria.

Na Figura V.11 estão representadas as idades obtidas por Grange et al. (2010) e por Miranda et al. (2009) para as diferentes espécies petrográficas dos maciços cretácicos de Sintra, Sines e Monchique e, outras ocorrências menores como Ribamar (a norte de Sintra). Os dados de Grange et al. (2010) indicam que a idade de cristalização dos maciços ígneos aumenta de sul (Monchique) para norte (Ribamar). Para estes autores a formação dos maciços cretácicos terá ocorrido durante a migração para noroeste da placa ibérica, que se deslocou sobre uma pluma mantélica, corroborando o modelo proposto por Merle et al. (2006). Estes admitem que a existência de uma pluma mantélica sob a Ibéria é coerente com a rotação sinistrogira da Ibéria proposta anteriormente por Ribeiro et al. (1979). Esta pluma mantélica terá perdurado no tempo estando periodicamente ativa sob a crosta oceânica Atlântica, sob a zona de transição continente-oceano e sob a margem continental da Ibéria (Merle et al., 2006). No entanto, podemos verificar que os intervalos de idade obtidos por Grange et al. (2010) mostram alguma sobreposição temporal entre os três eventos principais, particularmente evidente entre as litologias dos maciços de Sintra e Sines.

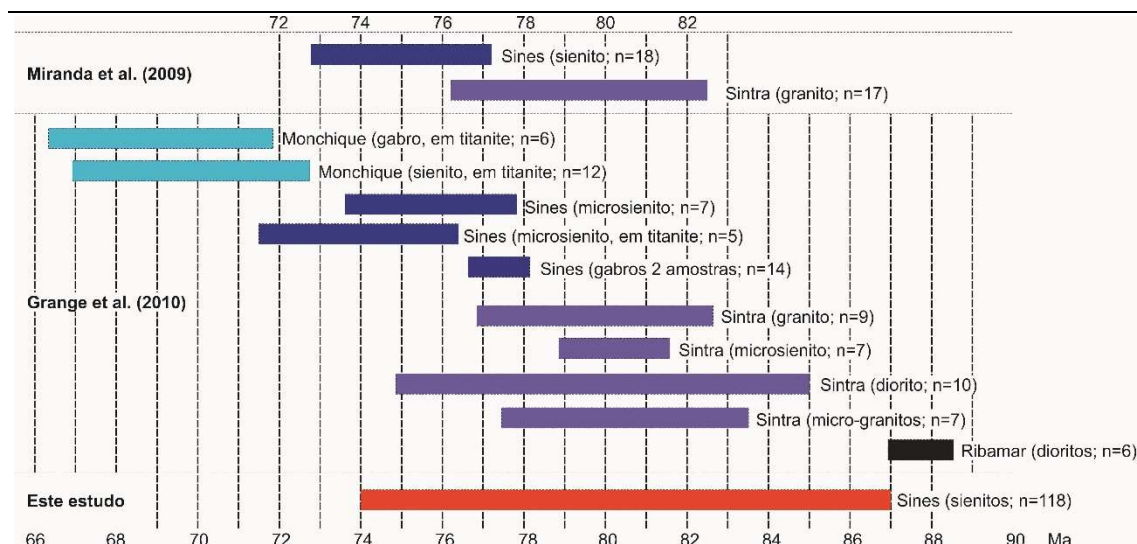


Figura V.11 - Gráfico com os intervalos de idades U/Pb obtidas no presente estudo, por Grange et al. (2010) e por Miranda et al. (2009) para os diferentes litotipos dos maciços cretácicos da margem Ibérica.

Para Miranda et al. (2009) as idades obtidas nos Maciços de Sintra e Sines apresentam também alguma sobreposição e não são substancialmente diferentes dos obtidos por Grange et al. (2010). Miranda et al. (2009) admitem a possibilidade de terem ocorrido dois eventos

magmáticos durante o intervalo de ca. 22 Ma que terá durado o magmatismo alcalino na Ibéria (ca. 94-72 Ma), nomeadamente um primeiro evento aos ca. 94-88 Ma (Sibuet et al., 2004) e um segundo evento aos ca. 75-72 Ma. O primeiro evento estaria relacionado com o processo de abertura do Golfo da Biscaia e consequente rotação sinistrogira da Ibéria, enquanto o segundo evento estaria relacionado com os episódios iniciais de tectónica compressiva Alpina que formaram os Pirenéus e a Cordilheira Bética, bem como com a inversão tectónica das bacias mesozóicas. Verifica-se que as idades obtidas no Maciço de Sintra (ca. 82-76 Ma) caem no intervalo que separa os dois eventos magmáticos propostos enquanto uma parte das idades obtidas para Sines (ca. 73-77 Ma) se incluem no evento mais recente.

A rotação da península está balizada por anomalias magnéticas que indicam que o início do movimento ocorreu aos ca. 118 Ma e o final aos ca. 80 Ma (Sibuet et al. 2004). A ascensão do magma alcalino seria através de descontinuidades na litosfera em zonas de adelgaçamento que se desenvolveriam em função do movimento de rotação da Ibéria (Ribeiro et al., 1979; Terrinha, 1998; Solé et al., 2003). Segundo os dados radiométricos disponíveis o início do processo de cristalização de sienito no Maciço de Sines ocorreu aos ca. 87 Ma, ainda antes de ter finalizado a rotação da Ibéria e, prolongou-se depois de ter terminado esse movimento.

As idades de cristalização de zircão ígneo obtidas no presente estudo, que definem um intervalo de ca. 13 Ma, não suportam o modelo de pluma mantélica argumentado por Grange et al. (2010), porque as idades do Maciço de Sines coincidem com as idades do Maciço de Sintra (Figura V.11).

O magmatismo alcalino Cretácico que não é exclusivo da margem continental, pois está bem representado na crosta oceânica adjacente (Merle et al., 2006), parece ter resultado de uma importante anomalia térmica regional. Esta anomalia térmica terá favorecido condições de fusão mantélica sobre uma extensa área de crosta continental e oceânica tal como sugerem Miranda et al., (2009). A tectónica associada à rotação da Ibéria e consequente compressão Alpina terão criado as condições estruturais para facilitar a ascensão dos magmas alcalinos que formaram os Maciços de Sintra, Sines e Monchique.

V-3. Areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade

As seis amostras de areia plio-pleistocénica foram colhidas nas arribas das praias das Areias Brancas (AB-3 e AB-4), do Norte (PN-1 e PN-2) e de S. Torpes (ST-5 e ST-6). As amostras AB-3 e AB-4 localizam-se a cerca de 12 km a norte de Sines, as PN-1 e PN-2 a cerca de 1 Km também a norte de Sines e as amostras ST-5 e ST-6 a cerca de 10 km a sul do Cabo de Sines, pertencendo todas ao preenchimento sedimentar da Bacia de Alvalade.

As amostras AB-3 e AB-4 (Figura V.12) mostram um predomínio de zircões paleozoicos (ca. 70-73%) relativamente aos precâmbrios (ca. 27-30%). Na população de zircões detríticos do Paleozoico da amostra AB-3 predomina o Carbónico (ca. 43%) e Devónico (ca. 24%), seguindo-se o Câmbrio (ca. 3%), Silúrico (ca. 2%) e Ordovícico (ca. 1%). Na amostra AB-4 o Carbónico é o mais importante (ca. 58%), seguindo-se o Devónico (ca. 6%), o Câmbrio (ca. 5%), o Silúrico (ca. 1%) e o Ordovícico (ca. 1%). Os zircões precâmbrios da amostra AB-3 indicam predominância de zircões do Neoproterozoico (ca. 17%), representado pelo Criogénico (ca. 12%), Ediacariano (ca. 3%), e Toniano (ca. 1%). O Paleoproterozoico representa ca. 7%, o Mesoproterozoico ca. 2% e o Arcaico ca. 1%. Para a amostra AB-4 obtiveram-se zircões do Neoproterozoico (ca. 20%), representado pelo Criogénico (ca. 10%), Ediacariano (ca. 7%), e Toniano (ca. 2%), Mesoproterozoico (ca. 6%), Paleoproterozoico (ca. 2%) e Arcaico (ca. 2%). Analisando o conjunto de idades de zircões detríticos da areia da arriba da Praia das Areias Brancas nota-se a ausência de grãos cretácicos. Por outro lado, tendo em conta que a amostra AB-3 representa um episódio de deposição mais antigo, verifica-se um incremento da população paleozoica para o topo da sequência de níveis de areia, traduzida essencialmente pelo ligeiro aumento da percentagem de grãos do Carbónico e diminuição dos grãos do Devónico (Figura. V.12).

Na Praia do Norte, a amostra de areia plio-pleistocénica PN-2 colhida no nível estratigráfico mais antigo, relativamente àquele onde foi colhida a amostra PN-1, tem ca. 43% de zircões cretácicos, ca. 37% paleozoicos e ca. 20% precâmbrios. O Paleozoico nesta amostra PN-2 está representado o Carbónico (ca. 18%), o Pérmico (ca. 10%), Câmbrio (ca. 4%), Ordovícico (ca. 2%) e Devónico (ca. 2%). Os zircões detríticos precâmbrios distribuem-se pelo Neoproterozoico (ca. 12%; repartido pelo Criogénico - ca. 8% e Ediacariano - ca. 4%) e Paleoproterozoico (ca. 8%). A amostra PN-1, mais recente, inclui ca. 37% de zircões cretácicos, ca. 34% precâmbrios e ca. 29% paleozoicos. A população de zircão detrítico mais representada no Paleozoico é do Carbónico (ca. 22%) seguida do Devónico (ca. 4%), Câmbrio (ca. 2%) e Ordovícico (ca. 1%). O Precâmbrio na amostra PN-1 inclui o Neoproterozoico (ca. 24%; repartido pelo Criogénico - ca. 14%, Ediacariano - ca. 8% e Toniano - ca. 2%), o Paleoproterozoico (ca. 7%), o Arcaico (ca. 3%) e o Mesoproterozoico (ca. 1%). Em síntese pode dizer-se que para o topo da sequência de areias plio-pleistocénicas da arriba da Praia do Norte se observa uma diminuição da população de zircão detrítico do Cretácico e do Paleozoico e um incremento de idades precâmbrias. No caso dos grãos de idade paleozoica é de salientar a presença de grãos do Pérmico no nível estratigráfico mais antigo que não inclui grãos do Paleoproterozoico nem do Arcaico (Figura. V.12).

Na areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S. Torpes, a amostras ST-5 e ST-6, colhidas em locais separados por cerca de cinco metros, incluem aproximadamente ca. 53% de

zircões paleozoicos, ca. 26-29% precâmbrios e ca. 17-21% cretácicos. A população de zircão detrítico do Paleozoico da amostra ST-5 inclui grãos do Carbónico (ca. 40%), Câmbrico (ca. 7%), Devónico (ca. 6%) e Ordovícico (ca. 2%). Na amostra ST-6 os zircões paleozoicos estão representados por grãos do Carbónico (ca. 24%), Devónico (ca. 24%) e Câmbrico (ca. 6%). A população mais antiga da amostra ST-5 apresenta ca. 21% de zircões neoproterozoicos (Ediacariano - ca. 10%, Criogénico - ca. 9% e Toniano - ca. 2%), ca. 2% de zircões paleoproterozoicos e ca. 2% do Arcaico, enquanto na amostra ST-6 os zircões mais antigos pertencem ao Paleoproterozoico (ca. 18%) e ao Neoproterozoico (representado unicamente pelo Ediacariano - ca. 12%). Ao comparar as populações de zircão detrítico das duas amostras da Praia de S. Torpes salienta-se a ausência de idades ordovícicas, mesoproterozoicas e arcaicas na amostra ST-6, as maiores percentagens em grãos devónicos e paleoproterozoicos e as percentagens menores para os zircões carbónicos e neoproterozoicos (Figura V.12).

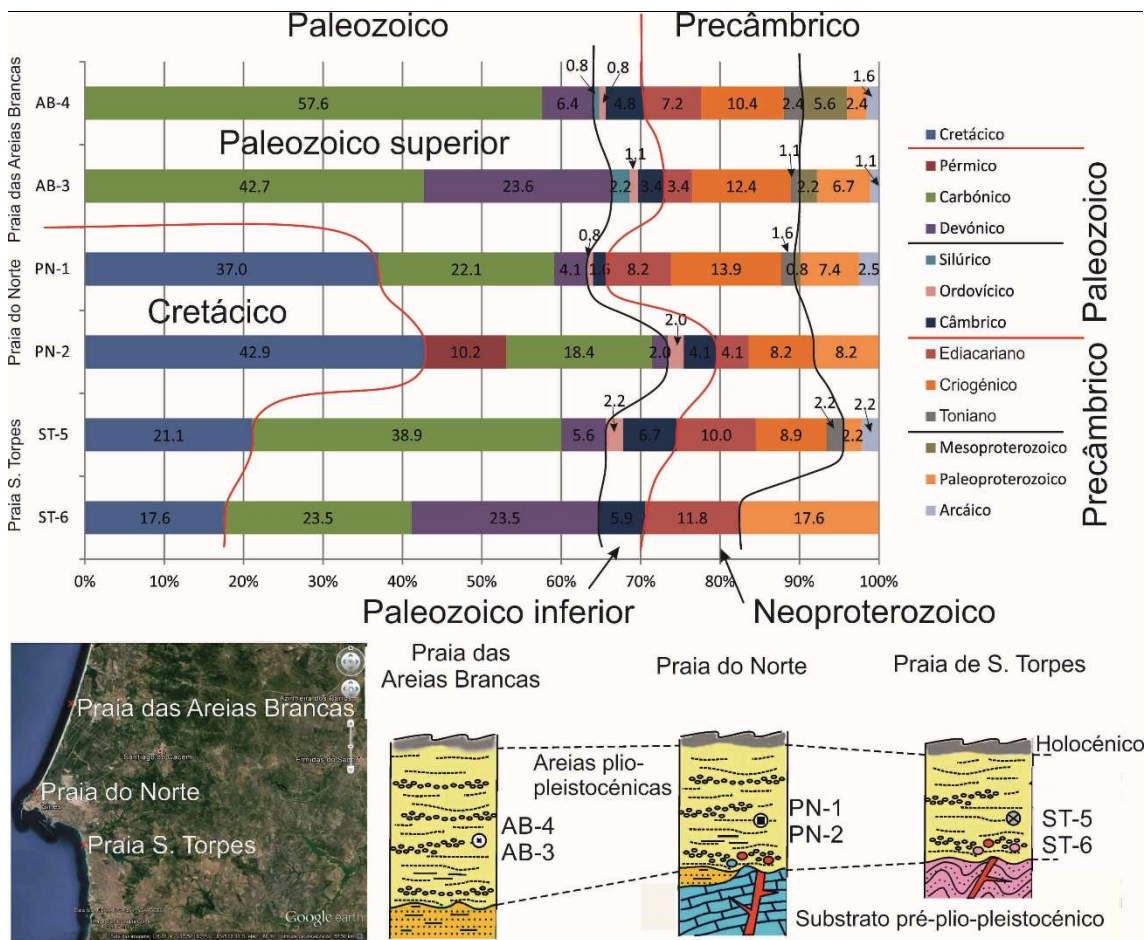


Figura V.12 – Comparação das percentagens de zircão detrítico das seis amostras de areia plio-pleistocénica das arribas e representação esquemática da localização e das posições estratigráficas relativas das seis amostras.

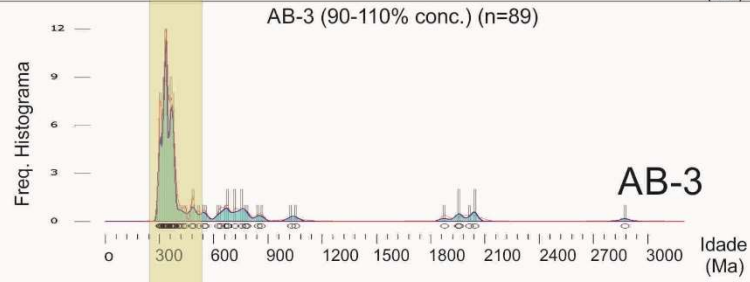
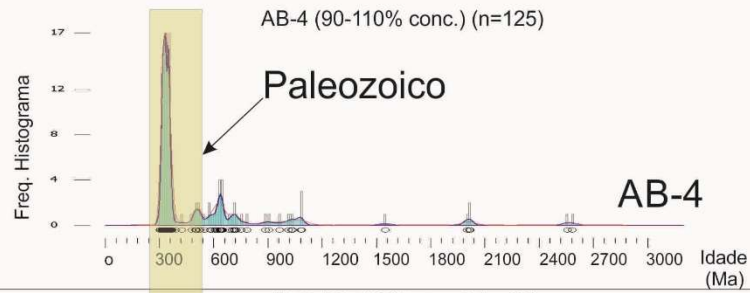
Da observação da Figura V.12, que mostra a variação das percentagens de zircão detrítico da areia plio-pleistocénica da arriba, é possível realçar os seguintes aspetos:

- i) os grãos cretácicos não ocorrem na areia das arribas da Praia das Areias Brancas, o ponto de amostragem mais a norte do Cabo de Sines; no entanto, os zircões cretácicos estão bem representados nas areias plio-pleistocénicas das arribas das praias próximas do mesmo Cabo, tanto a norte como a sul, mas com maior abundância na Praia do Norte, a norte do Cabo de Sines;
- ii) os grãos paleozoicos são dominantes nas amostras colhidas na areia da arriba da Praia das Areias Brancas;
- iii) o intervalo de idades Devónico-Carbónico é o mais representado em todas as amostras se não contabilizarmos a população de zircões detríticos do Cretácico; existe uma tendência para que os grãos do Carbónico sejam mais abundantes para o topo da sequência de areias plio-pleistocénicas de todas as arribas de praia onde colhemos uma amostra de areia mais antiga e outra mais recente;
- iv) ocorrem grãos do Pérmico numa única amostra (PN-2);
- v) no grupo de grãos do Paleozoico inferior apenas o Câmbrico está sempre representado, o Ordovício quase sempre, mas o Silúrico apenas ocorre de forma diminuta na arriba da Praia das Areias Brancas;
- vi) a distribuição de grãos precâmbricos é comum à maioria das amostras, com exceção da amostra ST-6 onde não se encontram zircões detríticos do Criogénico, Toniano nem do Paleoproterozoico e do Arcaico;
- vii) os grãos do Mesoproterozoico são poucos (ca. 6% no máximo na amostra AB-4) e apenas têm expressão nas amostras de areia da arriba da Praia das Areias Brancas, sendo vestigiais na amostra superior da Praia do Norte (ca. 1%);
- viii) os grãos detríticos mais antigos, do Paleoproterozoico e do Arcaico, têm tendência para apresentar uma maior percentagem nas amostras de areia plio-pleistocénica colhidas nos níveis mais antigos das arribas de praia.

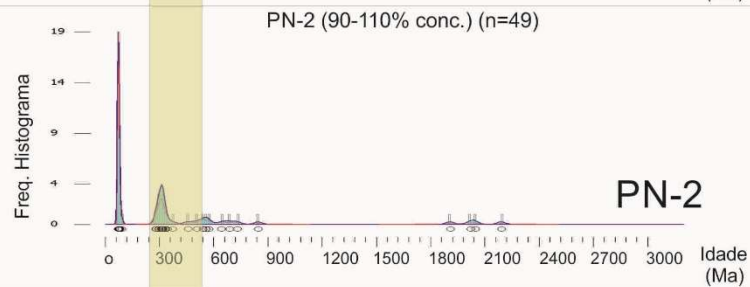
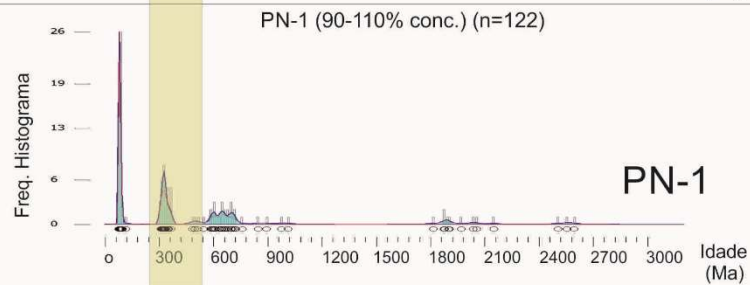
Na Figura V.13 estão representadas as distribuições de probabilidade relativa e de Kernel, onde é possível observar as semelhanças e as diferenças entre amostras de areia plio-pleistocénica das arribas de praia. Nas duas amostras das arribas da Praia das Areias Brancas sobressai a ausência de zircões detríticos cretácicos e os picos no Paleozoico superior e no Neoproterozoico.

Nas arribas das praias localizadas na proximidade do Cabo de Sines, tanto a norte (Praia do Norte) como a sul (Praia de S. Torpes) surge um pico significativo de idades do Cretácico, o que deixa antever, como já foi referido, que a fonte destes zircões não se fez sentir em zonas muito distantes do Maciço de Sines. A fonte mais provável para os grãos cretácicos poderão ser os sienitos e gabros que constituem o Maciço de Sines.

Praia das Areias Brancas



Praia do Norte



Praia de S. Torpes

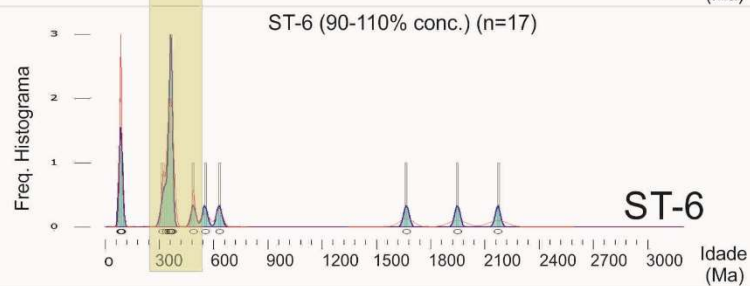
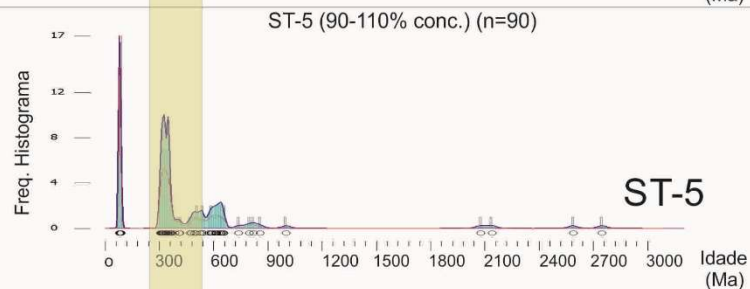


Figura V.13 – Comparação da distribuição da probabilidade e da distribuição de Kernel para as seis amostras de areia plio-pleistocénica das arribas. As amostras estão ordenadas de norte para sul e estratigraficamente em cada praia (ver Figura V.12).

Nas duas amostras de areia plio-pleistocénica da arriba da Praia do Norte o Paleozoico superior mostra uma menor abundância quando comparado com as restantes praias, estando os zircões do Paleozoico inferior muito pouco representados. Na areia da arriba da Praia de S. Torpes, a população de zircão detrítico do Paleozoico superior constitui um pico significativo enquanto os grãos do Paleozoico inferior estão poucos representados.

Na areia das arribas da Praia do Norte, os zircões detríticos do Precâmbrico têm uma maior representação na amostra PN-1 que na amostra PN-2, mais antiga, refletindo uma variação temporal. Nas areias da arriba da Praia de S. Torpes, também se pode observar o Precâmbrico e, mais concretamente, o Neoproterozoico, estando mais representado na amostra ST-5 que na ST-6 evidenciando uma variação espacial.

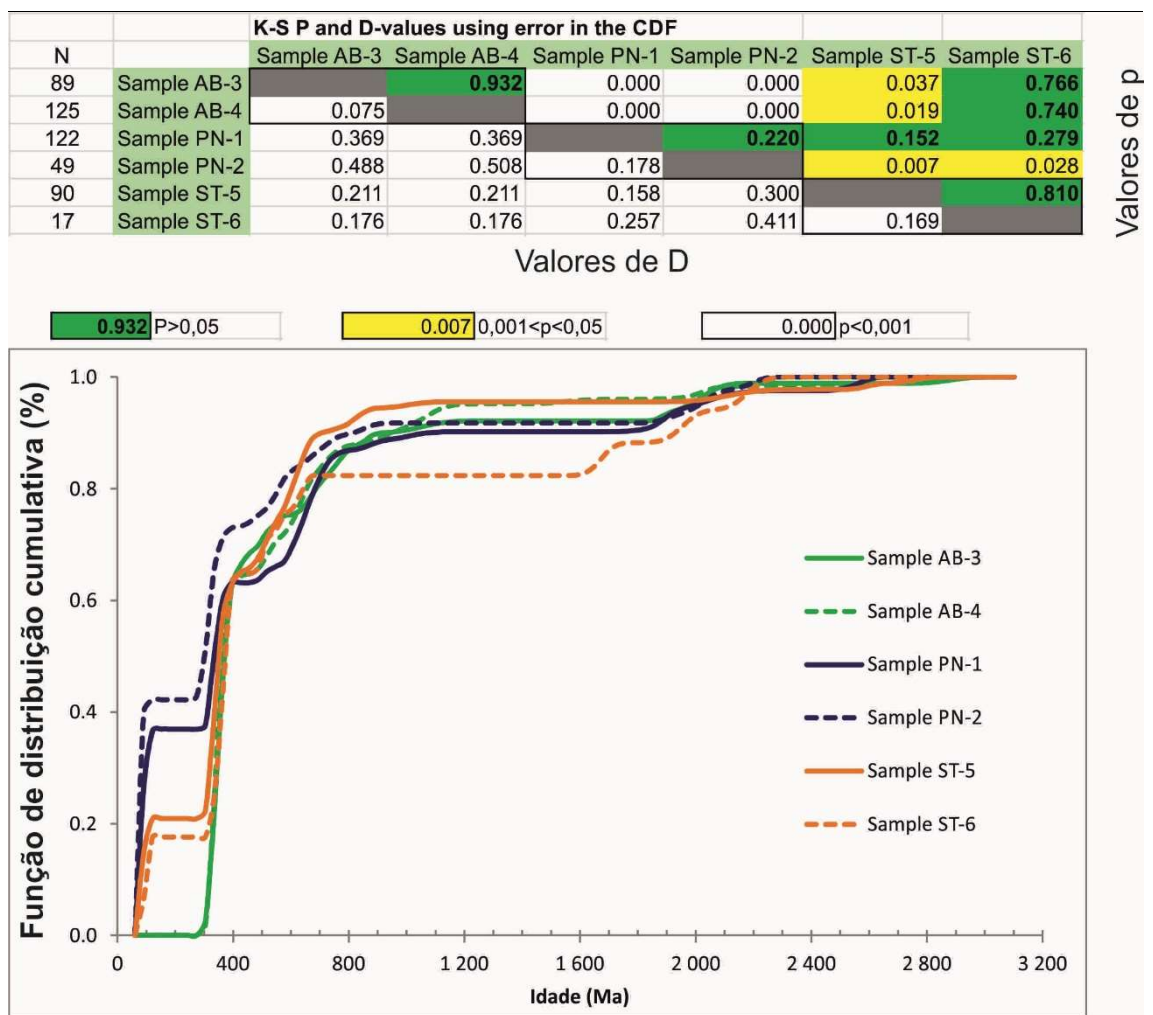


Figura V.14 – Resultados do Teste K-S para as amostras de areia plio-pleistocénica das arribas.

A aplicação do Teste K-S aos dados das idades dos zircões detríticos da areia plio-pleistocénicas das arribas (Figura V.14) permitiu realçar a afinidade entre amostras da mesma praia. As areias da arriba da Praia das Areias Brancas mostram distribuições de idades de zircão detrítico muito semelhantes com a probabilidade de 0,932 que indica que as duas amostras têm

uma fonte comum. O mesmo acontece nas areias plio-pleistocénicas da arriba da Praia de S. Torpes com probabilidade de 0,810. No caso das areias da arriba da Praia do Norte a probabilidade é mais baixa (0,220), mas ainda assim o valor é suficientemente robusto tendo em conta que o “teor de corte” da probabilidade se situa a 0,05.

Comparando as areias das arribas de praias distintas reconhece-se que:

- i) as areias plio-pleistocénicas da arriba da Praia das Areias Brancas (AB-3 e AB-4) não parecem apresentar exatamente a mesma fonte que as amostras da Praia do Norte (PN-1 e PN-2), o que se reflete principalmente no afastamento das curvas cumulativas para o Cretácico e Neoproterozoico;
- ii) as areias da arriba da Praia das Areias Brancas apresentam grande probabilidade de terem uma fonte comum com a amostra colhida na arriba da Praia de S. Torpes (ST-6); apesar de existir um afastamento das curvas cumulativas no Cretácico observa-se que as curvas estão praticamente sobrepostas para as restantes idades;
- iii) as areias plio-pleistocénicas da arriba da Praia de S. Torpes têm uma certa afinidade com as amostras colhidas na arriba da Praia do Norte, principalmente com a amostra PN-1 e com menor probabilidade com a amostra PN-2.

Com o objetivo de facilitar a comparação entre as populações de zircão detrítico da areia plio-pleistocénica de cada arriba de praia e assim detetar variações espaciais e identificar potenciais fontes foram definidas três populações com base nos pares de amostras AB-3+AB-4, PN-1+PN-2 e ST-5+ST-6) (Figura V.15), (Albardeiro et al., 2014). Nesta abordagem, constata-se que na areia plio-pleistocénica das arribas a população de zircões precâmbrios está fundamentalmente representada por dois intervalos de idade: ca. 1,0-0,54 Ga (Neoproterozoico) e ca. 2,2-1,7 Ga (Paleoproterozoico). A percentagem correspondente ao Neoproterozoico é semelhante se compararmos todas as amostras (19-20%), onde os zircões detríticos de idade criogénica-ediacariana são dominantes (17-19%) e são raros os grãos de idade toniana (1-2%). Os zircões detríticos criogénicos predominam sobre os ediacarianos na areia das arribas das praias das Areias Brancas e do Norte, localizadas a norte do Cabo de Sines, mas ocorre a situação inversa a sul nas areias da arriba da Praia de S. Torpes. As idades paleoproterozoicas são mais abundantes na Praia do Norte (8%) relativamente às restantes arribas (4-5%). Ocorrem ainda alguns zircões detríticos do Mesoproterozoico, principalmente na areia plio-pleistocénica da Praia das Areias Brancas (4%) e, em proporções residuais na arriba da Praia do Norte (1%). Por último, os zircões detríticos mais antigos do Arcaico são raros, representando 1-2% em todas as amostras.

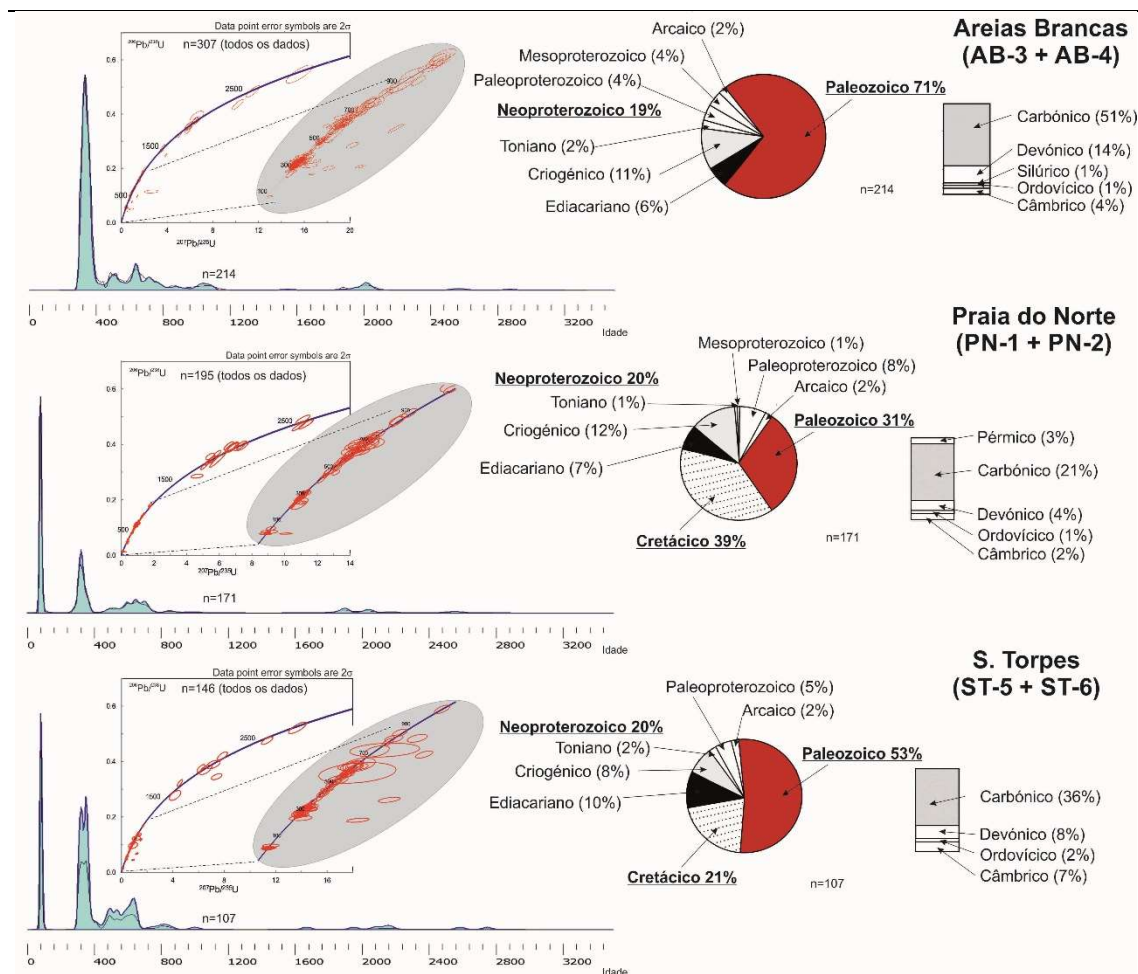


Figura V.15 – Distribuição da probabilidade e de Kernel, diagrama de concórdias e distribuição das abundâncias das idades dos zircões agrupadas por praia.

O Paleozoico constitui o intervalo de tempo geológico mais representado nos zircões detríticos encontrados na areia plio-pleistocénica das arribas, atingindo 71% na Praia das Areias Brancas, 53% na Praia de S. Torpes e 31% na Praia do Norte. Observam-se diferenças importantes entre o Paleozoico superior e o inferior. Os zircões detríticos do Ordovícico Médio-Superior e Silúrico são raros e apenas estão representados nas amostras da arriba da Praia das Areias Brancas. Os zircões detríticos câmbricos e ordovícicos surgem em todas as amostras (3-9%) mas predominam nas arribas a sul do Cabo de Sines (9%) em relação às arribas das praias das Areias Brancas e do Norte (3-5%), localizadas a norte do Cabo de Sines.

As idades correspondentes ao intervalo Devónico-Carbónico são as mais representadas nas areias plio-pleistocénicas das arribas, atingindo 65% na Praia das Areias Brancas, 44% na Praia de S. Torpes e 25% na Praia do Norte. O Devónico Inferior está pouco representado e as idades no intervalo Devónico - Carbónico (ca. 388-300 Ma) distribuem-se por diferentes grupos (Figura V.15). Os zircões carbónicos mais recentes (ca. 315-300 Ma) ocorrem tanto na areia da arriba da Praia das Areias Brancas (19 grãos, ca. 315-300 Ma), como na Praia do Norte (14 grãos, ca. 315-277 Ma) e também, na Praia de S. Torpes (8 grãos, ca. 314-305 Ma). Os zircões

detríticos paleozoicos mais recentes são do Pérmico (5 zircões, ca. 298-277 Ma), sendo importante referir que surgem exclusivamente na amostra PN-2 da arriba da Praia do Norte.

A população de zircões detríticos mais recente na areia plio-pleistocénica das arribas nas imediações do Cabo de Sines é de idade cretácica: 39% na Praia do Norte e 21% na Praia de S. Torpes, mas sem registo na Praia das Areias. Os zircões cretácicos das areias plio-pleistocénicas das arribas ocorrem no intervalo de idade ca. 95-72 Ma..

Para se procurar fontes potenciais que expliquem estas variações encontradas nas populações de zircão detrítico da areia plio-pleistocénica da Bacia de Alvalade é necessário conhecer os fatores que condicionaram o seu preenchimento. No contexto geral do preenchimento sedimentar da Bacia do Baixo Tejo e da Bacia de Alvalade em particular, a direção de transporte dominante durante o Miocénico-Pliocénico corresponde à orientação NE-SW (Figura V.16-A) (Cunha et al., 2009; Pais et al., 2012; Albardeiro et al., 2014). Não é geralmente tida em conta a possível evolução conjunta, espacial e temporal, das diferentes bacias do SW Ibérico (particularmente as Bacias de Alvalade e de Moura), associada a processos tectónicos que terão contribuído para um levantamento geral da Ibéria desde o Paleogénico (Vegas et al., 1990; De Bruijne e Andriessen, 2000; Cloetingh et al., 2002; Brum da Silveira et al., 2009).

A subsequente compressão Bética durante o Miocénico, segundo a orientação NW-SE, deu origem a um rejuvenescimento da paisagem, reativando estruturas pré-existentes (essencialmente Variscas) e originando novos relevos no SW Ibérico (Ribeiro et al., 1990; Vegas et al., 1990; De Bruijne e Andriessen, 2000, 2002; Cloetingh et al., 2002; De Vicente et al., 2011). Como consequência do rejuvenescimento da paisagem no Miocénico, as taxas de erosão terão sofrido um forte incremento particularmente nas zonas centrais da Ibéria com consequente aumento das taxas de transporte e de deposição de sedimentos nos sistemas de drenagem principais da península. O transporte de sedimentos pelo Rio Tejo seria alimentado por materiais essencialmente provenientes dessa zona central da Ibéria (Figura V.16 - A, B). A deposição destes sedimentos formou leques aluviais na zona mais distal da Bacia do Baixo Tejo (Formação de Vale do Guizo) (Pais et al., 2012). Contígua à Bacia do Baixo Tejo, a Bacia de Alvalade receberia também sedimentos provenientes de fontes locais existentes no SW peninsular (Azevedo e Pimentel, 1995; Pimentel, 1997). Mais tarde, no Pliocénico (Zancleano-Placenziano), as duas bacias terão evoluído isoladamente (Figura V.16 - C), separadas por um relevo Alpino sobrelevado que teria sido provavelmente controlado pela Falha do Torrão (Antunes e Mein, 1989; Antunes e Pais, 1993).

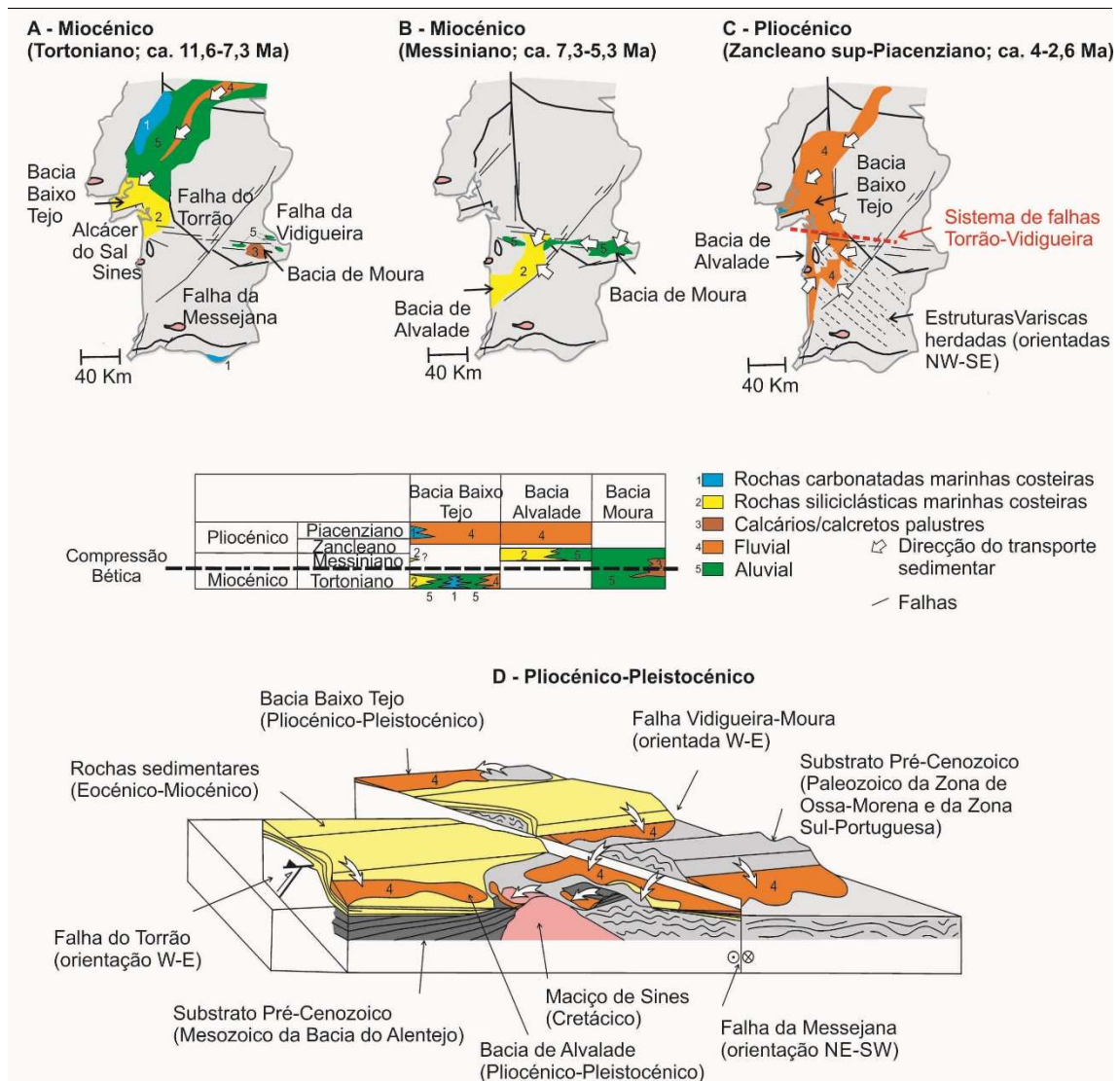


Figura V.16 – Evolução das reconstituições de fácies e da paleogeografia durante o Miocénico-Pliocénico das bacias do Baixo Tejo, Alvalade e Moura durante o Tortoniano (A), Messiniano (B) e Pliocénico (C) (adaptado de Azevedo e Pimentel, 1995; Cunha et al. 2009; Pais et al., 2012). (D) Contexto paleogeográfico e tectónico durante o Pliocénico-Pleistocénico mostrando esquematicamente a origem dos materiais depositados na Bacia de Alvalade (adaptado de De Vicente et al., 2011).

A tectónica Alpina teria exposto as rochas miocénicas das bacias do Baixo Tejo e de Alvalade (Formação de Vale do Guizo) cujas fontes incluiriam rochas do substrato pré-Cenozoico das zonas centrais da Ibéria (Zona Centro-Ibérica). Na Bacia de Alvalade as paleocorrentes preservadas na Formação de Alvalade indicam uma direção de transporte aproximada de E para W (Pimentel, 1997). Também na Bacia de Moura (Figura V.16 – B, C) são encontradas paleocorrentes com orientações idênticas, que Brum da Silveira et al. (2009) associam à evolução da rede de drenagem controlada pelo relevo e também pela Falha Vidigueira-Moura. Se se considerar que a Falha Vidigueira-Moura pode representar a continuação para oeste da Falha do Torrão (Figura V.16 – A-C), pode-se admitir que as bacias de Moura e de Alvalade evoluíram durante o Plio-Pleistocénico sob influência de um importante sistema de falhas Alpino com direção E-W. Assim, a origem das areias plio-pleistocénicas das

arribas localizadas na área de estudo poderia estar associada a diferentes fontes (Figura V.16 – D; Albardeiro et al., 2014):

- i) uma região topograficamente mais elevada localizada a norte do Maciço de Sines e limitada a sul pelo sistema de falhas Torrão-Vidigueira-Moura; constituída por rochas sedimentares detríticas (arenitos e conglomerados), de idade Eocénico-Miocénico, depositadas sobre o substrato Paleozoico da Zona Sul Portuguesa; esta zona seria responsável pelo fornecimento de zircões com idades do Carbónico superior (ca. 315-300 Ma) que não são comuns nas rochas do substrato das zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa, mas sim abundantes nas rochas granitoides da Zona Centro-Ibérica (Figura V.17);
- ii) uma região topograficamente proeminente localizada mais para este, constituída por relevos residuais orientados NW-SE, herdados da Orogenia Varisca; inclui rochas ígneas, sedimentares e metamórficas paleozoicas (gabros, dioritos, quartzitos, grauvaques e riólitos) tanto da Zona de Ossa-Morena como da Zona Sul Portuguesa (Figura V.16 – D e Figura V.17); a rede de drenagem destes relevos, controlada pelo sistema de falhas W-E, poria em contacto as bacias de Alvalade e de Moura (com idêntico substrato Paleozoico), antes da reativação NE-SW da Falha da Messejana que terá separado as bacias proporcionando que tivessem uma evolução independente;
- iii) uma região localizada a oeste (Figuras V.16 e V.17), próximo da linha costeira, contendo rochas sedimentares da Zona Sul Portuguesa (substrato Paleozoico incluindo a Formação Filito-Quartzítica, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e as rochas plutónicas devónicas do Cercal), rochas sedimentares triásicas da Bacia do Alentejo (que inclui zircões detríticos derivados das zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa; Pereira et al., 2013a, Vilallonga, 2013) e ainda rochas sieníticas e gabroicas do Maciço de Sines, responsáveis pelo fornecimento dos zircões cretácicos encontrados nas areias das arribas da Praia do Norte e na Praia de S. Torpes.

As principais populações de idade de zircões detríticos encontradas na areia plio-pleistocénica da Bacia de Alvalade distribuem-se pelo Precâmbrico, principalmente Neoproterozoico e Paleoproterozoico, pelo Paleozoico, principalmente Câmbrico-Ordovícico e Devónico-Carbónico e, ainda, pelo Cretácico (Albardeiro et al., 2014).

As fontes dos zircões detríticos precâmbrios (ca. 1,0 Ga-541 Ma, ca. 2,2-1,7 Ga e 2,9-2,5 Ga) existentes nas areias pliocénicas-pleistocénicas poderão ser (Figuras V.17 e V.18):

- i) rochas sedimentares de idade ediacariana, que afloram na Zona de Ossa-Morena e nas zonas mais meridionais da Zona Centro-Ibérica (Linnemann et al., 2008; Pereira et al., 2008, 2012a, c);
- ii) rochas ígneas e sedimentares câmbrias e ordovícias da Zona de Ossa-Morena e da Zona Centro-Ibérica, que incluem zircões com idades entre ca. 850-480 Ma, ca. 2,1-1,6 Ga e ca. 3,3-3,2 Ga (Linnemann et al., 2008; Pereira et al., 2008, 2011, 2012a, 2012c; Solá et al., 2008; Neiva et al., 2009);
- iii) turbiditos do Carbónico do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, cujos zircões detríticos mais antigos apresentam idades entre ca. 844-495 Ma, ca. 992-891 Ma, ca. 1,4-1,0 Ga, ca. 1,9-1,7 Ga, ca. 2,4-1,8 Ga e ca. 3,0-2,6 Ga (Pereira et al., 2012b, 2013a; Vilallonga, 2013);
- iv) granitoides do Carbónico da Zona de Ossa-Morena que incluem zircões herdados com idades ca. 698-577 Ma, ca. 2,6-1,8 Ga e ca. 3,3-3,2 Ga (Solá et al., 2008, 2009; Pereira et al., 2009; Lima et al., 2012);
- v) arenitos do Triásico da Bacia do Alentejo, que incluem populações de zircão detrítico com idades de ca. 821-555 Ma, ca. 1,2-1,0 Ga e ca. 2,1-1,6 Ga, e arenitos do Triásico da Bacia do Algarve com grãos datados aos ca. 851-558 Ma, ca. 1,5-1,0 Ga e ca. 2,8-1,6 Ga (Vilallonga, 2013).

Os dois intervalos de idade mais antigos, ca. 2,2-1,7 Ga (Paleoproterozoico) e ca. 2,9-2,5 (Neoarcaico) são típicos das regiões do Norte de Gondwana, mais concretamente de eventos formadores de zircão do Cratão Oeste Africano (Koulamelan et al., 1997; Dirks et al., 2003; Drost et al., 2011 entre outros) referidos anteriormente nesta discussão. Já as idades criogénicas-ediacarianas no intervalo ca. 846-541 Ma, poderão estar relacionadas com arcos magmáticos da cintura orogénica Cadomiana (ca. 700-545 Ma; Linnemann et al., 2004, 2008; Pereira et al., 2008, 2012a; Drost et al., 2011).

Por sua vez, as fontes potenciais dos zircões detríticos câmbrico-ordovícicos, com idades próximas de ca. 541-457 Ma, poderão ser (Figuras. V.17 e V.18):

- i) rochas magmáticas de idade ordovícica e câmbrica da Zona de Ossa-Morena e da Zona Centro-Ibérica datadas aos ca. 540-488 Ma (Linnemann et al., 2008; Solá et al., 2008; Sánchez-García et al., 2010; Pereira et al., 2011, 2012a,c);
- ii) rochas sedimentares do Carbónico do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, com zircões detríticos de idade ca. 517-503 Ma (Pereira et al., 2013a);
- iii) arenitos do Triásico da Bacia do Alentejo, onde foram identificadas zircões detríticos com idades de cristalização aos ca. 539-522 Ma (Vilallonga, 2013).

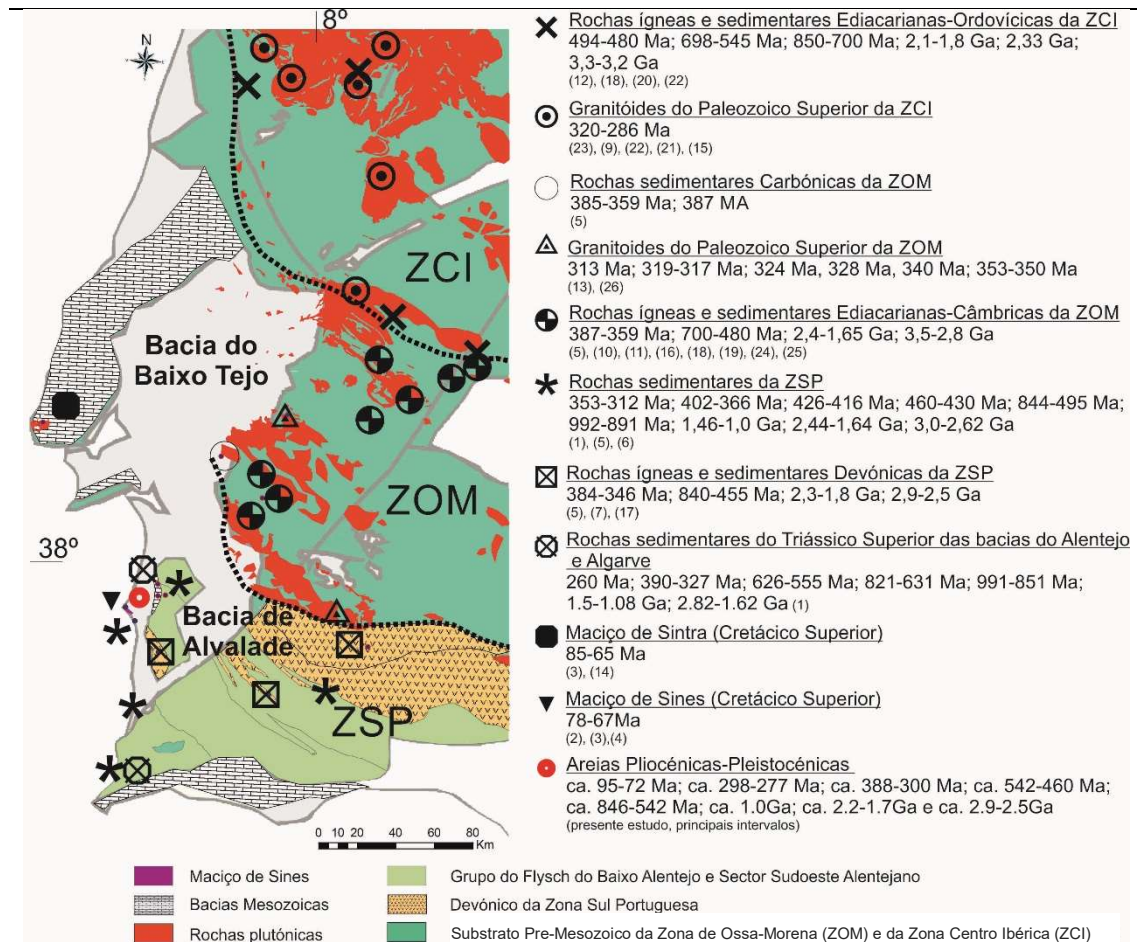


Figura V. 17 – Mapa geológico simplificado do SW da Ibéria com a localização de potenciais fontes das areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade. ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul Portuguesa (Adaptado de Pais et al., 2012 e Oliveira et al., 1992b). Fontes referidas: (1) Villalonga, 2013; (2) Miranda, 2010; (3) Grange et al., 2010; (4) Canilho, 1989; Inverno et al., 1993; Miranda et al., 2009; (5) Pereira et al., 2012b; (6) Pereira et al., 2013a; (7) Rosa et al., 2009; (8) Oliveira et al., 2013a; (9) Azevedo e Aguado, 2006; (10) Chichorro et al., 2008; (11) Pereira et al., 2011; (12) Pereira et al., 2012c; (13) Lima et al., 2012; (14) Miranda et al., 2009; (15) Solá et al., 2009; (16) Pereira et al., 2009; (17) Braid et al., 2012; (18) Linnemann et al., 2008; (19) Sanchez-García et al., 2010; (20) Solá et al., 2008; (21) Gutierrez-Alonso et al., 2011; (22) Neiva et al., 2009; (23) Dias et al., 1998; (24) Pereira et al., 2008; (25) Pereira et al., 2012a; (26) Pin et al., 2008.

A gênese dos grãos câmbrio-ordovícicos poderá estar relacionada com os eventos magmáticos formadores de zircão durante a propagação de um rifte intra-continental no Norte de Gondwana (ca. 530-470 Ma), posteriormente à Orogenia Cadomiana e, que precedeu a abertura do Oceano Rheic, que terá ocorrido a ca. 530-470 Ma (Chichorro et al., 2008; Sánchez-García et al., 2008, 2010; Pereira et al., 2013a).

Os zircões detríticos do Ordovícico Médio-Superior e Silúrico, são escassos e são representadas no intervalo ca. 442-422 Ma. A fonte destes zircões detríticos pode ser originária de rochas sedimentares do Carbónico superior do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, com zircões reciclados de idade ca. 447-416 Ma (Pereira et al., 2013a) e das rochas sedimentares do Devónico Superior da Formação Filito-Quartzítica que contem zircões detríticos datados aos ca. 430-420 Ma (Pereira et al., 2012b). A sua origem poderá estar associada à Laurússia onde estão

identificados importantes eventos magmáticos neste intervalo de tempo (Van staal et al., 2009) e que são raros ou inexistentes em Gondwana.

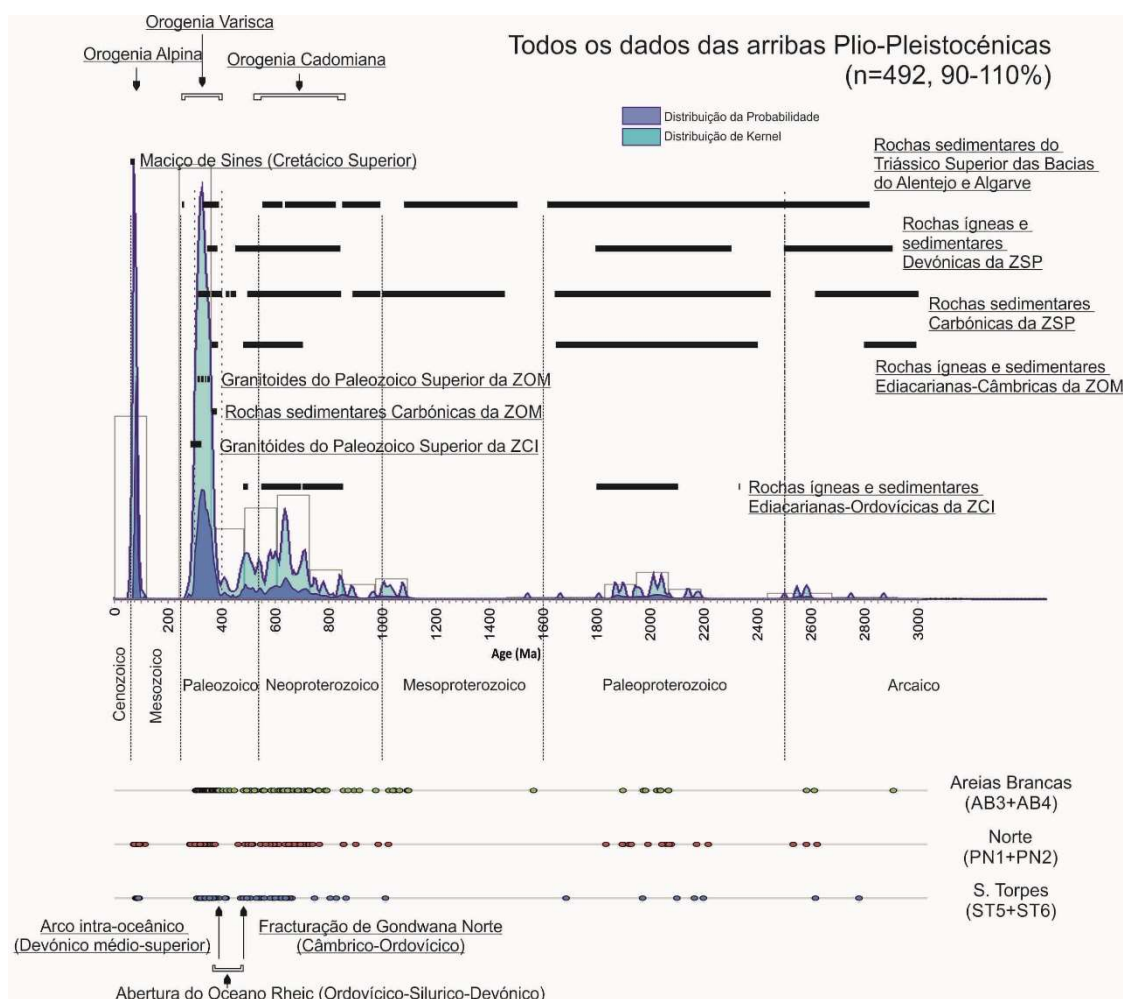


Figura V.18 – Diagrama de distribuição da probabilidade, da distribuição de Kernel e histograma para as idades U-Pb dos zircões detríticos das areias plio-pleistocénicas (todas as amostras) da Bacia de Alvalade que ocorrem nas arribas nas imediações do Cabo de Sines; Comparação com a distribuição dos mesmos dados por cada arriba de diferentes praias (Praia das Areias Brancas, pontos a verde; Praia do Norte, pontos a vermelho; Praia de S. Torpes, pontos a azul) e com as potenciais fontes conhecidas no SW da Ibéria (barras negras; Fonte: referências da Figura V.17).

Os grãos de zircão detrítico do Devónico Inferior a Médio (ca. 413-384 Ma) são escassos e podem ter como fontes potenciais (Figuras. V.17 e V.18):

- i) rochas vulcânicas da Faixa Piritosa com idades de ca. 384 Ma (Oliveira et al., 2013a,b);
- ii) rochas sedimentares carbónicas do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo com zircão detrítico no intervalo de idades de ca. 402-385 Ma (Pereira et al., 2013a);

- iii) rochas sedimentares do Carbónico inferior da Zona de Ossa Morena que inclui zircões com idades no intervalo ca. 387-359 Ma (Pereira et al., 2012b).

As idades mais antigas do Devónico Inferior, ca. 413-407 Ma obtidas em zircões detríticos das areias plio-pleistocénicas das arribas não são comuns no SW Ibérico. A génese destes zircões poderá estar também relacionada com a primeira fase de colisão entre Gondwana e a Laurússia, que se pensa ter ocorrido aos ca. 410-400 Ma (Arenas et al., 2014) e/ou o metamorfismo relacionado com a subducção entre Laurência e Avalónia, que foi registado aos ca. 420-416 Ma na Laurússia (van Staal et al., 2009; Domeier e Torsvik, 2014).

A população mais representativa de idades U-Pb em zircões detríticos das areias plio-pleistocénicas das arribas corresponde ao Devónico Médio-Carbónico, ca. 388-300 Ma. Estes zircões detríticos deverão ser provenientes de várias fontes como sejam (Figuras V.17 e V.18):

- i) rochas vulcânicas da Faixa Piritosa, do Devónico Superior - Carbónico inferior, ca. 384-346 Ma (Rosa et al., 2009; Oliveira et al., 2013a,b);
- ii) rochas sedimentares do Carbónico do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, que incluem zircões detríticos com idades no intervalo ca. 385-312 Ma (Pereira et al., 2013a);
- iii) rochas ígneas carbónicas da Zona de Ossa-Morena com zircões datados aos ca. 355-313 Ma (Pin et al., 2008; Pereira et al., 2009; Lima et al., 2012);
- iv) grauaques do Carbónico inferior da Zona de Ossa-Morena que incluem zircões detríticos com idades no intervalo ca. 353-319 Ma (Pereira et al., 2012b);
- v) arenitos do Triásico Superior da Bacia do Alentejo que apresentam zircões detríticos com idades no intervalo ca. 358-327 Ma (Vilallonga, 2013);
- vi) granitoides carbónicos da Zona Centro Ibérica, com idades de cristalização de zircão aos ca. 319-313 Ma, ca. 311-306 Ma e ca. 300 Ma (Dias et al., 1998; Valle Aguado et al., 2005; Neiva et al., 2009) e ca. 315-280 Ma (Pereira et al., 2014).
- vii) granitoides da zona de transição entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa Morena com idades no intervalo ca. 318-305 Ma (Solá et al., 2009; Pereira et al., 2010).

A possível fonte externa para explicar a presença de zircões detríticos do Pérmico nas areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade no SW da Ibéria pode estar relacionada com as rochas granitoides da Zona Centro Ibérica (Azevedo e Vale Aguado, 2006; Scarrow et al., 2006; Pereira et al., 2014 e referências nele citadas). No SW da Ibéria assinala-se uma importante lacuna estratigráfica que se estende desde a deposição dos turbiditos do Carbónico superior do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e os arenitos do Triásico superior da Bacia do Algarve

(Oliveira et al., 1982). O único local conhecido onde se encontram rochas vulcânicas e sedimentares pérmicas é no contacto entre a Zona Sul Portuguesa e a Zona de Ossa-Morena, em Espanha (Wagner e Mayoral, 2007). Um único grão detrítico Pérmico foi encontrado por Vilallonga (2013) nos arenitos triásicos da Bacia do Algarve. Gardien e Paquette (2004) assinalam a presença de zircões pérmicos em rochas anfibolíticas derivadas de magmas gabroicos na margem oeste Ibérica (site 1067, ODP leg 173), que estão provavelmente relacionados com os estádios iniciais de abertura do Atlântico.

Por último, a população de zircão detrítico do Cretácico Superior (ca. 95-72 Ma) encontrada nas areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade, pode ser proveniente de (Figuras. V.17 e V.18):

- i) rochas ígneas do Maciço de Sintra que incluem zircões no intervalo de idades de ca. 85-75 Ma (Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010);
- ii) rochas ígneas do Maciço de Sines, com idades no intervalo ca. 78-73 Ma (Miranda et al., 2009; Miranda, 2010; Grange et al., 2010) e ca. 87-74 Ma (este estudo);
- iii) rochas ígneas do Maciço de Monchique com zircão datado aos ca. 73-67 Ma (Grange et al., 2010).

A proximidade geográfica do Maciço de Sines favorece a hipótese de ser a fonte mais provável, isto é, uma fonte local. Os Maciços de Sines, Sintra e Monchique representam o magmatismo de composição alcalina intra-placa que se instalou na Ibéria durante a sua rotação para abrir o Golfo da Biscaia e o início da compressão Alpina no Cretácico Superior (Merle et al., 2009; Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010).

V-4. Areias holocénicas de praia do SW da Ibéria

No que respeita às idades dos zircões detríticos que foram obtidas em cada amostra de areia holocénica observa-se alguma variabilidade de praia para praia (Figuras V.19 e V.20). Na areia holocénica das praias localizadas a norte do Cabo de Sines (Praia das Areias Brancas e Praia da Aberta Nova) as populações de zircão detrítico são dominadas por grãos paleozoicos (57-68%). Este domínio de idades paleozoicas contrasta com o que se observa na areia holocénica da Praia de S. Torpes a sul do Cabo de Sines, onde os grãos paleozoicos não ultrapassam os ca. 15%. Os grãos mais antigos precâmbrios correspondem a 16-41 % na areia holocénica colhida nas praias a norte do Cabo de Sines e a 6-13% a sul.

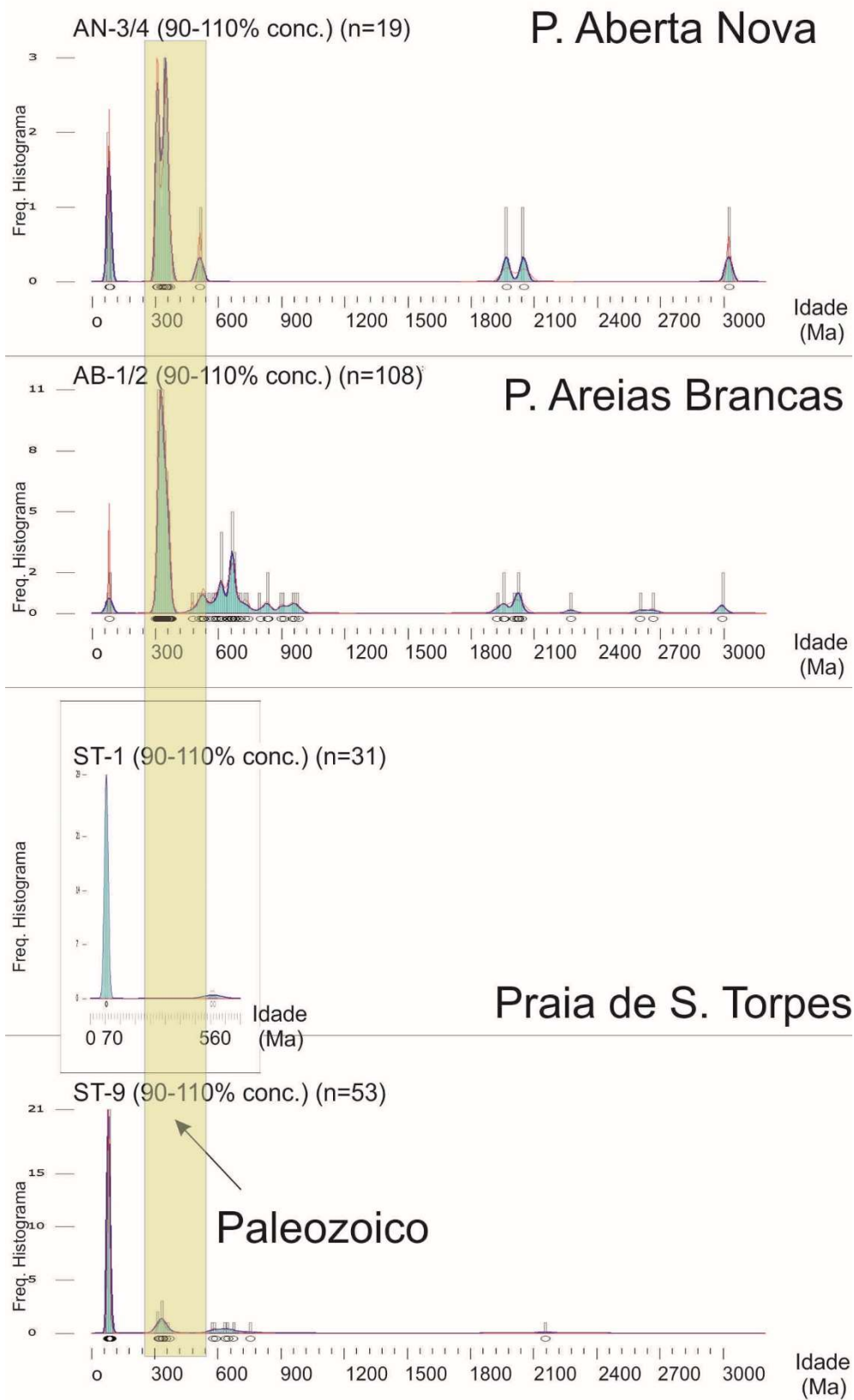
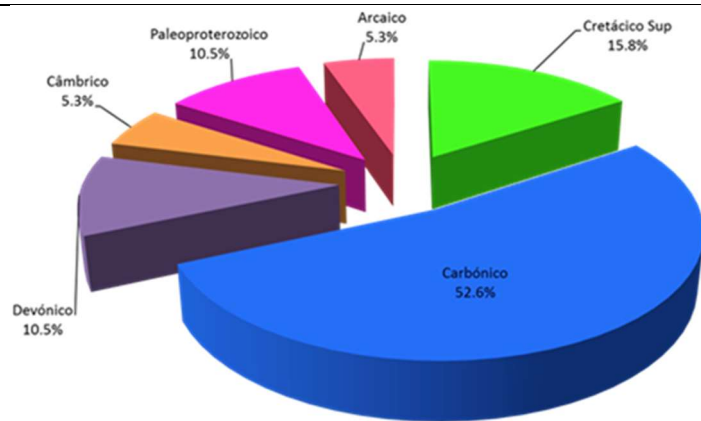
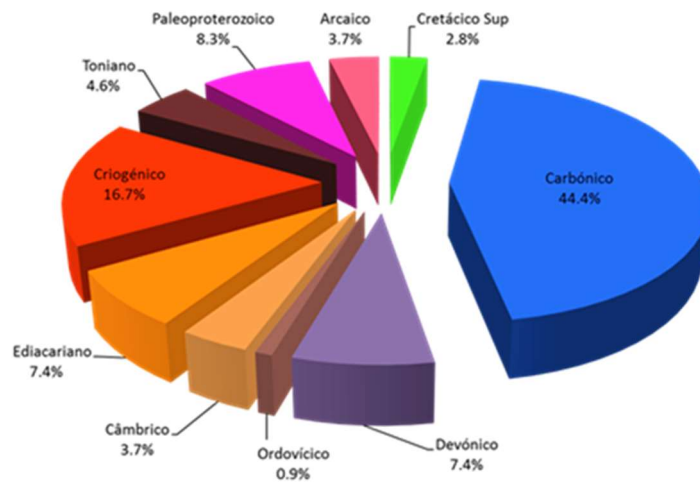


Figura V.19 – Comparação das distribuições de probabilidade e de Kernel para as quatro amostras de areias holocénicas de praia.

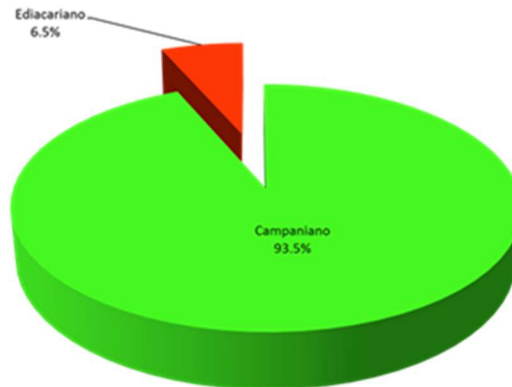
AN-3/4



AB-1/2



ST-1



ST-9

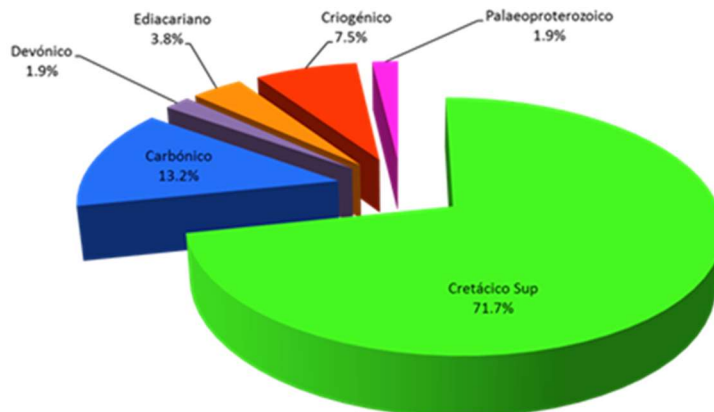


Figura V.20 – Comparação das abundâncias das principais idades estratigráficas para as quatro amostras de areias holocénicas de praia.

Por sua vez, os zircões detriticos mais recentes encontrados na areia de praia holocénica são do Cretácico. Os grãos do Cretácico são mais abundantes na praia a sul do Cabo de Sines (72-94% - Praia de S. Torpes) comparativamente com as praias localizadas a norte desse Cabo (3% - Praia das Areias Brancas) e 16% - Praia da Aberta Nova). Os picos de idade distribuem-se aos ca. 79, 82 e 84 Ma na areia holocénica das praias amostrada a norte do Cabo de Sines e aos ca. 75 e 79 Ma na Praia de S. Torpes.

A contribuição de fontes cretácicas relacionadas com a erosão do Maciço de Sines e da reciclagem da areia plio-pleistocénica que constituem a arriba é maior na Praia de S. Torpes (que se localiza a sul do Cabo de Sines) do que nas praias do Aberta Nova e das Areias Brancas (a norte do Cabo de Sines), onde os zircões detriticos pré-Cretácicos predominam.

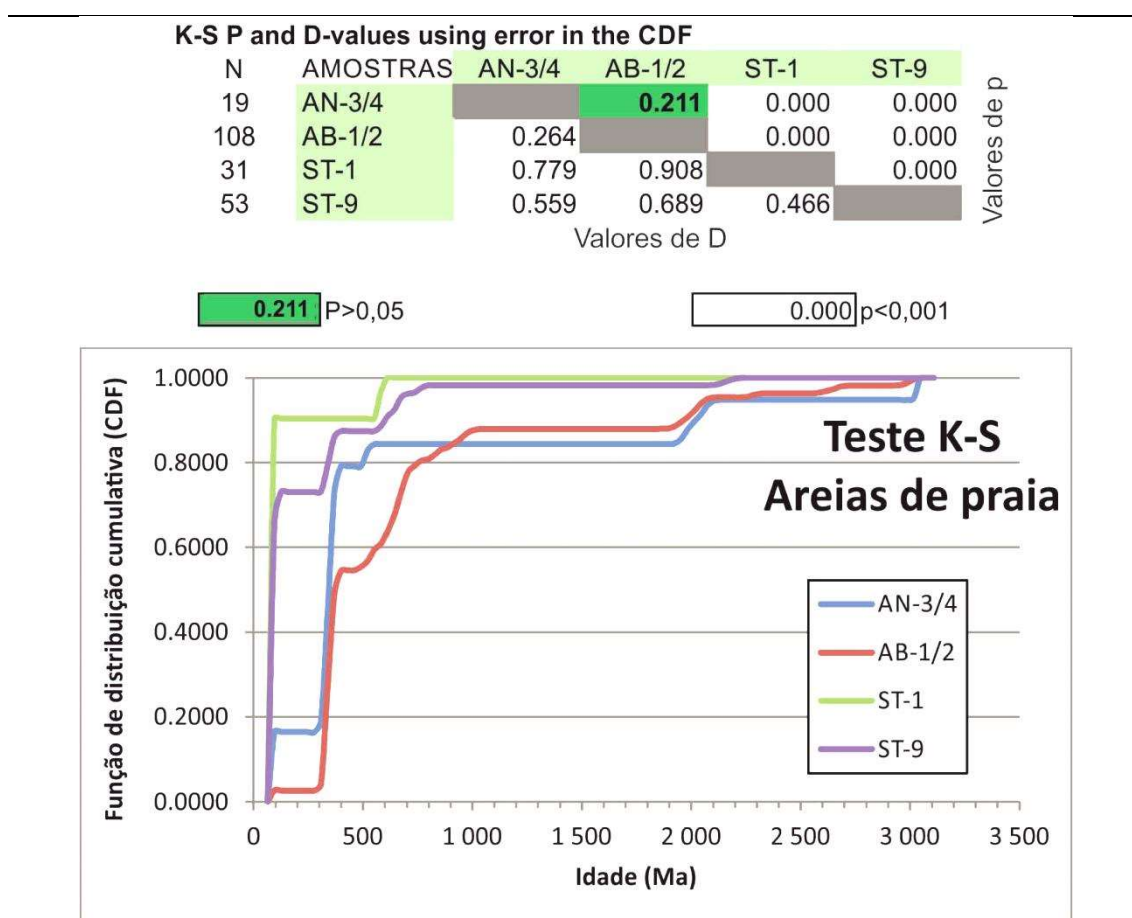


Figura V.21 – Resultados do Teste K-S para as 4 amostras de areias holocénicas de praia.

Ao aplicarmos o Teste K-S para as quatro amostras de areia holocénica de praia (Figura V.21) constatamos que:

- i) as duas amostras colhidas a norte do Cabo de Sines (praias de Aberta Nova e Areias Brancas) apresentam afinidade entre si o que indica que têm fontes

comuns, apesar de existirem afastamentos das curvas cumulativas para as idades cretácicas, paleozoicas e neoproterozoicas;

- ii) comparando as amostras colhidas a norte com as areias da praia localizada a sul do Cabo de Sines (Praia de S. Torpes), e mesmo entre as duas amostras da Praia de S. Torpes, existe a possibilidade de derivarem de fontes distintas; as curvas cumulativas mostram diferenças para os zircões cretácicos com as idades mais recentes bem representados na amostra ST-1.

O teste K-S foi ainda aplicado com o objetivo de identificar possíveis relações entre a areia holocénica de praia com as populações de zircão detrítico dos grauvaques carbónicos e das areias plio-pleistocénicas das arribas e com a população de zircão ígneo dos sienitos cretácicos que constituem o Cabo de Sines (Figura V. 22).

Os resultados obtidos da comparação das diferentes populações de zircão permitem realçar que:

- i) as amostras de areia holocénica colhidas nas praias a norte do Cabo de Sines (praias da Aberta Nova e das Areias Brancas) não têm afinidade com os sienitos que afloram no Cabo de Sines, dado o afastamento das curvas cumulativas para as idades cretácicas;
- ii) as areias holocénicas da Praia da Aberta Nova e da Praia das Areias Brancas têm grande afinidade com a areia plio-pleistocénica que constitui a arriba das praias da Aberta Nova, das Areias Brancas e do Norte;
- iii) a sul do Cabo de Sines (Praia de S. Torpes), as amostras de areia holocénica de praia têm afinidade com os sienitos do Maciço de Sines, como se observa pela aproximação das respetivas curvas cumulativas;
- iv) a areia holocénica de praia colhida a sul do Cabo de Sines não tem afinidade com as rochas sedimentares que formam a arriba da Praia de S. Torpes, tal como indica o significativo afastamento das curvas cumulativas;
- v) os grauvaques do Carbónico que afloram na arriba da Praia de S. Torpes são apenas uma das fontes responsáveis pelo aparecimento de zircões detríticos pré-cretácicos encontrados na areia holocénica de praia;
- vi) a areia holocénica de praia colhida a norte do Cabo de Sines (praias da Aberta Nova e das Areias Brancas) tem afinidade com a areia plio-pleistocénica que forma a arriba a norte e a sul do Cabo de Sines, que deverá ser a sua fonte preferencial;

Teste K-S arribas vs Sienitos Cabo de Sines vs praias

A - Teste K-S conjunto

Arribas e praias a norte de Sines

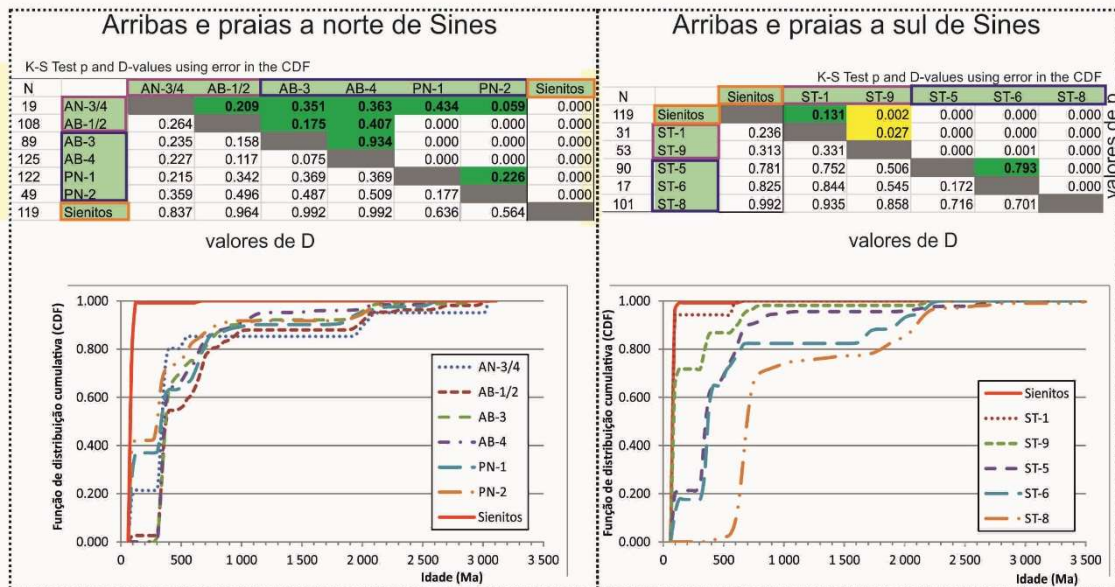
K-S Test p and D-values using error in the CDF

N		AN-3/4	AB-1/2	AB-3	AB-4	PN-1	PN-2	Sienitos	ST-1	ST-9	ST-5	ST-6	ST-8
19	AN-3/4		0.212	0.378	0.428	0.430	0.062	0.000	0.000	0.000	0.791	0.632	0.000
108	AB-1/2	0.264		0.178	0.408	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040	0.902	0.000
89	AB-3	0.230	0.157		0.971	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.766	0.000
125	AB-4	0.215	0.117	0.068		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.740	0.000
122	PN-1	0.215	0.342	0.369	0.369		0.251	0.000	0.000	0.000	0.152	0.291	0.000
49	PN-2	0.356	0.501	0.491	0.507	0.172		0.000	0.000	0.029	0.006	0.028	0.000
119	Sienitos	0.837	0.964	0.992	0.992	0.630	0.563	0.000	0.909	0.002	0.000	0.000	0.000
31	ST-1	0.785	0.908	0.935	0.935	0.644	0.526	0.114		0.012	0.000	0.000	0.000
53	ST-9	0.562	0.689	0.716	0.716	0.353	0.288	0.304	0.363		0.000	0.001	0.000
90	ST-5	0.164	0.200	0.211	0.211	0.158	0.302	0.781	0.762	0.505		0.797	0.000
17	ST-6	0.250	0.149	0.176	0.176	0.254	0.411	0.822	0.858	0.546	0.171		0.000
101	ST-8	0.817	0.563	0.709	0.677	0.632	0.768	0.992	0.935	0.858	0.715	0.701	

- valores de D
- Areias de praia (AN-3/4, AB-1/2, ST-1, ST-9)
 - Arribas (AB-3, AB-4, PN-1, PN-2, ST-5, ST-6)
 - Sienitos

Arribas e praias a sul de Sines

B - Testes K-S área norte vs área sul do Cabo de Sines



C - Teste K-S Sienitos vs praias a sul de Sines

K-S Test p and D-values using error in the CDF

N		Sienitos	ST-1	ST-9
119	Sienitos		0.000	0.002
31	ST-1	0.483		0.000
53	ST-9	0.311	0.611	

valores de D

0.131 probabilidade $p > 0,05$

0.002 probabilidade $0,001 < p < 0,05$

0.000 probabilidade $p < 0,001$

Figura V.22 – Comparação de resultados do Teste K-S entre amostras das areias plio-pleistocénicas das arribas, das areias holocénicas de praia e sienitos do Cabo de Sines. (A) Teste conjunto de todas as amostras; (B) Testes individualizados para todas as amostras colhidas a norte e a sul do Cabo de Sines, com os sienitos em comum; (C) Teste comparativo entre os sienitos cretácicos e as areias holocénicas de praia colhidas a sul do Cabo de Sines.

A - Teste K-S - zircões cretácicos - areias vs arribas vs sienitos Cabo de Sines

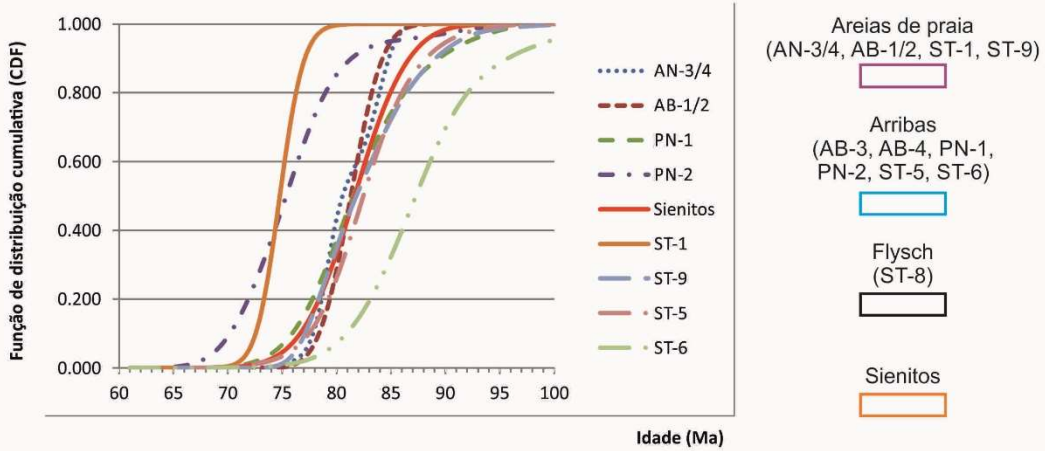
Arribas e praias a norte de Sines

K-S Test p and D-values using error in the CDF

N		AN-3/4	AB-1/2	PN-1	PN-2	Sienitos	ST-1	ST-9	ST-5	ST-6	valores de p
3	AN-3/4		1.000	1.000	0.209	1.000	0.036	1.000	1.000	0.898	
3	AB-1/2	0.160		1.000	0.108	1.000	0.027	0.999	0.999	0.893	
44	PN-1	0.190	0.209		0.001	0.977	0.000	1.000	0.997	0.995	
21	PN-2	0.625	0.663	0.521		0.000	0.486	0.000	0.001	0.017	
118	Sienitos	0.119	0.155	0.084	0.563		0.000	0.980	1.000	0.999	
29	ST-1	0.861	0.889	0.750	0.240	0.791		0.000	0.000	0.017	
38	ST-9	0.204	0.230	0.065	0.566	0.088	0.803		1.000	0.798	
19	ST-5	0.191	0.231	0.110	0.619	0.082	0.835	0.090		0.777	
3	ST-6	0.597	0.632	0.428	0.787	0.481	0.939	0.403	0.410		

valores de D

Arribas e praias a sul de Sines



B - Testes K-S - zircões pré-cretácicos - areias vs arribas vs flysch

Arribas e praias a norte de Sines

K-S Test p and D-values using error in the CDF

N		AN-3/4	AB-1/2	AB-3	AB-4	PN-1	PN-2	Sienitos	ST-1	ST-9	ST-5	ST-6	ST-8	valores de p
16	AN-3/4		0.373	0.731	0.913	0.068	0.706	0.393	0.153	0.582	0.506	0.487	0.000	
105	AB-1/2	0.245		0.120	0.302	0.551	0.244	0.237	0.239	0.980	0.257	0.857	0.000	
89	AB-3	0.187	0.171		0.949	0.003	0.394	0.434	0.282	0.625	0.669	0.833	0.000	
125	AB-4	0.149	0.129	0.072		0.007	0.332	0.487	0.288	0.795	0.704	0.454	0.000	
77	PN-1	0.357	0.119	0.278	0.244		0.324	0.388	0.738	0.893	0.035	0.610	0.000	
28	PN-2	0.220	0.218	0.195	0.198	0.210		0.138	0.448	0.623	0.508	0.326	0.000	
4	Sienitos	0.812	0.607	0.752	0.729	0.509	0.701		0.559	0.342	0.653	0.748	0.449	
2	ST-1	0.811	0.578	0.734	0.703	0.469	0.630	0.968		0.827	0.334	0.628	0.882	
15	ST-9	0.279	0.130	0.210	0.177	0.163	0.241	0.636	0.533		0.925	0.955	0.001	
71	ST-5	0.228	0.155	0.115	0.105	0.234	0.184	0.734	0.666	0.156		0.858	0.000	
14	ST-6	0.306	0.172	0.179	0.242	0.221	0.311	0.706	0.663	0.191	0.177		0.000	
101	ST-8	0.788	0.552	0.709	0.677	0.433	0.630	0.614	0.885	0.553	0.652	0.647		

valores de D

Arribas e praias a sul de Sines

0.131 probabilidade $p > 0,05$	0.000 probabilidade $p < 0,001$
0.002 probabilidade $0,001 < p < 0,05$	0.597 p e D sem significado devido a valores de N muito baixos

Figura V.23 – Resultados do Teste K-S para as amostras de areia plio-pleistocénica da arriba, de sienito do Maciço de Sines e de areia holocénica de praia considerando: (A) todos os zircões cretácicos e (B) todos os zircões pré-cretácicos.

Se aplicarmos o teste K-S separando as populações de zircão cretácicas e pré-cretácicas, a todas as amostras destacam-se os seguintes resultados (Figura V.23):

- i) a norte do Cabo de Sines, a população de zircão detrítico cretácico da areia plio-pleistocénica da arriba tem afinidade com a população de zircão ígneo do sienito amostrado no Maciço de Sines;
- ii) a sul do Cabo de Sines, apenas a areia holocénica de praia da amostra ST-9 tem afinidade com a população de zircões cretácicos do sienito do Maciço de Sines e da areia plio-pleistocénica da arriba da Praia de S. Torpes (principalmente com a amostra ST-5 mais representativa), que poderão representar as suas fontes principais; por outro lado, a amostra ST-1 de areia holocénica de praia, não apresenta afinidade com nenhuma outra amostra usada nesta comparação, o que permite admitir a possibilidade de que os zircões detríticos cretácicos possam ser provenientes de outra litologia do Maciço de Sines que não tenha sido amostrada;
- iii) a população de zircões pré-cretácicos (Figura V.23 B) apresenta afinidade entre todas as amostras de areia plio-pleistocénica das arribas e das areias holocénicas de praia; no entanto, a amostra de grauvaque Carbónico (ST-8) tem uma fonte que não é comum com as restantes provavelmente porque contem raros zircões detríticos paleozoicos.

A areia holocénica de praia colhida a norte do Cabo de Sines (praias da Aberta Nova e das Areias Brancas) tem como fonte principal a areia plio-pleistocénica da arriba adjacente. Na Praia de S. Torpes, a sul do Cabo de Sines, sugere-se uma mistura de fontes, incluindo como principal o Maciço de Sines, mas também a areia plio-pleistocénica e os grauvaques carbónicos que constituem a arriba da Praia de S. Torpes.

Na Figura V.24 estão representadas as curvas Kernel de distribuição das populações de zircão Cretácico da areia holocénica de praia, da areia plio-pleistocénica das arribas e das rochas plutónicas do Maciço de Sines. Nesta representação a população de zircões ígneos do Maciço de Sines foi alargada de modo a torná-la mais representativa, juntando aos dados do sienito obtidos no presente estudo (ca. 87-74 Ma), o conjunto de idades U-Pb de zircão ígneo de sienitos do estudo de Miranda et al. (2009; ca. 77-73 Ma), e de sienitos (ca. 78-74 Ma) e gabros (ca. 78-77 Ma) obtidos por Grange et al. (2010; notando que estes dados foram obtidos a partir de diluição isotópica de frações de zircão). Assim, as idades de zircões cretácicos para todas as rochas do Maciço de Sines distribuem-se pelo intervalo ca. 87-73 Ma.

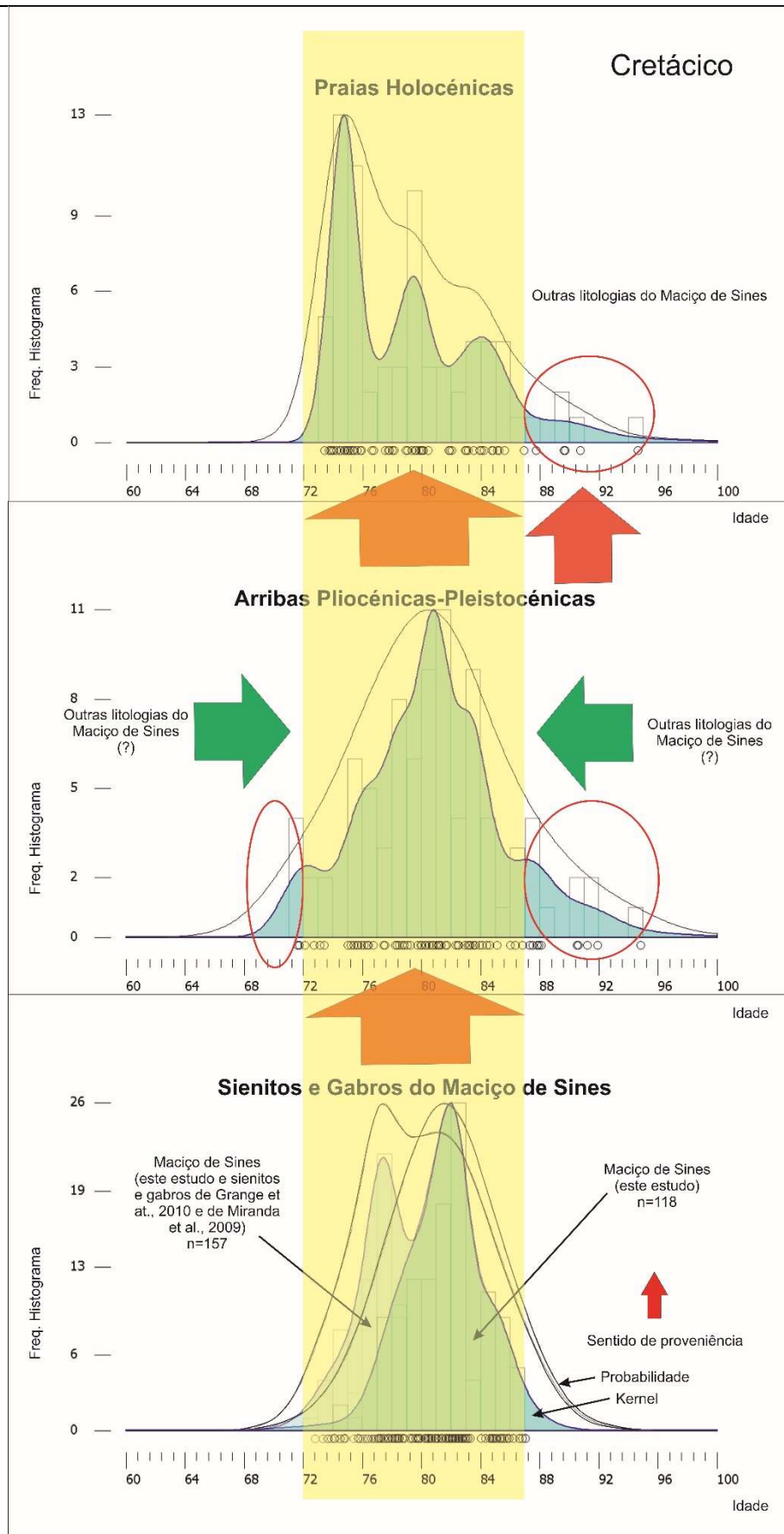


Figura V.24 – Esquema ilustrativo da comparação das curvas de distribuição da probabilidade e de Kernel para os zircões cretácicos ígneos do sienito Cretácico, e detríticos da areia plio-pleistocénica das arribas e da areia holocénica das praias.

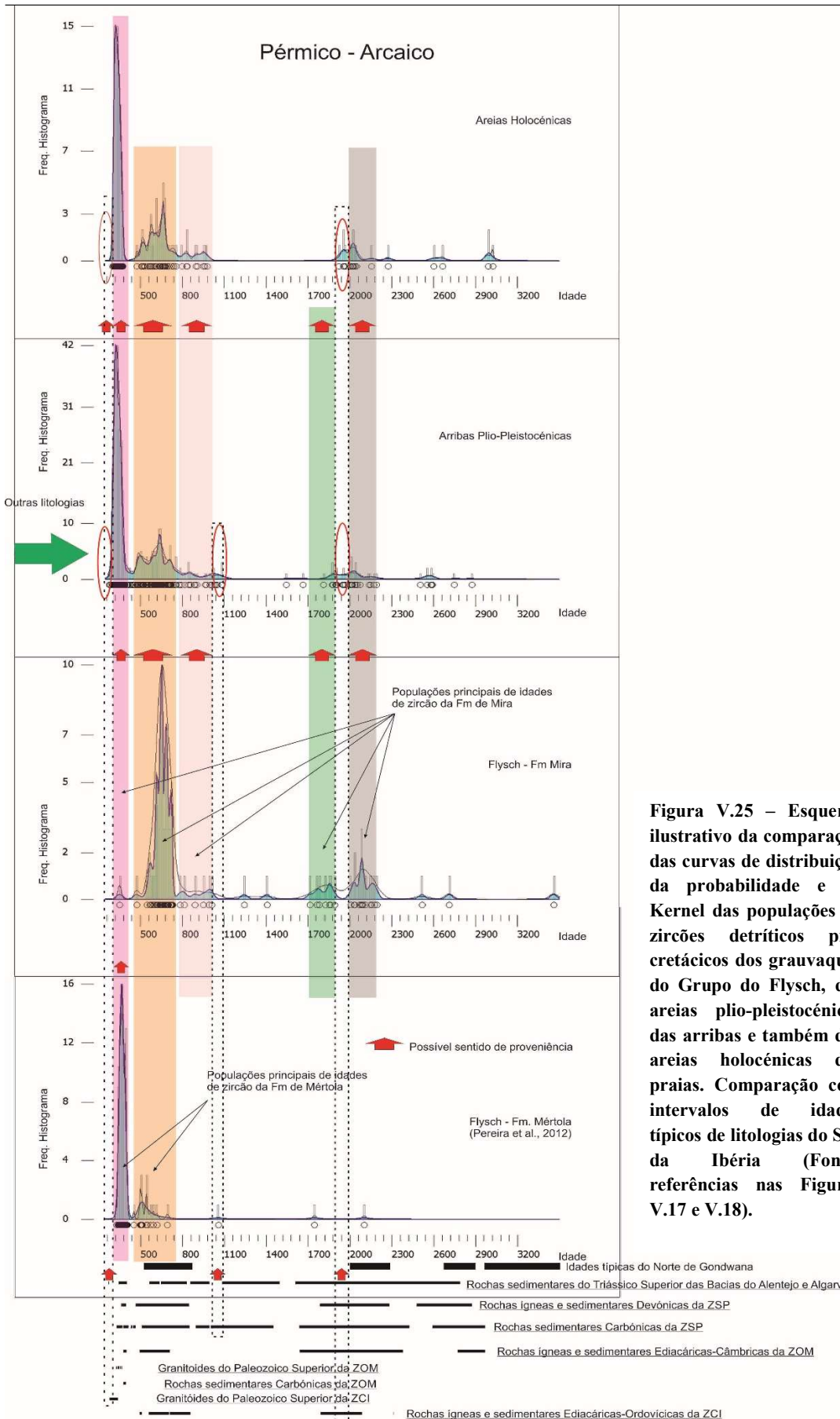


Figura V.25 – Esquema ilustrativo da comparação das curvas de distribuição da probabilidade e de Kernel das populações de zircões detríticos pré-cretácicos dos grauvaques do Grupo do Flysch, das areias plio-pleistocénicas das arribas e também das areias holocénicas das praias. Comparação com intervalos de idades típicos de litologias do SW da Ibéria (Fonte: referências nas Figuras V.17 e V.18).

Comparando este intervalo de idades com o obtido para os zircões detríticos cretácicos da areia plio-pleistocénica das arribas verifica-se que não coincidem na sua totalidade. As idades mais recentes obtidas em zircão detrítico da areia das arribas agrupam-se aos ca. 72 Ma (correspondendo a 4 grãos), enquanto as idades cretácicas mais antigas distribuem-se pelo intervalo ca. 95-87 Ma (10 grãos), que não foram encontradas nas litologias estudadas do Maciço de Sines. Se as idades mais recentes, embora com uma pequena diferença, não podem ser consideradas significativamente diferentes das apresentadas pelos sienitos e gabros, já as mais antigas podem sugerir a contribuição de uma fonte pertencente ao Maciço de Sines que ainda não foi amostrada.

Por seu turno, as areias holocénicas de praia também incluem grãos de zircão detrítico no intervalo ca. 95-87 Ma que não corresponde ao intervalo de idades conhecido para o Maciço de Sines. Estes zircões detríticos cretácicos mais antigos podem derivar diretamente de uma rocha magmática do Maciço de Sines que ainda não foi estudada ou da reciclagem da areia plio-pleistocénica das arribas, representando neste caso um ciclo sedimentar secundário.

Analisando as distribuições Kernel verifica-se que os sienitos do Maciço de Sines datados no presente estudo, apresentam um pico de idade aos ca. 82 Ma que também está representado na areia plio-pleistocénica das arribas. Se adicionarmos ao Maciço de Sines, o conjunto de idades de zircão ígneo obtido nos sienitos e gabros por Miranda et al. (2009) e por Grange et al. (2010), surge um segundo pico de idade aos ca. 78-77 Ma, que está pouco representado na areia plio-pleistocénica das arribas, mas que pode justificar a presença de picos de idade aos ca. 75 Ma e aos ca. 79 Ma da areia holocénica de praia. Este resultado reforça a hipótese de que poderão existir rochas magmáticas do Maciço de Sines que ainda não foram amostradas e que contribuiriam com zircões cretácicos mas antigos que ca. 87 Ma para a areia plio-pleistocénica das arribas e para a areia holocénica das praias.

A Figura V.25 que compara as populações de zircão detrítico pré-cretácicos da areia holocénica das praias, a areia plio-pleistocénica e os grauvaques carbónicos das arribas permitiu pôr em evidência que:

- i) os grauvaques da Formação de Mértola (a mais antiga do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo) são caracterizados pela existência de um pico principal no Paleozoico superior aproximadamente a ca. 370 Ma definido no intervalo ca. 385-328 Ma (Devónico Médio-Carbónico inferior) (Pereira et al., 2012b);
- ii) a Formação de Mira, que se sobrepõe estratigraficamente à Formação de Mértola, inclui grauvaques com zircões com idades distribuídas pelo Neoproterozoico, no intervalo ca. 700-550 Ma (Criogénico-Ediacariano), com

- um pico principal aproximadamente a ca. 654 Ma e pelo Paleoproterozoico (2,1 Ga);
- iii) na areia plio-pleistocénica das arribas, o pico principal ocorre aproximadamente a ca. 330 Ma, situado no intervalo ca. 388-300 Ma (Devónico-Carbónico), seguido de um pico de idades próximo de ca. 635 Ma (neoproterozoicas, ca. 1,0 Ga-541 Ma) e ainda paleoproterozoicas (ca. 2,2-1,7 Ga); este resultado sugere que as populações de zircões detriticos pré-cretácicos incluídos nas areias plio-pleistocénicas das arribas são derivadas da reciclagem dos turbiditos carbónicos; no entanto, alguns dos zircões detriticos encontrados nas areias das arribas (idades paleozoicas <ca. 315 Ma, mesoproterozoica - ca. 1,1-1,0 Ga e paleoproterozoicas - ca. 2,0-1,8 Ga) podem ter origem em fontes localizadas em regiões mais afastadas (Paleogénico da Bacia do Baixo Tejo e a Formação da Brejeira, a mais recente do Grupo do Flynch do Baixo Alentejo).

V-5. O significado paleotectónico das populações de zircão ígneo e detritico: implicações na história geológica da região

Alguns zircões cretácicos analisados tanto nos sienitos do Maciço de Sines como nas areias plio-pleistocénicas das arribas e nas areias holocénicas das praias são compósitos, sugerindo que foram formados durante diferentes etapas de crescimento. A Figura V.26 mostra que os grãos com idades cretácicas não são constituídos por um núcleo mais antigo pré-cretácico. Os núcleos e os crescimentos em seu redor representam eventos de formação de zircão durante o Cretácico representando diferentes períodos de cristalização de magma com poucos milhões de anos a distanciá-los (antecristais; Miller et al., 2007). Só foi encontrado um único núcleo de idade criogénica podendo corresponder a um xenocristal. Estes resultados sugerem que o Maciço de Sines teve uma história de cristalização prolongada no tempo por ca. 13 Ma no Cretácico Superior.

Nos grãos compósitos das areias plio-pleistocénicas das arribas e das areias holocénicas das praias, onde a observação da sua morfologia interna sugeria a presença de núcleos aparentemente herdados (Figura V.27), verificou-se que depois de datados:

- i) o núcleo nem sempre se revelou mais antigo que o crescimento que o rodeia, sendo os valores considerados idênticos dentro do erro de leitura (Figura V.27-imagens 4, 8, 9, 14, 18 e 19);

- ii) as idades do núcleo são por vezes mais recentes que o crescimento exterior (dentro do mesmo erro de leitura), como por exemplo na imagem 25 da mesma figura; no entanto noutros casos a diferença é considerável não podendo ser explicada pelo intervalo de erro; é o caso na figura V.27 das imagens 11 e 13 com núcleos com ca. 422 Ma (concordante) e ca. 618 Ma (discordante) e crescimentos posteriores com ca. 517 Ma (concordante) e também ca. 517 Ma (concordante) respetivamente; estes resultados anómalos podem ser explicados por perda de Pb radiogénico;
- iii) alguns dos núcleos representam xenocristais (Miller et al., 2007), em que um zircão bastante mais antigo resistiu a condições de elevada temperatura sem se diluir e foi parcialmente ou totalmente rodeado por novos crescimentos de zircão relacionado com um evento de cristalização posterior (Corfu et al., 2003); nestes casos o núcleo é claramente mais antigo que os crescimentos exteriores do grão; é o caso na Figura V.27, dos grãos das imagens 1, 3 e 22, mas principalmente os grãos das imagens 6, 20, 24 e 31. Nestes quatro grãos os núcleos apresentam idades paleoproterozoicas de ca. 2,0 Ga, ca. 2,1 Ga, ca. 1,9 Ga e ca. 1,7 Ga a que correspondem respetivamente crescimentos posteriores paleozoicos e neoproterozoicos com ca. 472 Ma, ca. 466 Ma, ca. 686 Ma e ca. 362 Ma.

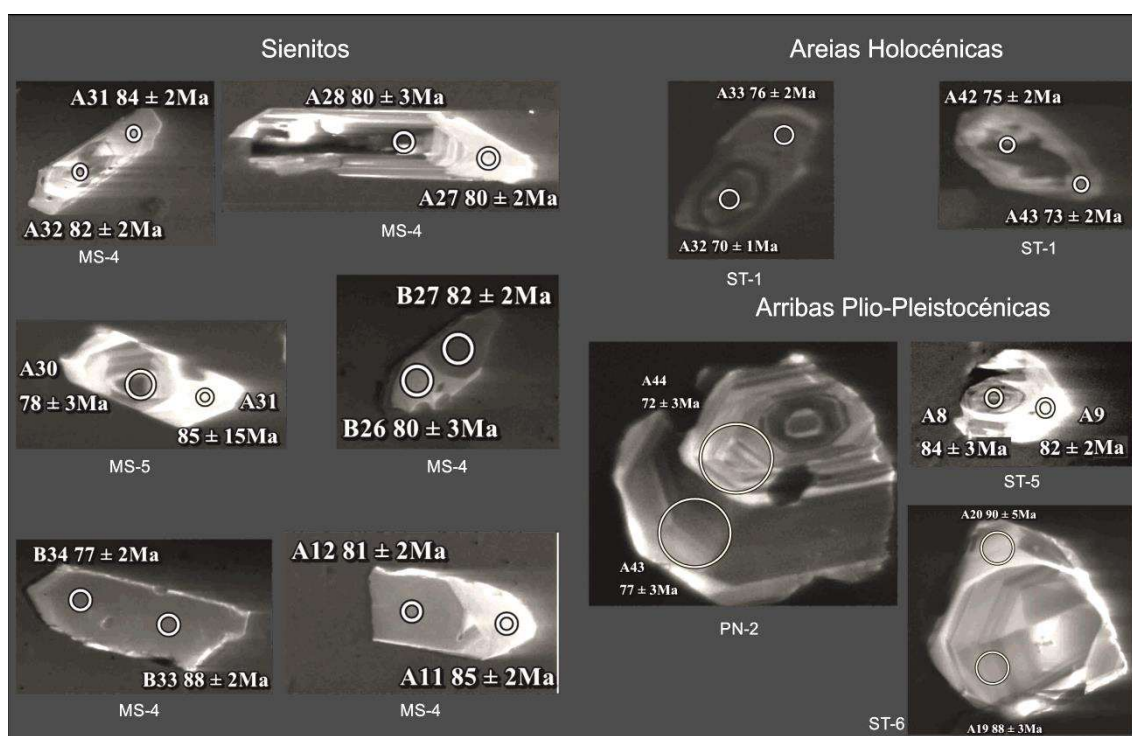


Figura V.26 – Imagens de CL dos grãos Cretácicos em que foram realizadas duas análises de ablação laser, no núcleo e nos crescimentos, com indicação da respetiva idade (inclui resultados concordantes e discordantes no intervalo 90-110%).

Estas idades são portanto indicadoras de diferentes eventos formadores de zircão, alguns dos quais claramente identificados. É o que se pretende demonstrar no diagrama da Figura V.28 onde estão representadas as idades U-Pb obtidas no núcleo e no crescimento de cada grão. Para conveniência de interpretação as idades encontram-se ordenadas por ordem crescente da idade obtida para o núcleo.

Grande parte dos zircões detríticos com núcleos herdados apresenta idades U-Pb no intervalo ca. 369-295 Ma, na maioria dos quais as idades do núcleo e dos crescimentos não são significativamente diferentes. Os eventos formadores de zircão a que correspondem estas idades paleozoicas deverão estar relacionados com os processos de crescimento e reciclagem da crosta que decorreram durante a Orogenia Varisca e que estão registados nas zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa (ca. 360-320 Ma; de la Rosa et al., 2002; Rosa et al., 2008; Jesus et al., 2007; Pereira et al., 2007, 2009; Lima et al., 2012) e provavelmente, também com o magmatismo Permo-Carbónico bem representado na Zona Centro-Ibérica, ca. 315-280 Ma (Pereira et al., 2014). De maior interesse reveste-se um conjunto de dez grãos com núcleos herdados, com idades no intervalo ca. 720-555 Ma, que deverão estar associados aos processos de crescimento e reciclagem da crosta durante a orogenia Cadomiana, Avaloniana e Pan-Africana, correspondentes ao intervalo ca. 850-545 Ma (Fernández-Suárez et al., 2002; Linnemann et al., 2007, 2008; Nance et al., 2008; Abati et al., 2010; Pereira et al., 2012a, c). É, por exemplo, o caso dos grãos das imagens 17 e 29 da Figura V.27 e projetados na Figura V.28 que incluem núcleos herdados com novos crescimentos que poderão ser atribuídos àquele conjunto de eventos. No entanto, outros grãos de zircão detrítico mostram que os crescimentos são mais recentes (ca. 524-462, imagens 13, 21 e eventualmente o grão da imagem 22, Figuras V.27 e na V.28) que aqueles núcleos, podendo estar associados a eventos relacionados com o desenvolvimento do rifte intra-continental no Norte de Gondwana e a consequente abertura do Oceano Rheic durante o Paleozoico inferior, reconhecidos no intervalo ca. 540-470 Ma (Murphy et al., 2006; Chichorro et al., 2008; Sánchez-García et al., 2010). Em dois outros grãos com núcleos herdados cadomianos encontram-se crescimentos ainda mais recentes do Permo-Carbónico (imagens 1 e 3, Figuras V.27 e V.28). Nestes casos, os núcleos podem representar zircões detríticos reciclados nos granitoides formados na Zona Centro-Ibérica (ca. 315-280 Ma; Pereira et al., 2014) e que terão passado por um ciclo sedimentar fazendo agora parte de rochas sedimentares paleogénicas da Bacia do Baixo Tejo (Albardeiro et al., 2014).

Finalmente os grãos com núcleos herdados mais antigos apresentam idades no intervalo ca. 2,1-1,7 Ga. Os eventos formadores de zircão do Paleoproterozoico são típicos do Cratão Oeste Africano, nomeadamente correspondendo aos eventos orogénicos Eburneanos, ca. 2.27-2.05 Ga e ca. 2,2-1,8 Ga (Dirks et al., 2003; Linnemann et al., 2007; Pereira et al., 2008, 2011, 2012a,c; Abati et al. 2010).



Figura V.27 – Imagens de CL dos grãos em que foram realizadas duas análises de ablação laser, no núcleo e nos crescimentos, com indicação da respectiva idade, para zircões mais antigos que o Pérmico (inclui resultados concordantes e discordantes no intervalo 90-110%).

Num dos casos, o novo crescimento de zircão é de idade neoproterozoica relacionado com a atividade magmática no Norte de Gondwana (imagem 24; Figuras V.27 e V.28),

enquanto os restantes dois grãos são ordovícicos (ca. 472-466 Ma) e provavelmente relacionados com a fragmentação da margem Norte de Gondwana e a abertura do Oceano Rheic ca. 540-470 Ma (Murphy et al., 2006; Chichorro et al., 2008; Sánchez-García et al., 2010).

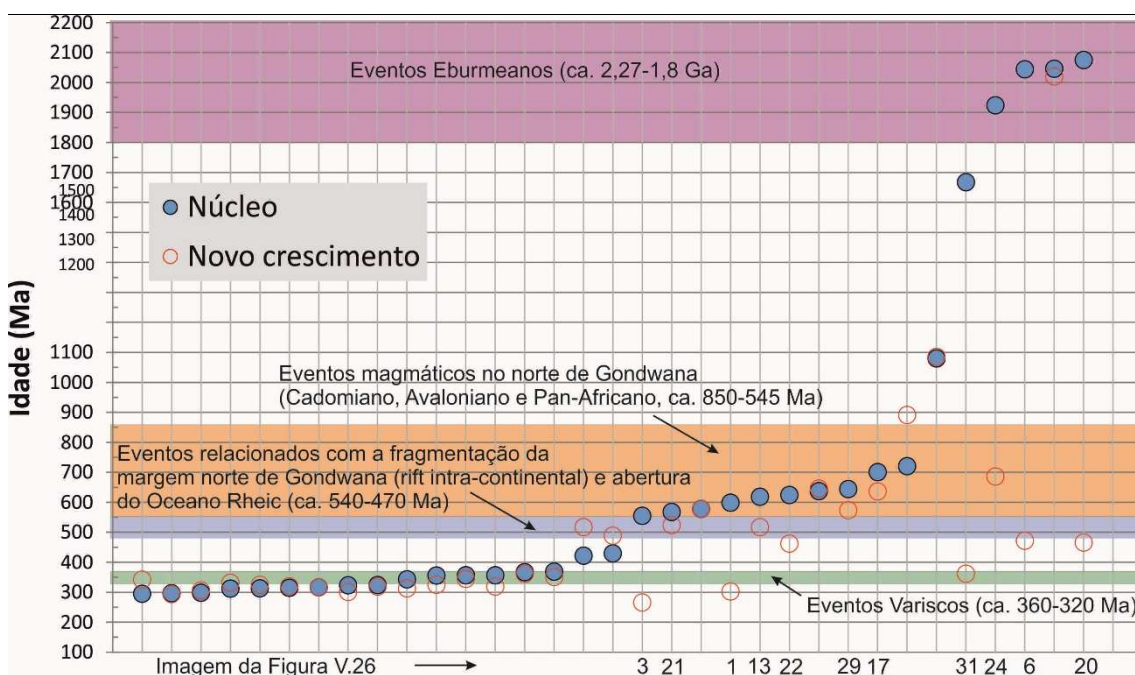


Figura V.28 – Representação gráfica das idades U-Pb obtidas em grãos de zircão detritico compostos com núcleos e novos crescimentos, com indicação dos potenciais eventos formadores de zircão.

Em síntese, podemos constatar que existem zircões detriticos que marcam diferentes etapas de crescimento e reciclagem da crosta. Os grãos formados no Paleoproterozoico (eventos Eburneanos) estão rodeados por novos crescimentos neoproterozoicos (eventos Cadomiano, Avaloniano e Pan-Africano) e paleozoicos (fragmentação da margem setentrional de Gondwana, abertura do Oceano Rheic e eventos Variscos).

Estas etapas de crescimento e reciclagem da crosta que estão registadas nos zircões detriticos das areias e grauvaques estudados são fundamentais para acrescentar informação àquela que é traduzida pela estratigrafia da região e que abrange um período de tempo geológico que se iniciou no Carbónico inferior (ca. 345 Ma) até à atualidade.

As populações de zircões detriticos dos grauvaques carbónicos e das areias plio-pleistocénicas e holocénicas incluem um grupo de idades paleoproterozoicas e arcaicas que estão provavelmente relacionadas com etapas de crescimento e reciclagem do Cratão Oeste Africano (Linnemann et al., 2007, 2008, entre outros). O soco antigo do sudoeste da Ibéria inclui rochas neoproterozoicas formadas durante a Orogenia Cadomiana em bacias sedimentares espacialmente associadas à formação de arcos magmáticos no que seria a margem ativa do Norte de Gondwana (Linnemann et al., 2007, 2008; Pereira et al., 2012c). No Câmbrico-

Ordovícico desenvolveu-se um rifte intra-continental na margem do Norte de Gondwana que conduziu à abertura do Oceano Rheic (Linnemann et al., 2007, 2008; Murphy et al., 2010; Nance et al., 2010). A abertura deste oceano, por sua vez, estaria ligada com o fecho do Oceano Iapetus (Gutiérrez-Alonso et al., 2008), situado entre a Laurência, Avalónia e Báltica (Murphy et al., 2006; Nance et al., 2010). Durante o Ordovícico o Oceano Rheic terá tido a sua maior taxa de expansão com afastamento progressivo da Avalónia e terrenos circundantes, que faziam parte da margem ativa do Norte de Gondwana (terrenos peri-gondwanicos), em direção à Laurússia com consequente fecho do referido Oceano Iapetus (Nance et al., 2010). A expansão máxima do Oceano Rheic terá sido atingida no início do Devónico, a partir do qual se terá iniciado o processo de fecho desta bacia oceânica, testemunhado pela presença de terrenos ofiolíticos instalados na margem Norte de Gondwana (NW da Ibéria; Martínez Catalán et al., 2007; Nance et al., 2010).

No Carbónico inferior (ca. 340 Ma, Pereira et al., 2012b) a Laurússia e Gondwana já estariam juntas, sendo esta colisão continental responsável pela formação da cadeia orogénica varisca no interior da Pangeia (Nance et al., 2010). No SW da Ibéria o limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa, que é assinalado pela presença do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, tem sido considerado como sendo o testemunho da sutura do Oceano Rheic (Quesada et al., 1994). Na Zona de Ossa-Morena a estratigrafia do Neoproterozoico ao Devónico Inferior é típica da margem Norte de Gondwana (Sánchez-García et al., 2010; Linnemann et al., 2008), representando os turbiditos carbónicos (Tournaisiano-Viseano) bacias sedimentares relacionadas com a colisão entre Gondwana e Laurússia (Pereira et al., 2012b,d). Na Zona Sul Portuguesa, o Grupo do Pulo do Lobo ter-se-á depositado anteriormente ao Carbónico superior contemporâneo, em parte, com o vulcanismo e deposição de rochas sedimentares da Faixa Piritosa (o Complexo Vulcano-Sedimentar e o Grupo Filito-Quartzítico) que ocorreu entre o Devónico Superior e o Viseano e com a deposição do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo que se deu a partir do Viseano até ao Moscoviano (Oliveira, 1990, 2013a,b). Na Zona de Ossa-Morena não há registos do Devónico Superior estando o Devónico Médio representado por olistólitos nas bacias sedimentares do Carbónico inferior (Pereira et al., 2012b). A sedimentação turbidítica no Carbónico inferior terá ocorrido em ambos os lados da sutura e foi constituída por detritos provenientes de fontes comuns (Pereira et al., 2012b).

A sedimentação turbidítica das formações do Grupo do Flysch ter-se-á iniciado numa fase em que o Oceano Rheic já estaria fechado e os terrenos ofiolíticos expostos à erosão. A Formação de Mértola do Viseano superior (Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a), a Formação de Mira do topo do Viseano-Namuriano inferior ao Namuriano superior (Oliveira et al., 1984) e a Formação da Brejeira, entre o Bashkiriano inferior e o Moscoviano superior

(Pereira, Z. et al., 2007; Oliveira et al., 2013a), ter-se-ão depositado num intervalo de tempo de cerca de 25 Ma (Figura V.29). A Formação de Mértola (Pereira et al., 2012b) e a base da Formação de Mira (Vilallonga, 2013) incluem rochas sedimentares derivadas de rochas intermédias a máficas (Pereira et al., 2013a) ou félsicas a máficas (Fernandes et al., 2010), que poderiam ter derivado da erosão dos terrenos ofiolíticos devónicos relacionados com a formação de arcos magmáticos intra-oceânicos e de rochas magmáticas associadas à extensão intra-orogénica varisca (Pereira et al., 2009; 2012b). Mais tarde, a deposição dos turbiditos da Formação da Brejeira indica uma variação importante nas fontes. Os grauvaques da Formação da Brejeira são constituídos por detritos provenientes de fontes félsicas (Fernandes et al., 2010, Oliveira et al., 2013a, Pereira et al., 2013a) e com um maior índice de reciclagem sedimentar (Jorge et al., 2013).

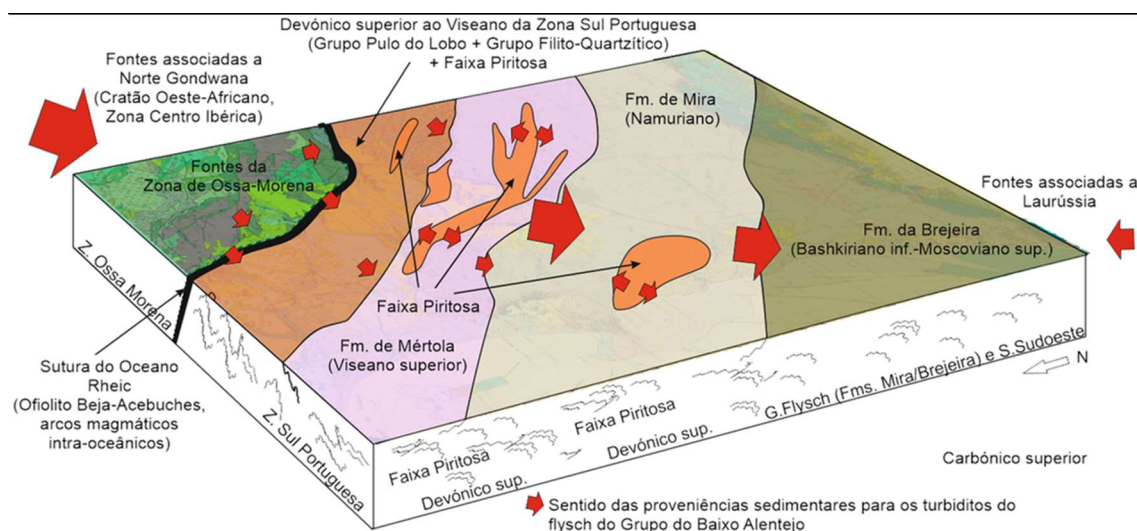


Figura V.29 – Bloco diagrama esquemático das fontes sedimentares que contribuíram para a formação dos turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo.

Da Formação de Mértola para a base da Formação de Mira e desta para a zona central da mesma formação ocorre uma diminuição da abundância de zircões detríticos paleozoicos (fundamentalmente devónicos-carbónicos) que estariam associados à reciclagem dos terrenos ofiolíticos devónicos e de rochas magmáticas do Carbonífero inferior e, um aumento de zircões detríticos neoproterozoicos derivados do soco Neoproterozoico-Devónico Inferior da Zona de Ossa-Morena ou das rochas devónicas da Zona Sul Portuguesa (Grupo Filito-Quartzítico), ambas com assinatura peri-gondwanica. Esta variação de fontes observada no registo sedimentar do Carbonífero (Grupo do Flysch do Baixo Alentejo) pode significar uma diminuição da influência de fontes variscas e um aumento de fontes cadomianas, avalonianas e pan-africanas. A população de zircão detrítico do Carbonífero superior representado pela Formação da Brejeira mostra uma mistura de fontes típicas do Norte de Gondwana com fontes que não são conhecidas na Zona de Ossa-Morena e que estão possivelmente relacionadas com a Laurússia (incluindo a

Laurência e os terrenos peri-gondwanicos Gandéria, Avalónia e Meguma com afinidades com o Cratão Oeste Africano; Nance et al., 2008).

No início do Mesozoico, terá ocorrido a fragmentação da Pangeia dando origem à abertura de Tétis a sudeste e do Atlântico Norte a oeste, reativando estruturas variscas (Ribeiro, 2013b). As bacias mesozoicas Lusitaniana, do Alentejo e do Algarve apresentam um registo estratigráfico que se estende desde o Triásico Superior (Grés de Silves) até ao Cretácico Superior (Inverno et al., 1993; Kullberg, 2000; Kullberg et al., 2013). Desde o Jurássico Inferior ao Cretácico Superior ocorreram vários eventos magmáticos (ca. 180-200 Ma, ca. 141-147 Ma ou ca. 130-135 Ma e ca. 72-94 (100) Ma (Martins, 1991 citado em Kullberg et al., 2006 e em Ribeiro, 2013b; Miranda et al., 2009; Martins et al., 2010), o mais recente dos quais, de natureza alcalina, está associado ao alinhamento dos Maciços de Sintra, Sines e Monchique.

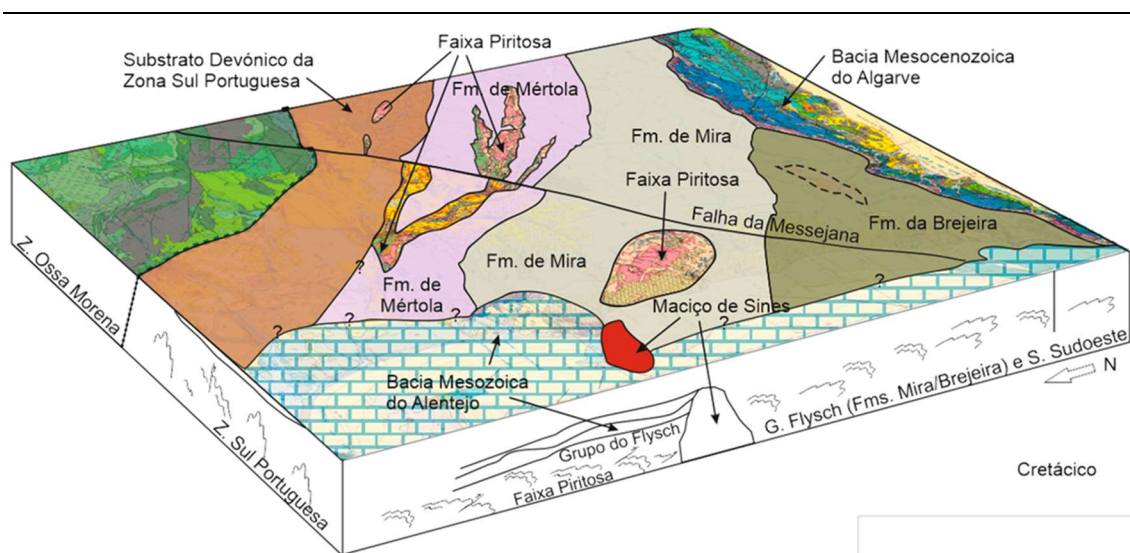


Figura V.30 – Bloco diagrama esquemático da Bacia Mesozoica do Alentejo aquando da instalação do Maciço de Sines.

O pico de idade para a cristalização dos sienitos do Maciço de Sines (Figura V.30) é ca. 82 Ma com idades de cristalização no intervalo ca. 87-74 Ma. Estes resultados radiométricos indicam que a instalação do Maciço de Sines é contemporânea da instalação do Maciço de Sintra.

No SW da Ibéria formaram-se várias bacias de sedimentação durante o Cenozoico. Nas bacias do Baixo-Tejo e de Alvalade, a sedimentação foi praticamente contínua com episódios transgressivos marinhos no Miocénico (Baixo-Tejo e Alvalade) e no Pliocénico (Baixo-Tejo) (Pais et al., 2012). A Bacia de Alvalade teve uma evolução inicial conjunta com a Bacia do Baixo Tejo no Paleogénico, com a deposição de materiais provenientes da zonas Centro-Ibérica

e de Ossa-Morena até ao Messiniano (Azevedo e Pimentel, 1995; Pimentel, 1997; Cunha et al. 2009; Pais et al., 2012). Na transição Miocénico-Pliocénico a tectónica Alpina ergueu relevos que serviram de barreira física ao transporte de detritos vindos da Zona Centro-Ibérica, separando o tipo de preenchimento da Bacia do Baixo Tejo do da Bacia de Alvalade (Antunes e Mein, 1989; Antunes e Pais, 1993). Na Bacia de Alvalade depois da sedimentação marinha durante o Miocénico terminal ocorreu a deposição de origem continental (fluvial e aluvionar) do Plio-Pleistocénico.

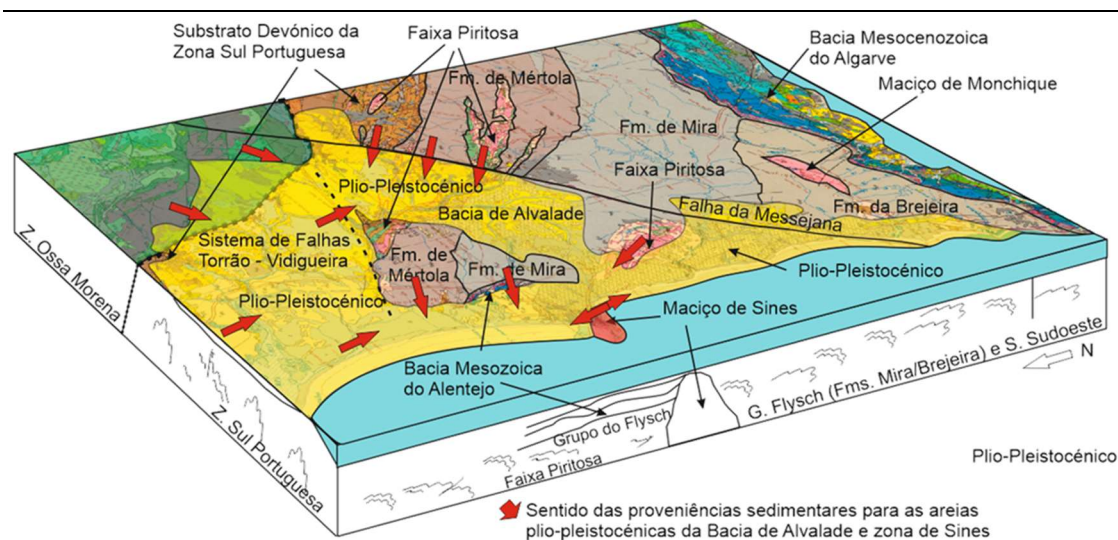


Figura V.31 – Bloco diagrama que mostra a localização das potenciais áreas fontes das areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade.

As possíveis áreas fonte que contribuíram para o preenchimento Plio-Pleistocénico da Bacia de Alvalade (Figura V.31) terão sido (Albardeiro et al., 2014):

i) uma área fonte localizada a norte que debitou detritos reciclados de rochas sedimentares paleogénicas da Bacia de Alvalade (que tiveram uma evolução semelhante às rochas sedimentares da mesma idade da Bacia do Baixo Tejo); corresponderia a um relevo erguido por efeito do movimento do sistema de falhas Torrão-Vidigueira-Moura (W-E); estas rochas sedimentares paleogénicas incluem detritos reciclados de fontes pertencentes às zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérica;

ii) uma área fonte localizada a este e sudoeste que seria caracterizada por relevos formados por efeito da tectónica Alpina ou herdados da estrutura varisca representando relevos de dureza; as fontes seriam rochas sedimentares e magmáticas paleozoicas incluídas nas zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa;

iii) uma área fonte localizada a sul e sudoeste com relevos rejuvenescidos por influência da tectónica Alpina, relacionados com um plutão e/ou com estruturas variscas que representariam relevos de dureza; as fontes seriam rochas sedimentares e magmáticas

paleozoicas pertencentes à Zona Sul Portuguesa e rochas magmáticas do Cretácico do Maciço de Sines.

Mais tarde, já no Quaternário a modelação dos relevos continentais e particularmente a ação erosiva na zona litoral sudoeste, associada à extensa plataforma continental permitiu a formação de litorais distintos. A norte do Cabo de Sines e até à desembocadura do Rio Sado formou-se um extenso litoral de praias arenosas bordejadas por arribas constituídas por areias e cascalheiras plio-pleistocénicas e por dunas holocénicas. A sul do Cabo de Sines formou-se um litoral rochoso talhado no soco Paleozoico, com praias de areia e cascalheira. Estas praias encastradas e dinamicamente isoladas (Gama, 2005) apresentam arribas constituídas por turbiditos do Carbónico que são cobertos por areias e cascalheiras plio-pleistocénicas e por dunas holocénicas.

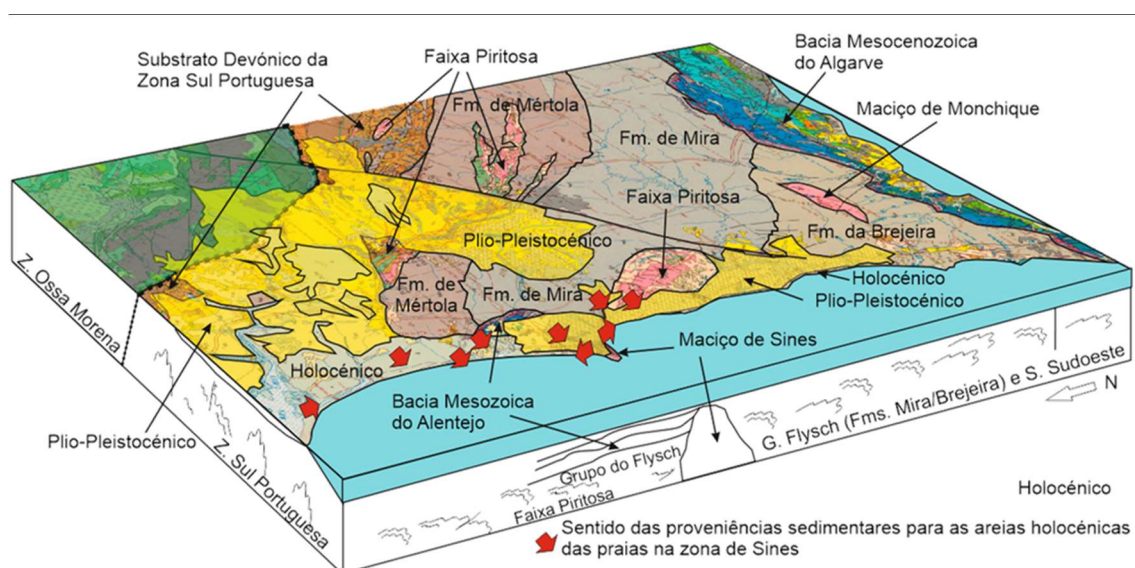


Figura V.32 – Bloco diagrama que mostra as principais áreas fonte que alimentaram as areias holocénicas de praia.

As areias holocénicas das praias (Figura V.32) a norte do Cabo de Sines são principalmente alimentadas pelas areias plio-pleistocénicas que constituem as arribas adjacentes, com reduzida influência do Maciço de Sines. A sul do Cabo de Sines, a areia holocénica da Praia de S. Torpes provém de uma mistura de fontes. Por um lado, podem ter como fontes principais a areia plio-pleistocénica da arriba contígua à praia e por outro as rochas magmáticas cretácicas do Maciço de Sines. Além dos sienitos estudados neste trabalho e por outros autores (Miranda et al., 2009; Grange et al., 2010) deverão existir mais fontes cretácicas (não amostradas) associadas ao Maciço de Sines. A dinâmica litoral atual das praias onde se colheram as amostras de areia holocénica justifica as diferenças observadas nas populações de zircões detríticos cretácicos. Os zircões detríticos cretácicos são pouco representados nas praias

imediatamente a norte do Cabo de Sines (praias da Aberta Nova e Areias Brancas) onde o sistema de circulação sedimentar é quase fechado em equilíbrio dinâmico, e com deriva litoral de norte para sul com ondulação dominante vinda de NW (Gama, 2005). Na praia a sul do Cabo de Sines (Praia de S. Torpes) a influência das fontes do Maciço de Sines que fornecem zircões cretácicos é muito significativa e compatível com uma circulação de sedimentos associada a uma célula fechada em equilíbrio dinâmico (e.g., Pombo et al., 2004). A grande diferença entre as populações de zircão detrítico da areia holocénica de praia a norte e a sul do Cabo de Sines, corrobora a interpretação de que o Maciço de Sines, que se prolonga *offshore*, constitui uma importante barreira física ao transporte sedimentar para sul através das correntes marinhas (Balsinha et al. 2004; Luz et al., 2004; Pombo et al., 2004; Gama, 2005; Miranda, P. 2007; Miranda, P. et al., 2007).

Capítulo VI - Conclusões

O significado das populações de zircão detrítico das rochas siliciclásticas do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo

As populações de zircão detrítico das rochas siliciclásticas do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo não são similares, o que deverá refletir variações da(s) fonte(s) sedimentar(es) e/ou alterações na contribuição de uma ou mais fontes durante a sedimentação na bacia carbónica. Estatisticamente comprovou-se que os grauvaques da Formação de Mértola não têm uma fonte comum com o restante flysch, embora a sua população de zircão detrítico apresente alguma afinidade com as rochas siliciclásticas da base da Formação de Mira. As amostras colhidas numa posição estratigráfica mais recente na Formação de Mira apresentam mais semelhanças com a Formação da Brejeira em termos de idades de zircão detrítico.

Ao comparar as populações de zircão detrítico das rochas siliciclásticas da Formação de Mértola (Viseano) com as que representam a base da Formação de Mira (Serpukhoviano) e as que estão localizadas numa posição estratigráfica superior (Bashkiriano) na mesma formação verifica-se que: i) há um decréscimo acentuado de grãos paleozoicos, fundamentalmente do intervalo Devónico-Carbónico e ii) há um acréscimo de grãos do Neoproterozoico. Esta variação pode estar relacionada com a maior ou menor contribuição de determinadas fontes, com uma diminuição da importância das rochas-fonte com afinidades ao Norte de Gondwana que se formaram em eventos de crescimento de zircão durante a Orogenia Varisca e um aumento das rochas-fonte relacionadas com eventos de formação de zircão mais antigos, associados às orogenias neoproterozoicas Cadomiana e Pan-Africana, e a eventos de crescimento de zircão mais antigos, Eburneano e Libériano que são típicos do Cratão Oeste-Africano.

A topo da Formação de Mira, a população de zircão detrítico das rochas siliciclásticas colhidas na base da Formação da Brejeira (Bashkiriano) não tem zircões paleozoicos enquanto nas amostras colhidas numa posição estratigráfica superior (Moscoviano) ocorrem grãos do topo do Ordovícico ao Silúrico, provavelmente derivados de áreas externas ao SW Ibérico, da Laurússia e de terrenos peri-Laurêncicos, pois não existem rochas desta idade no SW Ibérico que justifiquem a sua presença. Na Formação da Brejeira os zircões do Devónico Médio ao Superior estão pouco representados.

Os zircões com idades neoproterozoicas são menos abundantes nas rochas siliciclásticas da Formação da Brejeira do que nos grauvaques da Formação de Mira, ou seja, a sua importância diminui para sul e da formação mais antiga para a mais recente; por outro lado, verifica-se um aumento de zircões detríticos de idades paleoproterozoicas no mesmo sentido. Os zircões detríticos do Mesoproterozoico são praticamente inexistentes na Formação de Mira mas estão representados na Formação da Brejeira.

Os grãos de zircão de idade Devónico Médio-Superior estarão provavelmente relacionados com rochas magmáticas formadas durante a subducção do Oceano Rheic, que não têm uma fonte volumosa identificável na Zona Sul Portuguesa, não existindo sequer registos de rochas com esta idade na Zona de Ossa-Morena. As principais fontes para as idades de zircão detrítico no intervalo Devónico Médio-Superior do flysch poderão ser equivalentes em termos de idade e composição litológica aos terrenos oceânicos alóctones do NW da Ibéria, a rochas vulcânicas pouco representadas na Zona Centro-Ibérica, a rochas vulcânicas da Faixa Piritosa, e a rochas provenientes da Laurússia que se formaram na sequência de eventos magmáticos relacionados com a Orogenia Neo-Acádica (colisão entre Meguma e Avalónia).

Os depósitos de flysch carbónicos incluem zircões detríticos do Carbónico inferior que estão relacionados com o magmatismo varisco contemporâneo da deposição e também assinalado na Zona de Ossa-Morena (Maciço de Évora) e na Zona Sul Portuguesa (Faixa Piritosa). A partir do Serpukhoviano, durante a progressiva aproximação e colisão entre Gondwana e Laurússia, deixa de haver fontes próximas com rochas magmáticas sin-deposição do flysch.

Em termos paleogeográficos e paleotectónicos a Ibéria e as bacias carbónicas da Zona Sul Portuguesa sugerem que evoluíram num processo progressivo de colisão entre Gondwana e Laurússia envolvendo fontes relacionadas com:

- i) o fecho do Oceano Rheic associado ao qual poderia estar um arco-ilha, subductado durante o processo (Formação de Mértola e base da Formação de Mira);
- ii) fontes associadas a Gondwana localizadas na Zona Sul Portuguesa e na Zona de Ossa-Morena; e ainda
- iii) fontes externas a Gondwana com afinidade com a Laurússia (níveis superiores da Formação de Mira e a Formação da Brejeira).

O significado das populações de zircão ígneo dos sienitos do Maciço de Sines

A tipologia dos zircões ígneos dos sienitos do Maciço de Sines é muito característica, com a maioria dos cristais a apresentarem a forma de prismas euédricos a subédricos, angulares a subangulares e alongados ou achatados. A morfologia interna mostra um núcleo mais escuro rodeado por crescimentos externos mais claros, com zonamento geralmente concêntrico ou apical.

As idades U-Pb dos zircões ígneos dos sienitos do Maciço de Sines estão incluídas no intervalo ca. 87-74 Ma, (90-110% de concordância), indicando um intervalo longo de cristalização de zircão ígneo de ca. 13 Ma, e um pico de idade aos ca. 82 Ma (Cretácico Superior).

As idades de concórdia obtidas para o conjunto de dados obtidos favorecem a definição de três pulsos magmáticos espaçados entre si por ca. 4 Ma com: i) $78 \pm 0,4$ Ma para um intervalo de idades ca. 80-74 Ma; ii) $82 \pm 0,3$ Ma para um intervalo de idades ca. 84-81 Ma; e iii) $86 \pm 0,6$ Ma para um intervalo de idades ca. 87-85 Ma.

Ao compararmos o intervalo de idades ca. 87-74 Ma atribuído à cristalização dos sienitos com as datações isotópicas publicadas anteriormente, verificamos que existem diferenças. Nos estudos de Grange et al. (2010) e Miranda et al. (2009) a idade de cristalização dos sienitos foi definida no intervalo ca. 78-73 Ma (78-74 Ma e 77-73 Ma respetivamente), que é mais limitado e recente. Estas diferenças podem resultar: i) da aplicação de diferentes métodos analíticos (TIMS - Grange et al., 2010; LA-ICPMS - Miranda et al., 2009 e o presente estudo); ii) da representatividade da população de zircão ígneo de cada amostra de sienito analisada ($n=7$, Grange et al., 2010; $n=18$, Miranda et al., 2009; $n=119$, presente estudo); e iii) do tipo de litologia amostrado, considerando diferentes tempos de cristalização/arrefecimento na câmara magmática, a presença de antecristais e acumulação e mistura mecânica de cristais com diferentes idades.

O intervalo de idades global obtido pelos três estudos para o Maciço de Sines (ca. 87-73 Ma) coincide com o intervalo de idades previamente estabelecido para o Maciço de Sintra (ca. 82-76 Ma, Miranda et al. 2009; ca. 85-75 Ma, Grange et al., 2010). Estes novos dados radiométricos revelam que os dois maciços são contemporâneos invalidando o modelo que

admite a existência de uma pluma mantélica sobre a qual se deslocaria a Ibéria deixando um alinhamento de plutões alcalinos cretácicos.

Proveniência das populações de zircão detrítico das areias do Plio-Pleistocénico da Bacia de Alvalade

Os zircões paleozoicos (27-73 %; ca. 541-277 Ma) são os mais representativos das areias plio-pleistocénicas das arribas. Os zircões devónicos-carbónicos são os mais abundantes (25-65%; ca. 388-300 Ma) enquanto os grãos do Pérmico ocorrem apenas numa única amostra da arriba da Praia do Norte (10%; ca. 298-277 Ma). Os zircões detríticos do Ordovícico Médio-Superior e Silúrico são raros (cerca de 2 %; ca. 442-422 Ma) e apenas estão representados nas amostras da arriba da Praia das Areias Brancas. Os zircões detríticos câmbricos e ordovícicos (3-9%; ca. 541-457 Ma) surgem em todas as amostras mas predominam nas arribas a sul do Cabo de Sines. Por sua vez, os zircões representantes do Precâmbrico (ca. 1,0 Ga-541 Ma, ca. 2,2-1,7 Ga e 2,9-2,5 Ga) correspondem a uma distribuição de 20-34% do total.

Estes dados radiométricos revelam que as areias plio-pleistocénicas da Bacia de Alvalade podem ter sido alimentadas a partir de diferentes fontes, porque incluem grãos que podem ser provenientes principalmente dos turbiditos carbónicos da Zona Sul Portuguesa que constituem o soco envolvente, ou de rochas metamórficas e magmáticas da Zona de Ossa-Morena com localização mais afastada. Os zircões detríticos mais recentes, de idade permo-carbónica (ca. 315-300 Ma), terão como fontes prováveis rochas plutónicas localizadas em áreas mais remotas (Zona Centro-Ibérica) ou rochas sedimentares formadas num ciclo sedimentar anterior (Eocénico-Miocénico da Bacia do Baixo Tejo também representado na Bacia de Alvalade).

Apenas as areias das arribas mais próximas do Cabo de Sines, tanto a norte (Praia do Norte) como a sul (Praia de S. Torpes), contêm zircões cretácicos (ca. 95-72 Ma). No ponto de amostragem localizado a cerca de 12 km a norte do Cabo de Sines (Praia das Areias Brancas) os zircões cretácicos são inexistentes ou raros e discordantes, sugerindo que o fornecimento de grãos que sejam provenientes do Maciço de Sines tem um raio de ação limitado.

Resumindo, as areias plio-pleistocénicas das arribas localizadas na área de estudo poderão ser provenientes de diferentes fontes que foram nalguns casos expostas à erosão por efeito do rejuvenescimento do relevo que foi controlado por movimentos tectónicos alpinos:

- i) uma uma região topograficamente mais elevada localizada a norte do Maciço de Sines e limitada a sul pelo sistema de falhas Torrão-Vidigueira-Moura; constituída por rochas sedimentares areníticas e conglomeráticas, de idade Eocénico-Miocénico, depositadas sobre o substrato Paleozoico da Zona Sul Portuguesa; esta zona seria a fonte de zircões com idades paleozoicas do Carbónico superior (ca. 315-300 Ma), raras nas zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa, mas abundantes nas rochas granitoides da Zona Centro-Ibérica;
- ii) uma região topograficamente proeminente localizada mais para este, constituída por relevos residuais orientados NW-SE, herdados da Orogenia Varisca; inclui rochas ígneas, sedimentares e metamórficas paleozoicas da Zona de Ossa-Morena e da Zona Sul Portuguesa; a rede de drenagem seria controlada pelo sistema de falhas W-E, pondo em contacto as bacias de Alvalade e de Moura (com idêntico substrato Paleozoico), antes da reativação NE-SW da Falha da Messejana proporcionando uma evolução independente das bacias;
- iii) uma região localizada a oeste próximo da linha costeira, com rochas sedimentares da Zona Sul Portuguesa (substrato Paleozoico incluindo a Formação Filito-Quartzítica, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e, ainda as rochas plutónicas devónicas do Cercal), rochas sedimentares triásicas da Bacia do Alentejo (que inclui zircões detríticos derivados das zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa) e ainda rochas sieníticas e gabroicas do Maciço de Sines, responsáveis pelo fornecimento dos zircões cretácicos.

A proveniência das populações de zircão detrítico das areias holocénicas de praia

Nas areias holocénicas de praia a norte do Cabo de Sines (Praia da Aberta Nova e Praia das Areias Brancas) predominam os zircões com idades paleozoicas (57-68%; ca. 532-301 Ma) e precâmblicas (16-41%; ca. 3 Ga - 553 Ma) enquanto nas amostras colhidas na Praia de São Torpes, a sul do Cabo de Sines, predominam os zircões cretácicos (72-94%; ca. 95-73 Ma).

As fontes dos zircões detríticos paleozoicos e precâmblicos encontrados nas areias holocénicas de praia podem ser os turbiditos carbónicos e as areias plio-pleistocénicas que constituem as arribas. Os zircões cretácicos que estão incluídos nas areias holocénicas de praia (principalmente na Praia de São Torpes, a sul do Cabo de Sines) terão resultado diretamente da

erosão atual dos gabros e sienitos expostos no Cabo de Sines (fonte primária) mas, também serão produto da reciclagem das areias plio-pleistocénicas (fonte secundária) que constituem as arribas nas suas imediações.

As areias holocénicas das praias a norte do Cabo de Sines são principalmente alimentadas pelas areias plio-pleistocénicas das arribas adjacentes, com reduzida influência do Maciço de Sines, num sistema de circulação sedimentar em equilíbrio dinâmico e com deriva litoral dominante de norte para sul. Na praia a sul do Cabo de Sines é muito significativa a contribuição de zircões cretácicos que se concentram preferencialmente aqui devido a uma célula de circulação local e com deriva litoral de sul para norte.

Referências

- Abati, J., Aghzer, A., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 181, 115-128.
- Albardeiro, L., Pereira, M. F., Gama, C., Chichorro, M., Hoffman, M., Linnemann, U., 2014. Provenance study of Pliocene-Pleistocene sands based on ancient detrital zircons (Alvalade Basin, SW Iberian Atlantic coast). *Sedimentary Geology* 307, 47-58.
- Albarède, F., Beard, B., 2004. Analytical Methods for Non-Traditional Isotopes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 55, 113-152.
- Alves, T., Cunha, T., Moita, C., Terrinha, P., Monteiro, J., Manupella, G., 2013. A evolução de bacias sedimentares tipo rift em margens continentais passivas: o exemplo da Margem Ocidental Ibérica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. (Eds.), *Geologia de Portugal, Vol. II – Geologia Meso-Cenozoica de Portugal*, Escolar Editora, 349-404.
- Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology* 216, 249-270.
- Andersen, T., 2013. Age, Hf isotope and trace element signatures of detrital zircons in the Mesoproterozoic Eriksfjord sandstone, southern Greenland: are detrital zircons reliable guides to sedimentary provenance and timing of deposition? *Geological Magazine* 150 (3), 426-440.
- Anderson, D. L., 1989. *Theory of the Earth, Chapter 10 – Isotopes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, 197-216.
- Andrén, H., Rodushkin, I., Stenberg, A., Malinovski, D., Baxter, D., 2004. Sources of mass bias and isotope ratio variation in multicollector ICP-MS: optimization of instrumental parameters based on experimental observations. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 19, 1217-1224.
- Antunes, M. T., 1983. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, Folha 39-C (Alcácer do Sal) e Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Antunes, M. T., Mein, P., 1989. Petit mammifères du miocène terminal du Bassin de Alvalade (Portugal): comparaisons avec des faunes de l'Espagne et du Maghreb. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana* 28 (2-3), 161-170.

- Antunes, M. T., Mein, P., Pais, J., 1986. Depósitos messinianos do sul de Portugal, mamíferos (incluindo rodentia e lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra (UNL)* 8, 55-64.
- Antunes, M. T., Pais, J., 1993. The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* 12, 7-22.
- Araújo, A., Piçarra Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, T., 2006. As regiões Central e Sul da Zona de Ossa-Morena. *In* Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Coord.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, 151-172.
- Araújo, A., Piçarra Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, T., 2013. As regiões Central e Sul da Zona de Ossa-Morena. *In* Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Coord.), *Geologia de Portugal – I – Geologia Pré-Mesozoica de Portugal*, 509-550.
- Archer, C., Vance, D., 2004. Mass discrimination correction in multiple-collector plasma source mass spectrometry: an example using Cu and Zn isotopes. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 19, 656-665.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R., 2014. Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research* 25, 756-763.
- Armstrong, R., Holden, P., Fanning, M., Williams, I., 2006. The Expanding World of the Shrimp: New Developments and Future trends. *Livro de Resumos V South American Symposium on Isotope Geology*, 102-104.
- Augland, L., Andresen, A., Boghdady, G., 2012. U-Pb ID-TIMS dating of igneous and metaigneous rocks from the El-Sibai area: time constraints on the tectonic evolution of the Central Eastern Desert, Egypt. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)* 101, 25–37.
- Avigad, D., Gerdes, A., Morag, N., Bechstädt, T., 2012. Coupled U-Pb-Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: Implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa. *Gondwana Research* 21 (2-3), 690-703.
- Azevedo, M. R., Valle Aguado, B., 2006. Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Coord.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, 107-122.
- Azevedo, M. T., Pimentel, N. L., 1995. Dados para a discussão da gênese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. *Atas do IV Congresso Nacional de Geologia, Museu Laboratório Mineralogia Geologia, Porto, Memória* 4, 897-902.

- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L. M., Matas, J. 2008. Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U/Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics* 27, TC5006.
- Balsinha, M., Pombo, J., Cascalho, J., Taborda, R., Rodrigues, A., 2004. Coastal and shelf sediment transport deduced from heavy mineral data, Sines (Portugal). *Livro de Resumos 23ª IAS Conferência de Sedimentologia, Coimbra, Portugal*, 54.
- Barbeau, D., Davis, J., Murray, K., Valencia, V., Gehrels, G., Zahid, K., Gombosi, D., 2009. Detrital-zircon geochronology of the metasedimentary rocks of north-western Graham Land. *Antarctic Science* 22, 65-78.
- Barling, J., Wels, D., 2012. An isotope perspective on mass bias and matrix effects in multi-collector inductively-coupled-plasma mass spectrometry. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 27, 653-662.
- Barriga, F., Carvalho, D., 1983. Carboniferous volcanogenic sulphide mineralizations in South Portugal (Iberian Pyrite Belt). *In* Sousa, M., Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Memória Serviços Geológicos Portugal* 29, 99-113.
- Bea, F., Montero, P., Stroh, A., Baasner, J., 1996. Microanalysis of minerals by an Excimer UV-LA-ICP-MS system. *Chemical Geology* 133, 145-156.
- Becker, J., 2002. State-of-the-art and progress in precise and accurate isotope ratio measurements by ICP-MS and LA-ICP-MS. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 17, 1172-1185.
- Belousova, E. A., Griffin, W. I., O'Reilly, S. Y., Fisher, N. I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions Mineralogy Petrology* 143, 602-622.
- Beranek, L., van Staal, C., McClelland, W., Israel, S., Mihalynuk, M., 2013. Baltican crustal provenance for Cambrian-Ordovician sandstones of the Alexander terrane, North American Cordillera: evidence from detrital zircon U-Pb geochronology and Hf isotope geochemistry. *Journal of the Geological Society* 170, 7-18.
- Berezhnaya, N., Balashova, Y., Gavryutchenkova, O., 2008. Mineral Preparation Technique For Purposes of Local SIMS Analysis (SHRIMP_II Experience). *Livro de Resumos 4th SHRIMP Workshop, S.Petersburg, Russia*, 22-23.

- Berry, R. F., Jenner, G. A., Meffre, S., Tubrett, M. N., 2001. A North American provenance for Neoproterozoic to Cambrian sandstones in Tasmania. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 207-222.
- Best, J., Brayshaw, A., 1985. Flow separation – a physical process for the concentration of heavy minerals within alluvial channels. *Journal of the Geological Society* 142, 747-755.
- Bleiner, D., Günther, D., 2001. Theoretical description and experimental observation of aerosol transport processes in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 16, 449-456.
- Boggs, S., Krinsley, D., 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 165 p.
- Borisov, O., Mao, X., Russo, R., 2000. Effects of crater development on fractionation and signal intensity during laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Spectrochimica Acta Part B* 55, 1693-1704.
- Bowring, S. A., Schmitz, M. D., 2003. High-precision U-Pb zircon geochemistry and the stratigraphic record. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 305-326.
- Braid, J., Murphy, J., Quesada, C., 2010. Structural analysis of the accretionary prism in a continental collisional setting, the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. *Gondwana Research*, 17, 422-439.
- Braid, J.A., Murphy, J.B., Quesada, C., Mortensen, J.K., 2011. Tectonic Escape of a Crustal Fragment During the Closure of the Rheic Ocean: U–Pb detrital zircon data from the late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, Southern Iberia. *Journal of the Geological Society* 168 (2), 383–392.
- Braid, J., Murphy, B, Quesada, C., Bickerton, L., Mortensen, J., 2012. Probing the composition of unexposed basement, South Portuguese Zone, southern Iberia: implications for the connections between the Appalachian and Variscan orogens. *Canadian Journal of Earth Sciences* 49, 591-613.
- Brum da Silveira, A., Cabral, J., Perea, H., Ribeiro, A., 2009. Evidence for coupled reverse and normal active faulting in W Iberia The Vidigueira–Moura and Alqueva faults (SE Portugal). *Tectonophysics* 474, 184-199.
- Campbell, I. H., Reiners, P. W., Allen, C. M., Nicolescu, S., Upadhyay, R., 2005. He-Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: Implication for quantifying

sediment recycling and provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 402-432.

Canilho, M. H., 1989. Elementos de geoquímica das rochas do maciço ígneo de Sines. *Ciências da Terra (UNL)* 10, 65-80.

Carvalho, D., 1976. Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira: suas relações com a faixa piritosa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal LX*, 215-238.

Carvalho, D., Correia, H., Inverno, C., 1979. Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo de Pulo do Lobo. 4ª Reunião Geologia do Oeste Peninsular - Salamanca, *Memórias Notícias* 82, 145-169.

Cascalho, J., Magalhães, F., Dias, J. A., Galopim de Carvalho, A. M., 1994. Sedimentary unconsolidated cover of the Alentejo continental shelf (first results). *Gaia* 8, 113-118.

Cawood, P. A., Nemchin, A. A., Freeman, M., Sircombe, K., 2003. Linking source and sedimentary basin: detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 259-268.

Charlier, B., Wilson, C., Lowenstern, J., Blake, S., Van Calsteren, P., Davidson, J., 2005. Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U–Th and U–Pb systematics in zircons. *Journal Petrology* 46 (1), 3–32.

Chichorro, M., Pereira, M. F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I. S., Fernández, C., Pin, C., Silva, J. B., 2008. Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora–Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm–Nd isotopes and SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Tectonophysics* 461, 91-113.

Choffat, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comunicações Trabalhos Geologia Portugal, Lisboa*, 1 (2), 222-312.

Clement, S., Compston, W., Newstead, 1977. Design of a large, high resolution ion microprobe. *Livro de Resumos da International Conference on SIMS and Ion microprobes, Muenster, Alemanha*, 6 p.

Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G., Vegas, R. 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21 (5), 1041–1067.

Cocherie, A., Fanning, M., Jezequel, P., Robert, M., 2009. LA-MC-ICPMS and SHRIMP U–Pb dating of complex zircons from Quaternary tephras from the French Massif Central:

- Magma residence time and geochemical implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (4), 1095-1108.
- Cocherie, A., Robert, M., 2008. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: A review of recent advances. *Gondwana Research* 14, 597-608.
- Corfu, F., 2013. A century of U-Pb geochronology: The long quest towards concordance. *GSA Bulletin* 125, 33-47.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469-500.
- Cunha, P. P., Pimentel, N., Pereira, D. I., 2000. Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra (UNL)* 14, 61-72.
- Cunha, P., Pais, J., Legoinha, P. 2009. Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico-sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). *Nuevas contribuciones al margen Ibérico Atlántico, 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09*, Oviedo, Espanha, 11–20.
- D'Abzac, F., Seydoux-Guillaume, A., Chmeleff, J., Datas, J., Poitrasson, F., 2012. In situ characterization of infra red femtosecond laser ablation in geological samples, Part B: the laser induced particles. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 27, 108-119.
- Darke, S., Tyson, J. 1993. Interaction of laser radiation with solid materials and its significance to analytical spectrometry. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 8, 145-209.
- Davis, D. W., Williams, I. S., Krogh, T. E., 2003. Historical development of zircon geochronology. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 145-181.
- Davis, W. C., Christopher, S. J., Turk, G., 2005. Simultaneous Mass Bias and Fractionation Corrections Utilizing Isotopic Solid Standards and Laser Ablation ICPMS. *Analytical Chemistry* 77, 6389-6395.
- De Bruijne, C., Andriessen, P., 2000. Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain), assessed by Apatite Fission Track analysis. *Physics and Chemistry of The Earth, Part A, Solid Earth and Geodesy* 25 (6-7), 555-563.
- De Bruijne, C. H., Andriessen, P. A. M., 2002. Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics* 349 (1-4), 161-184.

- De la Rosa, J., Jenner, G., Castro, A., 2002. A study of inherited zircons in granitoid rocks from the South Portuguese and Ossa-Morena Zones, Iberian Massif: support for the exotic origin of the South Portuguese Zone. *Tectonophysics* 352, 245-256.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J. D., Cunha, P. P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics* 502 (1–2), 38–61.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1966. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558 p.
- DeGraaff-Surpluss, K., Mahoney, J. B., Wooden, J. L., McWilliams, M. O., 2003. Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: Insights from the Cretaceous Methow basin, southern Canadian Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 115, 899-915.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J. M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* 45, 340-369.
- Dias, R., 2001. *Neotectónica da região do Algarve*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 369 p.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J., 2013. Evolução estrutural dos setores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, C. (Eds.), *Geologia de Portugal – I – Geologia Pré-Mesozoica de Portugal*, 73-148.
- Dickinson, W., Gehrels, G., 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology* 163, 29-66.
- Dirks, P., Jelsma, H., Blenkinsop, T., 2003. *The Geology of Africa*. *In* Stuwe, K., Grasemann, de Vivo (Eds.), *Geology, Developed under the Auspices of the UNESCO*, Eolss Publishers, Paris, France, <http://www.eolss.net>.
- Dodson, M., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal Geological Society* 145, 977–983
- Domeier, M., Torsvik, T., 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers* 5, 303-350.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit

- (Bohemian Massif): evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research* 19, 213–231.
- Durrant, S., 1999. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: achievements, problems, prospects. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 14, 1385-1403.
- Egerton, R. F., 2005. *Physical Principles of Electron Microscopy, An Introduction to TEM, SEM and AEM*. Springer, 202 p.
- Eggins, S. M., Kinsley, L. P. J., Shelley, J. M. G., 1998. Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science* 127-129, 278-286.
- Elhlou, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70 (18), A158.
- Fedo, C. M., Sircombe, K. N., Rainbird, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 277-303.
- Feng, R., Machado, N., Ludden, J., 1993. Lead geochronology of zircon by laserProbe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (14), 3479-3486.
- Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J. T., Pereira, Z., Rodrigues, B., 2010. Análise de proveniência dos sedimentos siliciclásticos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, Zona Sul Portuguesa. VIII Congresso Nacional de Geologia, e-Terra 13 (2), 1-4.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jeffries, T., 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth Planetary Science Letters* 204, 75-88.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Pastor-Galán, D., Hofmann, M., Murphy, J., Linnemann, U., 2014. The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 103 (5), 1335-1357.
- Finch, R. J., Hanchar, J. M., 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 1-25.

- Fonseca, P., 2005. O terreno acrecionário do Pulo do Lobo: implicações geodinâmicas da sutura com a Zona de Ossa-Morena (SW da Cadeia Varisca Ibérica). *Cadernos Laboratorio Xeológico de Laxe, Corunha*, 30, 213-222.
- Fonseca, P., Ribeiro, A., 1993. Tectonic of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Fold belt. *Geol. Rundsch.* 82, 440-447.
- Fonseca, P., Munhá, J., Araújo, A., Pedro, J., 2004. Os ofiólitos Variscos e o metamorfismo de alta pressão associado, no ramo sul da Cadeia Varisca Ibérica. *Cadernos Laboratorio Xeológico de Laxe, Corunha*, 29, 31-52.
- Foster, J., 2010. The construction and development of SHRIMP I: An historical outline. *Precambrian Research* 183 (1), 1-8.
- Frei, D., Gerdes, A., 2009. Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology* 261, 261-270.
- Freydier, R., Candaudap, F., Poitrasson, F., Arbouet, A., Chatel, B., Dupré, B., 2008. Evaluation of infrared femtosecond laser ablation for the analysis of geomaterials by ICP-MS. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 23, 702-710.
- Fryer, B. J., Jackson, S. E., Longrich, H. P., 1993. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ U/Pb geochronology. *Chemical Geology* 109 (3-4), 1-8.
- Gama, C. (2005). Dinâmica de Sistemas Sedimentares do Litoral Ocidental Português a Sul do Cabo Espichel. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 359 p.
- Garcia, C., Linder, H., von Bohlen, A., Vadla, C., Niemax, K., 2008. Elemental fractionation and stoichiometric sampling in femtosecond laser ablation. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 23, 470-478.
- Gardien, V., Paquette, J., 2004. Ion microprobe and ID-TIMS U-Pb dating on zircon grains from leg 173 amphibolites: evidence for Permian magmatism on the West Iberian margin. *Terra Nova* 16 (4), 226-231.
- Gaspar, O. C., 1996. Microscopia e petrologia de minérios aplicados à génese, exploração e mineralurgia dos sulfuretos maciços dos jazigos de Aljustrel e Neves-Corvo. *Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro* 38, 3-195.
- Gehrels, G. E., Valencia, V., Pullen, A., 2006. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center. *In* Olszewski, T. (eds.), *Emergin*

Opportunities, Paleontological Society Short Course, The Paleontological Society, Philadelphia, 67–76.

- Georgiev, S., von Quadt, A., Heinrich, C., Peytcheva, I., Marchev, P., 2012. Time evolution of a rifted continental arc: Integrated ID-TIMS and LA-ICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogie, Bulgaria. *Lithos* 154, 53-67.
- Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analysis, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology* 261, 230-243.
- Gleadow, A., 2007. *Fission Track Dating Methods, Principles and Techniques*, 3rd Edition. School of Earth Sciences, The University of Melbourne, 66 p.
- Gonzalez-Clavijo, E. J., Valadares, V., 2003. A estrutura do complexo de Monchique. *Ciências da Terra (UNL)* V, 37-40.
- Gottfried, D., Jaffe, H., Senftle, F., 1959. Evaluation of the Lead-Alpha (Larsen) Method for Determining Ages of Igneous Rocks, *Studies in Geochronology*. Geological Survey Bulletin 1097-A, 77 p.
- Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J., Cornen, G., 2010. Plume-Lithosphere Interaction during Migration of Cretaceous Alkaline Magmatism in SW Portugal: Evidence from U-Pb Ages and Pb-Sr-Hf Isotopes. *Journal of Petrology* 51 (5), 1143-1170.
- Guillong, M., 2004. *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: Laser ablation system developments and investigations on elemental fractionation*. Phd Thesis, Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 190 p.
- Günther, D., Frischknecht, R., Heinrich, C., Kahlert, H., 1997. Capabilities of an argon fluoride 193-nm excimer laser for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry microanalysis of geological materials. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 12, 939-944.
- Günther, D., Koch, J., 2008. Formation of aerosols generated by laser ablation and their impact on elemental fractionation in LA-ICP-MS. *In* Sylvester, P. (Eds.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short-Course 40, 19-34.

- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Jenner, G., Tubrett, M., Cox, R., Jackson, S., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* 365, 221-232.
- Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Hamilton, M.A., 2008. Rifting along the northern Gondwana margin and the evolution of the Rheic Ocean: A Devonian age for the El Castillo volcanic rocks (Salamanca, Central Iberian Zone). *Tectonophysics* 461, 157-165.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30, TC5008, doi:10.1029/2010 TC002845.
- Guynn, J., Gehrels, G., 2010. Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S Test, Arizona LaserChron Center. <https://laserchron.org/>.
- Hallsworth C. R., Hirst, J. I., 2008. Provenance of late Carboniferous sandstones in the Penine Basin (UK) from combined heavy mineral, garnet geochemistry and palaeocurrent studies. *Sedimentary Geology* 203, 196-212.
- Hanchar, J. M., Westrenen, W., 2007. Rare Earth Elements Behaviour in Zircon-Melt Systems. *Elements* 3, 37-42.
- Harley, S. L., Kelly, N. M., 2007. Zircon – Tiny but timely. *Elements* 3, 13-18.
- Hazen, R. M., Finger, L. W., 1979. Crystal structure and compressibility of zircon at high pressure. *American Mineralogist* 64, 196-201.
- He, Y., Zhao, G., Sun, M., Xia, X., 2009. SHRIMP and LA-ICP-MS zircon geochronology of the Xiong'er volcanic rocks: Implications for the Paleo-Mesoproterozoic evolution of the southern margin of the North China Craton. *Precambrian Research* 168, 213–222.
- Hirata, T., 1997. Ablation Technique for Laser Ablation–Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 12, 1337-1342.
- Hirata, T., 2003. Chemically assisted laser ablation ICP mass spectroscopy. *Analytical Chemistry* 75, 228-233.
- Hirata, T., 2012. High Resolution Imaging Mass Spectrometry using Laser Ablation-ICPMS Technique: multifaced tool in Earth and Bioscienc. *Livro de Resumos Japan Geoscience Union Meeting, MTT37-07*.

- Hirata, T., Nesbitt, R. W., 1995. U pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (12), 2491-2500.
- Holmes, A., 1911. The association of Lead with Uranium in Rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 85 (578), 248-256.
- Horn, I., Rudnick, R., McDonough, W., 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 164, 281-301.
- Horn, I., Guillong, M., Günther, D., 2001. Wavelength dependant ablation rates for metals and silicate glasses using homogenized laser beam profiles—implications for LA-ICP-MS. *Applied Surface Science* 182, 91-102.
- Horn, I., Günther, D., 2003. The influence of ablation carrier gasses Ar, He and Ne on the particle size distribution and transport efficiencies of laser ablation-induced aerosols: implications for LA-ICP-MS, *Applied Surface Science* 207 (1-4), 144-157.
- Hoskin, P., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27-62.
- Houghton, P., Tood, S., Morton, A., 1991. Sedimentary provenance studies. *In* Morton, A., Todd, S., Houghton, P. (Eds.), *Developments in Sedimentary Geology Provenance Studies*. Geological Society Special Publication 57, 1-12.
- Hughes, M. G., Keene, J. B., Joseph, R. G., 2000. Hydraulic sorting of heavy-mineral grains by swash on a medium-sand beach. *Journal of Sedimentary Research* 70 (5), 994-1004.
- IGME, 1982. *Síntesis Geológica de la Faja Piritica del SO de España*. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España 98, Madrid.
- Iizuka, T., Hirata, T., 1996. Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal* 38, 229-24.
- Iizuka, T., Hirata, T., 2004. Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal* 38, 229- 241.
- Inverno, C. M. C., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Pais, J., Ribeiro, M. L., 1993. *Notícia explicativa da Folha 42-C (1/50 000) – Santiago do Cacém*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

- Ireland, T. R., 2008. The Future of SIMS. Livro de Resumos 4th SHRIMP Workshop, S.Petersburg, Russia, 63-64.
- Ireland, T. R., Williams, I. S., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 215-241.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W.L., Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Jeffries, T. E., Jackson, S. E., Longrich, H. P., 1998. Application of a frequency quintupled Nd:YAG source (=213 nm) for laser ablation ICP-MS analysis of minerals. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 13, 935-940.
- Jesus, A. P., Munhá, J, Mateus, A., Tassinari, C., Nutman, A. P., 2007. The Beja Layered Gabbroic Sequence (Ossa-Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodinamica Acta* 20 (3), 139-157.
- Johnston, S., Gehrels, G., Valencia, V., Ruiz, J., 2009. Small-volume U-Pb zircon geochronology by laser ablation-multicollector-ICP-MS. *Chemical Geology* 259 (3-4), 218-229.
- Jorge, R., Fernandes, P., Rodrigues, B., Pereira, Z., Oliveira, J. T., 2013. Geochemistry and provenance of the Carboniferous Baixo Alentejo Flysch Group, South Portuguese Zone. *Sedimentary Geology* 284-285, 133-148.
- Kaiser, A., Lobert, M., Telle, R., 2008. Thermal stability of zircon (ZrSiO₄). *Journal of European Ceramic Society* 28 (11), 2199-2211.
- Kapitonov, I. N., Lokhov, K. I., Sergeev, S. A., 2008. Side by Side With SIMS. LA_ICPMS vs SHRIMP Techniques: Interaction and Integration. Livro de Resumos 4th SHRIMP Workshop, S.Petersburg, Russia, 65-66.
- Key, R.M., Loughlin, S.C., Horstwood, M.S.A., Gillespie, M., Pitfield, P.E.J., Henney, P.J., Crowley, Q.G., Del Rio, M., 2008. Two Mesoarchean terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania. *In* Ennih, N., Liégeois, J-P. (Eds.), *Boundaries of the West African Craton. Special Publication of the Geological Society, London* 297, 33-52.
- Klötzli, U., Klötzli, E., Günes, Z., Kosler, J., 2009. Accuracy of Laser Ablation U-Pb Zircon Dating: Results from a Test Using Five Different Reference Zircons. *Geostandards and Geoanalytical Research* 33 (1), 5-15.

- Kolesov, B., Geiger, C., Armbruster, T., 2001. The dynamic properties of zircon studied by single-crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy. *European Journal Mineralogy* 13, 939-948.
- Kooijman, E., Berndt, J., Mezger, K., 2012. U-Pb dating of zircon by laser ablation ICP-MS: recent improvements and new insights. *European Journal of Mineralogy* 24, 5-21.
- Košler, J., 2007. Laser ablation ICP-MS – a new dating tool in Earth Sciences. *Proceedings of the Geologist's Association* 118, 19-24.
- Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M., Pedersen, R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology* 182, 605-618.
- Košler, J., Sylvester, P. J., 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 243-275.
- Koulamelan, A. N, Delor, C., Peucat, J. J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise, West African craton). *Precambrian Research* 86, 177–199.
- Krishnaswami, S., Prabhu N., Macdougall D., 1974. Characteristics of fission tracks in zircon: applications to geochronology and cosmology. *Earth Planetary Science Letters* 22, 51-59.
- Krogh, T. E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta* 46, 637-649.
- Kryza, R., Crowley, Q.G., Larionov, A., Pin, C., Oberc-Dziedzic, Mochnacka, K., 2012. Chemical abrasion applied to SHRIMP zircon geochronology: an example from the Variscan Karkonosze Granite (Sudetes, SW Poland). *Gondwana Research* 21 (4), 757-767.
- Kullberg, C., 2000. A Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 361 p.
- Kullberg, M., Kulberg, J., Terrinha, P., 2000. Tectónica da Cadeia da Arrábida. *In* Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida, *Memórias Geociências, Museu Nacional História Natural, Universidade Lisboa*, 2, 35-84.
- Kullberg, J., Rocha, R., Soares, A., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P, Martins, L., 2006. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In* Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Coord.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, 317-368.

- Kullberg, J., ... (et al.), 2013. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. (Eds.), *Geologia de Portugal, Vol. II – Geologia Meso-Cenozoica de Portugal*, 195-348.
- Lanc, P., 2008. SHRIMP Software Update. Livro de Resumos 4th SHRIMP Workshop, S.Petersburg, Russia, 81.
- Larsen, E. S., Keevil, N. B., Harrison, H. C., 1952. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. *Geological Society of America Bulletin* 63, 10, 1045-1052.
- Lemos de Sousa, M.J., Wagner, R.H., 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. *In*: Sousa, M., Oliveira, J. T. (Eds), *The Carboniferous of Portugal. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 29, 117-126.
- Li, X., Liang, X., Sun, M, Guan, H., Malpas, J. G., 2001. Precise $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ determinations on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chemical Geology* 175, 209-219.
- Lima, S. M., Corfu, F., Neiva, A. M. R., Ramos, M. F., 2012. Dissecting complex magmatic processes: an in-depth U-Pb Study of the Pavia Pluton, Ossa-Morena Zone, Portugal. *Journal Petrology* 53 (9), 1887–1911.
- Linnemann, U., McNaughton, N., Romer, R., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb–SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences* 93, 683–705.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian Orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICPMS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian Zone, NE Bohemian Massif, Germany). *In* Linnemann, U., Nance, D., Kraft, P., Zulauf, G. (eds), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian–Cadomian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision*. Geological Society of America Special Paper 423, 61–96.
- Linnemann, U., Pereira, M., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A., 2008. Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21–43.

- Ludwig, K., 2000. User's Manual for Isoplot/Ex version 2.2. – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1a, 56 p.
- Ludwig, K., 2003. Isoplot 3.00 – a user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Ludwig, K., 2009. Isoplot v.4 for Excel 2007. Berkeley Geochronological Centre, Berkeley, California.
- Lundmark, A., Corfu, F., 2008. Late-orogenic Sveconorwegian massif anorthosite in the Jotun Nappe Complex, SW Norway, and causes of repeated AMCG magmatism along the Baltoscandian margin. *Contributions Mineralogy Petrology* 155, 147-163.
- Luz, C. I., Rodrigues, A., Taborda, R., Oliveira, A., Duarte, J., Morgado, A., 2004. The Sines Cape and its influence on the Littoral Sediment Transport (Sines, Portugal). *Proceedings ICS2004, Journal Coastal Research SI 39*, 639-643.
- Malinovsky, D., Stenberg, A., Rodushkin, I., Andren, H., Ingri, J., Öhlander, B. & Baxter, D., 2003. Performance of high resolution MC-ICP-MS for Fe isotope ratio measurements in sedimentary geological materials. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 18, 687–695.
- Malusà, M., Carter, A., Limoncelli, M., Villa, I., Garzanti, E., 2013. Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry. *Chemical Geology* 359, 60-107.
- Mange, M., Maurer, H., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. London, Chapman and Hall, 147 p.
- Mange, M., Wright, D., 2007. High-resolution heavy mineral analysis (HRMA): a brief summary. *In* Mange, M., Wright, D., (eds.), *Developments in Sedimentology* 58, 433-436.
- Mank, A., Mason, P., 1999. A critical assessment of laser ablation icp-ms as an analytical tool for depth analysis in silica-based glass samples. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 14 (8), 1143-1153.
- Manuppella, G., 1992a. *In* Oliveira, J. T. (Coord.), 1992. *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 8, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 91 p.*
- Manuppella, G., 1992b. *In* Manuppella, G. (Coord.), *Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000. Notícia Explicativa. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 15 p.*
- Marcos, A., 1973. Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (Nw de España). *Trabajos de Geología (Universidad Oviedo)* 6, 255 p.

- Maréchal, C., Télouk, P., Albarède, F., 1999. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasmasource mass spectrometry. *Chemical Geology* 156, 251-273.
- Marôco, J., 2011. Análise estatística com o SPSS Statistics. Report Number, 990 p.
- Marsellos, A., Garver, J., 2010. Radiation damage and uranium concentration in zircon as assessed by Raman spectroscopy and neutron irradiation. *American Mineralogist* 95, 1192–1201.
- Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F. J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. *In* Hatcher, Jr, R., Carlson, M., McBride, J., Martínez-Catalán, J. (eds.), 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir 200. Doi:10.1130/2007.1200(21).
- Martínez Catalán, J., Fernández-Suárez, J., Meireles, C., Clavijo, E. G., Belousova, E., Saeed, A., 2008. U-Pb detrital zircon ages in synorogenic deposits of the NW Iberian Massif (Variscan Belt): interplay of Devonian – Carboniferous sedimentation and thrust tectonics. *Journal of the Geological Society of London* 165, 687-698.
- Martínez Catalán, J., Aller, J., Alonso, J., Bastida, F., 2010. The Iberian Variscan Orogen. *In* García Cortés, A., (Eds), Contextos geológicos españoles, Instituto Geológico y Minero de España, 13-30.
- Martínez Catalán, J., 2012. The Central Iberian arc, na orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)* 101 (5), 1299-1314.
- Martins, L., Miranda, R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Munhá, J., Terrinha, P., Youbi, N., Bensalah, K., 2010. Mesozoic magmatism at the West Iberian Margins: timing and geochemistry. *Livro de Resumos II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference III*, 172 – 175.
- Matsuda, H., 1974. Double focusing mass spectrometers of second order. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 14 (2), 219-233.
- Meija, J., Yang, L., Sturgeon, R. & Mester, Z., 2009. Mass Bias Fractionation Laws for Multi-Collector ICPMS: Assumptions and Their Experimental Verification. *Analytical Chemistry* 81, 6774–6778.

- Merle, R., Schärer, U., Girardeau, J., Cornen, G., 2006. Cretaceous seamounts along the continent–ocean transition of the Iberian margin: U–Pb ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4950–4976.
- Merle, R., Jourdan, F., Marzoli, A., Renne, P. R., Grange, M., Girardeau, J., 2009. Evidence of multi-phase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Tore Madeira Rise and neighboring seamounts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Journal of the Geological Society* 166, 879-894.
- Miller, J., Matzel, J., Miller, C., Burgess, S., Miller, R., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167, 282–299.
- Miranda, P., 2007. Estudo das fracções arenosas dos sedimentos do litoral Tróia-Sines. Tese Mestrado, Universidade de Aveiro, 150 p.
- Miranda, P., Jesus, C., Bernardes, C., Rocha, F., 2007. Interpreting beach sedimentary dynamics between Tróia and Sines (SW Portugal) using heavy minerals and textural analysis. *Proceedings ICS2007, Journal of Coastal Research* SI 50, 599-603.
- Miranda, R., 2010. Petrogenesis and geochronology of the late Cretaceous alkaline magmatism in the west Iberian margin. Tese Doutoramento, Universidade de Lisboa, 367 p.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M., Gaspar, M., Kulberg, J., Ribeiro, C., 2009. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research* 30, 575-586.
- Moecher, D. P., Samson, S. D., 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 247, 252-266.
- Moran, P.C., Barr, S.M., White, C.E., Hamilton, M.A., 2007. Petrology, age, and tectonic setting of the Seal Island Pluton, offshore southwestern Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 1467–1478.
- Morton, A. C., Whitham, A. G., Fanning, C. M., 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology* 182, 3-28.
- Morton, A., Ellis, D., Fanning, M., Jolley, D., Whitham, A., 2012. The importance of an integrated approach to provenance studies: A case study from the Paleocene of the Faroe-Shetland Basin, NE Atlantic. *Geological Society of America Special Paper* 487, 1-12.

- Munhá, J., 1983. Hercynian Magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *In* Sousa, M., Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*. Memórias Serviços Geológicos Portugal 29, 39-81.
- Munhá, J., Oliveira, J., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R., 1986. Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo* 2 (13), 1-31.
- Murphy, J.B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.
- Murphy, J. B., Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective. *Gondwana Research* 17, 482-499.
- Mursic, Z., Vogt, T., Frey, F., 1992. High temperature neutron powder diffraction study of ZrSiO₄ up to 1900 k. *Acta Crystographica B*48, 584-590.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic–early Paleozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connection. *In* Ennih, N., Liégeois, J-P. (Eds.), *The boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication 297, 345–383.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17 (2–4), 194–222.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers* 3(2), 125-135.
- Neal, C., Davidson, J., Mckeegan, K., 1995. Geochemical analysis of small samples: Micro-analytical techniques for the nineties and beyond. U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics, *Reviews of Geophysics*, supplement, 25-32.
- Nehyba, S., Roetzel, R., Mastera, L., 2012. Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovice Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the post-Variscan collapse basins. *Geologica Carpathica* 63 (5), 365-382.
- Neiva, A. M. R., Williams, I. S., Ramos, J. M. F., Gomes, M. E. P., Silva, M. M. V. G., Antunes, I. M. H. R., 2009. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of

Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal. *Lithos* 111, 186-202.

- Nier, A., 1981. Some reminiscences of isotopes, geochronology, and mass spectrometry. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 1-17.
- Oliveira, J. T., Horn, M., Paproth, E., 1979. Preliminary note on the Stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal, and on the paleogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* 65, 151-168.
- Oliveira, J. T., 1983. The Marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach. *In* Sousa, M., Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*. *Memórias Serviços Geológicos Portugal* 29, 3-37.
- Oliveira, J. T. ... et al., 1984. *In* J.T.Oliveira (Coord.), *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200000, Notícia Explicativa da Folha 7*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Oliveira, J. T., 1990. Stratigraphy and synsedimentary tectonism. *In* Dallmeyer, R.D., Martinez-Garcia, E., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 334 – 347.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*, 16, 221-250.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Piçarra, J., Young, T., Romano, M., 1992a. O Paleozóico inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In* Gutiérrez-Marco, J. C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds), *Paleozóico Inferior de Ibero-América*. Universidade Extremadura, 359-375.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M. T., Monteiro, J. H., 1992b. *Carta Geológica da Região de Portugal, escala 1/500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Oliveira, J. T., 1992c. *In* Manuppella, G. (Coord.), *Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, Notícia Explicativa*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 15 p.
- Oliveira, J. T., Relvas, J., Pereira, Z., Matos, J., Rosa, C., Rosa, D., Munhá, J., Fernandes, P., Jorge, R., Pinto, Á., 2013a. Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Escolar Editora, 673-766.

- Oliveira, J. T, Rosa, C. J. P., Pereira, Z., Rosa, D. R. N., Matos, J. X., Inverno, C. M. C., Andersen, T., 2013b. Geology of the Rosário-Neves Corvo antiform, Iberian Pyrite Belt, Portugal: new insights from physical volcanology, palynostratigraphy and isotope geochronology studies. *Mineralium Deposita* 48, 749-766.
- Onezime, J., Charvet, J., Faure, M., Chauvet, A., Panis, D., 2002. Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *Journal of Structural Geology* 24, 451-468.
- Pais, J., Cunha, P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J., González-Delgado, J., 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal) – A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain. *Springer Briefs in Earth Sciences*, Springer, 158 p.
- Pais, J., Cunha, P., Legoinha, P., Dias, R., Perreira, D., Ramos, A., 2013. Cenozoico das Bacias do Douro (setor ocidental), Mondego, Baixo Tejo e Alvalade. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. (Eds.), *Geologia de Portugal, Vol. II – Geologia Meso-Cenozoica de Portugal*, Escolar Editora, 461-532.
- Parrish, R.R., Nowell, G., Noble, S.R., Horstwood, M., Timmerman, H., Shaw, P., Bowen, I.J., 1999. LA-PIMMS: a new method of U-Th-Pb geochronology using micro-sampling techniques. *Journal Conference Abstracts* 4, 799.
- Parrish, R. R., Noble, S. R., 2003. Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution – thermal ionization (TIMS). *In* Hanchar, M., Hoskin, P. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 183-213.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, B., Fernández-Suárez, J., Hofmann, M., Linnemann, U., 2013. Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research* 23 (3), 1089-1103.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Ribeiro, A., 2007. Relicts of Rheic Ocean in Southwest Iberia (Ossa-Morena Zone – Portugal). *Actas da 5th International Geological Correlation Programme Conference (IGCP485/497)*, El Jadida, Morocco, 57-60.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Ribeiro, A., Mateus, A., 2013. Cinturas ofiolíticas e metamorfismo de alta pressão no bordo SW da Zona de Ossa-Morena. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. (eds), *Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-Mesozoica de Portugal*, Escolar Editora, 647-672.

- Pereira, M. F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J. B., 2006. Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297-315.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Apraiz, A., Ribeiro, C., 2007. Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *In* Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 423, 333-358.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J.B., 2008. Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton. *In*: Liégeois, J., Nasser, E. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication 297, 385-408.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J. B., Fernandez, C., Diaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A., 2009. Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *In* Murphy, B. (Ed.), *Ancient and modern analogues*. Geological Society London Special Publication 327, 215-237
- Pereira, M. F., Silva, J. B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A., 2010. Relative timing of transcurrent displacements in northern Gondwana: new U-Pb laser ablation MS-ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the Western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research* 17 (2-4), 461-481.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Solá, A. R., Silva, J. B., Sánchez-García, T., Bellido, F., 2011. Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *Lithos* 123, 204-217.
- Pereira, M. F., Solá, A. R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A, Silva, J. B., 2012a. North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research* 22, 866-881.
- Pereira, M., Chichorro, M., Johnston, S., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J., Linnemann, U, Hofmann, M., Drost, K., 2012b. The missing Rheic ocean magmatic arcs: Provenance

analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research* 22, 882-891.

Pereira, M. F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A. R., Medina, J., Silva, J. B., 2012c. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research* 192-195, 166-189.

Pereira, M., Chichorro, M., Silva, J., Ordóñez-Casado, B., Lee, J. Williams, I., 2012d. Early Carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia; Constrains derived from structural geology and U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. *Tectonophysics* 558-559, 28-44.

Pereira, M. F., Ribeiro, C., Vilallonga, F., Chichorro, M., Drost, K., Silva, J. B., Albardeiro, L., Hofmann, M., Linnemann, U., 2013a. Variability over time in the sources of South Portuguese Zone turbidites: evidence of denudation of different crustal blocks during the assembly of Pangea. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-013-0902-8.

Pereira, M., Chichorro, M., Gutierrez-Alonso, G., Vilallonga, F., Drost, K., Ribeiro, C., Silva, J., Albardeiro, L., Hofmann, M., Linnemann, U., 2013b. The significance of changes in the source areas during the Carboniferous turbiditic deposition (SW Iberia). *Proceedings STRATI2013, 1º Congresso Internacional de Estratigrafía*. Lisboa. *Ciências da Terra* vol. esp. VII, 118.

Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J., Rodríguez, C., 2014. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Research* 25 (1), 290-308.

Pereira, M. F., Castro, A., Fernández, C., 2015a. The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia. *Geoscience Frontiers* 6, 297-306.

Pereira, M. F., Albardeiro, L., Gama, C., Chichorro, M., Hofmann, M., Linnemann, U., 2015b. Provenance of Holocene beach sand in Western Iberian margin: the application of the Kolmogorov-Smirnov test to decipher sediment recycling in a modern coastal system. *Sedimentology*, submetido.

- Pereira, Z., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2006. The Upper Devonian Palynostratigraphy and Organic Matter Maturation of the Pulo do Lobo Domain, South Portuguese Zone, Portugal. *Comunicações Geológicas* 93, 23-38.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal – An overview. *Comunicações Geológicas* 94, 53-79.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2008. New data on the late Famennian miospore assemblage of the Cercal Anticline (westernmost Iberian Pyrite Belt area), Portugal. Livro de Resumos 12th International Palynological Congress (IPC-XII 2008), 8th International Organisation of Palaeobotany Conference (IOPC-VIII 2008) Joint Congress, Bona, 219-220.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J.T., 2009. New Lower Givetian age miospores of the Phillite-Quartzite Group (São Francisco da Serra Anticline, Iberian Pyrite Belt – Portugal). Livro de Resumos CIMP Faro'09, 75-78.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J.T., 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Piritosa? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa). VIII Congresso Nacional de Geologia, E-Terra 17 (3), 1-4.
- Peytcheva, I., von Quadt, A., 2011. Advantages and disadvantages of LA-ICP-MS and ID-TIMS U-Pb dating of complex zircons: a case study of Lutzkan and Ruy granitoids in W Bulgaria. Livro de Resumos GEOSCIENCES 2011, Bulgarian Geological Society, 69-70.
- Pimentel, N., 1997. O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, resumo.
- Pimentel, N. L., Azevedo, T. M., 1992. Os depósitos de Raña no sudoeste ibérico (Baixo Alentejo ocidental, Portugal). *Monografias C. C. Medioambiente* 2, 59-69.
- Pin, C., Fonseca, P., Paquette, J-L., Castro, P., Matte, F., 2008. The ca. 350 Ma Beja Igneous Complex: A record of transcurrent slab break-off in the Southern Iberia Variscan Belt? *Tectonophysics* 461, 356-377.
- Poitrasson, F., Xianglei, M., Mao, S., Freydier, R., Russo, R., 2003. Comparison of Ultraviolet Femtosecond and Nanosecond Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry Analysis in Glass, Monazite, and Zircon, *Analytical Chemistry* 75 (22), 6184–6190.

- Pombo, J., Cascalho, J., Rodrigues, A., Taborda, R., Oliveira, A., 2004. The Sines sub-volcanic intrusive complex: imprint on the inner shelf sedimentar cover (Sines, Portugal). *Proceedings ICS2004, Journal Coastal Research SI 39*, 250-254.
- Pupin, J. P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73 (3), 207-220.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Ribeiro, A., Oliveira, J., 1994. The Beja- Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt): Geological Characterization and Geodynamic Significance. *Boletín Geológico y Minero de España* 105 (1), 3-49.
- Reed, S. J. B., 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press, 192 p.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D., Monteiro, J. H., 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos Portugal, 114 p.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R., 1990. Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. *In* Dallmeyer, R.D., Martinez Garcia, E. (Eds.), *Pre -Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 398-409.
- 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. C., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26, TC6009, doi:10.1029/2006TC002058, 24 p.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P. E., Araújo, A., Pedro, J. C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17, 408-421.
- Ribeiro, A. 2013a. Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozoicos. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal, Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Escolar Editora, 15-58.
- Ribeiro, A., 2013b. Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos Meso-Cenozoicos. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal, Volume II – Geologia Meso-Cenozóica de Portugal*, Escolar Editora, 9-28.
- Robinson, K., Gibbs, G. V., Ribbe, P. H., 1971. The structure of zircon: a comparison with garnet. *The American Mineralogist* 56, 782-790.

- Rock, N.M.S., 1983. Alguns aspectos geológicos, petrológicos e geoquímicos do Complexo Eruptivo de Monchique. *Comunicações Geológicas* 69 (2), 325-372.
- Rosa, D., Finch, A., Andersen T., Inverno, C., 2008. U-Pb geochronology of felsic volcanic rocks hosted in the Gafo Formation, South Portuguese Zone: relationship with Iberian Pyrite Belt magmatism. *Mineralogical Magazine* 72, 1103-1118.
- Rosa, D., Finch, A., Andersen, T., Inverno, C., 2009. U-Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt. *Mineralogy Petrology* 95, 47-69.
- Rosas, F. M., Marque, F. O., Ballèvre, M., Tassinari, C., 2008. Geodynamic evolution of the SW Variscides: Orogenic collapse shown by new tectonometamorphic and isotopic data from western Ossa-Morena Zone, SW Iberia. *Tectonics* 27, TC6008, doi:10.1029/2008TC002333.
- Rubakhin, S.S., Sweedler, J.V., 2010. A mass spectrometry primer for mass spectrometry imaging. *Methods Molecular Biology* 656, 21-49.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. *In* Pagel, M., Barbin, V.; Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag, 373-400.
- Russo, R. E., Mao, X. L., Liu, C., Gonzalez, J., 2004. Laser assisted plasma spectrochemistry: laser ablation. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 19, 1084–1089.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, 233–255.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., López-Guijarro, R., Quesada, C., Chichorro, M., Silva, J.B., Pin, Ch., 2008. Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa-Morena (SW Macizo Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas* 10, 1567–1572.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J. B., 2010. Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research* 17 (2-4), 392-407.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico– petrológico da região de Santa Susana: O complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Comunicações Serviços Geológico de Portugal* 73, 29–48.

- Scarrow, J., Bea F., Molina, J., Vaughan, A., 2006. A precise late Permian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for Central Iberian camptonitic lamprophyres. *Geologica Acta* 4 (4), 451-459.
- Schärer, U., Allègre, C., 1982. Uranium-lead system in fragments of a single zircon grain. *Nature* 295, 585-587.
- Schermerhorn, L., 1971. An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero* 82 (3/4), 239-268.
- Schermerhorn, L.J.G., Stanton, W.I., 1969. Folded overthrusts at Aljustral (South Portugal). *Geological Magazine* 106, 130-141.
- Schoene, B., Latkoczy, C., Schaltegger, U., Günther D., 2010. A new method integrating high-precision U-Pb geochronology with zircon trace element analysis (U-PB TIMS-TEA). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 7144-7159.
- Scott, D., Gauthier, G., 1996. Comparison of TIMS (U-Pb and laser ablation microprobe ICP-MS (Pb) techniques for age determination of detrital zircons from Paleoproterozoic metasedimentary rocks from northeastern Laurentia, Canada, with tectonic implications. *Chemical Geology* 131, 127-142.
- Sibuet, J., Srivastava, S., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research* 109, B08104, doi:10.1029/2003JB002514.
- Silva, A., Romão, J., Sequeira, A., Ribeiro, M. L., 1988. Geotransversal do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínórios de Mação e Penha Garcia (Centro-Leste de Portugal). X Reunião Geologia Oeste Peninsular, Bragança.
- Silva, J.B., 1998. Enquadramento geodinâmico da Faixa Piritosa na Zona Sul Portuguesa. *In* Oliveira, J. T., Dias, R. P., (eds.), Livro Guia Excursão 2, V Congresso Nacional de Geologia, 79-89.
- Silva, J. B., Oliveira J.T., Ribeiro A., 1990. South Portuguese Zone. Structural outline. *In* Dallmeyer, R. D., Martínez Garcia, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, 348-362.
- Simoneti, A., Heaman, L. M., Hartlaub, R. P., Creaser, R. A., MacHattie, T. G., Böhm, C., 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 20, 677-686.
- Sircombe, K., 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology* 124, 46-67.

- Sircombe, K., 2000. Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: A provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (9), 1593–1616.
- Sircombe, K., 2004. AGEDISPLAY: an EXCLEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computer Geosciences* 30, 21-31.
- Sláma, J., Kosler, J., 2012. Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (5), 17 p.
- Solá, A. R., Pereira, M. F., Williams, I. S., Ribeiro, M. L., Neiva, A. M. R., Montero, P., Bea, F., Zinger, T., 2008. New insights from U–Pb zircon dating of early Ordovician magmatism on the northern Gondwana margin: The Urra Formation (SW Iberian Massif, Portugal). *Tectonophysics* 461, 114–129.
- Solá, A. R., Williams, I. S., Neiva, A. M., Ribeiro, M. L., 2009. U–Th–Pb SHRIMP ages and oxygen isotope composition of zircon from two contrasting late Variscan granitoids, Nisa–Albuquerque batholith, SW Iberian Massif: petrologic and regional implications. *Lithos* 111, 156–167.
- Solé, J., Pi, T., Enrique, P., 2003. New geochronological data on the Late Cretaceous alkaline magmatism of the northeast Iberian Peninsula. *Cretaceous Research* 24, 135-140.
- Sousa, B., 1982. Litostratigrafia e estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico” – Grupo do Douro. *Memórias Notícias Museu Laboratório Mineralogia Geologia, Universidade Coimbra*, 223 p.
- Sousa, M.B., Sequeira, A., 1993. O limite Pré-câmbrico-Câmbrico na Zona Centro-Ibérica em Portugal. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade Évora*, 17-28.
- Stacey, J. C., Kramers, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (2), 207–221.
- Stampfli, G., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., vonRaumer, J., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1-19.
- Suárez, J. G., 2000. Estructura Cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología Universidad de Oviedo* 22, 231 p.

- Sylvester, P., 2008. Matrix effects in laser ablation-ICP-MS, In: P. Sylvester Eds. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada Short-Course 40, 67-78.
- Teixeira, C., Gonçalves, F., 1980. Introdução à Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 p.
- Terrinha, P., 1998. Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Tese de Doutoramento, Imperial College, University of London.
- Terrinha, P., Aranguren, A., Kullberg, M.C., Pueyo, E., Kullberg, J.C., Casas Sainz, A.M., Rillo, C., 2003. Complexo ígneo de Sintra – um modelo de instalação constrangido por novos dados de gravimetria e ASM. Ciências da Terra (UNL) vol. Esp. V, 96-100.
- Terrinha, P., ... (et al.), 2013. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. (Eds.), Geologia de Portugal, Vol. II – Geologia Meso-Cenozoica de Portugal, Escolar Editora, 29-166.
- Thieblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. Journal of African Earth Sciences 39 (3–5), 97–104.
- Thomas, R., 2001a. A Beginner's Guide to ICP-MS: Part III: The Plasma Source. Spectroscopy 16 (6), 26-30.
- Thomas, R., 2001b. A Beginner's Guide to ICP-MS: Part VII: Mass Separation Devices – Double-Focusing Magnetic-Sector Technology. Spectroscopy 16 (11), 22-27.
- Thomas, R., 2004. Practical Guide to ICP-MS, Practical Spectroscopy – A Series, Marcel Dekker Inc., New York – Basel, 339 p.
- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. Chemical Geology 199, 159–177.
- Tiepolo, M., Bottazzi, P., Palenzona, M., Vannucci, R., 2003. A laser probe coupled with ICP-double focusing sector-field mass spectrometer for in situ analysis of geological samples and U–Pb dating of zircon. Canadian Minerologist 41, 259– 272.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Schlegger, U., Martínez Catalán, J. R., Nolan, J., 2005. U–Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. Lithos 82, 169-184.
- van Staal, C. R., Whalen, J. B., Valverde-Vaquero, P., Zagorevski, A., Rogers, N., 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the

- northern Appalachians. *In* Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London Special Publication 327, 271-316.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Trassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions Mineralogy Petrology* 122, 337-358.
- Vegas, R., Vázquez, J. T., Surifiach, E., Marcos, A., 1990. Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics* 184, 367-378.
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters* 224, 441-451.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualization of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312-313, 190-194.
- Vilallonga, F., 2013. *Análise de Proveniência Sedimentar das Bacias do Carbónico e do Triásico do SW de Portugal (Alentejo e Algarve) - Contributo para o conhecimento dos Processos de Formação e Fragmentação do Supercontinente Pangeia*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora.
- Wagner, R. H., Mayoral, E. J., 2007. The Early Permian of Valdeviar in Sevilla province, SW Spain: basin history and climatic/palaeogeographic implications. *Journal Iberian Geology* 33 (1), 93-124.
- Wetherill, G., 1956. Discordant Uranium-Lead Ages, I, *Transactions. American Geophysical Union* 37 (3), 320-326.
- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *In* McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I. (eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology* 7, 1-35.
- Williams, I., Matukov, D., 2008. Measuring SHRIMP PB/U Ages of Palaeozoic Zircons: Can We Do Better?. *Livro de Resumos 4th SHRIMP Workshop, S.Petersburg, Russia*, 117-118.
- Willigers, B., Baker, J., Krogstad, E., Peate, W., 2002. Precise and accurate in situ Pb-Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (6), 1051-1066.

- Wingate, M., Kirkland, C., 2012. Introduction to Geochronology information released in 2012. Geological Survey of Western Australia, 5 p.
- Wu, Y., Zheng, Y., 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin 49 (15), 1554-1569.
- Xia, X., Sun, M., Zhao, G., Li, H., Zhou, M., 2004. Spot zircon U-Pb isotope analysis by ICP-MS coupled with a frequency quintupled (213 nm) Nd-YAG laser system. Geochemical Journal 38, 191-200.
- Yang, S., Zhang, F., Wang, Z., 2012. Grain size distribution and age population of detrital zircons from the Changjiang (Yangtze) River system, China. Chemical Geology 296-297, 26-38.
- Yuan, H., Gao, S., Dai, M., Zong, C., Günther, D., Fontaine, G. H., Liu, X., Diwu, C., 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. Chemical Geology 247, 100-118.
- Zlatkin, O., Avigad, D., Gerdes, A., 2013. Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and Lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (western Taurides): Coupled U-Pb-Hf zircon isotope geochemistry. Gondwana Research 23 (2), 682-700.

Apêndice A - Metodologia

A-1. Introdução

Neste apêndice são descritos os procedimentos metodológicos realizados no âmbito deste trabalho. Inclui-se uma descrição pormenorizada sobre a datação de zircões por ablação laser e toda a problemática relacionada com a aquisição de dados de geocronologia por U-Pb. Este Apêndice A descreve também aspetos importantes sobre métodos de datação de zircões e técnicas de imagem para estudo da morfologia de zircões.

Para atingir os objetivos propostos nesta investigação, foram recolhidas areias de praias e areias, grauvaques e sienitos que constituem as arribas litorais contíguas às mesmas praias. As amostras colhidas foram sujeitas a lavagem, moagem, separação granulométrica, gravítica e magnética de modo a seleccionar os zircões que foram posteriormente colocados em preparações de resina para captação de imagens de catodoluminescência e para análise isotópica. Para observação da estrutura interna dos zircões as preparações foram visualizadas num SEM com um detetor de catodoluminescência e câmara digital acoplada. Após a observação cuidadosa da estrutura interna de cada zircão, foram seleccionados os alvos para análise isotópica.

O método escolhido para datação, a ablação laser com um espectrómetro de massa com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) constitui conjuntamente com os métodos TIMS e o SIMS os três métodos que permitem datar o zircão por U-Pb. Comparando os três métodos, a ablação laser é aquele que permite uma abordagem mais exploratória porque possibilita datar um grande número de amostras num curto espaço de tempo, com custos razoáveis e grande precisão, embora não seja aquele que permita obter a melhor precisão de resultados. Resumidamente, o método consiste num dispositivo de feixe laser que ao incidir sobre um grão de zircão realiza uma ablação ou raspagem da sua superfície. As partículas libertadas são ionizadas com um plasma e transportadas até ao espectrómetro de massa onde são quantificadas as massas e as concentrações de diferentes espécies isotópicas, em particular de U, Th e Pb.

Os resultados obtidos depois de um processamento rigoroso são projetados graficamente utilizando diagramas de concórdia, diagramas de médias ponderadas, gráficos de distribuição da probabilidade e de distribuição Kernel, recorrendo-se também ao Teste estatístico Kolmogorov-Smirnov para a análise e interpretação desses resultados.

A-2. Evolução da geocronologia em zircão

Uma excelente resenha história do desenvolvimento dos estudos geocronológicos envolvendo o zircão pode ser encontrada em Davis et al. (2003) apresentando-se em seguida uma muito breve sùmula complementada pelos avanços mais recentes.

John Strutt (1909) terá sido o primeiro cientista a tentar datar um zircão, recorrendo a um processo de fusão do mineral com bórax num cadinho de platina (citado em Holmes, 1911 e Davis et al., 2003) sendo o gás resultante dissolvido em ácido hidrocloreto (Holmes, 1911), método que perdurou por algumas décadas. Esta técnica apesar de comprovar a perda de He deu indicações que o zircão apresentava características únicas com grande potencialidade para estudos de datação (Davis et al., 2003).

Arthur Holmes, discípulo de Strutt, revela a importância da existência de elementos radioativos nos minerais, por um lado porque são reservatórios de elementos geneticamente ligados entre si e por outro, ao saber a taxa de formação dos sucessivos elementos e respetivas abundâncias, então é possível calcular a idade do mineral (Holmes, 1911).

A medição das quantidades de U-Pb nas amostras para datação começou por ser baseada nos resultados da análise de química total de U e Pb. Devido à frequente contaminação com chumbo comum, a composição isotópica de chumbo resultante do decaimento de urânio era inferida a partir do peso atómico (Nier, 1981). As abundâncias isotópicas de ^{235}U , de ^{234}U e de Pb normal (^{204}Pb) e radiogénico (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) só mais tarde foram passíveis de quantificação precisa. Tal aconteceu com o desenvolvimento do espectrómetro de massa quantitativo de Nier, em 1938, utilizando amostras convertidas em vapor de PbI e ionizadas por bombardeamento de eletrões (Davis et al., 2003). Em 1941 existia um único espectrómetro de massa no mundo capaz de medir a composição isotópica de amostras de U (Nier, 1981), nesta fase não direcionado para datações mas para amostras enriquecidas em U que anteviam a sua utilização nas bombas atómicas.

Após um interregno causado pela segunda guerra mundial, surgiu novo interesse pelas datações em zircões. Larsen et al. (1952) testaram a datação de rochas ígneas datando os minerais acessórios nelas contidas, particularmente o zircão. Desenvolveram um método em que mediram o Pb total por emissão atómica e o U pela contagem de α , mais tarde conhecido por método Pb- α (Gottfried et al., 1959). Esta nova abordagem tinha uma precisão da ordem dos 90% em rochas paleozoicas e precâmbricas (Larsen et al., 1952). Representava no entanto, uma quantidade menor de zircão necessária para o estudo mostrando que era possível medir com alguma precisão os isótopos pai e filho em quantidades relativamente pequenas de amostra (Davis et al., 2003) e, definiam o zircão como o mineral de excelência para este tipo de estudo (Larsen et al., 1952).

Um grupo de investigadores criado nos anos 50' (Tilton, Larsen, Inghram entre outros) na Universidade de Chicago desenvolveu um método para determinar concentrações de U e Pb ao nível de microgramas através de um novo processo, a diluição isotópica (ID) (Nier, 1981; Davis et al., 2003). Este método envolve a mistura da amostra com uma quantidade conhecida

de um único isótopo não radiogénico do elemento a ser medido e foi realizado utilizando um espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS) (Davis et al., 2003; Parrish e Noble, 2003). Este método foi desde logo considerado mais preciso e rigoroso que os conhecidos até então, na ordem de 1%, porque a diluição isotópica permitia alguma independência da sensibilidade dos espectrómetros e da composição química (Parrish e Noble, 2003).

Tilton et al. (1957, citado em Davis et al., 2003) referem que o zircão mostra frequentemente evidências de discordância entre as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, com tendência para aumentar em amostras mais antigas, tendo concluído com a possibilidade de perda de Pb causada por qualquer evento geológico pós-cristalização. Notaram ainda a presença de núcleos nos zircões, os quais podiam significar um componente herdado mais antigo (Davis et al., 2003). O estudo destes núcleos permitiu novas abordagens como a de Schärer e Allègre (1982) que dataram individualmente vários fragmentos de um cristal de zircão proveniente de um sienito e compararam os resultados com os obtidos em grãos individuais, tendo mostrado que os fragmentos apresentavam um espectro de resultados mais largo que os grãos individuais. Os resultados indicaram que a distribuição de U dentro do cristal não é homogénea, com setores a evidenciar diferentes graus de perda de Pb e outros a comportarem-se como um sistema fechado, tendo os autores concluído que “... *os graus de perda de Pb não são correlacionados com a concentração de U dos fragmentos*” (Schärer e Allègre, 1982).

No mesmo ano de 1982, Krogh experimenta uma técnica de abrasão associada com uma separação paramagnética que lhe permitiu eliminar entre 90% a 100% da discordância e atingir precisões da ordem de 1 a 3 MA. O método consistia em sujeitar a amostra, particularmente a parte mais externa dos cristais, a abrasão de ar removendo cerca de 80% do Pb comum. Removendo a zona mais exterior dos grãos de zircão “...*a correlação entre a suscetibilidade magnética e a quantidade de U é mantida mas a correlação do nível de U com a perda de Pb é reduzida ou eliminada*” (Krogh, 1982). Para que esta concordância fosse atingida era essencial não considerar zircões fraturados ou alterados.

Ainda nos anos 70' as limitações do método U-Pb foram sendo ultrapassadas pela análise direta do zircão ao nível do interior do grão usando espectrometria de massa de iões secundários (SIMS) especificamente para geocronologia U-Pb em zircões (Davis et al., 2003; Ireland e Williams, 2003; Cocherie e Robert, 2008, citando vários autores). Estes espectrómetros usam um feixe de iões de alta energia (microsonda iónica) para “*arranhar*” (ablar) uma pequena área (aproximadamente 20 μm de diâmetro) numa superfície polida de cristal produzindo iões secundários do cristal, os quais são depois analisados quanto à sua composição isotópica num espectrómetro de massa (Davis et al., 2003; Ireland e Williams, 2003). O processo é praticamente não destrutivo e consome apenas 3 ng de amostra (Davis et al., 2003), uma profundidade de cerca de 5 μm numa área amostrada de cerca de 10-50 μm

(Ireland e Williams, 2003) requerendo, no entanto, a utilização de um zircão standard. Hinton e Long (1979, citados em Davis et al., 2003) utilizaram uma microsonda e iões de alta resolução de massa e os resultados permitiram concluir que o registo isotópico de dois estádios de crescimento de zircão podia ser preservado em cristais individuais.

Em 1974 iniciou-se o desenvolvimento de um novo tipo de microsonda, a microsonda iónica sensitiva de alta resolução, SHRIMP, construída com o intuito de anular as interferências moleculares, melhorando a resolução de massa sem perder sensibilidade (Davis et al., 2003). Este método desenvolvido na Austrália (Clement et al., 1977; Foster, 2010) usa um espectrómetro SIMS, de grande diâmetro e com duplo foco construído a partir dos desenvolvimentos teóricos de Matsuda (1974). Os avanços analíticos e instrumentais seguintes permitiram não só um aumento da rapidez de obtenção de resultados das análises mas também do ponto de vista prático permitiu datar mais amostras e mais grãos por amostra (Davis et al., 2003). A grande resolução espacial permitiu também estudar grãos individuais que continham várias gerações de crescimento. Nesta fase de desenvolvimento do método selecionar alvos com muita precisão era fundamental, tendo por isso aparecido as técnicas de imagem com capacidade para evidenciar zonamentos de origem estrutural e química, como sejam a catodoluminescência (CL) e o método de eletrões retro-dispersos (BSE) (Corfu et al., 2003; Davis et al., 2003). A utilização da imagem permitiu a identificação e observação de núcleos, crescimentos magmáticos e metamórficos, mas também identificar áreas de recristalização e inclusões bem como fraquezas estruturais como alteração e fraturas (Davis et al., 2003).

Mais recentemente, em 1985 (Kosler e Sylvester, 2003) aparece um novo método, a espectrometria de massa indutivamente acoplada com ablação laser (LA-ICPMS), que nos anos 90' começou a ser aplicado à geocronologia de zircão (Feng et al., 1993; Fryer et al., 1993). Neste método, o zircão é volatilizado e os isótopos de U e de Pb são ionizados num plasma indutivamente acoplado seguido por análise de massa usando um espectrómetro quádruplo ou do tipo multi-colector (Davis et al., 2003).

Feng et al. (1993) e Fryer et al. (1993) terão sido dos primeiros a utilizar a ablação laser, utilizando as designações LP, sonda laser, e LAM, microsonda de ablação laser, respetivamente. Feng et al. (1993) usaram um cristal Nd:YAG (*yttrium aluminium garnet*) que criava uma cratera de ablação de cerca de 30-60 μm , sendo o material ablado transportado por Argon. Os zircões estudados tinham sido previamente datados por TIMS, com os resultados a diferir na ordem de 1%, para o caso de grãos superiores a 60 μm e ^{207}Pb superior a 3 ppm. Os limites de deteção eram de 0,2 ppm para o ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , com a razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a mostrar uma precisão entre 0,5 e 6% (Feng et al., 1993). Com estes resultados os autores afirmam que o método LP-ICPMS pode ser usado para determinar as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, funcionando como uma alternativa mais simples e económica que o SHRIMP. Fryer et

al. (1993) desenharam um sistema para microamostragem em lâminas delgadas realçando as vantagens do método em relação às outras técnicas, usando crateras de 20-30 μm . Nestes dois trabalhos foi apenas medida a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, o que significava que era necessário obter dados de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para que fosse possível testar a concordância das populações de zircão bem como estender a sua aplicabilidade a zircões mais recentes (Hirata e Nesbitt, 1995). Foi o que fizeram estes dois últimos investigadores usando um laser Nd:YAG UV de 266 nm, de frequência quadrupla, capaz de produzir crateras de 10-15 μm de diâmetro. A inovação consistia no uso de uma focagem ativa contínua do laser durante uma ablação prolongada permitindo diminuir bastante o fracionamento (a perda de Pb), obtendo então valores fiáveis da razão Pb/U e demonstrando a utilidade deste método (Hirata e Nesbitt, 1995). Permitia inclusivamente a determinação simultânea de elementos e isótopos de U-Pb e as abundâncias de TR leves (Iizuka e Hirata, 1996). As grandes variações observadas no Pb radiogénico e nas razões Pb/U podiam ser resolvidas por este método e a utilização do laser direciona o LA-ICP-MS para um método de datação tão eficiente como a sonda iónica (Košler e Sylvester, 2003).

O largo espectro de isótopos obtido, o fracionamento elementar de U e Pb devido a diferenças de volatilidade e a necessidade de utilizar minerais-norma necessários para corrigir os desvios de massa e o fracionamento elementar continuavam a justificar estudos mais aprofundados (Košler e Sylvester, 2003). Li et al. (2001), utilizando um LAM-ICP-MS de frequência quadrupla e um laser Nd:YAG UV de 266 nm de comprimento de onda, ao qual aplicaram a capacidade de ablação linear contínua atingiram precisões de 0,8-5% na razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões com mais de 1 Ga mas também precisões de 2-5% para zircões mesozoicos. No entanto e, segundo os autores, tinha a desvantagem de sacrificar a resolução espacial. Melhores precisões daquela razão, na ordem de 2%, foram obtidas por Horn et al. (2000) usando um método simultâneo de solução de nebulização com a LA-ICP-MS, sem utilizar um zircão externo standard para calibração. O fracionamento elementar de U e Pb induzido pelo laser (excimer, de 193 nm) foi definido como uma função do número de pulsos e correlacionado de modo exponencialmente inverso com o tamanho do ponto ablado (Horn et al., 2000).

O comprimento de onda utilizado parece ter influência na redução do fracionamento elementar. Tal foi provado por Xia et al. (2004) utilizando um ICP-MS com laser de Nd:YAG de 213 nm em vez do mais utilizado comprimento de onda de 266 nm. O laser de 213 nm permite maior absorção de energia e obter precisões na ordem dos 3% (Xia et al., 2004).

Os avanços mais recentes conhecidos no método LA-ICP-MS incluem a redução do tamanho da cavidade de incisão de modo a que a medição seja realmente “in-situ”; o comprimento de onda do laser tem sido reduzido bem como a duração de cada pulso permitindo

diminuir a fracionamento; a utilização de um sistema de contagem multi-iões também melhorou a qualidade e a precisão das medições realizadas por este método (Cocherie e Robert, 2008). Estes mesmos autores usaram recentemente um laser UV de 213 nm num equipamento ICP-MS com um sistema de contagem multi-iões em modo estático, tendo concluído que as precisões atingidas eram de 1% e 3% (2σ) para as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ respetivamente, quando comparadas com as mesmas amostras datadas por ID-TIMS e SHRIMP. Cocherie e Robert (2008) defendem que o método SIMS continuará a ser o método de referência para grãos mais complexos e com zircões de idades mais recentes, embora o ICP-MS equipado com um multicontador de iões seja uma alternativa com largo espectro de aplicações.

Johnston et al. (2009) desenvolveram um multicolector LA-ICP-MS capaz de analisar volumes da ordem de 12-14 μm em diâmetro por 4-5 μm de profundidade que produz rapidamente dados de datação com uma precisão e exatidão inferior a 2% (a 2σ), e a que chamaram método U-Pb de *pequeno-volume*. A baixa concentração de Pb produzida por um ponto laser de pequeno diâmetro e com um pulso de laser baixo requer a utilização de detetores Channeltron para monitorizar todos os picos de Pb acoplados com um contador total de iões para calcular os picos e as razões isotópicas de U e de Pb (Johnston et al., 2009). Os erros de medição são calculados como função do número de contagens e da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ observada num zircão standard (Sri Lanka, Johnston et al., 2009). O ponto de ablação com pouca profundidade também é essencial no sentido de minimizar a amostragem de várias zonas quimicamente distintas (Johnston et al., 2009). Para aqueles autores este método permite ultrapassar dificuldades de amostrar zonas com domínios de idade (zonamentos) inferiores a 15 μm , permite cerca de 60 análises por hora, é aplicável a muitos contextos geológicos (diversas condições de pressão e temperatura, até próximo das condições anatécicas) pela sua apetência não destrutiva e confirma a LA-ICP-MS com multicolector como uma técnica de grande resolução espacial (Johnston et al., 2009).

Yuan et al. (2008) desenvolveram um método de medir simultaneamente os isótopos de U – Pb – Hf e os elementos traço da composição de zircões. Utilizaram um ICP-MS quádruplo (para U-Pb) e um multicolector (para Hf) ligados a um único sistema de ablação laser excimer. O aerosol gerado pelo laser foi depois separado em duas tubagens em Y de modo a ser introduzido simultaneamente nos dois espectrómetros de massa (Yuan et al., 2008). Gerdes e Zeh (2009) e Avigad et al. (2012) demonstram a possibilidade de determinar datações combinadas de U-Pb e Lu-Hf por LA-ICP-MS, usando um ICP-MS de sector magnético para determinar os isótopos de U e Pb e um ICP-MS multicolector para o Lu-Hf. Gerdes e Zeh (2009) chegaram à importante conclusão de que a razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, uma vez incorporada

na malha do zircão durante o crescimento do cristal, não sofre modificações por processos de alteração subsequentes como acontece com o sistema U-Pb.

Frei e Gerdes (2009) propõem um LA-ICP-MS de sector magnético com um coletor simples que permite um ponto de laser de 20 a 30 μm , um tempo de ablação de 30 s e resultante cratera de $\sim 15\text{-}20$ μm . O consumo de zircão é inferior a 3% de um cristal normal (Frei e Gerdes, 2009). Aqueles autores relatam valores de idade de zircões de controlo standard muito semelhantes aos obtidos por SIMS e por ID-TIMS. Os resultados obtidos resultam não só dos benefícios do espectrómetro de sector magnético e da automatização de análises mas também de um conjunto de estratégias que reduzem o fracionamento. Kooijman et al. (2012) modificam o método ICP-MS utilizando um sector de campo Termo-Finnigan Element 2 ao qual associam um laser excimer do tipo New Wave UP193HE ArF. As crateras criadas pelo laser situam-se entre os 12 e os 35 μm de diâmetro e os 20 μm de profundidade. Segundo os mesmos autores, o rigor do método varia entre 1 e 4%, o que consideram da mesma ordem de grandeza de outras metodologias usando LA-ICP-MS e mesmo TIMS. Hirata (2012) refere novos espectrómetros de massa com sector magnético equipados com sistemas duplos ou triplos de deteção de iões envolvendo combinações de um multiplicador de contagem de iões com coletores de carga integrados de Faraday, os quais tornam este método ainda mais eficiente com resoluções já próximas de 0,001 milímetro.

Esta resenha histórica pecará sempre por incompleta e certamente ficará desatualizada rapidamente dada a contínua inclusão de novas técnicas e dispositivos que melhoram continuamente as capacidades dos 3 principais métodos de datação referidos. A descrição geral do método LA-ICP-MS, por ser o escolhido para esta investigação, será detalhadamente abordado nas páginas seguintes.

A-3. Métodos de estudo em geocronologia de zircão

A-3.1. MÉTODOS DE ESTUDO DA MORFOLOGIA EXTERNA E INTERNA

A capacidade de observar a morfologia detalhada de um zircão está dependente, por um lado do tamanho do cristal ou do grão e, por outro, da técnica que é utilizada, subjacente a um determinado objetivo. Existem técnicas que permitem apenas a observação externa e outras que permitem a observação da morfologia interna. Como já foi referido, o zircão tem grande capacidade de resistir a eventos ígneos e metamórficos. Ou seja, não só conserva a sua estrutura inicial como também sofre processos de formação de novo zircão ou consumo do pré-existente, daí resultando estruturas e morfologias que cuidadosamente observadas e interpretadas permitem inferir muita da história geológica do zircão.

A observação da morfologia externa dos grãos pode ser realizada por lupa binocular, microscopia de luz transmitida (LT) e microscopia de luz refletida (LR). A lupa permite observar a cor do mineral, mas também a opacidade, forma e hábito dos cristais, algumas inclusões e zonas de fraqueza, fraturas e zonas de alteração. Na lupa, os grãos podem ser observados imersos em etanol (melhora a qualidade ótica), em álcool (mais fácil manuseamento e permite distinguir minerais semelhantes como a apatite, quartzo, feldspato e titanite) ou fluidos densos como óleos de imersão, glicerina ou ainda o metileno (realça mais as qualidades óticas) (Corfu et al., 2003). Nos microscópios, a capacidade de ampliação é maior e permite observar as propriedades óticas. Os microscópios de LT, para minerais transparentes e, o de LR, para opacos, permitem algumas inferências sobre a estrutura interna, mas de forma muito limitada, permitindo no entanto, identificar algumas zonas de crescimento e estruturas zonadas em zircões metamicticos (Corfu et al., 2003).

O microscópio eletrônico de varrimento ou microscópio de elétrons secundários (SEM) tem a capacidade de produzir imagens tridimensionais de grande resolução. O SEM é basicamente constituído por uma coluna eletrônica com um disparador e por um conjunto de lentes eletromagnéticas (duas ou mais lentes) que focam um feixe de elétrons usado para criar uma imagem tridimensional (Egerton, 2005; Boggs e Krinsley, 2006). Uma sonda de elétrons é focada na superfície da amostra de modo a executar um movimento de varrimento simultâneo em duas direções perpendiculares, sendo coberta uma área quadrada ou retangular da amostra (Egerton, 2005). O varrimento é sincronizado com um tubo de raios catódicos que permitem a construção de uma imagem da área selecionada da amostra num ecrã (Egerton, 2005; Boggs e Krinsley, 2006). Enquanto dura o processo, ou seja o bombardeamento por elétrons, ocorre a libertação de diferentes partículas como iões secundários, elétrons retro-dispersos, raios-X e fotões (Boggs e Krinsley, 2006) cujas emissões podem ser captadas individualmente e lidas em instrumentação própria acoplada ao SEM.

A observação das estruturas internas dos grãos de zircão é largamente favorecida usando o método dos elétrons retro-dispersos (ERD), captando a respetiva emissão e, o método da catodoluminescência que capta os fotões (Figura A.1). Os iões secundários têm pouca energia, são formados alguns nanómetros acima da superfície da amostra e têm a função de mostrar os contrastes topográficos (Reed, 2005) dos grãos. Os elétrons retro-dispersos permitem construir uma imagem que revela contrastes na média do número atómico das regiões de uma fase (Corfu et al., 2003). A catodoluminescência, traduzida na capacidade dos minerais emitirem luz, uma propriedade importante do zircão, é o método de eleição e, por ter sido o utilizado neste estudo, é detalhado mais à frente neste trabalho.

Um outro método de identificação da morfologia interna, menos comum, é referido por Corfu et al. (2003) e designado Mapas de Urânio (MU) e resulta da indução de figuras de fissão no zircão (Krishnaswami et al., 1974). As figuras de fissão resultam precisamente da fissão de núcleos pesados, como o de U, que deixam um rasto nuclear resultante da fragmentação do núcleo em duas partes para direções opostas, deixando um vestígio linear (Gleadow, 2007) observável ao microscópio com técnicas de imagem apropriadas.

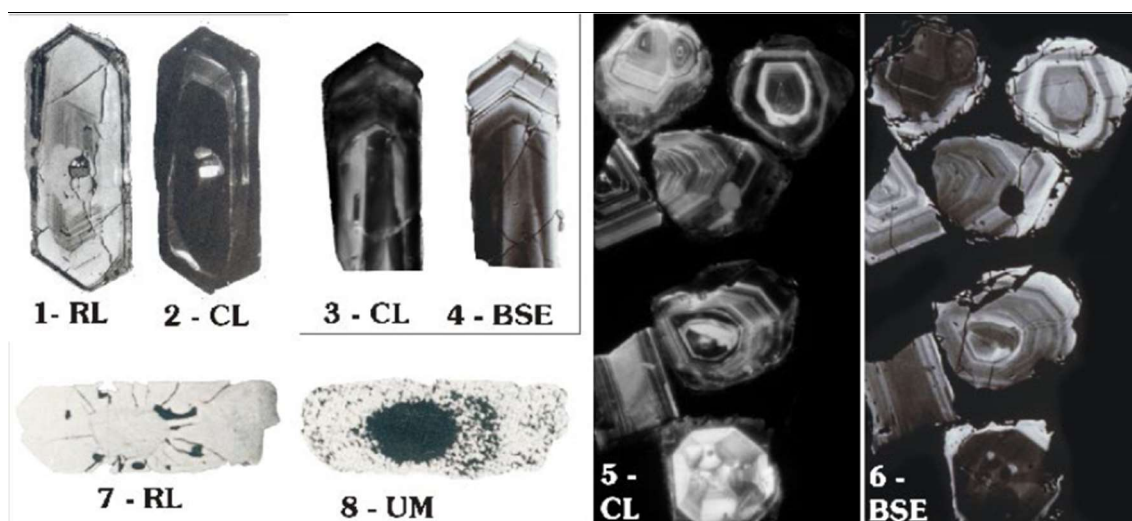


Figura A.1 - Observação das morfologias internas de cristais de zircão com diferentes técnicas de imagem (adaptado de Corfu et al., 2003). (1-2) o mesmo cristal observado em LR (polido com vapor de HF) e com CL; (3-4 e 5-6) comparação de observação por CL e por ERD; (7-8) imagens do mesmo cristal em LR (cristais polidos que mostram o núcleo e fracturação radial) e com a técnica MU, que realça a zonação de maiores valores de U no centro em relação às restantes zonas.

A-3.1.1. Catodoluminescência

A catodoluminescência (CL) é uma propriedade de alguns minerais de emitirem luz (fotões) se forem bombardeados por eletrões de alta energia (Boggs e Krinsley, 2006; Mange e Wright, 2007). Este bombardeamento obriga os eletrões do mineral a deslocarem-se de uma banda de valência de baixa energia pra uma banda condutiva de alta energia, de acordo com a teoria da banda no estado sólido (Boggs e Krinsley, 2006). Logo que o eletrão perde energia volta ao seu estado inicial. Neste período, que pode ser de microssegundos, o eletrão pode ser retido no intervalo entre as duas bandas, por impurezas (defeitos extrínsecos ou ativadores) ou por defeitos na estrutura (intrínsecos), perdendo energia, que é convertida em fotões de luz, até regressar à banda de valência (Boggs e Krinsley, 2006). Significa, segundo os mesmos autores, que quanto maior for a quantidade de defeitos maior será a emissão de CL, que ocorre geralmente na parte visível do espectro.

As impurezas referidas podem ser catiões como o Mn e as Terras raras que promove a CL ou outros que funcionam como inibidores, como o Fe (Mange e Maurer, 1992). A associação de alguns minerais, como por exemplo a apatite a determinados ativadores que

variam em função das condições petrogenéticas permitiu utilizar a CL como indicador de uma determinada rocha-mãe (Mange e Maurer, 1992).

A exploração desta propriedade dos minerais tonou-se numa técnica de eleição quando se tornou possível a sua acoplagem a um microscópio eletrónico de varrimento (SEM). No caso do zircão a CL permite visualizar com grande definição os zonamentos internos e intercrescimentos que podem ser indicadores de diferentes fontes em cristais com morfologias externas semelhantes.

As imagens obtidas com CL são imagens monocromáticas em escala de cinzentos. Num zircão observam-se zonas muito claras e zonas muito escuras que traduzem luminescências diferentes causadas pela diferente percentagem de U nessas zonas. São, portanto, resultado do processo de cristalização e arrefecimento do mineral aquando da sua génese primária, mas também de todos os processos geológicos posteriores, como metamorfismo, recristalização, etc (Boggs e Krinsley, 2006). Normalmente as zonas claras e escuras definidas pela CL são de coloração oposta no método retro-disperso, com o primeiro método a ter uma maior gama de intensidade de emissão (Corfu et al., 2003) e por isso com maiores vantagens de utilização.

A-4. O método de datação com ablação laser

A-4.1. PRINCÍPIOS E FUNCIONAMENTO DO EQUIPAMENTO

O método utilizado para a datação de zircões é designado por Espectrometria de Massa de Ablação Laser com Plasma Indutivamente Acoplado (LA-ICP-MS do original *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Spectrometry*). Trata-se resumidamente de separar e quantificar a massa e as concentrações de átomos e moléculas de uma amostra realizando uma ablação (raspagem) na superfície da amostra por um feixe laser, ionizando (energizando) a amostra com um plasma. A capacidade de deteção ronda as partes por trilião (Thomas, 2004).

Este capítulo segue a linha de orientação geral de Košler e Sylvester (2003) onde se pode encontrar uma completíssima explicação deste método. A descrição seguinte, embora generalista na sua essência, é orientada de encontro às características do espectrómetro utilizado na presente investigação (ver secção A-8.2).

A metodologia de funcionamento e respetivos constituintes do instrumento LA-ICP-MS (Figura A.2) pode ser dividida em 5 fases genéricas (Guillong, 2004): (i) a ablação do laser na superfície da amostra produz um aerossol (na forma sólida) (ii) que é transportado por um gás para o plasma, onde ocorre vaporização, atomização e ionização; (iii) numa zona de interface (constituída por cones “sampler” e “skimmer”) os iões são transferidos do plasma à pressão

ambiente para um (iv) analisador de massa em vácuo, onde decorre a separação de massa; (v) um multiplicador de elétrons deteta e transforma os iões em sinais captados pelo software do instrumento.

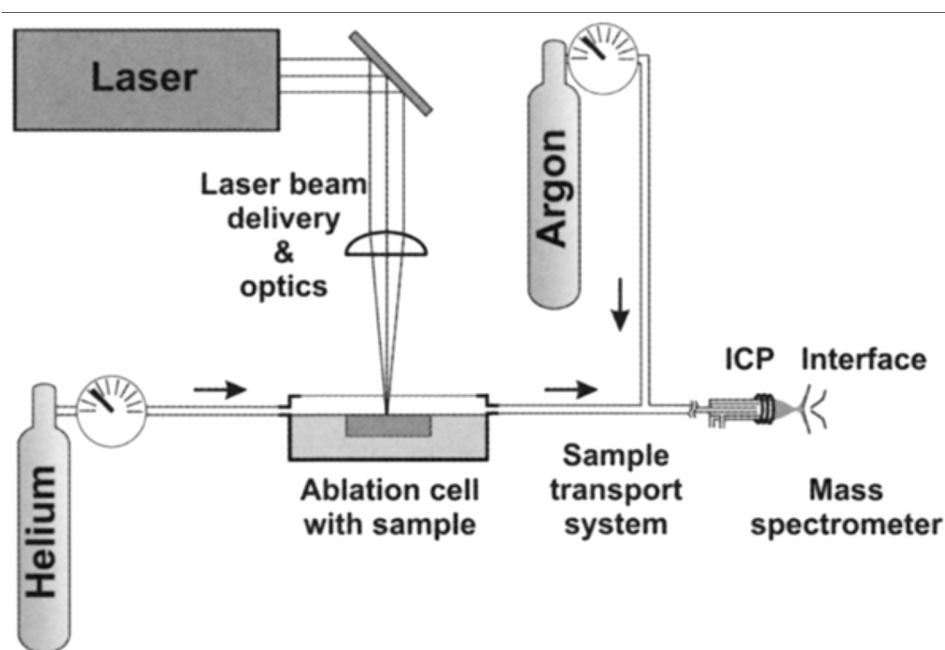


Figura A.2 – Esquema geral dos constituintes de um sistema de ablação laser (adaptado de Kosler, 2007).

A-4.1.1. O sistema de ablação laser

O laser é um instrumento que inclui um meio ativo, um cristal ou um gás, cujos átomos quando estimulados dão origem a fótons criando um feixe de luz. No primeiro caso é comum o uso de uma granada de ítrio-alumínio ($Y_3Al_5O_{12}$) com 1% Nd^{3+} (Nd:YAG), com comprimento de onda fundamental de Nd:YAG de 1064 nm (Košler e Sylvester, 2003), reduzido artificialmente para 266 nm e 193 nm; no segundo caso utiliza-se o gás excimer (“excited dimer gas molecule”) constituído por um gás nobre (Argon, kriptón ou Xenon) e um halogeneto (F_2 ou HCl), mas apenas o excimer laser Ar-F, no campo ultravioleta, tem aplicação geológica em LA-ICP-MS (Bea et al., 1996; Günther et al., 1997; Iizuka e Hirata, 2004; Cocherie e Robert, 2008). Um sistema de ablação a laser é um dispositivo que combina o laser com um feixe ótico que orienta o feixe de laser para a superfície de uma amostra colocada numa célula de ablação (Košler e Sylvester, 2003). A maioria dos sistemas disponíveis comercialmente são orientados por computador, permitindo ao operador controlar com precisão e monitorizar o desempenho do laser, a estrutura motorizada que transporta a célula de ablação e a taxa de fluxo de gás na amostra (Košler e Sylvester, 2003).

Em termos de funcionamento geral, o sistema de ablação laser começa por gerar um pulso de luz com grande energia formando um feixe estreito e dirigido. Este atravessa um sistema harmónico, nomeadamente o segundo e quarto gerador harmónico que converte o seu

comprimento de onda de fundamental, 1064 nm, para o quádruplo 266 nm (Košler e Sylvester, 2003). Como alternativa, um comprimento de onda quádruplo de 213 nm pode ser obtido pela combinação do 1º e 4º harmónico (Jeffries et al., 1998) ou do 2º e 3º harmónico (Košler e Sylvester, 2003). O comprimento de onda do laser de 266 ou 213 nm de saída é então limpo numa série de espelhos dielétricos antes de passar o feixe através do atenuador ótico, que consiste num prisma rotativo de sílica ou numa combinação de placa de meia-onda com um prisma polarizador, destinado a controlar a energia do feixe de laser (Košler e Sylvester, 2003).

Alguns sistemas de ablação laser controlam o diâmetro do feixe de laser, parâmetro com grande importância na ablação, por uma série de aberturas de diferentes diâmetros (Horn et al., 2000), enquanto outros utilizam uma combinação de aberturas com um expansor de feixe ajustável (Košler e Sylvester, 2003). A existência de um sistema com capacidade para homogeneizar o feixe permite não só melhorar a sua qualidade mas também a qualidade da imagem do feixe sobre a amostra, bem como do processo de ablação e da cavidade ablada (Günther et al. 1997; Guillong, 2004). Na maioria dos lasers Nd:YAG o feixe tem um perfil gaussiano, enquanto nos excimer é plano numa direção e gaussiano noutra (Guillong, 2004), por isso a necessidade de homogeneizar o feixe de modo a torná-lo plano. Um feixe laser com perfil gaussiano fornece obrigatoriamente mais energia no centro do que nas margens da zona de incidência, causando por um lado maior rendimento de ablação, mas por outro origina diferentes taxas de fusão e evaporação entre o centro e as margens da cavidade (Košler e Sylvester, 2003). Estes autores referem ainda que também a cratera de ablação apresenta um perfil de acordo com o feixe, mais profunda no centro do que nas zonas marginais, estreitando mais rapidamente em profundidade, afetando a ablação e produzindo mais fracionamento elementar. Se o feixe laser for plano, o perfil é mais homogéneo e a cavidade já estreita mais lentamente em profundidade, causando menos diferenças de ablação entre o centro e as zonas laterais (Horn et al., 2001; Košler e Sylvester, 2003).

O sistema de laser excimer (Figura A.3) emprega a tecnologia de "feixe de imagem" onde o tamanho do ponto é controlado por aberturas e expansores de feixe (Horn et al. 2000; Košler e Sylvester, 2003). A vantagem destes últimos é que o feixe de laser não tem que passar através da objetiva do microscópio (Horn et al. 2000) requerendo neste caso um sistema ótico de visualização mais barato. A tecnologia de feixe de imagem fornece também uma densidade de energia de laser constante independentemente do tamanho e geometria da cavidade de ablação (Günther et al. 1997).

A parte final do sistema de ablação laser é a célula de ablação (Figura A.2) montada numa platina motorizada (Durrant, 1999; Košler e Sylvester, 2003) onde é introduzida a

amostra. Corresponde a uma estrutura hermética amovível sobre a qual incide uma microcâmara colocada acima do espelho dieletrico permitindo visualizar a amostra e o processo de ablação (Guillong, 2004). O esquema da célula deve permitir ao feixe de laser interagir com a amostra, usando-se geralmente um processo em que se faz passar o feixe através de uma janela transparente-UV revestida com um anti-reflector (Košler e Sylvester, 2003) e admitir a entrada (gás) e saída (aerossol) de um fluxo (Guillong, 2004). Esta célula é alimentada por um gás inerte, Ar ou He, que tem a função de limpar o material ablado (Durrant, 1999). Os aspectos mais relevantes da célula de ablação são i) uma boa capacidade de exibição da amostra; ii) proporcionar um transporte eficiente do material ablado, constituindo um compromisso entre o tamanho da amostra que precisa de ser acomodada e a eficiência de estimular a célula com o fornecedor de gás (Košler e Sylvester, 2003); e iii) ter um tamanho/volume apropriado que não comprometa a precisão das leituras ou eficiência do transporte (Bleiner e Günther, 2001).

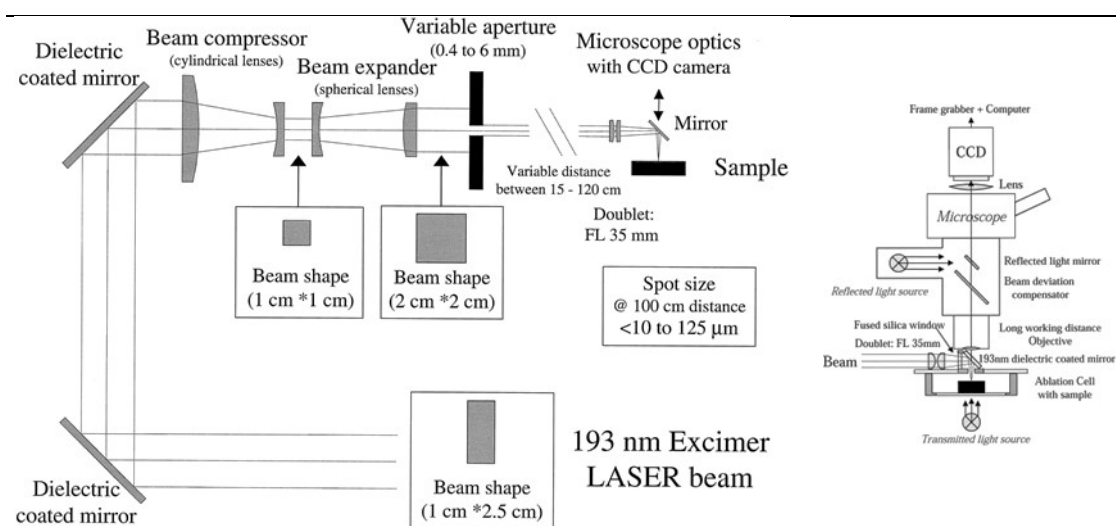


Figura A.3 – Esquema geral dos constituintes e do funcionamento de uma laser Excimer (Adaptado de Horn et al., 2000).

O gás de transporte tem a responsabilidade de transferir as partículas resultantes da ablação da amostra para o ICP-MS. O gás que entra na célula de ablação com essa função é geralmente o He e/ou Ar e N, ou combinações de diferentes gases (Bleiner e Günther, 2001; Horn e Günther, 2003; Guillong, 2004). A eficiência do transporte do material ablado para o detetor ICP está dependente do volume da célula de ablação, como já foi referido, mas também de outros fatores como a geometria da célula de ablação, o fluxo de gás e a tubagem através da qual é feito o transporte (Bleiner e Günther, 2001).

A interação entre o laser e o sólido é um processo complexo que inclui: i) o reflexo de parte do feixe laser, aumentando com a diminuição da temperatura da superfície; ii) a absorção de fótons e formação de fotoelétrons; iii) emissão de elétrons, iões, átomos, espécies moleculares e partículas de diferentes diâmetros; iv) conversão da energia recebida em calor; v) fusão,

ebulição e/ou vaporização da amostra; vi) e a formação de ondas de choque (Darke e Tyson 1993; Durrant 1999; Košler e Sylvester, 2003).

A interação depende de várias variáveis como o comprimento de onda, energia e forma do feixe laser e a capacidade de aquecimento, calor de vaporização e condutividade térmica da amostra (Durrant, 1999).

Quando o feixe laser incide sobre a superfície sólida da amostra provoca a alteração do estado de energia dos elétrons, a qual pode ser transferida para a estrutura causando derretimento e/ou vaporização, com os íons assim libertados a formarem uma pluma de plasma na superfície da amostra (Košler e Sylvester, 2003). Esta pluma de material expande-se por efeito de pressão causando o subsequente derretimento e/ou vaporização do sólido e a emissão de partículas, formando um aerossol (Košler e Sylvester, 2003). A maior ou menor facilidade com que um aerossol é formado depende da composição mineral da amostra. Diferentes elementos terão também diferentes taxas de vaporização. Outro fator está relacionado com o fato de haver fusão de alguns elementos com pontos de fusão diferentes e por isso o material ablado pode não ser completamente representativo da amostra (Durrant, 1999).

O tamanho das partículas libertadas durante a incidência do laser está diretamente relacionado com o comprimento de onda, gerando-se partículas de menores dimensões quanto mais opaca for a amostra (Guillong, 2004). O mesmo autor defende também que, quanto maior for o tamanho das partículas maior será a fração de amostra que não foi totalmente vaporizada e ionizada. O transporte das partículas para o ICP é mais eficiente, superior a 80%, quando estas apresentam diâmetros entre 5 nm e 3 μ m (Durrant, 1999).

A duração do pulso de laser, que corresponde ao tempo de duração da incidência de luz, pode variar entre alguns femtosegundos (10^{-15} do s) até aos nanosegundos (10^{-9} do s) (e.g. Sylvester, 2008). Košler e Sylvester (2003) mostram que há relação entre a duração do pulso laser e o meio laser, com os lasers de Nd:YAG a utilizarem 5 a 10 nanosegundos, e os excimers ArF com uma duração de pulso de ~ 20 ns. Estes nanosegundos são, mesmo assim, suficientes para que possa ocorrer fusão da amostra (Košler e Sylvester, 2003). Em escalas de pulso na ordem dos femtosegundos o principal mecanismo de ablação é a vaporização (D'Abzac et al., 2012), com a vantagem de permitir uma melhor distribuição das partículas ablatadas. Poitrasson et al. (2003) mostram que as vantagens ocorrem ao nível de uma melhor qualidade do sinal analítico, das morfologias da cratera de ablação, com menores efeitos térmicos e ainda com resultados de Pb e U mais precisos. Alguns autores não só preferem os pulsos de femtosegundos como indicam inclusivamente um valor concreto de 60 fs (Freydier et al., 2008) com o ideal para determinações de U/Pb. A esta escala, os mesmos autores defendem que o

comprimento de onda utilizado é pouco relevante fornecendo precisões semelhantes (Freydier et al., 2008).

Outro aspecto importante do funcionamento do sistema laser, e que controla a quantidade de material da amostra que sofre ablação diz respeito ao número de pulsos de laser disparados por segundo, ou seja, a taxa de repetição (Košler e Sylvester, 2003). Normalmente utiliza-se um valor entre 5 a 20 Hz (Košler e Sylvester, 2003) dependendo do instrumento e do objetivo do estudo.

Para Košler e Sylvester (2003) a maior ou menor radiação laser que atinge a amostra resulta da densidade de energia (J/cm^2), que por sua vez é função da energia por impulso laser (mJ/pulso) e do diâmetro do feixe que corresponde aproximadamente ao tamanho do ponto laser. Estes parâmetros são passíveis de ajuste na instrumentação. Košler e Sylvester (2003) alertam para o fato de o tamanho da cavidade gerada pela ablação não corresponder à resolução espacial, uma vez que esta é apenas função do volume da cavidade e da massa de material removido pela ablação (aproximadamente 20 a 60 mil μm^3 para datar U-Pb em zircão).

A qualidade dos dados obtidos pode estar condicionada por uma série de fatores, a maioria relacionados com o sistema de ablação. Košler e Sylvester (2003) resumem os seguintes: o comprimento de onda e a duração do pulso do laser, o perfil do feixe de laser, a taxa de repetição de laser, as condições de focagem do laser, a densidade de energia e a energia por impulso, o tamanho do ponto amostrado e a composição do gás ambiente. Dependendo da construção dos sistemas laser, estes fatores podem ser fixos de origem, como por exemplo o comprimento de onda, ou podem ser ajustáveis pelo utilizador, como por exemplo o tamanho do ponto de ablação.

A-4.1.2. O plasma indutivamente acoplado

Um plasma constitui um estado da matéria com algumas semelhanças com um gás, mas os seus constituintes encontram-se num estado ionizado, tornando-se por isso, numa excelente fonte de iões.

A parte do sistema que gera o plasma é designada por “tocha” (“plasma torch”) e é constituído por 3 tubos de quartzo ou de vidro, concêntricos e de igual diâmetro, rodeados por uma bobine de cobre que, por sua vez está ligada a um gerador de radiofrequência (Košler e Sylvester, 2003; Guillong, 2004) e forma uma corrente alternada e oscilatória (Thomas, 2001a) (Figura A.4). A Ar (ou mistura de Ar-He) flui através dos três tubos de vidro concêntricos a diferentes taxas de fluxo e sob o efeito do campo magnético criado pela bobine provoca a saída de alguns eletrões dos átomos de Ar que, acelerados pelo campo magnético colidem com outros átomos de Ar originando mais eletrões. A continuação em cadeia deste processo induz a

ionização do Ar, ou a formação de um plasma indutivamente acoplado resultante da destruição do Ar em átomos, iões e eletrões (Thomas, 2001a, 2004). O plasma de árgon é formado a temperaturas de 8000-10000 K podendo ionizar outros elementos que tenham energias de ionização mais baixas que o árgon (15,76 eV) (Košler e Sylvester, 2003). Após a formação do plasma, a amostra, sob a forma de aerossol formada na célula de ablação é introduzida no plasma e direcionada para a interface.

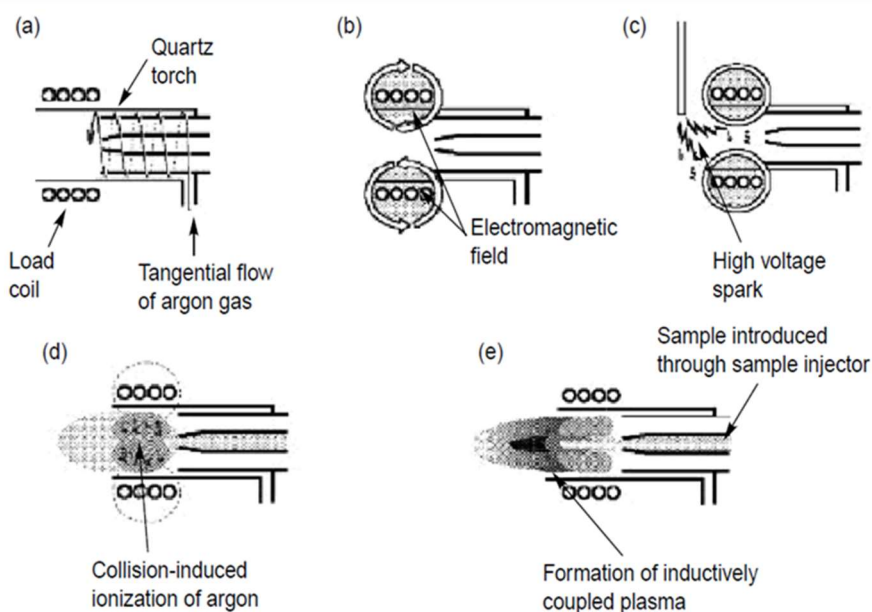


Figura A.4 - Esquema de formação do plasma na tocha do ICP-MS: a) um fluxo de Ar tangencial é enviado através dos tubos de quartzo da tocha; b) produz-se um campo eletromagnético aplicando a energia de radiofrequência a uma bobine; c) a energia resultante produz eletrões livres; d) os eletrões livres são acelerados pelo campo eletromagnético criando a ionização do Ar; e) o plasma indutivamente acoplado é formado na terminação aberta da tocha de quartzo, na qual se introduz a amostra através de um injetor (adaptado de Thomas, 2001a).

A-4.1.3. A interface

A interface constitui um módulo de sistema de LA-ICP-MS em que o plasma que contém os elementos resultantes da ablação passa de uma situação a pressão atmosférica para pressões de aproximadamente 10^{-6} Torr (Thomas, 2004) em situação de vácuo no interior do espectrómetro (Figura A.5).

Os iões existentes no plasma entram a alta velocidade na primeira parte da interface, um cone amostrador, com um orifício circular de 1 mm (feito de materiais altamente condutores, Ni, Cu, Pt ou Al), ao qual está associado um sistema de refrigeração de água devido às altas temperaturas alcançadas (Košler e Sylvester, 2003; Guillong, 2004; Thomas, 2004). Por detrás deste primeiro cone existe uma bomba de vácuo com capacidade para atingir 10 a 30 Pa (Guillong, 2004). Os iões incidem seguidamente num outro cone, mais pequeno e pontiagudo (Thomas, 2004), o cone de filtragem, com um orifício mais pequeno (0,8 mm) e, por trás do

qual existe outra bomba de vácuo que permite manter pressões de 0,1 Pa (Guillong, 2004). A este segundo cone apenas chega 1% da amostra inicial, sendo o feixe de iões ainda modificado por um sistema de lentes eletrostáticas, entrando finalmente no analisador de massa (Košler e Sylvester, 2003). Estas lentes constituem o que alguns autores chamam ótica iónica (“ion optics”) que transfere os iões do plasma para o interior do analisador de massa em vácuo (Thomas, 2004). O modo como esta parte do sistema foi concebido permite que os fotões e outras espécies neutras do plasma sejam removidas do feixe de iões (Guillong, 2004) evitando instabilidades de sinal e aumentando o sinal de fundo (Thomas, 2004).

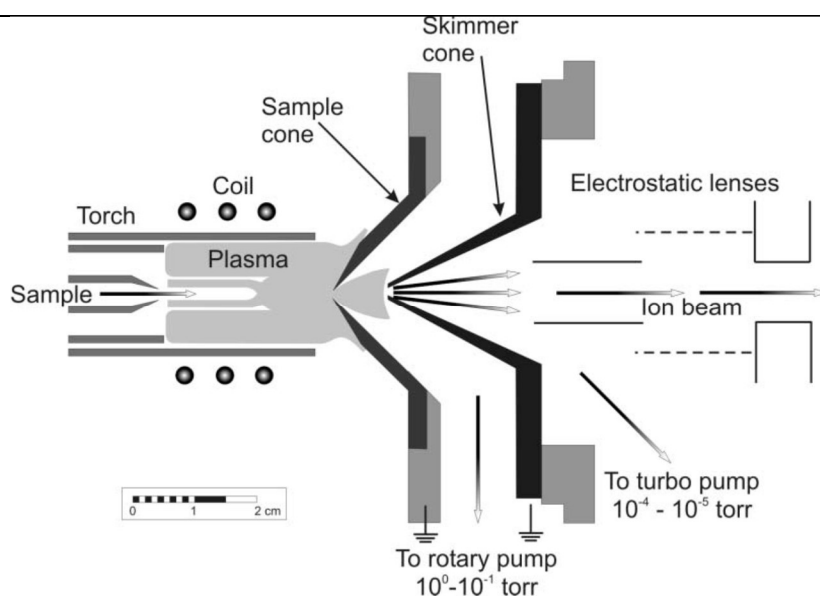


Figura A.5 – Secção esquemática da interface ICPMS com tocha de plasma (Adaptado de Košler e Sylvester, 2003).

A-4.1.4. Espectrómetros de massa

O funcionamento básico dos espectrómetros de massa é caracterizado pelo uso de um campo elétrico ou magnético que cria uma força que é depois aplicada a partículas com carga. O movimento destas partículas, iões nomeadamente, é descrito pela Lei da Força de Lorentz e pela 2ª Lei de Newton (e.g. Rubakhin e Sweedler, 2010):

$$\mathbf{F} = q(\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad \text{Lei da Força de Lorentz}$$

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a} = m \frac{d\mathbf{v}}{dt} \quad \text{2ª Lei de Newton}$$

em que F é a força aplicada ao ião, q é carga iónica, E corresponde ao campo magnético, $v \times B$ é o vetor resultante do produto da velocidade do ião e do campo magnético aplicado, m é a massa do ião e a é a aceleração, que é também a derivada da velocidade no tempo.

Juntando as duas equações obtém-se a equação:

$$\left(\frac{m}{q}\right) \mathbf{a} = \mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}$$

que constitui a base teórica generalista dos espectrómetros de massa, cuja função é separar os iões em função da razão de massa por carga (m/q), no espaço e no tempo.

De um modo geral os espectrómetros de massa são constituídos por 4 partes principais: i) fonte de iões, ii) filtro de massa, iii) sistema detetor e iv) vácuo (Košler e Sylvester, 2003). Há uma grande variedade de modelos de espectrómetros de massa, mas em termos de método de funcionamento existem 3 tipos, que diferem entre si dependendo do filtro de massa utilizado, nomeadamente: i) ICP-MS de frequência quádrupla, ii) ICP-MS com sector magnético e iii) ICP-MS “time-of-flight”. O detetor usado tanto pode ser um detetor único ou um multi-detetor. A diferença entre os sistemas referidos é basicamente o modo como os iões são separados no espaço e no tempo (Guillong, 2004).

No design de um espectrómetro de massa são especialmente importantes o tipo de filtro de massa e o sistema de deteção utilizados, com influência direta na gama de aplicações geológicas com que podem ser utilizados e na precisão analítica requerida. O ICPMS de sector magnético corresponde ao tipo utilizado neste trabalho (Figura A.6).

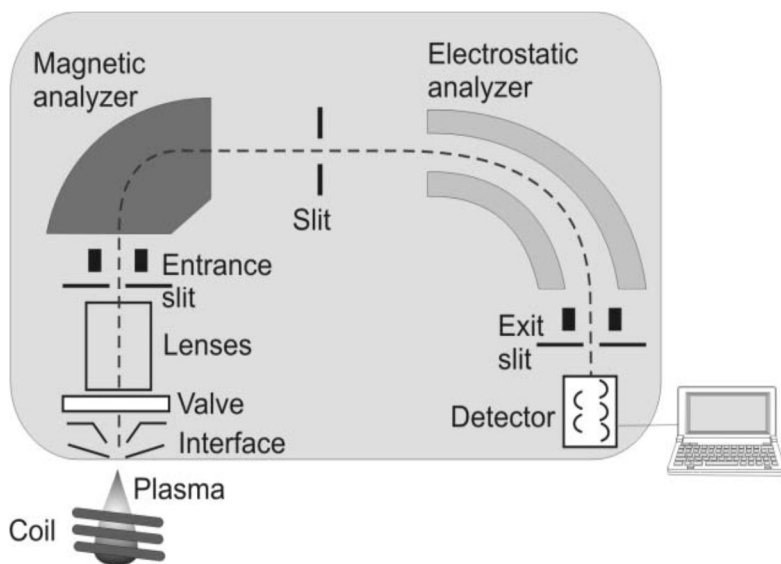


Figura A.6 – Esquema de um colector ICPM de sector magnético simples, de geometria inversa e de dupla focagem (Adaptado de Košler e Sylvester, 2003).

O filtro de massa usado pelo ICPMS de setor magnético baseia-se precisamente na criação de um campo magnético mantido por um eletroímã que vai exercer a sua influência sobre o feixe de iões. Os iões quando são sujeitos ao campo magnético, no qual entram por um

primeiro filtro após a passagem pela interface, apresentam uma atitude dispersiva de acordo com a sua massa e energia (Thomas, 2001b), sendo a deflexão função da intensidade do campo magnético e da massa (Košler e Sylvester, 2003). Na configuração simples o íman e o filtro de massa permitem a extração de íons para o detetor mas, pode ser usado o íman combinado com um filtro electrostático (focagem dupla) colocado antes do íman (configuração standard) ou depois do íman (configuração inversa), o que facilita a separação dos íons de acordo com a sua energia cinética (Thomas, 2001b; Košler e Sylvester, 2003).

O filtro electrostático sendo apenas dispersivo em relação à energia dos íons, direciona-os para o filtro de saída e para o detetor. Quando a magnitude da energia entre o íman e o analisador electrostático é igual e de direção oposta são focados os dois ângulos dos íons (primeira focagem) e as respetivas energias (segunda focagem) (Thomas, 2001b; Thomas, 2004).

As medições realizadas com sector magnético são uma a duas ordens de magnitude mais precisas que as realizadas com o de frequência quádrupla devido à maior facilidade de leitura dos picos de massa planos do primeiro método em relação aos picos de massa gaussiano do segundo (Košler e Sylvester, 2003). Por outro lado, os ICP-MS de sector magnético são mais lentos, com um tempo de leitura da ordem dos 400-500 ms comparáveis aos cerca de 100 ms (Thomas, 2001b) do ICP-MS de frequência quádrupla.

As precisões obtidas pelos detetores simples, tanto de sector magnético como de frequência quádrupla, podem ser melhoradas construindo sistemas mais elaborados como por exemplo a montagem de vários coletores ICP-MS (Košler e Sylvester, 2003). A utilização de multicolectores favorece determinações mais rápidas com resoluções espaciais a uma escala de microns (Gehrels et al., 2006). Também o uso de múltiplos detetores aumenta a precisão das razões isotópicas (Guillong, 2004). Mais recentemente Hirata (2012) refere novos instrumentos de deflexão de íons que utilizam um varrimento rápido da massa, que equipados num espectrómetro de sector magnético melhora grandemente a precisão das razões isotópicas medidas.

A-4.1.5. Detetores

No final dos anos 90 e início do século, os ICP-MS eram equipados com um único detetor, nomeadamente um multiplicador de eletrões ou então o(s) copo(s) de Faraday (Košler e Sylvester, 2003; Thomas, 2004). O multiplicador de íons (Channeltron ®) é uma estrutura cónica em vidro que gera eletrões a partir dos íons com os quais colidem; a parte frontal do cone tem um potencial negativo para o qual são atraídos os íons, que ao colidirem com a superfície geram íons secundários de forma continuada, gerando um pulso com milhões de eletrões

(Thomas, 2004). É este pulso que é detetado e lido digitalmente, embora a grande velocidade do fenómeno criado não seja acompanhada por uma leitura eficiente (Thomas, 2004).

O copo de Faraday é um elétrodo metálico simples em que a voltagem não é lida, não devendo ser utilizados individualmente, mas sim em conjunto com o “channeltron” (Thomas, 2004). Existem outras variantes testadas por outros autores que incluem a utilização de um sistema com 9 copos de Faraday (Willigers et al., 2002; Dickinson e Gehrels, 2003) de modo a recolherem todos os isótopos de interesse. Simonetti et al. (2005) vai mais longe ainda ao utilizar um novo bloco coletor com três contadores de iões e doze copos de Faraday. O detetor com copo de Faraday é ainda utilizado nalguns ICP-MS de setor magnético onde está incluído um sistema de deteção multicoletor (Thomas, 2004).

Mais recentemente estes designs foram substituídos por um multiplicador de filme ativo, também designado multiplicador eletrónico discreto de dinodos (Thomas, 2004). Neste método os eletrões são levados a colidir continuamente com os dinodos libertando iões secundários e formando um pulso de eletrões capturado pelo ânodo (Thomas, 2004). Hirata (2012) refere novos sistemas duplos ou triplos de deteção de iões envolvendo combinações de um multiplicador de contagem de iões com coletores de carga integrados de Faraday.

O espectrómetro utilizado nesta investigação tem a designação comercial *Thermo-Scientific Element 2 XR sector field*, ao qual foi acoplado um sistema de laser New Wave UP-193 Excimer. As características técnicas mais específicas deste modelo encontram-se descritas em <https://www.thermoscientific.com/content/dam/tfs/ATG/CMD/CMD%20Documents/BR-30027-ELEMENT-2-and-ELEMENT-XR-Brochure.pdf> (em 14-11-2014).

A-4.2. FONTES DE ERRO DO MÉTODO E ESTRATÉGIAS DE MITIGAÇÃO

As razões isotópicas e elementares obtidas num espectrómetro de massa são quase sempre estimativas mais ou menos enviesadas dos valores reais (Meija et al., 2009). Existem 2 grandes conjuntos de fatores que são geradores de fontes de erro ou de desvios quando se procede à análise de uma amostra por ablação laser. Por um lado existem os desvios relacionados com a discriminação de massa e por outro os relacionados com o fracionamento elementar e isotópico e, para os quais existem diferentes métodos de correção.

A-4.2.1. Discriminação de massa

A discriminação de massa, também designado por desvio de massa corresponde ao grau de variação com que a eficiência do transporte de iões é afetada pela massa dos mesmos

(Thomas, 2004), ou seja, tem a ver com a velocidade do transporte da carga espacial dos íons (Meija et al., 2009) no instrumento e, portanto, com uma transmissão inconstante do feixe laser para o ICP-MS (Albarède e Beard, 2004). Sendo um fenômeno dependente da massa a discriminação da mesma favorece os isótopos mais pesados (Maréchal et al., 1999). Este fenômeno afeta todos os espectrômetros de massa, embora as correções aplicadas e o contínuo aumento das capacidades tecnológicas tendam a diminuir a sua influência.

Este desvio é dependente do tempo (Andrén et al., 2004) e mantém-se constante durante, pelo menos, o período de tempo de uma única análise (Košler e Sylvester, 2003) e é considerado proporcional ao quadrado da diferença de massa entre isótopos no material analisado (Maréchal et al., 1999).

Resulta da combinação de diferentes processos na formação do plasma e transporte da amostra, bem como durante a passagem pela região da interface (cones de amostragem e de filtragem), no decurso de extração dos íons do plasma (lentes electroestáticas), transporte dos íons para o espectrómetro (efeito de carga espacial) e de diferentes configurações da instrumentação (Maréchal et al., 1999; Košler e Sylvester, 2003; Malinovsky et al., 2003; Albarède e Beard, 2004; Andrén et al., 2004; Barling e Wels, 2012).

Qualquer fator de perturbação da distribuição dos íons no plasma (Andrén et al., 2004) ou quaisquer efeitos dependentes da massa (Barling e Wels, 2012) são suscetíveis de causar desvios de massa. As variações temporárias do plasma são um fator de perturbação, seja ao nível do gás de transporte, posição da tocha, fornecimento de energia do gerador de radiofrequência, taxa de entrada de amostra no plasma, seja ao nível dos efeitos de matriz (Andrén et al., 2004).

Os chamados *efeitos de matriz* existem sempre que uma técnica analítica origina resultados dependentes da composição química ou da natureza física da amostra, requerendo correção através do uso de uma normalização contra um padrão standard em tudo semelhante à amostra (Sylvester, 2008). Dentro dos efeitos de matriz Albarède e Beard (2004) defendem que apenas os não espectrais (sensibilidade associada à presença de outros elementos) podem afetar os resultados.

A-4.2.2. Fracionamento de isótopos e elementos

O fracionamento elementar e isotópico pode ser definido como “(...) a soma de todos os efeitos não-estequiométricos que ocorrem durante o processo de ablação, transporte para e ionização no ICP” (Guillong, 2004), aumentando com o tempo de ablação (Mank e Mason, 1999). Durante a incidência do laser na amostra o material ablado forma um aerossol, que é depois transportado pelo gás para o ICP-MS, onde é ionizado. O fracionamento ocorre nas 3

etapas podendo ser abordado de duas maneiras (Russo et al., 2004): em função do que ocorre durante um pulso laser e em função do tempo com pulsos laser contínuos. Ocorrera fracionamento se, i) o aerossol formado não for representativo da amostra sólida, ii) se o seu transporte não for eficiente e completo (Davis et al., 2005) e, iii) se a ionização não for completa (Albarède e Beard, 2004).

Os processos de fracionamento relacionados com a ablação, alguns dos quais já anteriormente mencionados ao longo do texto, são influenciados i) pelas características do feixe laser - a radiância, a duração do pulso e o comprimento de onda (Russo et al., 2004); ii) pela ação desse feixe sobre a amostra sólida - profundidade da cavidade de ablação (Mank e Mason, 1999) e vaporização incompleta (Košler e Sylvester, 2003) de partículas com diferentes diâmetros; iii) pelas energias de ionização dos diferentes elementos ablatados (Garcia et al., 2008) e iv) pela formação dos aerossóis (Günther e Koch, 2008).

À medida que decorre a ablação e a profundidade da cavidade vai aumentando, também o fracionamento elementar aumenta (Hirata e Nesbitt, 1995), com alguns elementos refratários a aumentar de forma bastante significativa, como o Pb, enquanto os elementos mais voláteis, mais ricos na zona superficial, são removidos da região amostrada (Eggins et al., 1998; Mank e Mason, 1999). Borisov et al. (2000) defendem que a razão profundidade/diâmetro da cavidade de ablação afeta o grau de fracionamento, com a irradiância a diminuir com o aumento da profundidade, influenciando portanto a qualidade da ablação. Aqueles autores afirmam mesmo que quando aquela razão é superior a 6, a razão Pb/U começa a subir. Horn et al. (2000) mostram que o fracionamento elementar é, aproximadamente, uma função linear da profundidade da cavidade de ablação, inversamente proporcional ao diâmetro da mesma cavidade e independente da matriz da amostra. Em termos de processos, Eggins et al. (1998) defendem um mecanismo fototermal no início da ablação para um mecanismo dominado pelo plasma à medida que aumenta a profundidade.

A ablação é mais eficiente e portanto o fracionamento é menor se os pulsos laser e os comprimentos de onda forem curtos (Russo et al., 2004). Num pulso com a duração de fentosegundos nem chega a existir fusão e vaporização, já que a energia do laser afeta a amostra antes de ser atingido um equilíbrio térmico (Russo et al., 2004) o que se pode traduzir numa eficiência de transporte próxima de 100% (Garcia et al., 2008). Deve realçar-se que durante um pulso a massa de ablação produzida e o tamanho das partículas resultantes não é exatamente o mesmo que nos pulsos anterior e subsequente (Russo et al., 2004). O fracionamento ocorre nos pulsos de laser iniciais até as razões elementares atingirem um valor assintótico estequiométrico independente da fluência do laser (Garcia et al., 2008); segundo os mesmos

autores esta situação de equilíbrio é atingida utilizando vários pulsos ou apenas um de grande fluência. Guillong (2004) demonstra que durante os primeiros 20 s de ablação a razão U:Th decresce, aumentando acima dos 300 s quando atinge valores críticos da razão diâmetro/profundidade da cavidade, causando então fracionamento (neste caso induzido pelo laser).

No que respeita à influência do gás de transporte, Munk e Mason (1999) defendem ocorrer menor fracionamento quando é usado o He comparativamente ao Ar para uma mesma cavidade com igual razão diâmetro/profundidade.

Na fonte ICP pode ocorrer fracionamento se a ionização de todas as partículas não for conseguida, uma vez que é necessário que o seu diâmetro seja adequado e ainda que a temperatura de ionização no plasma se mantenha constante (Garcia et al., 2008).

Desde o início do aparecimento da técnica de datação por LA-ICP-MS que a fracionamento se tornou o fator de maior preocupação na obtenção de dados de qualidade. Muitos autores desenvolveram metodologias, equipamento e estratégias para diminuir, controlar e calcular analiticamente o fracionamento (e.g. Frei e Gerdes, 2009). Algumas dessas estratégias (e.g. Eggins et al., 1998; Guillong, 2004; Sylvester, 2008) estavam dirigidas para o funcionamento do laser (Hirata e Nesbitt, 1995; Jackson et al., 1996, citados em Košler e Sylvester, 2003; Hirata, 1997), para o movimento da platina sob o feixe (Li et al., 2001), ao nível do gás de transporte (Jackson, 2001, citado em Košler e Sylvester, 2003; Hirata, 2003) e das características da ablação (Gehrels et al., 2006; Garcia et al., 2008).

A-4.3. MÉTODOS DE CORREÇÃO DO FRACIONAMENTO E DOS DESVIOS DE MASSA

Como foi anteriormente referido existem desvios entre os valores reais e os valores obtidos pelo ICP-MS, devidos a fracionamento elementar (provocado pela ablação, pelo transporte da amostra e por processos de ionização) e a desvios de massa. Tais desvios podem e devem ser corrigidos utilizando diversas técnicas desenvolvidas e aperfeiçoadas ao longo das últimas 2 ou 3 décadas. As correções necessárias requerem uma combinação de diferentes procedimentos sintetizados em Jackson et al. (2004):

- i) Otimização por um padrão externo, que corrige tanto os desvios de massa como o fracionamento elementar;
- ii) ablação do tipo varrimento, utilizada com o procedimento (i) ou (iv) para correção do desvio de massa do instrumento;
- iii) correção empírica do fracionamento elementar, que usado com o procedimento (iv) corrige também os desvios de massa;
- iv) introdução de uma solução aerossol seca (TI/²³⁵U ou ²³⁵U) adicionada ao material ablado existente no fluxo de gás, corrigindo para os desvios de massa,

sendo utilizado conjuntamente com todos os procedimentos anteriores para corrigir o fracionamento relacionado com a ablação.

Frei e Gerdes (2009) utilizando os procedimentos de Jackson et al. (2004), Tiepolo (2003), Košler e Sylvester (2003) entre outros, apresentam a seguinte estratégia: 1) padronização externa de matriz usando um zircão de referência; 2) parâmetros de ablação estáveis entre amostra e padrão; 3) utilização de uma célula de ablação de baixo volume; 4) utilização do He como gás de transporte; 5) correção do fracionamento U-Pb pelo método da interceção, adiante referido e 6) correção do Pb comum usando o sinal de fundo e de interferência do ^{204}Pb .

A-4.3.1. Fracionamento elementar de Pb/U

O fracionamento elementar é uma fonte de erro relevante em datações de zircão (Košler e Sylvester, 2003) por LA-ICP-MS e, sem uma determinação precisa da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, nem o grau de concordância de zircões individuais pode ser avaliado nem os zircões mais recentes (Fanerozoico) podem ser datados com precisão (Li et al., 2001). Košler e Sylvester (2003) demonstram claramente esta questão nas Figuras A.7 e A.8, onde se pode observar as razões de Pb/U medidas num ponto de um cristal de zircão durante 180 s de ablação para situações com e sem fracionamento. No gráfico da Figura A.7 é clara a variação da razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ entre o início da ablação, com um valor cerca de 2 e o final da mesma onde se atinge um valor na ordem dos 6. Em termos de idade isotópica, esta variação de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ equivale a uma diferença temporal de quase 10^9 anos (Košler e Sylvester, 2003). É portanto necessário conhecer este comportamento dos elementos e criar técnicas que permitam eliminar ou controlar estes desvios.

Uma estratégia de correção das razões isotópicas é usar um cristal de zircão como padrão, necessariamente externo às amostras a estudar e de idade conhecida e rigorosamente determinada. Existem diversos cristais de zircão utilizados como padrão como o Temora, o 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), Mud Tank (Black e Gulson, 1978), GJ-1, UQ-Z (Machado e Gauthier 1996), entre outros (citados em Jackson et al., 2004). A partir da idade conhecida do zircão padrão pode ser derivado um fator de correção que é depois aplicado, antes e depois, aos dados das razões Pb/U obtidas da amostra de idade desconhecida. Košler e Sylvester (2003) indicam que o fator de correção é “(...) calculado como uma proporção do valor conhecido ($R(\text{std})_{\text{true}}$) e dos valores médios ($R(\text{std})_{\text{meas}}$) medidos para o padrão (Košler e Sylvester, 2003). As razões de Pb/U corrigidas para a amostra ($R(\text{sam})_{\text{true}}$), podem em seguida ser deduzidas das razões medidas na amostra ($R(\text{sam})_{\text{meas}}$)” segundo a equação:

$$R(\text{sam})_{\text{true}} = R(\text{sam})_{\text{meas}} * [R(\text{std})_{\text{true}}/R(\text{std})_{\text{meas}}]$$

Para os mesmos autores deve ser realizada uma correção prévia para a deriva do instrumento requerendo ainda que não haja efeitos de matriz nas razões Pb/U e nos dados isotópicos de Pb entre o padrão e a amostra e, que ocorra uma constância dos parâmetros do ICP-MS (Košler e Sylvester, 2003).

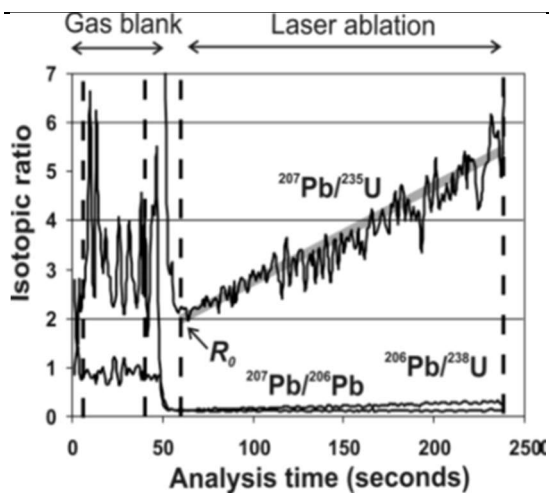


Figura A.7 – Exemplo de um sinal com fracionamento de um único ponto de ablação em zircão (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).

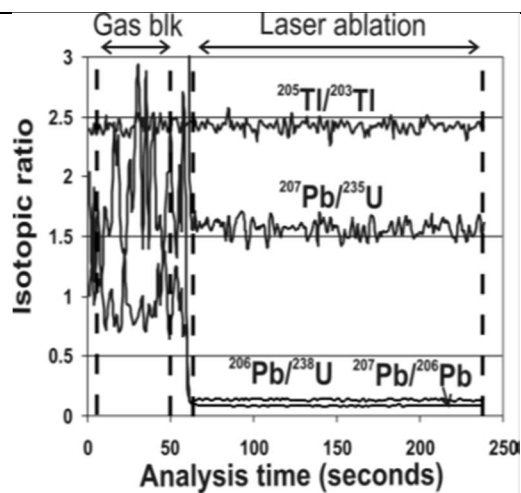


Figura A.8 – Exemplo de um sinal de ICPMS sem fracionamento (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).

Jackson et al. (2004) utilizam um cristal de zircão como padrão externo (GJ-1) devido aos efeitos de matriz esperados, utilizando-o para calibrar direta e simultaneamente os desvios de massa e o fracionamento elementar contra outros zircões também reconhecidos como padrões. Criaram então uma sequência iniciada por duas leituras no padrão GJ-1, seguidas por outras duas em 2 outros zircões também usados como padrão e, quase concordantes, o 91500 e o Mud Tank, novamente 2 leituras no padrão GJ-1 seguindo-se então 10 leituras em amostras desconhecidas e novamente mais 2 leituras no GJ-1. Os resultados obtidos, num espectrómetro de frequência quádrupla indicaram precisões (2 rsd) de 2 a 4% (Jackson et al., 2004).

Horn et al. (2000) desenvolveram um procedimento matemático com o objetivo de corrigir tanto o fracionamento elementar induzido pelo laser como a discriminação de massa, baseado na combinação da amostra sólida com uma solução de nebulização líquida de ^{235}U . Esta combinação permitiu aos autores corrigir os desvios de massa para qualquer matriz e o fracionamento elementar, desde que se mantenha a densidade de energia no ponto de ablação e o tamanho do ponto, produzindo cavidades cilíndricas. Deste modo existe uma relação linear entre a profundidade da cavidade (gerada com base no número de pulsos de laser aplicados) e a razão medida de Pb/U (Košler e Sylvester, 2003). Horn et al (2000) estabeleceram assim uma correlação positiva entre a profundidade da cavidade e o fracionamento e, uma correlação inversa com o diâmetro, definindo um fator de correção que é função do tamanho do ponto e do

número de pulsos laser efetuados (com influencia na profundidade da cavidade de ablação na amostra) permitindo determinar o fracionamento elementar para qualquer tamanho de ponto laser. Este procedimento não tinha ainda em consideração os efeitos de fracionamento causados pelo transporte e pela ionização no ICP-MS. A precisão analítica obtida foi de aproximadamente 2% rsd para os zircões proterozoicos (Horn et al., 2000).

Também Kosler et al. (2002) desenvolveram uma metodologia semelhante à de Horn et al. (2000) mas utilizaram ^{233}U como solução nebulizadora. Como ponto teórico de partida assumem que as razões Pb/U medidas no início da ablação sofrem apenas influência do desvio de massa do instrumento e portanto Kosler et al. (2002) corrigem as razões Pb/U como interceções de ablação zero das linhas de regressão linear dos mínimos quadrados ajustadas às razões isotópicas no tempo. As correções matemáticas, também só para o fracionamento induzido pelo laser, não necessitam de normalização externa, sendo as correções internas, para fracionamento e desvio de massa, responsáveis por eliminar os efeitos de matriz nas razões isotópicas (Kosler et al., 2002). Referem ainda que os resultados obtidos têm precisão *ligeiramente inferior* aos obtidos por SIMS.

Tiepolo (2003) e Tiepolo et al. (2003) realizaram também uma correção conjunta para os dois desvios utilizando o zircão padrão 91500 tendo obtido resultados com precisão melhor que 2% utilizando um espectrómetro de setor magnético, e o pacote *Lamtrace* como software de redução de dados.

Davis et al. (2005) apresentam um método em que utilizam sólidos de referência isotópicos como standards que permitam simultaneamente corrigir os desvios de massa do espectrómetro e os desvios de fracionamento causados pela ablação. Segundo os autores, estes sólidos podem ser utilizados como *standards de idade* e ideais para análises de datação U/Pb.

Mais recentemente Kooijman (2012) utiliza o método de interceção para corrigir o fracionamento induzido pelo laser, e uma correção externa usando um zircão standard, neste caso o GJ-1, para corrigir o fracionamento induzido pelas diferenças de ionização (bem como para os desvios de massa e deriva do instrumento).

A-4.3.2. Correção para desvios de massa

O desvio de massa analítico e as leis e equações que o regem podem ser encontrados em Albarède e Beard (2004). Para corrigir os desvios de massa – que são uma forma de padronização do instrumento podem utilizar-se dois métodos:

- i) Um método de correção externo, que utiliza a medição de um padrão externo de composição isotópica conhecida para corrigir os desvios de massa em relações

isotópicas medidas em amostras desconhecidas (Archer e Vance, 2004; Košler e Sylvester, 2003) seguindo o procedimento de cálculo descrito anteriormente.

- ii) Um método de correção interno, independente da matriz e que utiliza as medições das relações isotópicas conhecidas (*dopante*, Archer e Vance, 2004) ou assumidas na amostra desconhecida, de modo a corrigir as relações isotópicas desconhecidas medidas na mesma amostra (Košler e Sylvester, 2003). Archer e Vance (2004) mostraram ser possível discriminar a massa de diferentes elementos dopando os standards com a matriz, sendo que o uso de isótopos de um único elemento são mais fiáveis na identificação de desvios de massa que elementos de massas diferentes (Barling e Wels, 2012).

Como já foi referido anteriormente, alguns autores utilizaram uma solução traçadora de composição isotópica conhecida, ^{233}U ou ^{235}U entre outras, a qual é nebulizada para o plasma durante a ablação laser (Parrish et al. 1999; Horn et al. 2000; Košler et al. 2002; Košler e Sylvester, 2003). A solução traçadora deve conter isótopos que não estejam presentes na amostra analisada para que a relação isotópica de interesse no traçador não seja perturbada pela composição da amostra (Košler e Sylvester, 2003). Este método, considerado uma extensão ou uma variante de correção interna é usado apenas para corrigir o desvio de massa do instrumento, exigindo algum conhecimento da composição prevista da amostra de modo a escolher a melhor solução traçadora. A correção do fracionamento elementar de Pb e de U induzido pelo laser é corrigido separadamente (Košler e Sylvester, 2003) tal como defendido por Jackson et al. (2004).

A-4.3.3. Correção para o Pb comum inicial

Košler e Sylvester (2003) defendem que os dados de datação de zircões com LA-ICP-MS não justificam correções de Pb inicial porque este ocorre geralmente em proporções muito pequenas, mas podem ser necessárias no caso de alguns zircões ou fases acessórias, monazite, titanite, alanite, rútilo, apatite, xenótimo, entre outros (Košler e Sylvester, 2003). A origem do Pb existente numa análise de ablação laser por ICPMS (Cocherie e Robert, 2008) deve ser proveniente de i) contaminação da montagem, ii) do gás Ar que transporta Pb, seja qual for a pureza do gás e, iii) do próprio zircão, seja por estar presente nos grãos ou na célula estrutural. Os mesmos autores apontam estratégias de mitigação, nomeadamente: no primeiro caso pode ser reduzido rejeitando as primeiras medições, no segundo caso pode ser reduzido usando um filtro de ouro ou de carbono ativo e, no seguinte o branco medido pode ser subtraído dos picos medidos durante a ablação (Cocherie e Robert, 2008).

Williams (1998), Košler e Sylvester (2003) e Cocherie e Robert (2008), entre outros, referem a existência de 3 metodologias para correção do Pb comum: i) o “método 204”, baseado na medição das abundâncias do único isótopo não radiogénico de Pb, ^{204}Pb , o qual tem a desvantagem da quantidade deste elemento nas amostras ser geralmente muito incipiente; ii) o “método 208”, com base no ^{208}Pb , que assume que a razão de Th/U permaneceu inalterada no sistema e que qualquer excesso de ^{208}Pb é atribuído ao Pb normal; este método funciona bem com razões muito baixas de $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ mas não no caso contrário (Williams, 1998); iii) o “método 207”, que utiliza as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para calcular a proporção de Pb comum, e devendo ser usado em amostras que são ou que se supõe serem concordantes. As formulações matemáticas originais para cada método podem ser encontradas em Williams (1998). Kooijman (2012) faz a correção para o Pb comum utilizando a interferência isobárica de ^{204}Hg no ^{204}Pb reduzida com recurso a um coletor de Au.

A-4.4. PRECISÃO E RIGOR DO MÉTODO

A resolução obtida pelo LA-ICP-MS permite identificar e separar todas as interferências espectrais, elementos maiores, menores e traço (Guillong, 2004). A resolução, do ponto de vista espacial, obtida em datações LA-ICPMS é controlada pela quantidade da menor substância analisada, normalmente o ^{207}Pb , e é independente do diâmetro do ponto laser usado, desde que a massa ablada seja a mesma (Košler e Sylvester, 2003).

A precisão e o rigor, ou seja a qualidade dos resultados obtidos pelo método LA-ICP-MS varia de acordo com as características de cada amostra e com a instrumentação durante a aquisição de dados. Assim, é necessário ter em conta fatores como a quantidade de Pb radiogénico originalmente na amostra e, depois, na massa ablada, a quantidade de iões detetados, a estabilidade do sinal, a eficiência e incertezas associadas às correções, entre outros (Košler e Sylvester, 2003).

A referida qualidade dos dados tem obviamente evoluído desde os primórdios da técnica nos anos 80 até ao presente, variando igualmente de toda a experimentação instrumental que tem sido testada desde então. Feng et al. (1993) testou a LA-ICP-MS em 21 zircões também datados por outro método, de ionização térmica (TIMS) e, obteve resultados com cerca de 1% de desvio para zircões $> 60 \mu\text{m}$ e $^{207}\text{Pb} > 3 \text{ ppm}$. Reportam ainda limites de deteção de 0,2 ppm para ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , e uma precisão da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 0,5 a 6% (1σ), com média $< 1,5\%$ (1σ).

Li et al. (2001) utilizando o sistema de ablação com varrimento linear contínuo obtiveram resultados com uma precisão de 1% (zircões com mais de 1000 Ma) e 2-5% (para zircões mesozoicos).

No início da última década, Košler e Sylvester (2003) afirmam que os LA-ICP-MS existentes conseguiam datar zircões com uma precisão de idades na ordem dos 0,5 % (1σ) considerando que as amostras continham algumas dezenas de ppm de Pb e o fracionamento induzido por laser pudesse ser anulado e/ou controlado.

Mais recentemente e com o intuito de testar o rigor do LA-ICP-MS, Klötzli et al. (2009), utilizando um espectrómetro multicoletor de 193 nm testaram cinco zircões de referência, em que um deles, de forma rotativa foi usado como referência e os restantes quatro como desconhecidos. Os resultados mostraram que havia desvios não sistemáticos nas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre -4,35% e 3,08% em relação às idades investigadas, 1065 a 226 Ma (Klötzli et al., 2009). Os autores explicam estes resultados devido a um sinal não uniforme no plasma de Ar (efeito de matriz não espectral) e com a distribuição do tamanho das partículas abladadas, causadores de desvios, concluem que enquanto estes efeitos não estiverem bem conhecidos e controlados será difícil baixar do intervalo de confiança de 3-4%. Portanto, o estado-da-arte inclui ainda 3% (2σ) de incerteza (Klötzli et al. 2009) em utilização rotineira.

Hirata (2012) mostra a intenção de analisar a idade U-Pb em zircões fazendo cavidades de ablação na ordem dos 2-5 μm , em amostras com quantidade de U acima de 100 $\mu\text{g/g}$ (ppb). Faz referência ainda a uma nova geração de lasers óticos que permitirá resoluções melhores que 1 μm .

A-5. Comparação com outros métodos

Como foi referido anteriormente acerca da evolução histórica dos métodos de datação do sistema U-Pb em zircões, são utilizados 2 tipos de metodologias, uma com base na diluição isotópica e outra recorrendo a um micro-feixe “in-situ”. As técnicas correspondentes são, no primeiro caso, a espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS) com diluição isotópica (ID-TIMS) e, no segundo, a microsonda iónica sensitiva de alta resolução de massa (SHRIMP) e a espectrometria de ablação laser com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS). O método LA-ICP-MS já foi anteriormente descrito, mas o ID-TIMS e o SHRIMP serão apenas sumariamente abordados para poderem servir como termo de comparação.

No método ID-TIMS a amostra de zircão é previamente dissolvida com separação do U e do Pb dos restantes elementos utilizando um traçador de isótopos. É assim obtida uma mistura isotópica homogénea que é depois medida num espectrómetro de massa de ionização térmica (Parrish e Noble, 2003). Mais detalhadamente e, referindo os protocolos mais recentes, os zircões são sujeitos a abrasão de ar (Krogh, 1982), lavados em HNO_3 diluído, seguido de um banho de ultrassons em água ionizada e acetona, pesagem, adição do isótopo traçador (isótopos

artificiais, ^{202}Pb - ^{205}Pb - ^{235}U) e em seguida dissolvidos em HF e HNO_3 em cápsulas de Teflon a 180-190°C durante 0,5-5 dias (Kryza et al., 2012; Augland et al., 2012). O resíduo é analisado num espectrómetro de ionização térmica, os resultados são sujeitos ao rol de correções anteriormente referidas (e.g. ROMAGE) e os dados tratados com recurso a *software* específicos (e.g. ISOPLOT). O método ID-TIMS é um dos mais exatos e precisos sendo relativamente insensível aos rendimentos químicos ou à sensibilidade espectrométrica da massa (Parrish e Noble, 2003). Mas também existem fontes de incerteza (Bowring e Schmitz, 2003): i) erro de medição, incluindo incerteza no fracionamento de massa e na linearidade do sistema de deteção de iões, ii) correção de Pb comum, incluindo o branco analítico e o Pb inicial comum presentes no zircão, iii) calibração do traçador U/Pb, iv) incertezas das constantes de decaimento de U e iv) efeitos de desequilíbrio nas séries de U.

O método SHRIMP é uma variante do mais generalizado método de espectrometria de massa de iões secundários (SIMS). O princípio básico assenta na criação de uma feixe de iões que ao atingir a superfície polida da amostra origina uma pulverização catódica (ablação) de átomos e moléculas e conseqüente ionização com a produção de iões secundários (Williams, 1998; Ireland e Williams, 2003). Estes iões secundários, que refletem a composição original da amostra são então analisados por espectrometria de massa (Boggs e Krinsley, 2006). A microsonda de iões de alta resolução (SHRIMP) inclui um feixe de iões de oxigénio produzido num cátodo frio *Duoplasmatron* selecionando as espécies de iões primários através de um filtro de massa, sendo os iões secundários extraídos a -10KV e amostrados num monitor de feixe (Ireland e Williams, 2003). Também este método requiere procedimentos de correção, com *software* específico (Lanc, 2008). Tal como o LA-ICP-MS, este método também utiliza um cristal de zircão como padrão para calibração e correções.

A comparação de resultados obtidos pelos 3 métodos tem sido uma constante ao longo das últimas duas décadas, (e.g. Neal et al., 1995), no entanto, e, mesmo com o constante desenvolvimento tecnológico e científico no sentido de minorar “os pontos fracos” de cada técnica, a grande generalidade dos autores concorda nos seguintes aspetos: o ID-TIMS e o SHRIMP são aqueles que oferecem melhores precisões de resultados, especialmente o primeiro, e o LA-ICP-MS é aquele que permite datar grande número de amostras num curto espaço de tempo e com custos muito inferiores.

Os quadros seguintes mostram as diferenças mais significativas entre os métodos, por um lado entre as diferentes técnicas de datação (LA-ICP-MS vs ID-TIMS – Tabela A.1) e por outro entre os dois métodos “in-situ” (LA-ICP-MS vs SHRIMP – Tabela A.2):

Tabela A.1 – Vantagens e desvantagens do LA-ICP-MS em relação ao ID-TIMS

Vantagens	<ul style="list-style-type: none">• Ionização eficiente da maioria dos elementos.• Operação do instrumento em modo estacionário (permite controlo total do fracionamento de massa).• Grande resolução espacial, permitindo análises <i>in-situ</i> em vários locais do mesmo cristal, identificando heterogeneidades de idade.• Datação de cristais complexos (zonamentos e núcleos metamórficos).• Técnica menos destrutiva da amostra.• Grande sensibilidade.• Baixos limites de deteção.• Grande rapidez na aquisição de dados.• Menores custos de funcionamento.
Desvantagens	<ul style="list-style-type: none">• Grande fracionamento de massa – embora constante ao longo do procedimento de aquisição de dados, não deixa de ter um valor significativo, influenciado pelos efeitos de matriz.• Interferências isobáricas – resultantes da fonte de iões do plasma que gera espécies moleculares indesejadas provenientes dos gases atmosféricos e do próprio plasma.• Forma imperfeita do pico (não apresenta o topo do pico plano) – requiere a incorporação de um filtro electroestático ou de uma célula de colisão devido ao largo espectro de energias cinéticas dos iões.• Precisão analítica inferior, numa ordem de grandeza.• Não é apropriado para datação de eventos pontuais e de curta duração no tempo.• Necessita de um zircão standard.

(e.g. Scott e Gauthier, 1996; Becker, 2002; Ireland e Williams, 2003; Albarède e Beard, 2004; Itzuka e Hirata, 2004; Frei e Gerdes, 2009; Peytcheva e von Quadt, 2011; Kooijman, 2012)

No primeiro caso o ID-TIMS oferece dados de maior precisão, especialmente se forem aplicados a eventos muito curtos no tempo. No entanto o LA-ICP-MS é muito mais rápido, mais económico e permite seleccionar zonas a amostrar no interior de um cristal. No segundo comparativo, continua a sobressair a rapidez de aquisição de dados e os custos de operação embora sacrificando a precisão dos resultados.

Tabela A.2 - Vantagens e desvantagens do LA-ICP-MS em relação ao SHRIMP (SIMS)

Vantagens	<ul style="list-style-type: none">• Menor tempo de aquisição (ideal para estudos de proveniência).• Menor custo de funcionamento.• Grande potencial em análises de reconhecimento.• Mais eficiente e expedito.• Mais produtivo em zircões detríticos.• Ideal para datar minerais ricos em U.
-----------	---

Desvantagens	<ul style="list-style-type: none">• Cavidades com maior diâmetro e profundidade.• Menor precisão.• Maior quantidade de material por análise.• Fracionamento dependente da matriz.• Estruturas internas complexas a escalas de alguns μm.• O TIMS é preferível para datar zircões muito jovens.
--------------	---

(e.g. Hirata e Nesbitt, 1995; Košler e Sylvester, 2003; Cocheirie e Robert, 2008; Ireland, 2008; Sylvester, 2008; Kapitonov et al., 2008; Kooijman, 2012)

Com o estado da arte de 2003, Košler e Sylvester (2003) mostram algumas diferenças numéricas entre os métodos *in-situ* (LA-ICP-MS e SIMS), no que respeita à resolução espacial e qualidade dos dados obtidos num cristal de zircão (Tabela A.3).

Tabela A.3 - Comparação LA-ICP-MS vs SHRIMP (SIMS) em termos de resolução e qualidade dos dados (Košler e Sylvester, 2003)

SIMS	LA-ICP-MS
<ul style="list-style-type: none">• Ponto com 10-20 μm• < 2 μm profundidade• Aprox. 30 minutos por análise• Precisão (2σ) de 0,5-5%	<ul style="list-style-type: none">• Ponto com 30-60 μm• 10-20 μm profundidade• Aprox. 4 minutos por análise• Precisão (2σ) de 1-10%

O SIMS tem a vantagem de a quantidade de material a analisar (~ 2 ng por análise) e a profundidade de amostragem que é requerida ser muito mais pequena do que por LA-ICP-MS (Figura A.9), além de a precisão ser também muito superior. O SIMS torna possível analisar grãos muito reduzidos ou domínios dentro de grãos zonados, o que facilita a interpretação de histórias termais complexas (Ireland e Williams, 2003). O LA-ICP-MS necessita de tempos de aquisição de dados muito menores, além de ser de mais fácil acesso à comunidade geológica (Košler e Sylvester, 2003).

Tendo em conta a evolução constante dos equipamentos e procedimentos, a Tabela A.4 mostra um comparativo das características técnicas e funcionais dos mais recentes avanços tecnológicos entre o LA-ICP-MS, o ID-TIMS e o SHRIMP.

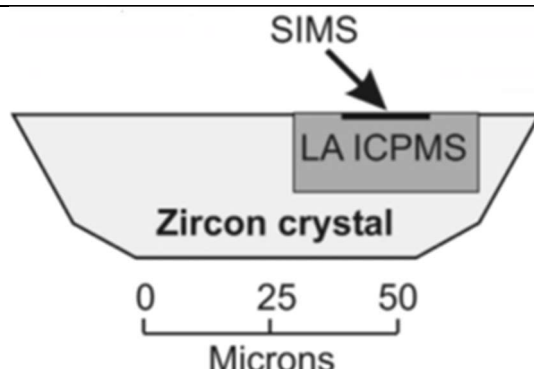


Figura A.9 – Resolução espacial de uma seção de zircão quando analisada por SIMS e por LAICPMS em secção (adaptado de Košler e Sylvester, 2003).

Em muitos estudos começaram a ser usados mais do que um método de datação de zircões, o LA-ICP-MS como fonte de aquisição de dados em quantidade e rapidez para definir populações de idade e, depois, o SHRIMP ou o ID-TIMS para datar com precisão grãos particulares (Košler e Sylvester, 2003). Por exemplo, Cocherie et al. (2009) e He et al. (2009) usam uma abordagem mista de LA-ICP-MS e SHRIMP para datar zircões provenientes de materiais e rochas vulcânicas. Também Georgiev et al. (2012) usam a LA-ICP-MS e o ID-TIMS para obter resultados em zircões magmáticos. Com base na comparação do LA-ICP-MS com o ID-TIMS, Peytcheva e von Quadt (2011) definem o LA-ICP-MS como a técnica de eleição desde que quem a utiliza aceite erros na ordem dos 2-8%. Košler e Sylvester (2003) afirmam que a fiabilidade dos dados para estudos de proveniência sedimentar é aceitável num intervalo de concordância de 5-10% (citando Sircombe, 2000), na forma de diagramas de probabilidade cumulativa de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, não existindo entre a comunidade científica um teor-de-corte estabelecido para a rejeição de dados obtidos.

O desenvolvimento de novos instrumentos com novas tecnologias poderá aumentar o potencial da técnica LA-ICP-MS e, segundo Hirata (2012), sendo atualmente o método ideal para estudos de reconhecimento, e num futuro próximo permitirá a aquisição de dados com qualidade semelhante ao SIMS e particularmente ao mais recente nano-SIMS.

Por tudo o que foi referido atrás, justifica-se a utilização do LA-ICP-MS como o método de datação mais apropriado para os objetivos deste trabalho pelas razões apontadas: i) ideal para estudos de proveniência em zircões (Corfu, 2013); ii) maior facilidade de

disponibilidade dos laboratórios prestadores do serviço; iii) aquisição rápidas de muito dados; e iv) custos relativamente baixos.

Tabela A.4 - Características técnicas recentes dos métodos de datação em zircão			
Critério	LA-ICP-MS (1)	ID-TIMS (1)	SHRIMP (2)
Resolução espacial	<ul style="list-style-type: none"> • Cavidade de 10-60 μm de diâmetro; • Profundidade de 5-20 μm; 	<ul style="list-style-type: none"> • Dissolução de um único grão ou parte dele; 	<ul style="list-style-type: none"> • Cavidade de aprox. 20 μm de diâmetro; • Profundidade de aprox. 2 μm;
Preparação da amostra	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Mounts</i> de zircão de 1-10 amostras com 20-40 grãos; • <i>Mounts</i> com 120 zircões (para estudos de proveniência); • Imagens de CL ou de BSE; 	<ul style="list-style-type: none"> • Laboratório limpo; • Abrasão química; • Dissolução; • Separação U-Pb (10-14 dias para 2-6 zircões) 	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Mounts</i> 30-40 grãos (magmáticos); 40-60 metamórficos ou 200 (sedimentares) • Imagens de CL ou de BSE;
Tempo de análise	<ul style="list-style-type: none"> • 2-3 Minutos para aquisição; • 5-10 Minutos redução de dados; 	<ul style="list-style-type: none"> • 3-4 Horas de aquisição; • 5 Minutos processamento; 	<ul style="list-style-type: none"> • 12-16 Minutos para aquisição de dados
Precisão e exatidão	<ul style="list-style-type: none"> • Precisões de 2-8% por análise (2σ); • Exatidão moderada. 	<ul style="list-style-type: none"> • Precisão de 0,1-0,3%; • Grande exatidão. 	<ul style="list-style-type: none"> • Precisão de 1%
Custos por amostra	<ul style="list-style-type: none"> • Relativamente baixo 	<ul style="list-style-type: none"> • Mais caro 	<ul style="list-style-type: none"> • Mais caro

(1) (Peytcheva e von Quadt 2011)

(2) (Armstrong et al, 2006; Berezhnaya et al., 2008; Williams e Matukov, 2008; Wingate e Kirkland, 2012)

A-6. Especificidades na datação de grãos de zircão

A-6.1. FONTES DE ERRO EM ZIRCÕES DETRÍTICOS

As fontes de erro que afetam os estudos de zircões em geral e de zircões detríticos em particular, desde a amostragem até à interpretação dos resultados de geocronologia, estão relacionados com três aspetos (Malusà et al., 2013):

- i) os processos naturais de erosão, transporte e sedimentação que incluem uma série de parâmetros suscetíveis de selecionar e condicionar o comportamento dos grãos e por conseguinte a sua disponibilidade para serem amostrados; a chamada fertilidade do zircão e os pressupostos que afetam a sua utilização em estudos de proveniência (Moecher e Samson, 2006) descritos no Cap. II.3.1.;
- ii) todo o fator humano presente desde a colheita da amostra até à realização das análises de geocronologia, passando por diferentes e complexas fases laboratoriais, como sejam as diferentes fases de separação mineralógica, a seleção individual dos grãos a analisar e a seleção dos alvos em cada grão;
- iii) a qualidade dos dados e a sua interpretação, incluindo o nível de concordância que é aceite para trabalhar os dados e ainda a interpretação de curvas de análise de dados feitas por diferentes *softwares*.

Em relação ao nível de cut-off de concordância não deve ser usado nem um valor muito restritivo que possa eliminar ou diminuir drasticamente uma determinada população, nem muito abrangente que se traduza num conjunto de dados de fraca qualidade (Sircombe, 2000).

A-6.2. NÚMERO DE GRÃOS A ANALISAR

A questão do número de grãos a analisar numa amostra está também relacionada com o fator precisão. O primeiro aspeto a ter em conta será sem dúvida a quantidade de grãos de zircão existente numa amostra. Se essa quantidade for reduzida então terão que ser todos utilizados; caso contrário uma seleção criteriosa terá que ser realizada e estabelecido um número de referência.

Dodson et al. (1988) estimou que um número de cerca de 60 grãos é necessário para se ter 95% de confiança que uma população representada por 5% da amostra é detetada. Também Vermeesch (2004) defende que o número de grãos a utilizar está relacionado com a maior ou menor probabilidade de perder uma fração, também maior ou menor, da população de zircões (Tabela A.5). Para o autor referido a situação ideal é aquela em que para se ter a certeza com

95% de confiança de que nenhuma fração da população com mais de 5% não tenha sido perdida serão necessários 117 grãos.

Outro exemplo de Vermeesch (2004): se se pretende ter uma certeza também com 95% de confiança que não se perde uma população com mais de 10%, estão deverá selecionar-se 51 grãos. Andersen (2005) aborda a questão de maneira mais prática, defendendo que basta uma quantidade de grãos entre 35-70 para atingir 95% de probabilidade de ser detetada uma população num intervalo de 1-2%. O valor mínimo de 35 análises referido por Andersen (2005) diz respeito à situação em que a probabilidade de encontrar pelo menos um grão de uma população com 1% é de 50%. Sláma e Kosler (2012) confirmaram este valor de Andersen (2005) em amostras das montanhas Highlands da Escócia, tendo ainda concluído que uma população representada por 5% de grãos da população foi identificada ao fim de 21 análises.

Tabela A.5 – Numero de grãos (k) necessários em função da probabilidade (p) de não identificar pelo menos uma subpopulação \geq que f (adaptado de Vermeesch, 2004).

<i>p</i> (%)	<i>f</i>			
	0.02	0.05	0.1	0.2
<i>k</i> :				
2	387	135	59	25
5	341	117	51	21
10	306	103	44	18
20	269	89	37	15
50	214	67	27	10

Em função do que foi dito é apropriado estabelecer para cada amostra o objetivo de realizar duas séries de 60 dados, totalizando 120 análises, desde que a abundância de zircão na amostra seja suficiente para atingir este número, o que nem sempre aconteceu no presente estudo.

A-7. Procedimentos laboratoriais de separação de minerais pesados

A-7.1. SEPARAÇÃO DE ZIRCÃO

A separação de minerais pesados foi realizada utilizando os métodos tradicionais de separação granulométrica dos grãos constituintes, separação gravimétrica e separação magnética, tal como descrito por diferentes autores (e.g., Mange e Maurer, 1992). No entanto e, como realça Andersen (2005), para que os resultados tenham significado do ponto de vista geológico, a distribuição dos zircões analisados no laboratório tem que refletir a distribuição de

idades de zircão detrítico no sedimento, o que implica um controlo rigoroso de todos os procedimentos.

Todas as amostras foram lavadas em água corrente e algumas superfícies foram esfregadas para remover pequenos detritos e incrustações de origem orgânica. Foram posteriormente acondicionadas individualmente em tabuleiros ou copos e levadas à estufa a 80° C para secagem completa.

As amostras de rocha mais consolidadas foram partidas em fragmentos de aproximadamente 5x5x5 centímetros utilizando uma prensa hidráulica (Figura A.10). Um destes fragmentos foi selecionado para a realização de lâmina delgada. Os restantes foram sujeitos a moagem num moinho de maxilas, com redução progressiva do distanciamento entre as maxilas até obter uma amostra com cerca de 2 a 5 milímetros de diâmetro máximo (Figura A.10). Esta porção incluía na sua maioria grãos inferiores a 500 μm , no entanto, nalgumas amostras foi necessário utilizar ainda um moinho de ágata para obter a quantidade de amostra necessária abaixo daquele tamanho.



Figura A.10 – Equipamento utilizado para a fraturação inicial da amostra: prensa hidráulica (lado esquerdo) e um moinho de maxilas (lado direito em cima); em baixo, à direita, a amostra em fraturação progressiva até serem obtidas frações inferiores a cerca de 0,5 cm.

As amostras dos sedimentos pouco consolidados das arribas foram facilmente desagregadas em grãos individuais aquando da lavagem inicial. Nestas e nas amostras de areia de praia foi selecionada uma fração de 100 g para análise granulométrica.

Após a fase de desagregação e redução das amostras procedeu-se à análise granulométrica utilizando peneiros de 63, 125, 250 e 500 μm (Figura A.11). A fração usada no estudo de minerais pesados é a de 63-250 μm , sendo os grãos inferiores a 63 μm rejeitados e os superiores a 250 μm devidamente armazenados. Alguns autores são mais restritivos e aconselham apenas a classe 63-125 μm como a mais indicada para o estudo de zircões detríticos (Morton et al., 1996 in Fedo et al., 2003). Todas estas frações foram obtidas após as amostras passarem 6 minutos no agitador de peneiros, depois lavadas para eliminar os sedimentos finos ainda existentes e colocadas a secar na estufa a 80° C. Posteriormente foram ensacadas e devidamente etiquetadas. A lavagem e remoção mecânica de todos os grãos dos peneiros entre amostras foi um procedimento escrupulosamente cumprido para evitar contaminações. A análise granulométrica da distribuição pelas diferentes frações foi realizada utilizando o *software Gradistat*.



Figura A.11 – Metodologia e equipamento de separação granulométrica (agitador de peneiros) das frações das amostras estudadas.

Os procedimentos descritos foram realizados nos Laboratórios do Departamento de Geociências da Escola da Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora. A fase seguinte decorreu no Laboratório de Geologia do Departamento de Ciências da Terra na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.

Consideram-se minerais pesados os que apresentam densidades superiores a 2,93 g/cm^3 . A sua separação é realizada emergindo a amostra num líquido denso com densidade conhecida (Mange e Maurer, 1992). Neste estudo foi utilizado o bromofórmio com densidade de 2,89 g/cm^3 . A amostra foi introduzida numa ampola com bromofórmio onde, ao fim de 1 a 2 horas no máximo, se diferenciavam as frações leve e pesada (Figura A.12). Os minerais pesados

acumulados na base da ampola foram retirados para um filtro através da abertura de uma torneira na parte inferior da ampola. O concentrado de pesados foi depois lavado com acetona e álcool e seco em estufa a 100° C.

A quantidade de amostra em cada fração granulométrica não era muito elevada pelo que foi decidido utilizar conjuntamente a fração 63-125 μm e a fração 125-250 μm na separação gravítica. Nas amostras de praia, estas frações continham ainda menores quantidades de material, pelo que, a granulometria foi diretamente orientada para separar os grãos entre 63 e 250 μm .

A etapa seguinte consistiu na separação manual magnética do concentrado de minerais pesados utilizando um íman de mão (Figura A.12). Cada amostra foi progressiva e homogeneamente distribuída num recipiente plano, de modo a haver o mínimo de sobreposição de grãos. De seguida fizeram-se várias passagens do íman sobre a amostra, sem a tocar, até ao ponto de deixar de haver grãos atraídos pelo magneto. Os minerais magnéticos foram armazenados e os não-magnéticos levados à lupa binocular para observação e identificação mineralógica.

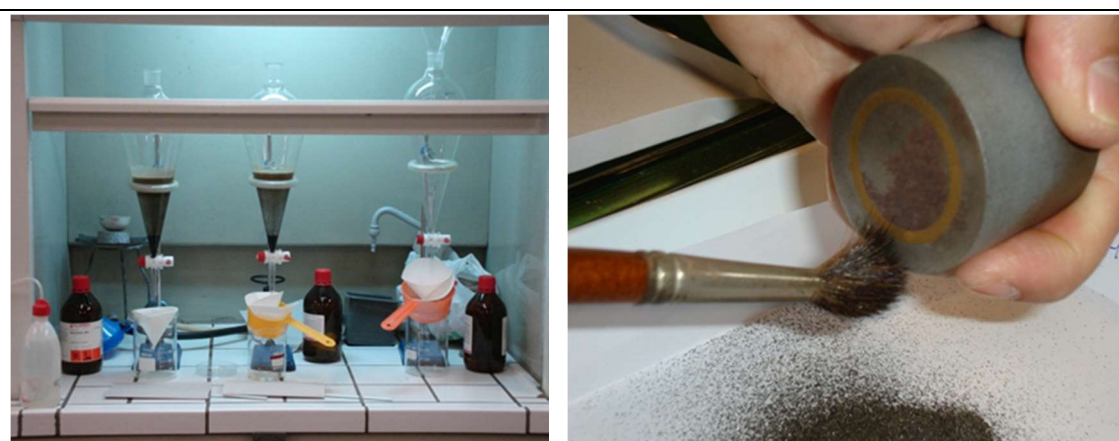


Figura A.12 – Separação gravítica (com bromofórmio) dos minerais pesados (imagem da esquerda) e separação magnética (íman de mão) da fracção de minerais magnéticos (imagem da direita).

Os minerais pesados não-magnéticos resultantes distribuíram-se homogeneamente pelo diâmetro de uma caixa de Petri, onde se procedeu à sua observação, com o objetivo de identificar grãos de zircão com diferentes tipologias (cor, tamanho, rolamento, hábito, etc) e estimando a sua abundância na amostra. O objetivo foi obter um número de grãos de zircão que fosse representativo de cada amostra. Foram separados cerca de 200 grãos por amostra para salvaguarda de possíveis grãos demasiado fraturados ou com inclusões que inviabilizassem a definição de alvos para análise isotópica. Outro motivo prende-se com o fato de ser um valor considerado ideal para manter a representatividade dos grãos de uma amostra (detrítica ou não) que contenha um número de grãos muito superior a 200 (Mange e Maurer, 1992, entre outros).

Para este procedimento Mange e Maurer (1992) referem dois tipos de abordagem: a) a contagem e separação de todos os grãos ou b) um método que permita recolher uma sub-amostra, seja por um método em linha - contagem e separação dos grãos que “caem” ao longo de linhas paralelas, ou então usando um método em faixas - contagem de grãos que “caem” em faixas paralelas de diferentes espessuras.

Resumindo, o procedimento para seleção dos zircões a incluir em cada preparação (“mount”) para posterior análise isotópica foi o seguinte:

- i) Em amostras em que a abundância estimada de zircão fosse inferior a cerca de 200-250 grãos, recolheram-se todos os zircões;
- ii) Em amostras em que essa abundância fosse superior, na ordem dos 250-500 grãos, eram selecionados cerca de 200-250 grãos para manter a representatividade da amostra em termos das características visuais de cada grão (cor, tamanho, hábito, rolamento, etc);
- iii) Se a abundância de grãos de zircão fosse superior a cerca de 500 grãos, a recolha era realizada a partir de uma sub-amostra.

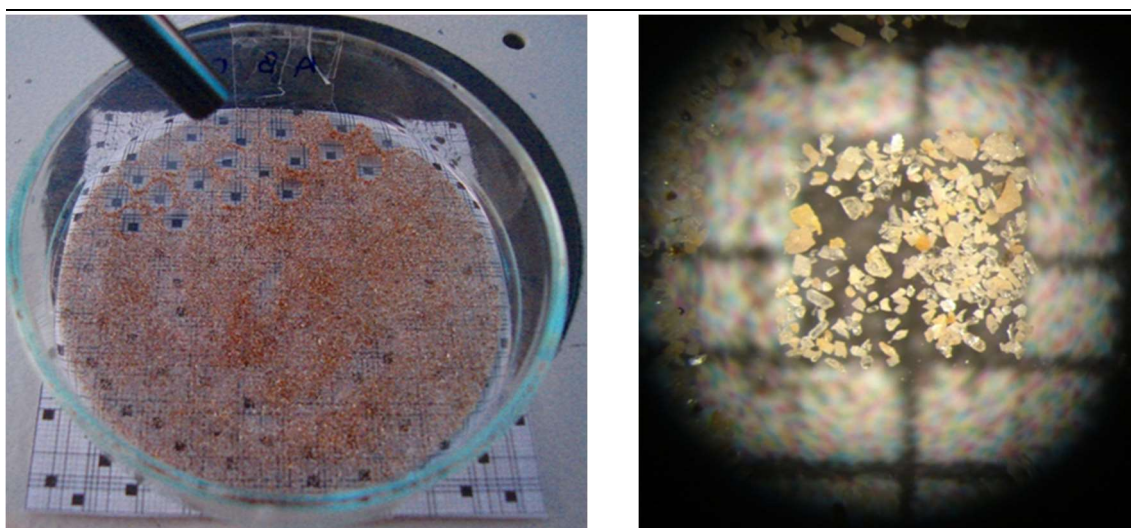


Figura A.13 – Metodologia utilizada para a recolha aleatória de zircões de uma amostra, utilizando uma quadrícula.

As duas hipóteses sugeridas pelos autores acima referidos, criar linhas ou faixas e recolher os grãos de zircão nelas contidas foram testadas para amostras com mais de 500 grãos. Verificou-se que havia alguma dificuldade em decidir qual o grão a colher dependendo da espessura da linha ou da faixa. Também a disposição das linhas ou das faixas pelo diâmetro da caixa de Petri revelou que a quantidade de grãos recolhidos seria ainda demasiado elevada para o objetivo a alcançar. Sendo o objetivo selecionar aleatoriamente cerca de 200-250 grãos representativos da amostra foi criada uma quadrícula aleatória (Figura A.13). Além de se ter constatado que o método por faixa implicaria a recolha de um número muito elevado de grãos

nas amostras de maiores dimensões, a construção aleatória de faixas seria mais seletiva que a de pequenos quadrados. É bom lembrar que segundo a maioria dos autores a amostra é considerada representativa e com pouca probabilidade de incorreções desde que a aleatoriedade permita recolher 200 ou 300 grãos (Mange e Maurer, 1992).

Ocorreram situações em que a amostra aleatoriamente recolhida por este método não atingiu a quantidade esperada, os cerca de 200-250 grãos. Então, nestes casos, recolheram-se todos os restantes grãos de zircão da amostra e procedeu-se como no segundo caso, a uma seleção criteriosa e representativa dos grãos existentes.

O passo seguinte foi a criação de uma preparação em resina (“mount”) com os grãos de zircão selecionados para serem analisados. Assim, os grãos de zircão foram recolhidos individualmente com a ajuda de uma pinça antimagnética e dispostos em grelha sobre uma fita colada na zona interior da tampa de um pequeno molde cilíndrico de dimensões compatíveis com o suporte de amostras do laser. Os grãos foram envolvidos por resina Epoxy e um endurecedor. Depois de seca, a *mount* foi polida para expor a superfície dos grãos de zircão (ver Figura A.15).

A-7.2. ANÁLISE DA MORFOLOGIA DE ZIRCÕES

A análise de alta resolução de minerais pesados (Mange e Wright, 2007), também designada de estudo dos tipos varietais (Mange e Maurer, 1992) consiste na identificação e separação dos grãos de uma determinada espécie mineral e seguinte categorização em diferentes variedades baseadas em características distintivas físicas dos grãos. Os critérios usados podem variar mas, são geralmente a morfologia externa (hábito, esfericidade, tamanho, etc), a cor e a existência de estruturas internas (zonamentos, crescimentos secundários, etc). Permite não só caracterizar os grãos em termos descritivos no que respeita a morfologias e estruturas, mas também proceder ao seu estudo estatístico no sentido de identificar possíveis tendências de características comuns.

A utilidade deste estudo prende-se com a maior probabilidade de definir as fontes que contribuíram para um determinado cortejo detrítico. Diferentes condições petrogenéticas existentes na formação das rochas originam materiais com diferentes hábitos e cores e que se traduzem em minerais com propriedades químicas, estruturais e óticas diferentes (Mange e Wright, 2007). Assim, numa amostra detrítica pode haver mais que uma fonte para uma determinada espécie mineral, apresentando grãos com características distintas.

Segundo Mange e Maurer (1992) este tipo de estudos pode aplicar-se a todos os tipos de sedimentos mas é conveniente que haja entre 75 a 100 grãos de uma espécie mineral para ser representativo. Este tipo de estudo é mais utilizado em turmalinas e apatites mas também em zircões pelas suas características e abundâncias ubíquas. O método pode virtualmente ser realizado com outros tipos mineralógicos mas a sua utilização em estudos de proveniência é mais restrita.

Esta técnica de estudar as variedades de zircão foi desenvolvida no presente trabalho, incidindo sobre os grãos de zircão com imagens de catodoluminescência onde se podem observar a morfologia interna e que foram igualmente sujeitos a datação. Os critérios utilizados no diagnóstico varietal dos zircões, construídos com o decorrer da investigação, foram os seguintes:

- i) a cor;
- ii) o tamanho – o tamanho dos grãos pode ser uma característica de uma determinada fonte de proveniência, mas também pode dar informação sobre a possível idade relativa dos grãos pois estatisticamente os zircões mais recentes tendem a apresentar tamanhos maiores e mais variados do que os mais antigos, devido ao processo de fracionamento hidrodinâmica (Yang et al., 2012);
- iii) a forma – euédrico, subédrico, anédrico – os cristais euédricos indicam que são provenientes de uma fonte ígnea primária, e que não terão ainda sofrido qualquer processo metamórfico, pelo que a sua existência conjunta com grãos com outras características implica a existência de mais do que uma fonte;
- iv) a esfericidade - angular, subangular, subrolado, rolado – a esfericidade traduz o maior ou menor transporte e conseqüente erosão que o grão pode ter sofrido ao longo do seu percurso geológico, podendo ser um fator de distinção entre populações. Frequentemente, os grãos afetados por metamorfismo mostram-se subrolados por reabsorção, mas também podem ser euédricos (Corfu et al., 2003);
- v) o hábito – acicular, prismático, achatado, (bi) piramidal – o raio de alongamento dos cristais está dependente da velocidade de cristalização (e também da composição e temperatura) com os cristais aciculares a indicarem rochas porfíricas e subvulcânicas enquanto que cristais mais achatados testemunham crescimentos mais lentos típicos de intrusões mais profundas (Corfu et al., 2003). Pode, portanto, ser um fator de distinção de populações e conseqüente individualização de fontes.

- vi) a morfologia interna - simples ou compósito – Um grão de zircão detrítico em que existe um núcleo em redor do qual podem ter ocorrido crescimentos posteriores é chamado compósito. São grãos que foram assimilados e não totalmente dissolvidos, designados núcleos xenocríticos, em redor dos quais pode crescer novo zircão magmático e que podem indicar magmas sobressaturados em zircão (Corfu et al., 2003). A composição química do núcleo e do crescimento externo pode ser semelhante ou pode traduzir grandes diferenças composicionais. É frequente o núcleo ser de cor escura, portanto enriquecido em U, contrastando com um anel externo mais claro por vezes fraturado; na situação oposta geralmente não há fracturação (Corfu et al., 2003). O contato entre as duas zonas mostra frequentemente reabsorção do zircão do núcleo (Corfu et al., 2003) testemunhado por uma ou várias geometrias irregulares;
- vii) inclusões – são frequentes as inclusões de outros minerais nos grãos de zircão, particularmente a apatite, podendo dar indicações das paragénese e conseqüentemente da composição de um magma (Corfu et al., 2003);
- viii) a descrição da morfologia interna do grão ou das partes do grão – não zonado ou zonado (concêntrico, bandado ou longitudinal, apical, sectorial, convoluto, difuso/irregular, estreito/largo, ou combinação de diferentes aspetos) – O zonamento entre cores claras e escuras é uma característica dos zircões magmáticos e é um zonamento de origem química causado por diferenças de concentração de Zr e Si e de elementos fundamentais como o Hf, P, Y, TR, U e Th (Corfu et al., 2003 citando vários autores). Podem-se observar alternâncias de bandas muito claras e muito escuras, ou uma escala de cinzentos que é muito variável em função da abundância dos elementos traço, com diferentes larguras de crescimento. As bandas escuras indicam enriquecimento em U. Os zonamentos podem apresentar descontinuidades texturais entre si, que podem indicar períodos de sub-saturação de Zr no magma (Corfu et al., 2003). Um tipo de zonamento muito particular é o zonamento sectorial em que há enriquecimento ao longo do eixo-c do cristal traduzindo-se em variações composicionais de U em faces diferentes do cristal;
- ix) outros aspetos - recristalização, metamictização, dissolução – a observação de zonas em que ocorreu dissolução, recristalização ou metamictização (alteração das formas cristalinas iniciais), indicam que o grão foi sujeito a processos metamórficos, sejam magmáticos tardios, metamórficos de temperatura média a alta ou metamórficos de alta pressão.

A-8. Procedimentos laboratoriais específicos no estudo do zircão

Os procedimentos laboratoriais a seguir descritos foram postos em prática no Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha.

A-8.1. AS IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA DA MORFOLOGIA INTERNA DE ZIRCÃO

Todas as preparações foram fotografadas com um detector de catodoluminescência (CL) acoplado a um SEM (Figura A.14) com o intuito de identificar a morfologia interna dos grãos de zircão e permitir assim uma correta seleção dos alvos para análise isotópica que serviria de base à datação. Para isso, as preparações foram sujeitas a um processo de “coating”, ou seja foi criada uma fina capa superficial de ouro para permitir uma melhor qualidade de imagem e proteção do calor (Figura A.15).



Figura A.14 – Detector de catodoluminescência acoplado a um SEM do Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha.

As imagens de catodoluminescência foram realizadas num microscópio eletrônico de varrimento (SEM), modelo Zeiss EVO50, acoplado com um sistema de detecção CL. Com este equipamento procedeu-se à captação de imagens de grãos individuais e de pequenos grupos de grãos consoante a sua dimensão, qualidade das imagens e complexidade da estrutura interna.

A partir das imagens de CL dos zircões é observada a morfologia interna dos mesmos grãos (Figura A.15), com as zonas claras e escuras a definirem variações químicas que se podem apresentar de diferentes modos. Nos cristais ígneos primários é muito frequente observar alternâncias muito estreitas e contínuas mas, também podem ocorrer diferenças muito nítidas entre a zona central e a zona marginal do cristal. Nos grãos que sofreram metamorfismo podem observar-se estruturas típicas de dissolução ou recristalização, podendo atingir grande complexidade se o grão testemunhar uma história geológica com diferentes eventos.

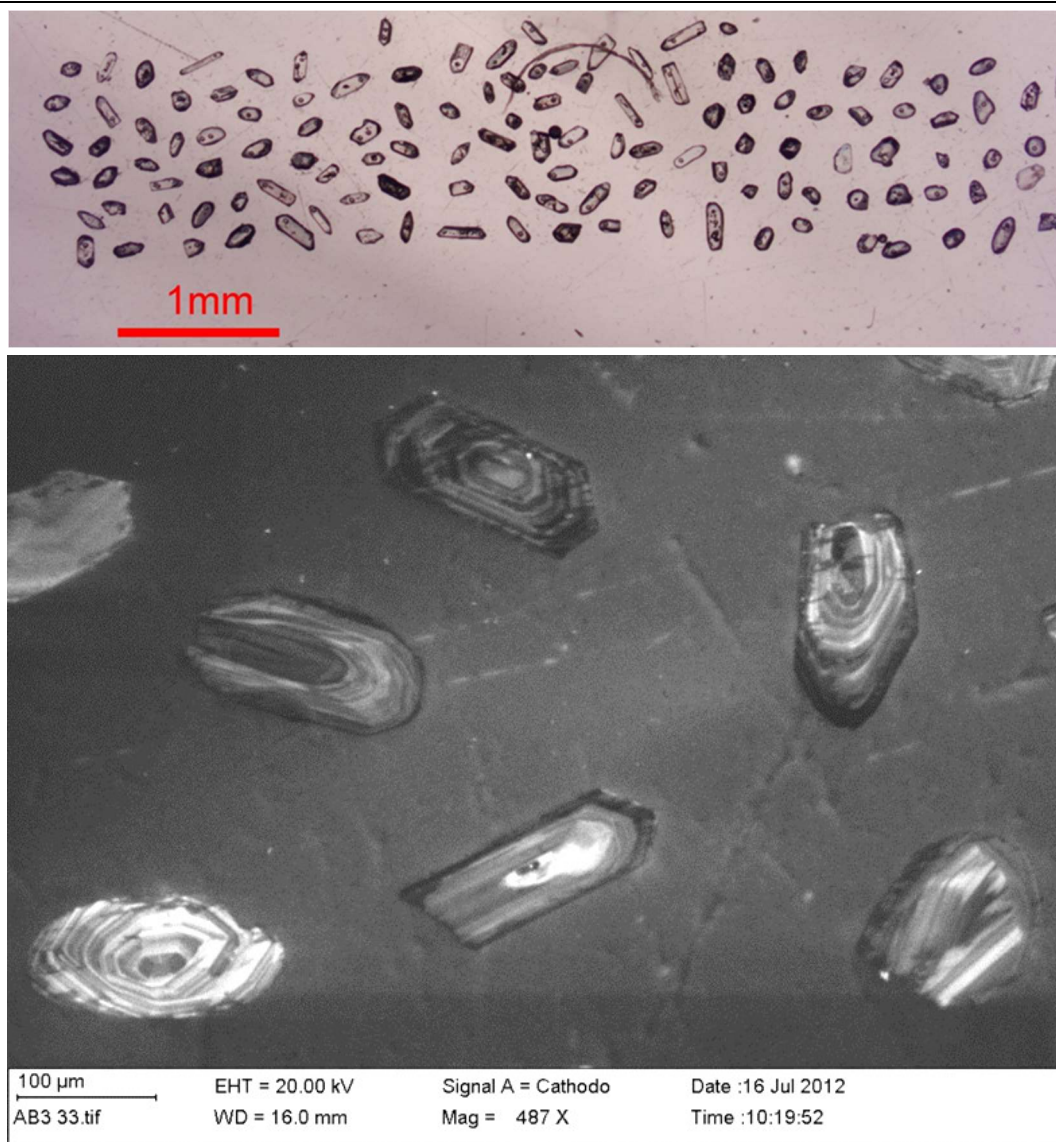


Figura A.15 – Exemplo de uma imagem CL da morfologia interna de zircões obtida com um SEM (imagem inferior, no caso a amostra AB-3); na imagem de cima um exemplo da disposição dos grãos numa preparação (“mount”) observada à lupa binocular (no caso, da amostra AB-4).

Sendo o objetivo do presente estudo a datação dos grãos de zircão, então é necessário seleccionar os alvos onde incidirá a ablação. A qualidade e significância dos dados isotópicos obtidos dependem largamente dessa escolha. Assim, não devem escolher-se zonas do grão de

zircão que tenham um contraste rápido e largo entre zonas claras e escuras. Deve-se optar por uma das zonas, ou se a dimensão do cristal o permitir, pode selecionar-se um alvo na parte clara e outro na escura. Em cristais zonados, que indicam um crescimento contínuo e progressivo, pode-se selecionar o centro do cristal ou uma zona intermédia representativa do crescimento. Nas morfologias internas mais complexas, deve-se evitar sempre selecionar um alvo em zonas onde haja discordâncias de qualquer tipo, sejam estruturais, químicas ou outras. É ainda fundamental evitar todas as zonas de fratura, inclusões (a apatite é muito frequente) e zonas de alteração existentes nos grãos de zircão.

A-8.2. O ESPECTRÓMETRO DE MASSA COM ABLAÇÃO LASER

A datação dos grãos de zircão foi realizada utilizando um Espectrómetro de Massa de Ablação Laser com Plasma Indutivamente Acoplado (LA-ICP-MS), modelo Thermo-Scientific Element 2 XR “sector field” acoplado com um sistema de laser New Wave UP-193 Excimer (Figura A.16). Cada análise teve um tempo de duração de 50 s, 15 s para aquisição em background e 35 s para aquisição de dados. O tamanho do ponto laser, a incisão na amostra, variou entre 15 e 35 μm de diâmetro consoante o tamanho do grão ou da zona do grão a amostrar. Na grande maioria dos casos os alvos foram de 20 ou 25 μm . O zircão standard utilizado para as correções internas foi o GJ-1 (G & J Gem, Sydney, Austrália), com idade de cristalização de $608 \pm 0,4$ Ma, sem zonamentos internos (Jackson et al., 2004) e proveniente de pegmatitos da África Oriental (Elhlou et al., 2006). É caracterizado por ter valores da ordem dos 230 ppm de U e razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ acima de 146,000, no entanto, não apresenta concordância o que obriga a calibrações individuais de cada grão (Jackson et al., 2004).

A aquisição de dados no LA-ICP-MS funciona por sequências com um máximo de 60 tiros. O procedimento laboratorial inicia-se com 5 tiros no zircão standard. Segue-se uma alternância de 10 tiros nos grãos da amostra e mais 3 tiros no standard até completar os 60 tiros, iniciando-se de seguida nova sequência. Este procedimento visa diminuir os erros e calibrar continuamente o espectrómetro.

As correções dos dados, nomeadamente do sinal de background, do Pb comum, do fracionamento elementar causado pelo laser, da discriminação de massa do instrumento e do fracionamento elementar de Pb/Th e Pb/U dependente do tempo e profundidade foram realizadas utilizando um programa baseado numa folha de cálculo Excel. Este programa para tratamento dos dados isotópicos que foi desenvolvido por Axel Gerdes, do Institut für Geowissenschaften, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main, Alemanha, foi adotado pelo laboratório onde as análises foram realizadas.

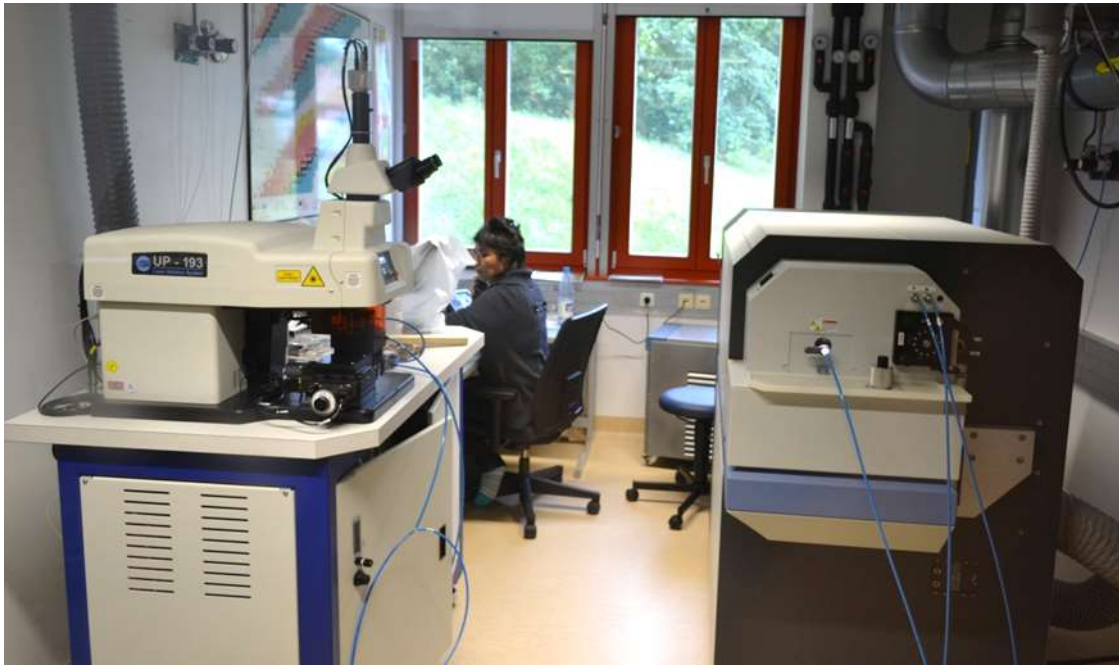


Figura A.16 – Equipamento de ablação laser por plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) no Museu de Mineralogia e Geologia do Senckenberg Naturhistorische Sammlungen em Dresden, Alemanha. Unidade de laser (lado esquerdo da imagem) e espectrômetro de massa (lado direito).

A-9. Tratamento dos dados geocronológicos e análise estatística

A-9.1. DIAGRAMAS DE CONCÓRDIA

Após a aquisição de dados é indispensável proceder às correções necessárias para eliminar os erros do método (correções do sinal de background, do Pb comum, do fracionamento elementar causado pelo laser, da discriminação de massa do instrumento e do fracionamento elementar de Pb/Th e Pb/U). Após este processo podem então determinar-se as razões entre isótopos *pai* e *filho* $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ e $^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$ (Parrish e Noble, 2003).

Um modo gráfico de interpretação de resultados foi proposto por George Wetherill (1956) projetando o $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ no eixo das ordenadas contra o $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ nas abcissas. Quando as duas idades são iguais, Wetherill definiu-as como concordantes e corresponderão à idade real do mineral se: i) o sistema se mantiver fechado, sem ganhos nem perdas de U ou Pb, o mesmo acontecendo com todos os produtos intermédios de decaimento; ii) forem realizadas as correções de Pb inicial e se iii) tiver sido corretamente realizado o procedimento analítico e usadas as constantes de decaimento corretas (Wetherill, 1956). Se estes pressupostos não forem cumpridos então as idades serão discordantes ou “acidentalmente” concordantes como refere o autor. Esta questão da concordância versus discordância está longe de ser ultrapassada pelas

inovações tecnológicas recentes nas técnicas de datação U-Pb, sendo fundamental continuar a investigar a sua minimização (Corfu, 2013)

Projetando todos os pontos com idades concordantes obtém-se uma curva denominada curva de concórdia (Wetherill, 1956), também chamada de convencional, refletindo a evolução das duas razões em função do tempo (Figura A.17 – A). As idades têm graficamente, não a forma de pontos mas a forma de elipses porque as duas razões (e respectivos erros) estão fortemente correlacionadas (Harley e Kelly, 2007). Numa situação em que uma população de zircões tenha sido formada inicialmente a partir da cristalização de um magma, não há Pb radiogénico (Harley e Kelly, 2007) e a sua idade deve cair na linha de concórdia. Isto porque, após a formação de zircão e, após um determinado intervalo de tempo os dois tipos de Pb radiogénico vão sendo acumulados através do decaimento do isótopo U *pai*; se a mesma rocha não for perturbada e for datada alguns milhões de anos depois é de esperar que as razões entre isótopos tenham sido alteradas mas que os resultados se mantenham na mesma curva de concórdia porque não ocorreu perda de Pb; neste caso estar-se-á perante zircões concordantes. A composição isotópica do zircão cai ao longo desta curva, mas também pode ocorrer um arranjo linear se uma série de cristais da mesma idade estiverem diferentemente afetados pela perda de Pb ou misturados com outro componente (Parrish e Noble, 2003). No entanto, se ocorrer um evento que origine crescimento de novo zircão, eventualmente com morfologias diferentes e composição de elementos traço diferentes, irá causar uma perda do Pb radiogénico acumulado (Harley e Kelly, 2007) e, portanto, a sua projeção gráfica não cairá sobre a curva de concórdia. Tais análises que caem abaixo da curva de concórdia são denominadas 'normalmente' discordantes, enquanto as análises que se encontrem por cima ou à esquerda da curva de concórdia são 'inversamente' discordantes (Parrish e Noble, 2003; Harley e Kelly, 2007). A situação mais comum é aquela em que há análises cujo alinhamento de resultados intercepta a curva de concórdia em dois pontos, um mais antigo que representa a idade da formação dos grãos e uma interceção mais recente indicativa de novos grãos ou de novos crescimentos (Harley e Kelly, 2007). Para Vavra et al. (1996), as interpretações da interceção da discórdia superior como sendo idades de cristalização primária não estão dependentes dos mecanismos que causam discordância, enquanto a interceção da discórdia inferior em termos de processos metamórficos necessita de distinguir diferentes mecanismos (sobrecrescimento e recristalização).

As análises de zircão que incluam mais de dois componentes de idade tendem para a não-linearidade e para uma maior complexidade de interpretação (Parrish e Noble, 2003). Pode ser construído um gráfico alternativo se existirem dados isotópicos Pb*/Th, projetando o sistema Pb*/U contra o sistema $^{208}\text{Pb}^*/^{232}\text{Th}$, e que permite mostrar o grau de acordo entre o

Pb*/U e Pb*/Th e identificar o fracionamento de Th/U (que pode ter um controlo mineralógico) (Parrish e Noble, 2003).

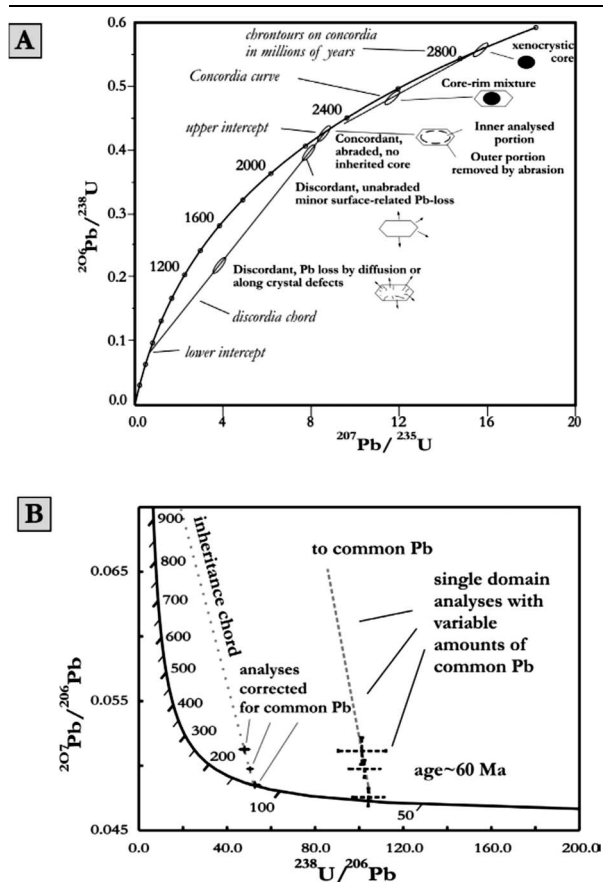


Figura A.17 - Exemplo de um Diagramas de concórdia Wetherill (A) e de um Diagrama Tera-Wasserburg (B) (adaptado de Parrish e Noble, 2003).

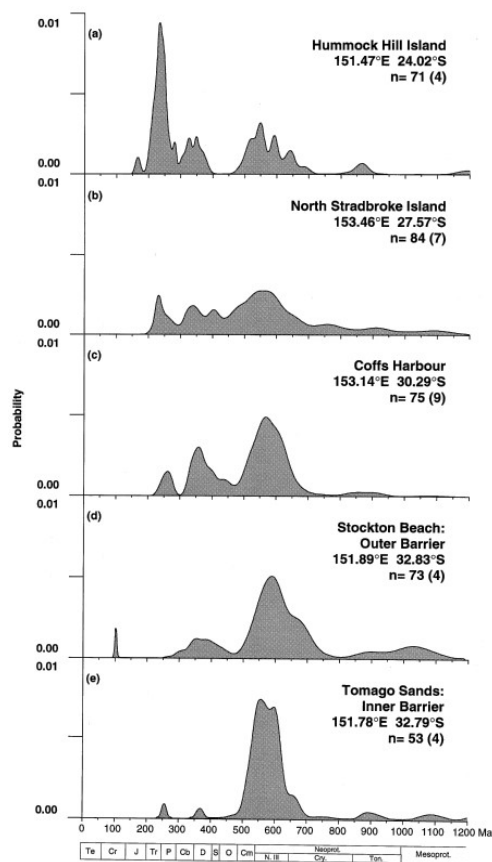


Figura A.18 - Exemplo de um diagrama de distribuição de probabilidade de idades (adaptado de Sircombe, 1999).

Outro método gráfico de projetar os dados de U-Pb é o Diagrama de Tera-Wasserburg (1972), matematicamente equivalente ao diagrama de concórdia convencional (Ludwig, 2000) e que pode ser criado de dois modos diferentes (Figura A.17 B): 1) Projetando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ contra a razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (o Pb inclui o Pb comum contido na análise) - os dados de zircão com um único componente com quantidades variáveis de Pb comum irão formar um alinhamento com uma interceção superior correspondente a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Pb comum e uma interceção inferior que é a razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (Parrish e Noble, 2003), podendo no entanto revestir-se de maior complexidade em função do comportamento do Pb. O diagrama de Tera-Wasserburg referido apresenta menores erros de correlação que o diagrama de concórdia de Wetherill sendo por isso preferido por alguns autores, como refere Corfu (2013); 2) Como alternativa, é possível projetar a razão entre $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (branco de Pb e Pb comum corrigido) contra o $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ de forma análoga ao diagrama de concórdia, e tem a vantagem de não necessitar de uma forte correlação X-Y dos dados (Parrish e Noble, 2003).

Williams (1998) aponta três vantagens do diagrama de Tera-Wasserburg, nomeadamente i) os dados são projetados diretamente evitando o cálculo de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ a partir da composição isotópica de U; ii) a análise de regressão é muito mais simples porque os erros de medição de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ apresentam uma correlação mais fraca que os medidos nas razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; no entanto, esta correlação mais fraca também se traduz em elipses de erro de pior impacto visual (Ludwig, 2000) e; iii) a composição de Pb inicial pode ser definida graficamente na intersecção entre o eixo $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e uma linha de mistura constituída pelas análises não corrigidas.

A Figura A.17 mostra um exemplo de um diagrama de concórdia Wetherill e de um Diagrama Tera-Wasserburg (adaptado de Parrish e Noble, 2003). A concórdia de Wetherill (Figura A.17 A) ilustra situações normalmente encontradas incluindo grãos herdados, cristais de idade mista que podem definir um alinhamento, dados concordantes em cristais de um único domínio e análises discordantes em cristais com perda de Pb superficial devido a danos de radiação. O diagrama de Tera-Wasserburg (Figura A.17 B) mostra dois exemplos de dados: do lado esquerdo são análises mais precisas de Pb-comum corrigido (ou seja, o $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ e $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$) que definem um alinhamento que pode ser causado por uma mistura de grãos herdados e grãos magmáticos; do lado direito as análises são menos precisas (por exemplo, U muito baixo, cristais com precisão analítica mais pobre e/ou maiores correções de Pb comum) que não são corrigidas para Pb comum; a intercetação superior define o $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de Pb comum e a intercetação inferior define a razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ dos cristais que pode corresponder à idade interpretada (interpretação adaptada de Parrish e Noble, 2003).

A-9.2. DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADE ESTATÍSTICA

Quando se aumenta o tamanho de amostra como é típico na análise de zircões de rochas detríticas, os diagramas de concórdia atrás referidos podem tornar-se visualmente confusos (Fedo et al., 2003) devido ao maior espectro de idades, sendo impossível mostrar o valor zero (Ludwig, 2000). Assim, as formas de representação alternativas passam por apresentar diagramas uni-variados como histogramas ou distribuições de densidade de probabilidade que não deixam também de ter as suas desvantagens (Fedo et al., 2003). Surge assim o chamado Diagrama de Densidade da Probabilidade ou Distribuição da Densidade da Probabilidade (Ludwig, 2003; Sircombe, 2004) (Figura A.18). Cada curva de probabilidade relativa é construída (Gehrels et al., 2006), i) calculando a distribuição normal para cada análise baseada na idade e na incerteza, ii) somando as distribuições de probabilidade para todas as análises viáveis numa única curva e iii) se normalizada, dividir a área sob a curva pelo número de análises.

Os diagramas de distribuição de probabilidade fornecem uma apresentação mais informativa das múltiplas populações de idade existentes dentro de cada amostra, facilitando a comparação entre amostras, e permitindo visualizar informações sobre a precisão dos resultados (Sircombe, 1999) não visível nos histogramas. O erro define a forma da distribuição individual, em que uma idade com um erro pequeno produz uma curva alta e estreita enquanto uma idade com um erro de maiores dimensões produz uma curva mais larga e baixa (Sircombe, 1999). Esta forma gráfica de apresentação de resultados tem sido nos últimos anos a mais utilizada nos artigos da especialidade.

A-9.3. DIAGRAMAS DE DISTRIBUIÇÃO KERNEL

Mais recentemente (Vermeesch, 2012) surgiu a adaptação das curvas Kernel para visualização da distribuição da população de zircões, designada por *Kernel Density Estimator* (KDE). Tanto para o Diagrama de Densidade da Probabilidade como para o Diagrama de Densidade de Kernel é formada uma curva de distribuição do tipo gaussiano sobre cada ponto de dados (Figura A.19), mas em que o desvio padrão é determinado, no primeiro caso, pela precisão analítica e, no segundo, pela densidade da probabilidade local disposta de acordo com uma certa largura (Vermeesch, 2012). Ou seja, a Diagrama de Distribuição da Probabilidade tenta apresentar uma visualização de dados em função dos erros das idades obtidas, permitindo até certo ponto a sua “suavização”. A Distribuição de Kernel, e especialmente o parâmetro de espessura (*bandwidth*) escolhido dão uma ideia mais realista da probabilidade, devendo utilizar-se espessuras mais largas onde a densidade de dados é menor (Vermeesch, 2012).

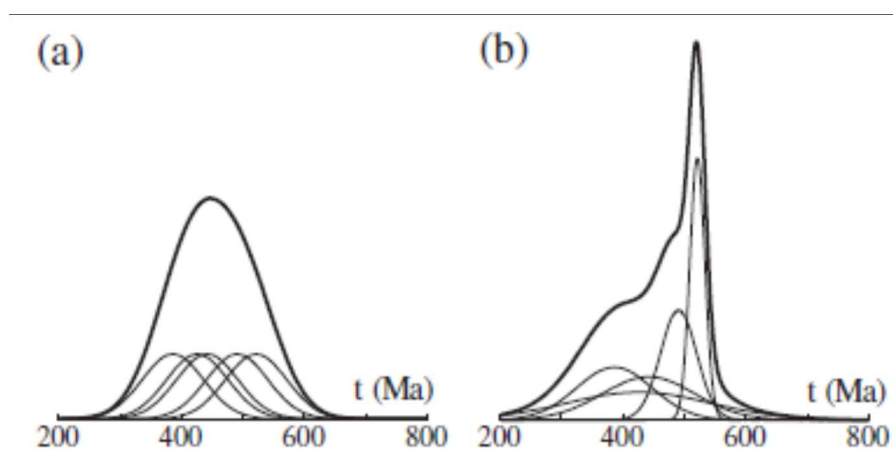


Figura A.19 – Diferença entre a distribuição do tipo Kernel (a) e do tipo Densidade da Probabilidade (b) (adaptado de Vermeesch, 2012).

De acordo com o mesmo autor, o Estimador de Densidade de Kernel constitui “...uma alternativa mais robusta ... e construída sobre fundações teóricas sólidas...” (Vermeesch, 2012), razão pela qual a sua utilização tem sido estimulada desde 2012.

Os zircões ígneos ou metamórficos apresentam geralmente distribuições de dados do tipo normal, enquanto no caso de zircões detríticos podem existir modos múltiplos, revelando-se de maior complexidade a interpretação da mistura de idades ou mesmo estas serem tão próximas quanto o intervalo de erro das medições (Fedó et al., 2003).

Os diagramas de concórdia apresentados neste trabalho incluem elipses de erro de 2 sigma e idades de concórdia com 95% de intervalo de confiança gerados no *software Isoplot 4* (Ludwig, 2009). Os valores de idade para zircões com mais de 1 Ga foram obtidos a partir da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, enquanto os inferiores a 1 Ga provenientes da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Por sua vez os diagramas de frequência e probabilidade relativa foram criados utilizando o programa *AgeDisplay* (Sircombe, 2004) enquanto a distribuição gráfica de Kernel foi construída no *software DensityPlotter* (Vermeesch, 2012). Este último permitia a construção simultânea da distribuição da probabilidade e da distribuição Kernel.

A-9.4. TESTE KOLMOGOROV-SMIRNOV (K-S)

O teste Kolmogorov-Smirnov, de índole mais estatística que gráfica, tem sido adotado para testar se duas distribuições são estatisticamente diferentes (Gehrels et al., 2006).

O teste Kolmogorov-Smirnov (teste K-S) é um teste estatístico não paramétrico e é aplicado com o objetivo de comparar dois conjuntos de dados pertencentes a duas amostras, avaliando se são ou não significativamente diferentes. Por outras palavras e, com aplicação ao estudo de proveniência dos zircões, permite avaliar se duas distribuições de idades de zircões detríticos provenientes de duas amostras diferentes poderão ser derivadas da mesma fonte. Berry et al. (2001) testaram este método estatístico em arenitos Câmbrios na Tasmânia permitindo estabelecer relações de proveniência com rochas Câmbrias do Nevada (América do Norte). Também DeGraaff-Surpless et al. (2003) num outro estudo clássico de aplicação da técnica comparam quatro secções estratigráficas numa bacia da Cordilheira Canadiana estimando as melhores relações de proximidade genética com base no Teste K-S. Outros autores como Barbeau et al (2009) comparam populações e mesmo subpopulações de amostras com vista a aumentar a resolução das interpretações.

Assim, para elaborar o Teste K-S, considera-se (Gynn e Gehrels, 2010):

- Hipótese nula: as duas distribuições são a mesma (mesma fonte)
- Hipótese alternativa: as duas distribuições não provêm da mesma população (fontes diferentes)

Para calcular a estatística do teste, requer-se o seguinte (Marôco, 2011): i) a ordenação dos valores por ordem crescente, ii) o cálculo da frequência acumulada de cada observação, iii) o cálculo da diferença entre esta e a mesma se a distribuição da probabilidade fosse normal e, ainda iv) o cálculo da mesma diferença em relação à observação anterior. A estatística do teste é dada pela maior das duas diferenças referidas. O teste “... compara a máxima diferença de probabilidade entre duas funções de distribuição cumulativa, ou seja a máxima diferença vertical entre as duas curvas.” (Guynn e Gehrels, 2010), dada por D (Figura A.20).

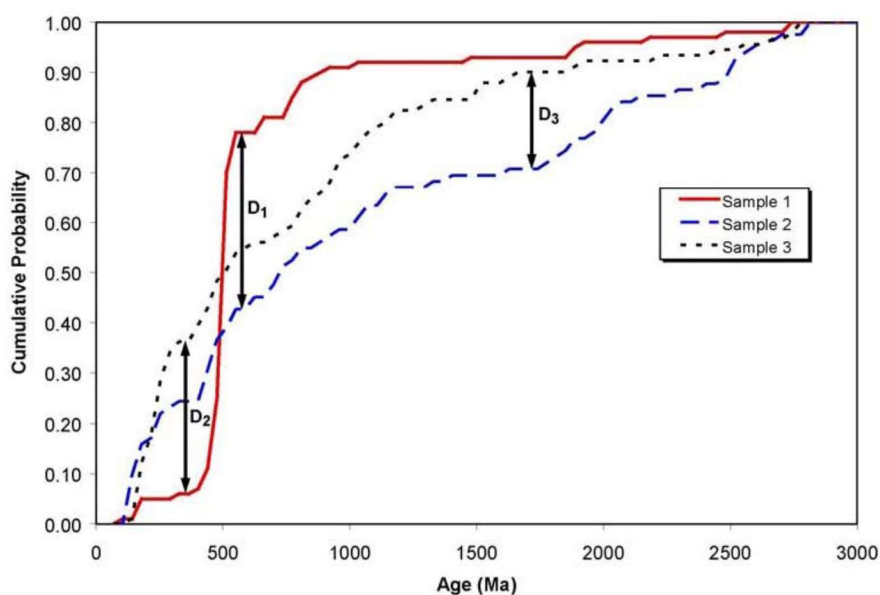


Figura A.20 – Máxima diferença vertical (D) entre curvas cumulativas de amostras duas-a-duas no teste K-S (Guynn e Gehrels, 2010).

Guynn e Gehrels (2010) referem que uma amostragem aleatória de zircões pode refletir alguma variabilidade em relação à amostra total, podendo não ocorrer uma igual representatividade de todas as idades, o que pode ser minimizado com um número relativamente grande de grãos. Devido a este fato (chamado “erro de amostragem”) o valor de D observado será sempre maior que zero. Se a distância observada é maior que uma distância “crítica” (definida pelo intervalo de confiança escolhido e pelo número de dados de idade que contribuem para a função cumulativa) o teste falha e as duas distribuições não têm origem na mesma população (Barbeau et al., 2009). No caso contrário, quando a distância observada é menor que a distância crítica conclui-se que não há evidência que as populações sejam diferentes (Guynn e Gehrels, 2010).

O Teste K-S produz um valor p (relacionado com o nível de significância) que representa a probabilidade do D observado não estar relacionado com diferenças de idades mas com o “erro de amostragem” (Guynn e Gehrels, 2010). Então, segundo os mesmos autores, valores altos de D observado e p baixos significa que é menos provável que a diferença

observada seja relacionada com o “erro de amostragem”; pelo contrário, se o D observado é pequeno e o valor de p é maior, então é mais provável que a diferença possa estar relacionada com aquele erro.

O valor de p que permite aceitar ou rejeitar é variável, no entanto, para estudos relacionados com proveniência de zircões utiliza-se um valor de 0,05 (Barbeau et al., 2009) correspondente a um intervalo de confiança de 95% e assim pode-se concluir do teste K-S que (Guynn e Gehrels, 2010):

- Se $p > 0,05$, é pouco provável que as duas amostras sejam de populações diferentes;
- Se $p < 0,05$, é provável que as duas amostras sejam de populações diferentes;

A partir dos valores de D e p obtidos de testes de amostras duas a duas pode-se fazer a comparação com um lote maior de amostras estabelecendo relações de proximidade entre elas (eg., Zlatkin et al., 2013), sendo mais semelhantes entre si quanto maior o valor de p (Guynn e Gehrels, 2010). Apesar do teste permitir amostras de tamanho diferente e de p variar com as diferenças de tamanho entre amostras, não devem ser comparadas amostras em que o número de análises é muito dispar. Estes autores alertam ainda para o fato de se rejeitar a hipótese nula (as duas amostras provem da mesma população) se as suas distribuições de idade são demasiado diferentes para serem explicadas pelo “erro de amostragem”, o que significa que o teste K-S não revela a probabilidade de as duas distribuições serem a mesma.

A aplicação do teste K-S neste estudo foi realizado com recurso a um software que está disponível on-line em <http://www.physics.csbsju.edu/stats/KS-test.html> e a uma macro Excel disponibilizada pelo Centro de Geocronologia da Universidade do Arizona (<https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>) utilizada em diversos estudos de proveniência sedimentar baseados em geocronologia de zircão (eg. Beranek et al., 2013; Fernández-Suárez et al., 2014).

Apêndice B - Granulometria

SAMPLE STATISTICS		AN-3	AN-4	PN-1
	ANALYST AND DATE:			
	SIEVING ERROR:	0.1%	0.0%	0.0%
	SAMPLE TYPE:	Unimodal, Moderately Well Sorted	Unimodal, Moderately Well Sorted	Trimodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Sand	Sand	Gravelly Sand
	SEDIMENT NAME:	Moderately Well Sorted Coarse Sand	Moderately Well Sorted Coarse Sand	Very Fine Gravelly Medium Sand
METHOD OF	MEAN	674.5	713.8	882.8
MOMENTS	SORTING	253.2	267.2	1135.6
Arithmetic (mm)	SKEWNESS	0.823	0.613	2.335
	KURTOSIS	3.536	2.963	7.928
METHOD OF	MEAN	620.4	654.7	491.8
MOMENTS	SORTING	1.452	1.470	2.750
Geometric (mm)	SKEWNESS	-0.052	-0.245	0.578
	KURTOSIS	2.578	2.745	2.609
METHOD OF	MEAN	0.689	0.611	1.024
MOMENTS	SORTING	0.538	0.556	1.459
Logarithmic (f)	SKEWNESS	0.052	0.245	-0.578
	KURTOSIS	2.578	2.745	2.609
FOLK AND	MEAN	618.5	652.1	457.0
WARD METHOD	SORTING	1.490	1.497	2.785
(mm)	SKEWNESS	0.002	-0.043	0.403
	KURTOSIS	0.953	0.956	0.902
FOLK AND	MEAN	0.693	0.617	1.130
WARD METHOD	SORTING	0.575	0.582	1.477
(f)	SKEWNESS	-0.002	0.043	-0.403
	KURTOSIS	0.953	0.956	0.902
FOLK AND	MEAN:	Coarse Sand	Coarse Sand	Medium Sand
WARD METHOD	SORTING:	Moderately Well Sorted	Moderately Well Sorted	Poorly Sorted
(Description)	SKEWNESS:	Symmetrical	Symmetrical	Very Coarse Skewed
	KURTOSIS:	Mesokurtic	Mesokurtic	Mesokurtic
	MODE 1 (mm):	605.0	605.0	302.5
	MODE 2 (mm):			1200.0
	MODE 3 (mm):			4800.0
	MODE 1 (f):	0.747	0.747	1.747
	MODE 2 (f):			-0.243
	MODE 3 (f):			-2.243
	D10 (mm):	375.3	383.9	158.3
	D50 (mm):	620.3	662.6	354.9
	D90 (mm):	1003.6	1103.0	2149.3
	(D90 / D10) (mm):	2.674	2.873	13.58
	(D90 - D10) (mm):	628.3	719.1	1991.0
	(D75 / D25) (mm):	1.744	1.750	4.644
	(D75 - D25) (mm):	351.8	377.3	823.5
	D10 (f):	-0.005	-0.141	-1.104
	D50 (f):	0.689	0.594	1.495
	D90 (f):	1.414	1.381	2.659
	(D90 / D10) (f):	-273.440	-9.764	-2.409
	(D90 - D10) (f):	1.419	1.523	3.763
	(D75 / D25) (f):	3.887	5.396	-30.772
	(D75 - D25) (f):	0.802	0.807	2.215
	% GRAVEL:	0.0%	0.0%	10.7%
	% SAND:	100.0%	100.0%	89.2%
	% MUD:	0.0%	0.0%	0.0%
	% V COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% FINE GRAVEL:	0.0%	0.0%	5.1%
	% V FINE GRAVEL:	0.0%	0.0%	5.6%
	% V COARSE SAND:	10.1%	13.9%	15.7%
	% COARSE SAND:	61.3%	61.7%	15.3%
	% MEDIUM SAND:	28.4%	24.1%	28.6%
	% FINE SAND:	0.2%	0.3%	27.8%
	% V FINE SAND:	0.0%	0.0%	1.9%
	% V COARSE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% COARSE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% MEDIUM SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% FINE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% V FINE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% CLAY:	0.0%	0.0%	0.0%

SAMPLE STATISTICS		PN-2	AB-1	AB-2
	ANALYST AND DATE:			
	SIEVING ERROR:	0.1%	0.1%	0.1%
	SAMPLE TYPE:	Unimodal, Moderately Well Sorted	Bimodal, Moderately Sorted	Bimodal, Moderately Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Slightly Gravelly Sand	Slightly Gravelly Sand	Slightly Gravelly Sand
	SEDIMENT NAME:	Slightly Fine Gravelly Medium Sand	Slightly Very Fine Gravelly Very Coarse Sand	Slightly Very Fine Gravelly Very Coarse Sand
METHOD OF	MEAN	339.3	847.2	907.7
MOMENTS	SORTING	294.7	465.5	447.1
Arithmetic (mm)	SKEWNESS	7.339	0.484	0.240
	KURTOSIS	92.32	2.209	2.230
METHOD OF	MEAN	284.4	702.9	769.5
MOMENTS	SORTING	1.665	1.850	1.803
Geometric (mm)	SKEWNESS	0.897	-0.390	-0.685
	KURTOSIS	6.790	2.687	2.927
METHOD OF	MEAN	1.814	0.509	0.378
MOMENTS	SORTING	0.736	0.888	0.850
Logarithmic (f)	SKEWNESS	-0.897	0.390	0.685
	KURTOSIS	6.790	2.687	2.927
FOLK AND	MEAN	276.8	705.6	773.7
WARD METHOD	SORTING	1.606	1.857	1.812
(mm)	SKEWNESS	0.096	-0.122	-0.338
	KURTOSIS	1.372	0.746	0.826
FOLK AND	MEAN	1.853	0.503	0.370
WARD METHOD	SORTING	0.683	0.893	0.858
(f)	SKEWNESS	-0.096	0.122	0.338
	KURTOSIS	1.372	0.746	0.826
FOLK AND	MEAN:	Medium Sand	Coarse Sand	Coarse Sand
WARD METHOD	SORTING:	Moderately Well Sorted	Moderately Sorted	Moderately Sorted
(Description)	SKEWNESS:	Symmetrical	Fine Skew ed	Very Fine Skew ed
	KURTOSIS:	Leptokurtic	Platykurtic	Platykurtic
	MODE 1 (mm):	302.5	1200.0	1200.0
	MODE 2 (mm):		427.5	427.5
	MODE 3 (mm):			
	MODE 1 (f):	1.747	-0.243	-0.243
	MODE 2 (f):		1.247	1.247
	MODE 3 (f):			
	D10 (mm):	156.4	300.1	318.6
	D50 (mm):	276.7	749.1	903.3
	D90 (mm):	504.7	1494.5	1470.4
	(D90 / D10) (mm):	3.227	4.980	4.615
	(D90 - D10) (mm):	348.3	1194.4	1151.8
	(D75 / D25) (mm):	1.678	2.817	2.514
	(D75 - D25) (mm):	139.7	766.6	737.2
	D10 (f):	0.987	-0.580	-0.556
	D50 (f):	1.854	0.417	0.147
	D90 (f):	2.677	1.736	1.650
	(D90 / D10) (f):	2.713	-2.995	-2.967
	(D90 - D10) (f):	1.690	2.316	2.206
	(D75 / D25) (f):	1.487	-4.997	-3.555
	(D75 - D25) (f):	0.746	1.494	1.330
	% GRAVEL:	0.3%	0.2%	0.3%
	% SAND:	99.7%	99.8%	99.7%
	% MUD:	0.0%	0.0%	0.0%
	% V COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% FINE GRAVEL:	0.2%	0.0%	0.0%
	% V FINE GRAVEL:	0.1%	0.2%	0.3%
	% V COARSE SAND:	2.7%	38.3%	45.0%
	% COARSE SAND:	7.1%	28.0%	28.7%
	% MEDIUM SAND:	51.3%	30.4%	23.1%
	% FINE SAND:	37.3%	2.9%	2.7%
	% V FINE SAND:	1.3%	0.2%	0.2%
	% V COARSE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% COARSE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% MEDIUM SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% FINE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% V FINE SILT:	0.0%	0.0%	0.0%
	% CLAY:	0.0%	0.0%	0.0%

SAMPLE STATISTICS		AB-3	AB-4	ST-1
	ANALYST AND DATE:			
	SIEVING ERROR:	0.4%	0.5%	0.0%
	SAMPLE TYPE:	Unimodal, Moderately Well Sorted	Unimodal, Moderately Sorted	Unimodal, Well Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Sand	Slightly Gravelly Sand	Slightly Gravelly Sand
	SEDIMENT NAME:	Moderately Well Sorted Fine Sand	Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand	Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand
METHOD OF	MEAN	181.9	233.9	269.5
MOMENTS	SORTING	74.46	287.5	130.9
Arithmetic (mm)	SKEWNESS	1.464	6.293	12.97
	KURTOSIS	9.063	54.87	285.9
METHOD OF	MEAN	155.5	166.7	249.9
MOMENTS	SORTING	1.958	2.300	1.403
Geometric (mm)	SKEWNESS	-3.109	-1.353	-0.263
	KURTOSIS	14.85	9.616	10.77
METHOD OF	MEAN	2.685	2.585	2.000
MOMENTS	SORTING	0.969	1.202	0.488
Logarithmic (f)	SKEWNESS	3.109	1.353	0.263
	KURTOSIS	14.85	9.616	10.77
FOLK AND	MEAN	172.7	177.9	251.8
WARD METHOD	SORTING	1.469	1.689	1.367
(mm)	SKEWNESS	0.071	0.269	-0.224
	KURTOSIS	1.421	1.955	1.008
FOLK AND	MEAN	2.534	2.491	1.989
WARD METHOD	SORTING	0.555	0.756	0.451
(f)	SKEWNESS	-0.071	-0.269	0.224
	KURTOSIS	1.421	1.955	1.008
FOLK AND	MEAN:	Fine Sand	Fine Sand	Medium Sand
WARD METHOD	SORTING:	Moderately Well Sorted	Moderately Sorted	Well Sorted
(Description)	SKEWNESS:	Symmetrical	Coarse Skew ed	Fine Skew ed
	KURTOSIS:	Leptokurtic	Very Leptokurtic	Mesokurtic
	MODE 1 (mm):	152.5	152.5	302.5
	MODE 2 (mm):			
	MODE 3 (mm):			
	MODE 1 (f):	2.737	2.737	1.747
	MODE 2 (f):			
	MODE 3 (f):			
	D10 (mm):	115.2	108.9	156.9
	D50 (mm):	164.3	164.9	263.1
	D90 (mm):	279.1	323.7	347.2
	(D90 / D10) (mm):	2.422	2.974	2.213
	(D90 - D10) (mm):	163.9	214.9	190.3
	(D75 / D25) (mm):	1.545	1.611	1.543
	(D75 - D25) (mm):	75.11	84.15	110.1
	D10 (f):	1.841	1.627	1.526
	D50 (f):	2.606	2.601	1.926
	D90 (f):	3.117	3.200	2.672
	(D90 / D10) (f):	1.693	1.966	1.751
	(D90 - D10) (f):	1.276	1.572	1.146
	(D75 / D25) (f):	1.281	1.317	1.373
	(D75 - D25) (f):	0.627	0.688	0.626
	% GRAVEL:	0.0%	0.6%	0.1%
	% SAND:	96.3%	95.2%	99.9%
	% MUD:	3.7%	4.2%	0.0%
	% V COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% FINE GRAVEL:	0.0%	0.0%	0.0%
	% V FINE GRAVEL:	0.0%	0.6%	0.1%
	% V COARSE SAND:	0.0%	1.7%	0.1%
	% COARSE SAND:	0.4%	3.7%	1.0%
	% MEDIUM SAND:	13.3%	11.7%	56.1%
	% FINE SAND:	75.4%	70.8%	40.8%
	% V FINE SAND:	7.2%	7.3%	1.8%
	% V COARSE SLT:	0.6%	0.7%	0.0%
	% COARSE SLT:	0.6%	0.7%	0.0%
	% MEDIUM SLT:	0.6%	0.7%	0.0%
	% FINE SLT:	0.6%	0.7%	0.0%
	% V FINE SLT:	0.6%	0.7%	0.0%
	% CLAY:	0.6%	0.7%	0.0%

SAMPLE STATISTICS		ST-5	ST-6
	ANALYST AND DATE:		
	SIEVING ERROR:	0.3%	0.2%
	SAMPLE TYPE:	Unimodal, Moderately Well Sorted	Bimodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Slightly Gravelly Sand	Gravelly Sand
	SEDIMENT NAME:	Slightly Very Fine Gravelly Coarse Sand	Very Fine Gravelly Coarse Sand
METHOD OF	MEAN	597.5	923.3
MOMENTS	SORTING	472.0	988.5
Arithmetic (mm)	SKEWNESS	5.841	2.251
	KURTOSIS	47.41	8.192
METHOD OF	MEAN	497.1	541.8
MOMENTS	SORTING	1.864	3.246
Geometric (mm)	SKEWNESS	-2.158	-1.287
	KURTOSIS	18.83	6.560
METHOD OF	MEAN	1.008	0.884
MOMENTS	SORTING	0.898	1.699
Logarithmic (f)	SKEWNESS	2.158	1.287
	KURTOSIS	18.83	6.560
FOLK AND	MEAN	505.2	603.3
WARD METHOD	SORTING	1.478	2.719
(mm)	SKEWNESS	-0.118	0.026
	KURTOSIS	1.203	1.281
FOLK AND	MEAN	0.985	0.729
WARD METHOD	SORTING	0.563	1.443
(f)	SKEWNESS	0.118	-0.026
	KURTOSIS	1.203	1.281
FOLK AND	MEAN:	Coarse Sand	Coarse Sand
WARD METHOD	SORTING:	Moderately Well Sorted	Poorly Sorted
(Description)	SKEWNESS:	Fine Skewed	Symmetrical
	KURTOSIS:	Leptokurtic	Leptokurtic
	MODE 1 (mm):	605.0	605.0
	MODE 2 (mm):		152.5
	MODE 3 (mm):		
	MODE 1 (f):	0.747	0.747
	MODE 2 (f):		2.737
	MODE 3 (f):		
	D10 (mm):	291.5	165.3
	D50 (mm):	528.7	564.4
	D90 (mm):	826.1	2155.3
	(D90 / D10) (mm):	2.834	13.04
	(D90 - D10) (mm):	534.6	1990.0
	(D75 / D25) (mm):	1.634	3.233
	(D75 - D25) (mm):	251.3	753.9
	D10 (f):	0.276	-1.108
	D50 (f):	0.919	0.825
	D90 (f):	1.778	2.597
	(D90 / D10) (f):	6.452	-2.344
	(D90 - D10) (f):	1.503	3.705
	(D75 / D25) (f):	2.130	-12.400
	(D75 - D25) (f):	0.709	1.693
	% GRAVEL:	1.7%	11.1%
	% SAND:	97.5%	85.6%
	% MUD:	0.8%	3.3%
	% V COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%
	% COARSE GRAVEL:	0.0%	0.0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0.0%	0.0%
	% FINE GRAVEL:	0.7%	2.7%
	% V FINE GRAVEL:	1.0%	8.4%
	% V COARSE SAND:	3.7%	16.6%
	% COARSE SAND:	51.5%	28.6%
	% MEDIUM SAND:	38.1%	28.5%
	% FINE SAND:	2.7%	8.7%
	% V FINE SAND:	1.5%	3.2%
	% V COARSE SILT:	0.1%	0.6%
	% COARSE SILT:	0.1%	0.6%
	% MEDIUM SILT:	0.1%	0.6%
	% FINE SILT:	0.1%	0.6%
	% V FINE SILT:	0.1%	0.6%
	% CLAY:	0.1%	0.6%

Apêndice C - Imagens de catodoluminescência

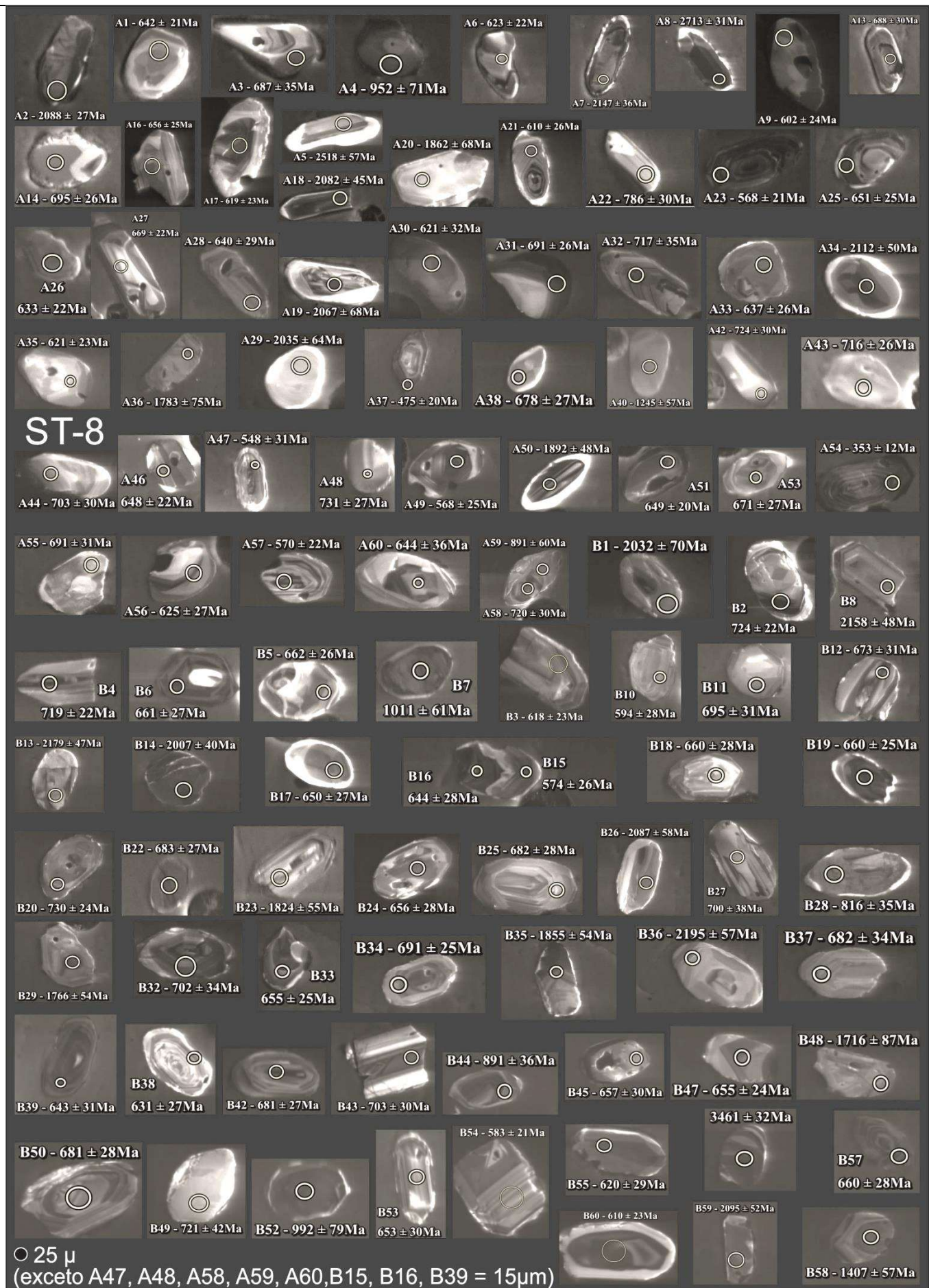


Figura C.1 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-8.



Figura C.2 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra MS-4.



Figura C.3 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra MS-5.

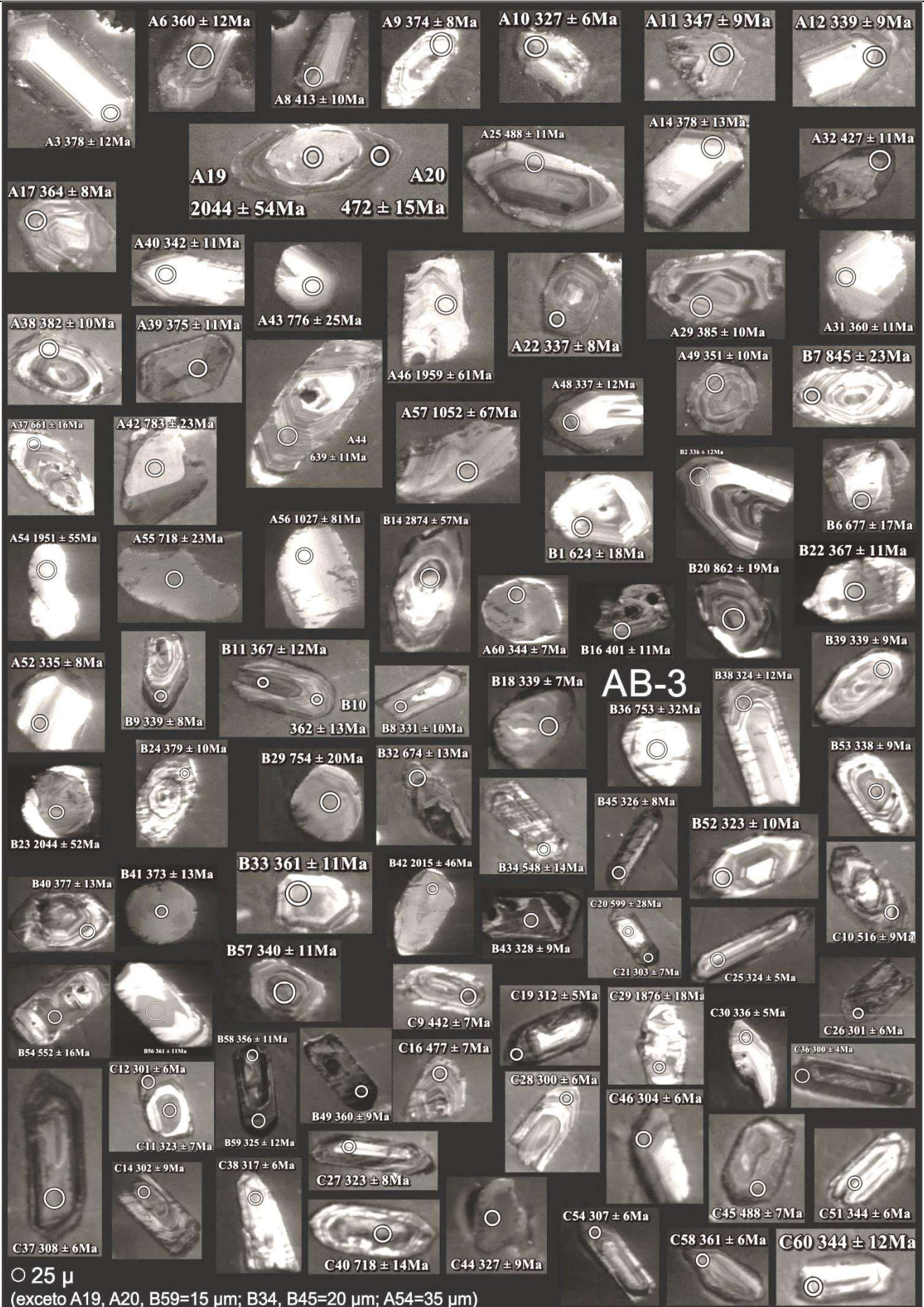


Figura C.4 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-3.

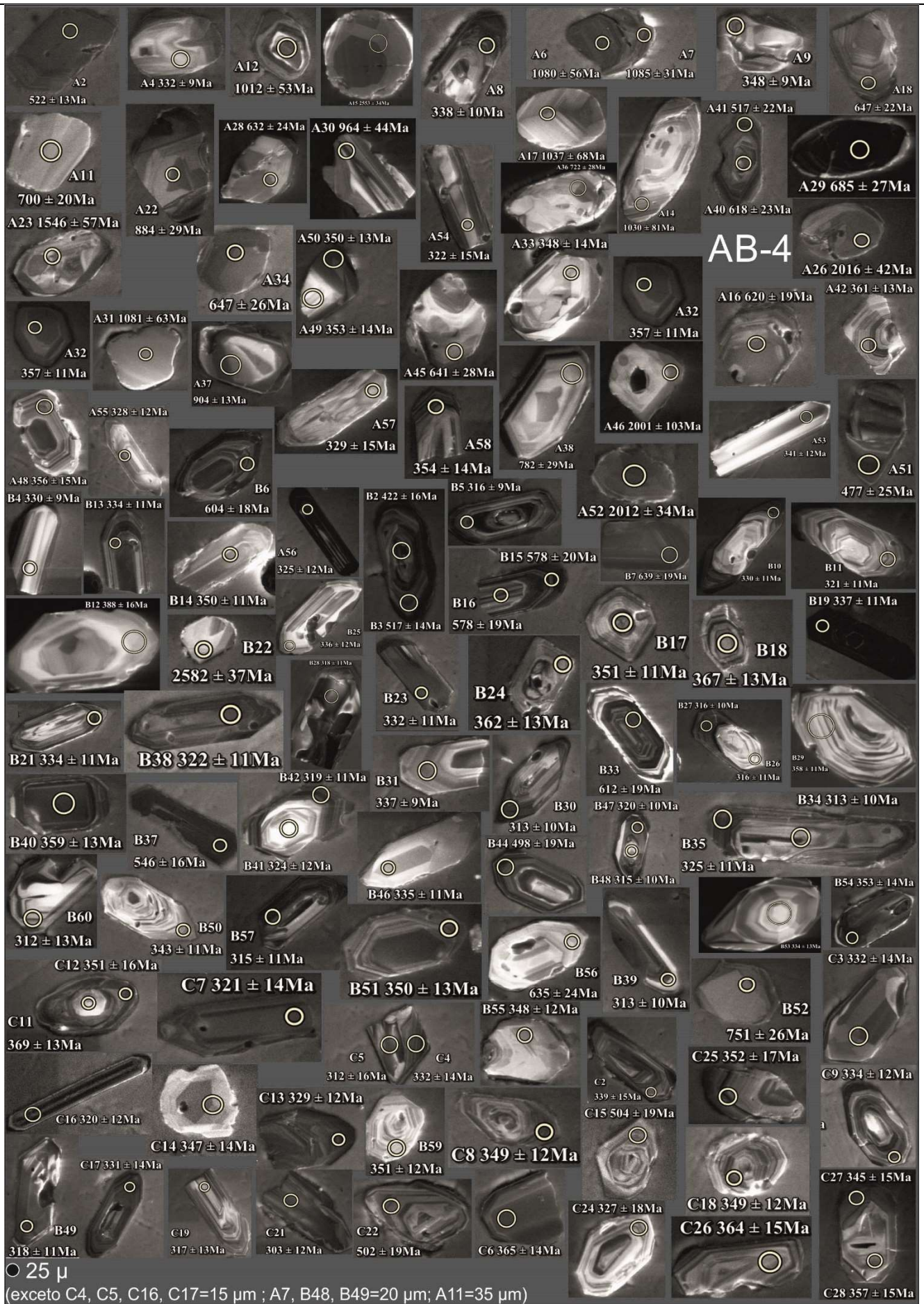


Figura C.5 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-4.

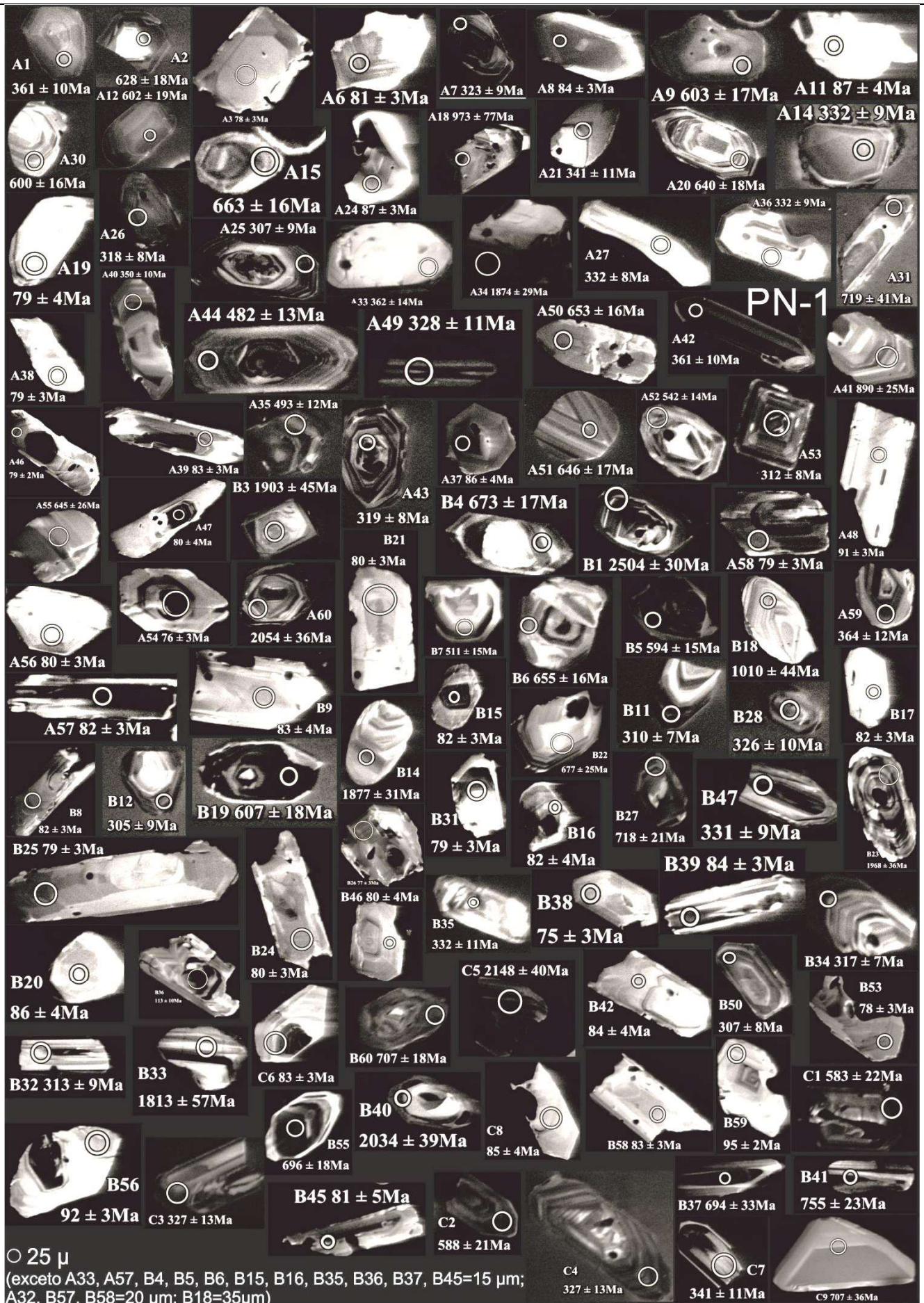


Figura C.6 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra PN-1.



Figura C.7 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra PN-2.



Figura C.8 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-5.

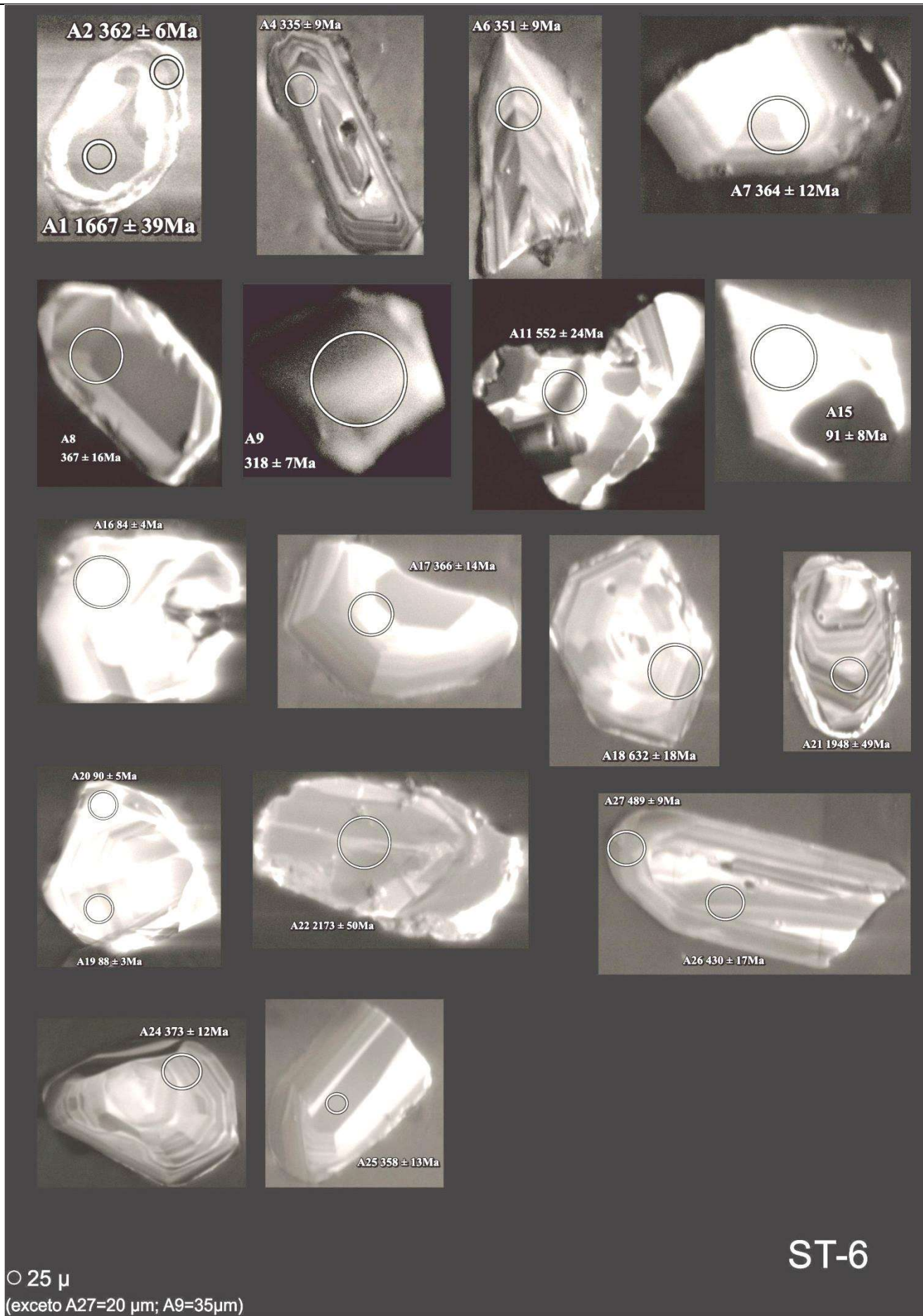


Figura C.9 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-6.

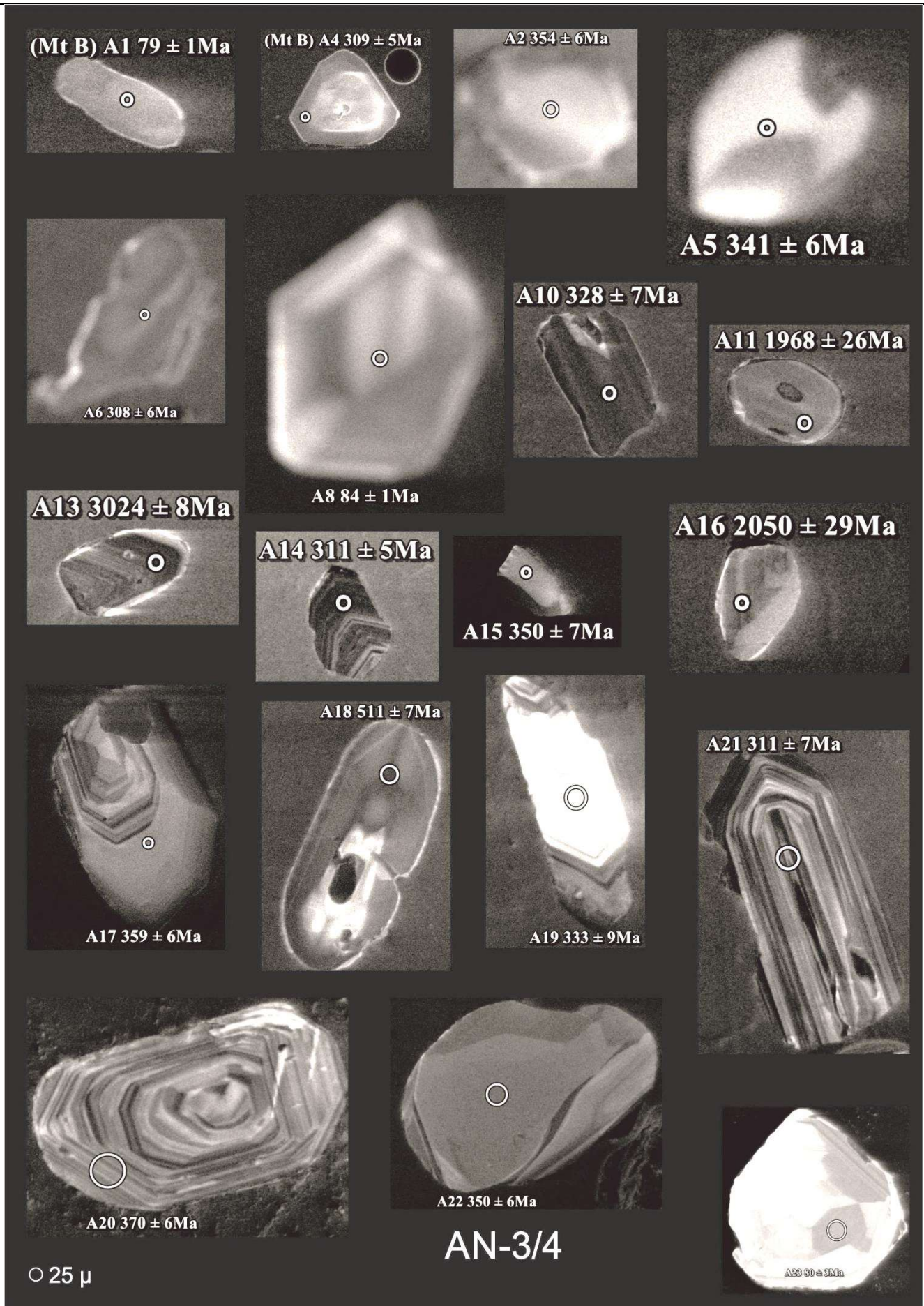


Figura C.10 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AN-3/4.

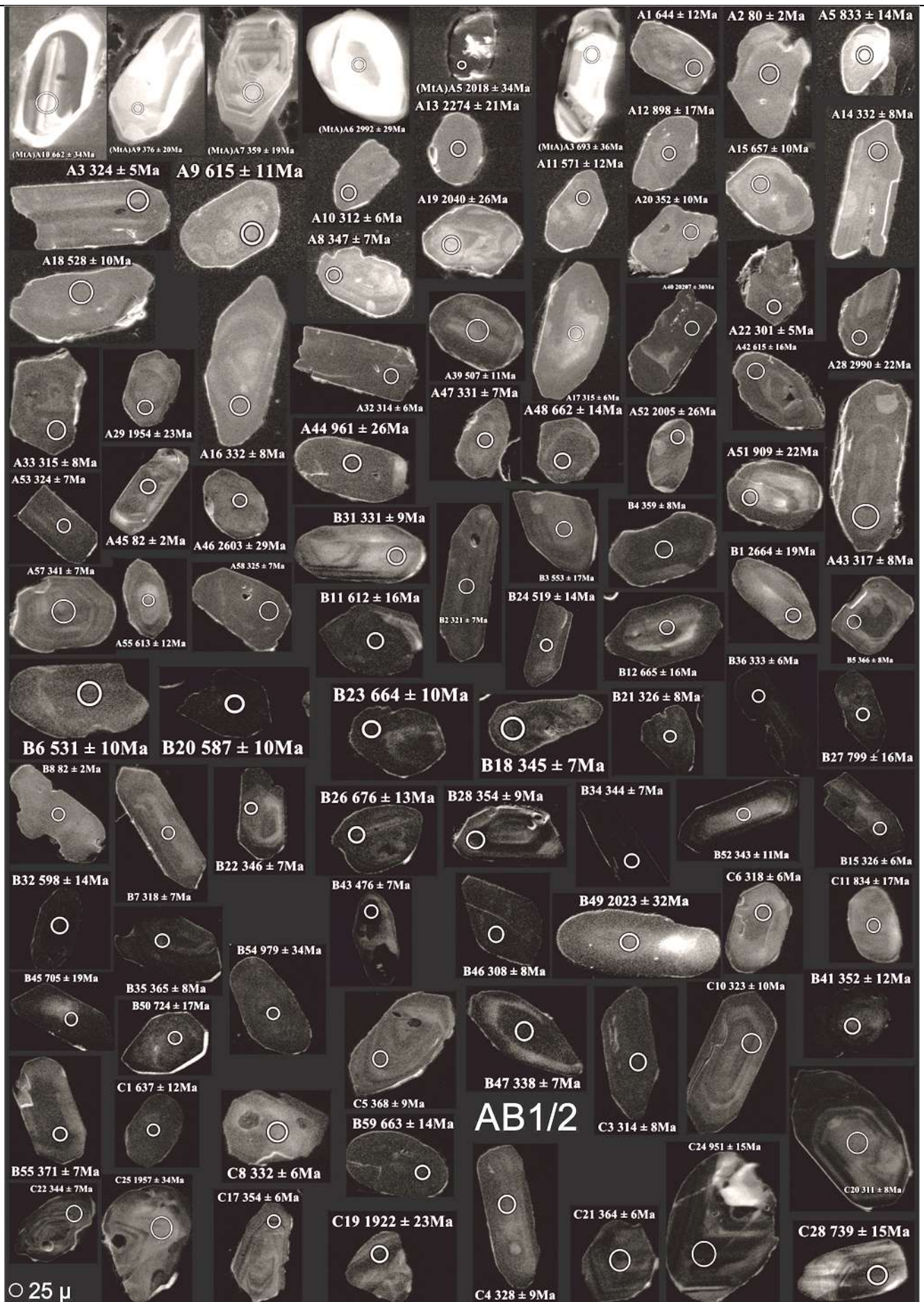


Figura C.11 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra AB-1/2.



Figura C.12 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-1.

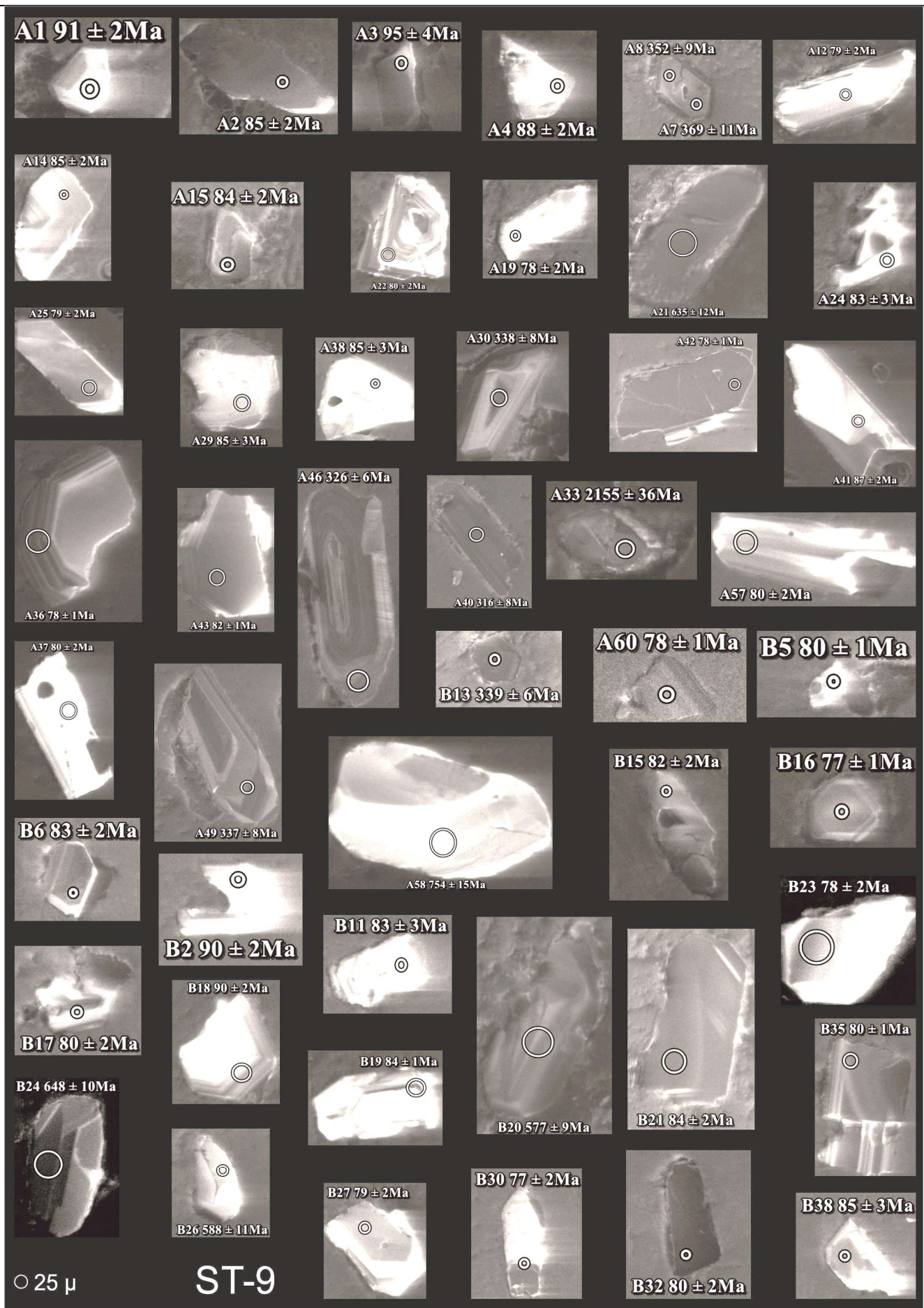


Figura C.13 – Imagens CL dos grãos de zircão mais representativos da amostra ST-9.

Apêndice D - Dados de geocronologia U-Pb

Tabela D.1

Amostra ST- 8 - Grauvaque (Formação de Mira; 37°54'49,76"N; 8°48'7,83"W)

 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (2 σ -error), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (2 σ -error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th^b U	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{238}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{235}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{206}Pb	2 s %	rho ^d	^{206}Pb ^{238}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{235}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{206}Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	1108	19	2	0.72	1817	0.10467	3.5	0.88866	10.2	0.06157	9.6	0.34	642	21	646	50	659	205	97
a2	34704	71	31	0.30	18705	0.39320	3.0	7.00986	3.3	0.12930	1.5	0.89	2138	54	2113	30	2088	27	102
a3	1583	25	3	0.49	2587	0.11244	5.4	0.95727	9.9	0.06175	8.2	0.55	687	35	682	50	665	177	103
a4	2474	25	4	0.47	3622	0.15911	8.0	1.51098	10.9	0.06888	7.4	0.73	952	71	935	69	895	153	106
a5	13655	18	10	0.36	4575	0.49033	3.3	11.22636	4.7	0.16605	3.4	0.70	2572	71	2542	45	2518	57	102
a6	3612	68	7	0.12	6091	0.10149	3.7	0.83972	5.6	0.06001	4.2	0.67	623	22	619	26	604	90	103
a7	29929	62	30	0.45	22567	0.41557	3.5	7.65967	4.0	0.13368	2.1	0.86	2240	66	2192	37	2147	36	104
a8	88417	99	61	0.37	47610	0.52204	4.1	13.43837	4.6	0.18670	1.9	0.91	2708	92	2711	44	2713	31	100
a9	779	15	2	0.77	457	0.09782	4.1	0.82126	10.2	0.06089	9.3	0.40	602	24	609	48	635	201	95
a10	190	2	1	2.38	298	0.15404	6.5	1.32405	19.2	0.06234	18.1	0.34	924	57	856	118	686	386	135
a12	5372	155	9	0.09	1067	0.05836	4.6	0.51480	7.5	0.06398	5.9	0.62	366	16	422	26	741	124	49
a13	2661	44	6	0.58	1794	0.11270	4.6	0.96855	6.8	0.06233	5.0	0.68	688	30	688	34	685	106	100
a14	2239	38	5	0.76	2928	0.11378	3.9	1.00825	6.2	0.06427	4.8	0.63	695	26	708	32	751	101	93
a15	6427	115	12	0.36	1449	0.09438	3.2	0.84134	5.4	0.06466	4.4	0.59	581	18	620	26	763	92	76
a16	863	14	2	0.36	844	0.10707	4.0	0.93549	8.8	0.06337	7.8	0.46	656	25	671	44	721	165	91
a17	1417	27	3	0.31	1639	0.10084	3.8	0.82289	7.2	0.05918	6.1	0.53	619	23	610	34	574	133	108
a18	39303	86	38	0.58	4740	0.35736	5.7	6.34710	6.2	0.12881	2.5	0.91	1970	97	2025	56	2082	45	95
a19	21003	47	22	0.53	2501	0.39195	3.8	6.90431	5.4	0.12776	3.9	0.70	2132	69	2099	49	2067	68	103
a20	3496	10	5	0.78	3148	0.35299	3.9	5.54197	5.4	0.11387	3.7	0.72	1949	66	1907	48	1862	68	105
a21	1587	31	4	0.78	810	0.09931	4.5	0.82124	7.8	0.05998	6.4	0.57	610	26	609	36	603	138	101
a22	1420	22	3	0.29	2238	0.12972	4.0	1.14067	9.0	0.06378	8.0	0.45	786	30	773	50	734	170	107
a23	4543	105	11	0.45	7886	0.09205	3.8	0.73712	5.1	0.05808	3.5	0.74	568	21	561	22	533	76	107
a24	9195	160	18	0.41	1442	0.10244	4.1	0.97858	5.6	0.06929	3.8	0.73	629	25	693	28	907	78	69
a25	3689	70	9	0.67	1665	0.10627	4.1	0.89003	5.3	0.06074	3.3	0.78	651	25	646	25	630	71	103
a26	4619	90	9	0.16	5722	0.10320	3.6	0.87987	5.6	0.06184	4.2	0.65	633	22	641	27	668	90	95
a27	1358	25	4	0.84	1792	0.10934	3.4	0.92460	7.1	0.06133	6.3	0.48	669	22	665	35	651	134	103
a28	2481	50	6	0.61	1794	0.10439	4.8	0.86654	6.9	0.06021	5.0	0.69	640	29	634	33	611	108	105
a29	4192	11	5	0.46	677	0.37192	4.6	6.43308	5.9	0.12545	3.6	0.79	2038	81	2037	53	2035	64	100
a30	1029	20	2	0.68	1166	0.10116	5.4	0.84828	9.0	0.06082	7.1	0.61	621	32	624	43	633	154	98

a31	4089	74	9	0.30	6109	0.11307	4.0	0.95775	5.6	0.06143	4.0	0.70	691	26	682	28	654	86	106
a32	4012	74	10	0.46	1216	0.11766	5.1	1.06521	7.3	0.06566	5.2	0.70	717	35	736	39	796	109	90
a33	1774	38	4	0.12	948	0.10390	4.3	0.87174	7.6	0.06085	6.3	0.56	637	26	637	37	634	136	101
a34	23170	59	25	0.32	8018	0.37987	4.1	6.86422	4.9	0.13106	2.8	0.82	2076	72	2094	45	2112	50	98
a35	876	19	2	0.54	669	0.10108	3.9	0.82495	7.8	0.05919	6.8	0.50	621	23	611	37	574	147	108
a36	4863	18	7	0.38	2096	0.34784	3.9	5.22742	5.7	0.10900	4.1	0.69	1924	66	1857	50	1783	75	108
a37	1515	46	4	0.18	754	0.07648	4.4	0.59504	8.4	0.05643	7.2	0.52	475	20	474	32	469	159	101
a38	1111	20	2	0.37	1128	0.11089	4.1	0.93651	7.8	0.06125	6.6	0.53	678	27	671	39	648	143	105
a39	20360	119	17	0.01	15320	0.14707	4.7	2.08468	5.8	0.10281	3.4	0.81	885	39	1144	40	1675	63	53
a40	6694	39	9	0.22	7493	0.22759	3.7	2.57218	4.7	0.08197	2.9	0.79	1322	44	1293	35	1245	57	106
a42	1027	15	2	0.45	1624	0.11879	4.4	1.01167	9.3	0.06176	8.2	0.48	724	30	710	49	666	175	109
a43	2881	38	5	0.53	2253	0.11752	3.8	1.00388	5.6	0.06196	4.1	0.69	716	26	706	29	673	87	106
a44	709	9	1	0.49	1165	0.11515	4.5	0.97886	9.9	0.06166	8.8	0.45	703	30	693	51	662	190	106
a45	5902	90	9	0.26	9673	0.09475	3.8	0.80379	4.8	0.06152	2.9	0.79	584	21	599	22	658	63	89
a46	8111	107	13	0.48	13359	0.10571	3.6	0.89067	4.8	0.06111	3.1	0.76	648	22	647	23	643	67	101
a47	544	7	1	0.29	824	0.08865	5.8	0.71098	13.4	0.05817	12.1	0.43	548	31	545	58	536	264	102
a48	461	4	1	0.88	769	0.12007	3.9	1.03509	9.9	0.06252	9.2	0.39	731	27	721	53	692	195	106
a49	3917	46	5	0.73	3608	0.09215	4.6	0.75412	6.3	0.05936	4.3	0.73	568	25	571	28	580	93	98
a50	25297	46	16	0.50	21932	0.30052	4.2	4.79698	5.0	0.11577	2.7	0.85	1694	63	1784	43	1892	48	90
a51	2922	32	4	0.50	4119	0.10586	3.3	0.88371	5.5	0.06054	4.4	0.60	649	20	643	27	623	95	104
a52	4936	45	4	0.30	2909	0.09009	4.4	0.84412	5.4	0.06796	3.2	0.81	556	24	621	26	867	66	64
a53	2036	19	2	0.46	3267	0.10974	4.3	0.94156	7.2	0.06223	5.7	0.60	671	27	674	36	682	122	98
a54	3886	74	4	0.31	7270	0.05622	3.6	0.41827	5.3	0.05396	3.9	0.68	353	12	355	16	369	87	95
a55	848	7	1	0.72	403	0.11306	4.8	0.98983	9.5	0.06350	8.2	0.50	691	31	699	49	725	174	95
a56	2615	23	3	0.36	895	0.10187	4.6	0.85111	6.4	0.06059	4.5	0.72	625	27	625	30	625	96	100
a57	1272	13	2	1.66	2219	0.09247	4.0	0.74768	7.7	0.05864	6.6	0.52	570	22	567	34	554	143	103
a58	561	4	1	0.95	929	0.11816	4.4	1.00883	11.7	0.06192	10.9	0.38	720	30	708	62	671	233	107
a59	233	2	0	0.64	516	0.14819	7.2	0.95252	26.7	0.04662	25.7	0.27	891	60	679	142	30	616	3005
a60	302	2	0	0.69	528	0.10504	5.8	0.88227	17.5	0.06092	16.5	0.33	644	36	642	87	636	356	101
b1	6205	14	7	0.42	4989	0.40968	4.2	7.07175	5.8	0.12519	3.9	0.73	2213	80	2120	53	2032	70	109
b2	3215	49	6	0.23	2917	0.11885	3.2	1.02838	4.5	0.06276	3.1	0.72	724	22	718	23	700	67	103
b3	2936	61	7	0.48	2122	0.10054	3.9	0.83441	5.4	0.06019	3.7	0.72	618	23	616	25	611	81	101
b4	9965	172	25	0.69	2678	0.11800	3.2	1.01757	6.4	0.06254	5.5	0.50	719	22	713	33	693	117	104
b5	2720	50	6	0.45	1447	0.10819	4.1	0.89736	6.2	0.06016	4.7	0.66	662	26	650	30	609	101	109
b6	5819	99	10	0.00	6097	0.10794	4.4	0.94314	5.3	0.06337	3.1	0.82	661	27	675	27	721	66	92
b7	13264	127	24	0.22	10676	0.18725	3.7	1.88215	4.7	0.07290	3.0	0.77	1106	37	1075	32	1011	61	109
b8	29938	74	38	0.54	22292	0.43357	3.9	8.04098	4.8	0.13451	2.7	0.82	2322	77	2236	44	2158	48	108
b9	15735	53	13	0.14	802	0.21245	7.4	4.24438	7.9	0.14490	3.0	0.93	1242	84	1683	67	2287	51	54

b10	3148	63	7	0.33	1555	0.09645	5.0	0.81429	6.5	0.06123	4.2	0.77	594	28	605	30	647	90	92
b11	1188	23	3	0.38	831	0.11375	4.7	0.98087	7.8	0.06254	6.3	0.60	695	31	694	40	693	134	100
b12	2536	50	7	0.71	1529	0.10996	4.9	0.92321	6.7	0.06089	4.5	0.73	673	31	664	33	635	98	106
b13	16411	38	17	0.43	3832	0.38336	4.7	7.19880	5.5	0.13619	2.7	0.87	2092	85	2136	50	2179	47	96
b14	30476	80	32	0.11	12161	0.39739	4.1	6.76542	4.7	0.12347	2.3	0.88	2157	76	2081	42	2007	40	107
b15	597	13	2	0.76	1123	0.09314	4.6	0.69148	11.2	0.05384	10.1	0.42	574	26	534	47	365	229	157
b16	1120	22	3	0.98	364	0.10502	4.6	0.90598	10.5	0.06257	9.5	0.43	644	28	655	52	693	202	93
b17	2122	44	5	0.24	3413	0.10601	4.4	0.91219	6.7	0.06241	5.1	0.66	650	27	658	33	688	108	94
b18	1471	30	4	0.50	825	0.10779	4.4	0.89669	8.3	0.06033	7.0	0.54	660	28	650	41	616	151	107
b19	6350	113	15	0.68	2254	0.10776	4.0	0.94557	5.3	0.06364	3.5	0.75	660	25	676	27	730	75	90
b20	1517	28	4	0.52	850	0.11987	3.5	1.01965	6.4	0.06169	5.3	0.55	730	24	714	33	663	114	110
b21	11627	192	22	0.43	537	0.09786	4.7	1.16974	5.9	0.08669	3.6	0.80	602	27	787	33	1354	69	44
b22	5273	101	13	0.52	4768	0.11181	4.2	0.99363	5.4	0.06445	3.3	0.78	683	27	701	27	756	70	90
b23	16878	62	28	0.72	5362	0.35169	4.2	5.40651	5.2	0.11149	3.0	0.81	1943	71	1886	45	1824	55	107
b24	845	19	2	0.58	1420	0.10717	4.6	0.89113	9.5	0.06031	8.4	0.48	656	28	647	47	615	181	107
b25	1112	24	3	0.45	1846	0.11160	4.3	0.93190	6.7	0.06056	5.2	0.63	682	28	669	34	624	112	109
b26	13270	37	16	0.24	2102	0.40078	4.3	7.13935	5.4	0.12920	3.3	0.79	2173	80	2129	50	2087	58	104
b27	705	14	2	0.40	638	0.11465	5.7	1.01814	12.0	0.06441	10.6	0.48	700	38	713	63	755	223	93
b28	2821	44	6	0.19	1185	0.13498	4.6	1.26070	5.7	0.06774	3.5	0.79	816	35	828	33	861	73	95
b29	9634	39	18	0.94	4448	0.35123	3.8	5.22937	4.8	0.10798	2.9	0.79	1940	64	1857	42	1766	54	110
b30	4311	90	9	0.40	999	0.09130	4.0	0.93232	6.0	0.07406	4.4	0.67	563	22	669	30	1043	90	54
b31	975	22	4	1.29	1785	0.10950	3.9	0.83670	7.7	0.05542	6.6	0.51	670	25	617	36	429	148	156
b32	4542	96	12	0.41	2465	0.11503	5.1	0.97798	6.4	0.06166	3.9	0.79	702	34	693	33	662	83	106
b33	2604	57	7	0.41	1524	0.10688	4.0	0.92382	6.5	0.06269	5.1	0.61	655	25	664	32	698	110	94
b34	1581	36	4	0.28	802	0.11318	3.9	0.95008	6.6	0.06088	5.3	0.59	691	25	678	33	635	114	109
b35	15628	63	24	0.39	6308	0.32914	3.9	5.14662	4.9	0.11341	3.0	0.79	1834	62	1844	43	1855	54	99
b36	7701	21	10	0.30	2496	0.42419	4.8	8.03623	5.8	0.13740	3.3	0.82	2279	93	2235	54	2195	57	104
b37	917	20	3	0.42	1453	0.11166	5.3	0.93104	8.9	0.06047	7.2	0.59	682	34	668	44	620	155	110
b38	2175	45	6	0.61	1172	0.10276	4.4	0.86315	6.0	0.06092	4.1	0.73	631	27	632	29	636	88	99
b39	2065	39	4	0.04	1146	0.10490	5.1	0.86359	6.9	0.05971	4.7	0.73	643	31	632	33	593	102	108
b40	1264	13	2	0.31	1903	0.17778	3.8	1.61473	7.5	0.06587	6.4	0.51	1055	37	976	48	802	134	131
b41	5607	80	11	0.42	968	0.11585	4.4	1.20816	5.9	0.07564	3.8	0.75	707	30	804	33	1085	77	65
b42	3444	60	8	0.65	1916	0.11146	4.2	0.94068	6.3	0.06121	4.7	0.66	681	27	673	31	647	101	105
b43	3651	53	8	0.77	1835	0.11519	4.5	1.00314	6.1	0.06316	4.1	0.74	703	30	705	31	714	87	98
b44	5620	60	10	0.61	3884	0.14824	4.3	1.36169	5.7	0.06662	3.7	0.76	891	36	873	34	826	77	108
b45	694	10	1	0.73	1168	0.10726	4.8	0.88573	8.7	0.05989	7.2	0.56	657	30	644	42	600	155	110
b46	6079	51	5	0.08	7349	0.09236	4.6	1.02851	8.7	0.08076	7.4	0.52	570	25	718	46	1216	145	47
b47	1147	16	2	0.72	767	0.10702	3.9	0.92011	8.6	0.06236	7.6	0.45	655	24	662	42	686	163	95

b48	3818	10	4	0.48	849	0.31478	5.5	4.56243	7.2	0.10512	4.7	0.76	1764	85	1742	62	1716	87	103
b49	335	4	0	0.52	534	0.11826	6.1	1.03961	16.9	0.06376	15.8	0.36	721	42	724	91	734	334	98
b50	1008	13	1	0.29	457	0.11136	4.3	0.93195	8.8	0.06070	7.6	0.50	681	28	669	44	629	164	108
b52	9296	57	12	0.62	5701	0.18155	5.1	1.80796	6.4	0.07222	3.9	0.80	1075	50	1048	43	992	79	108
b53	1909	21	3	0.60	2929	0.10653	4.8	0.93247	7.1	0.06348	5.2	0.68	653	30	669	36	725	111	90
b54	1221	17	2	0.54	762	0.09466	3.7	0.77085	8.9	0.05906	8.1	0.42	583	21	580	40	569	176	102
b55	3198	39	5	0.52	1560	0.10094	4.9	0.84238	6.7	0.06052	4.5	0.74	620	29	620	32	622	98	100
b56	127056	50	38	0.26	15307	0.62816	3.8	25.83525	4.3	0.29829	2.0	0.88	3142	95	3340	43	3461	32	91
b57	4985	52	6	0.40	2088	0.10776	4.5	0.89918	5.4	0.06052	3.1	0.82	660	28	651	26	622	67	106
b58	5039	15	4	0.42	1929	0.24452	3.9	3.00459	4.9	0.08912	3.0	0.80	1410	50	1409	38	1407	57	100
b59	11064	13	6	0.31	8590	0.38083	3.8	6.81490	4.8	0.12979	2.9	0.79	2080	68	2088	44	2095	52	99
b60	1121	13	1	0.32	863	0.09933	3.9	0.82206	8.0	0.06002	7.0	0.49	610	23	609	37	604	151	101

Tabela D.2

Amostra AJ-1 – Grauvaque (Formação da Brejeira 37°20'18" N; 8°51'25" W)

²⁰⁶Pb/²³⁸U age (2σ-error), ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age (2σ-error), degree of concordance.

	Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	conc %
		(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	
290	a9	858	11	2	2	1415	0.1102	2.5	0.956	18	0.0629	17.8	0.1	674	16	681	94	706	380	95
	a11	2952	36	5	1.2	4815	0.1029	1.9	0.878	3.8	0.0619	3.3	0.5	631	12	640	18	671	71	94
	a13	36265	25	18	1	17807	0.5725	2	16.148	2.7	0.2046	1.7	0.8	2918	47	2886	26	2863	28	102
	a16	32638	89	34	0.6	2557	0.341	2.3	5.329	3.4	0.1133	2.5	0.7	1892	39	1873	30	1853	45	102
	a17	7532	111	11	0.6	12486	0.0943	1.9	0.786	4	0.0605	3.5	0.5	581	11	589	18	620	76	94
	a21	21130	42	16	0.4	16046	0.3517	3	6.367	3.3	0.1313	1.4	0.9	1943	50	2028	29	2115	24	92
	a24	12580	179	20	0.7	3292	0.1034	3.5	0.863	4.3	0.0605	2.5	0.8	635	21	632	21	623	54	102
	a27	5674	95	9	0.6	8191	0.0938	1.8	0.767	3.3	0.0593	2.8	0.6	578	10	578	15	577	61	100
	a29	6900	117	12	0.9	11582	0.0922	2.8	0.76	4	0.0598	2.9	0.7	569	15	574	18	596	62	95
	a30	6148	104	12	0.6	8432	0.1054	4.2	0.888	9.1	0.0611	8.1	0.5	646	26	645	44	641	174	101
	a31	5157	23	6	0.4	4988	0.2535	1.5	3.082	3.3	0.0882	2.9	0.5	1457	20	1428	25	1386	56	105
	a32	1780	3	2	2.2	787	0.398	3.8	6.904	5.5	0.1258	4	0.7	2160	69	2099	50	2040	70	106
	a33	7648	14	6	0.7	6033	0.3687	3.1	6.477	4.1	0.1274	2.7	0.8	2023	54	2043	37	2062	48	98
	a38	27547	39	18	0.4	18772	0.4302	3.1	8.736	4.2	0.1473	2.9	0.7	2307	61	2311	39	2314	49	100
	a40	56278	81	41	1.3	39531	0.396	1.3	7.796	1.6	0.1428	1	0.8	2151	23	2208	15	2261	17	95
	a43	77778	73	37	0.4	39064	0.4632	2	10.139	2.3	0.1587	1.2	0.9	2454	41	2448	22	2442	20	100
	a47	13361	106	12	0.3	1000	0.1095	2	0.951	5.1	0.063	4.7	0.4	670	13	679	26	709	99	94
	a48	49556	56	26	1.1	2459	0.3952	1.7	7.699	2.5	0.1413	1.8	0.7	2147	32	2196	23	2243	32	96
	a51	74498	64	28	0.7	7020	0.3762	2.6	6.999	2.9	0.1349	1.4	0.9	2058	45	2111	26	2163	25	95

a52	92260	81	36	0.7	9637	0.3849	1.6	7.042	1.8	0.1327	0.9	0.9	2099	28	2117	16	2134	15	98
a55	21201	52	12	0.4	13761	0.2161	2.9	2.432	3.8	0.0816	2.5	0.8	1261	33	1252	28	1236	49	102
a60	65619	112	24	0.3	343	0.2024	1.5	2.21	2.9	0.0792	2.4	0.5	1188	16	1184	20	1177	48	101
a63	2335	13	1	1	3963	0.0966	2	0.793	6.1	0.0595	5.8	0.3	594	12	593	28	586	125	101
a66	9793	15	4	1	11417	0.2175	1.8	2.597	2.6	0.0866	1.9	0.7	1269	21	1300	19	1351	36	94
b4	1992	20	2	0.6	3121	0.1045	2.5	0.908	5.9	0.063	5.4	0.4	641	15	656	29	708	114	91
b7	9264	100	14	1	3163	0.126	2	1.119	3	0.0644	2.2	0.7	765	14	762	16	756	47	101
b8	14320	78	14	0.7	4210	0.1683	2	1.724	3.2	0.0743	2.5	0.6	1003	19	1018	21	1050	50	96
b14	12675	97	15	0.6	3924	0.14	1.4	1.292	2.1	0.067	1.5	0.7	844	11	842	12	837	31	101
b15	60294	79	44	1.8	550	0.3937	3.4	7.319	3.9	0.1348	1.8	0.9	2140	63	2151	35	2162	31	99
b16	5234	62	8	1.5	3070	0.1085	2.3	0.947	5	0.0633	4.4	0.5	664	15	677	25	719	93	92
b18	4520	36	5	0.3	6616	0.1459	2.1	1.374	3.7	0.0683	3.1	0.6	878	17	878	22	879	63	100
b22	4889	61	7	0.8	7696	0.1087	1.9	0.95	10.7	0.0634	10.5	0.2	665	12	678	54	721	223	92
b25	96092	168	58	0.1	2500	0.3462	2	6.121	2.3	0.1282	1.1	0.9	1916	34	1993	20	2074	20	92
b28	30414	59	27	1.6	25662	0.3548	2.5	5.812	3.5	0.1188	2.5	0.7	1958	42	1948	31	1938	44	101
b29	23685	226	29	0.5	2281	0.1237	1.7	1.098	5.6	0.0644	5.3	0.3	752	12	753	30	754	113	100
b30	78728	78	45	0.7	5278	0.4914	1.5	13.301	1.7	0.1963	0.7	0.9	2577	33	2701	16	2796	12	92

Tabela D.3

Amostra MS-4 – Sienito (Maciço de Sines; 37°57'59,2''N; 8°52'46,1''W)

206Pb/238U age (2 σ -error), 207Pb/206Pb age (2 σ -error), degree of concordance.

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	conc %
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	
a1	1266	76	1	0.58	2797	0.01297	2.3	0.08524	8.6	0.04767	8.3	0.27	83	2	83	7	83	197	100
a2	1054	83	1	0.53	1995	0.01295	2.9	0.08511	14.8	0.04767	14.5	0.19	83	2	83	12	83	345	100
a3	485	52	1	0.68	1057	0.01228	2.8	0.07925	6.1	0.04681	5.4	0.45	79	2	77	5	40	130	199
a4	1183	123	2	1.08	2513	0.01203	2.3	0.07888	5.2	0.04755	4.7	0.44	77	2	77	4	77	111	100
a5	516	47	1	0.85	1110	0.01240	2.2	0.08136	12.2	0.04759	12.0	0.18	79	2	79	9	79	285	101
a6	556	54	1	0.75	1169	0.01306	2.6	0.08470	10.2	0.04704	9.9	0.25	84	2	83	8	51	237	163
a7	556	57	1	0.75	1179	0.01209	2.3	0.07925	8.5	0.04756	8.2	0.27	77	2	77	6	77	195	100
a8	918	65	1	0.55	1982	0.01264	2.4	0.08310	10.0	0.04768	9.7	0.24	81	2	81	8	83	230	97
a9	503	45	1	0.54	1044	0.01322	2.5	0.08913	8.4	0.04890	8.0	0.30	85	2	87	7	143	189	59
a10	466	52	1	0.87	1138	0.01192	2.2	0.06866	11.6	0.04179	11.4	0.19	76	2	67	8	-239	287	-32

a11	436	41	1	0.62	921	0.01326	2.8	0.08826	15.6	0.04829	15.3	0.18	85	2	86	13	113	361	75
a12	573	55	1	0.92	1206	0.01265	2.1	0.08449	7.1	0.04843	6.8	0.30	81	2	82	6	120	160	67
a13	569	59	1	0.83	1221	0.01380	2.5	0.09142	11.2	0.04806	10.9	0.22	88	2	89	10	102	258	86
a14	655	60	1	0.74	1415	0.01292	2.2	0.08392	6.8	0.04711	6.4	0.32	83	2	82	5	55	153	151
a15	3071	166	3	0.78	7077	0.01216	2.9	0.07935	5.9	0.04732	5.2	0.49	78	2	78	4	65	123	119
a16	792	81	1	0.54	1714	0.01280	2.2	0.08423	8.5	0.04773	8.2	0.26	82	2	82	7	86	194	96
a17	673	63	1	0.72	1479	0.01324	2.1	0.08709	7.9	0.04771	7.6	0.27	85	2	85	6	85	181	100
a18	511	51	1	0.85	1091	0.01336	2.6	0.08754	7.3	0.04753	6.9	0.35	86	2	85	6	76	163	113
a19	556	52	1	0.72	1186	0.01237	1.9	0.08129	9.9	0.04766	9.7	0.20	79	2	79	8	83	229	96
a21	556	64	1	0.59	1191	0.01220	2.8	0.08057	16.2	0.04788	15.9	0.17	78	2	79	12	93	378	84
a22	655	63	1	0.55	1399	0.01295	2.4	0.08517	8.4	0.04771	8.0	0.29	83	2	83	7	85	190	98
a23	410	45	1	0.66	892	0.01212	2.8	0.07952	14.5	0.04758	14.2	0.19	78	2	78	11	78	337	99
a25	552	54	1	0.59	1185	0.01328	3.1	0.08743	10.7	0.04776	10.2	0.29	85	3	85	9	87	242	97
a26	949	76	2	1.75	2039	0.01282	3.2	0.08434	8.5	0.04772	7.9	0.38	82	3	82	7	85	187	96
a27	565	60	1	0.57	1216	0.01257	2.6	0.08249	11.1	0.04761	10.8	0.23	80	2	80	9	80	256	101
a28	1091	118	2	1.20	2328	0.01244	3.3	0.08165	7.5	0.04762	6.8	0.43	80	3	80	6	80	161	99
a29	462	49	1	0.62	1022	0.01181	2.4	0.07739	21.7	0.04751	21.6	0.11	76	2	76	16	75	513	101
a30	535	54	1	0.75	1145	0.01264	2.9	0.08360	10.1	0.04797	9.7	0.29	81	2	82	8	98	230	83
a31	373	37	1	0.55	793	0.01311	2.7	0.08638	11.2	0.04777	10.9	0.24	84	2	84	9	88	258	96
a32	624	64	1	0.84	1334	0.01286	2.9	0.08487	10.7	0.04786	10.3	0.27	82	2	83	9	92	245	89
a33	1014	107	2	1.13	2140	0.01198	2.3	0.07901	7.2	0.04785	6.8	0.32	77	2	77	5	92	162	84
a34	437	47	1	0.87	933	0.01142	2.9	0.07511	11.0	0.04772	10.6	0.26	73	2	74	8	85	251	86
a35	402	44	1	0.58	889	0.01256	2.6	0.08251	18.1	0.04766	17.9	0.14	80	2	81	14	82	424	98
a36	507	55	1	0.64	1074	0.01220	2.3	0.08054	9.9	0.04787	9.6	0.24	78	2	79	8	93	227	84
a37	647	56	1	0.69	1240	0.01391	2.3	0.10061	11.8	0.05245	11.6	0.19	89	2	97	11	305	263	29
a38	587	52	1	0.65	1241	0.01222	2.7	0.08081	8.2	0.04796	7.7	0.33	78	2	79	6	97	182	80
a39	697	62	1	0.66	1042	0.01294	3.7	0.08504	10.9	0.04765	10.3	0.34	83	3	83	9	82	244	101
a40	392	33	0	0.56	825	0.01279	3.0	0.08411	12.2	0.04770	11.8	0.24	82	2	82	10	84	280	97
a41	587	46	1	0.58	1247	0.01300	2.7	0.08557	9.8	0.04774	9.5	0.27	83	2	83	8	87	224	96
a42	530	43	1	0.52	1143	0.01312	2.8	0.08634	9.9	0.04772	9.5	0.28	84	2	84	8	85	225	98
a43	523	38	1	0.63	1099	0.01286	2.3	0.08453	11.1	0.04766	10.9	0.21	82	2	82	9	82	259	100
a44	643	45	1	0.64	1374	0.01353	2.4	0.08917	8.4	0.04781	8.0	0.29	87	2	87	7	90	190	96

a45	438	31	0	0.51	960	0.01356	3.3	0.08923	13.8	0.04773	13.4	0.24	87	3	87	12	86	319	101
a46	414	23	0	0.52	825	0.01506	3.6	0.10506	17.8	0.05061	17.4	0.20	96	3	101	17	223	403	43
a47	511	31	0	0.59	1103	0.01236	1.9	0.08082	11.3	0.04741	11.1	0.17	79	1	79	9	70	264	113
a48	543	27	0	0.54	912	0.01341	4.2	0.11456	23.6	0.06196	23.2	0.18	86	4	110	25	673	496	13
a49	687	35	1	0.48	1455	0.01286	2.2	0.08450	7.8	0.04767	7.5	0.28	82	2	82	6	83	178	99
a50	700	36	1	0.61	1460	0.01269	2.0	0.08339	8.7	0.04764	8.4	0.23	81	2	81	7	82	200	100
a51	2408	38	1	0.91	210	0.01605	4.3	0.29665	14.3	0.13408	13.6	0.30	103	4	264	34	2152	238	5
a52	502	23	0	0.63	1071	0.01347	2.4	0.08874	10.4	0.04778	10.1	0.23	86	2	86	9	89	240	97
a53	500	22	0	0.65	1062	0.01358	2.1	0.08944	9.6	0.04777	9.4	0.22	87	2	87	8	88	223	99
a54	507	22	0	0.47	1082	0.01229	3.0	0.08071	12.2	0.04761	11.8	0.25	79	2	79	9	80	281	98
a55	816	34	1	0.56	1741	0.01456	5.4	0.09542	7.6	0.04752	5.3	0.72	93	5	93	7	75	126	124
a56	1083	45	1	0.95	2277	0.01355	4.4	0.09005	9.4	0.04821	8.3	0.47	87	4	88	8	110	195	79
a57	627	21	0	0.82	1318	0.01386	3.4	0.09231	6.3	0.04832	5.3	0.54	89	3	90	5	115	125	77
a58	44860	30	6	0.54	16	0.07236	13.0	6.30549	13.3	0.63202	2.7	0.98	450	57	2019	124	4583	40	10
a59	546	20	0	0.90	1169	0.01498	2.0	0.09838	9.3	0.04763	9.1	0.21	96	2	95	8	81	215	118
a60	365	13	0	0.70	776	0.01342	2.4	0.08841	13.1	0.04777	12.8	0.18	86	2	86	11	88	304	98
b1	532	49	1	1.16	1178	0.01248	3.0	0.0808	15.7	0.04693	15.4	0.19	80	2	79	12	46	369	174
b2	428	43	1	0.67	920	0.01222	2.2	0.0803	11.1	0.04763	10.8	0.20	78	2	78	8	81	257	97
b3	441	47	1	0.64	952	0.01288	2.2	0.0847	13.8	0.04769	13.6	0.16	83	2	83	11	84	322	98
b4	459	44	1	0.64	972	0.01316	3.2	0.0866	9.3	0.04771	8.7	0.34	84	3	84	8	85	207	99
b5	590	42	1	0.56	853	0.01302	2.7	0.1294	20.6	0.07207	20.4	0.13	83	2	124	24	988	416	8
b6	409	40	1	0.60	869	0.01284	3.0	0.0843	10.2	0.04764	9.8	0.30	82	2	82	8	81	232	101
b7	433	44	1	0.64	916	0.01221	2.1	0.0801	10.7	0.04758	10.5	0.19	78	2	78	8	78	250	100
b8	413	41	1	0.57	874	0.01378	2.2	0.0912	9.0	0.04801	8.8	0.24	88	2	89	8	100	207	88
b9	401	43	1	0.61	861	0.01263	3.5	0.0829	15.7	0.04762	15.3	0.22	81	3	81	12	81	364	100
b10	566	58	1	0.58	1207	0.01345	2.3	0.0880	7.6	0.04746	7.3	0.30	86	2	86	6	73	172	119
b11	363	43	1	0.45	785	0.01166	3.4	0.0765	12.1	0.04759	11.6	0.28	75	3	75	9	79	276	95
b12	388	41	1	0.80	825	0.01271	2.7	0.0836	12.2	0.04769	11.9	0.22	81	2	82	10	84	283	97
b13	456	51	1	0.58	972	0.01344	2.5	0.0866	11.6	0.04675	11.3	0.21	86	2	84	9	36	270	237
b14	552	57	1	0.47	1170	0.01320	2.7	0.0873	11.2	0.04800	10.8	0.24	85	2	85	9	99	257	85
b15	510	53	1	0.60	1089	0.01253	2.7	0.0817	11.8	0.04727	11.5	0.23	80	2	80	9	63	274	128
b16	508	56	1	0.64	1082	0.01213	2.6	0.0797	12.4	0.04766	12.2	0.21	78	2	78	9	82	289	94

b17	626	67	1	0.55	1320	0.01281	2.4	0.0843	8.4	0.04772	8.0	0.29	82	2	82	7	85	190	96
b18	631	70	1	0.40	1366	0.01221	1.5	0.0787	19.6	0.04674	19.5	0.08	78	1	77	15	36	467	219
b19	489	49	1	0.47	1053	0.01269	2.7	0.0834	9.9	0.04765	9.5	0.27	81	2	81	8	82	226	99
b20	499	52	1	0.61	1057	0.01239	2.8	0.0814	10.4	0.04764	10.0	0.27	79	2	79	8	82	238	97
b24	468	44	1	0.68	991	0.01333	2.9	0.0879	13.9	0.04779	13.6	0.21	85	2	86	11	89	323	96
b25	535	56	1	0.63	1138	0.01293	3.0	0.0851	8.9	0.04772	8.3	0.34	83	2	83	7	85	197	97
b26	445	49	1	0.42	939	0.01243	3.3	0.0817	12.1	0.04768	11.6	0.28	80	3	80	9	84	276	95
b27	549	64	1	0.64	1191	0.01282	2.3	0.0842	8.8	0.04765	8.5	0.26	82	2	82	7	82	201	100
b28	459	54	1	0.54	1008	0.01362	1.9	0.0882	7.6	0.04695	7.3	0.25	87	2	86	6	47	175	187
b29	389	45	1	0.52	824	0.01275	2.3	0.0838	12.4	0.04769	12.2	0.18	82	2	82	10	84	290	97
b30	566	66	1	0.70	1206	0.01224	2.5	0.0804	8.8	0.04762	8.4	0.29	78	2	79	7	81	199	97
b31	503	56	1	0.54	1078	0.01266	2.8	0.0831	9.0	0.04762	8.6	0.31	81	2	81	7	80	203	101
b32	634	69	1	0.61	1337	0.01320	2.8	0.0870	9.9	0.04776	9.5	0.28	85	2	85	8	88	225	97
b33	573	65	1	0.63	1255	0.01376	2.1	0.0888	11.2	0.04681	11.0	0.18	88	2	86	9	39	263	224
b34	466	55	1	0.52	1000	0.01205	2.9	0.0790	11.1	0.04756	10.7	0.27	77	2	77	8	77	254	100
b35	530	65	1	0.56	1144	0.01174	2.1	0.0773	9.5	0.04777	9.2	0.23	75	2	76	7	88	219	85
b36	498	59	1	0.54	1058	0.01288	2.9	0.0847	9.7	0.04767	9.2	0.30	83	2	83	8	83	219	99
b37	641	75	1	0.56	1364	0.01156	2.7	0.0757	8.6	0.04752	8.2	0.32	74	2	74	6	75	195	98
b38	468	46	1	0.66	993	0.01271	2.6	0.0837	12.4	0.04775	12.1	0.21	81	2	82	10	87	288	94
b39	856	78	1	0.42	1817	0.01341	2.4	0.0883	8.8	0.04775	8.4	0.28	86	2	86	7	87	200	99
b40	599	54	1	0.44	1281	0.01273	2.6	0.0838	14.3	0.04773	14.1	0.18	82	2	82	11	86	334	95
b41	594	50	1	0.68	1245	0.01271	3.1	0.0835	10.1	0.04765	9.6	0.30	81	2	81	8	82	228	99
b42	1821	145	2	0.31	3817	0.01252	2.1	0.0822	6.5	0.04765	6.2	0.32	80	2	80	5	82	146	98

Tabela D.4

Amostra MS-5 - Sienito (Maciço de Sines; 37°57'59,2"N; 8°52'46,1"W)

206Pb/238U age (2 σ -error), 207Pb/206Pb age (2 σ -error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^c}{^{238}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{235}\text{U}}$	2 s %	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 s %	rho ^d	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 s (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 s (Ma)	conc %
a1	306	40	1	0.79	648	0.01228	4.1	0.08037	13.9	0.04748	13.3	0.30	79	3	78	11	74	315	107

a2	406	51	1	0.69	813	0.01246	4.0	0.08198	13.2	0.04773	12.6	0.30	80	3	80	10	86	299	93
a3	301	38	1	0.67	627	0.01323	3.7	0.08677	12.9	0.04757	12.4	0.29	85	3	84	11	78	294	109
a4	16936	227	22	0.03	27949	0.10283	2.5	0.86292	3.0	0.06086	1.6	0.84	631	15	632	14	634	34	99
a5	310	39	1	0.47	649	0.01321	3.9	0.08678	15.0	0.04765	14.4	0.26	85	3	84	12	82	343	103
a6	293	38	1	0.62	623	0.01329	4.3	0.08741	12.6	0.04771	11.9	0.34	85	4	85	10	85	282	100
a7	364	48	1	0.60	765	0.01380	4.4	0.09076	12.1	0.04771	11.3	0.36	88	4	88	10	85	268	104
a9	343	47	1	0.63	727	0.01316	4.7	0.08678	15.6	0.04782	14.9	0.30	84	4	84	13	90	353	93
a10	334	45	1	0.69	694	0.01321	3.9	0.08701	13.2	0.04777	12.6	0.30	85	3	85	11	88	298	96
a11	273	40	1	0.52	584	0.01337	4.1	0.08811	18.7	0.04781	18.3	0.22	86	3	86	15	90	433	95
a12	273	42	1	0.49	576	0.01289	3.6	0.08455	10.5	0.04756	9.8	0.35	83	3	82	8	78	233	106
a13	398	60	1	0.81	835	0.01301	3.6	0.08533	11.7	0.04756	11.1	0.30	83	3	83	9	78	264	107
a14	315	47	1	0.53	661	0.01236	4.7	0.08111	13.9	0.04761	13.1	0.34	79	4	79	11	80	311	99
a15	331	52	1	0.49	702	0.01243	4.4	0.08139	16.3	0.04750	15.7	0.27	80	3	79	13	75	374	107
a17	308	51	1	0.48	662	0.01223	3.8	0.08032	14.3	0.04763	13.8	0.26	78	3	78	11	81	328	97
a18	1351	197	4	0.98	2758	0.01243	3.1	0.08420	6.5	0.04914	5.8	0.47	80	2	82	5	155	135	51
a19	197	28	0	0.48	413	0.01036	9.6	0.06773	32.3	0.04741	30.8	0.30	66	6	67	21	70	734	95
a20	316	49	1	0.60	670	0.01355	3.2	0.08930	13.3	0.04779	12.9	0.24	87	3	87	11	89	306	98
a22	330	55	1	0.76	704	0.01325	4.0	0.08702	15.0	0.04762	14.5	0.27	85	3	85	12	80	344	106
a24	296	48	1	0.57	610	0.01497	3.8	0.09897	17.0	0.04795	16.5	0.22	96	4	96	16	97	391	99
a25	267	48	1	0.76	580	0.01204	3.6	0.07903	16.0	0.04759	15.6	0.23	77	3	77	12	79	370	98
a26	521	88	1	0.89	1098	0.01254	4.0	0.08227	10.9	0.04759	10.1	0.37	80	3	80	8	79	240	102
a27	339	61	1	0.52	718	0.01276	3.7	0.08393	17.0	0.04772	16.6	0.22	82	3	82	13	85	395	96
a28	270	48	1	0.51	570	0.01266	4.2	0.08324	15.7	0.04767	15.1	0.27	81	3	81	12	83	358	98
a29	2266	107	2	0.77	48	0.01305	5.4	0.24046	30.5	0.13368	30.0	0.18	84	4	219	62	2147	525	4
a30	916	178	3	1.23	1926	0.01220	3.9	0.08019	7.0	0.04767	5.8	0.56	78	3	78	5	83	137	94
a31	37	5	0	0.55	70	0.01324	17.6	0.08735	138.8	0.04785	137.7	0.13	85	15	85	120	92	3262	92
a32	893	182	3	1.12	1892	0.01264	3.6	0.08318	10.2	0.04771	9.5	0.36	81	3	81	8	85	225	95
a33	227	46	1	0.54	488	0.01283	3.9	0.08455	16.5	0.04779	16.0	0.24	82	3	82	13	89	379	92
a34	273	51	1	0.72	536	0.01202	4.7	0.09934	34.1	0.05994	33.7	0.14	77	4	96	32	601	730	13
a35	215	46	1	0.63	454	0.01214	4.6	0.07955	19.3	0.04753	18.8	0.24	78	4	78	15	76	446	102
a37	207	29	0	0.84	286	0.01365	4.4	0.13276	23.3	0.07054	22.9	0.19	87	4	127	28	944	468	9
a38	701	139	2	0.91	1515	0.01193	3.9	0.07804	11.3	0.04744	10.6	0.34	76	3	76	8	71	253	107

a39	161	26	0	0.60	305	0.01171	5.5	0.07711	32.5	0.04776	32.0	0.17	75	4	75	24	87	759	86
a40	231	41	1	0.61	485	0.01258	5.5	0.08274	19.4	0.04769	18.6	0.28	81	4	81	15	84	441	96
a41	241	41	1	0.51	520	0.01460	5.5	0.09650	22.0	0.04793	21.3	0.25	93	5	94	20	96	505	98
a42	234	38	1	0.68	482	0.01252	4.9	0.08240	18.0	0.04772	17.3	0.27	80	4	80	14	85	410	94
a44	185	26	0	0.67	370	0.01269	5.6	0.08358	25.4	0.04776	24.7	0.22	81	5	82	20	87	586	93
a46	537	78	1	1.10	1120	0.01291	4.2	0.08493	10.3	0.04772	9.4	0.41	83	3	83	8	85	223	97
a47	216	30	0	0.58	453	0.01284	4.4	0.08455	19.2	0.04777	18.7	0.23	82	4	82	15	88	443	93
a48	242	33	0	0.61	520	0.01240	4.7	0.08135	19.9	0.04760	19.4	0.23	79	4	79	15	79	460	100
a50	386	49	1	0.87	816	0.01260	5.4	0.08269	12.8	0.04761	11.6	0.42	81	4	81	10	80	275	101
a51	245	33	0	0.56	522	0.01295	5.9	0.08504	15.9	0.04764	14.8	0.37	83	5	83	13	82	350	102
a52	784	106	2	1.02	1652	0.01277	6.5	0.08370	13.0	0.04755	11.3	0.50	82	5	82	10	77	268	106
a53	707	89	2	1.66	828	0.01151	4.6	0.07528	9.6	0.04745	8.5	0.48	74	3	74	7	72	201	103
a54	272	35	1	0.67	575	0.01225	5.9	0.08018	20.8	0.04748	19.9	0.28	78	5	78	16	73	474	107
a55	388	46	1	0.68	806	0.01327	4.1	0.08764	15.1	0.04790	14.5	0.27	85	3	85	12	94	344	90
a56	211	25	0	0.80	445	0.01282	4.7	0.08443	20.2	0.04774	19.7	0.23	82	4	82	16	87	466	95
a57	256	27	0	0.86	548	0.01325	5.7	0.08701	15.1	0.04764	14.0	0.38	85	5	85	12	81	332	104
a58	403	28	0	0.86	535	0.01145	5.6	0.13762	22.3	0.08717	21.6	0.25	73	4	131	28	1364	416	5
a59	180	22	0	0.57	403	0.01455	5.4	0.09576	26.4	0.04775	25.9	0.20	93	5	93	24	87	613	107
a60	225	25	0	0.59	475	0.01259	5.0	0.08275	23.3	0.04767	22.7	0.21	81	4	81	18	83	539	97
b2	325	42	1	1.05	661	0.01401	3.0	0.09251	13.3	0.04789	12.9	0.22	90	3	90	11	94	306	96
b3	624	82	2	1.17	1290	0.01248	3.1	0.08182	9.7	0.04757	9.1	0.32	80	2	80	7	78	217	103
b5	517	77	1	0.93	1086	0.01213	3.5	0.07961	8.6	0.04762	7.9	0.41	78	3	78	6	80	187	97
b7	345	51	1	0.50	735	0.01264	3.1	0.08299	11.6	0.04761	11.2	0.27	81	3	81	9	80	265	101
b8	353	50	1	0.52	740	0.01284	3.8	0.08431	11.7	0.04760	11.1	0.32	82	3	82	9	80	264	103
b9	327	49	1	0.44	700	0.01289	3.8	0.08477	15.6	0.04771	15.1	0.25	83	3	83	12	85	359	97
b10	290	43	1	0.66	603	0.01227	3.7	0.08062	16.3	0.04767	15.9	0.22	79	3	79	12	83	377	95
b11	2043	73	1	0.41	63	0.00992	9.2	0.27017	27.5	0.19751	25.9	0.33	64	6	243	61	2806	424	2
b12	2244	92	2	0.79	156	0.01416	4.0	0.30861	12.0	0.15804	11.3	0.34	91	4	273	29	2435	191	4
b13	311	51	1	0.45	665	0.01199	3.3	0.07865	15.6	0.04759	15.3	0.21	77	3	77	12	79	363	97
b14	895	143	2	0.78	1873	0.01285	2.8	0.08433	7.8	0.04761	7.3	0.36	82	2	82	6	80	173	103
b16	352	62	1	0.59	766	0.01147	3.6	0.07486	15.4	0.04734	15.0	0.23	74	3	73	11	66	356	111
b17	529	89	1	0.81	629	0.01212	4.0	0.07958	10.6	0.04761	9.8	0.38	78	3	78	8	80	233	97

b18	120	20	0	0.55	103	0.01213	5.0	0.07971	21.1	0.04768	20.5	0.24	78	4	78	16	83	487	93
b19	222	28	0	1.24	452	0.01203	6.2	0.07883	21.2	0.04753	20.3	0.29	77	5	77	16	76	483	101
b20	140	19	0	0.59	297	0.01323	4.8	0.08669	23.8	0.04754	23.3	0.20	85	4	84	19	77	553	111
b21	1481	266	4	0.45	468	0.01210	3.2	0.09043	8.8	0.05420	8.2	0.36	78	2	88	7	380	185	20
b22	626	109	2	0.70	1302	0.01243	2.7	0.08182	10.5	0.04774	10.1	0.26	80	2	80	8	86	240	92
b24	314	46	1	0.41	659	0.01255	3.9	0.08264	15.4	0.04776	14.9	0.25	80	3	81	12	87	353	92
b25	285	52	1	0.60	585	0.01297	3.9	0.08522	9.5	0.04767	8.7	0.41	83	3	83	8	83	206	100
b26	201	41	1	0.54	439	0.01208	3.5	0.07926	14.3	0.04757	13.9	0.24	77	3	77	11	78	330	99
b27	321	66	1	0.51	692	0.01196	4.3	0.07831	11.6	0.04750	10.8	0.37	77	3	77	9	74	257	103
b28	223	43	1	0.54	474	0.01328	4.0	0.08733	15.2	0.04769	14.7	0.26	85	3	85	12	84	348	101
b30	45	7	0	0.63	95	0.01308	9.1	0.08569	55.3	0.04753	54.5	0.16	84	8	83	45	76	1295	110
b31	586	118	2	0.95	1243	0.01291	3.3	0.08514	9.4	0.04782	8.8	0.35	83	3	83	8	90	208	92
b33	330	66	1	0.78	688	0.01288	4.1	0.08442	13.0	0.04753	12.4	0.31	83	3	82	10	76	294	108
b35	505	98	1	0.47	1063	0.01331	3.6	0.08745	10.3	0.04763	9.6	0.35	85	3	85	8	81	228	105
b37	320	64	1	0.55	679	0.01181	3.6	0.07745	13.4	0.04757	12.9	0.27	76	3	76	10	78	306	97
b38	1013	192	3	1.01	1015	0.01253	3.4	0.08217	7.8	0.04758	7.0	0.44	80	3	80	6	78	167	103
b39	307	55	1	0.62	655	0.01207	4.3	0.07919	11.8	0.04758	10.9	0.37	77	3	77	9	78	260	99
b40	348	60	1	0.54	736	0.01274	3.1	0.08392	16.5	0.04779	16.2	0.19	82	3	82	13	89	384	92
b41	446	71	1	0.64	934	0.01258	3.7	0.08261	12.3	0.04762	11.7	0.30	81	3	81	10	80	278	100
b43	505	72	1	0.55	1073	0.01289	4.5	0.08481	13.2	0.04770	12.4	0.34	83	4	83	11	85	295	98
b44	1819	290	5	0.50	3678	0.01207	2.7	0.08275	5.1	0.04974	4.3	0.53	77	2	81	4	183	100	42
b45	476	89	1	0.47	1011	0.01273	3.8	0.08363	11.2	0.04764	10.5	0.34	82	3	82	9	81	249	100
b48	518	64	1	1.27	1083	0.01217	4.0	0.07981	10.3	0.04756	9.4	0.39	78	3	78	8	77	224	101
b49	840	83	1	0.49	1633	0.01352	3.4	0.09644	11.1	0.05175	10.5	0.30	87	3	93	10	274	242	32
b50	251	31	0	0.49	522	0.01237	4.7	0.08098	16.8	0.04750	16.1	0.28	79	4	79	13	74	383	107
b51	536	95	1	0.39	1077	0.01218	4.3	0.07981	15.9	0.04751	15.3	0.27	78	3	78	12	75	363	104
b52	520	63	1	0.65	1082	0.01205	3.3	0.07895	8.4	0.04753	7.7	0.40	77	3	77	6	76	182	102
b53	1333	96	2	0.92	202	0.01478	4.5	0.15951	10.8	0.07829	9.8	0.42	95	4	150	15	1154	194	8
b54	285	32	0	0.68	607	0.01241	3.9	0.08119	16.5	0.04746	16.1	0.24	79	3	79	13	72	382	110
b55	340	37	1	0.60	736	0.01213	3.9	0.07966	13.3	0.04762	12.7	0.29	78	3	78	10	80	303	97
b56	645	45	1	0.66	465	0.01136	4.1	0.11140	12.9	0.07111	12.3	0.32	73	3	107	13	961	251	8
b57	514	56	1	0.53	1085	0.01190	4.6	0.07810	14.7	0.04762	14.0	0.31	76	3	76	11	80	332	95

b58	347	40	1	0.43	745	0.01295	3.9	0.08516	13.5	0.04771	12.9	0.29	83	3	83	11	85	307	98
b59	1361	122	2	1.23	1206	0.00824	6.7	0.06241	12.1	0.05490	10.0	0.56	53	4	61	7	408	224	13
b60	151	7	0	0.74	62	0.01415	8.4	0.17760	29.0	0.09104	27.8	0.29	91	8	166	45	1447	529	6

Tabela D.5

Amostra AB-3 – Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 38°3'11,43"N; 8°49'20,59"W)

²⁰⁶Pb/²³⁸U age (2σ-error), ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age (2σ-error), degree of concordance.

298

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	conc %
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	
a1	2193	121	8	0.30	4077	0.0596	2.8	0.44	4.7	0.0542	3.8	0.60	373	10	374	15	379	85	98
a3	1743	97	6	0.28	3238	0.0604	3.3	0.45	6.3	0.0544	5.4	0.52	378	12	379	20	386	120	98
a4	1185	73	4	0.32	2298	0.0569	2.9	0.41	6.1	0.0522	5.3	0.48	357	10	348	18	294	121	121
a5	5661	131	16	0.04	9008	0.1316	2.8	1.15	3.9	0.0634	2.7	0.71	797	21	777	21	720	58	111
a6	3254	196	12	0.30	6106	0.0574	3.4	0.43	4.9	0.0537	3.6	0.69	360	12	360	15	360	81	100
a8	1020	53	4	0.29	1868	0.0662	2.6	0.51	7.2	0.0554	6.7	0.36	413	10	415	25	427	150	97
a9	2829	171	11	0.32	5265	0.0598	2.3	0.45	4.3	0.0542	3.6	0.53	374	8	375	14	379	82	99
a10	2120	147	8	0.16	4017	0.0520	2.0	0.38	5.0	0.0531	4.6	0.40	327	6	327	14	334	103	98
a11	7078	439	25	0.25	13176	0.0552	2.7	0.41	3.7	0.0537	2.5	0.73	347	9	348	11	358	57	97
a12	2870	195	11	0.17	2841	0.0540	2.9	0.40	4.9	0.0534	3.9	0.59	339	9	340	14	345	89	98
a14	1439	87	5	0.23	2695	0.0604	3.4	0.45	6.5	0.0544	5.5	0.53	378	13	379	21	386	123	98
a15	1997	44	5	0.49	1847	0.0899	9.5	0.78	10.5	0.0628	4.3	0.91	555	51	585	48	702	91	79
a16	1607	67	3	0.05	2801	0.0421	9.4	0.33	10.8	0.0573	5.3	0.87	266	24	292	28	504	117	53
a17	1963	137	8	0.30	3635	0.0581	2.4	0.43	4.6	0.0542	4.0	0.52	364	8	366	14	377	89	96
a18	1155	76	5	0.22	2229	0.0588	3.2	0.42	5.5	0.0521	4.5	0.57	369	11	358	17	291	103	127
a19	7141	29	12	0.18	5680	0.3791	2.7	6.59	4.1	0.1261	3.0	0.67	2072	48	2058	37	2044	54	101
a20	2668	139	10	0.01	4463	0.0759	3.2	0.62	5.9	0.0594	4.9	0.55	472	15	491	23	580	106	81
a21	2651	180	11	0.30	4865	0.0565	2.7	0.43	4.2	0.0547	3.2	0.65	354	9	360	13	399	72	89
a22	3546	265	14	0.12	6710	0.0536	2.5	0.39	4.5	0.0533	3.7	0.57	337	8	337	13	342	83	98
a23	322	23	1	0.31	677	0.0535	4.8	0.37	11.4	0.0499	10.3	0.43	336	16	318	31	188	239	178
a24	2044	121	8	0.33	895	0.0579	2.9	0.48	6.3	0.0601	5.6	0.45	363	10	398	21	607	122	60
a25	5188	234	17	0.05	9123	0.0787	2.3	0.62	3.7	0.0573	2.9	0.62	488	11	490	15	501	64	97
a26	2335	121	7	0.19	331	0.0518	4.3	0.52	13.5	0.0722	12.8	0.32	326	14	422	48	991	260	33
a28	1540	115	7	0.28	2958	0.0567	3.3	0.40	6.7	0.0518	5.8	0.50	356	12	345	20	275	132	129
a29	1200	84	5	0.18	2228	0.0616	2.7	0.46	6.0	0.0544	5.4	0.44	385	10	385	19	386	120	100
a30	644	46	3	0.40	1157	0.0572	3.1	0.44	9.4	0.0559	8.8	0.33	359	11	371	30	447	196	80

a31	882	65	4	0.30	1646	0.0574	3.1	0.43	5.6	0.0538	4.7	0.55	360	11	360	17	361	106	100
a32	5856	371	24	0.04	10606	0.0685	2.8	0.53	4.1	0.0557	3.1	0.67	427	11	429	15	439	68	97
a35	1162	45	6	0.65	1980	0.1127	2.8	0.92	5.9	0.0594	5.2	0.48	688	18	664	29	583	112	118
a37	8743	291	38	0.56	10887	0.1080	2.6	0.93	3.3	0.0625	2.1	0.77	661	16	668	17	691	46	96
a38	4223	286	18	0.27	7827	0.0611	2.6	0.46	3.8	0.0543	2.8	0.69	382	10	383	12	385	62	99
a39	5533	365	22	0.13	10283	0.0599	2.9	0.45	4.2	0.0543	3.0	0.69	375	11	376	13	385	68	97
a40	1902	133	8	0.30	3603	0.0546	3.2	0.40	5.5	0.0533	4.5	0.58	342	11	342	16	342	102	100
a42	2855	61	8	0.12	4402	0.1291	3.2	1.17	5.0	0.0655	3.9	0.63	783	23	785	28	790	82	99
a43	1026	23	3	0.32	1583	0.1280	3.4	1.15	6.8	0.0653	5.9	0.49	776	25	778	38	783	124	99
a44	5964	171	21	0.54	9813	0.1042	1.8	0.88	2.6	0.0612	1.8	0.71	639	11	641	12	645	39	99
a45	1331	71	4	0.31	2346	0.0526	3.3	0.41	5.7	0.0572	4.7	0.57	330	11	352	17	498	102	66
a46	11922	41	18	0.51	9959	0.3585	2.5	5.94	4.2	0.1202	3.4	0.60	1975	43	1967	38	1959	61	101
a47	474	17	1	0.48	810	0.0645	3.6	0.53	8.8	0.0596	8.0	0.41	403	14	432	32	589	175	68
a48	1927	99	6	0.25	3705	0.0537	3.7	0.39	5.9	0.0533	4.5	0.63	337	12	338	17	343	103	98
a49	1306	62	4	0.31	2472	0.0559	2.9	0.41	5.5	0.0534	4.7	0.52	351	10	350	16	347	106	101
a52	928	43	3	0.64	1769	0.0533	2.6	0.39	7.9	0.0531	7.4	0.33	335	8	335	23	333	168	100
a53	3067	77	7	0.40	5558	0.0824	3.6	0.63	5.5	0.0557	4.2	0.65	510	18	497	22	439	93	116
a54	6123	17	9	1.01	5166	0.3526	2.9	5.82	4.2	0.1197	3.1	0.68	1947	49	1949	37	1951	55	100
a55	3132	51	7	0.60	5010	0.1178	3.3	1.02	4.7	0.0630	3.3	0.71	718	23	716	24	709	71	101
a56	1454	13	2	0.27	1978	0.1702	2.2	1.72	4.6	0.0735	4.0	0.49	1013	21	1018	30	1027	81	99
a57	2772	23	5	0.47	3757	0.1758	2.5	1.80	4.2	0.0744	3.3	0.59	1044	24	1046	27	1052	67	99
a58	8401	213	15	0.51	622	0.0574	3.1	0.60	5.3	0.0755	4.3	0.58	360	11	476	20	1082	86	33
a59	27128	432	36	0.28	438	0.0767	3.7	0.96	5.2	0.0911	3.7	0.70	477	17	685	26	1448	70	33
a60	2288	80	4	0.18	4299	0.0548	2.1	0.41	4.2	0.0537	3.7	0.49	344	7	346	12	357	83	97
b1	3166	149	17	0.47	5237	0.1017	3.0	0.85	4.2	0.0606	2.8	0.73	624	18	625	20	627	61	100
b2	3476	319	17	0.15	2725	0.0536	3.8	0.39	5.3	0.0531	3.6	0.72	336	12	336	15	335	82	101
b4	5187	192	24	0.30	8584	0.1203	2.9	1.01	5.2	0.0610	4.2	0.57	732	20	710	27	641	91	114
b6	2620	112	14	0.44	4249	0.1107	2.6	0.94	4.6	0.0618	3.9	0.55	677	17	675	23	666	83	102
b7	5124	150	21	0.22	7846	0.1401	2.9	1.30	4.6	0.0673	3.5	0.63	845	23	846	27	848	74	100
b8	2800	275	16	0.45	5347	0.0527	3.1	0.39	5.1	0.0532	4.1	0.61	331	10	332	15	335	92	99
b9	3275	319	17	0.17	6202	0.0539	2.6	0.40	4.3	0.0533	3.4	0.60	339	8	339	12	341	77	99
b10	574	49	3	0.40	1105	0.0577	3.8	0.42	10.8	0.0523	10.1	0.35	362	13	353	33	300	231	121
b11	1723	146	9	0.20	3198	0.0586	3.3	0.44	6.2	0.0540	5.2	0.54	367	12	368	19	371	117	99
b12	2444	212	12	0.19	3712	0.0571	2.2	0.43	5.3	0.0548	4.9	0.41	358	8	364	16	406	109	88
b14	19999	45	28	0.19	9764	0.5485	5.0	15.57	6.1	0.2059	3.5	0.82	2819	114	2851	60	2874	57	98
b15	653	64	4	0.61	1277	0.0534	3.3	0.38	8.2	0.0519	7.5	0.40	335	11	328	23	279	172	120
b16	2995	218	14	0.25	5488	0.0641	2.9	0.49	5.0	0.0550	4.0	0.58	401	11	403	17	414	90	97
b17	1347	122	7	0.12	2660	0.0618	3.0	0.45	12.4	0.0530	12.1	0.24	386	11	379	40	331	274	117

b18	2464	236	12	0.09	4644	0.0540	2.2	0.40	3.9	0.0535	3.3	0.55	339	7	340	11	348	75	97
b20	4992	147	22	0.23	7621	0.1431	2.4	1.34	5.4	0.0680	4.8	0.44	862	19	864	32	869	100	99
b21	4033	382	22	0.37	2856	0.0526	2.4	0.37	4.5	0.0515	3.8	0.55	331	8	322	12	263	86	126
b22	1004	81	6	0.57	1877	0.0585	3.0	0.44	7.7	0.0541	7.0	0.40	367	11	368	24	376	158	97
b23	8009	43	19	0.47	4180	0.3744	2.6	6.51	3.9	0.1261	2.9	0.66	2050	46	2047	35	2044	52	100
b24	610	47	3	0.39	1141	0.0605	2.8	0.45	9.3	0.0541	8.9	0.30	379	10	378	30	375	199	101
b26	951	79	5	0.31	686	0.0603	3.4	0.42	7.3	0.0506	6.5	0.47	377	13	356	22	222	150	170
b28	632	25	3	0.33	1106	0.1103	2.4	0.88	9.6	0.0579	9.3	0.25	674	15	641	46	527	203	128
b29	1777	56	8	0.38	2778	0.1240	2.8	1.10	5.3	0.0644	4.5	0.53	754	20	754	28	754	94	100
b30	2330	174	10	0.20	3250	0.0562	3.0	0.46	5.0	0.0590	4.1	0.59	353	10	383	16	569	88	62
b31	2096	151	9	0.25	3661	0.0587	2.9	0.47	5.0	0.0582	4.1	0.57	368	10	392	16	537	90	69
b32	7123	262	31	0.37	11670	0.1102	2.1	0.93	3.1	0.0614	2.3	0.68	674	13	669	15	653	48	103
b33	2087	170	10	0.32	3889	0.0576	3.2	0.43	4.5	0.0539	3.2	0.71	361	11	362	14	368	72	98
b34	4922	219	20	0.25	8486	0.0887	2.7	0.71	3.8	0.0585	2.6	0.73	548	14	548	16	547	57	100
b35	6276	461	27	0.22	3390	0.0574	3.0	0.44	4.1	0.0554	2.8	0.73	360	11	369	13	426	63	84
b36	1879	58	8	0.43	2948	0.1239	4.5	1.10	6.8	0.0644	5.0	0.67	753	32	753	37	753	107	100
b37	1958	144	10	0.40	3779	0.0610	2.3	0.44	4.9	0.0525	4.3	0.46	381	8	371	15	306	98	125
b38	3514	282	16	0.42	6197	0.0515	3.9	0.38	6.2	0.0532	4.8	0.63	324	12	325	17	337	109	96
b39	1679	122	7	0.18	3180	0.0540	2.8	0.40	5.8	0.0532	5.1	0.48	339	9	339	17	338	115	100
b40	2354	138	9	0.29	2404	0.0603	3.4	0.45	4.9	0.0544	3.5	0.70	377	13	379	16	388	78	97
b41	807	44	3	0.22	1514	0.0596	3.5	0.44	8.7	0.0541	7.9	0.41	373	13	373	27	375	178	100
b42	9227	30	13	0.46	7518	0.3763	2.8	6.43	3.8	0.1240	2.6	0.74	2059	50	2037	34	2015	46	102
b43	2398	137	8	0.56	3925	0.0522	2.7	0.38	4.9	0.0530	4.1	0.55	328	9	328	14	330	92	99
b44	2483	141	8	0.30	4871	0.0523	2.7	0.37	4.7	0.0513	3.9	0.58	328	9	320	13	255	89	129
b45	3211	156	8	0.18	6083	0.0518	2.5	0.38	5.4	0.0533	4.8	0.46	326	8	328	15	341	108	96
b47	307	14	1	0.91	645	0.0550	4.9	0.38	24.6	0.0498	24.1	0.20	345	17	325	71	186	561	185
b49	14677	516	28	0.05	10373	0.0575	2.6	0.43	3.8	0.0539	2.7	0.69	360	9	361	12	368	62	98
b50	1689	61	4	0.23	3241	0.0580	2.9	0.42	6.1	0.0525	5.4	0.47	363	10	356	18	307	123	118
b52	1979	70	4	0.19	3792	0.0514	3.2	0.37	5.4	0.0528	4.3	0.59	323	10	323	15	320	99	101
b53	2691	88	5	0.51	2634	0.0538	2.9	0.40	4.6	0.0534	3.6	0.62	338	9	339	13	346	82	98
b54	5709	92	9	0.42	9781	0.0894	3.0	0.72	4.3	0.0587	3.1	0.70	552	16	553	19	558	67	99
b55	1973	53	3	0.24	1042	0.0575	3.2	0.44	5.5	0.0561	4.5	0.58	360	11	373	17	455	99	79
b56	449	11	1	0.44	852	0.0576	3.0	0.43	8.7	0.0538	8.2	0.34	361	11	361	27	363	184	99
b57	2506	65	4	0.38	4722	0.0541	3.2	0.40	5.0	0.0534	3.8	0.65	340	11	341	15	347	87	98
b58	1225	31	2	0.16	2398	0.0567	3.2	0.40	7.9	0.0507	7.2	0.40	356	11	339	23	226	167	157
b59	2374	56	3	0.11	3249	0.0518	3.8	0.38	5.4	0.0532	3.9	0.70	325	12	327	15	336	88	97
b60	965	23	1	0.34	1879	0.0547	3.0	0.39	7.0	0.0517	6.3	0.43	343	10	334	20	273	146	126
c1	13024	225	12	0.37	7928	0.0497	2.0	0.35	2.8	0.0514	2.0	0.71	313	6	306	7	259	45	121

c2	24806	416	19	0.05	49689	0.0497	1.8	0.35	2.5	0.0517	1.8	0.70	313	5	308	7	273	41	114
c3	9362	138	8	0.37	7074	0.0563	2.0	0.40	2.9	0.0515	2.0	0.71	353	7	342	8	265	46	133
c4	4839	79	4	0.31	10205	0.0490	2.1	0.33	3.7	0.0493	3.0	0.57	308	6	292	9	160	71	192
c5	5680	90	5	0.36	2272	0.0529	2.0	0.35	3.7	0.0482	3.1	0.55	333	7	306	10	107	72	310
c6	6584	95	5	0.18	4766	0.0548	1.6	0.39	2.7	0.0512	2.1	0.61	344	5	332	8	251	49	137
c7	44758	432	20	0.37	333	0.0414	1.7	0.55	4.6	0.0955	4.2	0.38	262	4	442	17	1538	80	17
c8	43099	500	25	0.41	507	0.0445	1.8	0.33	4.2	0.0532	3.8	0.43	281	5	287	10	336	85	84
c9	35312	346	23	0.05	1744	0.0710	1.6	0.55	3.1	0.0564	2.7	0.51	442	7	446	11	469	59	94
c10	27383	269	21	0.05	27180	0.0834	1.8	0.66	2.9	0.0574	2.3	0.61	516	9	515	12	506	51	102
c11	8768	158	9	0.41	18406	0.0515	2.2	0.35	3.0	0.0493	2.1	0.71	323	7	305	8	164	50	198
c12	19423	330	16	0.24	38280	0.0478	1.9	0.35	2.8	0.0524	2.1	0.66	301	6	301	7	304	48	99
c13	4887	46	8	2.37	9878	0.0999	1.9	0.70	4.1	0.0507	3.6	0.48	614	11	538	17	229	83	269
c14	33286	386	20	0.52	287	0.0480	2.9	0.35	7.0	0.0524	6.4	0.41	302	9	303	18	305	145	99
c15	14911	166	12	0.07	28035	0.0798	1.5	0.61	2.8	0.0551	2.4	0.53	495	7	481	11	415	53	119
c16	16452	182	15	0.37	28465	0.0768	1.5	0.60	2.0	0.0568	1.4	0.74	477	7	478	8	485	30	98
c17	15729	158	14	0.51	1595	0.0818	1.9	0.72	5.2	0.0635	4.9	0.37	507	9	549	22	727	103	70
c18	3053	58	3	0.39	6405	0.0509	2.2	0.35	4.9	0.0492	4.4	0.44	320	7	301	13	158	103	203
c19	40484	609	30	0.14	1526	0.0497	1.7	0.36	2.5	0.0527	1.9	0.67	312	5	313	7	314	43	100
c20	64117	215	30	0.67	1389	0.0974	4.9	1.40	5.1	0.1045	1.4	0.96	599	28	890	31	1705	26	35
c21	40023	527	27	0.19	396	0.0482	2.2	0.35	5.4	0.0528	4.9	0.42	303	7	305	14	320	111	95
c22	1617	28	2	0.59	3610	0.0592	2.1	0.38	4.5	0.0466	4.0	0.46	370	7	327	13	27	95	1394
c23	5640	139	8	0.77	12213	0.0449	1.7	0.29	4.0	0.0468	3.7	0.42	283	5	258	9	37	88	766
c24	6524	130	7	0.39	13772	0.0549	1.8	0.37	3.6	0.0493	3.1	0.51	345	6	322	10	162	73	213
c25	11170	223	13	0.51	21683	0.0516	1.5	0.38	3.8	0.0531	3.5	0.40	324	5	325	11	331	79	98
c26	39749	800	38	0.36	854	0.0478	2.0	0.35	4.3	0.0525	3.8	0.47	301	6	302	11	306	87	98
c27	12061	249	12	0.16	23530	0.0514	2.6	0.38	3.5	0.0529	2.4	0.73	323	8	324	10	326	54	99
c28	9790	190	9	0.12	9835	0.0476	2.0	0.34	3.1	0.0523	2.4	0.63	300	6	300	8	300	55	100
c29	47834	73	26	0.40	43136	0.3244	2.6	5.13	2.8	0.1148	1.0	0.93	1811	41	1842	24	1876	18	97
c30	4457	81	4	0.20	2000	0.0535	1.4	0.39	3.1	0.0533	2.7	0.46	336	5	337	9	341	62	99
c31	2133	42	2	0.31	4557	0.0557	2.4	0.37	5.9	0.0487	5.4	0.40	349	8	322	16	132	127	265
c32	782	18	1	0.37	1828	0.0580	2.3	0.36	7.6	0.0444	7.2	0.31	364	8	309	20	-87	177	-416
c33	5108	60	6	0.25	10028	0.0988	1.9	0.72	3.3	0.0531	2.7	0.58	607	11	553	14	335	61	181
c34	114470	249	61	0.06	21823	0.2487	2.2	3.90	2.5	0.1136	1.2	0.87	1432	28	1613	21	1858	22	77
c35	7772	165	9	0.29	15846	0.0524	2.1	0.37	3.5	0.0508	2.8	0.60	329	7	317	10	232	65	142
c36	59360	599	33	0.28	188	0.0477	1.3	0.34	5.0	0.0522	4.9	0.26	300	4	300	13	296	111	101
c37	14029	337	16	0.10	27466	0.0489	2.0	0.36	2.7	0.0529	1.9	0.73	308	6	310	7	324	43	95
c38	2465	48	3	0.41	525	0.0504	2.0	0.37	13.1	0.0528	12.9	0.16	317	6	317	36	322	293	99
c39	4299	82	4	0.22	9203	0.0551	1.9	0.37	4.9	0.0483	4.6	0.38	346	6	317	14	112	108	307

c40	50819	317	41	0.50	7653	0.1178	2.0	1.04	2.2	0.0642	0.9	0.92	718	14	725	12	749	18	96
c41	7958	147	8	0.37	16228	0.0522	1.6	0.37	3.3	0.0509	2.8	0.49	328	5	317	9	235	66	139
c42	7277	118	7	0.31	12943	0.0534	2.0	0.37	3.7	0.0497	3.1	0.53	336	6	317	10	179	73	187
c43	2612	44	2	0.17	5336	0.0510	1.7	0.33	6.3	0.0470	6.1	0.27	321	5	290	16	49	145	659
c44	16173	260	12	0.01	10502	0.0521	2.8	0.38	5.6	0.0530	4.8	0.50	327	9	328	16	330	109	99
c45	17398	140	11	0.21	7121	0.0786	1.5	0.62	2.5	0.0573	2.0	0.61	488	7	490	10	502	44	97
c46	14504	210	9	0.05	4550	0.0483	2.0	0.35	2.5	0.0525	1.5	0.81	304	6	305	7	309	33	99
c47	4142	62	3	0.39	3564	0.0451	2.7	0.31	4.3	0.0496	3.4	0.63	284	8	273	10	178	79	160
c48	8906	104	5	0.12	3476	0.0503	2.5	0.35	4.1	0.0511	3.3	0.61	317	8	308	11	243	76	130
c49	3695	48	2	0.44	7843	0.0489	1.8	0.33	4.9	0.0487	4.6	0.37	308	5	288	12	133	107	231
c50	11030	119	6	0.18	10291	0.0543	2.2	0.39	3.5	0.0519	2.6	0.65	341	7	333	10	281	61	121
c51	3441	39	2	0.39	6669	0.0548	1.7	0.40	4.2	0.0535	3.8	0.40	344	6	345	12	351	87	98
c52	11638	151	7	0.08	23808	0.0500	2.2	0.34	3.8	0.0498	3.1	0.58	314	7	299	10	183	73	171
c53	1868	22	1	0.41	3997	0.0524	3.0	0.35	4.2	0.0485	2.9	0.71	329	10	305	11	123	69	268
c54	7540	91	4	0.19	14897	0.0488	1.9	0.35	3.2	0.0525	2.6	0.59	307	6	307	9	307	59	100
c55	4478	50	3	0.37	9592	0.0536	2.4	0.36	3.7	0.0482	2.9	0.64	337	8	309	10	110	67	307
c56	2164	25	1	0.40	4770	0.0518	1.9	0.34	5.0	0.0473	4.6	0.38	325	6	295	13	62	109	524
c57	3845	36	2	0.06	8288	0.0525	1.6	0.35	3.7	0.0481	3.4	0.43	330	5	303	10	104	79	318
c58	12393	126	7	0.13	1819	0.0575	1.8	0.43	5.3	0.0538	5.0	0.34	361	6	361	16	364	113	99
c59	5016	40	2	0.49	10494	0.0566	2.5	0.39	3.5	0.0494	2.5	0.71	355	9	331	10	168	58	211
c60	6109	55	3	0.26	11542	0.0549	3.5	0.40	6.5	0.0535	5.5	0.54	344	12	345	19	350	123	98

Tabela D.6

Amostra AB-4 - Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 38°3'11,43"N; 8°49'20,59"W)

 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (2σ -error), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (2σ -error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{238}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{235}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{206}Pb	2 s %	rho ^d	^{206}Pb ^{238}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{235}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{206}Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	6452	131	7	0.19	946	0.05267	2.8	0.47570	7.2	0.06551	6.6	0.38	331	9	395	24	791	139	42
a2	10392	169	15	0.33	10786	0.08437	2.6	0.67966	3.5	0.05842	2.4	0.74	522	13	527	15	546	52	96
a3	6220	167	9	0.18	11346	0.05311	3.2	0.40244	3.9	0.05495	2.2	0.83	334	10	343	11	410	48	81
a4	1587	47	3	0.31	2965	0.05285	2.8	0.39058	6.2	0.05360	5.6	0.45	332	9	335	18	354	126	94
a5	763	21	1	0.24	1422	0.05358	3.0	0.39203	10.9	0.05307	10.5	0.28	336	10	336	32	332	237	101
a6	31253	202	38	0.26	9121	0.17971	2.8	1.86944	3.9	0.07544	2.8	0.70	1065	27	1070	26	1080	56	99
a7	17902	108	19	0.20	6207	0.17713	2.9	1.84670	3.3	0.07562	1.5	0.88	1051	28	1062	22	1085	31	97
a8	6085	188	10	0.19	11420	0.05388	3.0	0.39717	4.0	0.05346	2.7	0.75	338	10	340	12	349	60	97
a9	3069	92	5	0.20	5799	0.05543	2.7	0.40556	4.7	0.05306	3.8	0.58	348	9	346	14	332	87	105

a10	1991	66	4	0.65	1576	0.04788	3.0	0.34610	5.5	0.05243	4.6	0.54	301	9	302	14	304	106	99
a11	5459	72	8	0.16	8710	0.11476	3.0	0.99674	4.9	0.06299	3.9	0.62	700	20	702	25	708	82	99
a12	7203	52	12	0.83	3230	0.18182	3.0	1.82860	4.0	0.07294	2.6	0.75	1077	30	1056	26	1012	53	106
a13	2766	88	5	0.29	5246	0.05618	3.1	0.40898	5.0	0.05280	4.0	0.61	352	10	348	15	320	91	110
a14	2444	18	4	0.67	1019	0.18643	3.4	1.89124	5.2	0.07358	4.0	0.65	1102	35	1078	35	1030	81	107
a15	48470	62	36	0.82	9996	0.43557	3.5	10.18419	4.1	0.16958	2.0	0.87	2331	69	2452	38	2553	34	91
a16	6166	99	10	0.26	10424	0.10101	3.2	0.82828	4.3	0.05947	2.8	0.75	620	19	613	20	584	61	106
a17	4725	34	8	0.79	3138	0.18175	3.5	1.85020	4.9	0.07383	3.4	0.72	1077	35	1064	33	1037	68	104
a18	7065	107	12	0.41	11367	0.10556	3.6	0.90654	4.6	0.06229	2.9	0.78	647	22	655	23	684	62	95
a19	874	11	1	0.44	1307	0.11674	4.5	1.00144	9.5	0.06222	8.3	0.48	712	31	705	49	682	178	104
a20	11216	78	11	0.28	118	0.11484	4.2	2.65339	18.4	0.16758	17.9	0.23	701	28	1316	145	2534	300	28
a21	3903	65	7	0.22	6345	0.10369	3.4	0.88333	5.0	0.06178	3.7	0.68	636	21	643	24	667	79	95
a22	2719	28	5	0.57	3925	0.14696	3.5	1.40729	5.6	0.06945	4.3	0.63	884	29	892	34	912	89	97
a23	6805	28	8	0.25	1851	0.27244	4.3	3.60344	5.2	0.09593	3.0	0.81	1553	59	1550	42	1546	57	100
a24	242	31	0	0.45	388	0.01428	4.7	0.12410	16.9	0.06305	16.2	0.28	91	4	119	19	710	345	13
a25	1468	52	3	0.35	1177	0.05711	4.0	0.42625	7.6	0.05413	6.4	0.53	358	14	361	23	377	144	95
a26	34227	84	30	0.23	27529	0.34064	3.5	5.82728	4.2	0.12407	2.3	0.83	1890	58	1950	37	2016	42	94
a27	17820	388	23	0.32	251	0.04867	4.2	0.72012	7.0	0.10730	5.6	0.60	306	13	551	30	1754	103	17
a28	1528	27	3	0.79	596	0.10306	3.9	0.86405	6.7	0.06080	5.4	0.59	632	24	632	32	632	116	100
a29	2138	36	4	0.27	3538	0.11203	4.2	0.94414	6.4	0.06112	4.8	0.66	685	27	675	32	643	103	106
a30	13659	108	20	0.39	787	0.16135	4.8	1.56128	6.6	0.07018	4.5	0.73	964	44	955	42	934	92	103
a31	6311	49	11	0.63	8397	0.19713	4.2	2.05089	5.2	0.07546	3.1	0.80	1160	45	1133	36	1081	63	107
a32	1937	76	4	0.13	2138	0.05690	3.3	0.41901	6.7	0.05341	5.9	0.49	357	11	355	20	346	133	103
a33	1045	44	3	0.47	1972	0.05552	4.0	0.40924	7.7	0.05346	6.6	0.52	348	14	348	23	348	150	100
a34	9685	186	19	0.18	15815	0.10555	4.1	0.89261	5.1	0.06133	3.0	0.81	647	26	648	25	651	64	99
a35	9745	218	21	0.21	5772	0.09562	4.4	0.76943	5.5	0.05836	3.4	0.79	589	25	579	25	543	74	108
a36	2387	41	7	1.02	3777	0.11858	4.1	1.02552	6.1	0.06273	4.5	0.67	722	28	717	32	699	96	103
a37	2937	33	5	0.35	4104	0.15050	5.1	1.45875	6.9	0.07030	4.6	0.74	904	43	913	42	937	94	96
a38	1764	25	3	0.36	1223	0.12903	3.9	1.18329	7.2	0.06651	6.1	0.54	782	29	793	41	823	127	95
a39	2711	83	5	0.36	581	0.05852	3.7	0.50543	7.6	0.06264	6.6	0.49	367	13	415	26	696	141	53
a40	5179	95	10	0.38	2909	0.10057	3.9	0.81528	5.4	0.05879	3.7	0.73	618	23	605	25	559	81	110
a41	3941	89	7	0.08	2493	0.08345	4.5	0.65313	6.1	0.05677	4.1	0.74	517	22	510	25	482	91	107
a42	2488	87	5	0.39	2596	0.05765	3.7	0.42500	5.6	0.05347	4.2	0.67	361	13	360	17	349	94	104
a43	3990	66	7	0.41	6816	0.10424	4.1	0.84952	6.1	0.05911	4.5	0.68	639	25	624	29	571	97	112
a44	1178	40	2	0.55	2249	0.05476	4.3	0.39718	7.1	0.05261	5.7	0.60	344	14	340	21	312	129	110
a45	843	12	1	0.33	939	0.10461	4.6	0.85917	9.1	0.05957	7.9	0.50	641	28	630	44	588	172	109
a46	2705	5	2	0.72	2248	0.38911	4.8	6.60274	7.5	0.12307	5.8	0.64	2119	87	2060	68	2001	103	106
a47	1344	16	2	0.65	2159	0.11747	3.3	1.01197	8.1	0.06248	7.4	0.40	716	22	710	42	691	159	104

a48	1705	46	3	0.34	3175	0.05684	4.2	0.42291	6.1	0.05396	4.4	0.70	356	15	358	19	369	98	96
a49	748	20	1	0.33	627	0.05634	4.1	0.41188	9.9	0.05302	9.0	0.41	353	14	350	30	330	204	107
a50	2458	61	3	0.22	2155	0.05580	3.8	0.41477	7.3	0.05391	6.2	0.52	350	13	352	22	367	140	95
a51	3823	69	5	0.02	2903	0.07679	5.4	0.59634	6.5	0.05632	3.7	0.82	477	25	475	25	465	82	103
a52	42022	68	29	0.49	23017	0.36333	5.0	6.20420	5.3	0.12385	1.9	0.93	1998	86	2005	48	2012	34	99
a53	736	20	1	0.51	1376	0.05434	3.6	0.40014	9.0	0.05341	8.2	0.40	341	12	342	26	346	186	99
a54	1219	34	2	0.34	2349	0.05130	4.9	0.37116	8.9	0.05247	7.4	0.55	322	15	321	25	306	168	105
a55	1686	47	3	0.54	1002	0.05224	3.9	0.37861	7.4	0.05256	6.3	0.53	328	12	326	21	310	144	106
a56	2606	66	4	0.43	4937	0.05165	3.8	0.37829	5.8	0.05312	4.4	0.65	325	12	326	16	334	101	97
a57	730	20	1	0.14	1192	0.05242	4.6	0.37936	10.8	0.05248	9.8	0.42	329	15	327	31	307	223	107
a58	869	19	1	0.28	1636	0.05651	3.9	0.41288	7.7	0.05299	6.6	0.51	354	14	351	23	329	150	108
a59	1107	13	2	0.75	1904	0.10217	4.7	0.82991	8.5	0.05891	7.1	0.55	627	28	614	40	564	155	111
a60	1908	20	2	0.47	1102	0.10542	6.3	0.88746	9.3	0.06105	6.8	0.68	646	39	645	45	641	147	101
b2	8339	152	12	0.34	4380	0.06771	4.0	0.52525	4.7	0.05626	2.5	0.85	422	16	429	17	463	55	91
b3	8368	155	12	0.04	14825	0.08352	2.8	0.65456	3.8	0.05684	2.5	0.74	517	14	511	15	485	56	107
b4	1938	56	3	0.56	3520	0.05251	2.9	0.38343	4.9	0.05296	3.9	0.60	330	9	330	14	327	89	101
b5	15431	313	16	0.17	325	0.05018	3.1	0.36675	7.9	0.05301	7.3	0.39	316	9	317	22	329	165	96
b6	5925	83	9	0.30	4380	0.09822	3.0	0.83170	4.1	0.06141	2.7	0.75	604	18	615	19	654	57	92
b7	11782	153	16	0.22	19474	0.10421	3.1	0.87491	3.6	0.06089	1.9	0.85	639	19	638	17	635	41	101
b8	21040	260	17	0.26	164	0.05079	3.3	1.04331	4.2	0.14897	2.5	0.79	319	10	726	22	2334	43	14
b9	2777	68	4	0.31	921	0.05693	3.3	0.49249	5.3	0.06274	4.1	0.62	357	12	407	18	699	88	51
b10	1999	61	3	0.19	3740	0.05255	3.3	0.38664	5.3	0.05337	4.2	0.61	330	11	332	15	344	95	96
b11	2514	82	4	0.28	4782	0.05109	3.4	0.37551	5.3	0.05331	4.1	0.63	321	11	324	15	342	93	94
b12	254	6	0	0.29	466	0.06210	4.4	0.47096	17.1	0.05501	16.5	0.26	388	16	392	57	412	369	94
b13	3971	123	7	0.25	7473	0.05318	3.5	0.39270	5.1	0.05356	3.7	0.69	334	11	336	15	353	83	95
b14	3062	89	5	0.27	5717	0.05585	3.3	0.41548	5.3	0.05396	4.2	0.62	350	11	353	16	369	94	95
b15	12471	160	16	0.27	1406	0.09383	3.5	0.76564	6.0	0.05918	4.9	0.59	578	20	577	27	574	106	101
b16	8657	136	14	0.26	4415	0.09382	3.5	0.78111	4.6	0.06038	3.0	0.75	578	19	586	21	617	65	94
b17	3055	92	6	0.44	4248	0.05593	3.1	0.41760	5.4	0.05415	4.5	0.57	351	11	354	16	377	100	93
b18	2558	74	4	0.28	4697	0.05855	3.6	0.44088	5.1	0.05461	3.7	0.70	367	13	371	16	396	82	93
b19	18897	489	26	0.13	2215	0.05367	3.4	0.39957	5.3	0.05400	4.0	0.64	337	11	341	15	371	91	91
b20	508	67	1	0.47	1017	0.01317	3.9	0.09114	9.5	0.05020	8.6	0.42	84	3	89	8	204	200	41
b21	4089	137	8	0.28	6710	0.05312	3.3	0.38578	4.6	0.05267	3.2	0.71	334	11	331	13	315	73	106
b22	53781	59	32	0.22	17113	0.48418	3.6	11.51901	4.3	0.17255	2.2	0.85	2545	77	2566	41	2582	37	99
b23	3711	125	6	0.14	7068	0.05292	3.2	0.38682	4.9	0.05301	3.7	0.66	332	11	332	14	329	85	101
b24	2253	71	4	0.32	923	0.05769	3.7	0.42988	5.4	0.05405	4.0	0.68	362	13	363	17	373	90	97
b25	1740	61	3	0.33	3337	0.05351	3.6	0.38936	5.7	0.05277	4.4	0.63	336	12	334	16	319	100	105
b26	1812	66	3	0.29	2476	0.05024	3.6	0.36269	6.3	0.05236	5.2	0.57	316	11	314	17	301	118	105

b27	10641	386	19	0.13	10488	0.05032	3.4	0.36940	4.3	0.05324	2.7	0.78	316	10	319	12	339	61	93
b28	2488	91	5	0.23	2803	0.05065	3.6	0.36981	5.1	0.05296	3.6	0.71	318	11	320	14	327	81	97
b29	1900	63	4	0.25	3611	0.05715	3.2	0.41887	4.6	0.05315	3.4	0.68	358	11	355	14	335	77	107
b30	5280	202	10	0.11	6527	0.04979	3.2	0.36381	4.3	0.05299	3.0	0.73	313	10	315	12	329	67	95
b31	1711	59	3	0.12	3213	0.05363	2.7	0.39800	5.4	0.05383	4.6	0.51	337	9	340	16	364	104	93
b32	5195	199	10	0.22	923	0.05105	3.7	0.39509	5.2	0.05613	3.7	0.71	321	12	338	15	458	81	70
b33	9952	171	19	0.46	16614	0.09956	3.3	0.82908	4.0	0.06040	2.4	0.81	612	19	613	19	618	51	99
b34	2736	111	6	0.26	2633	0.04979	3.3	0.35799	4.7	0.05214	3.4	0.69	313	10	311	13	292	78	107
b35	9267	381	20	0.21	10040	0.05165	3.5	0.37308	4.2	0.05239	2.4	0.83	325	11	322	12	302	54	107
b36	12651	117	19	0.25	3809	0.15531	3.2	1.63448	3.7	0.07633	2.0	0.85	931	27	984	24	1104	40	84
b37	22478	450	41	0.23	9633	0.08841	3.1	0.72165	4.0	0.05920	2.6	0.77	546	16	552	17	574	56	95
b38	7122	254	12	0.09	7874	0.05118	3.3	0.37050	4.3	0.05250	2.8	0.77	322	11	320	12	307	63	105
b39	2889	100	5	0.16	5572	0.04980	3.2	0.35890	4.7	0.05227	3.4	0.68	313	10	311	13	297	78	105
b40	6580	196	12	0.37	3375	0.05728	3.9	0.42062	5.0	0.05326	3.3	0.76	359	13	356	15	340	74	106
b41	1938	60	3	0.30	3666	0.05155	3.9	0.37631	5.9	0.05294	4.4	0.66	324	12	324	16	326	100	99
b42	3128	93	5	0.11	2320	0.05078	3.7	0.36789	5.8	0.05254	4.5	0.63	319	11	318	16	309	102	103
b43	8741	197	11	0.13	859	0.05409	3.4	0.47560	4.1	0.06378	2.3	0.83	340	11	395	13	734	49	46
b44	7436	117	10	0.24	12941	0.08035	4.0	0.64378	5.1	0.05811	3.2	0.78	498	19	505	21	534	70	93
b45	8815	163	9	0.21	1163	0.05502	3.5	0.49844	5.0	0.06570	3.6	0.70	345	12	411	17	797	75	43
b46	1394	31	2	0.32	2598	0.05331	3.4	0.39550	7.3	0.05380	6.5	0.47	335	11	338	21	363	146	92
b47	6737	156	8	0.15	2464	0.05095	3.2	0.37514	4.4	0.05340	3.1	0.72	320	10	323	12	346	69	93
b48	1062	23	1	0.29	2023	0.05011	3.3	0.36619	7.3	0.05300	6.5	0.45	315	10	317	20	329	148	96
b49	2710	57	3	0.51	1539	0.05060	3.5	0.36746	5.8	0.05267	4.6	0.60	318	11	318	16	315	106	101
b50	1991	39	2	0.24	3807	0.05465	3.4	0.39931	5.7	0.05299	4.6	0.59	343	11	341	17	329	105	104
b51	3015	54	3	0.33	5307	0.05583	3.8	0.41912	5.1	0.05444	3.4	0.74	350	13	355	15	389	77	90
b52	5365	34	5	0.35	8260	0.12349	3.7	1.11697	5.1	0.06560	3.6	0.72	751	26	762	28	794	75	95
b53	1133	22	1	0.32	713	0.05322	4.0	0.38792	7.2	0.05286	6.0	0.56	334	13	333	21	323	135	104
b54	9639	156	9	0.26	4466	0.05630	4.0	0.42137	4.9	0.05428	2.8	0.82	353	14	357	15	383	63	92
b55	1504	25	1	0.22	1206	0.05546	3.6	0.40868	6.3	0.05345	5.1	0.57	348	12	348	19	348	116	100
b56	1612	12	1	0.32	513	0.10351	3.9	0.88385	6.8	0.06193	5.5	0.58	635	24	643	33	672	118	95
b57	4392	73	4	0.15	6105	0.05008	3.5	0.36615	5.5	0.05303	4.2	0.63	315	11	317	15	330	96	95
b58	7710	129	7	0.25	14988	0.05211	3.4	0.37150	4.3	0.05170	2.6	0.79	327	11	321	12	272	60	120
b59	2212	32	2	0.24	2504	0.05592	3.4	0.41981	5.4	0.05445	4.2	0.63	351	12	356	16	390	94	90
b60	956	15	1	0.47	1273	0.04965	4.2	0.35902	8.5	0.05245	7.4	0.49	312	13	311	23	305	168	102
c2	3851	130	7	0.22	3696	0.05396	4.5	0.39476	6.1	0.05306	4.2	0.73	339	15	338	18	331	94	102
c3	2850	96	6	0.42	1513	0.05293	4.2	0.38427	5.5	0.05266	3.6	0.76	332	14	330	16	314	82	106
c4	2320	74	4	0.12	3250	0.05277	4.3	0.38600	6.6	0.05305	5.0	0.65	332	14	331	19	331	114	100
c5	2500	79	4	0.53	1255	0.04954	5.2	0.35921	6.6	0.05259	4.1	0.79	312	16	312	18	311	93	100

c6	2665	84	5	0.24	5044	0.05821	4.0	0.42873	5.7	0.05342	4.1	0.70	365	14	362	18	347	93	105
c7	6353	219	10	0.04	8733	0.05111	4.4	0.37180	5.6	0.05276	3.4	0.79	321	14	321	15	319	78	101
c8	4010	131	8	0.29	4285	0.05567	3.7	0.40607	5.0	0.05290	3.3	0.74	349	12	346	15	324	76	108
c9	8020	272	13	0.02	15007	0.05314	3.8	0.39400	4.8	0.05378	2.9	0.80	334	12	337	14	362	65	92
c10	4413	134	8	0.28	2663	0.05618	3.9	0.42033	5.4	0.05426	3.7	0.73	352	13	356	16	382	84	92
c11	1395	42	3	0.47	2568	0.05891	3.7	0.44323	6.3	0.05457	5.1	0.58	369	13	373	20	395	115	93
c12	3555	113	7	0.35	4554	0.05593	4.6	0.41590	5.9	0.05393	3.6	0.78	351	16	353	18	368	82	95
c13	6113	207	11	0.13	7387	0.05231	3.9	0.38522	4.9	0.05341	3.0	0.79	329	12	331	14	346	67	95
c14	2928	94	6	0.35	4743	0.05537	4.0	0.41048	6.2	0.05377	4.7	0.65	347	14	349	18	361	105	96
c15	4630	96	7	0.07	5022	0.08133	3.9	0.63502	5.4	0.05663	3.7	0.73	504	19	499	22	477	83	106
c16	2046	70	3	0.16	1700	0.05090	3.8	0.37337	6.7	0.05320	5.5	0.57	320	12	322	19	337	124	95
c17	1543	50	3	0.13	681	0.05267	4.3	0.38116	6.7	0.05248	5.2	0.63	331	14	328	19	307	119	108
c18	3118	97	6	0.27	5807	0.05565	3.6	0.41646	5.2	0.05427	3.8	0.69	349	12	354	16	382	85	91
c19	3009	99	6	0.45	5753	0.05046	4.2	0.36550	5.5	0.05253	3.6	0.76	317	13	316	15	309	82	103
c20	1235	20	2	0.31	1086	0.10518	4.0	0.84747	6.6	0.05844	5.3	0.61	645	25	623	31	546	115	118
c21	5620	209	11	0.29	4084	0.04818	4.0	0.34563	5.3	0.05203	3.4	0.77	303	12	301	14	287	77	106
c22	5252	107	8	0.05	9165	0.08092	4.0	0.64329	5.0	0.05766	3.0	0.80	502	19	504	20	517	65	97
c23	4791	153	7	0.24	1533	0.04538	4.0	0.37731	4.9	0.06030	2.8	0.82	286	11	325	14	614	61	47
c24	5704	109	7	0.30	413	0.05206	5.5	0.38211	13.8	0.05323	12.7	0.40	327	18	329	40	339	288	97
c25	3536	112	6	0.22	1550	0.05606	5.0	0.41815	6.1	0.05410	3.5	0.82	352	17	355	19	375	79	94
c26	1674	54	3	0.34	2317	0.05807	4.2	0.42637	6.6	0.05325	5.1	0.63	364	15	361	20	339	116	107
c27	2009	65	4	0.24	3782	0.05497	4.3	0.40380	7.2	0.05328	5.7	0.60	345	15	344	21	341	129	101
c28	1231	39	2	0.32	691	0.05694	4.4	0.42369	7.1	0.05397	5.5	0.62	357	15	359	22	370	125	97

Tabela D.7

Amostra PN-1 - Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 37°58'22,3"N; 8°52'07"W)

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (2σ -error), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (2σ -error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$	U^b	Pb^b	Th^b	$^{206}\text{Pb}^c$	$^{206}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	rho ^d	^{206}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	conc %
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	^{204}Pb	^{238}U	%	^{235}U	%	^{206}Pb	%		^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)	
a1	909	28	2	0.19	1692	0.05762	2.9	0.43056	6.0	0.05419	5.3	0.48	361	10	364	18	379	118	95
a2	4573	73	7	0.07	7873	0.10237	3.0	0.84052	5.3	0.05955	4.4	0.56	628	18	619	25	587	96	107
a3	262	39	1	0.77	532	0.01220	3.9	0.08006	16.5	0.04758	16.0	0.24	78	3	78	12	79	380	99
a4	128352	154	87	0.51	75525	0.46434	2.8	10.85616	3.0	0.16956	1.2	0.92	2459	57	2511	28	2553	20	96
a5	1699	24	3	0.44	2245	0.11495	3.1	0.96354	5.3	0.06079	4.3	0.58	701	20	685	27	632	93	111
a6	471	78	1	1.10	979	0.01264	3.3	0.08291	9.5	0.04758	8.9	0.34	81	3	81	7	78	212	103

a7	2426	91	5	0.38	4592	0.05144	2.8	0.37128	4.8	0.05235	3.9	0.58	323	9	321	13	301	89	108
a8	218	35	1	0.73	462	0.01306	4.1	0.08588	10.7	0.04771	9.9	0.38	84	3	84	9	85	235	99
a9	2806	45	5	0.52	2755	0.09812	2.9	0.82374	5.2	0.06089	4.4	0.55	603	17	610	24	635	94	95
a10	3199	111	6	0.24	6055	0.05575	2.9	0.40481	4.6	0.05266	3.6	0.63	350	10	345	14	314	82	111
a11	265	40	1	0.63	548	0.01355	5.1	0.08958	14.8	0.04795	13.9	0.35	87	4	87	12	97	328	90
a12	2395	42	5	0.59	4049	0.09785	3.3	0.80700	5.1	0.05981	4.0	0.64	602	19	601	24	597	86	101
a13	4762	179	9	0.23	3863	0.05101	3.3	0.37408	5.8	0.05318	4.8	0.56	321	10	323	16	337	108	95
a14	2022	74	4	0.46	3823	0.05285	2.8	0.38208	5.5	0.05244	4.7	0.51	332	9	329	16	304	108	109
a15	10987	177	21	0.38	17928	0.10831	2.5	0.90768	3.2	0.06078	2.0	0.79	663	16	656	15	631	42	105
a16	9832	329	18	0.05	18132	0.05766	2.8	0.42991	3.5	0.05407	2.0	0.81	361	10	363	11	374	45	97
a17	10099	25	14	1.39	5480	0.36580	2.7	5.86101	3.3	0.11621	1.9	0.82	2010	47	1955	29	1899	34	106
a18	4033	36	7	0.49	5534	0.17971	3.3	1.77242	5.0	0.07153	3.8	0.65	1065	32	1035	33	973	77	110
a19	224	36	1	0.73	472	0.01229	4.7	0.08037	16.4	0.04745	15.7	0.29	79	4	78	12	72	373	110
a20	5058	82	9	0.33	8362	0.10440	3.0	0.86624	4.2	0.06018	2.9	0.72	640	18	634	20	610	62	105
a21	1742	63	4	0.23	3258	0.05428	3.3	0.39749	6.3	0.05311	5.4	0.53	341	11	340	18	334	121	102
a22	289	53	1	0.46	611	0.01366	3.5	0.08969	17.6	0.04762	17.3	0.20	87	3	87	15	80	410	109
a23	249	49	1	0.73	582	0.01381	4.3	0.08124	9.1	0.04266	8.0	0.48	88	4	79	7	-188	200	-47
a24	295	52	1	1.00	609	0.01363	4.0	0.08956	13.4	0.04764	12.7	0.30	87	3	87	11	82	303	107
a25	3096	127	6	0.25	5899	0.04874	3.0	0.35030	5.0	0.05213	3.9	0.61	307	9	305	13	291	90	105
a26	4466	187	9	0.10	8511	0.05063	2.7	0.36534	4.1	0.05234	3.0	0.67	318	8	316	11	300	69	106
a27	1219	51	3	0.50	2301	0.05289	2.6	0.38579	6.4	0.05290	5.9	0.40	332	8	331	18	325	134	102
a28	633	35	1	0.79	167	0.01178	4.5	0.25386	18.7	0.15632	18.2	0.24	75	3	230	39	2416	308	3
a29	3101	127	6	0.09	5892	0.05096	3.0	0.36891	4.3	0.05251	3.1	0.70	320	9	319	12	307	70	104
a30	4741	91	9	0.29	7881	0.09749	2.9	0.80591	4.6	0.05996	3.6	0.63	600	16	600	21	602	77	100
a31	5973	97	13	0.52	9552	0.11803	6.1	1.01358	7.7	0.06228	4.8	0.79	719	41	711	40	684	102	105
a32	2013	38	5	0.90	3352	0.10338	3.0	0.85365	5.4	0.05989	4.5	0.56	634	18	627	26	599	98	106
a33	301	10	1	0.32	562	0.05773	4.0	0.42624	11.0	0.05354	10.2	0.37	362	14	361	34	352	231	103
a34	36613	114	41	0.24	31851	0.33642	2.8	5.31545	3.2	0.11459	1.6	0.87	1869	45	1871	28	1874	29	100
a35	27835	712	59	0.26	15139	0.07950	2.6	0.63091	2.9	0.05756	1.4	0.88	493	12	497	12	513	31	96
a36	2744	122	7	0.34	2144	0.05286	2.8	0.38537	4.5	0.05287	3.5	0.62	332	9	331	13	323	81	103
a37	349	67	1	0.69	729	0.01347	4.1	0.08859	10.6	0.04770	9.8	0.39	86	4	86	9	84	231	102
a38	269	53	1	0.63	584	0.01236	4.0	0.08093	15.9	0.04749	15.4	0.25	79	3	79	12	74	366	107
a39	243	39	1	0.33	505	0.01299	3.9	0.08515	15.1	0.04753	14.6	0.26	83	3	83	12	76	347	109
a40	3011	98	5	0.17	2240	0.05573	2.8	0.40619	4.0	0.05286	2.9	0.70	350	10	346	12	323	65	108
a41	8505	81	13	0.41	12473	0.14810	3.0	1.38011	4.1	0.06759	2.8	0.74	890	25	880	24	856	57	104
a42	2633	79	5	0.38	2736	0.05761	2.9	0.42231	4.8	0.05316	3.8	0.60	361	10	358	15	336	87	108
a43	4485	144	8	0.35	2403	0.05078	2.7	0.36894	4.0	0.05270	2.9	0.68	319	8	319	11	316	66	101
a44	4781	86	6	0.08	2927	0.07758	2.8	0.61348	4.1	0.05735	3.0	0.68	482	13	486	16	505	66	95

a45	182716	174	93	0.28	22555	0.47234	2.9	11.30588	3.2	0.17360	1.4	0.90	2494	60	2549	30	2593	24	96
a46	790	105	2	0.96	1659	0.01229	3.1	0.08054	9.0	0.04752	8.4	0.35	79	2	79	7	75	200	105
a47	361	42	1	0.72	767	0.01256	4.6	0.08264	17.7	0.04773	17.1	0.26	80	4	81	14	86	406	94
a48	691	73	1	0.72	456	0.01416	3.7	0.09331	15.7	0.04779	15.2	0.24	91	3	91	14	89	361	102
a49	2878	68	4	0.22	5400	0.05222	3.6	0.38192	5.5	0.05305	4.2	0.65	328	11	328	16	331	95	99
a50	1748	16	3	1.33	2779	0.10664	2.6	0.91510	5.4	0.06224	4.7	0.49	653	16	660	27	682	101	96
a51	3668	33	4	0.49	5918	0.10548	2.8	0.90038	4.2	0.06191	3.1	0.66	646	17	652	20	671	67	96
a52	5295	58	5	0.22	9014	0.08764	2.8	0.71048	4.3	0.05879	3.3	0.64	542	14	545	18	559	72	97
a53	6467	145	8	0.31	12256	0.04957	2.8	0.35835	3.6	0.05243	2.4	0.76	312	8	311	10	304	54	103
a54	458	42	1	0.82	938	0.01192	4.1	0.07824	11.9	0.04760	11.2	0.34	76	3	76	9	79	265	96
a55	420	3	0	0.98	710	0.10523	4.2	0.89046	12.0	0.06137	11.3	0.35	645	26	647	59	652	242	99
a56	287	25	0	0.70	604	0.01253	3.7	0.08214	15.6	0.04753	15.1	0.24	80	3	80	12	76	359	106
a57	293	20	0	0.80	607	0.01285	3.9	0.08463	10.8	0.04777	10.1	0.36	82	3	82	9	88	239	93
a58	433	33	1	0.78	917	0.01226	3.9	0.08056	11.6	0.04767	10.9	0.34	79	3	79	9	83	260	95
a59	4190	65	3	0.00	6826	0.05808	3.4	0.42674	4.7	0.05329	3.3	0.71	364	12	361	14	341	75	107
a60	38093	36	16	0.42	29766	0.38949	3.3	6.80960	3.9	0.12680	2.0	0.85	2120	61	2087	35	2054	36	103
b1	50899	65	38	0.43	13505	0.48954	2.7	11.11523	3.2	0.16468	1.8	0.83	2569	57	2533	30	2504	30	103
b2	473	80	1	1.09	737	0.01249	2.7	0.08188	10.1	0.04754	9.7	0.27	80	2	80	8	76	231	105
b3	17877	45	17	0.35	15462	0.34591	2.8	5.55672	3.8	0.11651	2.5	0.75	1915	47	1909	33	1903	45	101
b4	722	10	1	0.71	926	0.10999	2.7	0.94730	10.4	0.06247	10.1	0.26	673	17	677	53	690	215	97
b5	2703	44	5	0.41	4519	0.09652	2.6	0.80903	4.7	0.06079	3.9	0.56	594	15	602	21	632	83	94
b6	2880	47	5	0.16	4809	0.10686	2.6	0.89362	4.8	0.06065	4.1	0.54	655	16	648	23	627	88	104
b7	1289	27	2	0.29	2253	0.08246	3.1	0.65664	6.1	0.05775	5.2	0.51	511	15	513	25	520	114	98
b8	313	51	1	0.55	657	0.01276	3.6	0.08408	15.9	0.04780	15.5	0.23	82	3	82	13	89	366	92
b9	262	41	1	0.84	564	0.01297	4.7	0.08530	14.6	0.04769	13.8	0.33	83	4	83	12	84	327	99
b10	3116	128	7	0.31	2705	0.04881	3.5	0.35912	4.7	0.05337	3.0	0.76	307	11	312	13	344	68	89
b11	14427	569	27	0.07	27234	0.04929	2.3	0.36248	2.8	0.05334	1.6	0.83	310	7	314	8	343	35	90
b12	3480	147	7	0.11	2842	0.04852	3.0	0.35095	4.7	0.05245	3.6	0.64	305	9	305	12	305	81	100
b13	5603	229	12	0.29	8333	0.05134	2.9	0.37169	3.9	0.05251	2.6	0.74	323	9	321	11	308	59	105
b14	20935	59	24	0.64	17534	0.32111	3.1	5.08311	3.6	0.11481	1.7	0.88	1795	49	1833	31	1877	31	96
b15	179	25	0	1.40	373	0.01276	3.3	0.08413	8.4	0.04783	7.7	0.40	82	3	82	7	91	182	90
b16	158	24	0	1.48	328	0.01287	5.0	0.08459	18.3	0.04767	17.7	0.27	82	4	82	15	83	419	100
b17	290	54	1	0.66	606	0.01274	4.2	0.08403	15.4	0.04783	14.8	0.28	82	3	82	12	91	350	90
b18	8151	76	17	0.75	6695	0.17516	2.1	1.75999	3.0	0.07287	2.2	0.70	1040	20	1031	20	1010	44	103
b19	17742	307	30	0.13	8991	0.09881	3.0	0.81678	3.7	0.05995	2.1	0.82	607	18	606	17	602	46	101
b20	224	41	1	0.94	465	0.01344	4.6	0.08861	22.9	0.04783	22.4	0.20	86	4	86	19	91	532	94
b21	237	47	1	0.62	505	0.01251	3.2	0.08220	28.9	0.04764	28.7	0.11	80	3	80	23	81	682	99
b22	421	7	1	1.31	710	0.11068	3.9	0.93459	12.4	0.06124	11.8	0.31	677	25	670	63	648	254	104

b23	25111	64	35	1.00	20952	0.39498	3.0	6.57880	3.6	0.12080	2.0	0.83	2146	56	2057	33	1968	36	109
b24	237	48	1	0.58	508	0.01253	3.7	0.08237	15.9	0.04767	15.4	0.23	80	3	80	12	83	366	97
b25	253	49	1	0.52	528	0.01233	4.3	0.08119	14.2	0.04774	13.5	0.30	79	3	79	11	86	321	92
b26	266	51	1	0.51	554	0.01209	3.5	0.07931	17.1	0.04759	16.7	0.21	77	3	77	13	79	398	98
b27	2592	44	7	1.13	4189	0.11777	3.1	1.01391	4.7	0.06244	3.6	0.66	718	21	711	25	689	76	104
b28	2789	124	7	0.43	4476	0.05184	3.2	0.37907	5.2	0.05303	4.1	0.62	326	10	326	15	330	92	99
b29	2434	103	6	0.21	4638	0.05509	2.3	0.40131	4.1	0.05283	3.4	0.56	346	8	343	12	321	77	108
b30	281	57	1	0.53	589	0.01276	3.8	0.08409	13.1	0.04780	12.6	0.29	82	3	82	10	89	298	92
b31	313	63	1	0.28	663	0.01233	4.2	0.08120	10.8	0.04776	10.0	0.39	79	3	79	8	87	236	91
b32	1791	82	5	0.85	2034	0.04968	3.1	0.36056	5.2	0.05264	4.3	0.58	313	9	313	14	313	97	100
b33	5878	20	8	0.46	2427	0.35665	2.6	5.45006	4.1	0.11083	3.1	0.64	1966	45	1893	36	1813	57	108
b34	2008	98	5	0.16	3846	0.05038	2.4	0.36684	4.6	0.05281	3.9	0.53	317	7	317	13	321	89	99
b35	882	42	2	0.49	1683	0.05286	3.5	0.38939	8.1	0.05343	7.3	0.43	332	11	334	23	347	166	96
b36	110	27	1	0.78	234	0.01765	9.1	0.11801	29.5	0.04850	28.1	0.31	113	10	113	32	124	662	91
b37	341	6	1	0.10	555	0.11366	5.0	0.98683	13.7	0.06297	12.8	0.36	694	33	697	72	707	272	98
b38	214	42	1	0.51	452	0.01176	3.9	0.07731	20.9	0.04769	20.5	0.19	75	3	76	15	84	487	90
b39	686	107	2	1.04	324	0.01318	4.1	0.08662	10.2	0.04768	9.3	0.40	84	3	84	8	83	221	101
b40	14176	31	14	0.37	4765	0.38739	3.4	6.69800	4.1	0.12540	2.2	0.84	2111	62	2072	37	2034	39	104
b41	4486	59	8	0.30	2364	0.12433	3.2	1.09341	4.9	0.06378	3.6	0.66	755	23	750	26	734	77	103
b42	177	28	0	0.56	370	0.01309	4.7	0.08642	24.0	0.04787	23.6	0.19	84	4	84	20	93	558	90
b43	9539	289	15	0.00	3452	0.05560	2.7	0.41040	3.5	0.05354	2.2	0.78	349	9	349	10	352	49	99
b44	5763	74	10	0.66	3061	0.11454	2.9	0.98297	4.7	0.06224	3.7	0.62	699	19	695	24	683	79	102
b45	103	13	0	0.91	220	0.01262	5.9	0.08305	25.5	0.04774	24.8	0.23	81	5	81	20	86	589	94
b46	189	27	0	0.76	411	0.01248	5.1	0.08199	14.7	0.04767	13.8	0.35	80	4	80	11	83	327	97
b47	6737	196	26	0.28	8058	0.05273	2.7	0.39206	4.1	0.05393	3.0	0.67	331	9	336	12	368	68	90
b48	9120	134	12	0.45	2046	0.08093	2.8	0.70993	4.2	0.06362	3.1	0.67	502	13	545	18	729	65	69
b49	275	31	0	0.55	584	0.01222	4.2	0.08036	21.6	0.04768	21.2	0.20	78	3	78	16	84	504	94
b50	2799	74	4	0.37	5298	0.04885	2.8	0.35335	5.1	0.05247	4.2	0.55	307	8	307	14	306	96	101
b51	4552	35	5	0.37	7005	0.13995	2.7	1.26674	4.2	0.06565	3.2	0.65	844	22	831	24	795	67	106
b52	257	28	0	0.47	543	0.01243	4.3	0.08192	15.1	0.04778	14.5	0.28	80	3	80	12	89	344	90
b53	287	30	0	0.66	597	0.01223	4.0	0.08048	17.0	0.04774	16.6	0.24	78	3	79	13	86	393	91
b54	2373	55	3	0.08	4480	0.04964	2.9	0.36608	5.6	0.05348	4.8	0.52	312	9	317	15	349	108	89
b55	10843	91	11	0.22	5112	0.11395	2.8	0.98632	4.0	0.06278	2.9	0.69	696	18	697	21	701	62	99
b56	258	24	0	0.75	543	0.01436	2.9	0.09509	11.6	0.04804	11.2	0.25	92	3	92	10	101	265	91
b57	146	14	0	0.55	314	0.01184	5.0	0.07779	25.7	0.04764	25.2	0.19	76	4	76	19	81	599	93
b58	174	14	0	0.73	371	0.01303	4.1	0.08599	18.6	0.04786	18.1	0.22	83	3	84	15	92	429	90
b59	552	45	1	0.83	1150	0.01481	2.5	0.09807	8.9	0.04804	8.6	0.28	95	2	95	8	101	203	94
b60	13328	97	11	0.04	21212	0.11590	2.7	1.01145	3.7	0.06329	2.6	0.71	707	18	710	19	718	56	98

c1	9775	187	18	0.25	6048	0.09470	3.9	0.77516	4.4	0.05936	1.9	0.90	583	22	583	20	580	41	100
c2	12238	208	21	0.32	2284	0.09551	3.7	0.78185	6.4	0.05937	5.2	0.59	588	21	587	29	581	112	101
c3	8615	362	18	0.05	7251	0.05201	4.2	0.38002	5.1	0.05300	3.0	0.81	327	13	327	14	329	68	99
c4	10309	303	16	0.16	1913	0.05204	4.1	0.38056	7.3	0.05304	6.0	0.56	327	13	327	21	330	136	99
c5	8396	16	7	0.22	2113	0.39516	3.7	7.28755	4.3	0.13376	2.3	0.85	2147	67	2147	39	2148	40	100
c6	437	77	1	0.97	916	0.01295	4.0	0.08533	12.4	0.04779	11.8	0.32	83	3	83	10	89	279	93
c7	1120	43	3	0.65	727	0.05427	3.4	0.39868	6.5	0.05328	5.5	0.53	341	11	341	19	341	125	100
c8	208	36	1	0.54	439	0.01321	5.1	0.08680	18.0	0.04765	17.3	0.28	85	4	85	15	82	411	103
c9	1372	20	3	0.46	2151	0.11584	5.4	1.01041	8.4	0.06326	6.5	0.64	707	36	709	44	717	138	99
c10	68	8	0	0.53	124	0.01386	11.5	0.10071	62.0	0.05272	60.9	0.19	89	10	97	59	317	1385	28

Tabela D.8

Amostra PN-2 - Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 37°58'22,3"N; 8°52'07"W)

²⁰⁶Pb/²³⁸U age (2σ-error), ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age (2σ-error), degree of concordance.

310

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ^c ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 s %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	4397	136	7	0.50	4369	0.05022	2.1	0.36399	4.3	0.05257	3.8	0.49	316	6	315	12	310	86	102
a2	1023	126	2	1.25	504	0.01114	3.4	0.08757	7.7	0.05699	6.9	0.45	71	2	85	6	491	152	15
a3	5932	188	9	0.34	4200	0.04858	2.5	0.35703	3.6	0.05330	2.6	0.70	306	8	310	10	342	59	90
a4	5040	165	9	0.60	9735	0.04723	2.5	0.34147	4.1	0.05244	3.2	0.60	298	7	298	11	304	74	98
a5	964	142	2	1.06	1148	0.01180	3.0	0.07741	8.1	0.04756	7.6	0.37	76	2	76	6	78	180	97
a6	1713	251	4	0.92	3653	0.01191	3.0	0.07802	11.0	0.04752	10.6	0.28	76	2	76	8	76	252	101
a7	2776	407	6	0.34	2065	0.01197	2.6	0.07853	4.8	0.04757	4.1	0.53	77	2	77	4	78	97	98
a8	9274	313	15	0.44	5666	0.04397	2.3	0.31991	3.2	0.05276	2.2	0.73	277	6	282	8	319	49	87
a9	827	125	2	0.60	964	0.01119	3.3	0.07312	11.5	0.04740	11.0	0.29	72	2	72	8	69	261	104
a10	9258	295	14	0.11	4286	0.04810	3.1	0.35331	3.7	0.05327	2.0	0.84	303	9	307	10	340	45	89
a11	1681	268	3	0.48	3595	0.01118	3.8	0.07324	8.4	0.04750	7.5	0.45	72	3	72	6	74	178	97
a12	13287	469	21	0.12	25334	0.04710	3.2	0.34445	3.9	0.05304	2.3	0.81	297	9	301	10	330	52	90
a13	9158	294	13	0.01	979	0.04668	3.0	0.41812	4.4	0.06496	3.2	0.68	294	9	355	13	773	68	38
a14	7532	250	13	0.28	4595	0.05001	2.7	0.36880	3.5	0.05348	2.2	0.77	315	8	319	10	349	51	90
a15	21757	724	37	0.28	7741	0.05002	3.2	0.37047	3.7	0.05372	1.9	0.85	315	10	320	10	359	44	88
a16	1638	272	4	0.55	775	0.01188	2.8	0.07797	5.8	0.04760	5.0	0.49	76	2	76	4	79	119	96
a17	18270	690	29	0.07	6222	0.04397	2.6	0.31836	3.4	0.05251	2.2	0.76	277	7	281	8	308	50	90
a18	1117	201	3	0.97	2352	0.01117	3.3	0.07316	9.6	0.04750	9.0	0.35	72	2	72	7	74	214	96
a19	6282	198	10	0.29	11309	0.04745	3.5	0.36751	5.2	0.05618	3.9	0.68	299	10	318	14	459	86	65
a20	4137	159	7	0.20	7530	0.04633	3.6	0.33876	5.1	0.05303	3.6	0.70	292	10	296	13	330	81	88

a21	565	105	1	0.77	386	0.01141	5.1	0.07457	15.5	0.04740	14.6	0.33	73	4	73	11	70	348	105
a22	1362	177	3	1.00	452	0.01133	3.6	0.10092	10.4	0.06458	9.8	0.35	73	3	98	10	761	206	10
a23	23731	419	46	0.60	39332	0.09304	3.9	0.78222	4.4	0.06098	2.0	0.89	573	22	587	20	638	44	90
a24	3189	144	7	0.42	3949	0.04229	4.2	0.30535	6.2	0.05237	4.6	0.67	267	11	271	15	302	105	88
a25	64935	131	62	0.67	16572	0.39329	3.2	7.43327	3.9	0.13708	2.2	0.83	2138	58	2165	35	2191	38	98
a26	1066	203	3	1.13	667	0.01145	4.1	0.07493	8.9	0.04746	8.0	0.46	73	3	73	6	73	189	101
a27	5297	1036	22	0.12	10425	0.01197	4.3	0.07846	5.3	0.04754	3.2	0.81	77	3	77	4	76	75	100
a28	15832	619	35	0.34	29771	0.05306	4.1	0.39202	5.0	0.05358	3.0	0.81	333	13	336	15	354	67	94
a29	3764	144	8	0.23	2456	0.05229	4.2	0.38979	6.3	0.05406	4.7	0.67	329	14	334	18	374	106	88
a30	3861	139	7	0.05	680	0.05449	3.6	0.40503	8.3	0.05391	7.5	0.43	342	12	345	25	367	169	93
a31	13827	540	25	0.13	897	0.04687	3.5	0.40000	6.1	0.06190	5.0	0.58	295	10	342	18	671	106	44
a32	10397	441	22	0.29	3112	0.04944	3.6	0.36464	5.3	0.05349	3.9	0.68	311	11	316	14	350	87	89
a33	6612	322	15	0.12	6167	0.04903	4.3	0.35687	5.0	0.05279	2.6	0.85	309	13	310	14	320	59	97
a34	28882	117	34	0.13	6414	0.28534	2.0	4.63653	6.5	0.11785	6.2	0.31	1618	29	1756	56	1924	111	84
a35	3405	62	7	0.14	4012	0.11232	5.3	0.98084	10.4	0.06334	8.9	0.51	686	35	694	54	720	189	95
a36	32071	116	47	0.62	7672	0.34494	3.2	5.55267	4.2	0.11675	2.7	0.77	1910	54	1909	37	1907	48	100
a37	843	182	3	1.02	802	0.01133	3.5	0.07412	12.9	0.04743	12.5	0.27	73	3	73	9	71	296	102
a38	4907	227	13	0.81	9452	0.04337	3.5	0.31431	5.4	0.05256	4.1	0.65	274	9	278	13	310	93	88
a39	629	125	2	1.09	649	0.01119	4.7	0.07311	11.5	0.04741	10.5	0.41	72	3	72	8	70	250	103
a40	6458	144	13	0.19	4177	0.09040	3.9	0.72218	5.1	0.05794	3.2	0.77	558	21	552	22	527	71	106
a41	4949	190	8	0.06	7165	0.04560	11.4	0.37804	17.0	0.06012	12.6	0.67	287	32	326	48	608	272	47
a42	5175	215	10	0.43	5469	0.04461	4.7	0.32036	5.9	0.05209	3.6	0.80	281	13	282	15	289	82	97
a43	2203	395	7	0.29	4677	0.01208	3.6	0.07923	5.3	0.04755	4.0	0.67	77	3	77	4	77	94	101
a44	1658	278	4	0.70	2287	0.01125	4.1	0.07358	8.2	0.04744	7.1	0.50	72	3	72	6	72	169	101
a45	220030	438	201	0.27	92633	0.34525	6.8	5.92025	7.1	0.12437	2.0	0.96	1912	114	1964	64	2020	36	95
a46	21992	45	19	0.48	7412	0.38916	4.0	6.77353	5.1	0.12624	3.2	0.78	2119	72	2082	46	2046	57	104
a47	5969	205	10	0.32	3257	0.04642	4.5	0.33665	5.9	0.05259	3.8	0.76	293	13	295	15	311	87	94
a48	8339	1220	21	0.07	4688	0.01265	3.0	0.08324	4.6	0.04773	3.4	0.66	81	2	81	4	86	82	94
a49	19029	167	27	0.59	27250	0.14017	4.5	1.27774	5.3	0.06611	2.8	0.85	846	36	836	31	810	58	104
a50	783	110	2	0.68	1698	0.01174	4.3	0.07694	9.4	0.04754	8.4	0.46	75	3	75	7	77	199	98
a51	1684	53	3	0.28	3262	0.05057	5.2	0.36704	8.6	0.05264	6.9	0.60	318	16	317	24	313	157	102
a52	821	109	2	1.04	484	0.01221	3.7	0.08012	9.9	0.04759	9.2	0.38	78	3	78	8	79	219	99
a53	3120	77	4	0.15	1487	0.05928	4.0	0.44555	5.3	0.05451	3.5	0.75	371	14	374	17	392	79	95
a54	25733	425	34	0.35	7919	0.07338	4.8	0.57821	5.9	0.05715	3.4	0.81	457	21	463	22	497	75	92
a55	877	109	2	1.19	1863	0.01171	5.9	0.07677	9.5	0.04755	7.4	0.62	75	4	75	7	77	177	97
a56	5954	71	8	0.30	5162	0.10491	3.9	0.91558	6.1	0.06329	4.7	0.64	643	24	660	30	718	100	90
a57	989	118	2	0.65	2109	0.01209	3.9	0.07923	8.9	0.04752	8.0	0.44	77	3	77	7	76	190	102
a58	29987	255	31	0.24	5856	0.12010	4.3	1.04706	5.1	0.06323	2.7	0.84	731	30	727	27	716	58	102

a59	9616	141	12	0.05	7331	0.08718	3.3	0.72014	5.1	0.05991	3.9	0.64	539	17	551	22	600	85	90
a60	5169	77	7	0.34	9145	0.08166	4.4	0.64492	6.2	0.05728	4.4	0.71	506	21	505	25	502	96	101
b1	9307	599	29	0.06	17969	0.05250	5.3	0.38311	7.1	0.05293	4.6	0.75	330	17	329	20	326	106	101
b2	656	195	3	0.87	1399	0.01414	3.8	0.09292	6.9	0.04766	5.8	0.54	91	3	90	6	83	138	110
b3	1014	318	5	0.74	883	0.01180	4.3	0.07738	8.5	0.04757	7.3	0.50	76	3	76	6	78	174	97
b4	7371	446	26	0.50	1297	0.05103	4.8	0.37212	6.7	0.05289	4.7	0.72	321	15	321	19	324	106	99
b5	216	70	1	0.79	428	0.01161	6.1	0.06894	68.5	0.04307	68.2	0.09	74	4	68	46	-164	1697	-45

Tabela D.9

Amostra ST-5 - Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 37°55'13,91"N; 8°48'16,58"W)

²⁰⁶Pb/²³⁸U age (2σ-error), ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age (2σ-error), degree of concordance.

312

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ^c ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 s %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	1660	65	4	0.56	1380	0.05391	2.8	0.39309	6.5	0.05288	5.9	0.42	338	9	337	19	324	134	105
a2	2164	71	4	0.37	1010	0.05655	2.5	0.49297	8.0	0.06322	7.6	0.32	355	9	407	27	716	161	50
a3	645	122	2	0.75	1349	0.01371	4.5	0.09039	10.3	0.04781	9.3	0.43	88	4	88	9	90	221	98
a4	1271	52	3	0.17	2569	0.05387	2.7	0.36896	6.5	0.04967	6.0	0.41	338	9	319	18	180	139	188
a5	1809	76	4	0.34	3356	0.05232	3.3	0.38080	6.2	0.05279	5.3	0.53	329	10	328	18	320	120	103
a6	2218	93	5	0.21	1271	0.04890	2.7	0.37812	5.7	0.05608	5.1	0.47	308	8	326	16	456	112	68
a7	12912	21	11	0.43	7493	0.47548	2.4	11.33895	3.2	0.17296	2.1	0.74	2508	50	2551	30	2586	36	97
a8	278	56	1	0.70	592	0.01318	4.0	0.08691	15.2	0.04784	14.7	0.26	84	3	85	12	91	348	92
a9	222	47	1	0.67	468	0.01273	3.0	0.08410	21.1	0.04792	20.9	0.14	82	2	82	17	95	495	86
a10	768	15	2	0.31	1295	0.10368	3.4	0.85329	10.0	0.05969	9.5	0.34	636	20	626	48	592	205	107
a11	248	48	1	0.35	530	0.01299	4.7	0.08538	11.9	0.04768	11.0	0.39	83	4	83	10	83	260	100
a12	6028	144	15	0.49	1727	0.09446	3.6	0.77665	5.3	0.05963	3.9	0.68	582	20	584	24	590	85	99
a13	167	36	1	0.65	356	0.01225	5.0	0.08065	22.7	0.04775	22.1	0.22	78	4	79	17	87	525	90
a14	893	37	2	0.37	1654	0.05594	4.4	0.41635	8.7	0.05398	7.5	0.50	351	15	353	26	370	169	95
a15	575	121	2	0.82	1215	0.01289	3.3	0.08491	10.4	0.04779	9.8	0.32	83	3	83	8	89	233	93
a16	284	64	1	0.61	597	0.01373	5.0	0.09060	16.0	0.04785	15.2	0.31	88	4	88	14	92	361	96
a17	73902	101	59	0.21	39184	0.52154	3.2	13.70313	4.1	0.19056	2.6	0.78	2706	72	2729	40	2747	42	98
a18	3520	196	10	0.22	5584	0.04980	3.7	0.36189	5.3	0.05271	3.8	0.69	313	11	314	14	316	88	99
a19	7781	362	21	0.32	10826	0.05567	3.4	0.41251	4.7	0.05374	3.2	0.73	349	12	351	14	360	73	97
a20	4671	129	12	0.19	8131	0.09207	2.6	0.73815	4.3	0.05815	3.5	0.60	568	14	561	19	535	76	106
a21	1814	53	4	0.08	2756	0.08460	3.8	0.67200	6.6	0.05761	5.5	0.57	524	19	522	27	515	120	102
a22	998	56	3	0.31	1927	0.04991	3.8	0.36077	7.0	0.05242	5.8	0.55	314	12	313	19	304	133	103
a23	110	27	0	0.86	231	0.01308	10.3	0.08619	47.3	0.04781	46.2	0.22	84	9	84	39	90	1094	93

a24	1698	76	5	0.16	430	0.06078	3.6	0.48123	7.9	0.05742	7.0	0.45	380	13	399	26	508	155	75
a25	1097	57	3	0.37	2060	0.05553	3.6	0.41190	7.7	0.05380	6.8	0.47	348	12	350	23	363	153	96
a26	1912	95	5	0.19	1709	0.05718	3.2	0.42199	5.5	0.05353	4.5	0.58	358	11	357	17	351	101	102
a27	1457	80	4	0.15	856	0.05560	4.0	0.41114	6.8	0.05363	5.5	0.58	349	13	350	20	355	124	98
a28	346	94	1	0.70	737	0.01328	3.7	0.08728	12.2	0.04765	11.7	0.30	85	3	85	10	82	277	104
a29	792	16	2	0.24	1241	0.12132	4.1	1.08160	8.7	0.06466	7.6	0.48	738	29	744	47	763	161	97
a30	817	44	2	0.24	1528	0.05545	3.9	0.41574	10.6	0.05438	9.9	0.36	348	13	353	32	387	222	90
a31	1237	65	4	0.29	2339	0.05721	4.3	0.42115	8.4	0.05339	7.3	0.51	359	15	357	26	346	164	104
a32	1369	74	5	0.43	1091	0.06145	3.3	0.45758	6.3	0.05401	5.3	0.53	384	12	383	20	371	120	104
a33	95	30	0	0.42	214	0.01261	5.9	0.08311	42.1	0.04780	41.7	0.14	81	5	81	33	89	989	91
a34	240	75	1	0.43	516	0.01266	5.1	0.08320	25.2	0.04767	24.7	0.20	81	4	81	20	83	585	98
a35	345	20	1	0.47	649	0.05785	5.1	0.43291	12.9	0.05427	11.8	0.40	363	18	365	40	382	265	95
a36	1190	81	4	0.24	2245	0.05306	3.5	0.39050	6.0	0.05338	4.9	0.58	333	11	335	17	345	110	97
a37	774	45	3	0.49	1460	0.05367	5.6	0.39382	15.4	0.05322	14.3	0.36	337	18	337	45	338	324	100
a38	3404	22	7	0.46	638	0.27739	5.2	4.17765	8.7	0.10923	7.0	0.60	1578	73	1670	74	1787	128	88
a39	1018	62	3	0.28	1919	0.05302	3.6	0.39080	7.4	0.05346	6.4	0.49	333	12	335	21	348	145	96
a40	1932	51	6	0.95	974	0.10028	3.6	0.83740	6.2	0.06057	5.0	0.58	616	21	618	29	624	108	99
a41	84	19	0	0.31	167	0.01652	8.4	0.11575	53.6	0.05083	53.0	0.16	106	9	111	58	233	1223	45
a42	981	47	3	0.16	1842	0.05885	4.0	0.44101	8.1	0.05435	7.1	0.49	369	14	371	26	386	159	96
a43	2825	66	7	0.33	4651	0.10188	5.0	0.87086	6.8	0.06199	4.6	0.74	625	30	636	33	674	98	93
a44	1617	48	3	0.01	2849	0.07430	4.6	0.59224	7.8	0.05781	6.3	0.59	462	20	472	30	523	137	88
a45	1922	86	5	0.30	3567	0.05187	3.7	0.40030	10.8	0.05597	10.2	0.34	326	12	342	32	451	226	72
a46	12391	224	17	0.06	207	0.06745	3.6	1.19660	6.8	0.12867	5.7	0.53	421	15	799	38	2080	101	20
a47	122	28	0	0.50	264	0.01334	5.0	0.08867	27.7	0.04821	27.3	0.18	85	4	86	23	109	644	78
a48	4249	127	9	0.06	7470	0.07902	4.9	0.62302	5.7	0.05718	3.1	0.84	490	23	492	23	499	68	98
a49	2891	62	6	0.25	4902	0.09648	3.5	0.79128	5.5	0.05948	4.3	0.63	594	20	592	25	585	93	102
a50	7207	151	9	0.69	166	0.04474	4.2	0.90965	9.2	0.14747	8.1	0.46	282	12	657	45	2317	139	12
a51	498	22	1	0.26	941	0.05169	4.7	0.37927	11.9	0.05322	10.9	0.40	325	15	326	34	338	248	96
a52	1443	57	3	0.36	716	0.05489	3.9	0.41169	6.5	0.05440	5.2	0.60	344	13	350	20	387	117	89
a53	1830	47	4	0.36	3287	0.08639	4.2	0.70189	6.5	0.05893	5.0	0.65	534	22	540	28	564	109	95
a54	902	39	2	0.34	1691	0.05027	5.1	0.36796	8.5	0.05308	6.8	0.61	316	16	318	23	332	153	95
a55	1767	63	4	0.44	3228	0.05770	3.6	0.43719	5.6	0.05495	4.3	0.64	362	13	368	18	410	97	88
a56	2973	115	7	0.58	5687	0.05268	3.7	0.38332	5.9	0.05278	4.5	0.63	331	12	329	17	319	103	104
a57	613	25	1	0.31	1168	0.05565	2.4	0.40835	9.0	0.05322	8.7	0.27	349	8	348	27	338	196	103
a58	7381	18	7	0.25	5807	0.37031	3.9	6.55299	6.0	0.12834	4.5	0.65	2031	68	2053	54	2075	80	98
a59	2176	50	4	0.06	3822	0.07497	4.4	0.59472	6.1	0.05753	4.2	0.73	466	20	474	23	512	92	91
a60	98	17	0	0.30	203	0.01269	7.9	0.08369	42.5	0.04781	41.7	0.19	81	6	82	34	90	989	90
b1	355	57	1	0.55	755	0.01248	3.4	0.08200	15.2	0.04767	14.8	0.22	80	3	80	12	83	351	96

b2	2494	85	5	0.52	4680	0.05131	1.8	0.38035	4.1	0.05376	3.7	0.44	323	6	327	12	361	84	89
b3	3975	140	7	0.17	2231	0.05268	2.0	0.38417	3.6	0.05289	3.0	0.55	331	6	330	10	324	68	102
b4	384	59	1	0.50	811	0.01314	5.0	0.08627	9.7	0.04763	8.3	0.52	84	4	84	8	81	196	104
b5	6298	112	11	0.24	10695	0.09299	2.6	0.75575	4.0	0.05895	3.0	0.66	573	14	572	18	565	66	101
b6	2376	82	4	0.18	888	0.05011	2.9	0.41783	9.4	0.06048	8.9	0.31	315	9	354	29	621	193	51
b7	3490	78	6	0.10	6147	0.07649	2.9	0.60552	4.7	0.05742	3.8	0.60	475	13	481	18	508	83	94
b8	678	23	1	0.33	1343	0.05181	4.4	0.35161	11.2	0.04922	10.3	0.39	326	14	306	30	158	241	206
b9	6538	148	11	0.06	7671	0.08078	2.6	0.63500	3.8	0.05701	2.8	0.69	501	13	499	15	492	61	102
b10	6870	215	11	0.35	1608	0.04711	4.8	0.38653	21.9	0.05951	21.4	0.22	297	14	332	64	586	464	51
b11	1233	42	3	0.38	2295	0.05589	2.6	0.41705	6.0	0.05412	5.4	0.43	351	9	354	18	376	122	93
b12	5873	68	9	0.56	513	0.10422	3.3	0.86363	13.2	0.06010	12.8	0.25	639	20	632	64	607	276	105
b13	361	67	1	0.26	767	0.01265	3.5	0.08311	13.1	0.04766	12.6	0.27	81	3	81	10	82	299	98
b14	3189	38	5	0.14	2298	0.14167	2.5	1.29230	4.3	0.06616	3.5	0.59	854	20	842	25	811	73	105
b15	4454	169	9	0.00	8290	0.05534	2.5	0.41406	3.9	0.05426	3.0	0.64	347	8	352	12	382	67	91
b16	3004	121	7	0.54	2744	0.05140	3.4	0.37872	6.1	0.05344	5.1	0.56	323	11	326	17	348	115	93
b17	184	2	0	0.00	269	0.09735	9.7	0.90621	31.8	0.06752	30.3	0.30	599	56	655	166	854	629	70
b18	204	37	1	0.54	433	0.01301	3.7	0.08536	16.6	0.04758	16.2	0.22	83	3	83	13	79	384	106
b19	1168	46	3	0.51	2231	0.04841	2.6	0.34967	5.6	0.05239	5.0	0.47	305	8	304	15	302	114	101
b20	715	12	2	0.80	557	0.10534	3.3	0.87063	6.9	0.05994	6.0	0.48	646	20	636	33	601	130	107
b21	3161	129	6	0.10	3269	0.04893	3.4	0.36159	6.1	0.05359	5.1	0.56	308	10	313	17	354	114	87
b22	49664	134	49	0.17	32129	0.34524	2.5	7.40992	4.5	0.15566	3.8	0.56	1912	42	2162	41	2409	64	79
b23	18235	249	33	0.19	8069	0.13140	2.7	1.18327	3.7	0.06531	2.6	0.72	796	20	793	21	784	55	101
b24	3390	142	8	0.36	2179	0.05156	2.5	0.37517	4.4	0.05277	3.7	0.56	324	8	323	12	319	83	102
b25	2517	108	6	0.31	4789	0.04837	2.9	0.35438	5.5	0.05313	4.7	0.53	305	9	308	15	335	107	91
b26	7270	150	14	0.08	12267	0.09499	2.6	0.78327	3.5	0.05980	2.4	0.73	585	15	587	16	596	52	98
b27	5425	99	13	0.98	3715	0.09959	2.8	0.84061	4.1	0.06122	3.0	0.69	612	17	619	19	647	64	95
b28	4917	215	10	0.07	9364	0.05031	2.5	0.36839	3.8	0.05310	2.9	0.64	316	8	318	10	333	66	95
b29	400	51	1	0.50	683	0.01371	3.1	0.11347	13.3	0.06004	12.9	0.23	88	3	109	14	605	279	15
b30	920	37	2	0.34	1185	0.05671	2.8	0.41810	6.4	0.05347	5.8	0.44	356	10	355	19	349	131	102
b31	477	7	1	0.32	793	0.10638	5.8	0.92096	13.2	0.06279	11.8	0.44	652	36	663	66	701	252	93
b32	1043	20	2	0.29	1761	0.10693	3.0	0.88772	7.1	0.06021	6.4	0.42	655	19	645	34	611	139	107
b33	1886	37	4	0.30	3103	0.09577	3.0	0.81334	6.5	0.06159	5.8	0.46	590	17	604	30	660	125	89
b34	2314	96	6	0.30	4447	0.05505	2.6	0.39811	4.5	0.05245	3.6	0.59	345	9	340	13	305	82	113
b35	2801	133	6	0.12	5365	0.04898	2.6	0.35891	5.0	0.05315	4.2	0.53	308	8	311	13	335	95	92
b36	4667	111	10	0.22	7930	0.08774	2.6	0.72026	3.7	0.05953	2.7	0.70	542	14	551	16	587	58	92
b37	1903	85	4	0.26	3653	0.05113	2.9	0.37186	5.5	0.05275	4.6	0.53	321	9	321	15	318	105	101
b38	3698	86	6	0.04	3181	0.08078	3.2	0.65224	5.6	0.05856	4.6	0.57	501	15	510	23	551	100	91
b39	1495	52	3	0.28	913	0.05707	2.6	0.43058	5.9	0.05472	5.3	0.45	358	9	364	18	401	118	89

b40	2688	97	5	0.07	5074	0.05123	2.8	0.37752	5.1	0.05345	4.2	0.56	322	9	325	14	348	95	93
b41	4664	74	8	0.53	7751	0.09237	2.8	0.77631	4.5	0.06095	3.4	0.64	570	16	583	20	638	74	89
b42	2685	83	5	0.33	5036	0.05533	2.8	0.41280	4.9	0.05411	4.1	0.56	347	9	351	15	376	92	92
b43	1364	44	2	0.27	2593	0.04922	2.8	0.35875	6.2	0.05286	5.5	0.46	310	9	311	17	323	124	96
b44	11258	77	14	0.31	15809	0.16789	2.3	1.67818	3.4	0.07249	2.5	0.67	1000	21	1000	22	1000	51	100
b45	1016	130	2	0.31	725	0.01267	2.7	0.08318	10.2	0.04762	9.9	0.27	81	2	81	8	80	234	101
b46	14981	246	17	0.30	781	0.06525	3.3	0.49994	5.8	0.05557	4.7	0.57	407	13	412	20	435	105	94
b47	2781	32	3	0.40	4525	0.09507	2.7	0.80984	4.7	0.06178	3.8	0.58	585	15	602	21	667	81	88
b48	5475	137	7	0.30	3938	0.04920	2.8	0.35836	3.9	0.05283	2.8	0.70	310	8	311	11	321	63	96
b49	2224	16	2	0.41	800	0.13537	2.5	1.23824	5.5	0.06634	4.9	0.45	818	19	818	31	817	103	100
b50	8441	178	10	0.32	1921	0.05021	2.9	0.40250	4.4	0.05813	3.3	0.66	316	9	343	13	535	73	59
b51	1157	115	1	0.23	874	0.01297	2.2	0.08542	6.7	0.04775	6.3	0.34	83	2	83	5	87	149	96
b52	1310	30	2	0.44	2515	0.04946	3.0	0.35832	6.5	0.05254	5.7	0.46	311	9	311	17	309	130	101
b53	5503	50	5	0.04	9114	0.09850	3.2	0.82561	4.8	0.06079	3.6	0.66	606	18	611	22	632	77	96
b54	1906	38	2	0.23	2467	0.05242	2.8	0.38423	6.7	0.05316	6.0	0.42	329	9	330	19	336	137	98
b55	90	8	0	0.77	194	0.01260	3.9	0.08269	31.2	0.04758	31.0	0.12	81	3	81	24	79	735	103
b56	417	35	0	0.31	884	0.01275	3.8	0.08365	10.3	0.04759	9.5	0.37	82	3	82	8	79	227	103
b57	549	45	1	0.32	1160	0.01252	2.9	0.08229	10.4	0.04767	9.9	0.28	80	2	80	8	83	236	97
b58	3416	40	2	0.05	5494	0.06599	3.0	0.51055	4.7	0.05611	3.6	0.65	412	12	419	16	457	79	90
b59	1675	14	2	0.62	1434	0.08649	3.9	0.71337	5.6	0.05982	4.0	0.70	535	20	547	24	597	86	90
b60	7548	7	3	0.14	3830	0.38915	3.1	7.14320	6.0	0.13313	5.1	0.52	2119	57	2129	55	2140	89	99

Tabela D.10

Amostra ST-6 - Arenitos das arribas litorais (Plio-Pleistocénico; 37°55'11,79"N; 8°48'15,46"W)

 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (2σ -error), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (2σ -error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{238}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{235}U	2 s %	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{206}Pb	2 s %	rho ^d	^{206}Pb ^{238}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{235}U	2 s (Ma)	^{207}Pb ^{206}Pb	2 s (Ma)	conc %
a01	23199	97	31	0.12	10011	0.32251	3.2	4.54973	3.8	0.10232	2.1	0.83	1802	50	1740	32	1667	39	108
a02	8376	380	21	0.04	8635	0.05776	1.7	0.46884	2.7	0.05888	2.1	0.64	362	6	390	9	562	45	64
a03	2752	123	8	0.23	2159	0.06192	2.3	0.49164	4.9	0.05758	4.3	0.47	387	9	406	16	514	95	75
a04	2822	126	7	0.20	5361	0.05337	2.8	0.39164	5.2	0.05322	4.4	0.53	335	9	336	15	338	100	99
a05	429	15	1	0.11	698	0.05985	3.6	0.48560	10.8	0.05884	10.2	0.33	375	13	402	36	561	222	67
a06	1470	77	4	0.20	2822	0.05594	2.7	0.40777	7.8	0.05287	7.3	0.35	351	9	347	23	323	166	109
a07	796	36	2	0.20	908	0.05808	3.4	0.42725	7.2	0.05335	6.3	0.48	364	12	361	22	344	142	106
a08	1066	47	3	0.21	2001	0.05850	4.6	0.43178	7.7	0.05353	6.1	0.60	367	16	364	24	351	139	104
a09	5247	261	13	0.10	3963	0.05056	2.1	0.37044	4.7	0.05314	4.2	0.45	318	7	320	13	335	95	95

a10	2516	34	5	0.17	3242	0.13580	2.6	1.45185	5.1	0.07754	4.4	0.52	821	20	911	31	1135	87	72
a11	569	17	2	0.44	986	0.08946	4.6	0.72432	10.9	0.05872	9.9	0.42	552	24	553	48	557	216	99
a13	8258	92	11	0.06	8863	0.11773	2.7	1.51464	4.3	0.09330	3.3	0.64	718	19	936	26	1494	62	48
a14	334	16	1	0.28	551	0.05740	3.4	0.45929	14.2	0.05803	13.8	0.24	360	12	384	46	531	303	68
a15	84	19	0	0.31	182	0.01425	8.7	0.09408	49.3	0.04788	48.5	0.18	91	8	91	44	93	1149	98
a16	66	16	0	0.56	70	0.01311	4.4	0.08648	58.4	0.04785	58.3	0.08	84	4	84	48	92	1380	91
a17	569	27	2	0.32	1071	0.05848	3.8	0.44065	8.6	0.05465	7.7	0.45	366	14	371	27	398	172	92
a18	1698	40	4	0.27	2754	0.10293	3.0	0.88410	5.9	0.06230	5.1	0.50	632	18	643	28	684	109	92
a19	64	14	0	0.46	133	0.01376	3.7	0.09035	43.2	0.04763	43.0	0.09	88	3	88	37	81	1021	109
a20	64	15	0	0.39	126	0.01403	5.5	0.10150	52.0	0.05246	51.7	0.11	90	5	98	50	306	1179	29
a21	11189	38	16	0.39	6880	0.37579	2.9	6.19068	4.0	0.11948	2.8	0.73	2057	51	2003	36	1948	49	106
a22	7336	19	11	0.99	5456	0.42032	2.8	7.86219	4.0	0.13566	2.9	0.70	2262	54	2215	37	2173	50	104
a23	254	5	1	0.36	412	0.12274	5.2	1.15468	22.6	0.06823	22.0	0.23	746	36	779	131	876	455	85
a24	402	20	1	0.57	749	0.05958	3.2	0.44357	8.9	0.05400	8.3	0.36	373	12	373	28	371	188	101
a25	1476	72	4	0.25	809	0.05710	3.6	0.42107	6.7	0.05348	5.7	0.53	358	13	357	20	349	129	102
a26	2653	87	6	0.05	1296	0.06904	4.1	0.55244	5.7	0.05803	4.0	0.72	430	17	447	21	531	87	81
a27	1412	44	3	0.15	2453	0.07874	1.9	0.62785	7.4	0.05783	7.2	0.25	489	9	495	29	523	157	93

Tabela D.11

Amostra AN - 3/4 – Areias de praia (Holocénico; 38°10'44,7"N; 8°46'50,8"W)

206Pb/238U age (2σ-error), 207Pb/206Pb age (2σ-error), degree of concordance.

	Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	conc %
		(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%	²³⁸ U (Ma)	²³⁵ U (Ma)	²⁰⁶ Pb (Ma)	²⁰⁶ Pb (Ma)				
Mount A	a1	413	45	1	1.21	1118	0.0123	1.9	0.06	11.7	0.0377	11.5	0.16	79	1	63	7	-507	307	-16
	a2	2928	45	2	0.20	780	0.0564	1.9	0.42	3.9	0.0538	3.4	0.47	354	6	355	12	362	78	98
	a3	4968	162	8	0.43	16597	0.0482	1.6	0.20	3.9	0.0303	3.5	0.41	304	5	186	7	-1132	107	-27
	a4	342	31	0	0.86	811	0.0126	3.2	0.08	14.4	0.0433	14.0	0.22	81	3	74	10	-149	348	-54
	a5	1811	32	2	0.33	635	0.0542	1.9	0.40	5.2	0.0535	4.8	0.36	341	6	342	15	349	110	98
	a6	6561	129	7	0.51	2764	0.0489	1.9	0.35	3.2	0.0525	2.6	0.58	308	6	308	9	309	60	100
	a7	314	33	0	0.90	818	0.0110	2.5	0.06	16.2	0.0388	16.0	0.15	71	2	58	9	-432	419	-16
	a8	916	93	2	1.80	2359	0.0131	1.5	0.09	22.2	0.0476	22.1	0.07	84	1	84	18	81	525	103
	a9	397	44	1	0.53	1070	0.0124	2.6	0.06	13.0	0.0374	12.8	0.20	80	2	63	8	-527	341	-15
	a10	4993	91	5	0.28	9608	0.0521	2.1	0.38	3.2	0.0527	2.4	0.65	328	7	326	9	315	55	104

a11	31125	37	17	0.66	26100	0.3646	1.9	6.07	2.4	0.1208	1.5	0.79	2004	32	1986	21	1968	26	102
a12	176477	78	50	0.38	77868	0.5381	1.3	17.03	1.6	0.2296	0.9	0.82	2775	29	2937	15	3049	14	91
a13	411022	174	118	0.35	184206	0.5764	1.5	17.96	1.6	0.2260	0.5	0.95	2934	36	2987	15	3024	8	97
a14	15570	306	15	0.20	29872	0.0495	1.6	0.36	2.2	0.0528	1.5	0.74	311	5	312	6	319	34	97
a15	1202	22	1	0.40	2274	0.0558	2.0	0.41	5.0	0.0533	4.6	0.40	350	7	349	15	343	104	102
a16	17575	22	12	1.42	14085	0.3619	1.7	6.31	2.3	0.1265	1.6	0.72	1991	29	2020	21	2050	29	97
a17	1838	34	2	0.23	3488	0.0573	1.6	0.42	4.3	0.0535	4.0	0.37	359	6	358	13	351	90	102
a18	13105	163	13	0.22	23219	0.0825	1.4	0.65	2.3	0.0573	1.8	0.63	511	7	510	9	502	39	102
a19	1597	28	2	0.37	3080	0.0530	2.7	0.38	6.1	0.0526	5.5	0.44	333	9	330	17	310	125	107
a20	3643	70	4	0.41	6886	0.0590	1.8	0.44	3.5	0.0535	3.1	0.50	370	6	367	11	349	69	106
a21	7394	186	11	0.54	14242	0.0494	2.3	0.36	3.6	0.0526	2.7	0.65	311	7	311	10	313	62	99
a22	9487	207	11	0.13	18190	0.0557	1.7	0.41	2.6	0.0528	2.0	0.65	350	6	346	8	322	45	109
a23	451	52	1	1.15	945	0.0125	3.3	0.08	15.2	0.0475	14.8	0.22	80	3	80	12	75	352	107

Number	$^{207}\text{Pb}^a$	U^b	Pb^b	Th^b	$^{206}\text{Pb}^c$	$^{206}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	rho ^d	^{206}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	conc %	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	^{204}Pb	^{238}U	%	^{235}U	%	^{206}Pb	%		^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)		
Mount B	B1	2410	421	7	0.5	562	0.0123	1.8	0.08	4.5	0.0476	4.2	0.4	79	1	78	3	77	99	102
	B2	186	43	1	0.8	551	0.012	2.4	0.057	22.2	0.0343	22	0.1	77	2	56	12	-761	620	-10
	B3	279	50	3	0.6	2541	0.0479	1.9	0.074	19.4	0.0113	19.3	0.1	302	6	73	14	-6648	2287	-5
	B4	1015	37	2	0.6	1972	0.0491	1.8	0.36	6.4	0.0525	6.2	0.3	309	5	308	17	306	140	101

Tabela D.12

Amostra AB-1/2 - Areias de praia (Holocénico; 38°10'44,6"N; 8°46'49,6"W)

206Pb/238U age (2σ-error), 207Pb/206Pb age (2σ-error), degree of concordance.

Number	$^{207}\text{Pb}^a$	U^b	Pb^b	Th^b	$^{206}\text{Pb}^c$	$^{206}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	rho ^d	^{206}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	conc %	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	^{204}Pb	^{238}U	%	^{235}U	%	^{206}Pb	%		^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)		
Mount A	A2	6817	83	9	0.18	3024	0.10781	5.7	0.8222	7.3	0.05531	4.5	0.78	660	36	609	34	425	100	155
	A3	9365	69	9	0.70	6927	0.11348	5.4	0.9932	6.2	0.06348	3.1	0.87	693	36	700	32	724	65	96
	A4	1244	24	1	0.39	2384	0.05915	5.5	0.4011	8.0	0.04918	5.9	0.68	370	20	342	24	156	138	237
	A5	42489	50	23	0.72	12954	0.37409	5.5	6.4087	5.8	0.12425	1.9	0.94	2049	97	2033	52	2018	34	102

A6	37035	14	10	0.34	16982	0.59307	5.6	18.1200	5.9	0.22159	1.8	0.95	3002	135	2996	58	2992	29	100
A7	3561	64	4	0.31	6697	0.05734	5.5	0.4260	6.1	0.05388	2.8	0.89	359	19	360	19	366	63	98
A8	2425	47	3	0.41	4713	0.05649	5.5	0.4027	7.0	0.05171	4.2	0.80	354	19	344	21	272	97	130
A9	2024	35	2	0.30	1258	0.06011	5.3	0.4451	7.0	0.05371	4.5	0.77	376	20	374	22	359	101	105
A10	4491	37	4	0.46	7452	0.10812	5.4	0.9053	6.3	0.06072	3.3	0.85	662	34	655	31	629	71	105
A11	12586	140	9	0.28	21769	0.06240	5.6	0.5051	6.1	0.05870	2.5	0.92	390	21	415	21	556	53	70
A12	5845	135	7	0.46	11875	0.04933	5.3	0.3397	6.4	0.04993	3.6	0.83	310	16	297	17	192	83	162
A13	3474	83	5	0.32	6963	0.05603	5.4	0.3918	6.4	0.05071	3.5	0.84	351	18	336	18	228	80	154

	Number	$^{207}\text{Pb}^a$	U^b	Pb^b	Th^b	$^{206}\text{Pb}^c$	$^{206}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	$^{207}\text{Pb}^c$	2 s	rho ^d	^{206}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	^{207}Pb	2 s	conc %
		(cps)	(ppm)	(ppm)	U	^{204}Pb	^{238}U	%	^{235}U	%	^{206}Pb	%		^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)	
Mount B 318	a1	6002	43	5	0.55	9840	0.10513	2.0	0.8978	3.2	0.06194	2.5	0.62	644	12	651	16	672	54	96
	a2	567	43	1	0.97	1224	0.01245	2.4	0.0816	12.7	0.04753	12.4	0.19	80	2	80	10	76	296	105
	a3	6909	128	8	0.78	13166	0.05153	1.7	0.3769	2.5	0.05305	1.9	0.67	324	5	325	7	331	43	98
	a4	2702	23	3	0.51	4776	0.10314	2.1	0.8180	4.1	0.05752	3.6	0.51	633	13	607	19	512	78	124
	a5	3991	20	4	1.22	1829	0.13789	1.8	1.2654	3.9	0.06656	3.5	0.46	833	14	830	23	824	73	101
	a6	14757	139	15	0.61	4009	0.08638	2.7	0.7967	4.0	0.06689	2.9	0.68	534	14	595	18	834	61	64
	a7	6256	113	5	0.05	3814	0.05215	6.6	0.3929	7.4	0.05464	3.4	0.89	328	21	336	21	398	75	82
	a8	5767	93	5	0.37	10875	0.05533	2.2	0.4077	3.6	0.05345	2.9	0.60	347	7	347	11	348	65	100
	a9	40849	367	38	0.30	68852	0.10017	1.8	0.8322	2.3	0.06025	1.4	0.80	615	11	615	11	613	29	100
	a10	10813	216	10	0.08	5788	0.04952	2.0	0.3590	2.9	0.05259	2.0	0.70	312	6	311	8	311	46	100
	a11	10013	91	9	0.27	17322	0.09268	2.1	0.7526	3.9	0.05890	3.2	0.55	571	12	570	17	563	70	101
	a12	13890	62	11	0.70	10475	0.14955	2.0	1.4546	3.0	0.07054	2.2	0.66	898	17	912	18	944	46	95
	a13	173410	160	70	0.14	82758	0.41788	2.2	8.2862	2.6	0.14381	1.2	0.88	2251	43	2263	23	2274	21	99
	a14	7726	159	9	0.29	1013	0.05291	2.4	0.3867	4.0	0.05301	3.3	0.59	332	8	332	11	329	74	101
	a15	14836	125	18	1.15	24518	0.10731	1.6	0.9084	2.1	0.06140	1.4	0.77	657	10	656	10	653	29	101
	a16	5634	119	6	0.20	10836	0.05277	2.6	0.3839	3.6	0.05276	2.4	0.73	332	8	330	10	318	55	104
	a17	8085	162	8	0.21	14939	0.05010	1.8	0.3671	2.6	0.05314	1.8	0.71	315	6	317	7	335	41	94
	a18	13498	146	13	0.29	23526	0.08530	1.9	0.6845	2.5	0.05821	1.6	0.76	528	10	530	10	538	36	98
	a19	42517	56	20	0.14	19130	0.33956	2.2	5.8888	2.6	0.12578	1.5	0.83	1885	35	1960	23	2040	26	92
	a20	3282	63	4	0.35	6267	0.05609	2.9	0.4108	4.7	0.05312	3.6	0.62	352	10	349	14	334	83	105
	a21	20130	438	21	0.02	5805	0.05056	2.0	0.3823	2.6	0.05484	1.5	0.80	318	6	329	7	406	34	78

a22	9066	215	11	0.33	9140	0.04778	1.8	0.3474	2.7	0.05273	2.1	0.66	301	5	303	7	317	47	95
a23	2210	48	3	0.37	4415	0.05859	1.9	0.4103	3.7	0.05079	3.2	0.51	367	7	349	11	231	73	159
a24	9993	86	9	0.32	710	0.09581	2.4	0.9930	5.4	0.07517	4.8	0.45	590	14	700	28	1073	97	55
a25	7193	180	9	0.38	4137	0.04729	2.0	0.3575	3.3	0.05483	2.7	0.60	298	6	310	9	405	60	74
a26	848	22	1	0.67	1828	0.05168	2.1	0.3372	9.3	0.04733	9.0	0.22	325	7	295	24	66	215	495
a27	10034	195	11	0.29	1710	0.05585	2.0	0.4511	3.4	0.05858	2.7	0.61	350	7	378	11	551	58	64
a28	96971	50	32	0.20	44435	0.57279	2.0	17.4804	2.4	0.22134	1.4	0.83	2919	47	2962	23	2990	22	98
a29	51209	78	28	0.38	43342	0.32427	2.1	5.3587	2.5	0.11985	1.3	0.85	1811	33	1878	22	1954	23	93
a30	4322	110	7	0.67	6917	0.05426	2.3	0.3803	4.1	0.05083	3.4	0.56	341	8	327	12	233	78	146
a31	3675	35	4	0.22	2216	0.11875	2.4	0.9751	4.6	0.05956	3.9	0.53	723	17	691	23	587	84	123
a32	16097	444	22	0.16	15179	0.04986	1.9	0.3653	2.4	0.05314	1.5	0.78	314	6	316	7	335	34	94
a33	5633	152	8	0.24	5272	0.05003	2.5	0.3635	4.5	0.05268	3.8	0.56	315	8	315	12	315	86	100
a34	1046	31	2	0.53	601	0.05226	3.8	0.3448	11.6	0.04785	11.0	0.33	328	12	301	31	92	261	357
a35	997	24	2	0.96	2028	0.05162	3.2	0.3522	11.9	0.04949	11.5	0.27	324	10	306	32	171	268	190
a36	8204	237	11	0.11	7001	0.04940	2.3	0.3601	4.6	0.05286	4.0	0.50	311	7	312	13	323	91	96
a37	4599	111	7	0.35	8944	0.05710	2.1	0.4109	3.5	0.05219	2.8	0.61	358	7	350	11	294	64	122
a38	8755	250	11	0.17	17543	0.04707	2.2	0.3286	2.9	0.05063	1.9	0.76	297	6	288	7	224	44	132
a39	8938	110	13	1.39	15533	0.08180	2.3	0.6593	3.5	0.05846	2.6	0.67	507	11	514	14	547	57	93
a40	73255	95	38	0.29	1878	0.36881	3.2	6.3491	3.7	0.12485	1.7	0.88	2024	57	2025	33	2027	30	100
a41	2136	19	3	0.68	2741	0.11540	2.4	0.9387	4.5	0.05899	3.8	0.54	704	16	672	23	567	84	124
a42	12729	122	13	0.42	12069	0.10009	2.7	0.8507	3.4	0.06164	2.0	0.80	615	16	625	16	662	43	93
a43	4505	100	5	0.20	8718	0.05040	2.5	0.3642	3.8	0.05241	2.8	0.67	317	8	315	10	303	64	105
a44	17084	89	15	0.42	12386	0.16084	2.9	1.5562	3.2	0.07017	1.4	0.90	961	26	953	20	933	29	103
a45	2758	240	4	0.53	1461	0.01279	2.4	0.0841	8.0	0.04770	7.6	0.30	82	2	82	6	84	180	97
a46	108894	74	42	0.52	20771	0.47324	2.4	11.3948	2.9	0.17463	1.7	0.81	2498	49	2556	28	2603	29	96
a47	2649	45	2	0.34	5086	0.05272	2.2	0.3838	4.1	0.05280	3.4	0.55	331	7	330	11	320	77	103
a48	10692	80	10	0.64	17737	0.10807	2.2	0.9122	3.2	0.06122	2.3	0.69	662	14	658	16	647	49	102
a49	3755	64	3	0.38	3414	0.05052	2.6	0.3569	6.1	0.05124	5.5	0.42	318	8	310	16	252	126	126
a50	2380	21	2	0.25	4337	0.09771	2.7	0.7533	7.7	0.05591	7.2	0.34	601	15	570	34	449	161	134
a51	3972	16	3	0.55	5628	0.15146	2.6	1.4185	3.9	0.06792	2.8	0.68	909	22	897	23	866	59	105
a52	19778	20	9	0.89	16219	0.37874	2.2	6.4401	2.7	0.12332	1.5	0.84	2070	40	2038	24	2005	26	103
a53	6279	103	6	0.36	12142	0.05158	2.3	0.3738	3.2	0.05256	2.3	0.71	324	7	322	9	310	52	105

a54	2263	32	3	0.36	7615	0.10459	2.1	0.4344	7.1	0.03012	6.8	0.29	641	13	366	22	-1146	208	-56
a55	2682	19	2	0.85	4589	0.09976	2.0	0.8164	4.5	0.05935	4.0	0.45	613	12	606	21	580	87	106
a56	45148	302	17	0.30	238	0.04650	2.5	0.7958	3.2	0.12414	2.0	0.78	293	7	594	14	2016	35	15
a57	3313	46	3	0.42	6330	0.05432	2.0	0.3967	4.5	0.05298	4.0	0.44	341	7	339	13	328	91	104
a58	21759	315	15	0.11	7411	0.05165	2.1	0.3830	2.6	0.05378	1.4	0.83	325	7	329	7	362	32	90
a59	1662	27	1	0.36	3594	0.05226	2.2	0.3352	4.9	0.04652	4.4	0.44	328	7	294	13	25	105	1324
a60	3059	43	2	0.23	6281	0.05613	2.2	0.3827	5.7	0.04945	5.2	0.39	352	8	329	16	169	122	208
b1	156100	89	52	0.29	87159	0.51577	2.3	12.8874	2.5	0.18122	1.1	0.90	2681	50	2671	24	2664	19	101
b2	25826	250	17	0.70	235	0.05111	2.3	0.3753	6.6	0.05326	6.2	0.34	321	7	324	18	340	140	95
b3	5668	60	5	0.23	7490	0.08960	3.3	0.7183	5.2	0.05814	4.0	0.64	553	17	550	22	535	87	103
b4	4807	82	5	0.40	9092	0.05723	2.2	0.4192	3.2	0.05312	2.2	0.71	359	8	355	10	334	51	107
b5	6515	119	7	0.25	12404	0.05850	2.2	0.4293	3.8	0.05323	3.2	0.56	366	8	363	12	339	72	108
b6	6746	78	7	0.24	11849	0.08594	1.9	0.6845	3.1	0.05776	2.4	0.63	531	10	529	13	521	52	102
b7	3024	61	4	0.58	5743	0.05052	2.2	0.3706	3.6	0.05320	2.9	0.60	318	7	320	10	337	66	94
b8	738	64	1	0.52	1590	0.01278	2.7	0.0841	10.1	0.04776	9.8	0.27	82	2	82	8	87	231	94
b9	31852	78	20	0.16	17071	0.24718	2.1	3.7205	2.6	0.10917	1.5	0.82	1424	27	1576	21	1786	27	80
b10	3977	72	4	0.38	5409	0.05733	2.4	0.4105	5.3	0.05193	4.7	0.44	359	8	349	16	282	109	127
b11	16156	150	16	0.43	9852	0.09957	2.7	0.8420	3.4	0.06133	1.9	0.82	612	16	620	16	651	42	94
b12	1644	12	2	0.40	627	0.10865	2.5	0.9263	7.7	0.06183	7.3	0.32	665	16	666	38	668	155	100
b13	5362	102	6	0.36	10389	0.05640	2.4	0.4060	3.6	0.05220	2.7	0.66	354	8	346	11	294	62	120
b14	7339	152	8	0.18	4287	0.05293	2.8	0.3933	4.3	0.05390	3.3	0.65	332	9	337	12	367	74	91
b15	8742	187	10	0.18	7492	0.05193	1.9	0.3754	3.0	0.05244	2.3	0.64	326	6	324	8	304	53	107
b16	4598	38	4	0.30	1721	0.10900	2.2	1.0411	4.8	0.06927	4.3	0.45	667	14	724	25	907	89	74
b17	4016	18	4	1.15	5820	0.18772	2.3	1.8049	3.6	0.06974	2.8	0.63	1109	23	1047	24	921	57	120
b18	5242	104	6	0.29	10045	0.05497	2.1	0.4007	2.9	0.05286	2.0	0.71	345	7	342	8	323	46	107
b19	4166	84	5	0.32	8221	0.05512	2.3	0.3909	4.5	0.05144	3.9	0.51	346	8	335	13	260	89	133
b20	15499	178	16	0.10	10568	0.09536	1.8	0.7725	2.3	0.05875	1.5	0.77	587	10	581	10	558	32	105
b21	4140	92	5	0.24	3158	0.05189	2.6	0.3778	4.5	0.05281	3.7	0.57	326	8	325	13	321	84	102
b22	4546	106	7	0.56	1527	0.05511	2.1	0.4037	3.8	0.05313	3.2	0.55	346	7	344	11	334	72	103
b23	16066	142	20	0.96	22707	0.10848	1.6	0.9138	2.7	0.06109	2.2	0.60	664	10	659	13	643	47	103
b24	6328	81	6	0.06	11207	0.08387	2.9	0.6624	5.3	0.05728	4.5	0.54	519	14	516	22	502	98	103
b25	1792	37	2	0.38	975	0.05850	2.8	0.4126	5.8	0.05116	5.1	0.48	366	10	351	17	248	117	148

b26	13601	128	15	0.29	22283	0.11055	2.0	0.9436	2.9	0.06190	2.2	0.67	676	13	675	14	671	46	101
b27	6297	48	6	0.20	7654	0.13204	2.1	1.2039	4.1	0.06613	3.5	0.52	799	16	802	23	810	74	99
b28	5568	122	7	0.35	10615	0.05642	2.5	0.4149	4.3	0.05334	3.5	0.58	354	9	352	13	343	79	103
b29	12737	284	16	0.28	763	0.05437	2.6	0.4111	5.0	0.05484	4.2	0.53	341	9	350	15	406	95	84
b30	3936	182	11	0.56	14094	0.05302	2.1	0.2008	6.4	0.02747	6.0	0.33	333	7	186	11	####	####	#NÚM!
b31	1335	31	2	0.63	1058	0.05263	2.8	0.3840	5.8	0.05292	5.1	0.48	331	9	330	17	325	117	102
b32	13216	160	16	0.24	22567	0.09724	2.4	0.7955	3.3	0.05933	2.2	0.75	598	14	594	15	579	47	103
b33	-999	47	3	0.33	3877	0.05734	2.5	-0.2116	####	-0.02677	####	###	359	9	-241	###	####	####	#NÚM!
b34	5138	128	7	0.36	9858	0.05480	2.0	0.3997	3.5	0.05290	2.9	0.58	344	7	341	10	324	66	106
b35	3399	78	5	0.39	2264	0.05832	2.4	0.4283	4.1	0.05326	3.4	0.58	365	8	362	13	340	76	107
b36	6244	157	8	0.22	6038	0.05295	1.8	0.3853	3.5	0.05277	2.9	0.53	333	6	331	10	319	67	104
b37	585	13	1	0.40	1255	0.06234	2.5	0.4063	13.1	0.04727	12.9	0.19	390	9	346	39	63	306	619
b38	9235	162	9	0.24	5786	0.05407	2.6	0.4382	5.2	0.05878	4.5	0.50	339	9	369	16	559	99	61
b39	3122	63	4	0.51	5962	0.05076	2.8	0.3696	4.9	0.05281	4.0	0.58	319	9	319	13	321	91	100
b40	5101	102	5	0.16	3852	0.05359	2.1	0.3900	4.4	0.05277	3.8	0.48	337	7	334	12	319	87	105
b41	3612	62	4	0.31	3969	0.05614	3.6	0.4094	5.7	0.05289	4.4	0.62	352	12	348	17	324	101	109
b42	9903	126	8	0.21	748	0.05970	2.4	0.5977	4.5	0.07261	3.8	0.53	374	9	476	17	1003	77	37
b43	14151	157	15	0.75	22921	0.07666	1.6	0.5999	2.3	0.05675	1.7	0.68	476	7	477	9	482	38	99
b44	10719	184	10	0.36	20204	0.05367	2.2	0.3973	3.0	0.05369	2.1	0.71	337	7	340	9	358	48	94
b45	18298	109	13	0.19	7173	0.11564	2.9	1.0073	3.4	0.06318	1.9	0.84	705	19	708	18	714	40	99
b46	8120	135	7	0.39	9948	0.04889	2.7	0.3596	4.2	0.05335	3.2	0.65	308	8	312	11	344	72	90
b47	5844	87	4	0.03	4390	0.05382	2.2	0.3919	3.4	0.05282	2.6	0.64	338	7	336	10	321	59	105
b48	4008	50	3	0.34	7459	0.05779	2.2	0.4316	5.0	0.05416	4.5	0.43	362	8	364	16	378	102	96
b49	39173	33	14	0.42	31863	0.36357	1.9	6.2464	2.6	0.12461	1.8	0.72	1999	32	2011	23	2023	32	99
b50	22590	112	13	0.11	36464	0.11890	2.4	1.0291	3.1	0.06277	1.9	0.79	724	17	718	16	701	40	103
b51	7588	19	5	0.61	10173	0.20973	2.6	2.1875	3.7	0.07565	2.7	0.69	1227	29	1177	26	1086	54	113
b52	4611	64	4	0.28	8860	0.05470	3.3	0.3982	4.5	0.05280	3.1	0.73	343	11	340	13	320	70	107
b53	12057	154	7	0.01	22693	0.05273	3.6	0.3911	4.6	0.05379	2.9	0.77	331	11	335	13	362	66	91
b54	12612	32	6	0.33	14313	0.16834	2.7	1.6652	3.2	0.07174	1.6	0.85	1003	25	995	20	979	34	102
b55	6147	62	4	0.24	11517	0.05927	1.9	0.4417	3.3	0.05406	2.7	0.59	371	7	371	10	373	60	99
b56	10255	47	5	0.09	16260	0.10736	2.9	0.9469	4.9	0.06396	3.9	0.59	657	18	676	24	740	83	89
b57	2944	29	2	0.32	5894	0.05687	2.5	0.3963	4.3	0.05054	3.5	0.58	357	9	339	13	220	81	162

b58	6025	56	3	0.38	3327	0.05713	2.3	0.4219	4.6	0.05356	4.0	0.50	358	8	357	14	353	90	102
b59	22159	97	10	0.20	36816	0.10833	2.2	0.9120	2.8	0.06106	1.7	0.79	663	14	658	14	641	37	103
b60	4192	24	2	0.22	7829	0.08990	2.1	0.6728	4.4	0.05427	3.8	0.48	555	11	522	18	382	86	145
c1	17410	161	16	0.12	29094	0.10383	1.9	0.8683	3.0	0.06065	2.2	0.65	637	12	635	14	627	48	102
c2	7537	170	11	0.47	1982	0.05603	2.7	0.4219	4.1	0.05462	3.1	0.65	351	9	357	13	397	70	89
c3	9894	225	11	0.10	14416	0.04989	2.6	0.3625	3.7	0.05270	2.7	0.69	314	8	314	10	316	61	99
c4	2234	54	3	0.46	3172	0.05214	2.7	0.3812	7.8	0.05303	7.4	0.35	328	9	328	22	330	167	99
c5	5114	106	7	0.35	5738	0.05871	2.6	0.4317	3.4	0.05334	2.2	0.76	368	9	364	10	343	50	107
c6	3360	78	4	0.45	6516	0.05063	1.9	0.3643	3.6	0.05218	3.1	0.51	318	6	315	10	293	72	109
c7	5825	143	7	0.19	10893	0.05027	3.2	0.3746	4.2	0.05404	2.7	0.77	316	10	323	12	373	60	85
c8	2206	49	3	0.40	4235	0.05286	2.0	0.3839	5.0	0.05267	4.6	0.39	332	6	330	14	315	105	105
c9	4010	80	7	0.43	5461	0.07931	1.8	0.5935	4.8	0.05427	4.4	0.39	492	9	473	18	382	99	129
c10	2377	51	3	0.24	4593	0.05142	3.2	0.3726	6.1	0.05257	5.2	0.52	323	10	322	17	310	119	104
c11	2524	16	2	0.23	3828	0.13807	2.2	1.2714	4.6	0.06679	4.0	0.48	834	17	833	27	831	84	100
c12	7233	129	7	0.22	1072	0.05541	2.3	0.4532	5.7	0.05932	5.2	0.40	348	8	380	18	579	113	60
c13	33752	536	26	0.05	550	0.04853	2.5	0.5088	3.0	0.07604	1.7	0.82	305	7	418	10	1096	34	28
c14	4515	137	7	0.16	12361	0.05685	2.1	0.2868	4.6	0.03658	4.1	0.45	356	7	256	10	-587	110	-61
c15	4496	107	6	0.37	5613	0.05134	2.0	0.3712	3.3	0.05243	2.6	0.62	323	6	321	9	304	58	106
c16	2982	63	4	0.38	5841	0.05707	1.3	0.4064	4.4	0.05165	4.2	0.29	358	5	346	13	270	97	132
c17	4601	93	5	0.32	8799	0.05637	1.7	0.4119	3.3	0.05300	2.8	0.52	354	6	350	10	329	64	108
c18	7203	101	8	0.08	13065	0.08153	1.4	0.6273	2.8	0.05580	2.4	0.51	505	7	494	11	444	53	114
c19	79443	120	46	0.22	27809	0.36774	2.0	5.9690	2.4	0.11772	1.3	0.84	2019	34	1971	21	1922	23	105
c20	1676	40	2	0.39	1482	0.04935	2.8	0.3589	5.9	0.05274	5.2	0.47	311	8	311	16	318	119	98
c21	4363	94	6	0.29	4542	0.05813	1.6	0.4292	2.9	0.05355	2.4	0.56	364	6	363	9	352	54	103
c22	3657	79	4	0.31	6324	0.05483	2.1	0.4022	3.8	0.05320	3.2	0.55	344	7	343	11	338	72	102
c23	22783	222	23	0.09	37774	0.11065	1.5	0.9311	2.1	0.06103	1.4	0.74	677	10	668	10	640	30	106
c24	13922	81	14	0.36	17990	0.15901	1.7	1.5646	3.1	0.07137	2.6	0.56	951	15	956	19	968	52	98
c25	20764	31	13	0.54	8910	0.36400	1.8	6.0252	2.6	0.12005	1.9	0.68	2001	31	1979	23	1957	34	102
c26	5713	137	8	0.44	6351	0.05545	2.3	0.4069	4.4	0.05322	3.7	0.54	348	8	347	13	338	83	103
c27	13588	128	14	0.10	22546	0.11092	1.2	0.9326	2.4	0.06098	2.1	0.48	678	7	669	12	639	45	106
c28	3075	27	4	0.42	3083	0.12151	2.1	1.0630	4.2	0.06345	3.7	0.50	739	15	735	22	723	78	102
c29	25450	606	31	0.06	48252	0.05511	2.4	0.4053	3.9	0.05333	3.1	0.61	346	8	345	11	343	70	101

Tabela D.13

Amostra ST-1 - Areias de praia (Holocénico; 37°55'13,14"N; 8°48'16,30"W)

206Pb/238U age (2σ-error), 207Pb/206Pb age (2σ-error), degree of concordance.

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ^c ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 s %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	844	137	2	0.83	3371	0.01154	1.7	0.04124	13.7	0.02591	13.6	0.13	74	1	41	6	####	####	#NÚM!
a2	470	79	1	0.73	2038	0.01163	2.0	0.03738	21.1	0.02331	21.0	0.10	75	2	37	8	####	####	#NÚM!
a3	1198	204	3	0.75	4544	0.01163	3.3	0.07619	36.2	0.04751	36.0	0.09	75	2	75	26	75	856	99
a4	247	85	1	0.62	1944	0.01177	2.1	0.07712	64.1	0.04751	64.0	0.03	75	2	75	48	75	1521	101
a5	312	53	1	0.60	1310	0.01205	2.5	0.04159	24.3	0.02503	24.2	0.10	77	2	41	10	####	####	#NÚM!
a6	301	37	0	0.49	871	0.01125	3.1	0.05387	30.4	0.03472	30.3	0.10	72	2	53	16	-731	846	-10
a7	251	81	1	0.83	1786	0.01158	2.8	0.07595	68.7	0.04756	68.6	0.04	74	2	74	50	77	1630	96
a8	76	68	1	0.82	1513	0.01153	1.8	0.07558	58.1	0.04753	58.1	0.03	74	1	74	42	76	1379	97
a9	1397	213	3	0.83	4723	0.01151	2.0	0.07541	48.8	0.04751	48.8	0.04	74	1	74	35	75	1160	98
a10	92	96	1	0.57	1994	0.01155	1.8	0.07562	91.7	0.04748	91.7	0.02	74	1	74	68	73	2179	101
a11	779	162	2	0.47	3341	0.01170	1.8	0.07673	44.4	0.04757	44.4	0.04	75	1	75	33	78	1054	96
a12	391	70	1	0.42	1601	0.01051	8.0	0.03666	57.7	0.02530	57.1	0.14	67	5	37	21	####	####	#NÚM!
a13	613	161	2	0.50	3252	0.01162	1.9	0.07615	50.8	0.04751	50.8	0.04	75	1	75	37	75	1207	99
a14	4709	52	5	0.44	9046	0.09307	2.1	0.69112	3.5	0.05386	2.8	0.61	574	12	533	15	365	63	157
a15	354	106	1	0.65	2175	0.01175	2.2	0.07709	72.9	0.04757	72.9	0.03	75	2	75	54	78	1732	97
a16	49	17	0	0.65	359	0.01158	7.9	0.05482	151.8	0.03433	151.6	0.05	74	6	54	83	-763	4266	-10
a17	278	53	1	0.90	1196	0.01209	2.7	0.04127	32.7	0.02477	32.6	0.08	77	2	41	13	####	####	#NÚM!
a18	81	18	0	0.68	414	0.01145	4.5	0.03340	75.4	0.02115	75.2	0.06	73	3	33	25	####	####	#NÚM!
a19	212	45	1	0.41	1039	0.01224	1.9	0.03557	57.7	0.02107	57.7	0.03	78	1	35	20	####	####	#NÚM!
a20	551	106	1	0.44	2389	0.01176	1.9	0.07715	29.9	0.04759	29.9	0.06	75	1	75	22	79	709	95
a21	54	72	1	0.57	1464	0.01150	2.3	0.07481	91.1	0.04717	91.0	0.02	74	2	73	66	58	2171	128
a22	7365	56	7	0.28	12513	0.12790	1.7	1.07347	3.0	0.06087	2.4	0.57	776	12	740	16	635	53	122
a23	302	118	1	0.55	2124	0.01158	2.1	0.07582	62.2	0.04750	62.2	0.03	74	2	74	46	74	1479	100
a24	8395	109	10	0.26	15694	0.09391	1.6	0.77773	4.4	0.06007	4.2	0.35	579	9	584	20	606	90	95

a25	1287	256	4	1.11	4618	0.01151	1.7	0.07538	18.0	0.04749	18.0	0.10	74	1	74	13	74	427	100
a26	101	83	1	0.46	1469	0.01160	2.6	0.07599	99.3	0.04750	99.2	0.03	74	2	74	74	74	2359	100
a27	280	132	2	0.51	2280	0.01166	1.6	0.07642	52.6	0.04752	52.5	0.03	75	1	75	39	75	1249	99
a28	799	133	2	0.44	2051	0.01149	2.1	0.07529	64.9	0.04751	64.9	0.03	74	2	74	47	75	1541	99
a29	45	64	1	0.57	1111	0.01163	1.9	0.07612	115.0	0.04747	115.0	0.02	75	1	74	86	73	2735	102
a30	202	47	1	0.73	1083	0.01091	2.2	0.02344	66.8	0.01558	66.7	0.03	70	2	24	16	####	####	#NÚM!
a31	191	46	0	0.41	812	0.01135	2.6	0.03099	89.0	0.01980	88.9	0.03	73	2	31	28	####	####	#NÚM!
a32	878	149	2	0.73	2709	0.01085	2.0	0.04986	14.3	0.03331	14.2	0.14	70	1	49	7	-848	406	-8
a33	461	125	2	0.53	2168	0.01184	2.1	0.07763	59.1	0.04754	59.1	0.04	76	2	76	44	76	1404	99
a34	176	79	1	0.49	1479	0.01179	2.7	0.07723	80.3	0.04751	80.3	0.03	76	2	76	60	75	1908	101
a35	235	30	0	0.75	530	0.01185	4.7	0.06780	111.0	0.04149	110.9	0.04	76	4	67	74	-257	2810	-29
a36	175	54	1	0.53	955	0.01231	2.7	0.03090	79.7	0.01820	79.7	0.03	79	2	31	25	####	####	#NÚM!
a37	130	49	0	0.47	876	0.01075	2.4	0.03087	70.8	0.02084	70.7	0.03	69	2	31	22	####	####	#NÚM!
a38	105	90	1	0.42	1623	0.01167	1.9	0.07658	63.9	0.04758	63.8	0.03	75	1	75	47	79	1516	95
a39	1235	203	3	0.99	3928	0.01170	2.1	0.07664	22.5	0.04752	22.4	0.09	75	2	75	16	75	532	100
a40	45	53	1	0.24	1112	0.01183	2.7	0.07759	69.4	0.04756	69.3	0.04	76	2	76	52	78	1647	98
a41	267	82	1	0.77	1835	0.01176	2.3	0.02286	42.1	0.01410	42.0	0.06	75	2	23	10	####	####	#NÚM!
a42	167	79	1	0.76	1825	0.01168	2.3	0.07650	65.2	0.04749	65.2	0.03	75	2	75	48	74	1550	101
a43	796	159	3	1.33	3542	0.01146	2.5	0.07503	31.3	0.04749	31.2	0.08	73	2	73	22	74	741	99
a44	160	31	0	0.47	827	0.00986	3.1	0.02475	40.7	0.01820	40.6	0.08	63	2	25	10	####	####	#NÚM!
a45	243	52	1	0.88	1399	0.01171	2.5	0.02881	21.7	0.01784	21.5	0.12	75	2	29	6	####	####	#NÚM!
a46	90	86	1	0.66	2175	0.01171	2.6	0.07684	67.0	0.04760	66.9	0.04	75	2	75	50	79	1590	95
a47	866	58	1	0.76	1781	0.01098	2.3	0.07389	18.6	0.04879	18.4	0.13	70	2	72	13	138	432	51
a48	572	63	1	0.40	1826	0.01147	1.6	0.05267	24.2	0.03330	24.2	0.07	74	1	52	12	-850	694	-9
a49	965	91	1	0.53	3110	0.01125	3.4	0.04607	13.6	0.02971	13.2	0.25	72	2	46	6	####	####	#NÚM!
a50	306	65	1	0.57	2032	0.01175	2.3	0.07705	55.6	0.04757	55.6	0.04	75	2	75	41	78	1320	97
a51	2676	245	3	0.74	7530	0.01166	2.3	0.07644	14.9	0.04755	14.7	0.16	75	2	75	11	77	350	97
a52	4929	367	5	0.60	11988	0.01155	2.1	0.07565	11.9	0.04750	11.7	0.18	74	2	74	9	74	279	100
a53	2505	21	2	0.27	5442	0.09146	1.7	0.74332	11.2	0.05894	11.0	0.15	564	9	564	50	565	240	100
a54	3932	23	3	0.41	5950	0.10440	2.5	0.78645	4.2	0.05464	3.4	0.59	640	15	589	19	397	76	161
a55	129	33	0	0.55	1214	0.01122	2.4	0.01629	72.4	0.01053	72.3	0.03	72	2	16	12	####	####	#NÚM!
a56	241	30	0	0.62	1219	0.01216	3.3	0.03488	35.9	0.02080	35.7	0.09	78	3	35	12	####	####	#NÚM!

a57	4558	24	3	0.75	8600	0.10123	2.1	0.76457	4.0	0.05478	3.4	0.52	622	12	577	18	403	76	154
a58	1025	82	1	0.49	3305	0.01172	1.9	0.07688	28.6	0.04759	28.6	0.07	75	1	75	21	79	679	95
a59	85	22	0	0.29	978	0.01193	2.7	0.01489	94.0	0.00905	94.0	0.03	76	2	15	14	####	####	#NÚM!
a60	260	11	0	0.31	548	0.01166	3.4	0.07640	36.6	0.04753	36.4	0.09	75	3	75	27	76	865	99

Tabela D.14

Amostra ST-9 - Areias de praia (Holocénico; 37°54'49,84"N; 8°48'8,06"W)

206Pb/238U age (2σ-error), 207Pb/206Pb age (2σ-error), degree of concordance.

325

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ^c ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 s %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 s %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 s (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 s (Ma)	conc %
a1	214	18	0	0.42	456	0.01416	2.3	0.0933	20.8	0.04780	20.6	0.11	91	2	91	18	89	489	101
a2	559	48	1	0.60	1193	0.01329	2.6	0.0875	13.2	0.04776	13.0	0.20	85	2	85	11	87	307	98
a3	288	22	0	0.34	619	0.01478	4.3	0.0976	17.4	0.04789	16.9	0.25	95	4	95	16	94	400	101
a4	464	42	1	0.44	978	0.01370	2.3	0.0905	14.2	0.04789	14.1	0.16	88	2	88	12	94	333	94
a5	283	37	0	0.42	-98	-0.00162	64.3	0.3606	216.3	-1.61427	206.5	0.30	-10	-7	313	865	####	####	#NÚM!
a6	36863	713	33	0.01	16538	0.05063	2.5	0.3715	3.1	0.05321	1.8	0.81	318	8	321	8	338	40	94
a7	9430	170	10	0.27	2735	0.05893	3.2	0.4377	4.9	0.05387	3.7	0.65	369	11	369	15	366	83	101
a8	7915	145	8	0.26	4006	0.05604	2.6	0.4143	3.7	0.05362	2.7	0.68	352	9	352	11	355	62	99
a9	334	31	0	0.81	717	0.01337	3.9	0.0879	16.2	0.04768	15.8	0.24	86	3	86	13	84	374	103
a10	953	84	1	0.58	2036	0.01232	3.0	0.0811	11.0	0.04777	10.6	0.27	79	2	79	8	88	250	90
a11	17426	176	21	0.49	6954	0.10991	3.2	0.9149	6.5	0.06037	5.6	0.50	672	21	660	32	617	121	109
a12	772	78	1	0.84	1661	0.01233	2.7	0.0810	8.9	0.04766	8.5	0.30	79	2	79	7	82	201	96
a13	2199	48	3	0.35	4304	0.05625	2.3	0.4022	5.2	0.05186	4.7	0.43	353	8	343	15	279	108	126
a14	456	45	1	0.63	954	0.01324	2.5	0.0874	15.5	0.04785	15.3	0.16	85	2	85	13	92	362	92
a15	987	92	1	0.62	2111	0.01304	2.2	0.0857	9.1	0.04765	8.8	0.24	84	2	83	7	82	209	102
a16	2020	42	3	0.38	3965	0.05946	2.2	0.4218	4.2	0.05145	3.5	0.54	372	8	357	13	261	81	143
a17	1239	129	2	0.67	2723	0.01349	2.4	0.0848	9.9	0.04560	9.6	0.24	86	2	83	8	-23	231	-372
a18	2323	258	4	0.61	5324	0.01199	2.9	0.0720	6.6	0.04357	5.9	0.44	77	2	71	4	-135	145	-57
a19	458	46	1	0.55	968	0.01210	2.7	0.0796	15.1	0.04769	14.9	0.18	78	2	78	11	84	353	92
a20	470	67	1	1.00	1350	0.01262	3.3	0.0601	11.1	0.03452	10.5	0.30	81	3	59	6	-747	296	-11
a21	67813	750	72	0.02	110173	0.10352	2.0	0.8918	3.4	0.06248	2.8	0.58	635	12	647	16	690	59	92

a22	664	78	1	0.43	1417	0.01241	2.5	0.0816	11.4	0.04768	11.2	0.22	80	2	80	9	83	265	96
a23	1201	147	2	0.82	1285	0.01257	1.7	0.0759	5.8	0.04381	5.5	0.30	81	1	74	4	-121	137	-66
a24	255	27	0	0.42	536	0.01295	3.2	0.0850	28.7	0.04760	28.5	0.11	83	3	83	23	79	677	104
a25	755	93	1	0.55	1607	0.01237	2.6	0.0811	9.5	0.04755	9.1	0.27	79	2	79	7	77	216	103
a26	201	28	0	0.42	496	0.01317	3.6	0.0742	49.2	0.04087	49.1	0.07	84	3	73	35	-296	1253	-29
a27	350	43	1	0.77	904	0.01233	4.2	0.0671	16.1	0.03946	15.5	0.26	79	3	66	10	-386	404	-20
a28	415	6	1	0.79	950	0.11131	3.5	0.6679	24.5	0.04352	24.3	0.14	680	23	519	105	-138	601	-493
a29	334	42	1	0.71	726	0.01323	3.1	0.0871	18.1	0.04775	17.8	0.17	85	3	85	15	87	422	97
a30	3836	103	5	0.20	7288	0.05391	2.5	0.3963	4.8	0.05332	4.0	0.53	338	8	339	14	342	92	99
a31	1423	197	3	0.43	3236	0.01263	2.1	0.0787	6.3	0.04519	5.9	0.34	81	2	77	5	-45	143	-179
a32	1063	168	2	0.81	1107	0.01203	2.7	0.0705	11.6	0.04248	11.3	0.23	77	2	69	8	-198	282	-39
a33	31323	51	23	0.37	18720	0.39956	2.5	7.4011	3.2	0.13434	2.1	0.76	2167	45	2161	29	2155	36	101
a34	321	46	1	0.56	788	0.01315	2.4	0.0750	15.3	0.04136	15.2	0.15	84	2	73	11	-266	385	-32
a35	324	55	1	1.06	807	0.01234	4.0	0.0693	13.2	0.04072	12.6	0.30	79	3	68	9	-305	323	-26
a36	1715	241	3	0.64	3623	0.01214	1.8	0.0797	5.3	0.04759	5.0	0.33	78	1	78	4	79	119	98
a37	475	52	1	0.47	998	0.01250	3.1	0.0820	14.0	0.04759	13.7	0.22	80	2	80	11	79	325	102
a38	223	27	0	0.76	465	0.01330	3.5	0.0872	26.8	0.04758	26.6	0.13	85	3	85	22	79	631	108
a39	882	143	2	1.08	2284	0.01214	2.8	0.0655	11.5	0.03915	11.2	0.24	78	2	64	7	-407	293	-19
a40	8712	237	11	0.11	16700	0.05022	2.7	0.3668	4.0	0.05298	3.0	0.67	316	8	317	11	328	67	96
a41	559	61	1	0.50	1156	0.01357	1.9	0.0892	13.5	0.04768	13.4	0.14	87	2	87	11	84	317	104
a42	5036	587	11	0.13	10737	0.01212	1.7	0.0796	3.6	0.04761	3.2	0.48	78	1	78	3	80	75	97
a43	2208	225	3	0.72	4669	0.01280	1.5	0.0843	5.2	0.04778	4.9	0.29	82	1	82	4	88	117	93
a44	2681	283	4	0.53	5899	0.01260	1.7	0.0801	4.2	0.04612	3.8	0.40	81	1	78	3	4	92	2197
a45	2922	26	3	0.38	1729	0.12111	3.3	0.9170	6.9	0.05492	6.0	0.48	737	23	661	34	409	135	180
a46	7349	144	7	0.08	6606	0.05180	2.0	0.3837	3.2	0.05372	2.6	0.60	326	6	330	9	359	58	91
a47	11125	169	10	0.54	1438	0.05267	2.2	0.4722	3.6	0.06502	2.8	0.63	331	7	393	12	775	59	43
a48	2160	40	2	0.24	4551	0.05915	2.2	0.3933	4.6	0.04823	4.0	0.49	370	8	337	13	111	94	335
a49	4589	83	4	0.23	6129	0.05373	2.4	0.3930	3.6	0.05306	2.7	0.65	337	8	337	10	331	62	102
a50	1767	32	2	0.23	3666	0.05618	2.5	0.3766	5.7	0.04862	5.2	0.43	352	8	325	16	130	122	272
a51	192	13	0	0.48	391	0.01415	6.3	0.0962	46.0	0.04930	45.6	0.14	91	6	93	42	162	1066	56
a52	3584	67	3	0.11	7308	0.04979	2.3	0.3406	3.8	0.04961	3.0	0.62	313	7	298	10	177	70	177
a53	466	45	1	1.21	1172	0.01252	2.6	0.0697	10.6	0.04039	10.3	0.25	80	2	68	7	-326	264	-25

a54	503	46	1	0.47	1375	0.01312	2.7	0.0663	15.6	0.03666	15.4	0.17	84	2	65	10	-582	416	-14
a55	364	38	1	0.80	1067	0.01207	2.1	0.0595	23.1	0.03575	23.0	0.09	77	2	59	13	-650	631	-12
a56	697	58	1	0.41	1830	0.01243	2.2	0.0659	9.7	0.03844	9.5	0.23	80	2	65	6	-455	250	-18
a57	429	30	0	0.73	903	0.01246	2.4	0.0820	13.5	0.04773	13.3	0.17	80	2	80	10	86	316	93
a58	659	4	0	0.53	544	0.12405	2.1	1.0810	9.8	0.06320	9.6	0.21	754	15	744	53	715	203	105
a59	763	65	1	1.70	1980	0.01263	2.2	0.0683	8.5	0.03924	8.2	0.26	81	2	67	6	-401	214	-20
a60	412	27	0	0.65	870	0.01217	1.9	0.0800	14.7	0.04771	14.6	0.13	78	1	78	11	85	346	92
b1	612	81	1	0.52	1729	0.01153	2.6	0.0561	15.6	0.03531	15.4	0.16	74	2	55	8	-684	427	-11
b2	300	28	0	0.57	652	0.01399	2.4	0.0923	32.5	0.04785	32.4	0.07	90	2	90	28	92	768	97
b3	3259	62	4	0.48	4016	0.05994	1.7	0.4264	3.5	0.05160	3.1	0.48	375	6	361	11	268	71	140
b4	436	49	1	0.41	1100	0.01236	2.6	0.0683	13.0	0.04011	12.8	0.20	79	2	67	8	-344	329	-23
b5	1003	100	2	1.85	2136	0.01255	1.4	0.0826	7.0	0.04776	6.8	0.20	80	1	81	5	87	162	92
b6	975	94	1	0.54	1189	0.01298	1.9	0.0854	7.2	0.04773	6.9	0.26	83	2	83	6	86	164	97
b7	523	65	1	0.74	1122	0.01299	1.8	0.0669	10.9	0.03734	10.7	0.17	83	1	66	7	-532	287	-16
b8	3104	72	4	0.25	1985	0.05199	2.5	0.3629	7.3	0.05061	6.8	0.34	327	8	314	20	223	158	146
b9	1225	134	2	0.60	2873	0.01256	1.7	0.0763	9.2	0.04408	9.0	0.19	80	1	75	7	-106	221	-76
b10	802	84	1	0.65	2057	0.01259	2.1	0.0688	9.1	0.03967	8.9	0.23	81	2	68	6	-372	230	-22
b11	210	22	0	0.72	442	0.01295	3.2	0.0854	26.3	0.04781	26.1	0.12	83	3	83	21	90	620	92
b12	1180	161	2	0.63	3053	0.01139	6.0	0.0605	13.8	0.03852	12.5	0.43	73	4	60	8	-449	328	-16
b13	10999	232	12	0.13	21152	0.05404	1.9	0.3946	2.5	0.05296	1.7	0.74	339	6	338	7	327	39	104
b14	294	31	0	0.32	635	0.01446	3.5	0.0949	27.4	0.04760	27.2	0.13	93	3	92	24	79	645	117
b15	371	36	1	0.49	804	0.01276	3.0	0.0838	12.9	0.04763	12.6	0.23	82	2	82	10	81	298	101
b16	577	64	1	0.62	1242	0.01196	1.4	0.0785	10.5	0.04759	10.4	0.13	77	1	77	8	79	247	97
b17	1355	156	3	1.21	2897	0.01248	3.1	0.0820	4.7	0.04762	3.5	0.67	80	2	80	4	81	83	99
b18	547	51	1	0.53	1240	0.01402	2.8	0.0923	16.5	0.04774	16.2	0.17	90	2	90	14	86	385	104
b19	1132	114	2	0.79	2426	0.01312	1.6	0.0862	6.6	0.04768	6.4	0.24	84	1	84	5	83	152	101
b20	8287	98	9	0.28	2906	0.09362	1.6	0.7646	3.1	0.05923	2.7	0.51	577	9	577	14	576	59	100
b21	5554	588	10	0.11	11856	0.01315	2.0	0.0864	3.7	0.04767	3.1	0.54	84	2	84	3	83	74	101
b22	228	31	0	0.84	632	0.01273	2.6	0.0641	29.6	0.03651	29.5	0.09	82	2	63	18	-592	801	-14
b23	959	105	1	0.65	2008	0.01219	2.0	0.0800	11.5	0.04758	11.3	0.17	78	2	78	9	79	268	99
b24	3516	34	4	0.75	2352	0.10568	1.6	0.8827	4.2	0.06057	3.9	0.38	648	10	642	20	624	84	104
b25	296	41	1	0.51	756	0.01232	3.4	0.0665	17.1	0.03913	16.8	0.20	79	3	65	11	-408	439	-19

b26	5724	60	6	0.33	5868	0.09548	2.0	0.7970	4.0	0.06055	3.5	0.50	588	11	595	18	623	76	94
b27	465	51	1	0.92	776	0.01234	2.5	0.0809	24.6	0.04756	24.4	0.10	79	2	79	19	77	581	102
b28	398	49	1	0.65	955	0.01205	2.7	0.0700	19.3	0.04212	19.1	0.14	77	2	69	13	-219	480	-35
b29	-4716	48	0	0.64	800	0.01201	2.4	-0.9953	####	-0.60124	####	###	77	2	-5447	###	####	####	#NÚM!
b30	1205	146	2	0.41	2591	0.01197	2.0	0.0784	6.3	0.04751	6.0	0.31	77	2	77	5	75	142	103
b31	459	63	1	0.36	1228	0.01273	2.6	0.0673	15.0	0.03835	14.7	0.17	82	2	66	10	-461	389	-18
b32	6900	840	13	0.09	14800	0.01242	2.2	0.0816	3.4	0.04763	2.6	0.64	80	2	80	3	81	62	98
b33	434	68	1	0.62	1209	0.01192	2.1	0.0599	17.5	0.03643	17.3	0.12	76	2	59	10	-599	471	-13
b34	376	46	1	0.25	863	0.01392	2.6	0.0851	14.1	0.04433	13.9	0.18	89	2	83	11	-93	341	-96
b35	1694	192	3	1.27	3612	0.01245	1.4	0.0819	4.5	0.04772	4.3	0.32	80	1	80	3	85	102	94
b36	497	71	1	0.53	1306	0.01269	2.1	0.0683	9.5	0.03901	9.3	0.22	81	2	67	6	-416	243	-20
b37	6950	179	9	0.18	14192	0.05067	1.6	0.3484	3.3	0.04987	2.9	0.48	319	5	304	9	189	67	169
b38	483	42	1	0.84	1031	0.01329	3.1	0.0872	12.8	0.04757	12.4	0.24	85	3	85	10	78	295	109
b39	338	34	0	0.47	770	0.01210	4.2	0.0764	22.2	0.04581	21.8	0.19	78	3	75	16	-12	526	-624

^a Within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second.

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c Corrected for background, mass bias, laser induced U–Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey and Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb x 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (1SE) and the probability of GJ-1 (1SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206\text{Pb}/238\text{U}}/\text{err}^{207\text{Pb}/235\text{U}}$

###NÚM! - valores erróneos e/ou cálculos deficientes



Contactos:

Universidade de Évora
Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA
Palácio do Vimioso | Largo Marquês de Marialva, Apart. 94
7002-554 Évora | Portugal
Tel: (+351) 266 706 581
Fax: (+351) 266 744 677
email: iifa@uevora.pt