Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva

O MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE VILA POUCA DE AGUIAR
ESTUDO PETRO-ESTRUTURAL E MECANISMO DE INSTALAÇÃO





UNIVERSITE PAUL SABATIER
TOULOUSE III

Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências
Universidade do Porto
Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie
Université Paul Sabatier (Toulouse III)
Mai/2000

Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva

O MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE VILA POUCA DE AGUIAR
ESTUDO PETRO-ESTRUTURAL E MECANISMO DE INSTALAÇÃO
Especialidade: Geologia-Petrofísica-Tectónica

LE MASSIF GRANITIQUE POST-TECTONIQUE DE VILA POUCA DE AGUIAR
ÉTUDE PÉTRO-STRUCTURALE ET MÉCANISME DE MISE EN PLACE
Spécialité: Géologie-Pétrophysique-Tectonique

UNIVERSITE PAUL SABATIER
TOULOUSE III

Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências
Universidade do Porto
Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique
Université Paul Sabatier (Toulouse III)
Mai/2000

Helena Maria Sant' Ovaia Mendes da Silva

O MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE VILA POUCA DE AGUIAR
ESTUDO PETRO-ESTRUTURAL E MECANISMO DE INSTALAÇÃO.

UNIVERSITE PAUL SABATIER
TOULOUSE III

Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e à Universidade Paul Sabatier de Toulouse para obtenção do grau de Doutor em Geologia

Reg. 1445
Cota 550.384
(043.2)|SILH|M

Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências
Universidade do Porto
Laboratoire de Mécanismes de Transfert en Géologie
Université Paul Sabatier (Toulouse III)
Mai/2000

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
FACULDADE DE CIÊNCIAS DO PORTO
BIBLIOTECA

Tese doutoramento

Este trabalho constitui um dos projectos que integra o Plano de Actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto, subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I & D (FCT).

Este trabalho beneficiou de convénios de cooperação Portugal/França, nomeadamente os acordos JNICT/Embaixada de França (1995), "Rede de Formação e Investigação R.F.R. 38/96 JNICT (Portugal)/MESR (França)" (1996/1998) e ICCTI/Embaixada de França (1999).

AGRADECIMENTOS

Não é tarefa fácil, em poucas linhas, expressar o meu agradecimento a todos aqueles que me apoiaram e incentivaram ao longo da elaboração deste trabalho. Espero, no entanto, que no decorrer destes anos, tenha sempre conseguido exprimir o meu reconhecimento e respeito por todos os colegas e funcionários do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e do "Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique" da Universidade Paul Sabatier de Toulouse.

A todos desejo expressar os meus agradecimentos sinceros, não podendo deixar de referir de forma particular algumas pessoas.

O Professor Fernando Noronha, orientador deste trabalho, que desde o início me soube despertar a curiosidade para este tema interessante e actual que é a petrofísica de rochas graníticas; que no campo me ensinou a "ver"; que me ajudou com as suas críticas e sugestões, e que disponibilizou todos os meios para que este trabalho pudesse ter sido efectuado.

O Professor Jean-Luc Bouchez, co-orientador deste trabalho, pelo acolhimento caloroso no seu laboratório, pelos ensinamentos que me transmitiu e pela total disponibilidade que mesmo a distância Porto-Toulouse não fez diminuir.

Os Professores Lemos de Sousa e Frederico Sodré Borges e Fernando Noronha, na qualidade de Directores do Departamento de Geologia, pela possibilidade de utilização de equipamentos e meios técnicos.

Os colegas Maria dos Anjos, Helena Couto, Ângela, Armanda e Pedro, pela solidariedade e constante incentivo. A Helena Cristina pela partilha de conhecimentos e opiniões ao longo dos trabalhos que temos realizado juntas. O Alexandre Lourenço pela ajuda nos trabalhos de campo de gravimetria.

A Manuela Tavares pelas atentas revisões nas referências bibliográficas e pela ajuda sempre solícita. A Manuela Valongueiro, o Fernando Araújo e a Maria de Lurdes pela total disponibilidade na realização de várias tarefas.

O Francisco Montenegro pela colaboração prestada na determinação da densidade das amostras de granito. Para ele, um saudoso obrigado.

O José Pinto pela sua prestável e imprescindível colaboração nas longas semanas de amostragem, assim como pelo cuidadosa preparação de todas as lâminas delgadas.

O Professor Senos Matias, pela ajuda imprescindível nos "meus primeiros passos" no trabalho de campo para recolha de dados gravimétricos e na sua interpretação.

O Professor Mendes Victor, pela disponibilização solícita dos dados gravimétricos da região de Vila Pouca de Aguiar-Chaves.

O Doutor Jean-Louis Vigneresse, pelo acolhimento no CREGU em Nancy, pela disponibilidade constante e pela colaboração no tratamento e respectiva interpretação dos dados gravimétricos.

Os colegas e funcionários do "Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique" de Toulouse pelo simpático acolhimento com que sempre me receberam, que me fizeram sentir sempre "em casa". Não posso deixar de salientar a ajuda imprescindível do Denis Leblanc, nos trabalhos de campo e na interpretação dos dados de ASM. O Philippe Olivier, pelas sugestões e por ter a seu cargo todos os assuntos administrativos que me diziam respeito.

Devo ainda os meus agradecimentos aos Engs. Helena Kohl e Agria Torres do Instituto Português de Cartografia Cadastral, pelo fornecimento de dados de nivelamento.

E por último, como os últimos são os primeiros, a minha família. Os meus irmãos, cujo apoio foi fundamental para a realização deste trabalho. Os meus pais pelo exemplo de coragem e determinação que sempre me transmitiram. O Zé Carlos pelo incentivo e compreensão e a minha pequenina Sofia, por encher os meus dias de sorrisos, tornando a realização deste trabalho mais leve. A vós, eu dedico este trabalho.

ÍNDICE

RESUMO i
RESUME v
ABSTRACT ix
LISTA DE FIGURAS xi
LISTA DE TABELAS xv
LISTA DE QUADROS xv
LISTA DE ESTAMPAS xvi
LISTA DE ABREVIATURAS xvi

INTRODUÇÃO 1
"INTRODUCTION" 7

CAPÍTULO 1 - ENQUADRAMENTO 11
1.1 INTRODUÇÃO 13
1.2 METODOLOGIA E OBJECTIVOS 14
1.3 ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOTECTÓNICO 15
1.4. TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A REGIÃO ESTUDADA 16
1.5 CICLO HERCÍNICO NA ZCI E NA ZONA ZGMTM 18
1.6 ORÓGENO HERCÍNICO - MODELO GEODINÂMICO 22
1.7 ROCHAS GRANÍTICAS DA ZCI E DA ZONA ZGMTM 25
1.7.1. Classificações 25
1.7.2. Distribuição e enquadramento geodinâmico 27
1.7.3 Geocronologia 29
1.7.4. Instalação de maciços graníticos nas ZCI e ZGMTM 30
"RESUME" 33

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE VILA POUCA DE AGUIAR 39
2.1 INTRODUÇÃO 41
2.2 METASSEDIMENTOS 43
2.3 GRANITOS SINTECTÓNICOS 43
2.3.1 Granito de Serapicos 43
2.3.2 Granito do Minheu e de Lagoa 44
2.3.3 Granito da Gralheira e de Stª Marta do Alvão 45

2.4 GRANITOS PÓS-TECTÓNICOS 46
2.4.1 Plutão de Vila Pouca de Aguiar 46
2.4.2 Fácies graníticas constituintes 46
2.4.3 Mineralogia e Geoquímica 48
2.4.4 Geoquímica isotópica e Geocronologia 52
2.4.5 Petrogénese 52
2.4.6 Considerações finais 53
"RESUME" 55
ESTAMPAS 59

CAPÍTULO 3 – ESTRUTURAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS 70
3.1 INTRODUÇÃO 72
3.2 MACROESTRUTURAS 72
3.2.1 Estruturas de fluxo magmático 72
3.2.2 Diaclases 74
3.2.3 Contactos 76
3.2.4 Encraves 77
3.3 MICROESTRUTURAS MAGMÁTICAS A PÓS-MAGMÁTICAS 78
3.3.1 Microestruturas Magmáticas 79
3.3.2 Microestruturas Submagmáticas 81
3.3.3 Microestruturas Pós-magmáticas 82
3.3.4 Microestruturas observadas 83
"RESUME" 86
ESTAMPAS 92

CAPÍTULO 4 - ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (ASM) 103
4.1 INTRODUÇÃO 105
4.2 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA: GENERALIDADES 106
4.2.1 Os diferentes estados magnéticos 107
4.2.2 Anisotropias Magnéticas 111
4.2.3 "Fabric" Magnético 113
4.3 METODOLOGIA 114
4.3.1 Amostragem 114
4.3.2 Medidas laboratoriais 117
4.3.3 Tratamento de dados 118

4.4 RESULTADOS DE ASM NO MACIÇO DE VPA 120
4.4.1 Susceptibilidade magnética 120
Zonação 120
Quantificação dos teores de ferro 125
4.4.2 ASM: Dados escalares 128
Anisotropia Paramagnética 128
Forma do elipsóide 132
4.4.3 ASM: Dados direccionais 136
Lineações magnéticas 136
Foliações magnéticas 138
4.4.4 Estudo do perfil estrutural do contacto SW 141
4.4.5 Análise dos dados 146
Variabilidade da susceptibilidade magnética 146
Variabilidade dos dados direccionais 148
4.5 RESULTADOS DE ASM NOS GRANITOS DE DUAS MICAS/COMPARAÇÃO COM O MACIÇO DE VPA 150
4.5.1 Susceptibilidade Magnética 151
4.5.2 ASM – Dados escalares e direccionais 153
"RESUME" 157
ESTAMPAS 175

CAPÍTULO 5 – GRAVIMETRIA 183
5.1 INTRODUÇÃO 185
5.2 FUNDAMENTOS 186
5.3 DENSIDADE DAS ROCHAS 188
5.4 MEDIDAS NO TERRENO 190
5.5 TRATAMENTO E PROCESSAMENTO DOS DADOS 191
5.5.1 Correcções Gravimétricas 192
5.5.2 Separação da tendência regional 196
5.5.3 Modelização 198
5.6 RESULTADOS 200
5.6.1 Anomalia de Bouguer 200
5.6.2 Anomalia residual 201
5.6.3 Profundidades 202
5.7 GEOMETRIA DOS PLUTÕES 205
5.8 GEOMETRIA DOS GRANITOS DO PLUTÃO DE VPA 206

"RESUME" 209

CAPÍTULO 6 - PLANOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS (PIF) 215
6.1 INTRODUÇÃO 217
6.2 METODOLOGIA 218
6.3 RESULTADOS 220
6.4 OS PIF E A FRACTURAÇÃO REGIONAL 222
6.5 DISCUSSÃO 223
RESUME 227
ESTAMPAS 231

CAPÍTULO 7 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES 236
7.1 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS - DISCUSSÃO 238
7.2 GRANITOS DO PLUTÃO DE VPA 241
7.3 O PLUTÃO DE VPA: UM LACÓLITO COMPÓSITO 243
7.4 INSTALAÇÃO DO PLUTÃO DE VPA 244
7.4.1 Modelos de ascensão e implantação 244
7.4.2 Cinemática de instalação do plutão de VPA 245
7.5 ESTIMATIVA DA TAXA DE EROSÃO 247
7.6 PLUTÃO DE VPA, INSTALAÇÃO PÓS-TECTÓNICA 248
7.7 PLANOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS 248
7.8 CONCLUSÕES 249
"RESUME" 252

ANEXOS 258
ANEXO I: Análises químicas de rocha total: elementos maiores 260
ANEXO II: Amostragem: Coordenadas M e P e fácies; Mapa de localização 264
ANEXO III: Resultados de ASM: Maciço de VPA; Granitos de duas micas 268
ANEXO IV: Dados Gravimétricos: Densidades; Anomalia de Bouguer 276

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 300

RESUMO

O presente trabalho pretende ser uma contribuição para o conhecimento da estrutura, geometria e cinemática de instalação de granitóides do NW Peninsular, tendo para o efeito sido seleccionada, a região de Vila Pouca de Aguiar. Optou-se pelo estudo petrofísico dos granitos pós-tectónicos que constituem o plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar (VPA), porque é um maciço circunscrito, compósito e discordante em relação às estruturas sin-D_3 das rochas encaixantes, constituídas dominantemente por metassedimentos de idade silúrica e por granitos sintectónicos de duas micas. O estudo petrofísico foi realizado a partir da análise da anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM), da inversão de dados gravimétricos e do exame sistemático de microestruturas em lâmina delgada.

O estudo da ASM evidenciou um zonamento que está directamente correlacionado com o conteúdo em ferro da rocha, e que realça o zonamento petrográfico. Este zonamento petrográfico, reflecte o arranjo concêntrico das duas fácies graníticas principais com um comportamento paramagnético: uma fácies leucocrata, o granito de Pedras Salgadas(GPS), com susceptibilidade magnética inferior a 90 μSI; uma fácies mesocrata, mais rica em biotite, o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), localizada na periferia, e com susceptibilidades compreendidas entre 90 e 220 μSI. O plutão de VPA, exibe essencialmente, microestruturas magmáticas e em particular baixos valores de anisotropia magnética, o que pode explicar o aspecto isotrópico ubíquo que estes granitos apresentam macroscopicamente.

Os dados de ASM e de gravimetria mostraram que a forma do plutão de VPA é um lacólito, que resulta do acomodar sucessivo, de duas intrusões magmáticas principais, que são diferentes em termos de fonte, estruturas magnéticas e forma. A intrusão do GVPA possui uma geometria laminar podendo ser descrita como uma soleira. As suas foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão, o que está de acordo, com a geometria em soleira. Contudo, a norte do plutão, as foliações apresentam inclinações baixas (em média 30°) e as suas trajectórias são interrompidas pelo encaixante metassedimentar, o que está de acordo com um prolongamento para norte da soleira por debaixo da rocha encaixante. Excepcionalmente na extremidade sul do plutão, observam-se foliações que inclinam para o interior do mesmo. Porém, à medida que se vai para o interior do plutão, estas foliações passam a verticais e seguidamente a inclinar para o seu exterior. Estes factos, sugerem que a sul se está muito próximo da base do

plutão. As lineações magnéticas do GVPA, são dominantemente de direcção NNE-SSW reflectindo, portanto, uma instalação do magma com um fluxo segundo essa direcção.

A intrusão do GPS, corresponde à última pulsação magmática que forma o volume principal de todo o plutão e ocorre acima da raiz que, tudo indica, está mais a sul na zona de alimentação. Durante a instalação, este último magma teria evoluído, constituindo na zona central exactamente localizada acima da raiz, mas numa zona distal, um termo mais diferenciado e mais leucocrata, o que é corroborado pelos valores da suceptibilidade magnética. Esta zona central do GPS, exibe uma estrutura em domo e a direcção de fluxo do magma é aproximadamente E-W, como registam as suas lineações magnéticas. Este fluxo é atribuído a uma dilatação E-W da intrusão magmática. Ao mesmo tempo, a compressão do magma contra o tecto da intrusão é responsável pelas deformação do magma como sugerem as elevadas anisotropias do GPS. Todos estes factos, sugerem para o GPS, o aspecto de um corpo granítico espesso e profundamente enraizado, cujo magma ascendeu utilizando uma estreita conduta situada na intersecção de dois ramos da falha Régua-Verin.

O granito de Gouvães da Serra (GGS), aflora no bordo sul e no bordo ENE do plutão. No que diz respeito à ASM apresenta características muito semelhantes à parte mais periférica do GPS. Sugere-se para este granito, uma origem comum e uma instalação contemporânea com o início da segunda pulsação magmática. Esta instalação, desenvolver-se-ia, não no interior do GVPA, mas segundo finas lâminas que aproveitaram anisotropias crustais existentes ao longo dos bordos do plutão.

A primeira pulsação magmática (GVPA), foi assim controlada pela falha Régua-Verin e injectada como uma soleira numa cavidade tensional sub-horizontal. O GPS forma um corpo mais volumoso e que aparentemente ascendeu pela zona de raiz mais a sul. A estrutura central em domo sugere que a instalação deste magma se deu segundo um mecanismo de "ballooning", isto é, com uma expansão *in-situ* da intrusão já no local da implantação. Esta expansão teve uma direcção dominante E-W, perpendicular à da falha Régua-Verin. Esta intrusão do GPS teve lugar, no entanto, numa fase ainda não consolidada do GVPA, como indicam as foliações magnéticas concordantes. Este lacólito pode ser considerado como tendo uma instalação pós-tectónica, pós-D3, num período distensivo. Assim, quer o fluxo magmático, quer a forma do reservatório, foram controlados essencialmente por processos ígneos, tais como a pressão do magma e a sua força ascensional e os sucessivos "apports" de magma.

Durante este estudo, foi também realizada uma análise direccional dos planos de inclusões fluídas (PIF) em quartzos dos granitos de VPA. Este estudo, individualizou duas famílias principais de PIF: uma de direcção NNE-SSW e outra de direcção NW-SE. A localização das duas famílias em diferentes locais do plutão, pode relacionar-se com uma refracção local da direcção de compressão máxima que pode, por sua vez, ser relacionada com as diferentes espessuras do plutão nos bordos e no centro. Outra hipótese, relaciona as direcções dos PIF com a direcção das lineações magnéticas, materializando os PIF, o mesmo estado de esforços que foram registados pelas estruturas magnéticas. Esta hipótese assenta numa cristalização relativamente rápida para o plutão de VPA, o que é também corroborado pelos dados das microestruturas e das estruturas magnéticas.

RESUME

Dans ce travail, on donne une contribution à la connaissance des structures, de la géometrie et de la cinématique de mise en place des granitoïdes de la Zone Centro-Ibérique. Pour cela, nous avons réalisé une étude pétrophysique des granitoïdes à biotite, situés dans la région de Vila Pouca de Aguiar (Nord du Portugal), qui constituent un pluton allongé selon la direction NNE-SSW. Ce pluton de Vila Pouca de Aguiar (VPA) est post-tectonique, et il est intrusif dans un encaissant constitué, soit par des granitoïdes à deux micas syntectoniques soit par des méta-sédiments du Paléozoïque. Pour l'étude pétrophysique, nous avons utilisé la technique d'ASM, l'examen systématique des microstructures en lame mince, et l'inversion des données gravimétriques.

On montre que la zonation de la susceptibilité magnétique souligne la zonation pétrographique rapportée avec les deux faciès principaux du pluton: le granite de Pedras Salgadas (GPS), constitué par un granite leucocrate et avec une susceptibilité magnétique inférieur à 90 μSI; et le granite de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), constitué par un granite mesocrate à biotite dominante et avec une susceptibilité magnétique comprise entre 90 et 220 μSI. Ainsi, les granites étudiés sont à paramagnétisme dominante. Le contrôle systématique des microstructures du pluton de VPA, par observation en lame mince, a permis de les classifier surtout comme magmatiques, ce qui peut expliquer l'aspect isotropique que ces granites présentent macroscopiquement.

Les données de l'ASM et de la gravimétrie ont montré que la géometrie global du pluton de VPA est d'un laccolithe formé à partir de deux venues magmatiques successives dont l'origine, la structure magnétique, les intensités de susceptibilité et d'anisotropie et enfin les formes des réservoirs respectifs sont différents.

Le GVPA a une géometrie en lame et peut donc être décrit comme un sill. Ses foliations magnétiques sont faiblement pentées vers l'extérieur du pluton, en accord avec cette géométrie en sill. Au Nord, les trajectoires des foliations sont tronquées par l'encaissant méta-sédimentaire ce qui suggère que le granite se poursuit sous son encaissant. Très localement, en bordure sud, les foliations sont pentées vers l'intérieur du pluton, avec passage progressif à la verticale; ces orientations suggèrent qu'on est très proche du plancher du pluton. Les linéations magnétiques du GVPA, toutes NNE-SSW sauf au contact sud du sill et du nord, ont enregistré l'étirement du magma selon cette direction au cours de l'installation du sill. Cet étirement NNE-SSW est peut-

être contemporain de la mise en place un peu plus tardive du faciès GPS qui, pour créer son espace a pu pousser le magma du GVPA selon la direction N-S.

Le GPS constitue le volume principal de tout le pluton, et il est localisé au-dessus de la racine la plus méridionale. Cette seconde pulsation magmatique est responsable de la forme en dôme du pluton, en particulier au Nord, et des trajectoires concentriques, centrées sur le faciès le plus leucocrate, le plus evolué, et vraisemblablement le dernier à se mettre en place. L'écoulement magmatique associé à la mise en place de ce dernier volume de magma s'est effectué suivant une direction E-W, attribuée à celle de la dilatation du réservoir. En même temps, la compression du réservoir contre son toit est responsable d'une plus forte déformation du magma comme le suggèrent les anisotropies plus elevées. En conclusion, les données suggèrent que le faciès GPS est un corps granitique épais, intrusif dans le faciès GVPA. Profondément enraciné, il a été alimenté par un conduit étroit localisé dans l'intersection des deux branches de la faille Régua-Verin.

Le granite de Gouvães da Serra (GGS) affleure très localement le long des les bordures sud et est-nord-est du pluton. Ses valeurs de susceptibilité et d'anisotropie magnétiques sont proches de celles du faciès GPS. Ainsi on peut considérer que la mise en place de ce faciès GGS, est synchrone de la deuxième pulsation magmatique. Cette mise en place s'est vraisemblablement développée selon de petites lames inserées le long des anisotropies crustales ménagées aux bordures du pluton.

Initialement, le faciès GVPA du pluton, guidé par la faille Régua-Verin, a été injecté sous forme de sill dans une cavité tensionnelle sub-horizontale de la croûte. Puis une zone dilatante a été ménagée par extension E-W au niveau de l'intersection du système de failles; celle-ci a permis la mise en place du faciès GPS. La structure centrale du pluton sour forme de dôme suggère que la mise en place de la dernière venue magmatique s'est accomplie par un mécanismee de gonflement ("ballooning"), impliquant une expansion E-W *in-situ* du réservoir. Les des deux faciès principaux ont été structurés ensembles, c'est-à-dire de façon subsynchrone, comme le montrent les microstructures partout magmatiques, ou presque, et les foliations concordantes. Leur mise en place est donc également subsynchrone .

Le laccolith de VPA s'est mis en place à la faveur du système de fractures Régua-Verin. Cet épisode de fracturation correspond au stade post-D_3 de la nomenclature régionale. En ajoutant le fait que les anisotropies sont particulièrement faibles et que les microstructures sont partout magmatiques ou presque, ce pluton peut être consideré comme caractéristique d'une mise en

place post-tectonique. Ainsi le dispositif structural que nous avons mis en évidence par l'ASM résulte-t-il exclusivement des mouvements du magma liés au remplissage du réservoir.

L'analyse directionnelle a montré l'existence de deux familles principales de PIF, NNE-SSW et autre NW-SE. Ces plans sont, sans ambiguité, plans de tension pure le long desquels une circulation de fluide s'est produite. Ces deux familles peuvent être attribuées à une réfraction locale de la direction de compression maximum, mais le mécanisme qui sous-tend cette réfraction n'est pas très clair. L'autre hypothèse considére que les PIF, dont les directions fréquemment sub-perpendiculaires aux linéations magnétiques, se sont developpées sous même régime des contraintes que celui qui est responsable des fabriques magnétiques. Cette explication implique que l'épisode de circulation des fluides a suivi de près la cristallisation du granite et, probablement, que la cristallisation du pluton a été assez rapide.

ABSTRACT

The Vila Pouca de Aguiar granite pluton, emplaced during the latest event of the Variscan orogeny of Northern Portugal, is here subjected to a detailed petro-structural study that combines magnetic fabric measurements with gravity modelling of its shape at depth, and complementary studies of the microstructures on thin sections.

It is shown, that the magnetic susceptibility zoning, which is directly correlated with the rock iron-content, clearly underlines a petrographic zoning that reflects the abundance of ferromagnesian minerals, i.e. biotite in our case. This zoning primarily reflects the concentric arrangement of the two main granite types that were previously mapped out and ascribed to genetically unrelated batches: the Pedras Salgadas granite (PSG), in the core-zone, made of leucocratic rocks, with susceptibilities less than 90 μSI; and the Vila Pouca de Aguiar granite (VPAG), at the periphery, made of mesocratic rocks, richer in biotite, with susceptibilities between 90 and 220 μSI. Susceptibility zoning is also present within each magma type whose Fe content increases toward periphery (normal zoning), and reflects a process of magmatic differentiation developed during the emplacement of each batch. All of the studied granites are dominantly paramagnetic in behaviour. The VPA pluton displays everywhere almost fully magmatic microstructures with particularly low anisotropy values, explaining the ubiquitous isotropic macroscopic aspect of the rocks.

Laccolithic in overall shape, the VPA pluton reveals to derive from the successive nesting of two principal magma batches, differing in both their sources, structural features (lineations, anisotropy degrees) and reservoir shapes. With its sheet-like geometry, flat floor, and thickness of less than 1 kilometer over two-thirds of its area, the VPAG intrusion can be described as a sill. It belongs to the flat-floored plutons, at least to the north of the massif. It seems to have been feeded from its northern part through two narrow conduits that form Y-shaped valleys in map view. These valleys fit almost perfectly with the local fault system already identified in the geological map. The ubiquitous outward foliation dips agree with a sill-like geometry, and the shallow northward foliation dips along the northern border conform with a northward prolongation of the sill under its cover. In the south, the foliation dips, evolving from outward to inward, strongly suggest that the southern end is very close to the floor of the sill. Finally, the dominant NNE-SSW lineations in VPAG reflect magma emplacement parallel to this direction, except at the tip of the sill (southern end) and in the north (above the root zone). The first

VPAG magma batch was therefore likely channeled by the Régua-Verin and injected as a sill, in a tensional subhorizontal cavity, dominantly southward from the root zones. PSG, 2-3 km-thick over two-thirds of its outcrop area, is much thicker than VPAG and forms the main volume of the pluton, and it is located above the southernmost root of the feeder valley. Likely upwelled above the main root-zone, made of the most leucocratic and evolved magma types, and displaying a dome surface structure with remarkably concentric and low dip foliations, the PSG body is interpreted as the last emplaced magma batch. The overall E-W stretch direction in magma, as recorded by most lineations in PSG, is attributed to E-W dilation of the reservoir during emplacement of PSG. In the same time, as suggested by the highest anisotropies recorded in VPA, the magma underwent substantial deformation against its roof. All these features give to PSG the aspect of a thick and deeply rooted magma body that was fed through a narrow conduit within the Régua-Verin fault, and that intruded the previously emplaced VPAG sill. The Régua-Verin fault acted as a dike that was sealed by the pluton, and from which the VPAG batch developed into a sill by dominant southward magma flow. Then, the more voluminous PSG batch apparently upwelled above the southernmost root zone, at the intersection between two branches of the Régua-Verin fault, with upward ballooning and dominant E-W dilation perpendicular to the fault zone. The latter intrusion took place, however, in a yet non-consolidated VPAG, as attested by the overall concordant foliations. This laccolith is therefore considered as a post-tectonic pluton from which structural patterns were related with the magma movements during the infilling of the reservoir and with no regional stress regime acting during the emplacement.

The study of the fluid inclusion planes (FIP) has shown the existence of two main families: a NNE-SSW direction and a NW-SE one. These families can be related with a refraction of the main stress direction. Other explanation relates the directions of the FIP with the directions of magnetic lineations: the FIP record the same stress constraints that were recorded by the magnetic structures. This explanation is based on a quick crystallisation for VPA pluton, which is confirmed by magnetic and microstructural data.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1 - Enquadramento

Fig 1.1 Localização geotectónica da região de Vila Pouca de Aguiar (*Adapt.* Julivert et al. 1974).

Fig. 1.2 Cronologia das fases de deformação na ZCI e na ZGMTM (Noronha et al. 1979)

Fig. 1.3 Esquema representativo das características e cronologia das principais fases de deformação hercínica (Dias & A. Ribeiro 1994).

Fig. 1.4 (a) Direcção da compressão tardi-hercínica na Península Ibérica. (b) Principais desligamentos tardi-hercínicos na Península Ibérica e respectivas direcções de movimento (*Adapt.* Arthaud & Matte 1975).

Fig. 1.5 Distribuição de idades dos granitos peninsulares (M.L. Ribeiro 1993).

Capítulo 2 - Geologia da região de Vila Pouca de Aguiar

Fig.2.1 Enquadramento geológico e localização das três fácies. Mapa adaptado a partir das folhas 6-D - Vila Pouca de Aguiar (1998) e 6-B - Chaves (em preparação) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 e a partir da cartografia de Brink (1960). Coordenadas do mapa referidas à Quadrícula quilométrica U.T.M., Fuso 29-Elipsóide Internacional - Datum Europeu.

Fig. 2.2 Projecção dos granitos do plutão de Vila Pouca de Aguiar no diagrama A-B (Debon & Le Fort 1983) (*in* Martins 1998). I-moscovite predominante sobre a biotite; II-biotite predominante sobre a biotite; III-existência apenas de biotite; IV-rochas com clinopiroxena; VI-rochas de composição excepcional.

Fig. 2.3 Representaçãodos granitos nos diagramas quimico-mineralógicos B-F e Q-F (La Roche 1964) (*in* Martins 1998).

Capítulo 3 - Estruturação de Rochas Graníticas

Fig. 3.1 Blocos esquemáticos mostrando os três tipos de "fabrics" magmáticos; (a) Planar, (b) Linear e (c) Plano-linear.

Fig. 3.2 Foliação e lineação magmáticas definidas a partir dos "subfabrics" da biotite e da plagioclase. **a:** Lineação magmática definida pelo "fabric" linear da plagioclase e pela disposição em eixo de zona da biotite. **b e c:** Medições realizadas na platina Universal e projectadas no plano da foliação magmática (*in* Bouchez 1997).

Fig. 3.3 Distribuição geográfica das lâminas estudadas e das respectivas microestruturas observadas. No centro está delimitada a fácies GPS.

Capítulo 4 - Anisotropia da Susceptibilidade Magnética

Fig.4.1 O elipsóide da anisotropia da susceptibilidade magnética, seus eixos principais e sua orientação numa amostra e no espaço (Jover 1986).

Fig.4.2 Disposições dos momentos elementares para os diferentes tipos de ordem magnética e campo magnético induzido nulo.

Fig.4.3 Curvas de magnetização induzida em função do campo aplicado, para os diferentes tipos de comportamento magnético (Jover 1986; Gleizes 1992).

Fig. 4.4 Eixos cristalinos e eixos das susceptibilidades magnéticas principais para um cristal de um filossilicato (Borradaile & Werner 1994).

Fig. 4.5 Diferentes tipos de "fabrics" magnéticos.

Fig.4.6 (a)Orientador das amostras e bússola. O plano Z, medido no terreno, é perpendicular ao azimute Z' do cilindro. A inclinação α da placa é a mesma que a do cilindro. (b) Amostra extraída e orientada.

Fig. 4.7 Amostras orientadas e cortadas para a medição da ASM, sendo a restante sobra aproveitada para executar lâminas delgadas.

Fig. 4.8 Orientação do eixo K_{max} do elipsóide de ASM relativamente ao referencial da amostra.

Fig. 4.9 Mapa das 124 estações de amostragem realizadas no maciço de Vila Pouca de Aguiar durante duas campanhas de campo efectuadas.

Fig. 4.10 Susceptibilidade Magnética do maciço de VPA. **a:** Média obtida para cada estação; **b:** Mapa com isolinhas de susceptibilidade magnética e histograma de frequência. K em μSI. A tracejado está representado o contacto geológico entre o GPS e o GVPA.

Fig. 4.11 Perfis de variação da susceptibilidade magnética e respectivas barras de erro, mostrando a variação de K entre os grupos definidos e entre fácies. **a:** Perfil NNE-SSW (coordenadas do ponto inicial a NNE, 620/4610, coordenadas do ponto final a SSW, 607/4589). **b:** Perfil E-(coordenadas do ponto inicial a E, 625/4606, coordenadas do ponto final a W, 613/4606).

Fig. 4.12 Comparação entre o conteúdo em ferro calculado a a partir dos dados de susceptibilidade magnética e o obtido mediante análises quimicas. **a:** Projecção dos valores de cada estação; **b:** Projecção das médias de cada fácies com as respectivas barras de erro.

Fig. 4.13 Anisotropia Paramagnética. **a:** Média obtida para cada estação; **b:** Duas populações definidas de anisotropia paramagnética.

Fig. 4.14 Susceptibilidade magnética *versus* anisotropia. Relação inversa encontrada para o plutão de VPA.

Fig. 4.15 Perfis de variação da anisotropia magnética e resepectivas barras de erro, mostrando variação de P"para"% entre as fácies do GPS e do GVPA. **a:** perfil NNE-SSW. **b:** Perfil E-W. A orientação dos perfis é a mesma dos da Fig. 4.11.

Fig. 4.16 Forma do elipsóide. **a:** Média de T obtida para cada estação; **b:** Três principais populações de T. A tracejado está representado o contacto geológico entre o GPS e o GVPA.

Fig.4.17 Representação do parâmetro T *versus* a anisotropia paramagnética.

Fig. 4.18 Lineações magnéticas: Mapa das lineações; Roseta de orientação das direcções; Diagrama de densidade e respectiva média, projecção em rede de igual área, no hemisfério inferior. A tracejado está representado o contacto geológico entre as fácies do GPS e do GVPA.

Fig. 4.19 **a:** Foliações magnéticas: Mapa das foliações; Diagrama de densidade e respectiva média, projecção em rede de igual área, no hemisfério inferior. **b:** Mapa interpretativo das trajectórias das foliações magnéticas.

Fig. 4.20 Perfil de amostragem realizado ao longo do granito no limite SW.

Fig. 4.21 Perfil estrutural do contacto SW. **a:** Susceptibilidade Magnética; **b:** Anisotropia paramagnética.

Fig. 4.22 Perfil estrutural do contacto SW. **a:** Lineações magnéticas e projecção estereográfica dos Kmax; **b:** Foliações magnéticas e projecção estereográfica dos Kmin; (a tracejado, estão representadas as estações de menor confiança).

Fig.4.23 Percentagem cumulativa das estações relativa à variação média da suceptibilidade.

Fig. 4.24 Representação da variação média da susceptibilidade magnética *versus* a suceptibilidade.

Fig. 4.25 Representação de αK_1 *vs* αK_3, podendo-se observar os quatro tipos de distribuição possível e dois exemplos de estereogramas; (simbologia dos estereogramas: □ K_1, △ K_2 e ○ K_3).

Fig.4.26 Mapa das estações de amostragem realizadas nos granitos sintectónicos de duas micas da região de Vila Pouca de Aguiar.

Fig.4.27 Foliações magnéticas nos granitos de duas micas e projecção estereográfica dos Kmin.

Fig. 4.28 Lineações magnéticas nos granitos de duas micas e projecção estereográfica dos Kmax.

<u>Capítulo 5 - Gravimetria</u>

Fig. 5.1 Localização das medidas gravimétricas.

Fig.5.2 a) Correcção de ar livre numa estação de altura *h* acima da superfície equipotencial ("datum"). (b) Correcção de Bouguer; a região a tracejado corresponde à camada horizontal infinita e de espessura *h*. (c) Correcção de terreno. As zonas assinaladas com A já foram corrigidas na correcção de Bouguer embora não constituam material

rochoso, ou seja, a correcção de Bouguer corrige por excesso estas zonas e portanto este efeito é reposto na correcção de terreno. A zona assinalada com B é constituída por material rochoso provocando atracção, ou seja, um decréscimo de *g*, mas o seu efeito foi excluído na Correcção de Bouguer, sendo agora reposto na correcção de terreno.

Fig. 5.3 Ábaco de Hammer usado para o cálculo das correcções de terreno. As zonas A a C foram expandidas para maior clareza.

Fig. 5.4 Separação da anomalia regional da anomalia observada.

Fig. 5.5 Anomalia gravimétrica medida e modelo tridimensional obtido a partir de um conjunto de prismas (*Adapt.* Cordell & Henderson 1968).

Fig. 5.6 Mapa da anomalia de Bouguer. São apresentadas as isolinhas de anomalia de Bouguer de -28 a -54 mGal.

Fig. 5.7 Mapa da anomalia residual. Foram traçadas as isolinhas de anomalia residual de -8 a 20 mGal.

Fig. 5.8 Mapa de profundidades. As isolinhas de profundidade estão marcadas de 0 a 5 km, cada meio quilometro. A tracejado está marcado o contacto entre as fácies do GPS e do GVPA.

Fig. 5.9 Perfis de vários plutões graníticos, mostrando a morfologia em profundidade, obtida através de inversão gravimétrica (Vigneresse 1999).

Fig. 5.10 Perfil de direcção aproximadamente NNE-SSW (a localização exacta está representada na Fig. 5.8). Os contactos do plutão com o encaixante e entre as fácies foram interpretados com base na orientação das foliações magnéticas (ver Fig. 4.19). A escala vertical é a mesma que a escala horizontal.

Capítulo 6 - Planos de Inclusões Fluídas

Fig. 6.1 Modos de abertura de uma fractura, relativamente à sua linha de crescimento (*Adapt.* Nogueira 1997).

Fig. 6.2 (**a**) Corte do cilindro, (**b**) colagem, talhe da lâmina e marcação da direcção de campo; (**c**) lâmina orientada.

Fig.6.3 Mapeamento das rosetas dos PIF no maciço de VPA.

Fig.6.4 Mapa de lineamentos da região de VPA obtidos através de dados de campo e por fotointerpretação (Baptista et al. 1993) e respectiva roseta de orientações.

Fig. 6.5 (**a**) Rosetas da orientação dos PIF. (**b**) Rosetas da orientação das lineações magnéticas.

Fig. 6.6 Trajectórias interpretativas da microfracturação com base nas direcções dos PIF.

Capítulo 7 - Discussão e Conclusões

Fig. 7.1 Lineações magnéticas do plutão de VPA. (**a**) Roseta das lineações localizadas em zonas onde o plutão tem uma espessura inferior a 1 km; (**b**) Roseta das lineações localizadas em zonas onde o plutão tem uma espessura superior a 1 km (ver capítulo da gravimetria).

Fig. 7.2 Evolução da linha de fractura de Régua-Verin entre os 300 Ma e os 280 Ma (*Adapt.* Baptista et al. 1993).

LISTA DE TABELAS

Capítulo 2 - Geologia da região de Vila Pouca de Aguiar

Tabela 2.1 Características mineralógicas e geoquímicas das diferentes fácies do maciço de VPA. A composição normativa (%) foi estimada a partir da rocha total e da composição química da biotite. $(La/Yb)_N$=La/Yn normalizados (Martins 1998).

Capítulo 4 - Anisotropia da Susceptibilidade Magnética

Tabela 4.1 Médias obtidas para cada uma das fácies de granitos de duas micas.

Capítulo 6 - Planos de Inclusões Fluídas

Tabela 6.1 Amostras a partir das quais foram realizadas as lâminas espessas para a medição dos PIF. N é o número de planos medidos.

LISTA DE QUADROS

Capítulo 1 - Enquadramento

Quadro 1.1 Relação entre as diferentes classificações utilizadas (Ferreira et al. 1987).

Quadro 1.2 A classificação dos granitóides (*Adapt.* Ferreira et al. 1987).

Capítulo 3 - Estruturação de Rochas Graníticas

Quadro 3.1 Descrição dos principais tipos de "diaclases" nas rochas graníticas (segundo Sodré Borges 1984).

LISTA DE ESTAMPAS

Capítulo 2 - Geologia da região de Vila Pouca de Aguiar

Estampa I, II E III Aspectos Macroscópicos

Capítulo 3 - Estruturação de Rochas Graníticas

Estampa I Macroestruturas
Estampa II Microestruturas do Plutão de VPA (luz polarizada).
Estampa III Microestruturas dos Granitos de duas micas (luz polarizada).

Capítulo 4 - Anisotropia da Susceptibilidade Magnética

Estampa I Trabalhos de Amostragem
Estampa II Equipamento Laboratorial

Capítulo 6 - Planos de Inclusões Fluídas

Estampa I Planos de Inclusões Fluidas

LISTA DE ABREVIATURAS

Embora o significado de todas as abreviaturas seja mencionado no texto, listam-se de seguida as mais utilizadas.

Adapt. - Adaptado de
ASM - Anisotropia da Suceptibilidade Magnética
DEC - Domínio Estrutural de Carrazedo
DETM - Domínio Estrutural de Três Minas
GGS - Granito de Gouvães da Serra
GPS - Granito de Pedras Salgadas
GVPA - Granito de Vila Pouca de Aguiar
Ma - Milhões de anos
OPF - Organização Preferencial de Forma
PC - "Personal Computer"
PIF - Planos de Inclusões Fluídas
RCMP - "Rheological Critical Melt Percentage"
SI - Sistema Internacional
SM - Susceptibilidade Magnética
VPA - Vila Pouca de Aguiar
ZCI - Zona Centro-Ibérica
ZGMTM - Zona de Galiza Média Trás-os-Montes

INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

A importância das intrusões graníticas, reside essencialmente no facto de funcionarem quer como forma de crescimento da crusta continental, quer como forma de reciclagem da mesma. Da segregação do magma à instalação de um plutão granítico, há toda uma série de complexos fenómenos que têm como expressão uma inúmera variedade de estudos. Neste trabalho, preocupamo-nos fundamentalmente com os aspectos cinemáticos que envolvem a instalação dum plutão granítico, já bem estudado do ponto de vista petrográfico e geoquímico.

Existem duas possibilidades complementares de se aceder à compreensão dos mecanismos de instalação dos granitos. A primeira maneira, consiste em estudar o encaixante do maciço granítico afim de ressaltar as estruturas susceptíveis de terem guiado a intrusão granítica. Simultaneamente, o estudo da interacção das estruturas resultantes da interacção do maciço granítico e das rochas encaixantes, permitem avaliar a incidência da deformação regional na instalação do magma. A segunda maneira, que é a que nos interessa neste trabalho, consiste em utilizar o maciço granítico, como um marcador cinemático, isto é, como um marcador da deformação crustal que se produz ou no momento de instalação ou posteriormente após a total cristalização. Isto pode ser feito, através da análise das microestruturas internas de um granito e da sua caracterização como magmáticas (se registam a deformação durante a instalação) ou tardias pós-magmáticas (se registam a deformação após a cristalização) (ver por exemplo: Guineberteau et al. 1987; Paterson et al. 1989). Assim, o conhecimento, do estado microestrutural de um granito, permite compreender o seu modo de instalação em termos do binómio processo magmático *versus* processo tectónico.

Todavia, os "fabrics"[1] planares e/ou lineares duma rocha são geralmente difíceis de medir no terreno. Por outro lado, ao microscópio com a platina universal, as

[1] "Fabric": termo que engloba simultaneamente a textura e a estrutura (macro e microestruturas) duma rocha; o "fabric" fornece informação sobre os processos geológicos relacionados com a génese da rocha. No presente trabalho utilizaremos sempre o termo em inglês.

medidas do "petrofabric" em lâmina delgada, são particularmente morosas. Assim, nos últimos anos, o estudo estrutural de granitóides renovou-se graças ao desenvolvimento da técnica da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética, ou ASM, (Graham 1954) aplicada ao estudo de "fabrics" em plutões graníticos (King 1966; Heller 1973; Guillet et al. 1983; Jover & Bouchez 1986; Bouchez et al. 1990; Bouchez 1997). O estudo da susceptibilidade magnética permite, como veremos, definir com precisão zonações petrográficas (Amice & Bouchez 1989). Para além disso, a ASM é uma medida directa da orientação preferencial de forma da biotite ou da magnetite (Rousset & Daly 1969; Rochette 1987; Borradaile & Henry 1997; Bouchez 1997). O conhecimento deste "fabric" é uma aproximação quantitativa da intensidade do regime de deformação do magma durante a sua instalação.

Os estudos de ASM constituem uma metodologia indispensável para a determinação das características petro-estruturais de um plutão granítico e permitem geralmente propor um modelo cinemático de instalação. No entanto, para uma avaliação quantitativa da espessura e da geometria tridimensional dos maciços graníticos é necessário recorrer à gravimetria. A modelização de dados gravimétricos recorrendo à inversão (Vigneresse 1988, 1990; Améglio 1998) é actualmente combinada com estudos estruturais em granitos. O estudo multidisciplinar de plutões graníticos, recorrendo à combinação de técnicas geofísicas (ASM e gravimetria, fundamentalmente), com a análise das microestruturas, tem vindo a dar excelentes resultados para a compreensão da estrutura, geometria e cinemática de instalação dos corpos graníticos. Refiram-se como exemplo deste tipo de estudos, o estudo do maciço granítico de Cabeza de Araya (Amice 1990, Vigneresse & Bouchez 1997) e dos granitóides da área de La Alberca-Béjar (Yenes 1996) na Zona Centro-Ibérica. Na Zona Centro-Ibérica e na Zona Astúrico Ocidental Leonesa, o trabalho de Aranguren (1993) sobre os maciços graníticos de Lugo, Guitiriz e de Hombreira-Stª Eulalia de Penas. Nos Pirinéus Bascos, refira-se o estudo realizado no plutão de Aya (Olivier et al. 1999).

Assim neste trabalho, é apresentado, o estudo dum plutão granítico, o plutão de Vila Pouca de Aguiar (VPA), realizado, essencialmente a partir da técnica de ASM, do exame de microestruturas em lâmina delgada e da inversão de dados gravimétricos.

O capítulo 1 (pag. 11), é consagrado ao enquadramento e objectivos deste trabalho e ao enquadramento geográfico e geotectónico da região estudada. São referidos ainda, aspectos como a relação entre o orógeno Hercínico e a instalação de granitos na Zona Centro Ibérica, a variabilidade de rochas graníticas e as diferentes classificações propostas para esses granitos. O capítulo 2 (pag. 39), aborda a geologia da região de Vila Pouca de Aguiar, os diferentes domínios petrológicos e as relações entre si. O capítulo 3 (pag. 70), consagra-se ao estudo das macroestruturas e microestruturas presentes nos granitos estudados. No capítulo 4 (pag. 103), são apresentados os conceitos teóricos e metodologia inerentes à ASM. São também apresentados os resultados obtidos, interpretação e análise da variabilidade dos resultados. No capítulo 5 (pag. 183), é apresentado o estudo gravimétrico realizado e a modelização por inversão dos dados gravimétricos. O capítulo 6 (pag. 215), dedica-se ao estudo específico de microestruturas tardias pós-magmáticas, os Planos de Inclusões Fluídas (PIF). Por fim, no capítulo 7 (pag. 236), procede-se a uma discussão global dos resultados obtidos e propõe-se um modelo de instalação para o plutão granítico de VPA.

INTRODUCTION

L'importance des intrusions granitiques réside essentiellement dans le fait qu'elles participent à la croissance ou au renouvellement de la croûte. De la ségrégation du magma à mise en place d'un pluton granitique, un grand nombre de phénomènes complexes se produisent, ce qui conduit à une grande varieté des études concernant les granites. Dans ce travail, on se situe au niveaux des processus de mise en place, en particulier les aspects cinématiques, cherchant à déterminer les structures d'un pluton granitique, par ailleurs bien étudié sur les plans pétrographique et géochimique.

Deux approches complémentaires permettent d'accéder à la compréhension des mécanismes de la mise en place des granites. La première consiste à étudier l'encaissant du massif granitique, pour faire ressortir les structures susceptibles d'avoir guidé l'intrusion granitique, Ou bien résultant des interactions entre le massif granitique et l'encaissant. Cette approche permet d'apprécier l'incidence de la déformation régionale sur la mise en place du magma. La deuxième, consiste en utiliser le massif granitique, lui-même, comme un marqueur cinématique de la déformation crustale, en déterminant ses structures internes qui enregistrent sa déformation, soit au moment de sa mise en place, soit après sa cristallisation totale. Pour cela, mettre en oeuvre la seconde approche, celle qui nous concerne dans cette étude, les microstructures du granite sont observées et analysées. Elles sont qualifiées de typiquement magmatiques si elles ont enregistré la déformation "à l'état solide" c'est-à-dire après la cristallisation du granite (voir par exemple Guineberteau et al. 1987; Paterson et al. 1989). Ainsi, la connaissance de l'état microstructural d'un granite permet de mieux situer sa mise en place dans le cadre d'un vieux problème où magmatique et opposé à tectonique.

En ce qui concerne les structures, les fabriques magmatiques planaires et/ou linéaires d'une roche sont généralement difficiles à mesurer directement sur le terrain. Au laboratoire, les mesures de pétrofabrique au microscope à platine

universelle sur des lames orientées, sont particulièrement coûteuses en temps. Ainsi, depuis quelques années, l'étude structurale des granitoïdes a été renouvelée avec le développement de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique, ou ASM, (Graham 1954) appliquée aux fabriques des plutons granitiques (King 1966; Heller 1973; Guillet et al. 1983; Jover & Bouchez 1986; Bouchez et al. 1990; Bouchez 1997). La susceptibilité magnétique (SM), permet définir avec précision des zonations (Amice & Bouchez 1989). La mesure de l'anisotropie de susceptibilité (ASM) correspond à une mesure directe globale de l'orientation préférentielle de réseau, et donc de la forme de biotite, ou de forme de la magnétite selon le cas (Rousset & Daly 1969; Rochette 1987; Borradaile & Henry 1997; Bouchez 1997). Moyennant certains précautions dans les domaines de la minéralogie magnétique, et dans l'interprétation des fabriques, la connaissance de la fabrique magnétique d'un pluton granitique permet d'argumenter sur l'intensité et le régime de la déformation subie par le magma pendant sa mise en place.

Les études d'ASM, bien que performantes pour déterminer des caractéristiques structurales et pour proposer des modèles de mise en place, sont mal adaptées pour la modélisation en 3-dimensions. Pour déterminer la profondeur du plancher d'un pluton, il faut avoir en plus des données de gravimétrie. La modélisation issue de ces données, effectuée par inversion (Vigneresse 1988, 1990; Améglio 1998), est maintenant souvent combinée avec les études d'ASM. Des exemples de combination de ces deux outils, sont fournis par les études du massif de Cabeza de Araya (Amice 1990, Vigneresse & Bouchez 1997) et de La Alberca-Béjar (Yenes 1996) dans la Zone Centro-Ibérique, des massifs de Lugo, Guitiriz et de Hombreira-St^{a} Eulalia de Penas (Aranguren 1993) dans la Zone Centro-Ibérique et Zone Ouest Asturienne-Léonienne et du pluton de Aya (Olivier et al. 1999) dans les Pyrénées Basques.

Dans de ce travail, on présente l'étude du pluton granitique de Vila Pouca de Aguiar (VPA), réalisée à partir de la technique d'ASM, de l'examen systématique des microstructures en lame mince, et de l'inversion des données gravimétriques.

Le chapitre 1 (version portugaise, pag. 11; resumé, pag. 33) présente le cadre et les objectifs du travail, cadre géographique et tectonique du pluton de VPA, d'une part, et relations entre l'orogène hercynien et la diversité des granites de la Zone Centro-Ibérique, d'autre part. Le chapitre 2 (version portugaise, pag. 39; resumé, pag. 55) présente la géologie de la région de VPA, les différents domaines pétrologiques et leurs relations. Le chapitre 3 (version portugaise, pag. 70; resumé, pag. 86) est consacré à l'étude des macrostructures et des microstructures. Au chapitre 4 (version portugaise, pag. 103; resumé, pag. 157), la théorie et la méthodologie de l'ASM sont présentés. On donne ensuite les résultats et leur interprétation. Au chapitre 5 (version portugaise, pag. 183; resumé, pag. 209), on présente l'étude gravimétrique et sa modélisation par inversion des données. Le chapitre 6 (version portugaise, pag. 215; resumé, pag. 227) est consacré à l'étude des microstructures tardives post-magmatiques et aux plans d'inclusions fluides. Enfin, le chapitre 7 (version portugaise, pag. 236; resumé, pag. 252) montre l'apport de ce travail pour la connaissance de la mise en place du pluton de VPA, dans la cadre du plutonisme hercynien post-tectonique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique.

CAPÍTULO 1

ENQUADRAMENTO

1.1 INTRODUÇÃO

O presente trabalho pretende ser uma contribuição para o conhecimento da estrutura, geometria e cinemática de instalação de granitóides do Noroeste Peninsular, tendo para o efeito sido seleccionada, a região de Vila Pouca de Aguiar. Esta região foi escolhida, pois dados recentes da cartografia geológica (ver Folha 6-D-Vila Pouca de Aguiar 1998) mostram a existência de diferentes tipos de granitóides nesta zona, nomeadamente granitos de duas micas sintectónicos e granitos biotíticos pós-tectónicos.

Optou-se pelo estudo dos granitos pós-tectónicos e a escolha dos granitos biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar (VPA) deveu-se, em parte, ao facto dos estudos estruturais sobre granitóides não deformados no estado sólido, serem escassos devido essencialmente à imprecisão existente na medição de foliações e/ou lineações magmáticas no terreno. Esta dificuldade é principalmente motivada pela fraca anisotropia destas rochas.

Por outro lado, o conhecimento já existente sobre estes granitos, relativo à petrografia, geoquimica, geocronologia e geoquimica isotópica (Martins 1989; Martins & Noronha 1991; Martins 1997b; Martins 1998), permitiu a confrontação desses dados com dados por nós obtidos. Esta combinação de técnicas e dados veio a revelar-se, no nosso entender, profícua para o cumprimento dos objectivos que nos propusemos atingir.

Para além da amostragem feita naquele maciço, realizamos pontualmente estações de amostragem nos granitos de duas micas, nomeadamente nos granitos de Serapicos, Gralheira, Minheu e Lagoa, sem pretensões de atingir o mesmo nível de informação obtida para o maciço de VPA, mas no intuito de estabelecer comparações a nível dos dados de susceptibilidade magnética.

1.2 METODOLOGIA E OBJECTIVOS

O desenvolvimento dos trabalhos que conduziram a esta dissertação, seguiu as seguintes etapas:

- Realização de estações de amostragem regularmente distribuídas ao longo do maciço de VPA. Este trabalho de amostragem foi realizado durante duas campanhas, obtendo-se na totalidade 124 estações de amostragem, de que resultaram 943 amostras.
- Amostragem pontual nos granitos de duas micas que são cortados pelo maciço de VPA. Realizaram-se 17 estações de amostragem e obtiveram-se 93 amostras.
- Medição da susceptibilidade magnética e da anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) das amostras e cálculo dos valores médios de cada estação.
- Realização de perfis gravimétricos, interpretação da anomalia de Bouguer e modelação.
- Estudo de microestruturas em lâminas delgadas e sua classificação como magmáticas ou pós-magmáticas.
- Análise direccional dos planos de inclusões fluídas (PIF) e determinação da sua relação com a fracturação regional.

Esta dissertação integra-se no âmbito da investigação desenvolvida pelo Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluídos (GIMEF) do Centro de Geologia da Universidade do Porto e pela Equipa de Tectónica e Petrofísica da Universidade Paul-Sabatier de Toulouse.

Os objectivos deste trabalho foram os seguintes:

- Estabelecer a estrutura e o "fabric" dos granitos do maciço de VPA com base na análise dos dados de anisotropia da susceptibilidade magnética.
- Comparar os valores de susceptibilidade e de anisotropia magnética obtidos nos granitos pós-tectónicos de VPA com os obtidos em granitos sintectónicos.
- Estudar as microestruturas dos granitóides desenvolvidas no estado magmático (foliações e lineações magmáticas) e no estado pós-magmático (planos de

inclusões fluídas), determinando as condições e a cinemática em que se produziram cada uma delas.

- Investigar a geometria tridimensional em profundidade recorrendo à gravimetria.
- Estabelecer um mecanismo de ascensão e implantação, combinando os dados anteriores com os dados geoquimicos e geocronólogicos afim de compreender a evolução do magma como função da instalação.

1.3 Enquadramento Geográfico e Geotectónico

O maciço de VPA, assim como os granitos de duas micas também estudados, distribuem-se geograficamente pelas folhas 46, 47, 60, 61, 74, 75 e 88 da Carta Militar è escala 1/25000 dos Serviços Cartográficos do Exército. Grande parte do maciço de VPA, está representada na folha 6-D – Vila Pouca de Aguiar (1998) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000.

Do ponto vista geomorfológico, esta região é marcada por um vale que é limitado a este pela Serra da Padrela e para oeste pela Serra do Alvão, a qual é constituída em grande parte pelo maciço de VPA. Este vale é controlado estruturalmente pelo acidente tardi-hercínico, a falha Penacova – Régua - Verin. É também de referir a presença de depressões (Telões, Pedras Salgadas e Vidago) de origem tectónica, alinhadas ao longo do traçado da falha Régua-Verin (Baptista 1990; Baptista et al. 1993). Estas depressões podem ser consideradas como bacias de desligamento, associadas a uma componente horizontal de movimentação desta falha (Cabral 1995).

Em termos geotectónicos o maciço de VPA localiza-se na Zona de Galiza Média Trás-os-Montes (ZGMTM) (Farias et al. 1987; Arenas et al. 1988), que foi durante muito referida como uma sub-zona da Zona Centro-Ibérica (Julivert et al. 1974). (Fig. 1.1).

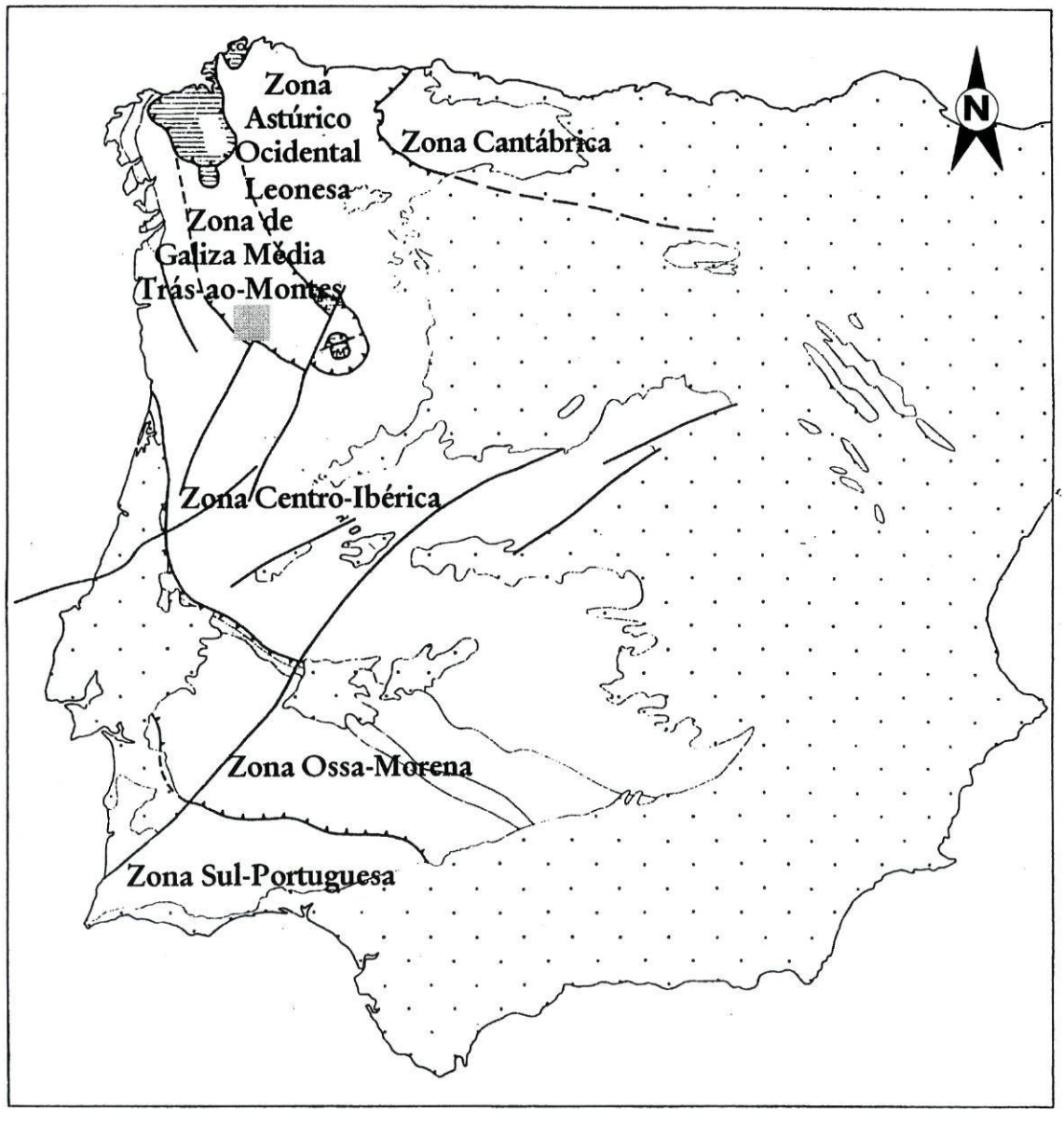


Fig 1.1. Localização geotectónica da região de Vila Pouca de Aguiar (*Adapt.* Julivert et al. 1974).

1.4 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A REGIÃO ESTUDADA

O maciço de VPA tem sido alvo de numerosos estudos que envolvem diferentes âmbitos, nomeadamente: geologia, petrologia, geoquímica, hidrogeologia, tectónica e petrofísica.

- O trabalho de Brink (1960), constitui o primeiro contributo fundamental para o conhecimento da mineralogia, petrologia e mineralizações associadas aos granitos e xistos da região de Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar.

- Os primeiros dados geocronológicos referentes ao maciço de VPA, foram obtidos por Mendes (1967/68). Só mais recentemente, Martins et al. (1997b) apresentam para o mesmo maciço dados geocronológicos U-Pb.
- Gomes (1989) apresenta um estudo mineralógico, geoquímico e petrogenético para granitóides, que incluem entre outros, granitos da parte sul do maciço de VPA.
- Nos trabalhos de Martins (1989) e Martins e Noronha (1991), as três fácies principais (Granito de Pedras Salgadas, Granito de Vila Pouca de Aguiar e Granito de Gouvães da Serra) que constituem o maciço de VPA, são identificadas e caracterizadas do ponto de vista mineralógico, geoquímico e petrogenético.
- Mais recentemente, Martins (1998), caracteriza os granitos do maciço de VPA do ponto de vista de génese e fonte dos magmas que os originam.
- Refiram-se também os trabalhos de neotectónica da falha Régua-Verin, à qual estão associados espacialmente os granitos do maciço de VPA, (Baptista 1990; Cabral 1995). Baptista (1998), propõe um esquema tectónico evolutivo para a região.
- São ainda vários os trabalhos do âmbito da hidrogeologia, nomeadamente sobre as nascentes termais de Pedras Salgadas e Vidago (Marques 1993; Sousa Oliveira 1995; Portugal Ferreira & Sousa Oliveira 1995)
- Sousa (1995) avalia o potencial do Granito de Pedras Salgadas como rocha ornamental.
- O estudo petrofísico dos granitos do maciço de VPA, recorrendo à ASM é apresentado por Sant'Ovaia (1993); Sant'Ovaia et al. (1995). Martins e Sant'Ovaia (1998) caracterizam do ponto de vista multidisciplinar os granitos deste maciço.
- De referir também trabalhos relativos ao estudo litoestratigráfico dos metassedimentos a E da falha Régua-Verin (M.A. Ribeiro et al. 1995; M.A. Ribeiro 1998).

- Do ponto de vista metalogénico, nomeadamente relativo às mineralizações auríferas, assinalam-se os trabalhos de Dória et al. 1993; Noronha & M.A. Ribeiro 1993; Noronha & Ramos 1993 e Noronha 1998.

1.5 Ciclo Hercínico na ZCI e na zona ZGMTM

As formações ante-Mesozóicas do NW peninsular foram afectadas pela orogenia hercínica cujo carácter polifásico é reconhecido por diversos autores. Estudos detalhados realizados em diferentes sectores da cadeia hercínica permitem admitir a existência de três fases de deformação dúctil: D_1, D_2 e D_3 (A. Ribeiro 1974; A. Ribeiro et al. 1979; Noronha et al. 1979). Definem-se ainda fases frágeis, genericamente denominadas por D_4.

Embora haja consenso entre os autores relativamente à geometria das estruturas que caracteriza cada fase, continua a existir alguma divergência no que diz respeito ao posicionamento temporal das diferentes fases. Esta falta de uniformidade, sobretudo cronológica, é devida ao diacronismo das fases tectónicas no Maciço Hespérico.

Noronha et al. (1979) apresentam um ensaio de correlação das diferentes fases tectónicas, descritas por vários autores, para as zonas paleogeográficas do Noroeste Peninsular. Assim, a idade das diferentes fases é variável consoante as zonas paleogeográficas e tectónicas, sendo sempre mais recente de Oeste para Este, escalonando-se do Devónico Médio ao Estefaniano. O posicionamento cronológico das fases dúcteis na ZCI e ZGMTM está representado na Fig. 1.2.

PÉRMICO		
CARBÓNICO	ESTEFANIANO	
	VESTEFALIANO	D3
	NAMURIANO	D2
	VISEANO	
	TURNACIANO	
DEVÓNICO	SUPERIOR	D1
	MÉDIO	
	INFERIOR	

Fig. 1.2. Cronologia das fases de deformação na ZCI e na ZGMTM (Noronha et al. 1979)

Dias e A. Ribeiro (1994), apresentam um esquema que resume a cronologia das três fases de deformação hercínica e as caracteristicas que apresentam nos terrenos alóctones e autóctones (Fig. 1.3.).

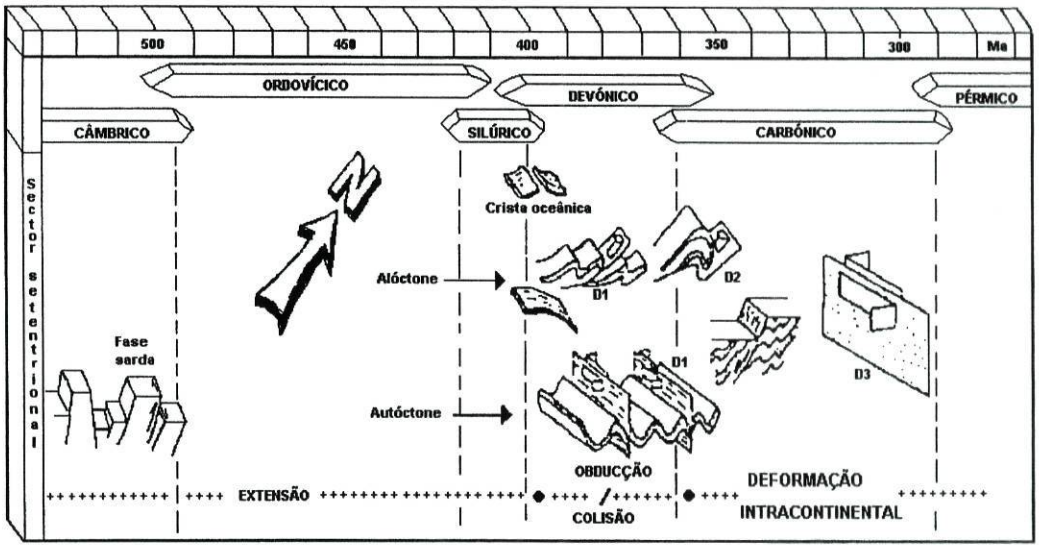


Fig.1.3. Esquema representativo das características e cronologia das principais fases de deformação hercínica (Dias & A. Ribeiro 1994).

Primeira fase de deformação D_1

O primeiro evento da deformação hercínica terá alcançado uma maior intensidade nas zonas mais internas da cadeia. Esta primeira fase terá originado dobras com vergências diferentes, consoante se trate de terrenos autóctones, parautóctones ou alóctones, mas com orientação predominante NW-SE. Estas dobras apresentam plano axial vertical nos terrenos autóctones e são vergentes nos terrenos parautóctones.

Segunda fase de deformação D_2

A segunda fase de deformação traduz-se pela formação de dobras deitadas (associadas a carreamentos) e desenvolve uma foliação de plano axial subhorizontal. Esta fase está sobretudo representada no alóctone e menos no parautóctone e no autóctone.

Terceira fase de deformação D_3

Esta fase é intra-vestafaliana e está representada nos terrenos alóctones, parautóctones e autóctones. Traduz-se pela formação de dobras de amplitude kilométrica de plano axial subvertical e de direcção geral N120° a N130° às quais se associa geralmente uma clivagem de crenulação.

Em relação com esta fase, geraram-se zonas de cisalhamento dúctil sub-verticais NW-SE direitas e ENE-WSW esquerdas (Iglesias & Choukrone 1980).

Fases tardias

O período pós-D_3, ter-se-á iniciado no Carbónico Superior e terá continuado até ao Pérmico. Arthaud e Matte (1975), situam as fases tardi-hercínicas entre os 300 Ma e os 270 Ma e referem estas fases como devidas a uma campo de tensões com a direcção de compressão máxima, σ_1, a variar de N-S a NW-SE (Fig. 1.4).

Este campo de tensões condicionou os sistemas de falhas esquerdas NNE-SSW e o sistema conjugado dextro NNW-SSE (o qual retoma o sistema NW-SE, D_3). O sistema NNW-SSE é menos desenvolvido que o sistema NNE-SSW, devido ao facto da rotação da compressão máxima facilitar a reabertura destas últimas (A. Ribeiro et al. 1979).

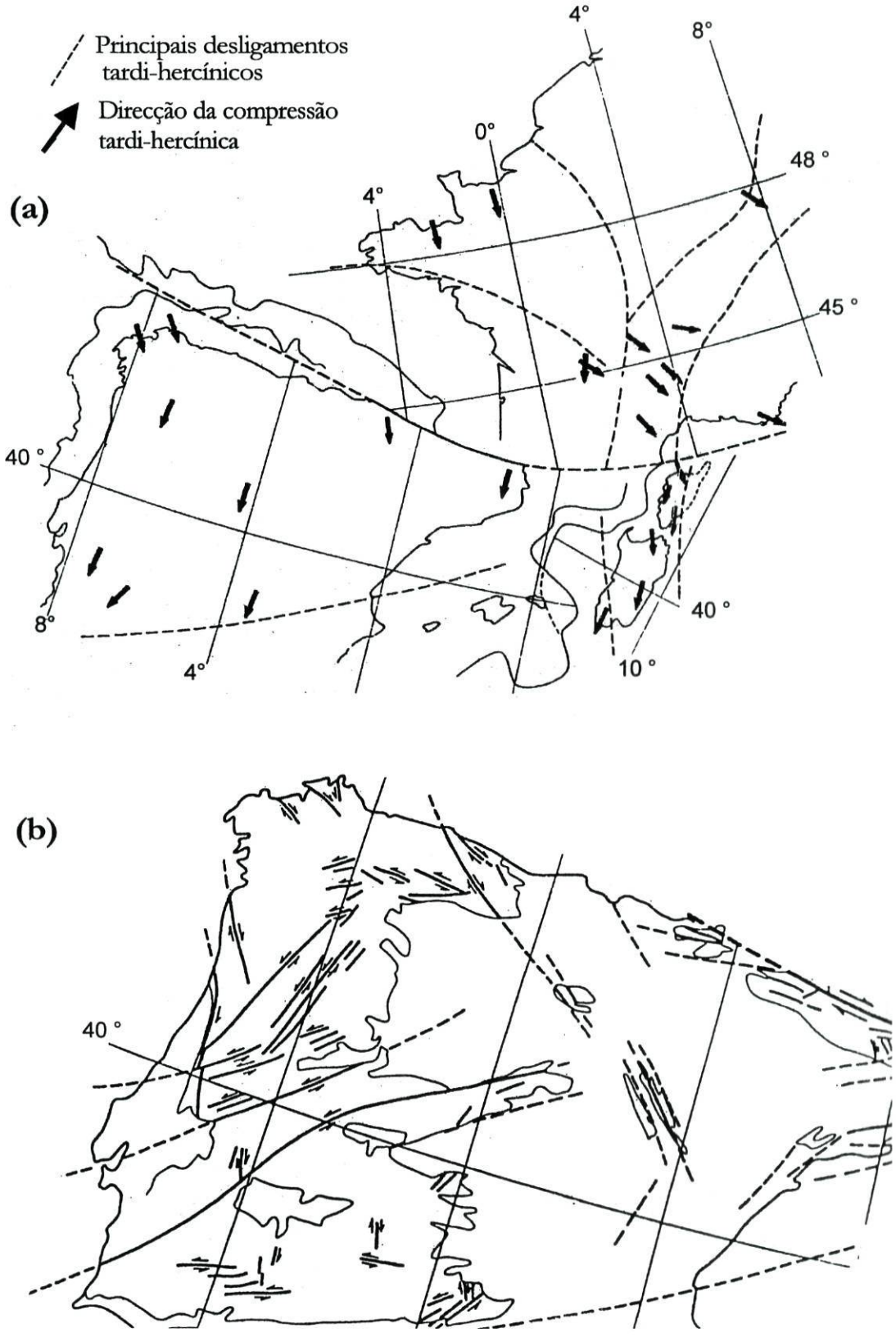


Fig. 1.4. (**a**) Direcção da compressão tardi-hercínica na Península Ibérica. (**b**) Principais desligamentos tardi-hercínicos na Península Ibérica e respectivas direcções de movimento (*Adapt.* Arthaud & Matte 1975).

As fases tardias parecem ter continuado no tempo com uma rotação da compressão máxima de N-S (Estefaniano) para NW-SE e para E-W (Pérmico).

A falha Régua-Verin e a falha Gêres-Lovios são exemplos destas estruturas frágeis e controlaram posteriormente, a instalação dos maciços graniticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar e do Gêres respectivamente.

As estruturas geradas durante estas fases tardias revestem-se de grande importância para este trabalho, nomeadamente a já referida falha Penacova-Régua-Verin.

No Carbónico Superior (Vestefaliano), iniciou-se o crescimento da falha Penacova-Régua-Verin com nucleação em fendas de tracção nos antiformas de D_3 e em desligamentos direitos dúcteis-frágeis associados (Baptista et al. 1997). A formação destas estruturas é assim compatível com a direcção da compressão máxima, σ_1, orientada NE-SW (A. Ribeiro et al. 1979).

No Carbónico Superior (Estefaniano), a falha propaga-se em desligamento esquerdo e continua no Pérmico (inferior ?) o mesmo regime de desligamento (Baptista et al. *op. cit.*). Este movimento é então compatível com a direcção da compressão máxima, σ_1, orientada N-S (A. Ribeiro et al. 1979).

No Pérmico (Superior ?), dá-se a reactivação em falha inversa compatível com a direcção de σ_1 orientada E-W (Baptista et al. *op. cit.*; A. Ribeiro et al. *op. cit.*).

1.6 Orógeno Hercínico – Modelo Geodinâmico

Para a compreensão do enquadramento dos granitóides hercínicos numa perspectiva geodinâmica, é necessário termos presente o modelo geodinâmico que actualmente se crê ser o mais adequado para explicar a evolução do orógeno hercínico. O modelo defendido por diversos autores (A. Ribeiro et al. 1983; Iglesias et al. 1983; A. Ribeiro et al. 1990) é o modelo "flake tectonics".

Este modelo aponta as modalidades que presidem à abertura e fecho do oceano Varisco, subordinadas ao evoluir dos dois ramos (NE e SW) da Cadeia Hercínica.

Dada a localização da zona em estudo, vamo-nos centrar somente na evolução do ramo noroeste.

O modelo do "flake tectonics", explica as diferenças estruturais e de litologia da ZCI e da ZGMTM através simultaneamente de mecanismos de subducção e obducção de crusta oceânica, culminando o processo por colisão intercontinental.

Genericamente, podemos considerar as seguintes etapas para o desenvolvimento do orógeno hercínico e a sua relação com o magmatismo (A. Ribeiro et al. 1983):

Câmbrico - Silúrico

Do Câmbrico ao Ordovícico, forma-se um sulco intracontinental, que atinge a sua máxima abertura no Silúrico, e que já é portanto um oceano.

Devónico Médio e Superior

O fecho do oceano começa, por obducção de mantos ofioliticos que se deslocam cerca de 200 km, constituindo as unidades alóctones dos maciços de Bragança e Morais, e por subducção no mesmo sentido da restante crusta oceânica sob a crusta continental.

Nas zonas de raiz das unidades carreadas, devido a cisalhamentos associados, instalam-se granitóides com idades de 370 Ma. Estes granitóides foram já deformados por D_1 e correspondem aos designados como "Oldest Granites" (Oen 1970).

Na base dos mantos, em continuidade cinemática com D_1, desenvolvem-se dobras deitadas D_2.

Segue-se a colisão das margens continentais que bordejam o oceano, soldando os dois blocos continentais e terminando o processo de evolução "flake tectonic".

Carbónico Inferior

A deformação prossegue já com cisalhamentos intracrustais que facilitam a instalação de granitóides biotíticos basicrustais (320 Ma) ao longo de linhas de fraqueza.

Vestefaliano

A deformação prossegue por desligamentos dúcteis conjugados associados a dobras da plano axial vertical (D_3) que acentuam a curvatura da virgação ibero-armoricana. Na génese deste Arco Ibero-Armoricano (Matte & A. Ribeiro 1975) têm grande importância a génese e a instalação de granitos controlados por estas zonas de cisalhamento dúcteis. Este magmatismo tem origem na fusão quer de massas graníticas ante-hercínicas, quer de metassedimentos, e origina leucogranitos (310 Ma) que ocupam, geralmente, os núcleos das grandes antiformas da terceira fase.

Vestefaliano Superior - Pérmico

As fases de deformação (D_4) e seguintes são concretizadas pelo jogo de desligamentos frágeis tardi-hercínicos e o magmatismo traduz-se pela instalação de granitóides biotíticos (280 Ma), devido à descompressão da crusta que implica o deslocamento das zonas de fusão para níveis crustais mais profundos, próximos do manto.

Em resumo, a existência de diversos condicionantes tectónicos imprimiram aspectos particulares à tipologia dos granitóides, nomeadamente:

- Evolução no orógeno hercínico do "flake tectonic" segundo um mecanismo subducção-obducção, deslocamentos dos mantos do NW peninsular e o consequente espessamento crustal, factos determinantes na génese de granitóides basi-crustais (Pereira 1987);
- Período distensivo entre as fases compressivas D_2 e D_3 que permitiu a ascensão e instalação de grandes volumes de magmas graníticos, a vários níveis da crusta, na ZCI e na ZGMTM.
- Colisão intercontinental e progressão da deformação mediante o jogo de cisalhamentos dúcteis conjugados (A. Ribeiro et al. 1983) que desempenharam um papel importante na génese de leucogranitos.
- Levantamento do continente hercínico e fracturação frágil que permitiu a instalação de granitóides tardios relativamente ao desenvolvimento do orógeno.

1.7 Rochas Graníticas da ZCI e da zona ZGMTM

1.7.1 Classificações

A grande abundância de granitóides no Maciço Hespérico criou a necessidade duma classificação destes granitóides, e na tentativa de encontrar afinidades entre as diversas fácies, vários critérios foram adoptados - geológicos, geocronológicos, petrográficos e estruturais.

As primeiras classificações a surgir neste domínio devem-se a Schermerhorn (1956) e Oen (1970) e foram estabelecidas com base em critérios geológicos, embora os critérios estruturais também estivessem subjacentes, reconhecendo-se três grandes grupos:

"Oldest granites" (os mais antigos)

"Older granites"

"Younger granites" (os mais recentes)

"Oldest" e "Older granites" corresponderiam dominantemente a granitos de duas micas e os "younger granites" seriam granitos com biotite dominante.

Por outro lado, classificações químico-petrográficas levaram à formulação de dois grupos: "granitóides alcalinos de duas micas", estreitamente relacionados com o metamorfismo regional e "granodioritos calcoalcalinos com biotite dominante", de origem mais profunda e sem relação aparente com o metamorfismo regional (Capdevila & Floor 1970).

A classificação genética mais utilizada considera dois grandes grupos de granitóides: os granitóides mesocrustais e os granitóides infra ou basicrustais (Capdevila et al. 1973; Corretgé et al. 1977). Os primeiros terão sido gerados por anatexia húmida controlada por metamorfismo regional e/ou por anatexia induzida. Aos segundos corresponderá uma origem mais profunda e independente de processos anatécticos, tendo sido propostos para estes, dois processos genéticos: diferenciação magmática a partir do material básico infracrustal e fusão parcial do material crustal com ou sem hibridização de materiais básicos infracrustais

(Capdevila et al. 1973; Albuquerque 1971). No Quadro 1.1. pode observar-se uma síntese das classificações propostas.

Quadro 1.1. Relação entre as diferentes classificações utilizadas (Ferreira et al. 1987).

<table>
<tr><th>BASE GEOCRONOLÓGICA OU GEOLÓGICA</th><th colspan="2">BASE QUIMICA E PETROGRÁFICA</th><th>BASE GENÉTICA</th><th>FÁCIES COMUNS</th></tr>
<tr><td rowspan="2">"Oldest" e/ou "Older"</td><td>"Alcalinos"</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Granitóides mesocrustais</td><td>Leucogranitos
Granitos
Granodioritos de anatexia</td></tr>
<tr><td rowspan="3">"Calcoalcalinos"</td><td rowspan="3">Por vezes peraluminosos</td><td rowspan="3">Granitóides infra ou basicrustais</td><td>Granodioritos e Adamelitos precoces</td></tr>
<tr><td>"younger"</td><td>Granodioritos e Adamelitos tardios</td></tr>
</table>

Como já se referiu a maioria dos granitóides nomeadamente os da ZCI e da ZGMTM, estão ligados ao ciclo hercínico. Assim, foi estabelecida uma classificação para estes granitóides com base numa perspectiva dinâmica, situando-os no tempo da sua instalação e utilizando como referenciais as três fases de deformação já mencionadas (Ferreira et al. 1987).

Esta classificação admite a existência de dois grupos de granitos ante-mesozóicos:

(i) pré-orogénicos

(ii) sinorogénicos, onde se distinguem os subgrupos ante-D_3 (ante-tectónicos), sin-D_3 (sintectónicos), tardi-D_3 (tarditectónicos) e pós-D_3 (pós-tectónicos), conforme se tratem de fácies anteriores, contemporâneas, tardias ou posteriores à 3ª fase de deformação hercínica, respectivamente;

A classificação de um granitóide de acordo com esta nomenclatura, é baseada essencialmente na presença (ou ausência) de um "petrofabric" magmático ou de deformação. No Quadro 1.2. está representada sumariamente esta classificação.

Quadro 1.2. A classificação dos granitóides. (*Adapt.* Ferreira et al. 1987).

Pré – orogénicos		
Sinorogénicos	ante-tectónicos	Granitos de duas micas
	sintectónicos	Granitos de duas micas
	tarditectónicos	Granitóides biotíticos
	pós-tectónicos	Granitóides biotíticos

1.7.2 Distribuição e enquadramento geodinâmico

De acordo com a classificação proposta por Ferreira et al. (1987) podemos estabelecer a distribuição e resumir as principais características dos granitóides da ZCI *s.l.*:

(i) Granitóides pré-orogénicos

Sugerem estreita relação com a tectónica anterior às principais fases de deformação hercínicas; distribuem-se ao longo de alinhamentos específicos, situados na bordadura ocidental e meridional da ZCI.

(ii) Granitóides sinorogénicos

Granitóides ante-D3: Correspondem a granitos de duas micas e biotíticos com restites. Correspondem aos primeiros granitóides orogénicos cuja instalação se deu durante a actuação da 1ª e 2ª fases e relacionam-se com o metamorfismo regional associado com estas fases. Ocupam domínios onde a colisão continental inicia o espessamento crustal. Estes magmas graníticos surgidos em alinhamentos antigos exprimem provavelmente o resultado da fusão parcial dos sedimentos situados ao longo desses alinhamentos; têm uma origem semelhante à estimada para os granitóides pré-orogénicos mas agora em regime compressivo.

Granitóides sin-D3: Estes granitóides que apenas registaram os efeitos da 3ª fase hercínica constituem um grupo muito vasto em termos texturais e composicionais e

comprovam a existência de um período de distensão ante-D3 que permitiu a ascensão destes magmas. A maioria destes granitóides são sincinemáticos com D3 e o seu grau de deformação está relacionado com zonas de cisalhamento de magnitude cortical. São possíveis de distinguir dois subgrupos extremos:

- granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados;
- granitos de duas micas, ou biotíticos com restites

Granitóides tardi-D3: São fácies semelhantes às anteriores mas que se apresentam menos deformadas e embora mantendo alinhamentos subparalelos às fácies sin-D3 vão-se distanciando sucessivamente da linha que define o plano de cisalhamento à superfície.

Granitóides pós-D3: São granitóides essencialmente biotíticos apresentando afinidades mineralógicas e químicas com os granitos do tipo I de Chapell e White (1974). Ocorrem associados a desligamentos frágeis tardios. Os maciços mais representativos são o do Gerês associado à falha Gerês-Lovios e os de Lamas de Olo, Vila Pouca de Aguiar e Chaves associados à falha Régua-Verin.

Na ZCI e ZGMTM, no que diz respeito à área de afloramentos, os granitos mais importantes são os de duas micas sintectónicos e tarditectónicos e os granitos biotíticos tardi a pós-tectónicos.

Resumidamente no que diz respeito à tipologia podemos distinguir dois grupos principais de granitos:

- granitos de duas micas
- granitos biotíticos com plagioclase cálcica

Ambos sinorogénicos, os primeiros com uma génese ligada ao metamorfismo regional e gerados numa crusta não muito profunda; os segundos gerados a temperaturas mais elevadas numa crusta mais profunda.

1.7.3 Geocronologia

A determinação da idade absoluta dos granitos ibéricos tem constituído o objectivo de diversos geólogos.

As primeiras determinações de dados geocronólgicos dos granitos peninsulares surgem há mais de 30 anos, sendo por isso referências bibliográficas fundamentais os trabalhos de Mendes (1967/68) e mais recentemente de Pinto et al. (1987).

Os granitóides hercínicos da ZCI estão quase exclusivamente datados pelo método Rb-Sr e K-Ar, este com incidência nos minerais em especial na biotite, e aquele com incidência na "rocha total" ou "rocha total + minerais".

No entanto, Pinto (1986) adverte para o facto de nos cálculos que têm conduzido à obtenção de datações geocronológicas, pelos métodos Rb-Sr e K-Ar não terem utilizado sempre os mesmos valores das constantes de decaimento dos isótopos radiactivos, o que inviabiliza comparações de idades.

A projecção das idades absolutas dos granitóides peninsulares num diagrama de frequências (Fig. 1.5), vem mostrar a existência de períodos de paroxismo ígneo coincidentes no tempo com as idades das três fases de deformação hercínica (M.L. Ribeiro 1993).

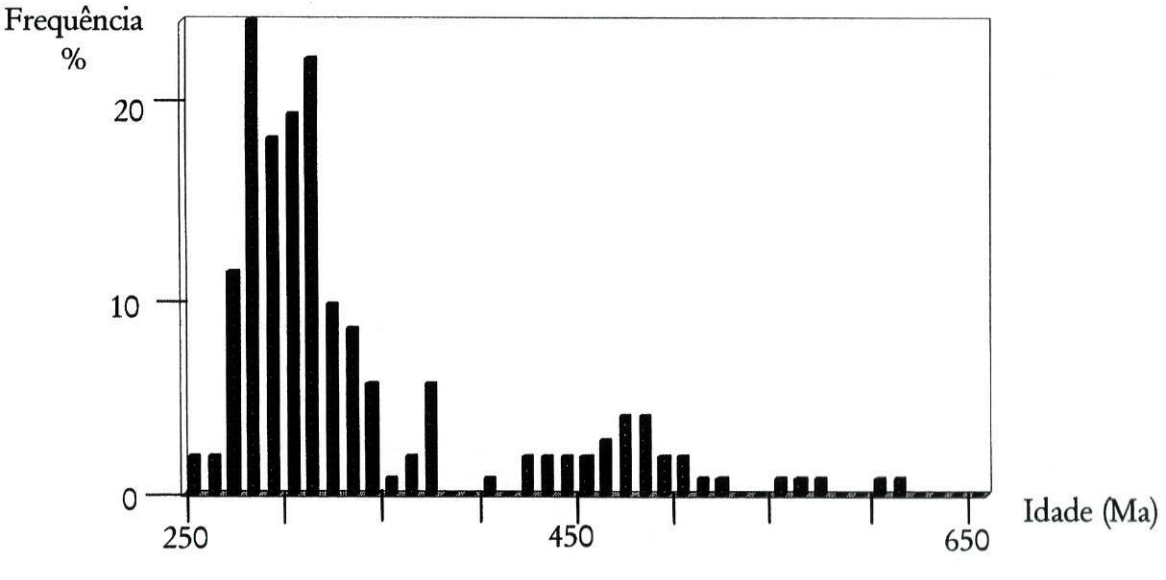


Fig. 1.5. Distribuição de idades dos granitos peninsulares (M.L Ribeiro 1993).

Recentemente, têm sido obtidas datações U-Pb em zircões e monazites em granitos sintectónicos, tarditectónicos e pós-tectónicos, sobre as quais nos debruçaremos, pela sua importância para o presente trabalho.

Dias et al. (1998), apresenta as seguintes datações U-Pb para granitóides da Zona Centro-Ibérica *(s.l.)*:

- granitóides biotíticos sin-D_3: 313-319 Ma (maciços de Ucanha-Vilar, Lamego, Sameiro e Refoios do Lima);
- granitóides com biotite dominante tardi-D_3: 306-311 Ma (granitos de Braga, Gonça, Agrela e Celeirós);
- granitóides tardi a pós-D_3: 300 Ma (granito de Briteiros);
- granitóides pós-D_3: 290-296 Ma (maciço de Peneda-Gerês).

Estas idades indicam que sucessivas intrusões graníticas se implantaram na Zona Centro Ibérica durante um curto espaço de tempo de cerca de 30 Ma que correspondem aos últimos estádios da orogenia Hercínica.

Martins et al. (1999), apresentam também uma compilação de datações U-Pb para o maciço sintectónico de Cabeceiras de Basto (311±1 Ma), para o maciço tarditectónico de Vieira do Minho (311±2 Ma) e para o maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (299±3 Ma).

Estas idades permitem datar o final da fase D_3 nesta zona do orógeno hercínico que terá sido entre os 310 Ma e os 303 Ma.

1.7.4 Instalação de maciços graníticos nas ZCI e ZGMTM

Poucos trabalhos existem na bibliografia que tenham tido como objectivo o conhecimento do mecanismo de implantação dos granitos hercínicos da ZCI e da ZGMTM.

A referência bibliográfica fundamental é o trabalho de Oen (1970), em que são propostos modelos de implantação para os granitos que este autor classificou como "Older Granites" (considerando para estes, idades superiores a 300 Ma) e para os

granitos que considerou como "Younger Granites" (idades compreendidas entre os 280 e os 290 Ma).

Oen (*op. cit.*), considera a série dos "Older Granites" como maciços alóctones, mesozonais, alongados, ocupando as zonas axiais das estruturas dobradas Hercínicas (D_3) e que formam no seu conjunto cinturas graníticas. Este autor, sugere que a ascensão dos magmas foi largamente controlada pelo progressivo relaxamento das forças compressivas na crusta. A implantação seria permissiva controlada tectonicamente por cavalgamentos no tecto da camâra magmática que teria grande extensão lateral.

Blocos longitudinais separados por planos de cavalgamento teriam sido levantados e o magma granítico, da parte superior da câmara magmática, fluiu para preencher o espaço deixado pelo levantamento dos blocos. Esta ascensão do magma causaria o desenvolvimento de zonas de plutonometamorfismo. Entretanto os blocos que ascendem são erodidos à superfície.

Segundo o mesmo autor, os "Younger Granites" corresponderiam a várias intrusões essencialmente discordantes relativamente às estruturas principais hercinicas (D_3), e seriam de origem mais profunda. Sugere para estes granitos, uma instalação precedida e acompanhada por grandes fracturas que permitiriam a ascensão de magmas do fundo da câmara magmática. As várias unidades que constituem a intrusão seriam implantadas numa rápida sucessão por mecanismos de "magmatic stoping"[1] e "cauldron subsidence".[2]

Segundo Oen (*op. cit.*), os "Younger Granites" e os "Older Granites" derivariam duma mesma câmara magmática, em cujo topo estariam magmas mais alcalinos e possivelmente contaminados por crusta siálica e na parte mais inferior, em magmas mais calco-alcalinos contaminados com material mantélico.

---

[1] "Magma stoping": o magma ao ascender invade fracturas da rocha encaixante. Eventualmente a propagação da fracturação faz com que blocos da rocha encaixante fiquem inteiramente rodeados por magma. Estes blocos mergulham na câmara magmática e são assimilados, o magma é então deslocado para cima ocupando o espaço vazio deixado por esses blocos. A repetição deste processo faz com que todo o magma possa ascender.

[2] "Cauldron subsidence": mecanismo semelhante ao "stoping" mas a uma escala maior.

Espacialmente, um aspecto marcante dos granitóides sintectónicos, como já referimos, são os seus alinhamentos bem definidos que sublinham as zonas de antiforma de 3ª fase de deformação hercínica e por vezes zonas de cisalhamento dúctil. Quanto aos granitos tarditectónicos, embora mantendo alinhamentos subparalelos à estruturação Hercínica, vão-se distanciando sucessivamente aos alinhamentos definidos pelos grandes cisalhamentos (por ex. Vigo-Régua). Assim parece haver uma relação entre o mecanismo de implantação destes granitóides e a existência de zonas de cisalhamento profundas. Os granitos pós-tectónicos estão por sua vez, associados a desligamentos frágeis D_4.

A relação espacial, proposta por Oen (*op. cit.*) entre a instalação dos dois grupos de granitos (precoces e tardios) e as estruturas hercinicas mantêm-se assim válida. No entanto, a geocronologia U-Pb dos granitóides pós-tectónicos (nomeadamente Gerês e Vila Pouca de Aguiar), tem atribuído idades mais antigas do que as de Oen, para o que designou por "Younger Granites".

CHAPITRE 1: CADRE GÉNÉRAL

Méthodologie et Objectifs

Dans ce travail, on a cherché à contribuer à la connaissance des structures, de la géometrie et de la cinématique de mise en place des granitoïdes de la Zone Centro-Ibérique. Nous étudions des granitoïdes à biotite situés dans la région de Vila Pouca de Aguiar, et qui constituent un pluton allongé selon la direction NNE-SSW. Ce pluton de Vila Pouca de Aguiar (VPA) est post-tectonique, et affleure dans un encaissant, soit de granitoïdes à deux micas syntectoniques soit de méta-sédiments du Paléozoïque.

Les études antérieures de pétrographie, géochimie, géochronologie et géochimie isotopique (Martins 1989; Martins & Noronha 1991; Martins 1997b; Martins 1998) portant sur ce pluton fournissent, un cadre initial et une base pour nos données structurales et géographiques.

Nous avons suivi les étapes suivantes:

- Réalisation de 124 points de prévèlement orientés régulièrement répartis dans le pluton et conduisant à 943 échantillons;
- Echantillonnage dans les granites à deux micas de l'encaissant selon 17 sites et fournissant 93 échantillons;
- Etude détaillée d'ASM: mesures, traitement et présentation des données et interprétation;
- Interprétation de l'anomalie de Bouguer et inversion des données gravimétriques;
- Etude et classification des microstructures en lame mince;
- Analyse directionnelle des plans de inclusions fluides.

Ces différents étapes ont conduit aux résultats suivants:

Cartes des structures et des fabriques magnétiques de VPA; comparaison entre les granitoïdes post-tectoniques et les granites syntectoniques; analyse des états microstructuraux et distinction entre microstructures magmatiques,

submagmatiques et de déformation à l'état solide; forme 3-D du pluton de VPA par la détermination de la profondeur de son plancher; modèle cinématique de mise en place du pluton de VPA.

Orogènee hercynien et modèle géodynamique

Géologiquement, le pluton de VPA est localisé dans la Zone de Galice Moyenne-Trás-os-Montes (ZGMTM) (Farias et al. 1987; Arenas et al. 1988), antérieurment considérée comme une sous-zone de la Zone Centro-Ibérique (Julivert et al. 1974) (Fig. 1.1).

Les formations anté-Mésozoique du Nord-Ouest de la Péninsule ibérique ont été affectées par l'orogénèse hercynienne dont le caractère polyphasé est largement reconnu. L'orogénèse hercynienne est accompagnée d'un métamorphisme régional et d'un magmatisme synorogénique. Plusieurs études détaillées ont conduit à admettre l'existence de trois phases D_1, D_2 et D_3 de déformation ductile d'extension régionale dans les différents secteurs de la chaîne (A. Ribeiro 1974; A. Ribeiro et al. 1979; Noronha et al. 1979), ainsi qu'une phase de déformation fragile, D_4.

La définition des différents phases dans les différents secteurs de la chaîne hercynienne fait l'object de controverse. Noronha et al. (1979) sont arrivés à un schéma cohérent pour les phases de déformation du nord-ouest péninsulaire dont les âges s'échelonnent entre le Dévonien Moyen et/ou Supérieur et le Stéphanien (Fig. 1.2). La chronologie et la géometrie des structures des terrains de la chaîne hercynienne sont ici présentées (Fig. 1.3) à partir de la synthése de Dias et A Ribeiro (1994).

La première phase de déformation, D_1, débute au Dévonien moyen et se traduit par la formation de plis couchés dans les domaines les plus métamorphiques, et de plis à plans axiaux subverticaux ou à faibles pendages dans les domaines epimétamorphiques. Cette phase précoce n'affecte que les zones les plus internes de l'orogène.

La phase de déformation D_2, qui s'échelonne entre le Dévonien Supérieur et le Viséen, se traduit par la formation de plis couchés et développe une schistosité de plan axial subhorizontale. Cette phase est habituellement associée à des grands chevauchements.

La phase de deformation, D_3, intra-westaphalienne, est responsable des grandes structures cartographiques. Elle se traduit par des plis d'amplitude kilométrique à plan axial subvertical et de direction générale N120°E a N130°E, et par des zones des cisaillement ductile.

Le période post-D_3 débute au Carbonifère Supérieur et continue jusqu'au Permien. Arthaud et Matte (1975) situent ces phases tardi-hercyniennes entre les 300 Ma et 270 Ma. Les structures associées sont fragiles et rapportées avec des contextes où la direction de compression maximum, σ_1, varie de N-S a NW-SE (Fig. 1.4). Ces contraintes ont développés des décrochements sénestres NNE-SSW et conjugués dextres NNW-SSE (A. Ribeiro et al. 1979). Les failles de Régua-Verin, qui est associé au massif de VPA, et de Gêres-Lovios sont des exemples de ces structures post-D_3.

Le modèle géodynamique de l'orogène hercynien qui explique le mieux les différences structurales et lithologiques de la Zone Centro-Ibérique et la Zone de Galice Moyenne-Trás-os-Montes est celui du "flake tectonics"(A. Ribeiro et al. 1983; Iglesias et al. 1983; A. Ribeiro et al. 1990). Dans ce modèle, on a simultanément subduction de la plaque océanique vers l'est et obduction dans le même sens des éléments de croûte qui, par leur flotabilité, résistent à la subduction. Les principales étapes d'évolution de l'orogène hercynien, et leurs rapports avec le magmatisme (A. Ribeiro et al. 1983), sont les suivants:

Du Cambrien au l'Ordovicien se forme un sillon intracontinental épais et qui atteint sa largeur maximum au Silurien. Au Dévonien Moyen, la fermeture de l'océan commence par l'obduction de nappes ophiolitiques qui se déplacent d'ouest en est sur plus de 200 km, puis la subduction dans le même sens de la plaque océanique restante. A partir du Dévonien Supérieur, la collision soude

complètement les blocs continentaux engagés dans le processus de formation de ce "flake", avec mise en place dans les zones les plus profondes de granitoïdes à 370 Ma. Au Carbonifère Inférieur, la déformation procède par cisaillements intracrustaux dans le socle. C'est à ce moment, vers 320 Ma, que commencent à se mettre en place les granitoïdes à biotite basi-crustaux, le long des lignes de faiblesse crustale. Au Westphalien, la déformation procède par des décrochements ductiles conjugués, associés à des plis à plan axiaux verticaux qui accentuent la courbure de la virgation ibéro-armoricaine (Matte & A. Ribeiro 1975). C'est pendant cette période, vers le 310 Ma, que se mettent en place les leucogranites, très probablement engendrés par fusion de granites anté-hercyniens et de méta-sédiments. Ces leucogranites occupent souvent le coeur des antiformes. Enfin, au Westphalien Supérieur et au Permien, la déformation tardi-hercynienne est dominée par le jeu de décrochements fragiles, et le magmatisme se traduit par la mise en place, vers le 280 Ma, de granitoïdes biotitiques, par décompression de la croûte et déplacement des zones de fusion vers des niveaux de la croûte continentale plus proches du manteau.

Les granites de la Zone Centro-Ibérique

La zone Centro-Ibérique de la chaîne Ibérique se caractérise par sa grande abondance en granitoïdes de natures et d'âges variés. Dans le but d'utiliser ces granitoïdes comme marqueurs de l'évolution géotectonique du domaine Centro-Ibérique pendant l'orogénèse hercynienne, différents auteurs ont proposé de les classier selon des critères: géologiques, géochronologiques, pétrographiques et structuraux:

La première classification (Schermerhorn 1956; Oen 1970) utilise des critères à la fois géologiques et structuraux. Ces auteurs ont proposé une subdivision en trois groupes: "Oldest granites", "Older granites" et "Younger granites".

Les Critères chimiques, pétrographiques et génétiques (Capdevila & Floor 1970) ont ensuite permis une subdivision en deux familles principales. "La série des

granitoides alcalins à deux micas" sont des granites peralumineux dont l'origine est étroitement liée au métamorphisme régional; cette série a été engendrée à des profondeurs relativement modestes par anatexie humide. En revanche, "la série des granitoides calco-alcalins à biotite dominante" ne montre pas de liens évidents avec le métamorphisme régional et son origine est plus profonde. La production de cette série semble liée à la fusion de la partie inférieure de la crôute et mélange éventuel avec des fractions basiques infracrustales, suivie d'une différenciation magmatique. Le Tableau 1.1 presente une synthèse des différentes classifications.

Enfin, en function des relations structurales entre la mise en place des magmas et la dernière phase de déformation hercynienne, D_3 les granitoïdes ont été subdivisés en deux groupes principaux (Ferreira et al. 1987): pré-orogéniques et synorogéniques, où derniers étant subdivisés en anté-tectoniques, syntectoniques, tardi-tectoniques et post-tectoniques par rapport à D_3.

Cette classification, resumée dans le tableau 1.2, s'appuye essentiellement sur l'existence d'un fabrique magmatique ou de déformation.

Cadre pétro-géodynamique des granites

Dans la Zone Centro-Ibérique, les granites le plus importants en surface d'affleurement sont les granites à deux micas syntectoniques et tardi-tectoniques, et les granites biotitiques tardi- ou post-tectoniques. Typologiquement, ils appartiennent à deux groupes principaux: les granites à deux micas et les granites biotitiques à plagioclase calcique. Les granites syntectoniques sont contemporains de la phase D_3 et leur degré de déformation dépend de leur rapport avec des zones de cisaillement D_3. Les granites tardi-tectoniques sont petrographiquement, semblables aux précédents mais sont moins déformés. Enfin, les granites post-tectoniques, sont spatialement associés aux decrochéments tardifs. Les plus répresentatifs sont le massif du Gerês, associé à la faille Gerês-Lovios, et le massif de Vila Pouca de Aguiar, qui nous concerne, associé à la faille Régua-Verin.

En ce qui concerne les modes de mise en place des granitoïdes, il y a peu de travaux concernant la Zone Centro-Ibérique. La reférence de base est le travail de Oen (1970) qui propose des modèles par mise en place contrôlée par chevauchement au toit de la chambre magmatique, pour les "Older Granites" et par "magmatic stoping" et "cauldron subsidence"pour les "Younger Granites".

Géochronologie

Les granitoïdes hercyniens de la Zone Centro-Ibérique sont essentiellement datés par la méthode Rb-Sr et K-Ar et quelques datations U-Pb sur zircons et monazites ont été réalisés recémment (Dias et al. 1998; Almeida et al. 1998; Martins et al. 1999). Ces âges montrent que les intrusions granitiques de la Zone Centro-Ibérique se sont mises en place sur un période de temps n'excédant pas 30 Ma environ, ce qui correspond aux derniérs stades de déformation hercynienne. Les âges des granites permettent de dater le fin de D_3 aux environs de 310 Ma à 303 Ma. Les granites post-D_3 donnent des âges de 290-296 Ma (massif du Gerês) et de 299±3 Ma (massif de VPA).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA DA REGIÃO DE VILA POUCA DE AGUIAR

2.1 INTRODUÇÃO

Na região de Vila Pouca de Aguiar estão presentes uma vasta gama de rochas graníticas, mas que no entanto, podem ser divididas em dois grupos:

- Granitos de duas micas sintectónicos
- Granitos biotíticos pós-tectónicos

Como já referimos, no capítulo anterior, o alvo geológico principal do trabalho de investigação realizado, foi o plutão pós-tectónico de VPA constituído pelo granito de Pedras Salgadas (GPS), o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) e o granito de Gouvães da Serra (GGS) cujas características geoquímicas, petrográficas, mineralógicas e geocronológicas são já conhecidas (*vide* Martins 1998).

No entanto, para além da amostragem exaustiva realizada neste maciço, foram efectuadas estações de amostragem pontuais nos granitos sintectónicos de duas micas (granitos da Gralheira, Serapicos, Minheu e Lagoa) que contactam com o maciço de VPA (Fig. 2.1). O estudo das amostras destinou-se somente, a estabelecer valores de comparação para a susceptibilidade e para a anisotropia da susceptibilidade magnética, a nível dos dois tipos de granitos. Não se pretendeu desde à partida, tirar conclusões relativas aos processos de instalação dos granitos sintectónicos.

Para além de rochas graníticas, estão também presentes na região, formações metassedimentares (Fig. 2.1) que contactam com o plutão de VPA e nas quais este provoca auréolas de metamorfismo de contacto (Brink 1960; M.A. Ribeiro 1998).

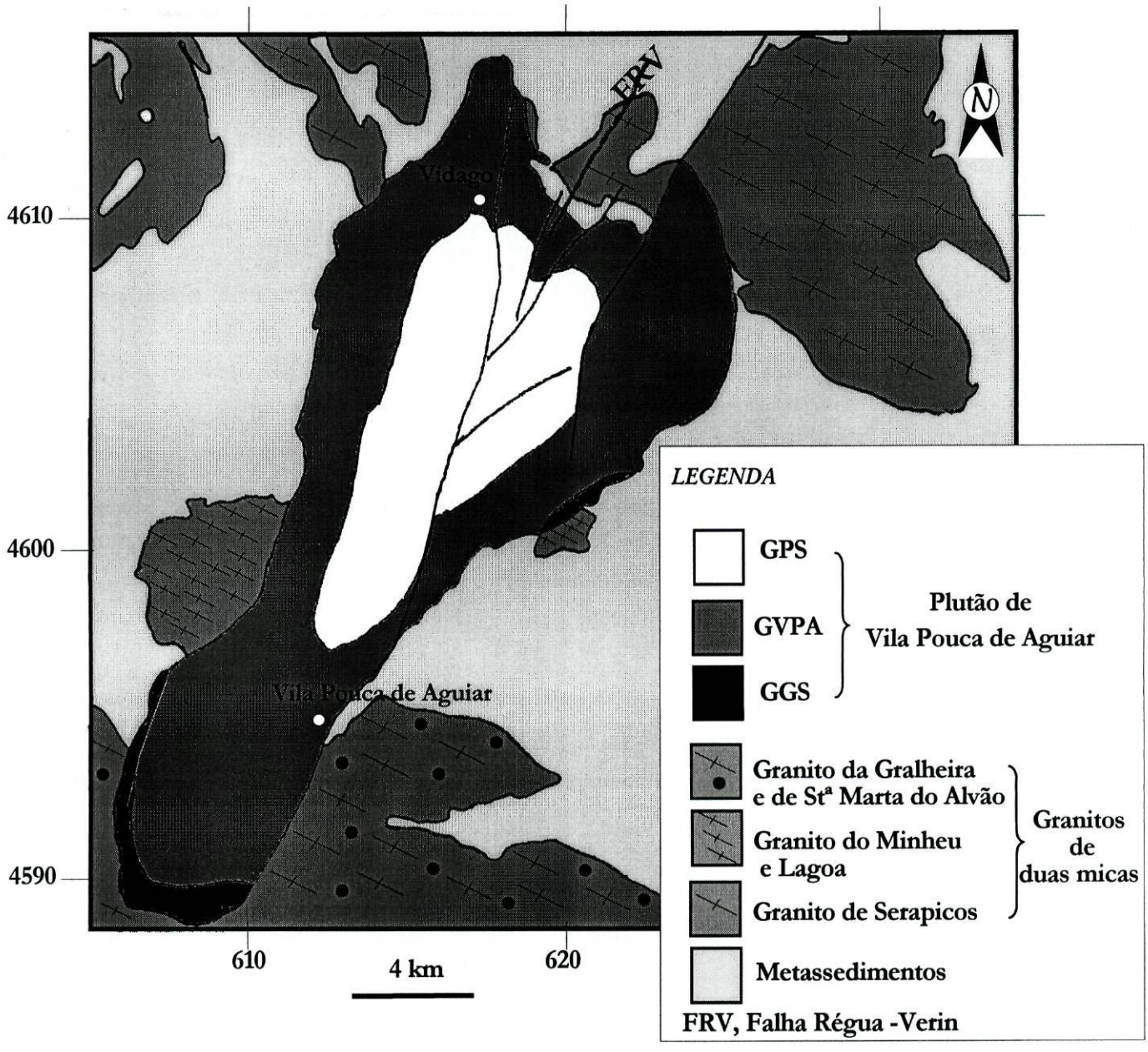


Fig.2.1 Enquadramento geológico e localização das três fácies. Mapa adaptado a partir das folhas 6-D - Vila Pouca de Aguiar (1998) e 6-B – Chaves (em preparação) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 e a partir da cartografia de Brink (1960). Coordenadas do mapa referidas à Quadrícula quilométrica U.T.M., Fuso 29-Elipsóide Internacional-Datum Europeu.[1]

[1] Este sistema de coordenadas será utilizado em todos os mapas, salvo indicação contrária.

2.2 METASSEDIMENTOS

A região de Vila Pouca de Aguiar, compreende uma sequência metassedimentar com idades atribuídas desde o Ordovícico superior ao Devónico inferior.

O estudo litoestratigráfico e estrutural foi realizado por M.A. Ribeiro (1998) que individualizou dois domínios: o Domínio Estrutural de Três Minas (DETM) e o Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC). O DETM é constituído essencialmente por filitos, xistos verdes, gresofilitos, grauvaques, quartzofilitos, liditos, rochas calcossilicatas e rochas carbonatadas. O DEC caracteriza-se pela presença de rochas quartzo-feldspáticas, xistos negros, quartzitos, quartzofilitos, filitos, microconglomerados, liditos e rochas calcossilicatas. No DETM a estruturação regional é marcada pela fase D_3 e as estruturas apresentam a atitude N120° sub-vertical. No DEC a estruturação regional é sub-horizontal e resulta da actuação da fase D_2 (M.A. Ribeiro *op. cit.*).

A instalação do maciço de VPA provocou uma auréola de metamorfismo de contacto nos dois domínios estruturais. Em termos geográficos a Serra da Padrela é o local onde a auréola de contacto é mais visível (M.A. Ribeiro *op. cit.*).

2.3 GRANITOS SINTECTÓNICOS

A característica comum dos granitos sintectónicos, é como já vimos, o seu carácter sincinemático relativamente a D_3, o que lhes concede um "fabric" a uma escala micro e macroscópica. As observações de campo e microscópicas, por nós efectuadas, permitiram realizar a descrição que seguidamente apresentamos.

2.3.1 Granito de Serapicos

O granito de Serapicos contacta a NE com o maciço de VPA (Fig.2.1); é um granito de duas micas, de grão médio e de tendência porfiróide (Estampa I, fotografias 1 e 2). O carácter porfiróide é evidenciado pela presença de alguns cristais de maiores dimensões de feldspato potássico; são também visíveis nódulos micáceos de dimensões centimétricas.

A textura é hipidiomórfica granular e a associação mineralógica inclui o quartzo, a ortoclase, a microclina, a plagioclase, a moscovite e a biotite. O quartzo apresenta forte extinção ondulante e subgranulação. A microclina apresenta vénulas pertíticas muito desenvolvidas. A moscovite é mais abundante do que a biotite. Ambas as micas se apresentam dobradas e com forte extinção ondulante. Por vezes, a moscovite chega mesmo a apresentar formas sigmoidais.

São visíveis aspectos de alteração, nomeadamente, cloritização das biotites, albitização da microclina, sericitização dos feldspatos e moscovitização das biotites.

Como minerais acessórios, observou-se zircão, apatite, turmalina (muito rara) e opacos.

2.3.2 Granito do Minheu e de Lagoa

São granitos de duas micas, de grão médio e de tendência porfiróide (Estampa I, fotografia 3), que contactam, respectivamente, a oeste e a este com o maciço de VPA (Fig. 2.1).

Microscopicamente, estes granitos apresentam uma textura hipidiomórfica granular e a associação mineralógica principal, inclui quartzo, ortoclase, microclina, plagioclase, moscovite e biotite. O quartzo ocorre sob a forma de grandes cristais anédricos ou em inclusões goticulares nos feldspatos. Apresenta sempre forte extinção ondulante e subgranulação. A moscovite é mais abundante do que a biotite e surge sob a forma de grandes cristais com forte extinção ondulante, ou em pequenos cristais intersticiais.

Observam-se aspectos de moscovitização da plagioclase e da biotite e albitização da microclina.

Como minerais acessórios observou-se turmalina, apatite, andaluzite, silimanite, zircão e opacos.

2.3.3 Granitos da Gralheira e de Stª Marta do Alvão

O granito da Gralheira contacta a SSE com o maciço de VPA, e faz parte do maciço compósito de Vila Real (Fig. 2.1). Macroscopicamente, é um granito de duas micas com grão médio a grosseiro (Estampa I, fotografia 4).

A sua forma alongada segundo NW-SE é concordante com as estruturas regionais.

Como descrição petrográfica refira-se, a presença de quartzo, plagioclase (oligoclase a albite), microclina, ortoclase, moscovite e biotite como a associação mineralógia primária principal. Como minerais acessórios estão presentes zircão, apatite, andaluzite, silimanite, turmalina e fluorite. A principal característica petrográfica consiste no predomínio da moscovite sobre a biotite, único mineral máfico presente. A microclina é também mais abundante que a ortoclase e apresenta natureza pertítica. A moscovite ocorre quer como fase primária, quer sob a forma de gerações secundárias. Observam-se aspectos de alteração tardimagmática, nomeadamente, moscovitização da biotite e da plagioclase, cloritização da biotite e sericitização dos feldspatos.

De salientar que são referidas na bibliografia, associações mineralógicas semelhantes para o granito de Tourencinho localizado a sul do granito da Gralheira (Gomes 1989).

Refira-se a ausência de dados geocronológicos para estes granitos de duas micas que contactam com o maciço de VPA. No entanto, as datações Rb-Sr, em rocha total, deram uma idade de 304 ±2 Ma para o granito de Vila Real (Priem et al. 1984), e de 307 ±3 Ma para um filão de aplito com cassiterite, presente no granito da Gralheira (Priem & Den Tex 1984). Por outro lado, o maciço de Vila Real está na continuidade para oeste da falha Régua-Verin, com o maciço compósito peraluminoso de Cabeceiras de Basto, cuja idade U-Pb em zircões e monazites, é de 311±1 Ma (Almeida 1994; Almeida et al. 1998).

2.4 GRANITOS PÓS-TECTÓNICOS

2.4.1 Plutão de Vila Pouca de Aguiar

Os granitos pós-tectónicos presentes na zona constituem o plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar.

O maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar localizado na Zona Galiza Média Trás-os-Montes é um maciço circunscrito, discordante em relação às estruturas sin-D_3 das rochas encaixantes, constituídas dominantemente por metassedimentos de idade silúrica, pertencentes ao Domínio Peritransmontano (A. Ribeiro 1974; M.A. Ribeiro 1998). Contacta ainda com granitos sintectónicos de duas micas: a NE, o granito de Serapicos; a este, com o granito do Minheu; a oeste, com o granito de Lagoa e a sul, com os granitos da Gralheira e de Stª Marta do Alvão (Fig. 2.1).

Trata-se de um maciço granítico compósito, com uma forma alongada segundo a direcção NNE-SSW. A ausência de deformação visível à escala macroscópica assim como o seu carácter discordante relativamente às estruturas D_3, permitiu incluir este maciço no grupo dos granitos pós-tectónicos.

2.4.2 Fácies graníticas constituintes

Este maciço é constituído, no essencial, por três unidades graníticas biotíticas (Fig. 2.1) que definem um zonamento concêntrico (Martins 1989; Martins & Noronha 1991; Martins & Sant' Ovaia 1998; Martins 1998), e cujas relações de campo sugerem sincronismo de instalação:

- O granito de Vila Pouca de Aguiar (**GVPA**), porfiróide e de grão médio, caracterizado pela presença de encraves microgranulares tonalíticos e granodioríticos;
- O granito de Gouvães da Serra (**GGS**), também porfiróide de grão grosseiro, mas de expressão cartográfica reduzida;

- O granito de Pedras Salgadas (**GPS**) mais leucocrata de grão médio a fino, também porfiróide e que ocupa a parte central do maciço.

De seguida, passaremos a caracterizar mais pormenorizadamente estas três fácies mencionadas.

GVPA

Esta fácies é a mais representativa no maciço ocupando cerca de 135 km^2. É um granito de grão médio a grosseiro, biotítico, cujo carácter porfiróide é devido à presença de megacristais de feldspato potássico (Estampa II, fotografia 1). Esta fácies é caracterizada pela presença de encraves de forma arredondada a elíptica.

A presença de filões de aplito ou pegmatito é rara; mais comum é a presença de filões de quartzo de direcção NNE-SSW e portanto relacionados com a fracturação principal.

São visíveis zonas de rubefacção do granito relacionados com processos de episienitização semelhantes aos referidos por Martins & Saavedra (1976), Noronha (1983) e Mendes (1994) para o maciço do Gerês.

GPS

Ocorre no centro do maciço de VPA, ocupando uma área de cerca de 60 km^2. O contacto entre o GPS e o GVPA faz-se por falha de direcção N20° a N-S no sector E. A sul este contacto faz-se também por falha de direcção N20° (Fig. 2.1). Nos outros sectores o contacto, é sempre gradual, não havendo uma passagem brusca de uma fácies à outra.

É um granito mais leucocrata e menos biotítico que as outras fácies. O carácter porfiróide, meos evidente que no GVPA, é também devido à presença de megacristais de feldspato potássico (Estampa II, fotografia 2). Refira-se ainda a presença de episienitização e a ausência de encraves nesta fácies (Estampa II,

fotografia 3). O complexo filoniano, embora de fraca importância, é essenciamente formado por filões quartzosos.

De referir a presença de várias pedreiras para exploração deste granito, principalmente no sector sul da sua área de afloramento (Estampa III, fotografia 1). Esta abundância de explorações deve-se ao facto, deste granito apresentar uma boa homogeneidade de cor e textura e uma fracturação suficientemente espaçada que tornam viável a obtenção de blocos com as dimensões adequadas para a comercialização. Há, no entanto zonas, em que a intensa fracturação e a espessura da camada de alteração, inviabilizam a exploração de blocos para pedra ornamental, sendo aproveitados somente para produção de cubos para a pavimentação.

Espacialmente associado ao GPS destacam-se pequenos "stocks" de um granito fino de duas micas, sem deformação interna, "o granito fino de Pedras Salgadas" (Martins 1998). Este granito não foi, no entanto, amostrado.

GGS

Este granito ocorre na bordadura sul do maciço, contactando discordantemente com os granitos de duas micas da Gralheira e de Stª Marta do Alvão. A SSW, contacta por falha com o GVPA, e a sul a passagem dum fácies à outra é gradual. Aflora também no sector ENE, sendo o contacto com o GVPA também gradual.

É um granito que apresenta uma matriz grosseira onde se destacam megacristais de feldspato potássico com contornos mal definidos (Estampa III, fotografia 2).

2.4.3 Mineralogia e Geoquímica

Estes granitóides podem ser considerados monzoníticos e possuem algumas características compatíveis com as de granitos do tipo I (Martins 1989; Martins 1998).

As associações mineralógicas das diferentes fácies são semelhantes. Como minerais principais ocorrem ortoclase, microclina, quartzo e plagioclase; como minerais acessórios aparecem a biotite (é o acessório mais importante, 4-9%),

moscovite, clorite, ilmenite, zircão, apatite e alanite. As três fácies caracterizam-se por predominância de biotite relativamente à moscovite, embora no caso do GPS, a biotite seja menos abundante, comparativamente com as outras fácies. A plagioclase é constituída por núcleos de composição andesítica que passam nos bordos a composição albite-oligoclase. O carácter porfiróide é evidenciado pela presença de megacristais de feldspato potássico e ocasionalmente plagioclase. Em todas as fácies é observável a cloritização da biotite mas com maior incidência no GPS. A ilmenite é sempre o opaco mais comum (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 Características mineralógicas e geoquímicas das diferentes fácies do maciço de VPA. A composição normativa (%) foi estimada a partir da rocha total e da composição química da biotite. $(La/Yb)_N$=La/Yn normalizados (Martins 1998). Ver também Anexo I.

	GVPA	*GPS*	*GGS*
	Min.-Max.	***Min.-Max.***	***Min.-Max.***
QUARTZO	26,67 – 31,44	30,26 – 33,47	29,92 – 32,37
FELDSPATO K	18,56 – 23,42	21,82 – 23,96	23,04 – 24,95
PLAGIOCLASE	38,23 – 42,23	34,68 – 38,6	36,78 – 38,89
(%An)	(16,2-30,1)	(6,9-14,3)	(16,0 – 2,0)
BIOTITE	6,31 – 10,36	4,34 – 6,93	3,06 – 6,68
APATITE	0,15 – 0,34	0,04 – 0,21	0,00 – 0,17
OPACOS	0,06 – 0,68	0,07 – 0,31	0,00 – 0,49
SiO_2(%)	70,72 – 72,24	73,00 – 74,40	73,66 – 74,92
MgO (%)	0,51- 0,79	0,26 – 0,32	0,18 – 0,40
Zr (ppm)	153 - 169	100 - 110	100 - 136
$(La/Yb)_N$	3,25 – 6,25	2,90 – 6,02	2,58 – 4,91

A sequência de cristalização proposta (Martins & Noronha 1991) é a seguinte:

- os acessórios (apatite, alanite, zircão e ilmenite), constituem os primeiros minerais a individualizar-se;
- a cristalização destes minerais é seguida pela da biotite e plagioclase, feldspato potássico e quartzo.

Posteriormente à cristalização desta associação mineralógica, sucedem-se fenómenos de alteração tardi-magmática, responsáveis pela formação de novas

fases. Assim, são visíveis fenómenos de microclinização, albitização, moscovitização e cloritização.

O tratamento dos dados geoquímicos (elementos maiores e menores incluindo terras raras) referentes a amostras distribuídas pelas unidades do GVPA e do GPS (Martins 1998), põe em evidência o carácter fraco a moderadamente peraluminoso destes granitóides (Fig. 2.2).

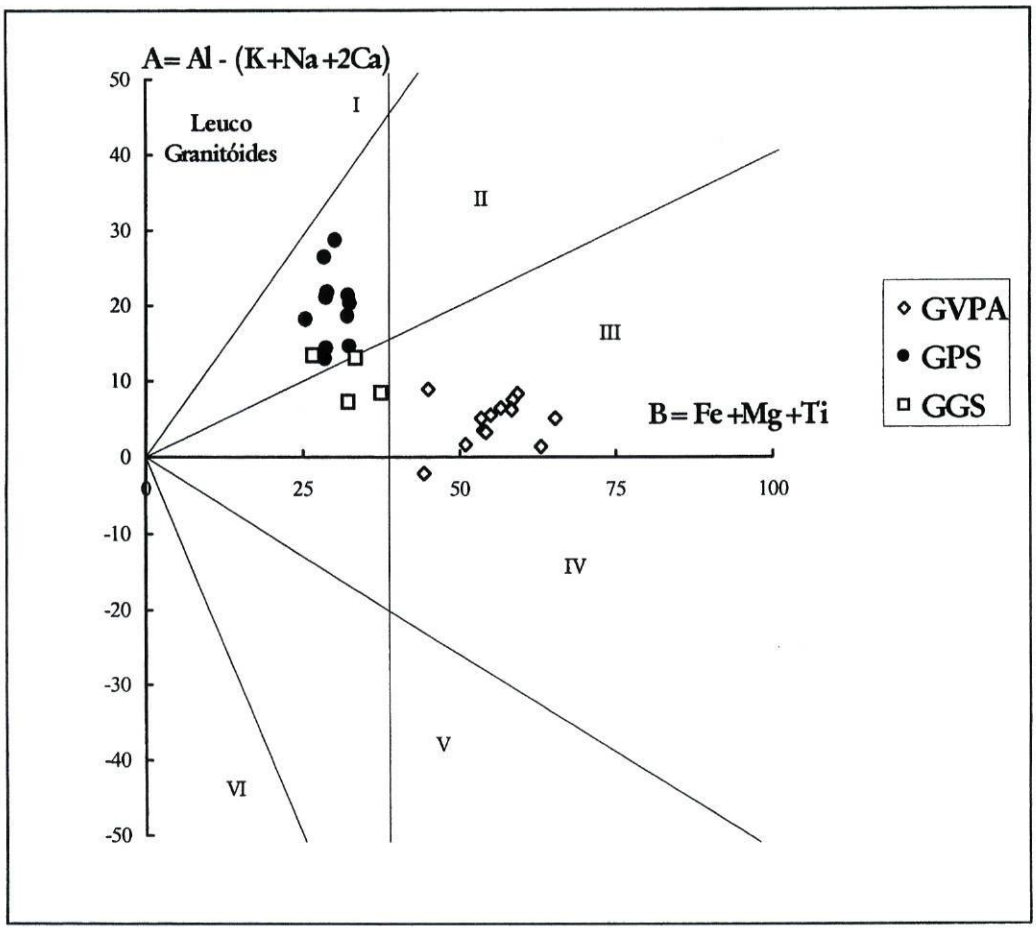


Fig. 2.2 Projecção dos granitos do plutão de Vila Pouca de Aguiar no diagrama A-B (Debon & Le Fort 1983) (*in* Martins 1998). I-moscovite predominante sobre a biotite; II-biotite predominante sobre a biotite; III-existência apenas de biotite; IV-rochas com clinopiroxena; VI-rochas de composição excepcional.

As diferenças composicionais da biotite assim como as diferenças a nível dos elementos maiores, elementos menores e terras raras, sugerem a existência de uma invidualidade composicional e evolutiva entre o GVPA e o GPS. Assim, podem ser

associados a duas linhas evolutivas distintas do tipo subalcalino (Martins et al. 1997a; Martins 1998) (Fig.2.3).

O GGS identifica-se para a maioria dos elementos maiores, menores e terras raras com o GPS, o que poderá significar serem magmas com características próximas (Martins 1998).

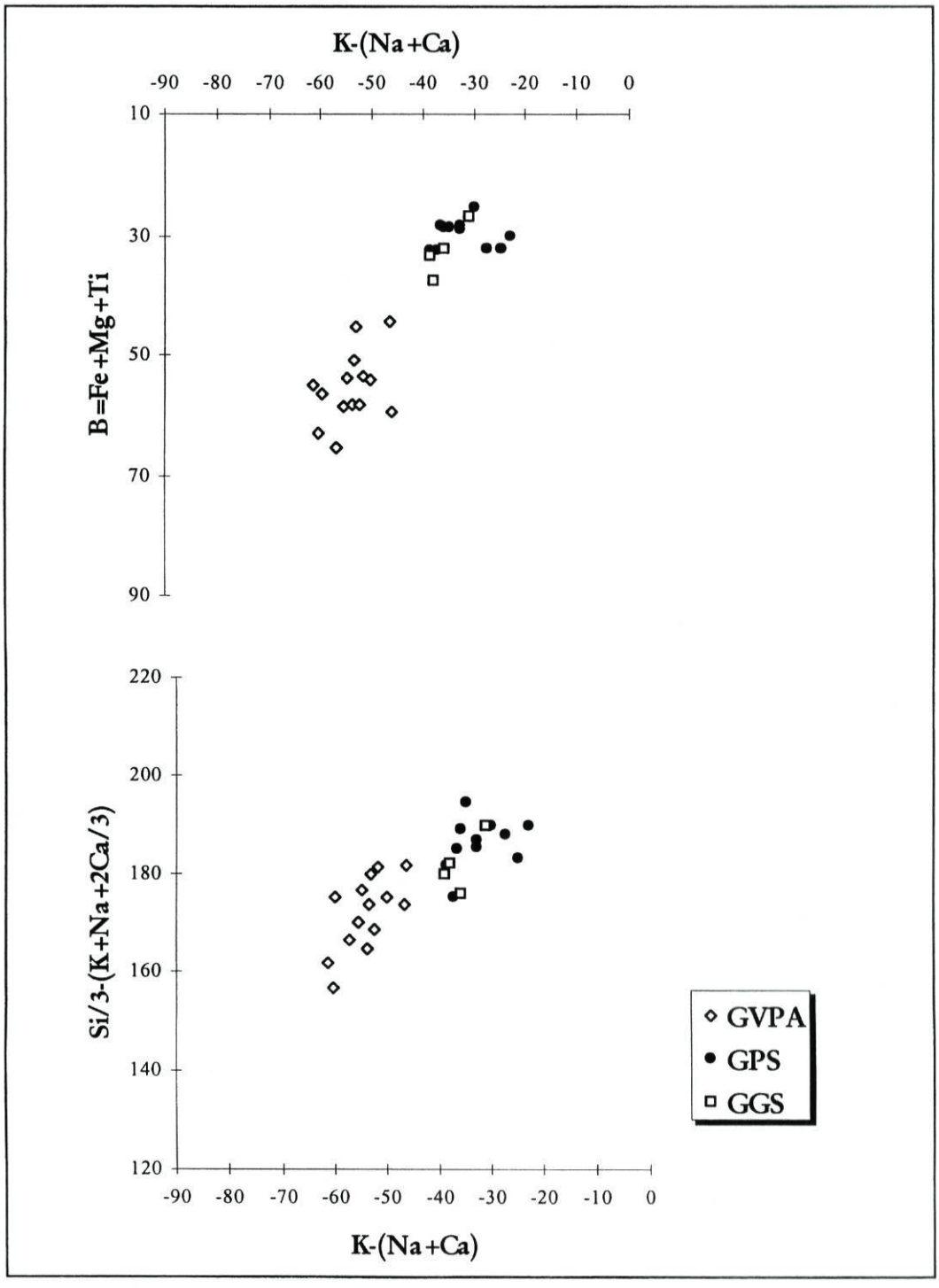


Fig. 2.3 Representaçãodos granitos nos diagramas quimico-mineralógicos B-F e Q-F (La Roche 1964) (*in* Martins 1998).

2.4.4 Geoquímica isotópica e Geocronologia

Os dados geocronológicos U-Pb e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) referentes apenas às duas unidades mais representativas, GVPA e GPS, revelam que:

- A idade de 299±3 Ma obtida para o GVPA pelo método U-Pb (Martins et al. 1997b; Martins 1998) pode ser interpretada como a idade de instalação do maciço e é concordante com as idades Rb-Sr em rocha total, 299±9 Ma para GVPA e 295±13 Ma para GPS.
- Os dois granitos caracterizam-se por razões isotópicas iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e valores de εNd distintos (GVPA: Sr_i= 0,7070-0,7074 e $-2,54<\varepsilon Nd<-2,47$; GPS: Sr_i= 0,7049-0,7056 e $-1,98<\varepsilon Nd<-1,94$) sugerindo a existência de dois magmas subcontemporâneos mas de origens diferentes (Martins 1998).

2.4.5 Petrogénese

Martins (1998), considera, devido à individualidade geoquímica existente para as fácies principais e às assinaturas isotópicas distintas que apresentam, a intervenção de mecanismos petrogenéticos e de fontes diferentes para o GPS e o GVPA. O mesmo autor, admite como local favorável para a génese do magma de GVPA a crusta continental média-inferior, enquanto que para o GPS propõe um modelo de fusão parcial de material basicrustal ou mesmo mantélico. Exclui assim, a hipótese de uma fonte única e/ou uma simples evolução magmática associando as fácies constituintes do maciço. A zonalidade evidenciada pelo maciço de VPA será portanto devida à intrusão de dois magmas distintos de origens diferentes e segundo o mesmo autor, subcontemporâneos.

2.4.6 Considerações finais

O maciço de VPA, é no seu conjunto, constituído por duas unidades principais, não geneticamente relacionadas, o GPS e o GVPA, organizadas duma forma concêntrica. Esta organização traduz-se num zonamento normal, pois há um enriquecimento de Fe (± Mn e Mg) da fácies central (GPS) para a fácies periférica (GVPA), como confirmam a geoquímica e as observações mineralógicas. Este zonamento normal é confirmado pelos dados de susceptibilidade magnética, como veremos no Capítulo 4. Este zonamento não é, no entanto perfeito, como demonstra a existência da fácies do GGS.

A forma alongada do maciço segundo a direcção NNE-SSW, que é a direcção da falha Régua-Verin, sugere que a implantação deste maciço foi controlada por este acidente. Contudo, a instalação dos granitos que constituem o plutão de VPA não parece ter sido condicionada exclusivamente por aquela falha, mas por toda a fracturação gerada ou reactivada durante D_4, como sugerem o estudo do "fabric" magnético (Capítulo 4) e a modelização gravimétrica (Capítulo 5).

A escassez de aplitos e pegmatitos, espacialmente relacionados com granitos, e a abundância de biotite na composição destes, sugerem que estes granitos cristalizaram a partir de magmas pobres em água, o que favoreceu a sua ascensão, através de fracturas, até níveis crustais relativamente altos.

Os dados geocronológicos sugerem um quase-sincronismo na instalação das duas unidades principais. No entanto, o estudo das microestruturas (Capítulo 3) sugere a existência de algum contraste reológico entre as duas fácies. Para além disso, estudos da anisotropia magnética (Capítulo 4) e de modelização gravimétrica (Capítulo 5) demonstram que o "fabric" magnético e a geometria em profundidade do GPS foi condicionado pelo GVPA.

CHAPITRE 2: GEOLOGIE DE LA REGION DE VPA

Introduction

Dans la région de Vila Pouca de Aguiar sont présents deux groupes principaux de granites: les granites à deux micas syntectoniques et les granites biotitiques post-tectoniques.

L'object principal de ce travail, est le pluton granitique post-tectonique de VPA. Il s'agit d'un massif composite constitué de trois faciès granitiques, le granite de Pedras Salgadas (GPS), le granite de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) et le granite de Gouvães da Serra (GGS), dont les caractères géochimiques, pétrographiques, minéralogiques et géochronologiques ont été etudiés par Martins (1998).

On a également échantillonné, en quelques endroits, les granites syntectoniques à deux micas qui forment une partie de l'encaissant du massif de VPA; ce sont les granites de Gralheira, Serapicos, Minheu et Lagoa (Fig. 2.1). Enfin, des formations méta-sédimentaires constituent une autre partie de l'encaissant du pluton, qui sont coupées et metamorphisés (Brink 1960; M.A. Ribeiro 1998).par le pluton de VPA (Fig. 2.1).

Les méta-sédiments

Dans la région de VPA, la séquence de roches méta-sédimentaires est d'âge Ordovicien Supérieur à le Dévonien Inférieur. L'étude lithostratigraphique et structurale (M.A. Ribeiro 1998; M.A. Ribeiro et al. 1999) met en évidence deux domaines structuraux et lithostratigraphiques différents: le domaine de "Três Minas" et celui de "Carrazedo". Dans le domaine de "Três Minas", la structure régionale est surtout marquée par la phase D_3. Dans le deuxième domaine, c'est la structure régionale D_2 qui domine, en continuité de style avec la phase D_1. L'étude lithostratigraphique a montré des différences pour les deux domaines: le domaine de "Três Minas" se caracterise par la présence des lydiennes, phyllites, quartzwackes et quartzites, et celui de "Carrazedo" par la présence des schistes

noirs, des méta-volcanites acides, des cornéennes de composition calcique et silicieuse et pélites.

Les granites syntectoniques

Ces granites ont un caractère nettement syncinématique vis à vis de la phase D_3, caractère marqué par une fabrique bien visible aux échelles macroscopique et microscopique. Les granites de Serapicos, contact nord-est avec du pluton de VPA, de Minheu et Lagoa, aux contacts ouest et est, et le granite de Gralheira, au contact sud-sud-est du pluton et qui appartie à l'unité géologique appelée "massif de Vila Real". Ce sont des granites à deux micas porphyiroïdes qui ne présentent que des petites différences granulométriques. Leur minéralogie est: quartz, orthose, microcline, plagioclase, muscovite, et biotite en plus faible quantité; les minéraux accessoires sont: zircon, apatite, tourmaline, opaques, et parfois andalousite, sillimanite et fluorine (voir Planche I). Il y a peu de données géochronologiques pour ces granites de l'encaissant du pluton de VPA. Cependant, des datations Rb-Sr en roche totale, ont donné un âge de 304 ±2 Ma pour le massif composite de Vila Real (Priem et al. 1984), et des datations U-Pb sur sircon ont donné un âge de 311±1 Ma pour le massif composite de Cabeceiras situé à l'est du pluton de VPA (Almeida et al. 1998).

Le pluton de Vila Pouca de Aguiar

Ce pluton entre dans la catégorie des granites post-tectoniques. C'est un pluton composite, circonscrit, allongé selon la direction NNE-SSW et qui recoupe les structures syn-D_3 des méta-sédiments. Il est constitué par trois unités monzogranitiques à biotite disposées de façon plus ou moins concentrique (Fig. 2.1), et dont les relations de terrain suggèrent un synchronisme de mise en place (Martins 1998):

- Le faciès **GVPA**, porphyroïde à grain moyen, caractérisé par le présence d'enclaves microgranulaires tonalitiques et granodioritiques (Planche II, photo 1); affleurent sur 135 km^2, c'est le faciès le plus répresentatif du pluton.
- Le faciès **GGS**, est également porphyroïde, mais à grain grossier (Planche III, photo 2); ce granite n'affleure que sur une petite surface en bordure sud du pluton et dans le secteur est-nord-est.
- Le faciès **GPS** est plus leucocrate, moins riche à biotite, à grain moyen à fin, et également porphyroïde (Planche II, photo 2); il occupe, au coeur du pluton, une surface 60 km^2 d'environ.

Les associations minéralogiques sont identiques pour les trois faciès: orthose, microcline, quartz, plagioclase, biotite, muscovite, chlorite, ilménite, zircon, apatite et alanite. La biotite est toujours plus abondante que la muscovite. Le caractère porphyroïde est porté par les mégacristaux de feldspath potassique et parfois de plagioclase. (Tableau 2.1 et Annexe I).

Les données géochimiques (majeurs, traces et terres rares) des faciès GVPA et GPS (Martins 1998), soulignent le caractère faiblement a modérément peralumineux de ces granitoïdes (Fig. 2.2 et 2.3).

La géochronologie U-Pb sur zircon dans le faciès GVPA, donne un âge de 299±3 Ma (Martins et al. 1997b; Martins 1998) qui peut être interprété comme l'âge de mise en place. Celui-ci est d'accord avec les âges Rb-Sr sur roche totale, de 299±9 Ma pour le faciès GVPA et 295±13 Ma pour le faciès GPS.

Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et de εNd sont différents pour les deux faciès (Martins 1998). Pour le faciès GVPA on a: Sr_i= 0,7070-0,7074 et $-2,54<\varepsilon Nd<-2,47$; alors que pour le faciès GPS on a: Sr_i= 0,7049-0,7056 et $-1,98<\varepsilon Nd<-1,94$) ce qui suggère fortement l'existence de deux origines différentes pour les magmas correspondants. Martins (1998), suggère une origine par fusion partielle de la croûte moyenne à inférieur pour le magma du faciès GVPA, et par fusion partielle de matériel basi-crustal ou même mantélique pour le magma d'origine du faciès GPS.

ESTAMPAS

ESTAMPA I

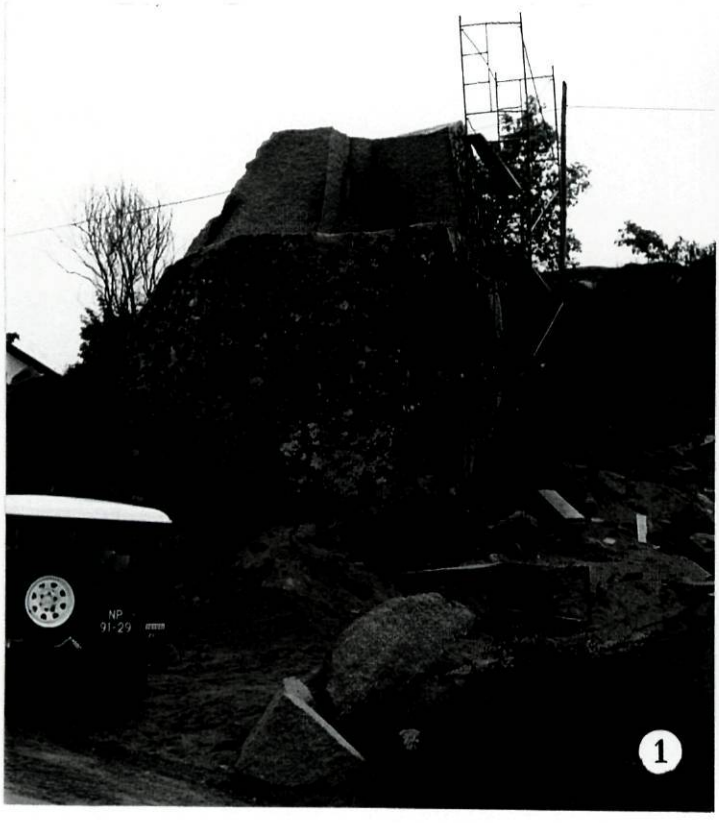
ASPECTOS MACROSCÓPICOS

Fotografia 1 Aproveitamento de um afloramento do Granito de Serapicos.

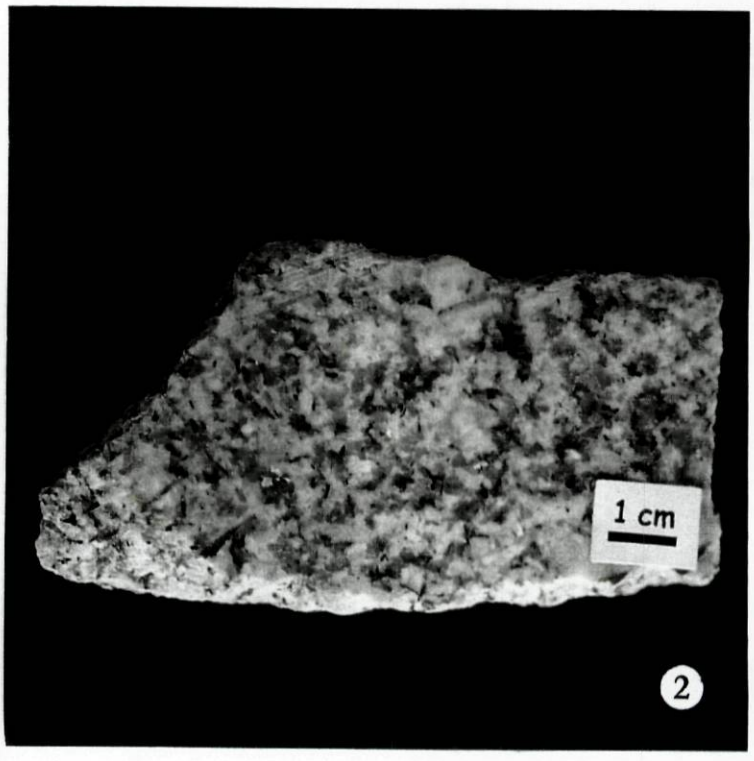
Fotografia 2 Granito de Serapicos.

Fotgrafia 3 Granito de Lagoa.

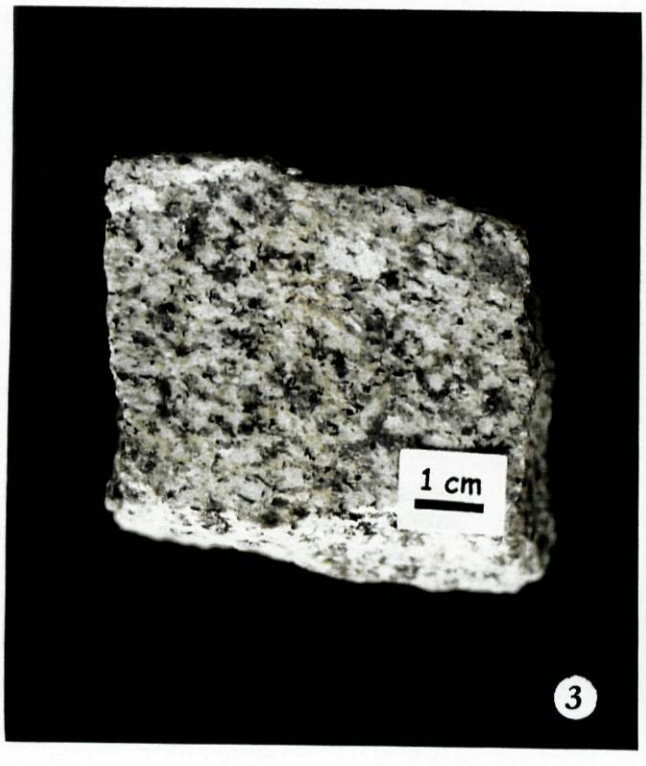
Fotografia 4 Granito da Gralheira.



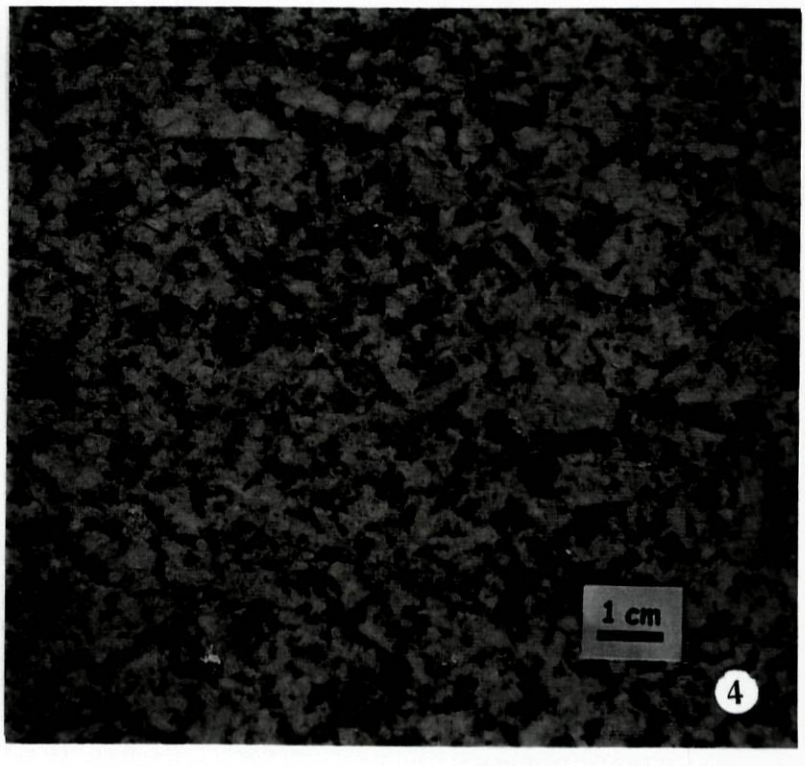
1



2



3



4

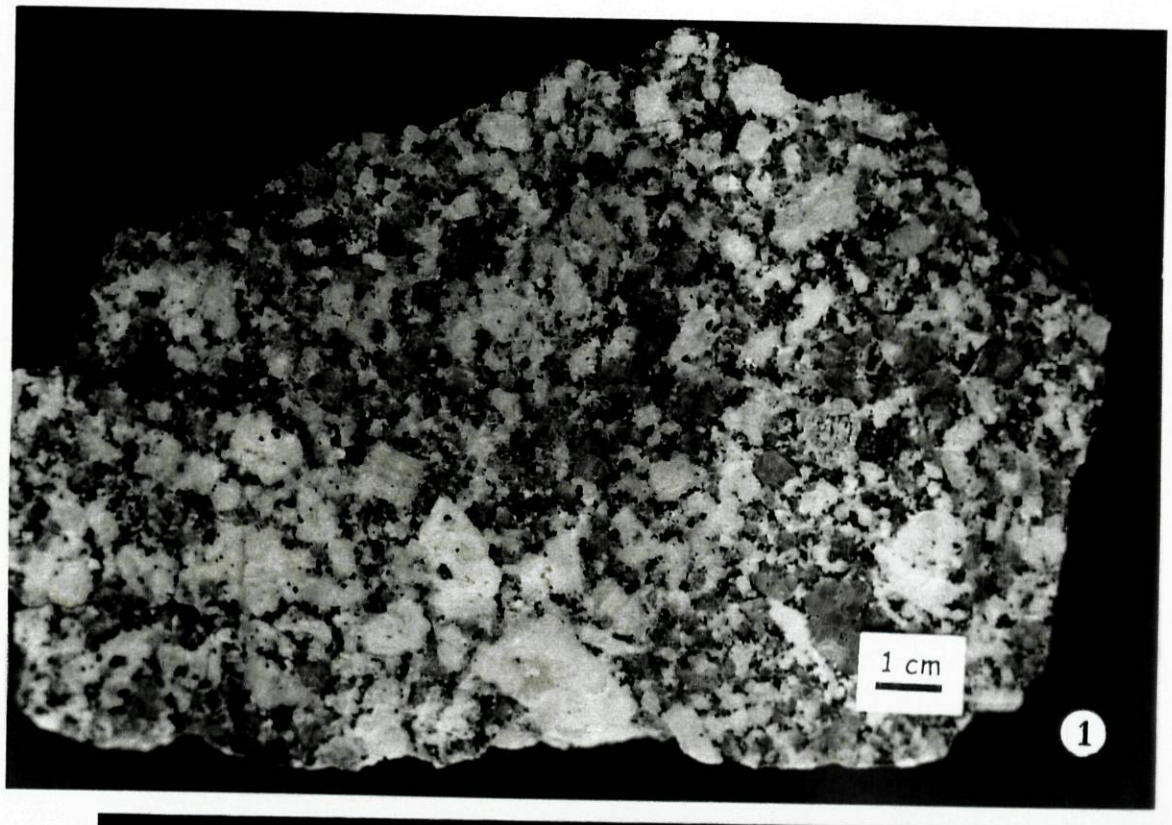
ESTAMPA II

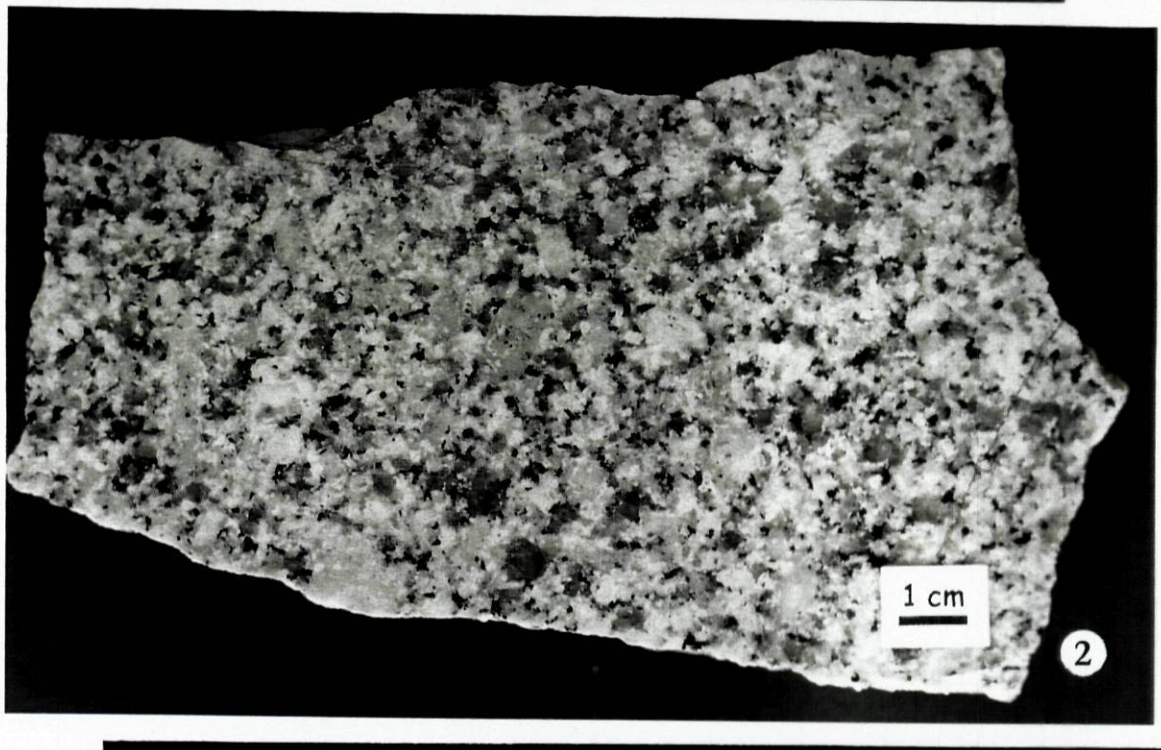
ASPECTOS MACROSCÓPICOS

Fotografia 1 Granito de Vila Pouca de Aguiar.

Fotografia 2 Granito de Pedras Salgadas.

Fotografia 3 Episienitização do Granito de Pedras Salgadas.


1 cm
1


1 cm
2


1 cm
3

ESTAMPA III

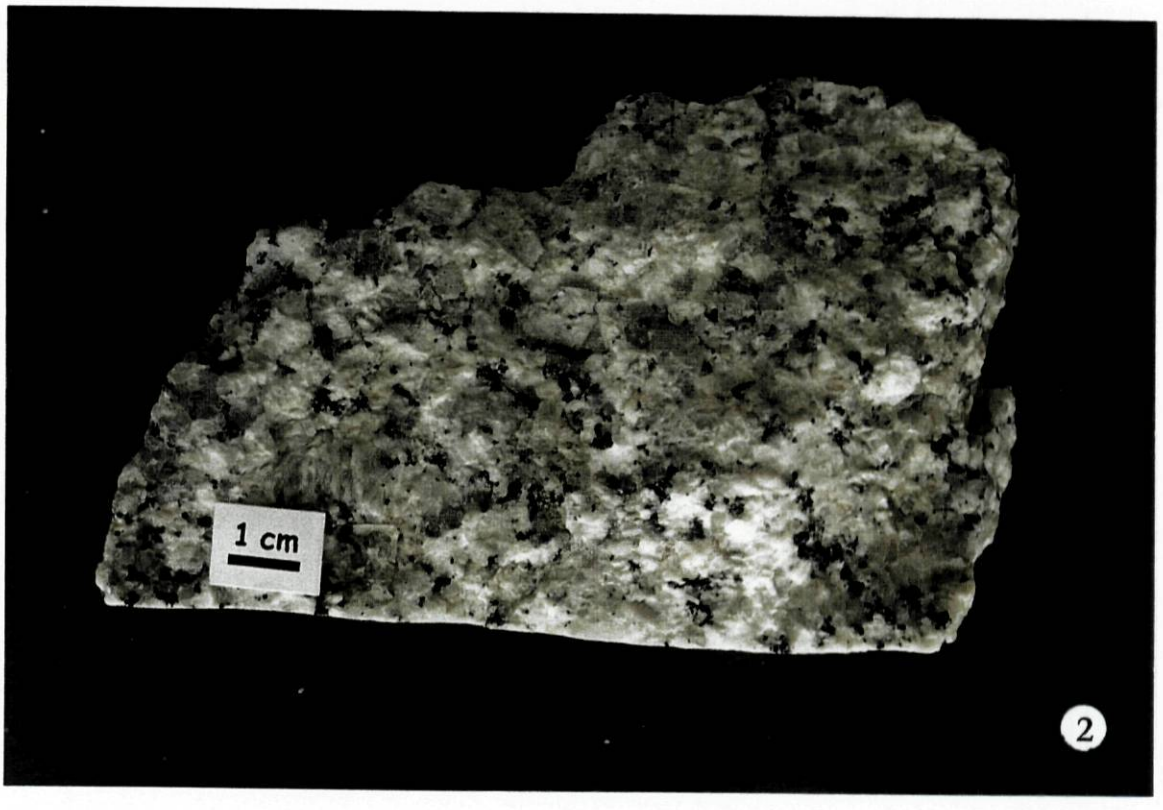
ASPECTOS MACROSCÓPICOS

Fotografia 1 Pedreiras no Granito de Pedras Salgadas; sendo visível o diaclasamento subhorizontal.

Fotografia 2 Granito de Gouvães da Serra.



1



2

CAPÍTULO 3

ESTRUTURAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentados os aspectos macroestruturais e microestruturais que habitualmente são utilizados no estudo estrutural de rochas graníticas, e serão descritas as estruturas observadas nos granitóides estudados.

3.2 MACROESTRUTURAS

A análise macroscópica envolve todos os elementos estruturais observáveis a olho nu, abarcando uma grande variedade de escalas. Estes elementos podem incluir desde a forma dos cristais e a sua distribuição na rocha, até heterogeneidades a nível do afloramento, tais como a presença de encraves, filões, diaclases e contactos entre fácies diferentes.

3.2.1 Estruturas de fluxo magmático

Num maciço granítico, podem ser observados nos afloramentos, estruturas planares ou lineares, marcadoras do fluxo magmático.

Os aspectos identificadores destas estruturas são a distribuição de minerais segundo uma disposição planar ou linear.

Distinguem-se dois tipos de estruturas de fluxo magmático:

- **foliação magmática**: define-se como a orientação estatística planar de minerais de hábito tabular ou lamelar.
- **lineação magmática**: define-se no plano da foliação magmática pela disposição linear de minerais aciculares ou prismáticos ou pela disposição em eixo de zona de minerais planares.

À escala do afloramento, uma foliação magmática ou uma lineação magmática, é facilmente observável se os cristais individuais forem bem visíveis, quer pelo seu tamanho (megacristais de feldspato por exemplo), quer pela sua cor (biotite por exemplo) ou quer pela sua forma (hábitos acicular ou lamelar, por exemplo).

As foliações e as lineações magmáticas observáveis à escala do afloramento, correspondem a uma expressão macroscópica do "fabric" microscópico, como veremos mais adiante.

As estruturas tipo "schlieren" são também marcadores de fluxo, formadas pela distribuição planar de lamelas de biotite. Muitas vezes marcam distintamente a foliação magmática.

As estruturas de fluxo representam a organização imposta pelo processo de fluxo que ocorreu durante a instalação. Assim, o que é observado no afloramento, representa a intersecção na superfície topográfica do "fabric" estrutural, que por sua vez reflecte a estrutura do maciço granítico em profundidade. A identificação e o registo destas estruturas a partir do máximo possível de afloramentos revela a estrutura tridimensional de cada unidade petrográfica e permite a reconstituição do processo de instalação (Marre 1986).

No maciço de VPA, são dificilmente observáveis à vista desarmada, estruturas de fluxo magmático.

No entanto, nalguns locais foi possível a observação de uma foliação magmática insípida. Nomeadamente, a sul do maciço na fácies do GVPA, foi observada uma foliação subvertical devida à orientação planar dos megacristais de feldspato e ocasionalmente de lamelas de biotite. Esta foliação apresentava uma direcção variável, mas paralelizável com os contactos a sul do maciço.

Nas fácies do GPS e do GVPA, foram observadas estruturas magmáticas de biotite do tipo "schlieren" (Estampa I, fotografia 1).

Nos granitos de duas micas, a presença de estruturas de fluxo, nomeadamente de foliações magmáticas é frequente. Assim no granito de Serapicos, foi medida uma foliação magmática bem visível de atitude N120°,60°S. No granito da Gralheira mediram-se foliações magmáticas, devidas à orientação planar de lamelas de micas, cuja direcção variava entre N120° a N170° e com pendor subvertical. Foi também

medida uma lineação marcada pelo alinhamento de cristais filitosos com direcção N140°. No granito do Minheu e Lagoa observaram-se foliações subverticais resultantes da distribuição planar dos feldspatos, de direcção variável entre N120° a N130°. De referir, no entanto, que nos granitos de duas micas as estruturas medidas poderão não ser somente devidas a um estado meramente magmático, mas já indicarem uma deformação sofrida num estado pós-magmático.

3.2.2 Diaclases

As diaclases são estruturas planares não penetrativas, pois ocorrem segundo superfícies discretas e separadas, e que resultam de um comportamento frágil ou semi-frágil.

As diaclases resultam da fractura de material já completamente cristalizado e "in situ", não havendo portanto conexão directa entre a sua formação e o processo de instalação.

Contudo outros tipos de diaclases existem, que resultam da fracturação da parte superior mais ou menos consolidada do corpo ígneo, em resultados de movimentos da massa ainda fluída, e ainda, da sua expansão ou retracção (Sodré Borges 1984). Tais fracturas são frequentemente preenchidas por aplitos ou exibem estrias de deslizamento. Como tal, não devem ser consideradas como verdadeiras diaclases, mas serão designadas como "diaclases" primárias.

Nos maciços graníticos podem ser observadas diferentes tipos de "diaclases" primárias:

- Diaclases cruzadas
- Diaclases diagonais
- Diaclases sub-horizontais
- Diaclases longitudinais

No Quadro 3.1, apresentam-se as características de cada uma delas e a ordem segundo a qual possivelmente se formam.

Quadro 3.1 Descrição dos principais tipos de "diaclases" nas rochas graníticas (segundo Sodré Borges 1984).

Designação	Orientação	Preenchimento	Mecanismo
Diaclases Cruzadas	Perpendiculares às lineações de fluxo magmático	Preenchidas com estrias de deslizamento	Tracção associada ao atrito entre a crosta e o magma fluído, e ainda à possível expansão da intrusão.
Diaclases Diagonais	A 45°, ou mais, das lineações de fluxo magmático	Preenchidas com estrias de deslizamento	Por corte associado às tensões criadas pelo fluxo: tracção segundo as linhas de fluxo; compressão perpendicularmente.
Diaclases Sub-horizontais	Nas zonas apicais de domos achatados ou noutras formas intrusivas achatadas.	Preenchidas	Talvez por tracção, resultante da retracção da massa interna da intrusão devida ao seu arrefecimento.
Diaclases Longitudinais	Paralelas às lineações de fluxo magmático (seguem a sua direcção mas não o mergulho).	Raramente preenchidas; se preenchidas contêm geralmente minerais estranhos à intrusão.	Por tracção, devida aos esforços gerados pelo arrefecimento, e pela extensão lateral, causada pelo levantamento tectónico.

De referir, que as tensões que originam as "diaclases" primárias poderão subsistir como tensões residuais[1] e contribuir posteriormente para a formação de outras diaclases, quando a massa ígnea já estiver fria. Estas diaclases já serão portanto, "verdadeiras" diaclases e terão uma orientação estreitamente relacionada com as "diaclases" primárias.

No maciço de VPA, a fracturação principal está ligada ao acidente Régua-Verin de direcção NNE-SSW. No entanto, para além deste sistema de fracturas, há outras famílias importantes de diaclases nomeadamente, N-S, E-W, N30°W e N75°E.

[1] São tensões que constituem como que uma memorização, por parte das rochas, do estado tectónico que as deformou tectonicamente (Sodré Borges 1984, Ramsay & Huber 1987).

Estas famílias referidas apresentam uma inclinação subvertical. Esta intensa fracturação é muitas vezes penalizante para as diversas explorações que ocorrem no GPS.

Verifica-se também a existência de diaclases subhorizontais (ver Capítulo 2, Estampa III), paralelas à superfície topográfica, nomeadamente no GPS. As direcções das diaclases são muitas vezes paralelas às foliações magnéticas obtidas a partir da medição da ASM o que pode indicar o seu carácter primário. Sendo isto, particularmente válido, para o diaclasamento sub-horizontal.

O diaclasamento observado parece ser então tipicamente primário, embora a direcção das diaclases subverticais possa ter sido retomada posteriormente, havendo portanto também diaclases secundárias.

As fracturas estão por vezes preenchidas sendo comum a presença de filões quartzosos de direcção N-S a NNE-SSW (Estampa I, fotografia 2).

As zonas de fracturação surgem muitas vezes com rubefacção e estão orientadas com direcções que variam entre N10°W a N20°E.

3.2.3 Contactos

As superfícies que separam fácies petrográficas diferentes num corpo ígneo, são descontinuidades que são também macroestruturas.

Os contactos marcam a fronteira entre materiais magmáticos diferentes que se justapõem como resultado do processo de instalação.

Podem ser considerados dois tipos de contactos: concordantes e discordantes (Marre 1986). Um contacto é concordante ou discordante, se as estruturas de fluxo são paralelas ou não à superfície de contacto, respectivamente. O tipo de contacto observado dá informações acerca da estruturação do maciço. Assim, se num maciço os contactos entre fácies são concordantes com as estruturas de fluxo, podemos considerar que as diferentes fácies tiveram uma instalação sincrónica e que se co-estruturaram num estado magmático.

No maciço de VPA, o contacto entre a fácies do GGS e do GVPA no bordo SW, faz-se por falha de orientação NS a N10°. Já a sul do maciço e no bordo ENE este contacto é gradual, parecendo existir uma fácies de transição.

O contacto entre o GPS e o GVPA faz-se por falha de direcção N20° a N-S no sector E. A sul este contacto faz-se também por falha de direcção N20° (Fig. 2.1). Nos outros sectores o contacto, é sempre gradual, não havendo uma passagem brusca de uma fácies à outra.

O estudo da ASM veio revelar um paralelismo entre os contactos entre as três fácies do maciço de VPA e as foliações magnéticas, o que permite interpretar que estes contactos são concordantes.

3.2.4 Encraves

No que diz respeito às características estruturais, os encraves diferem na forma que podem apresentar (alongados, arredondados ou angulares), na orientação que apresentam relativamente à estruturas de fluxo da rocha granítica e na sua concentração. Estas são as características que, acima de todas, entram num estudo estrutural ligado aos processos de instalação de granitos.

Os encraves podem ter uma forma elipsoidal mais ou menos achatada ou alongada. Geralmente estes não causam deflexão nas estruturas de fluxo, apresentando uma semelhança grande entre o seu elipsóide de forma e o elipsóide que caracteriza a estrutura de fluxo da rocha hospedeira (Marre 1986). Isto é particularmente válido para encraves de origem eruptiva, e sempre que a viscosidade dos encraves e da rocha hospedeira, tenha sido a mesma durante o processo de instalação. Os encraves elipsoidais, aparecem assim como corpos deformados cuja morfologia reflecte o estádio final de deformação do magma.

A presença de encraves é particularmente frequente na fácies de GVPA, onde apresentam uma natureza microgranular tonalítica e granodiorítica (Gomes 1989, Martins 1998). São às vezes alongados, tendo sido medidos os eixos maiores com

direcções que variavam entre N10° a N30°E e que são, como veremos mais adiante, paralelos à família principal de lineações magnéticas obtida nos estudos de ASM. Nas outras fácies (GPS e GGS) a presença de encraves é rara.

3.3 Microestruturas Magmáticas a Pós-magmáticas

Numa rocha magmática, em consequência do movimento de minerais, já cristalizados, no seio duma fase fundida geram-se microestruturas. À medida que continua a cristalização progressiva do magma, vai-se produzindo um aumento da viscosidade, que determina comportamentos reológicos diferentes, e consequentemente microestruturas diferentes.

As microestruturas conservadas nos granitóides, são um reflexo do comportamento do magma no momento em que este alcança a cristalização total, ou ainda das deformações sofridas posteriormente. Estas microestruturas devem ser examinadas em detalhe, pois permitem reconstruir os fenómenos cinemáticos crustais ligados à instalação dos corpos ígneos.

Podemos considerar três tipos de microestruturas:

- magmáticas: o "fabric" da rocha, determinado pela orientação dos seus constituintes, adquire-se por fluxo durante a instalação. Estas microestruturas ocorrem se a fracção líquida ("melt") for superior a 20-40. Este intervalo estabelecido por Arzi (1978), designa-se por RCMP, "Rheological critical melt percentage". Assim as microestruturas magmáticas são formadas antes de se atingir o RCMP, enquanto suficiente "melt" está ainda presente para permitir a rotação dos cristais.
- sub-magmáticas: Estas microestruturas ocorrem a partir do limite anterior até à completa cristalização do magma (Guineberteau et al. 1987; Bouchez et al. 1992). No estado sub-magmático, os cristais já formados interactuam entre si, aumentando a viscosidade do magma.

- pós-magmáticas: Surgem num estado em que já há a completa cristalização do magma, podendo qualquer deformação posterior produzir novos "fabrics" nos granitóides, mediante mecanismos de deformação plástica nos minerais.

A observação destas microestruturas em lâmina delgada, permite caracterizar a deformação a que o granito foi submetido durante e após a instalação.

3.3.1 Microestruturas magmáticas

Na ausência de uma deformação no estado sólido, isto é, sem deformação notável após a cristalização do magma, consideram-se as microestruturas como sendo de origem magmática (Bouchez et al. 1981; Blumenfeld & Bouchez 1988).

Estas microestruturas reflectem a orientação estatística dos elementos minerais constituintes da rocha ígnea, adquirida por fluxo do magma, em estado viscoso, antes da cristalização total. Assim as microestruturas magmáticas vão reflectir a estrutura interna do corpo ígneo, resultante da instalação e da interacção do fluxo do corpo ígneo com campo de tensões regional.

Em lâmina delgada, as microestruturas magmáticas, são caracterizadas pela presença de feldspatos perfeitamente cristalizados e sem fracturação, as micas não estão deformadas e os quartzos são bem desenvolvidos e têm rara extinção ondulante.

Num granitóide, a orientação preferencial de forma (OPF) de minerais prismáticos, aciculares e/ou tabulares determina o seu "fabric" magmático. Este "fabric" é função do fluxo magmático. Existem dois marcadores, como já vimos, do fluxo magmático: a foliação magmática (plano de fluxo magmático) e a lineação magmática (direcção de fluxo magmático).

A OPF dos minerais determina assim, três tipos de "fabric" (Fig. 3.1):

- **"fabric" magmático planar**: a foliação magmática aparece bem definida mas não se define uma lineação;
- **"fabric" magmático linear**: com lineação bem marcada por disposição em zona dos minerais e por consequência com foliação mal marcada;
- **"fabric" plano-linear**: com uma foliação e lineação magmáticas bem definidas.

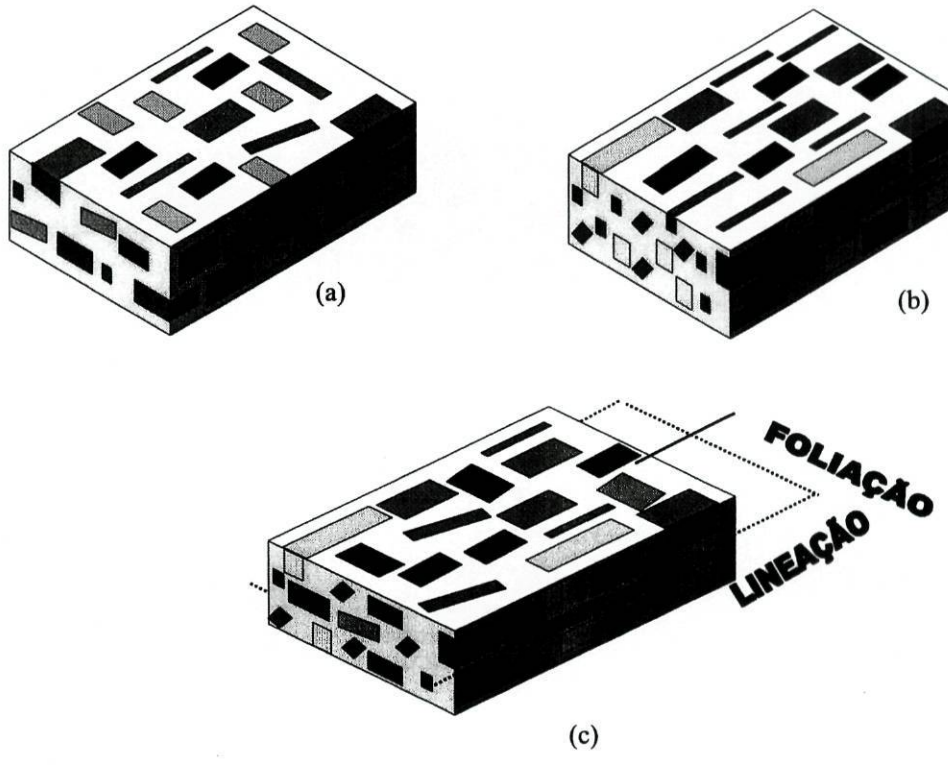


Fig. 3.1 Blocos esquemáticos mostrando os três tipos de "fabrics" magmáticos; (**a**) Planar, (**b**) Linear e (**c**) Plano-linear.

A forma tabular dos feldspatos e dos filossilicatos faz destes minerais bons marcadores da foliação magmática, enquanto que minerais aciculares e/ou prismáticos como as anfíbolas e turmalinas marcam a lineação magmática. A lineação magmática pode também ser definida pela orientação dos eixos maiores de megacristais de feldspato. Na ausência de marcadores lineares, a disposição segundo eixo de zona de minerais tabulares marcará a lineação magmática (Bouchez et al. 1990). O eixo de zona consiste no eixo à volta do qual, as maiores faces dos cristais estão estatisticamente dispostas. No caso particular da biotite, embora sendo um bom

marcador planar, a disposição dos seus cristais em eixo de zona, pode marcar também a lineação magmática. No entanto decifrar, no terreno, uma lineação magmática devida à disposição em eixo de zona de cristais de biotite é na maioria das vezes difícil.

Verifica-se que, geralmente, a lineação magmática directamente medida a partir da disposição linear de cristais de anfíbola ou de eixos maiores de feldspatos e o eixo de zona definido pela disposição de cristais de biotite e obtido por medidas realizadas com a platina Universal são paralelos (Fig. 3.2).

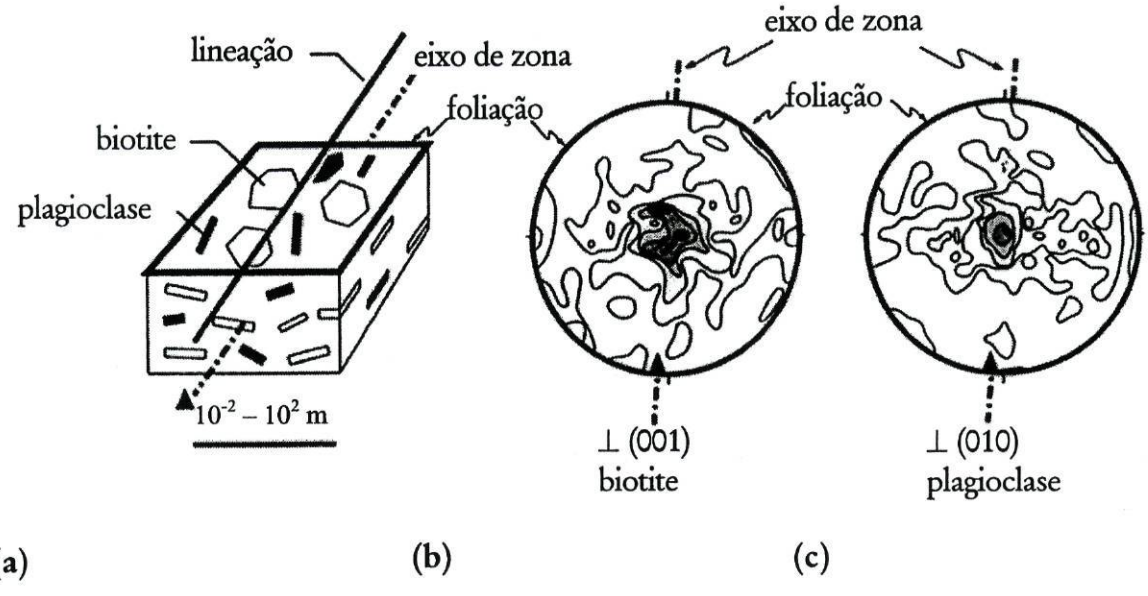


Fig. 3.2 Foliação e lineação magmáticas definidas a partir dos "subfabrics" da biotite e da plagioclase. **a:** Lineação magmática definida pelo "fabric" linear da plagioclase e pela disposição em eixo de zona da biotite. **b e c:** Medições realizadas na platina Universal e projectadas no plano da foliação magmática (*in* Bouchez 1997).

3.3.2 Microestruturas Submagmáticas

Num estado submagmático, as microestruturas são produzidas pela deformação de cada cristal e não tanto de todo o conjunto.

Do ponto de vista microscópico, são caracterizadas pela presença de microfracturas nos feldspatos. Estas microfracturas são produzidas pela interacção entre os minerais já cristalizados (feldspatos fundamentalmente) e são preenchidas

pela fase liquida residual de composição quartzo-feldspática (Bouchez et al. 1992). Ocorrem também algumas biotites dobradas e com "kinkbands" (bandas de cunha) e os quartzos já apresentam alguma extinção ondulante (por ex. extinção em "damier"), típica da deformação plástica de temperatuta muito elevada (Bouchez et al. 1992).

3.3.3 Microestruturas Pós-magmáticas

São microestruturas de deformação no estado sólido. As deformações no estado sólido, podem ser produzidas desde condições de alta temperatura até baixa temperatura. Os "fabrics" de deformação no estado sólido de rochas ígneas, são tipicamente descritos como formados em intervalos particulares de temperatura, tendo como referência os intervalos de temperatura das fácies metamórficas (Tribe & D' Lemos 1996). Estes autores, baseando-se na observação das microestruturas de diferentes fases minerais (quartzo, feldspatos, anfíbolas, biotite), propõem os seguintes limites de temperatura para o desenvolvimento de "fabric" no estado sólido:

alta temperatura (>550°C)

temperatura intermédia (400-550°C)

baixa temperatura (<400°C)

O quartzo, sendo o mineral de comportamento mais dúctil, é portanto aquele que melhor regista as primeiras deformações plásticas sofridas pela rocha.

Quando a deformação se produz a alta temperatura, origina o aparecimento de extinção ondulante generalizada no quartzo e o começo de subgranulação. A esta temperatura a deformação no quartzo, produz-se por deslizamentos dos planos prismáticos na direcção do eixo [c], criando-se subjunções intragranulares basais. A existência deste tipo de subjunções é um dos critérios fundamentais para o

reconhecimento da deformação no estado sólido a alta temperatura (Mainprice et al. 1986; Blumenfeld & Bouchez 1988).

Outros minerais que também registam este tipo de deformação são as biotites, mediante o desenvolvimento de "kink-bands".

Se a deformação persiste, à medida que a temperatura baixa, podem-se gerar bandas de aspecto bréchico, que cortam a textura magmática da rocha. Essas bandas contêm clastos de quartzo e de feldspatos e estão associados a leitos filitosos. Estas microestruturas geralmente estão espacialmente associadas aos bordos dos maciços, podendo ser consideradas como microestruturas de ortogneissificação (Bouchez & Gleizes 1995) e podendo mesmo evoluir para milonitização. A baixa temperatura, a deformação do quartzo produz-se por deslizamentos dos planos na direcção dos seus eixos [a], criando-se subjunções prismáticas.

Com a temperatura cada vez mais baixa, o comportamento da rocha, devido aos esforços deformacionais, é frágil, produzindo-se fracturação. A fracturação pode, como já vimos, ser a uma macroescala ou uma escala microscópica. Assim, nos cristais de quartzo irão ocorrer microfracturas.

Estas microfracturas são materializadas pelo alinhamento de inclusões fluídas, constituindo os chamados planos de inclusões fluídas (PIF). Estes planos são de particular interesse para o estudo do campo de tensões local, posterior à total cristalização do corpo ígneo. A metodologia, análise e interpretação dos PIF será abordada no capítulo 6.

3.3.4 Microestruturas observadas

Nas rochas graníticas estudadas do maciço de VPA, não se observa macroscopicamente como já foi referido, aspectos indicativos de deformação no estado sólido e mesmo as estruturas magmáticas dificilmente são observadas.

O estudo microscópico realizado sobre 83 lâminas correspondentes a estações de amostragem (Fig. 3.3), permitiu detectar a existência de microestruturas na sua

maioria magmáticas e raros aspectos de microestruturas submagmáticas ou pós-magmáticas.

O grande desenvolvimento dos cristais de quartzo e a sua fraca extinção ondulante, assim como a ausência da deformação da biotite ou de qualquer outro mineral, permitiu-nos concluir acerca da origem magmática destas estruturas. Duma maneira geral, as microestruturas magmáticas são ubíquas em todo o maciço (Estampa II, fotografia 1).

Excepcionalmente, observaram-se nalgumas lâminas a presença duma microfracturação nos feldspatos que poderá indicar uma deformação adquirida num estado submagmático (Estampa II, fotografia 2).

Nalgumas lâminas, observaram-se aspectos indicativos duma deformação num estado sólido incipiente mas de alta temperatura: "kinks" nas biotites, forte extinção ondulante no quartzo e existência de subjunções basais (Estampa II, fotografia 3 e 4).

As microestruturas de deformação no estado sólido, parecem apresentar uma distribuição geográfica uniforme ao longo do maciço. Embora se possa notar alguma tendência para serem mais frequentes próximas dos contactos do maciço e no contacto entre a fácies do GPS e do GVPA (Fig. 3. 3).

Refira-se que microestruturas de deformação no estado sólido a baixa temperatura, tais como ortogneissificação ou milonitização estão ausentes.

A presença de microestruturas magmáticas e de deformação no estado sólido e a rara presença de microestruturas submagmáticas, assim como a transição subtil dumas microestruturas para as outras, sugere que o arrefecimento do plutão foi rápido. No entanto, a existência duma concentração de microestruturas de deformação no estado sólido no contacto entre as duas fácies principais, poderá ser indicativo da existência de algum contraste de viscosidade entre elas.

Nos granitos de duas micas (Serapicos, Gralheira, Minheu e Lagoa), observaram-se essencialmente microestruturas indicativas de deformação no estado sólido mas

de alta temperatura, embora microestruturas magmáticas também estejam presentes. Assim é frequente a existência de "kinks" nas micas, forte extinção ondulante nas micas, forte extinção ondulante no quartzo e subgranulação deste último (Estampa III, fotografias 1, 2 e 3).

Os granitos da Gralheira e de Serapicos apresentam sinais de maior deformação que os granitos do Minheu e de Lagoa. Refira-se, no entanto, que só foram estudadas 11 lâminas e que portanto só um estudo mais exaustivo poderá trazer mais informação.

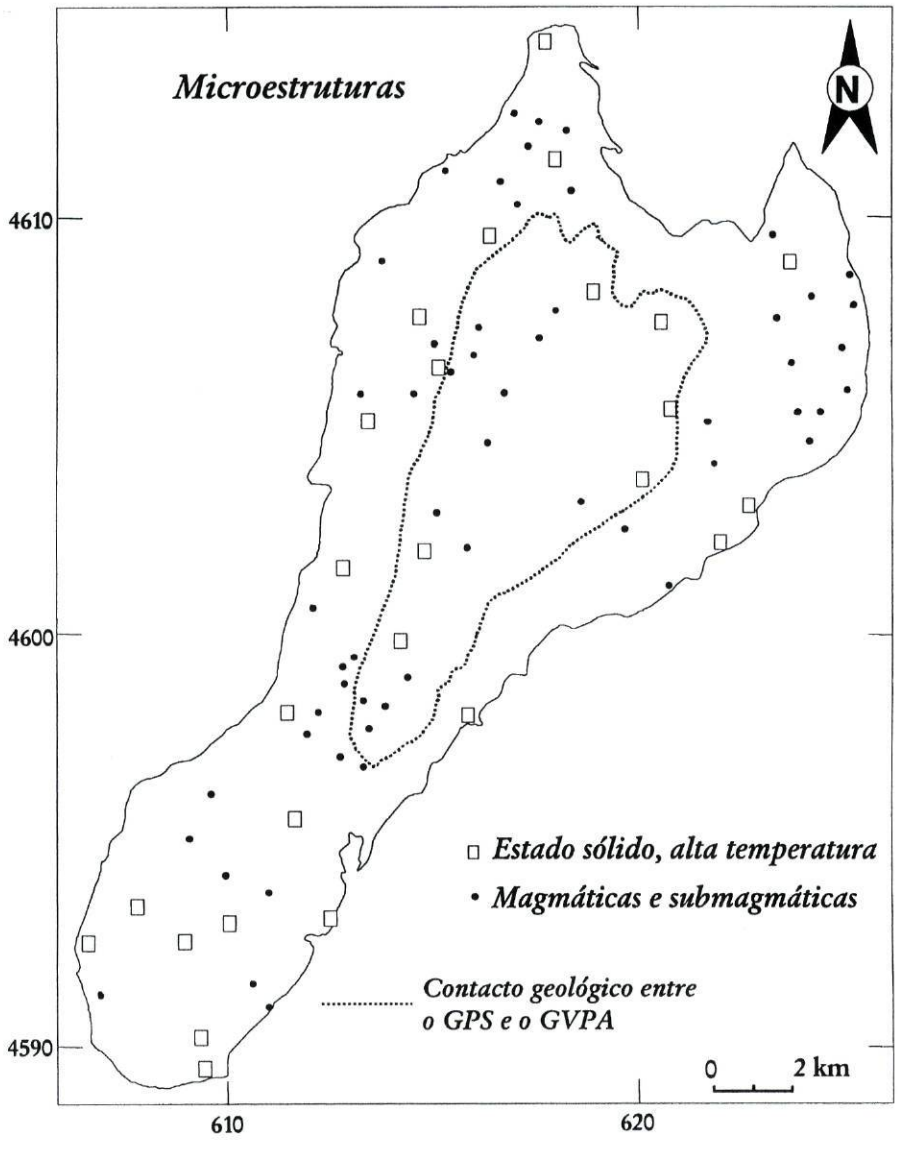


Fig. 3.3 Distribuição geográfica das lâminas estudadas e das respectivas microestruturas observadas. No centro está delimitada a fácies GPS.

CHAPITRE 3: STRUCTURE DES ROCHES GRANITIQUES

L'analyse structurale des roches granitiques comporte des aspects à la fois macro et microstructuraux. L'analyse macroscopique concerne les éléments visibles de l'échelle de l'échantillon à celle de l'aflleurement. Dans cette catégorie, on examinera successivement les structures d'écoulement magmatique, les enclaves, les filons, les contacts entre faciès et les fractures. Puis on présente les éléments d'interprétation des microstructures.

Les structures d'écoulement

Dans le pluton de VPA, il est difficile d'observer directement sur le terrain les structures d'écoulement magmatique. Malgré tout, au secteur Sud on a réussi a distinguer une foliation magmatique verticale, parallèle au contact du pluton, dans le faciès GVPA, principalement marquée par l'orientation des mégacristaux de feldspath, et parfois par des lamelles de biotite. Dans les deux faciès principaux (GPS et GVPA), on a également observé des structures magmatiques formées par des accumulations des biotites, ou "schlieren" (Planche I, photo 1).

Au contraire, dans les granites à deux micas, formant l'éncaissant du pluton de VPA, les structures d'écoulement sont bien visibles, au moins en ce qui concerne des foliations magmatiques. Dans le granite de Serapicos (contact nord-est), on a mesuré une foliation magmatique d'orientation moyenne N120°,60°S. Dans le granite de Gralheira (contact sud-est), les foliations magmatiques, marquées par l'orientation planaire des biotites, ont des directions N120° à N170° et des pendages subverticaux. Dans les granites de Minheu et de Lagoa (contacts est et ouest), les foliations subverticales, marquées surtout par la distribuition planaire des feldspaths, ont des directions N120° à N130°.

La fracturation

Au massif de VPA, la fracturation principale, NNE-SSW, est parallèle à la faille Régua-Verin qui traverse le massif dans sa grande dimension. Les aûtres fractures importantes, sont principalement orientées selon N-S, E-W, N30°W et N75°E. Toutes ces fractures sont subverticales. Mais on observe également, des diaclases subhorizontales (voir Chapitre 2, Planche III), plus au moins, parallèles à la surface topographique. Au coeur du massif, dans le faciès GPS, les diaclases subhorizontales sont souvent parallèles aux foliations magnétiques révélées par l'ASM. Enfin, les zones rubéfiés sont souvent parallèles aux fractures avec des directions N10°W à N20°E. Parallèlement à ces directions les filons de quartz sont fréquents (Planche I, photo 2).

Les contacts

Les contacts, bien que difficiles à observer, ne semblant pas en général, brutaux ou tranchés. En particulier, au Sud, le contact entre les faciès GGS et GVPA est graduel, et le même contact en bordure est-nord-est du pluton, se semble faire par l'intermédiaire d'un faciès de transition. Par contre, le contact entre les faciès GGS et GVPA, en la bordure sud-ouest, se fait par faille de direction NS à N10°. De même, le contact entre les faciès GPS et GVPA, à l'est du pluton, se fait par faille de direction N20° à N-S. Au Sud, ce contact est également un contact par faille de direction N20° (Fig. 2.1). Enfin, d'une façon générale, les contacts entres les trois faciès sont parallèles aux foliations mesurées par l'ASM.

Les enclaves

Les enclaves, sont fréquentes dans le faciès GVPA, et absentes dans les faciès GPS et GGS. Microgranulaires et de composition tonalitique à granodioritique (Gomes 1989; Martins 1998), elles sont parfois allongés selon N10° à N30°E, parallèlement à famille principal de linéations magnétiques obtenues par l'ASM.

Microstructures magmatiques à post-magmatiques

Pour interpréter les données d'ASM et pour les replacer dans le contexte géologique, il est indispensable d'effectuer une étude microstructurale fine des échantillons. Cette-ci se fait sur des lames minces taillés directement sur les carottes prélevées pour l'ASM. L'examen des microstructures, permet de distinguer leur origine primaire, typiquement magmatique ou submagmatique, et caractéristique de la déformation du magma au moment de sa mise en place, de l'origine "tardive", ou post-magmatique, c'est-à-dire formées après la cristallisation totale du magma (Guineberteau et al. 1987; Paterson et al. 1989; Bouchez et al. 1992).

Les microstructures magmatiques se caractérisent par des cristaux non deformés; tout au plus on peut observer une faible extinction onduleuse dans le quartz. Les microstructures submagmatiques résultent d'une faible déformation en présence d'une petite quantité de liquide intergranulaire de composition quartz-feldsphatique. Cette microstructure est révélée par la présence de microfractures dans les plagioclases, remplies par du quartz et/ou de plagioclase et du feldspath potassique. Au contraire, les microstructures de déformation à l'état solide se caractérisent par la présence des fortes extinctions onduleuses, de sous-joints et par des nouveaux grains dans le quartz et, très souvent, par des biotites généralement plissées ou kinkées. Si la déformation se poursuit pendant la baisse de la température, les microstructures évoluent vers de microstructures d'orthogneissification (Bouchez & Gleizes 1995) ou même de mylonitisation. A température encore plus basse, sous la seuil de plasticité du quartz ($T<250°$ C), la réponse à la déformation est fragile, ce qui produit des microfractures. Au fin dela cristallisation du pluton, lorsque les fluides dissouts s'echappent du granite, ils microfracturent le granite sus-jacent déjà refroidi. Cettes microfractures sont materialisées par l'alignement d'inclusions fluides le long des plans d'inclusions fluides (PIF). L'étude de la distribuition d'orientation des PIF est très importante pour la compréhension de la distribuition des contraintes qui rejouent après la totale cristallisation du granite (voir chapitre 6).

Dans notre étude, 83 lames minces ont été préparées à partir des carottes (Fig. 3.3). On observe que les microstructures sont surtout magmatiques et submagmatiques; les microstructures de déformation subgranitique à l'état solide sont rares. La grande taille des cristaux de quartz avec ou sans faible extinction onduleuse, l'absence de déformation dans la biotite et dans les autres mineraux, permettent classer ces microstructures comme magmatiques. Celles-ci microstructures sont omniprésentes dans le pluton (Planche II, photo 1). Les microstructures avec microfracturation et remplissage des feldspaths, témoin d'une déformation à l'état submagmatique (Planche II, photo 2) sont exceptionelles. Dans quelques lames, on a observé des extinction onduleuses dans le quartz avec sous-joints basaux et kinks dans les biotites, indiquant une déformation naissante à l'état solide mais toujours de haute témperature (Planche II, photos 3 et 4). Ces microstructures sont uniformément distribuées dans le pluton, avec une petite tendance à s'approcher du contact du pluton avec son encaissant et au contact entre les faciès GPS et GVPA (Fig. 3.3). Enfin, il est remarquable de noter que nous n'avons observé aucune trace de déformation à l'état solide de basse température, de type orthogneissification ou mylonitisation.

En conclusion, la rareté des microstructures submagmatiques, ainsi que la transition mal définie entre microstructures magmatiques et de déformation à l'état solide de haute température, suggèrent que le pluton s'est refroidi assez rapidement indiquant que la région n'etaient pas tectoniquement active pendant la mise en place du pluton. Toutefois, la faible concentration des microstructures de déformation à l'état solide de haute température observée, non loin du contact GPS et du GVPA suggère l'existence d'un contraste de viscosité entre les faciès principaux.

On a également observé en lames provenant du encaissant des granites à deux micas (Serapicos, Gralheira, Minheu et Lagoa), des microstructures magmatiques et de déformation à l'état solide de haute température. La fréquence des "kinks" dans la biotite et dans la muscovite ainsi que les fortes extinctions onduleuses dans le quartz et les nouveaux grains (Planche III, photos 1, 2 et 3), montrent que ces granites (d'ailleurs bien foliés et qualifiés de syntectoniques) ont connu un environnement tectonique plus actif. A ce sujet, il est facile de conclure à partir des observations microstructurales, que les granites de Gralheira et de Serapicos sont plus déformés que les granites de Minheu et de Lagoa.

ESTAMPAS

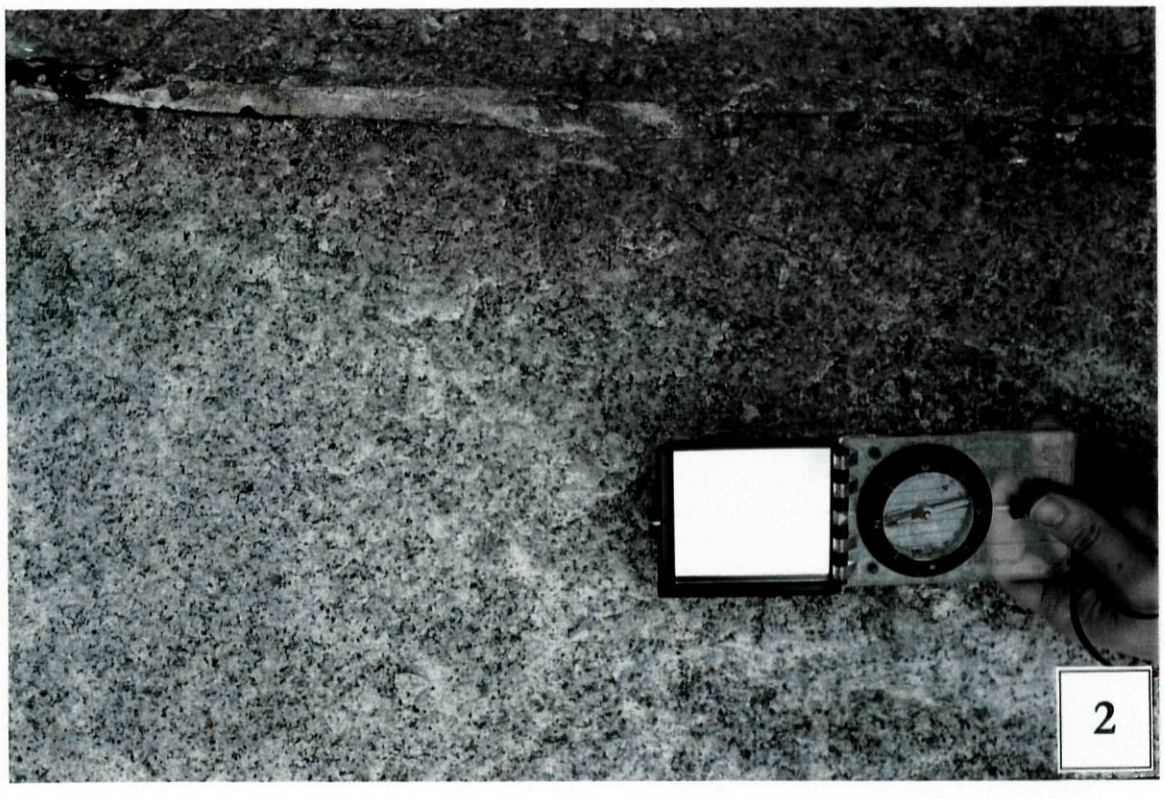
ESTAMPA I

MACROESTRUTURAS

Fotografia 1 Estruturas magmáticas do tipo "schlieren" no Granito de Pedras Salgadas.

Fotografia 2 Filonete de quartzo de direcção N-S; zona de rubefacção no encosto do filonete.


1


2

ESTAMPA II

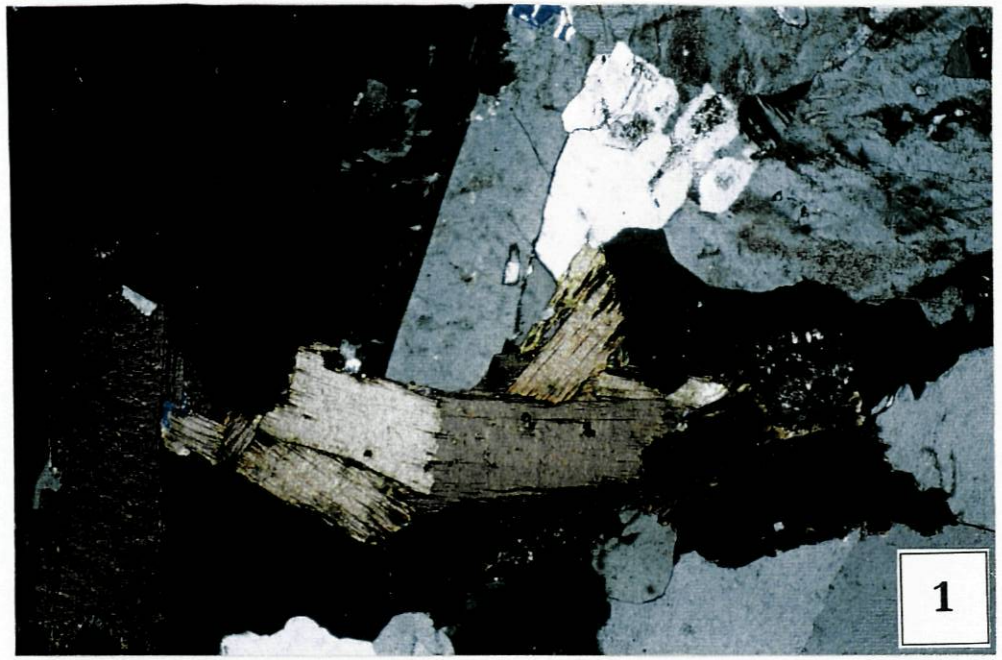
MICROESTRUTURAS DO PLUTÃO DE VPA (Luz Polarizada)

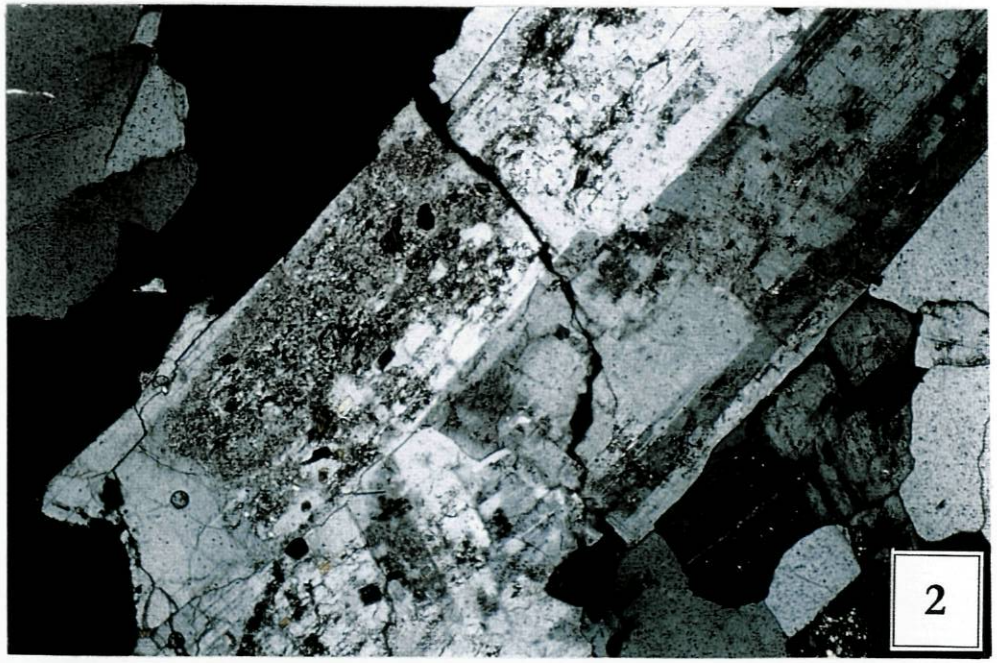
Fotografia 1 Microestruturas magmáticas típicas.

Fotografia 2 Estado submagmático: quatrzo a preencher microfractura num cristal de plagioclase.

Fotografia 3 Microestruturas de deformação incipiente no estado sólido de alta temperatura: extinção ondulante no quartzo, indicativo de deslizamentos dos planos prismáticos segundo o eixo [c].

Fotografia 4 Microestruturas de deformação incipiente no estado sólido de alta temperatura: Ligeiro "kink" na biotite.









300 µm

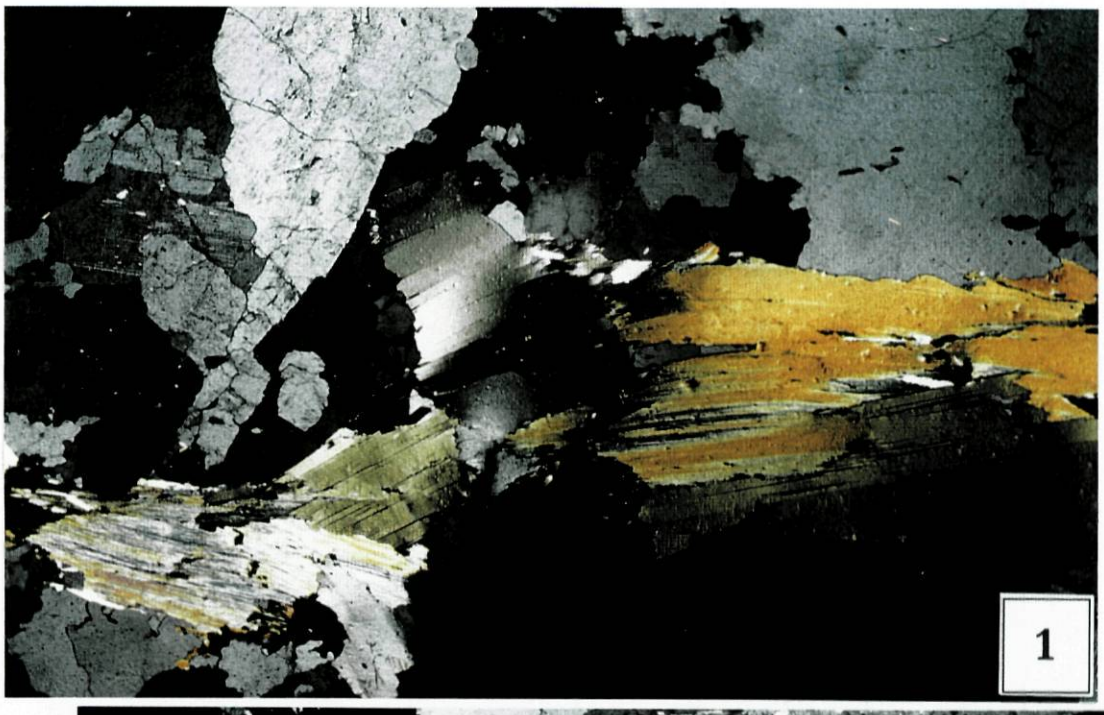
ESTAMPA III

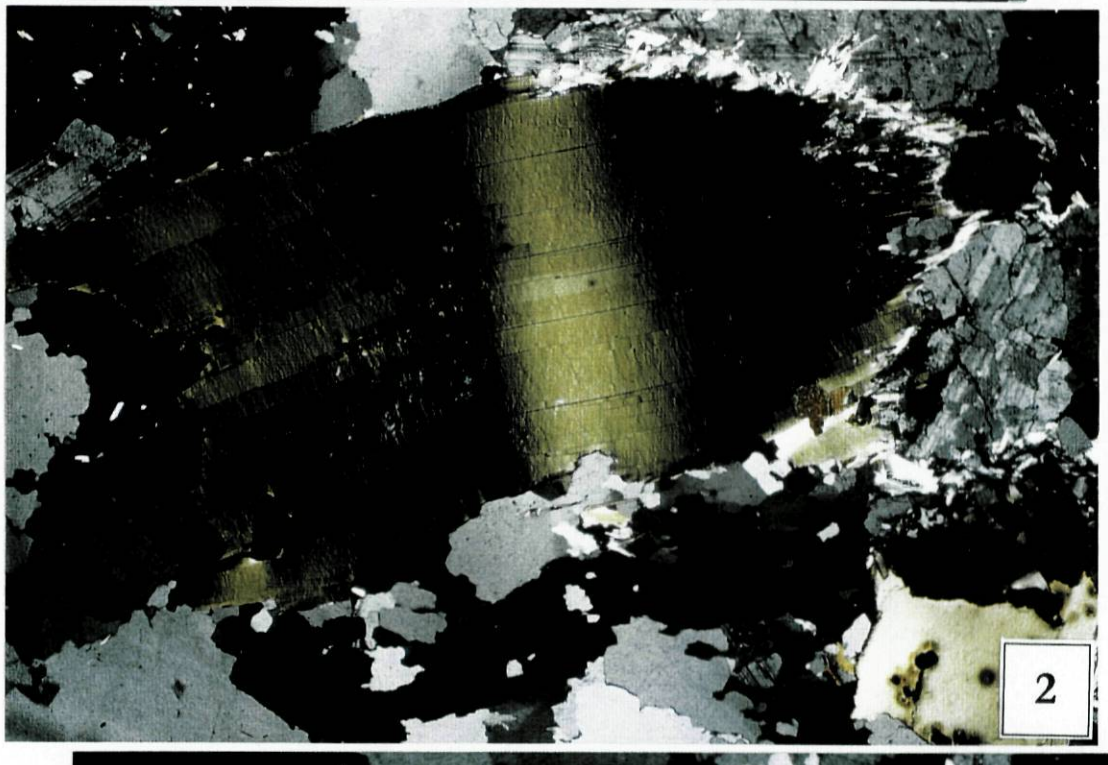
MICROESTRUTURAS DOS GRANITOS DE DUAS MICAS (Luz Polarizada)

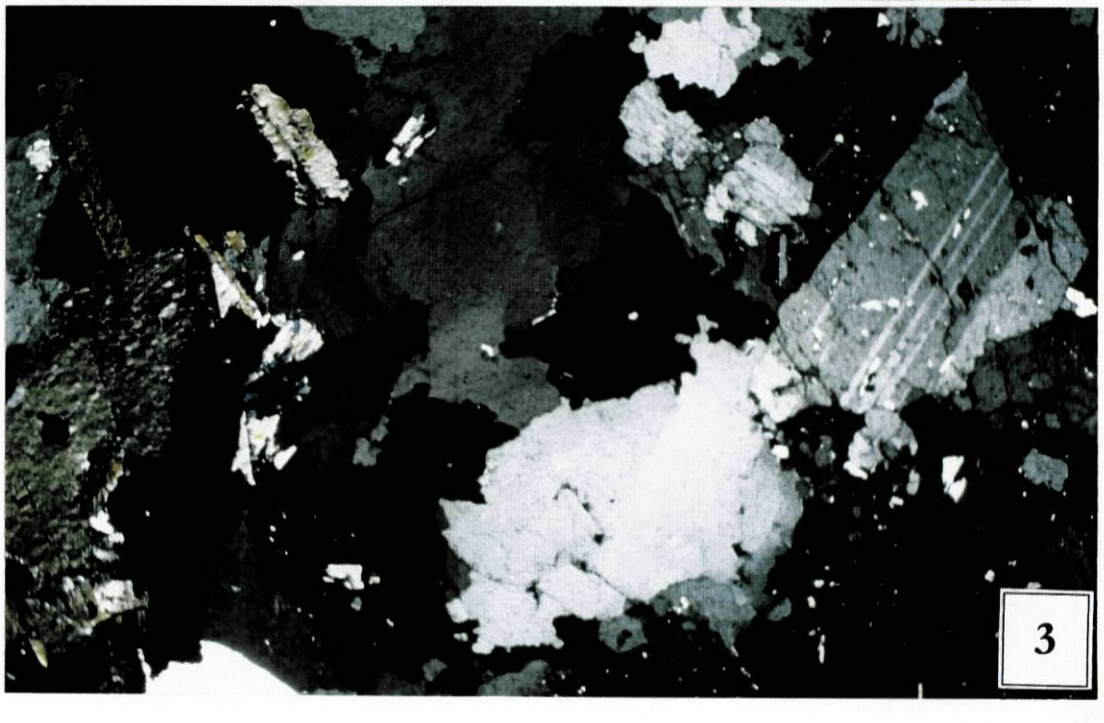
Fotografia 1 Microestruturas de deformação no estado sólido de alta temperatura: extinção ondulante nas moscovites; subgranulação dos cristais de quartzo.

Fotografia 2 Microestruturas de deformação no estado sólido de alta temperatura: subgranulação dos cristais de quartzo; "kink" num cristal de moscovite.

Fotografia 3 Microestruturas de deformação no estado sólido de alta temperatura: intensa subgranulação dos cristais de quartzo.







300 µm

CAPÍTULO 4

ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

4. 1 INTRODUÇÃO

Os "fabrics" magmáticos são sempre difíceis de determinar pois as anisotropias das rochas são, duma maneira geral, baixas. O procedimento clássico é de tentar medir no campo esse "fabric", o que muitas vezes se torna difícil. Isto é particularmente verdadeiro para a lineação magmática, o mais interessante indicador cinemático, que é difícil de medir, quer no terreno, quer ao microscópico (Pons 1970; Bouchez et al. 1981).

Por outro lado, o estudo do "petrofabric" no laboratório, recorrendo a um microscópico munido duma platina universal, é uma técnica que se apresenta morosa no estudo sistemático de um maciço.

Assim a anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) (Graham 1954; Borradaile 1988) tem vindo a ser cada vez mais utilizada no estudo do "fabric" de granitóides (King 1966; Daly 1970; Heller 1973; Ellwood & Whitney 1980; Guillet et al. 1983; Bouchez 1997).

Esta técnica permite um estudo sistemático dum maciço granítico, proporcionando dados direccionais (foliação e lineação magnética) que podem ser relacionados com a foliação e a lineação magmática. Para além disso, obtêm-se também parâmetros quantitativos que estão relacionados com a composição química das rochas e com a taxa de deformação que sofreram.

Neste capítulo, abordaremos os aspectos relativos à teoria da ASM, à metodologia e aos resultados obtidos.

4.2 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA: GENERALIDADES

Quando um material é exposto a um campo magnético H, adquire uma magnetização induzida, M. A magnetização induzida e o campo magnético H estão relacionados através da susceptibilidade magnética K:

$$M=KH$$

K é um escalar se o corpo é isotrópico. Se o corpo é anisotrópico a susceptibilidade magnética K é representada por um tensor simétrico de 2ª ordem da forma:

$$Mi=KijHj\ (i, j=1,2,3)$$

em que Mi traduz a magnetização na direcção i, Hj representa o campo indutor efectivo na direcção j.

A superfície representativa daquele tensor é um elipsóide triaxial (Fig. 4.1). Medindo a magnetização induzida em três direcções ortogonais acede-se aos termos diagonais e simétricos do tensor.

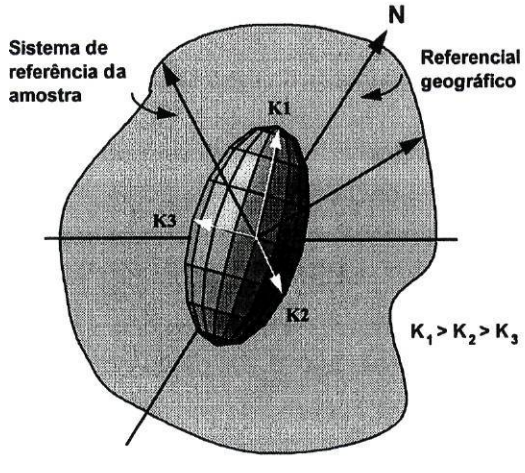


Fig.4.1 O elipsóide da anisotropia da susceptibilidade magnética, seus eixos principais e sua orientação numa amostra e no espaço (Jover 1986).

A diagonalização desta matriz permite obter 3 vectores *K11, K22, K33*. A intensidade desses 3 vectores próprios e a sua orientação (direcção e inclinação) no referencial geográfico fornecem os semi-eixos do elipsóide da **Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM)** tal que: *K11=K1* ou *Kmax; K22=K2* ou *Kint*; *K33=K3* ou *Kmin* com $Kmax \geq Kint \geq Kmin$.

As unidades de campo magnético e de magnetização induzida são as mesmas, A/m (ampere por metro, no Sistema Internacional, S.I.), o que converte a susceptibilidade magnética numa grandeza adimensional. No presente trabalho serão sempre utilizadas unidades no Sistema Internacional (S.I.); para a susceptibilidade magnética a conversão entre os dois sistemas é dada por:

$K(c.g.s.)=K(S.I.) \times (1/4\pi)$.

4.2.1 Os diferentes estados magnéticos

O movimento dos electrões num átomo cria momentos magnéticos elementares que traduzem o magnetismo da matéria. Em torno do núcleo, constituído por protões e neutrões, os electrões definem trajectórias que constituem orbitais bem definidas para cada átomo. Além deste movimento orbital em torno do núcleo, os electrões "rodam" em torno de um eixo que passa pelo seu centro; este é o movimento conhecido por "spin".

Uma partícula carregada, quando em movimento, origina uma corrente. Assim, devido ao movimento orbital dos electrões surge uma corrente eléctrica que origina um momento magnético. Analogamente, uma vez que o electrão é uma partícula com massa e dimensões finitas, o movimento de "spin" do electrão também origina um

momento magnético. Assim temos a considerar dois momentos cinéticos no electrão: o momento orbital e o momento de "spin" (Stacey & Banerjee 1974).

Cinco estados magnéticos principais, função da disposição dos momentos magnéticos, podem-se considerar estando representados esquematicamente na Fig.4.2.

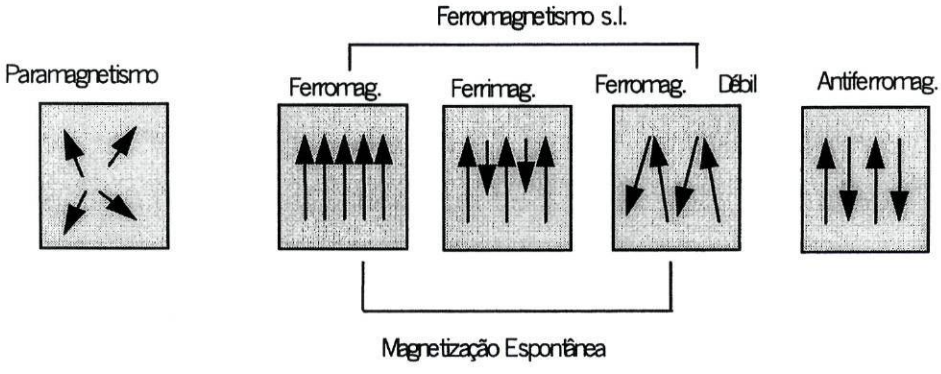


Fig.4.2 Disposições dos momentos elementares para os diferentes tipos de ordem magnética e campo magnético induzido nulo.

Diamagnetismo

Os materiais diamagnéticos, em resposta à aplicação de um campo magnético interno *H*, adquirem uma magnetização induzida *Mi* oposta ao campo aplicado. Essa magnetização depende linearmente do campo aplicado e desaparece quando o material deixa de estar sob a acção do campo *H* (Fig. 4.3). Os materiais que exibem um comportamento deste tipo são compostos por átomos com momento magnético resultante nulo e apresentam camadas electrónicas completamente preenchidas e muito internas. Assim a magnetização induzida que adquirem, é explicada pela variação no movimento orbital dos electrões, quando sob a acção de um campo externo. A susceptibilidade diamagnética, é negativa, tem um valor médio de -14 μSI e é independente da temperatura. Como exemplo de minerais diamagnéticos, podem referir-se o quartzo, a calcite e os feldspatos.

Paramagnetismo

Os materiais paramagnéticos contêm átomos com momentos magnéticos atómicos não nulos devido à existência de "spins" de electrões não-emparelhados (sem que haja interacção entre momentos magnéticos adjacentes). Assim há a possibilidade de alinhar os momentos magnéticos individuais, ao fazer actuar um campo magnético.

O alinhamento dos momentos magnéticos produz uma magnetização induzida paralela à direcção do campo aplicado. Tal como nos materiais diamagnéticos, a magnetização induzida reduz-se a zero quando o campo magnético é removido (Fig. 4.3) .

A susceptibilidade paramagnética é geralmente fraca, da ordem dos 10^{-4} a 10^{-3} SI. Os minerais paramagnéticos mais tipicos são os silicatos que contêm iões Fe^{2+}, Fe^{3+} e Mn^{2+} na sua estrutura, como por exemplo, a biotite, a clorite, as anfíbolas, as piroxenas, as granadas, a cordierite e a turmalina.

Antiferromagnetismo

A susceptibilidade antiferromagnética é próxima da susceptibilidade paramagnética. O momento magnético resultante é nulo pois os momentos são antiparalelos e com a mesma intensidade, mas aplicando um campo magnético a susceptibilidade antiferromagnética é positiva embora também se anule quando o campo *H* é retirado (Fig. 4.3). A magnetização diminui com o aumento da temperatura tornando-se nula para uma temperatura crítica designada por Temperatura de Néel. Como exemplos de minerais com este tipo de comportamento temos a goethite e a pirrotite hexagonal.

Ferromagnetismo *s.l.*

Este termo é aplicado a materiais que possuem momento magnético espontâneo (magnetização espontânea) mesmo na ausência de um campo magnético externo. Os momentos magnéticos interactuam fortemente e esta forte interacção entre

momentos magnéticos provoca uma tendência para o alinhamento segundo uma direcção criando uma ordem magnética.

Distinguem-se três estados de ordem magnética de maior ou menor intensidade do momento magnético resultante (Fig.4.2). Ferromagnetismo (os momentos são paralelos e no mesmo sentido, ex: ferro), ferrimagnetismo (os momentos são antiparalelos e de intensidade diferente, ex: magnetite, pirrotite monoclinica) e ferromagnetismo débil ou "canted antiferromagnetism" (momentos magnéticos subparalelos, ex: hematite).

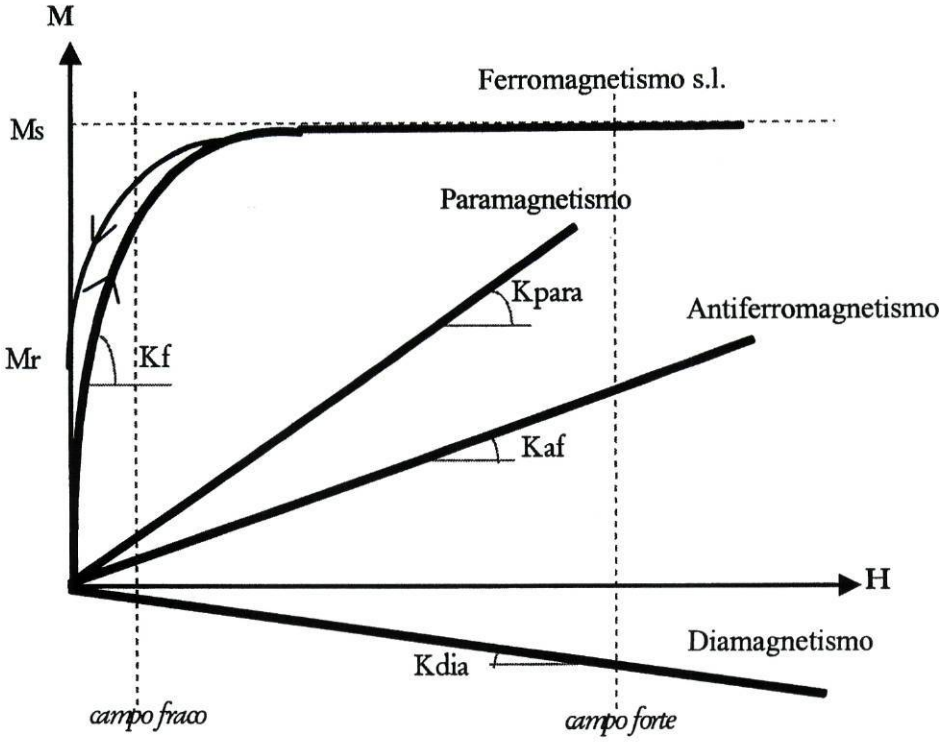


Fig.4.3 Curvas de magnetização induzida em função do campo aplicado, para os diferentes tipos de comportamento magnético (Jover 1986; Gleizes 1992).

Nos minerais ferromagnéticos *s.l.*, há uma magnetização máxima que é a chamada magnetização de saturação, *Ms*. Isto significa que, num processo isotérmico, aumentando o campo magnético para um valor superior àquele que foi necessário para atingir *Ms*, não resulta num aumento de magnetização. Nestes

materiais, a remoção do campo externo, não é acompanhada pelo cair da magnetização para zero. Pelo contrário, após a remoção do campo externo, a magnetização não se anula, mas o material retém um registo derivado do campo aplicado. Esta magnetização que o material adquire, que é o registo do campo aplicado, é a magnetização remanescente *Mr* (Fig. 4.3).

O trajecto da magnetização como função do campo magnético aplicado é a chamada curva de histerese. O comportamento dos minerais ferromagnéticos *s.l.* é fortemente dependente da temperatura, existindo uma temperatura crítica para a qual a magnetização diminui para zero, é a chamada Temperatura de Curie. Acima desta temperatura comportam-se como paramagnéticos.

A susceptibilidade duma amostra, sob a acção de um campo fraco e à temperatura ambiente, é portanto a contribuição de diferentes fases: $K=Kdia+Kpara+Kaf+Kf$, em que $Kdia+Kpara+Kaf$ é habitualmente designado por *Kmatriz*. As propriedades magnéticas duma rocha, sob a acção de um campo fraco, dependem do comportamento magnético dos seus minerais.

4.2.2 Anisotropias magnéticas

A ASM advém fundamentalmente de duas anisotropias: a anisotropia de forma e a anisotropia magnetocristalina.

Anisotropia de Forma

A anisotropia de forma deriva do facto dos grãos apresentarem, na maioria dos casos, formas não esféricas, que determinam o seu campo desmagnetizante *(Hd)*, é portanto função do hábito dos minerais e do tipo de rocha da qual fazem parte. É característico de minerais fortemente magnéticos como a magnetite, que é ferrimagnética. Assim, quando aparece em grãos não equidimensionais apresenta a sua susceptibilidade máxima paralela ao alongamento do grão de mineral.

Anisotropia Magnetocristalina

A magnetização de materiais até à saturação é mais facilmente conseguida ao longo de certas direcções cristalográficas, que são as chamadas direcções de fácil magnetização. A esta dependência da magnetização segundo certas direcções cristalográficas chama-se anisotropia magnetocristalina. Alguns silicatos ferromagnesianos como as anfíbolas apresentam anisotropia magnetocristalina, assim como alguns filossilicatos. Nestes últimos, a anisotropia magnetocristalina condiciona um plano de fácil magnetização.

No caso particular das micas, o eixo de susceptibilidade mínima (k3) é quase perpendicular ao plano de clivagem basal do cristal, ou seja, praticamente paralelo a **c**. Assim o elipsóide de ASM de um cristal de mica corresponde aproximadamente ao elipsóide de forma do cristal. (Fig.4.4).

A magnetite, para além da anisotropia de forma, apresenta também uma anisotropia magnetocristalina mas muito fraca (Nagata 1961): sendo a suceptibilidade mais fraca paralela ao eixo [100] e a susceptibilidade mais forte paralela ao eixo [111].

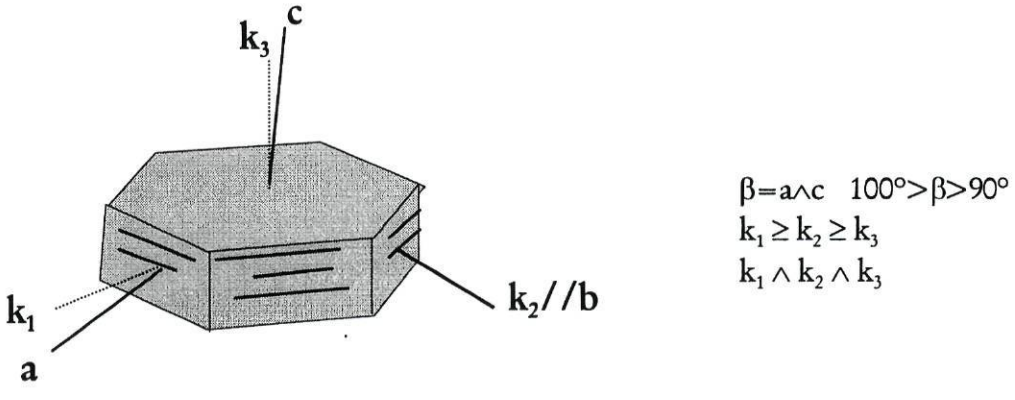


Fig. 4.4 Eixos cristalinos e eixos das susceptibilidades magnéticas principais para um cristal de um filossilicato (Borradaile & Werner 1994).

4.2.3 "Fabric" magnético

A anisotropia das propriedades magnéticas dos minerais de uma rocha definem o "fabric" magnético desta rocha (Hrouda 1982).

No estudo da ASM de rochas ígneas, nomeadamente de granitos, minerais como a biotite têm grande importância pois são marcadores planares perfeitos da foliação magnética. Nas micas há uma forte anisotropia magnetocristalina em que a susceptibilidade minima é perpendicular ao plano basal (001) com *Kmax* e *Kint* contidos no plano basal. Assim, o eixo *Kmin*, representará o polo da foliação magmática (Bouchez et al. 1981) que sublinha o "sub-fabric" da biotite.

A presença de anfíbolas num granito favorece a definição duma lineação magnética pois o eixo *Kmax* é paralelo ao eixo c do mineral (Gleizes 1992).

A turmalina devido ao seu hábito prismático, é também um bom marcador da lineação magmática, no entanto como *Kmin* é paralelo ao eixo c do cristal ter-se-à o chamado "fabric" magnético inverso (Rochette et al. 1992). Assim uma lineação magmática formada pelo alinhamento de cristais de turmalina não será paralela ao "fabric" magnético.

Podem-se distinguir três tipos de "fabrics" magnéticos:

- **Planar**: caracterizado por uma foliação magnética bem definida e por uma lineação magnética mal definida;
- **Plano-linear**: caracterizado por uma foliação e lineação bem definidas;
- **Linear**: caracterizado por uma lineação bem definida e uma foliação mal definida.

Estes três tipos de "fabrics" são correlacionáveis com os "fabrics" magmáticos descritos anteriormente (Fig. 3.1 e 4.5).

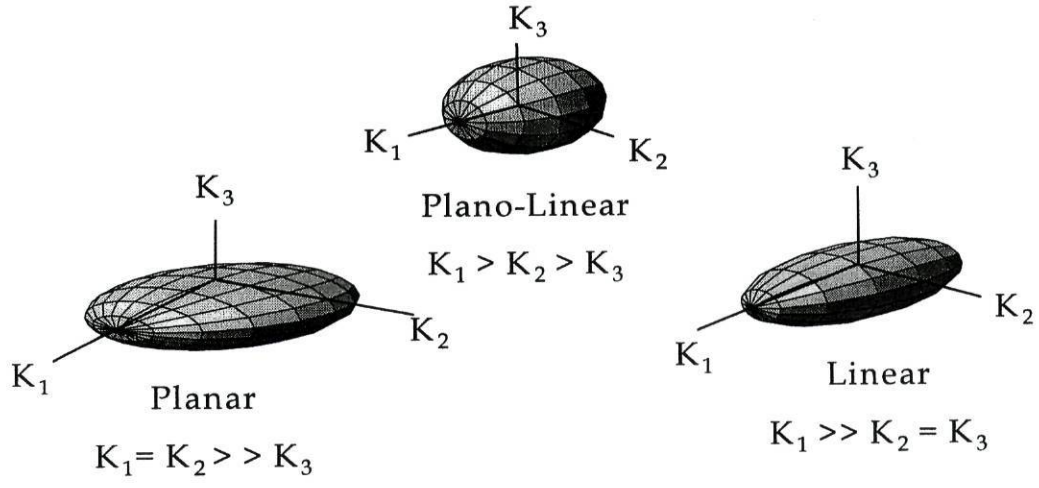


Fig. 4.5 Diferentes tipos de "fabrics" magnéticos.

Em resumo num granito em que o único mineral rico em ferro seja a biotite, teremos um "fabric" paramagnético. A orientação deste "fabric" será semelhante ao "petrofabric" uma vez que a biotite apresenta uma anisotropia magnetocristalina. Podemos quantificar a magnitude do "fabric" magnético da biotite pelo parâmetro P (=K1/K3): P variará entre 1 para uma população aleatória de biotite até 1,35 (Borradaile et al. 1987; Zapletal 1990) que é a sua anisotropia magnetocristalina intrínseca e que corresponde a uma orientação planar perfeita de grãos de biotite. No entanto o grau de anisotropia P para granitos "paramagnéticos" dificilmente ultrapassa 1,10. Em granitos de duas micas, o papel da moscovite é o mesmo da biotite, apresentando no entanto aquela menor susceptibilidade intrínseca.

4.3 METODOLOGIA

4.3.1 Amostragem

Num estudo estrutural mediante o uso da ASM é indispensável uma amostragem bem repartida e o mais regular possível. Com este fim, realizaram-se duas campanhas de campo, durante a qual se efectuaram 141 estações de amostragem

repartidas regularmente. Em cada estação de amostragem, foram recolhidos cerca de 4 testemunhos orientados, de 25 mm de diâmetro.

A recolha de testemunhos foi feita utilizando uma sonda portátil, cujo amostrador é constituído por um tubo não magnético, que termina numa coroa diamantada. O amostrador é refrigerado por água pressurizada recorrendo-se para tal a uma bomba externa manual (Estampa I).

A orientação dos testemunhos é feita no local, antes destes serem removidos do ponto de furação mediante um orientador próprio e uma bússola (Fig. 4.6a, Estampa I).

Antes de extraída a amostra, é traçado na parte superior do cilindro um diâmetro cujo azimute é o do plano vertical que passa pelo eixo do cilindro medido relativamente ao norte magnético. Na extremidade do diâmetro, traça-se uma seta que indica o sentido do mergulho do testemunho. Depois de extraída a amostra, traça-se no cilindro duas linhas que correspondem ao azimute do cilindro, isto é, representam o traço do plano vertical que passa pelo eixo do cilindro. Na linha traçada, que corresponde à parte superior do cilindro, são marcadas setas dirigidas no sentido em que a amostra mergulha (Fig. 4.6b).

No laboratório as amostras são cortadas, perpendicularmente ao eixo, em cilindros individuais de 22 mm de altura. Note-se que estas dimensões não são arbitrárias, mas correspondem à relação altura/diâmetro mais próxima da esfera, para que o efeito de forma seja mínimo. A partir de cada cilindro obtêm-se duas amostras sendo a parte inferior geralmente utilizada para executar uma lâmina para estudos petrográficos (Fig. 4.7). Cada estação de amostragem fica em média representada por 8 amostras.

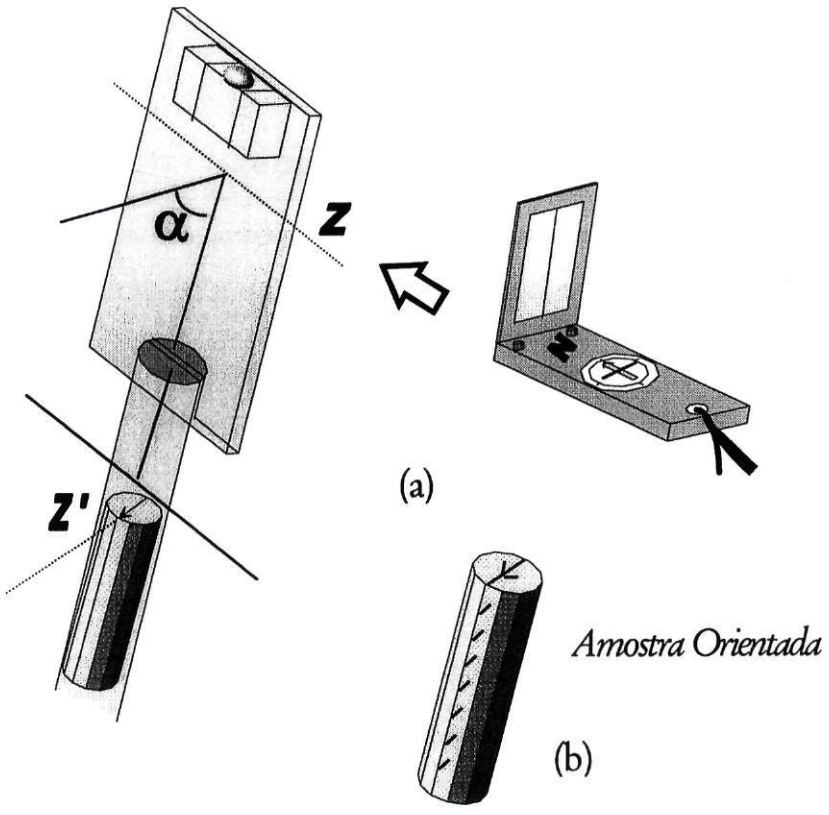


Fig.4.6 (**a**) Orientador das amostras e bússola. O plano Z, medido no terreno, é perpendicular ao azimute Z' do cilindro. A inclinação α da placa é a mesma que a do cilindro. (**b**) Amostra extraída e orientada.

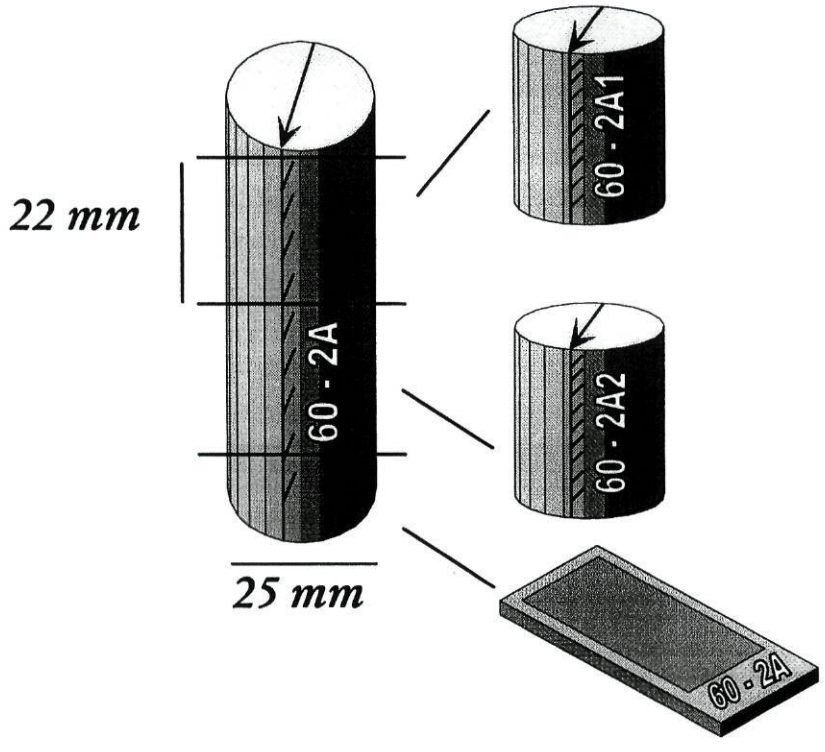


Fig. 4.7 Amostras orientadas e cortadas para a medição da ASM, sendo a restante sobra aproveitada para executar lâminas delgadas.

4.3.2 Medidas Laboratoriais

Nas medições da susceptibilidade magnética e da ASM, utilizou-se a balança de susceptibilidade magnética *Kappabridge KLY-2* (*Agico Brno*, Républica Checa), existente no "Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique" da UPS, Toulouse). Este aparelho opera em campo alterno fraco de intensidade 4×10^{-4} T e frequência 920 Hz (Estampa II).

O princípio de funcionamento deste aparelho é a medida da perturbação na indutividade provocada pela amostra, quando esta é introduzida na bobine. A susceptibilidade de cada cilindro é medida colocando este segundo 15 posições diferentes, das quais algumas são simétricas duas a duas. Obtêm-se assim, os termos diagonais e simétricos do tensor de ASM.

A diagonalização desta matriz permite obter três vectores próprios que correspondem aos três eixos principais do elipsóide de ASM (ver Fig.4.1). A orientação desses eixos é obtida relativamente ao referencial da amostra, através das suas declinações e inclinações. (Fig.4.8).

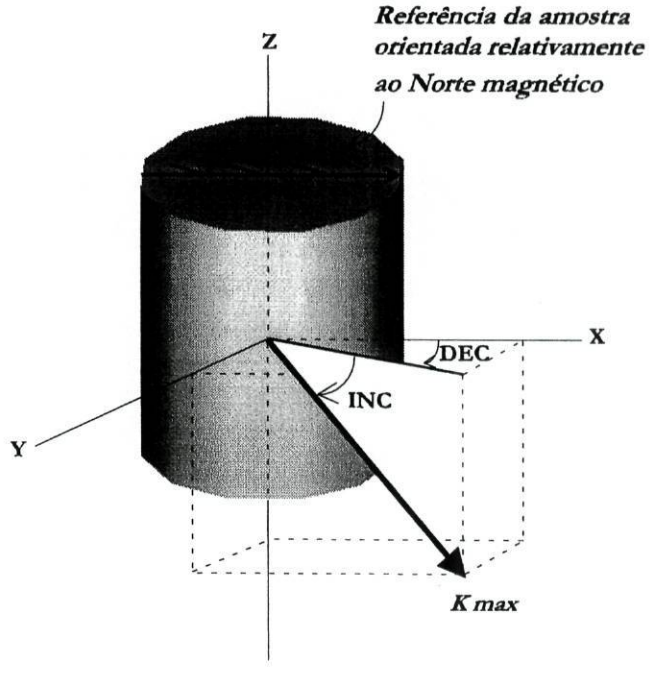


Fig. 4.8 Orientação do eixo K_{max} do elipsóide de ASM relativamente ao referencial da amostra.

4.3.3 Tratamento de dados

As medições do Kappabridge fornecem os dados, a partir dos quais, mediante o programa "Aniso 14" fornecido pela *Geofyzika Brno*, são calculados as parâmetros característicos do elipsóide de ASM. Obtêm-se assim, de uma forma automática, para cada cilindro, a intensidade e orientação dos três eixos principais, k_1, k_2 e k_3, no referencial geográfico e os parâmetros escalares do elipsóide de ASM. São os seguintes:

- Susceptibilidade média $k_m=(k_1+k_2+k_3)/3$
- Anisotropia total $P=k_1/k_3$ (Nagata 1961)
- Anisotropia linear $LS=k_1/k_2$ (Balsey & Buddington 1960)
- Anisotropia planar $FS=k_2/k_3$ (Stacey et al. 1960)

Esses valores são posteriormente retrabalhados recorrendo a um programa estatístico especifico, "EXAMS" (Saint Blanquat 1993), que calcula as médias dos dados escalares e direccionais para cada estação de amostragem.

Dados escalares

- Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética duma estação, é dada pela expressão:

$$K=(K_1+K_2+K_3)/3$$

Em que K_1, K_2 e K_3 representam as médias das intensidades da susceptibilidades principais da estação.

- Anisotropia total

A anisotropia total da estação é calculada pela expressão:

$$P= K_1/K_3 \text{ ou } P\%=100\times[(K_1/K_3)-1]$$

No entanto, no caso dos granitóides estudados, em que a susceptibilidade é fraca (não há contribuição ferromagnética), a fracção diamagnética devida essencialmente ao quartzo e feldspatos, pode aumentar de uma forma artificial a anisotropia (Bouchez et al. 1987). Para evitar esta situação, utiliza-se o parâmetro P"para"%, que é corrigido do

diamagnetismo considerado como constante e isotrópico K_d=-14 μSI (Rochette 1987).

Temos então como parâmetro de anisotropia:

$$P\text{"para"}\% = 100 \times [(K_1+14)/(K_3+14) -1]$$

com K_1 e K_3 em μSI.

Este pârametro caracteriza somente a anisotropia da fracção paramagnética.

- Parâmetro de Forma

Este parâmetro representa a forma do elipsóide de ASM e pode ser calculado de duas maneiras diferentes, obtendo-se ou o Parâmetro T (Jelinek 1981) ou o Parâmetro de Flinn (1962).

O Parâmetro de Forma T é dado pela expressão:

$$T=[2 \ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$$

O Parâmetro de Flinn é dado pela expressão:

$$PFlinn=(L-1)/(F-1)$$

em que L e F são dados por:

$$L=K_1/K_2 \text{ e } F=K_2/K_3$$

O elispsóide de ASM é achatado ("oblate") se $0< PFlinn <1$ ou se $0<T\leq 1$; o elipsóide será constrito ("prolate") se $PFlinn >1$ ou se $-1\leq T <0$.

Neste trabalho optamos pela utilização do Parâmetro T em detrimento do Parâmetro de Flinn. Esta escolha baseou-se no facto de considerarmos que o Parâmetro de Jelinek permite comparar mais facilmente, o grau de achatamento comparativamente ao grau de constrição, uma vez que ambos correspondem a intervalos simétricos.

Dados direccionais

O cálculo da média matricial de todas as amostras da estação, permite obter as direcções médias de K_1 e K_3, em termos de azimute (relativo ao Norte Magnético) e inclinação. Define-se assim para cada estação a lineação magnética (paralela à direcção de K_1) e a foliação magnética (plano perpendicular a K_3).

4.4 Resultados de ASM no Maciço de VPA

Os resultados de ASM para o plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar, obtiveram-se com base no estudo de 943 cilindros de rocha, correspondendo a 7 ou 8 amostras por estação de amostragem. Realizaram-se na totalidade 124 estações de amostragem (Fig. 4.9). As facies do GGS, do GPS e do GVPA estão representadas respectivamente por 8, 35 e 81 estações. A ausência de estações nalgumas zonas, deveu-se à impossibilidade de realização do furo, dado o grau de alteração do granito, sobretudo na facies do GPS. Por outro lado, na facies GVPA, houve a impossibilidade de amostrar nalguns locais dada a ausência de afloramentos.

As coordenadas das amostras, assim como os resultados obtidos para cada estação figuram nas tabelas dos Anexos II e III.

4.4.1. Susceptibilidade Magnética

Zonação

Os valores da susceptibilidade magnética são fracos e estão compreendidos entre 40 e 220 μSI (Fig. 4.10a). O valor médio da susceptibilidade magnética é de 101 μSI. Estes fracos valores de susceptibilidade, caracterizam os granitos sem magnetite (Rochette 1987), confirmando um comportamento essencialmente paramagnético para os granitos que constituem o plutão de VPA: Este comportamento paramagnético é devido ao ferro contido nos silicatos. No caso estudado o principal silicato portador de ferro é a biotite.

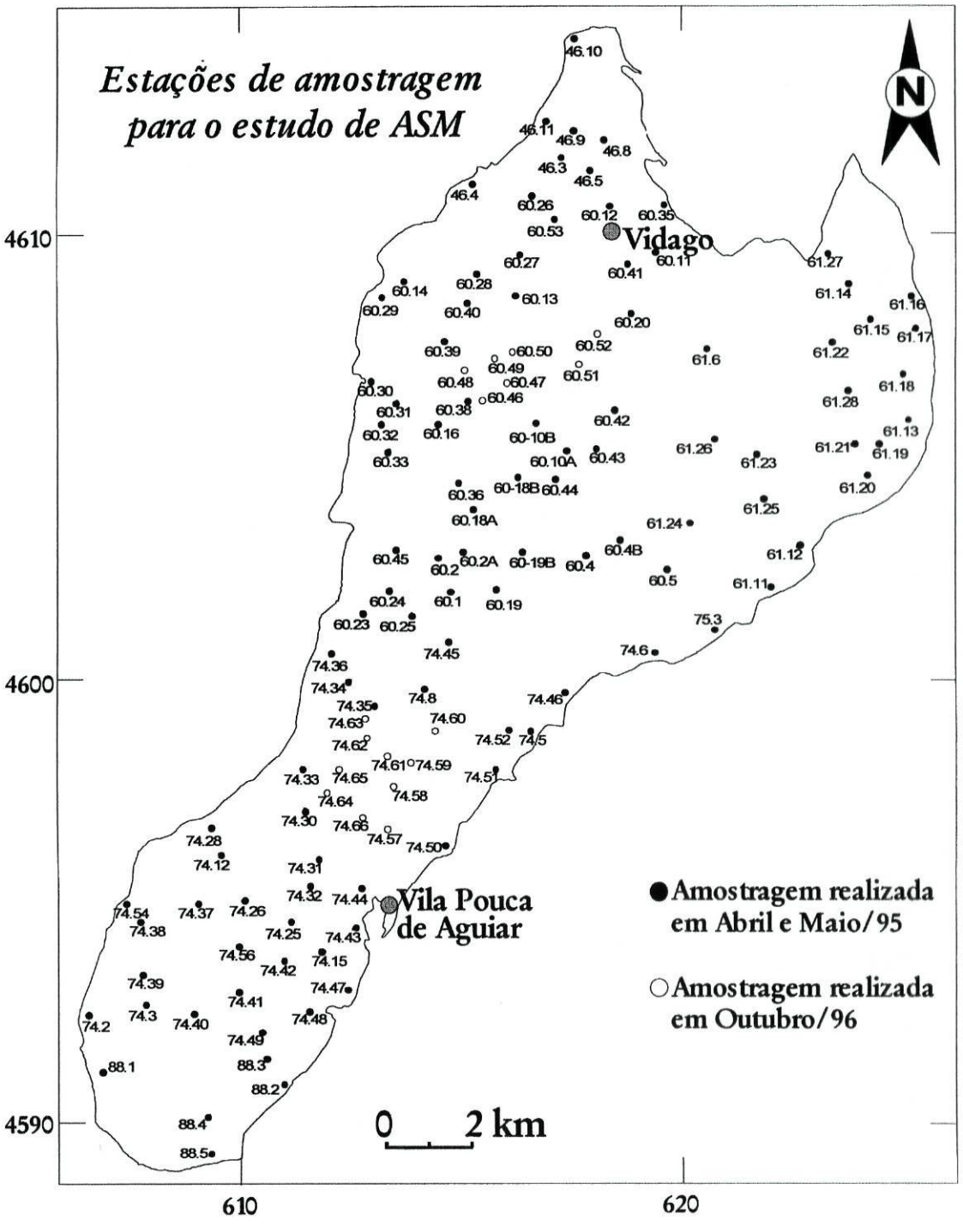


Fig. 4.9 Mapa das 124 estações de amostragem realizadas no maciço de Vila Pouca de Aguiar durante duas campanhas de campo efectuadas.

Os valores da susceptibilidade são correlacionáveis com as diferentes fácies petrográficas (Gleizes et al. 1993).

Estes autores mostraram que os valores da susceptibilidade variam, de acordo com os tipos petrográficos, da seguinte forma:

- 20 - 60 μSI - Leucogranitos
- 60 – 200 μSI – Monzogranitos
- 200 – 300 μSI – Granodioritos
- 300 – 500 μSI – Tonalitos
- > 500 μSI - o carácter ferromagnético começa a aparecer.

Esta classificação aplicada ao maciço de Vila Pouca de Aguiar indica o domínio de leucogranitos e monzogranitos.

Os valores mais fracos da susceptibilidade estão no centro e os mais fortes na periferia do plutão (Fig.4.10b). Quatro grupos com valores de susceptibilidades diferentes foram definidos: K< 60μSI, 60μSI < K< 90μSI, 90μSI< K< 150μSI e 150μSI< K< 220 μSI.

As curvas de isovalores da susceptibilidade, descriminam as 3 fácies dominantes deste maciço, podendo ser relacionadas da seguinte forma:

- fácies do GPS, corresponde à zona em que K<90 μSI
- fácies do GVPA, corresponde à zona em que 90μSI< K< 220 μSI
- fácies do GGS, corresponde às zonas na bordadura em que K<90 μSI.

Num histograma de frequências (Fig. 4.10b) as classes mais representativas são as de 60 a 90 μSI e de 120 a 150 μSI, que se relacionam com as duas fácies principais, GPS e GVPA.

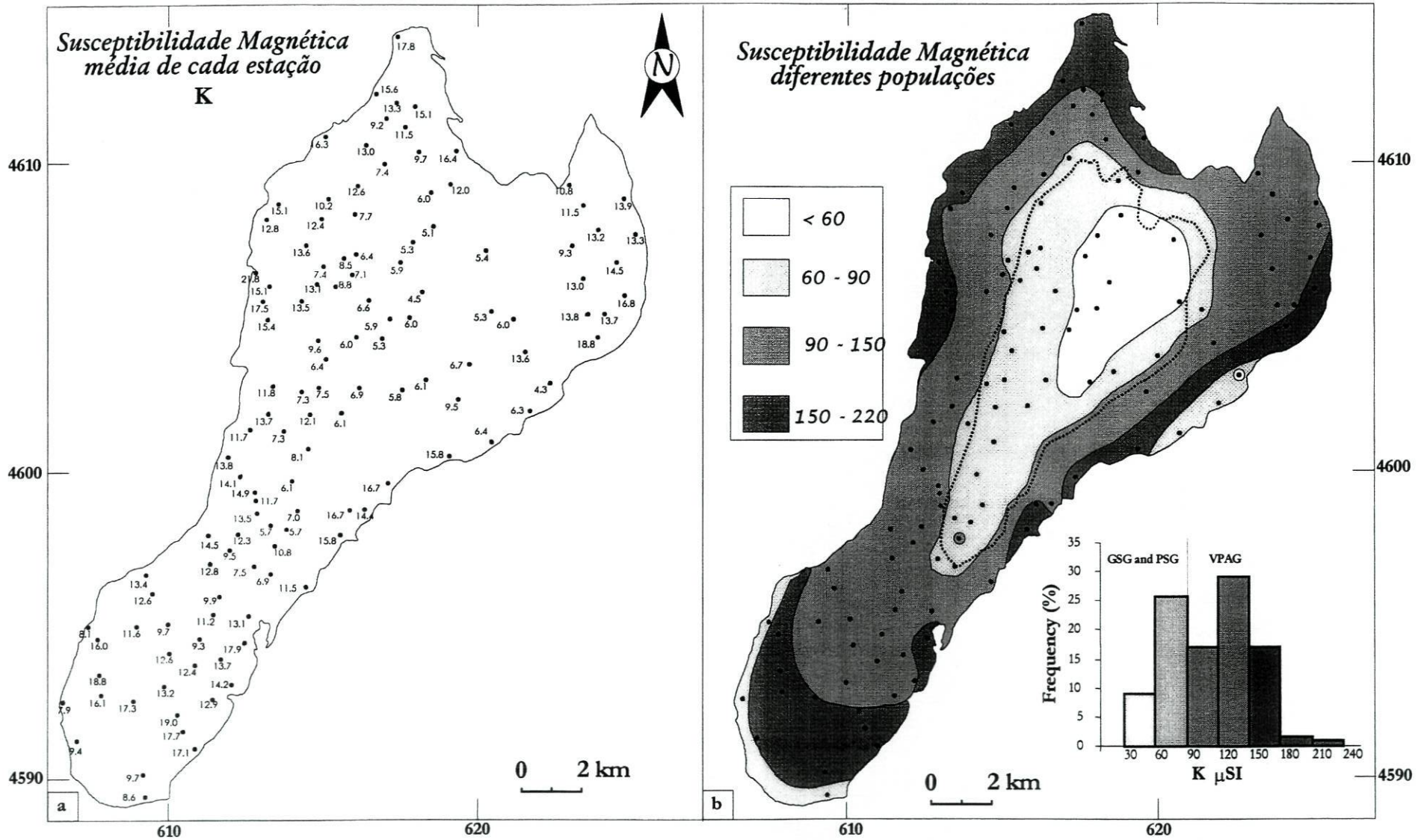


Fig. 4.10 Susceptibilidade Magnética do maciço de VPA. **a:** Média obtida para cada estação; **b:** Mapa com isolinhas de susceptibilidade magnética e histograma de frequência. K em µSI. A tracejado está representado o contacto geológico entre o GPS e o GVPA.

Em resumo, a distribuição espacial das curvas de isovalores de susceptibilidade mostra que há uma zonação magnética normal, concêntrica (Fig.4.10b). O centro do plutão é mais leucocrático, apresenta valores de K inferiores a 90 μSI e está representado pela fácies do GPS. Na periferia, o granito é monzogranítico com valores de K que variam entre 90 e 220 μSI. A isolinha de K=90 μSI coincide aproximadamente com o limite entre o GPS e o GVPA (Fig. 4.10b). Este zonamento não é, no entanto perfeito, pois estão localmente presentes na bordadura do plutão (a este, a sul e a sudeste) zonas espreitas em que K é inferior a 90 μSI e que correspondem ao GGS. A existência de valores de suceptibilidade magnética idênticos para o GPS e para o GGS, está de acordo com a semelhança geoquimica que estes dois granitos apresentam (Martins 1998).

Para compreender o comportamento da susceptibilidade nas fronteiras definidas para os diferentes grupos de K, assim como na transição GPS-GVPA, efecturam-se dois perfis um com orientação NNE-SSW (Fig. 4.11a) e outro com orientação E-W (Fig.4.11b). Pela observação dos dois perfis verifica-se que a variação da susceptibilidade é gradual entre as diferentes zonas de K definidas, isto é, não há uma transição brusca entre os grupos de susceptibilidade; esta variação é no entanto mais acentuada na passagem do GPS para a fácies do GVPA. Assim, para o limite K= 90μSI, que corresponde ao contacto geológico do GPS com o GVPA, esta transição mais acentuada, está de acordo com os dados de campo, que mostram contactos nítidos mas no entanto graduais para estas duas fácies.

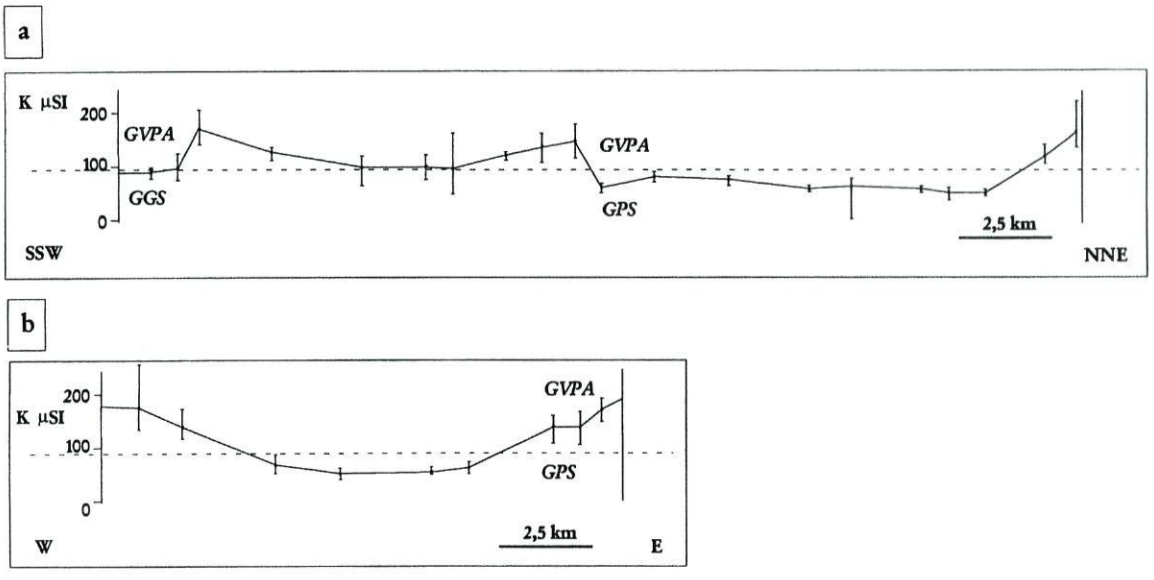


Fig. 4.11 Perfis de variação da susceptibilidade magnética e respectivas barras de erro, mostrando variação de K entre os grupos definidos e entre fácies. **a:** Perfil NNE-SSW (coordenadas do ponto inicial a NNE, 620/4610, coordenadas do ponto final a SSW, 607/4589). **b:** Perfil E- (coordenadas do ponto inicial a E, 625/4606, coordenadas do ponto final a W, 613/4606).

Em conclusão, podemos considerar, assim, para o plutão de VPA, uma zonação que é devida à instalaçãos de dois magmas não geneticamente relacionados (GPS e GVPA) e que apresentam intervalos de valores distintos para a suceptibilidade magnética. Podemos também considerar, uma outra zonação, no interior de cada fácies, que é posta evidência, na carta de susceptibilidades magnéticas.

Quantificação dos teores em ferro

Como já referimos, os minerais responsáveis pela susceptibilidade magnética medida nos granito do maciço de VPA, são principalmente a biotite e em menor medida a moscovite. Esta mineralogia implica um comportamento essencialmente paramagnético com uma pequena contribuição diamagnética, devido à presença dos feldspatos e do quartzo.

Quando há unicamente estas duas contribuições, existe uma relação directa entre a susceptibilidade magnética e o conteúdo em Fe^{2+} e Fe^{3+} (Rochette 1987; Rochette et al. 1992):

$$K=-14+d(25,2t + 33,4t')$$

em que K é a susceptibilidade magnética, -14 μSI o valor do diamagnetismo, d a densidade das rochas, t a percentagem ponderada de Fe^{2+} e t' a percentagem ponderada de Fe^{3+}.

A biotite, mineral portador de ferro nestes granitos, apresenta uma rede cristalina em que os iões Fe^{3+} entram numa proporção muito escassa (Amice 1990). Assim, podemos supor que t'=0 de modo que a relação anterior passa a ser expressa:

$$K=-14+25,2\ d\ t$$

A partir desta relação calcularam-se os valores de t para algumas estações das três fácies graníticas. Utilizaram-se as densidades medidas para algumas amostras, que serão referidas posteriormente no capítulo 5.

Para a fácies do GPS obteve-se um valor médio de t de 1,28 % (com um intervalo de variação de 1,03 a 2,04%), para o GVPA o t médio é de 2,30 (variando entre 1,68 a 2,76%) e para o GGS o valor médio de t é 1,40% (variando entre 1,17 a 1,64%).

Os valores de t calculados foram comparados com os conteúdos em Fe obtidos pelas análises químicas em rocha total (Martins 1998).

Esta comparação foi feita, portanto, só para algumas estações cuja análise quimica era conhecida.

No gráfico da Fig.4.12a estão projectados os valores de Fe^{2+} calculado a partir da expressão *versus* os valores de Fe^{2+} obtidos por análise química. Verifica-se que há uma boa correlação, entre os valores de Fe analítico e do Fe calculado, para a grande maioria das estações, com excepção somente das estações 60-1 e 60-12.

Estas duas excepções, podem ser justificadas pelo grau de alteração que estas amostras apresentam que pode eventualmente provocar uma redistribuição do ferro noutras fases silicatadas.

No gráfico da Fig.4.12b estão projectadas as médias para as três fácies. A proximidade dos pontos obtidos à recta de declive unitário, confirma o carácter paramagnético dos valores da susceptibilidade magnética.

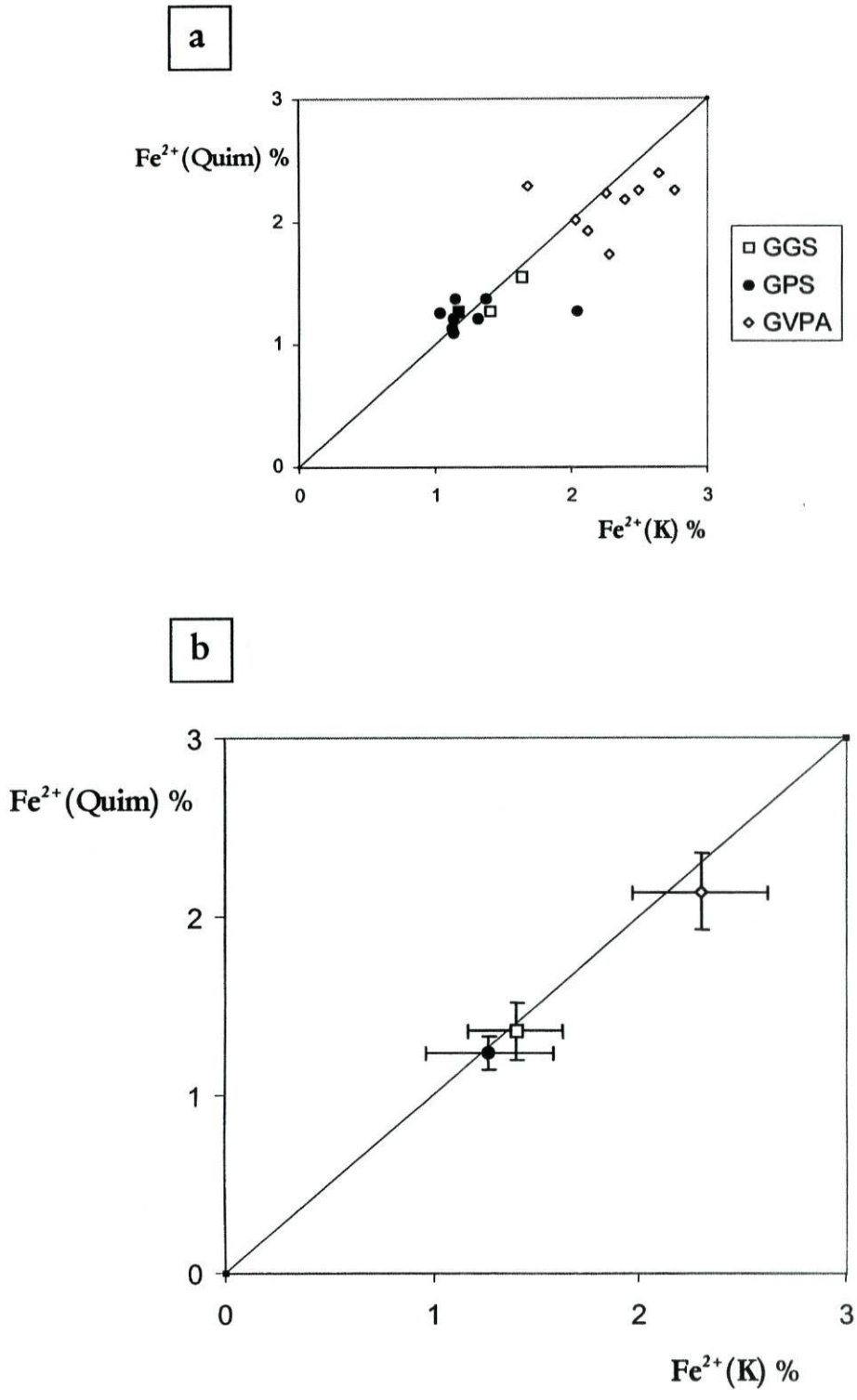


Fig. 4.12 Comparação entre o conteúdo em ferro calculado a apartir dos dados de susceptibilidade magnética e o obtido mediante análises quimicas. **a:** Projecção dos valores de cada estação; **b:** Projecção das médias de cada fácies com as respectivas barras de erro.

Outras comparações similares têm sido obtidas em diversos granitóides hercínicos como no batólito de Cabeza d'Araya (Amice 1990), no maciço granítico de Mont-Louis-Andorra (Bouchez & Gleizes 1995) e em granitóides do Sistema Central Espanhol (Yenes 1996).

4.4.2 ASM - Dados escalares

Anisotropia Paramagnética

Os valores de P"para"% estão compreendidos entre 0,6 e 3,9 estando as anisotropias mais fortes no centro do plutão e mais fracas nos seus bordos (Fig.4.13a). O valor médio de P"para"% é de 1,4.

O intervalo de variação de P"para", permite confirmar o carácter essencialmente magmático do "fabric" magnético, já que só para valores de P"para"% > 4 se considera que as rochas graniticas têm uma taxa de deformação no estado sólido elevada, susceptível de modificar o "fabric" magmático original (Leblanc et al. 1994). Há somente uma estação que apresenta uma anisotropia paramagnética de 4,9% (Estação 74-58), o que é excepcional neste maciço; mas cuja observação microscópica não revelou sinais de deformação.

No mapa de isovalores de anisotropia "paramagnética" (Fig. 4.13b) observa-se uma zona central com valores mais elevados de anisotropia (P"para"% > 1,5) que corresponde à fácies do GPS. A zona periférica, menos anisotrópica, corresponde à fácies do GVPA. Inesperadamente, observa-se que P"para" varia no sentido inverso da susceptibilidade, correspondendo a zona central mais anisotrópica, à zona de menor susceptibilidade. Nos bordos, duas bandas estreitas apresentam P"para"%>1,5 correspondendo aproximadamente à fácies do GGS.

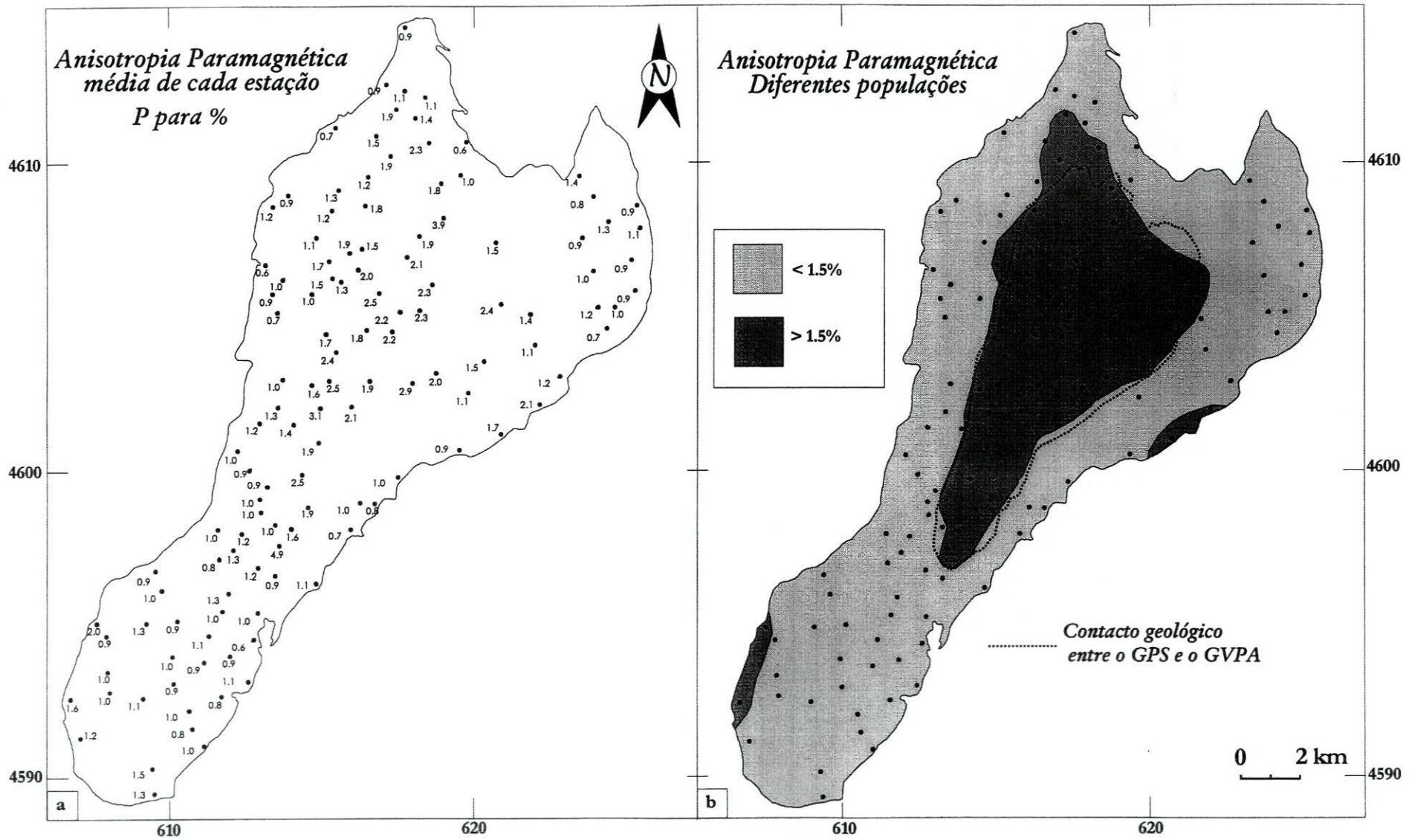


Fig. 4.13 Anisotropia Paramagnética. **a:** Média obtida para cada estação; **b:** Duas populações de anisotropia. paramagnéticas definidas.

A relação entre P"para" e a susceptibilidade K, é apresentada no gráfico da Fig.4.14. Genericamente podemos dizer que há uma relação inversa entre P"para" e K. As amostras que apresentam valores de P"para" superiores a 1,5% apresentam susceptibilidades inferiores a 100 μSI. No entanto, as amostras que apresentam valores de P"para" inferiores a 1,5% apresentam susceptibilidades que variam entre 50 e 220 μSI.

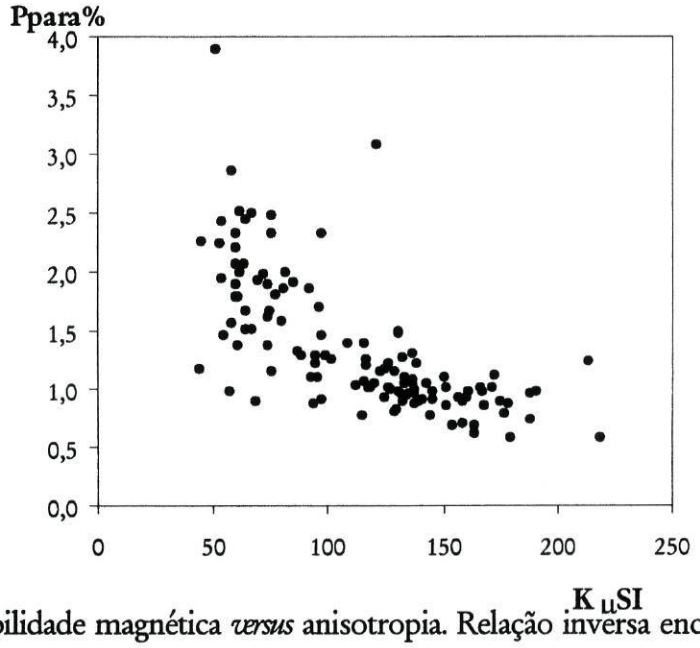


Fig. 4.14 Susceptibilidade magnética *versus* anisotropia. Relação inversa encontrada para o plutão de VPA.

Geralmente, fácies graníticas com maior anisotropia, correspondem a zonas onde são patentes aspectos de deformação no estado sólido. Este aspecto, é particularmente importante em granitos com anisotropias superiores a 4%, vejam-se os exemplos dos maciços graníticos de Cauterets-Panticosa (Gleizes et al. 1998) e da Maladeta (Leblanc et al. 1994). No entanto para o caso do plutão de VPA, não parece existir, uma correspondência entre as estações com maior anisotropia e as estações cujas lâminas evidenciavam microestruturas de deformação no estado sólido de alta temperatura. Provavelmente as microestruturas pós-magmáticas (de alta temperatura) correspondem a estados de deformação de baixa intensidade, que não foram portanto suficientes para modificar os valores da anisotropia magnética (comparar Fig. 3.3 com Fig. 4.13).

Realizaram-se perfis de direcção NNE-SSW e E-W (Fig. 4.15 a e b) para compreender a variação da anisotropia na transição da fácies do GPS para o GVPA. O contacto cartográfico entre fácies graníticas é paralelizável com a isolinha de P"para"%= 1,5, como já referimos. A observação dos perfis permitiu verificar, que graficamente a transição de uma fácies à outra se faz, por um "degrau", havendo portanto uma subida brusca da anisotropia.

Assim, está efectivamente presente no plutão de VPA, uma zona central de maior anisotropia relativamente à periferia, que é representada essenciamente pelo GPS, e que passa bruscamente a uma zona de menor anisotropia que corresponde à fácies do GVPA.

Uma explicação pode ser avançada para este facto: a instalação do GPS, que é ligeiramente posterior ao GVPA, terá sido condicionada pela instalação do GVPA. Assim, o achatamento da intrusão magmática contra o tecto da intrusão, poderá ser responsável por um incremento na deformação do magma do GPS. Este achatamento explicaria a maior anisotropia da fácies central.

Efectuamos a comparação da anisotropia paramagnética do plutão de VPA (P"para" varia entre 0,6 e 3,9%) com maciços graniticos Variscos dos Pirinéus, também paramagnéticos:

- Mont-Louis-Andorra - P"para" varia entre 0,5 e 10,2% (ver Gleizes 1992)
- Maladeta - P"para" varia entre 0,8 e 9,8% (Leblanc et al. 1994)
- Cauterets-Panticosa - P"para" varia entre 1,0 e 10,6% (Gleizes et al. 1998)

Comparativamente a estes granitos, os granitos de VPA, apresentam uma gama de valores de anisotropia inferior. No entanto, os maciços apresentados, possuem "fabrics" estruturais relacionados com a fase principal de deformação Hercínica, demonstrando que são sintectónicos. Assim, comparativamente, o maciço de VPA é no seu conjunto, do ponto de vista magnético, menos anisotrópico, o que está de acordo com o facto de ser um maciço pós-tectónico.

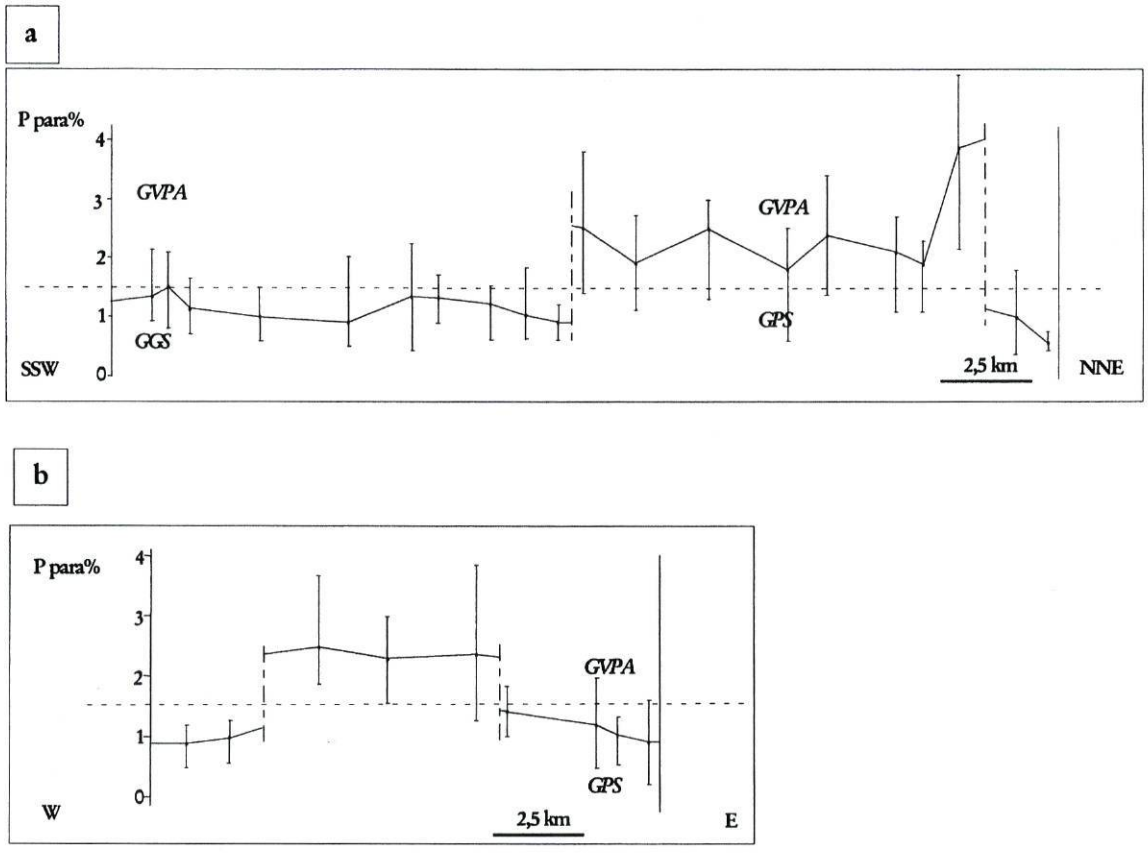


Fig. 4.15 Perfis de variação da anisotropia magnética e resepectivas barras de erro, mostrando variação de P"para"% entre as fácies do GPS e do GVPA. **a:** perfil NNE-SSW. **b:** Perfil E-W. A orientação dos perfis é a mesma dos da Fig. 4.11.

Forma do Elipsóide de ASM

Um dos parâmetros que classicamente descreve a forma do elipsóide de ASM é, como já vimos, o parâmetro T. Para o plutão de VPA, o cálculo do parâmetro T, mostrou que somente 18% dos elipsóides são constritos sendo os restantes 78% achatados e 4% correspondem a $|T| < 0{,}01$.

A distribuição dos valores de T está representada na Fig.4.16 a e b, verificando-se a existência de 3 zonas principais: $T \geq 0{,}30$; $0 < T < 0{,}30$ e $T \leq 0$. A zona em que os elipsóides são mais achatados ($T \geq 0{,}30$) está preferencialmente confinada ao centro do maciço, estando representada sobretudo em amostras do GPS e do GVPA (Fig.

4.16b). Pelo contrário, os elipsóides constritos ocorrem em zonas descontínuas ao longo da bordadura do maciço.

Na secção anterior, quando discutimos a questão da maior anisotropia na parte central do maciço, referimos que uma explicação poderá ser o achatamento da intrusão magmática contra o tecto da intrusão. Seria então de esperar, que os elipsóides mais achatados ($T \geq 0,30$) estivessem situados nesta zona central, o que não se verifica. Na realidade, pela observação da Fig.4.16b, verifica-se que os elipsóides na zona central são achatados, mas aqueles com valores de $T > 0,30$ estão situados próximos do contacto entre as fácies do GPS e do GVPA.

Esta situação pode ser explicada atendendo à existência de movimentos diferenciais, nestas zonas, relacionados com o contraste de viscosidade existente entre as duas fácies. A existência dum contraste de viscosidade entre as fácies principais, já foi posto em evidência na análise microestrutural (capítulo 3). Estes movimentos diferenciais podem ter provocado reorientações dos planos de clivagem da biotite conduzindo a uma forma mais achatada do elipsóide.

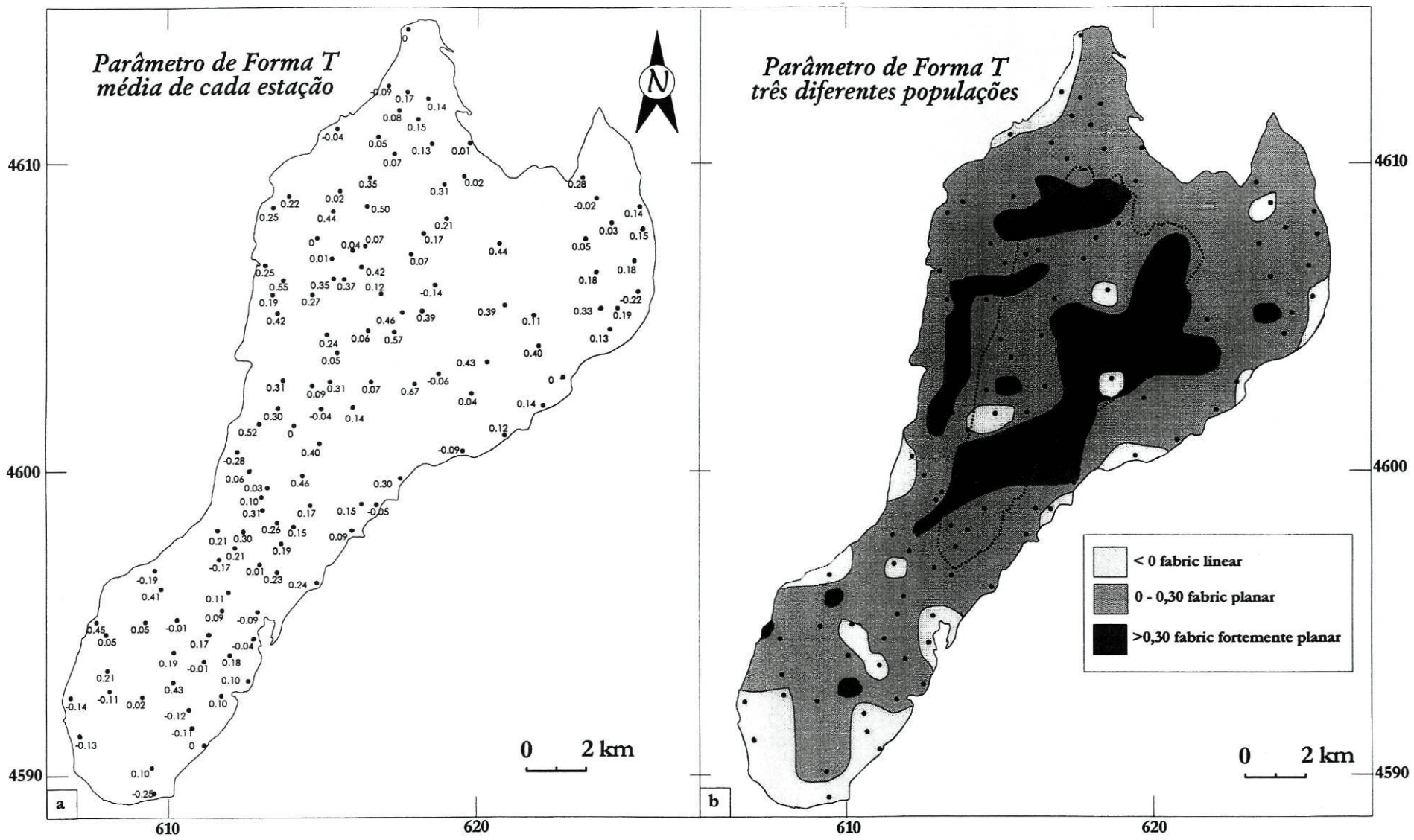


Fig. 4.16 Forma do elipsóide. **a:** Média de T obtida para cada estação; **b:** Três principais populações de T. A tracejado está representado o contacto geológico entre o GPS e o GVPA.

Realizou-se um diagrama representativo da variação de T com P"para"% (Fig. 4.17), afim de verificar a relação entre o aumento do grau de anisotropia e a variação na forma do elipsóide.

Assim, para o GVPA, o aumento do grau de anisotropia, faz variar a forma dos elipsóides quer para elipsóides achatados, quer para elipsóides constritos. No caso do GGS, o aumento do grau de anisotropia faz aumentar o parâmetro T, passando os elipsóides duma forma constrita para uma forma achatada, com o aumento de P"para"%. Para o GPS, há a mesma tendência que no GGS, embora duma forma não tão evidente. Refira-se, no entanto, que mesmo para estas duas fácies a tendência é pouo nítida.

Benn (1994), demonstrou experimentalmente que o elipsóide de ASM se torna progressivamente mais achatado, à medida que aumenta a deformação no estado sólido. No entanto, isto só é válido, para valores de P"para" elevados, pelo menos superiores a 4%. Valores de P"para" com esta ordem de grandeza estão praticamente ausentes nos granitos de VPA.

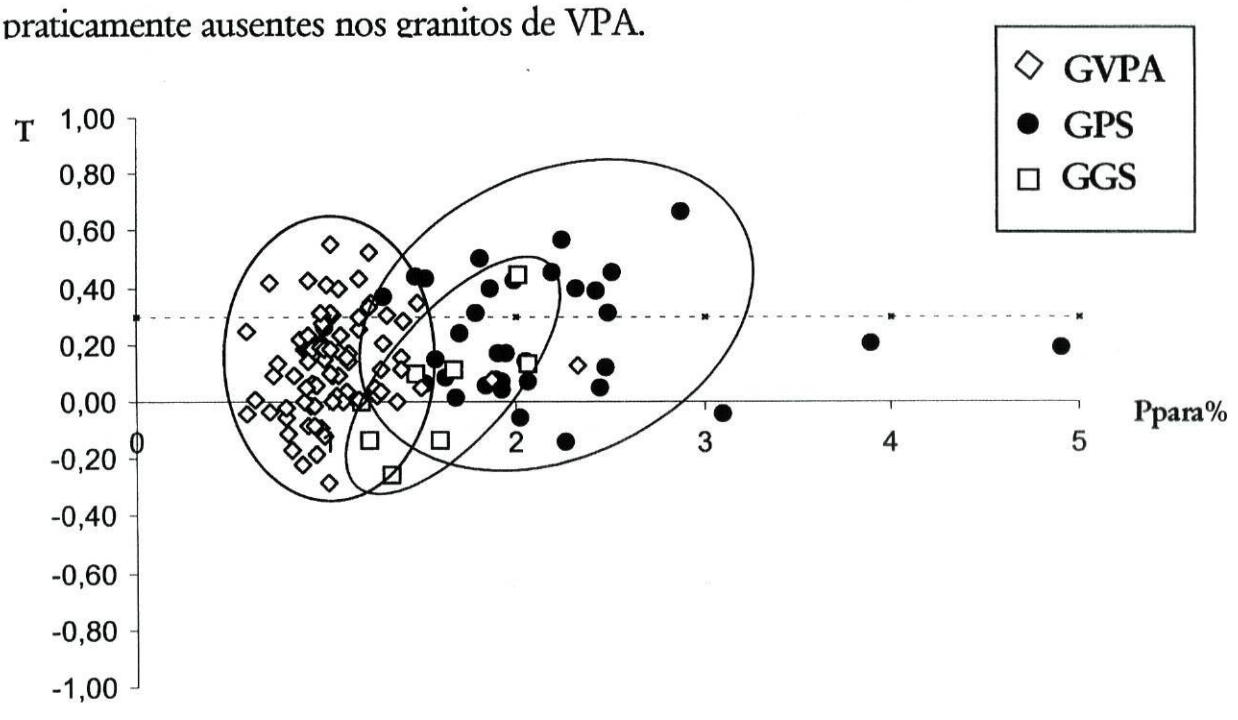


Fig.4.17 Representação do parâmetro T *versus* a anisotropia paramagnética.

Assim, a tendência de, para com o aumento da anisotropia os elipsóides se tornarem mais achatados, pode-se relacionar com o facto do mineral mais anisotrópico (do ponto de vista magnético) nestes granitos, ser a biotite. Como já referimos, a biotite apresenta uma anisotropia magnetocristalina que condiciona um plano de fácil magnetização. Assim, um aumento do grau de anisotropia pode-se traduzir numa maior organização planar dos planos de clivagem da biotite, conduzindo isto, a uma forma mais achatada do elipsóide magnético.

4.4.3 ASM - Dados direccionais

Lineações magnéticas

O mapa estrutural das lineações magnéticas (Fig.4.18) mostra que estas estão organizadas segundo duas direcções principais, sendo uma aproximadamente N-S e a outra NW-SE. A família de direcção N-S é visivel sobretudo a sul do maciço e no bordo NE, e está espacialmente associada à fácies do GVPA. A família NW-SE a WNW-ESE está particularmente representada na zona central do maciço, associada à fácies do GPS, e no bordo NW. São ainda observáveis duas outras famílias menos representativas: uma NNE-SSW e outra NE-SW. Estas duas familias associam-se espacialmente à familia N-S.

As lineações de ambas as famílias são geralmente fracamente inclinadas (76% das estações apresentam lineações médias cuja inclinação é inferior ou igual a 30°).

Na bordadura a sul do maciço, parece haver uma tendência para as lineações rodarem seguindo o próprio contorno do maciço.

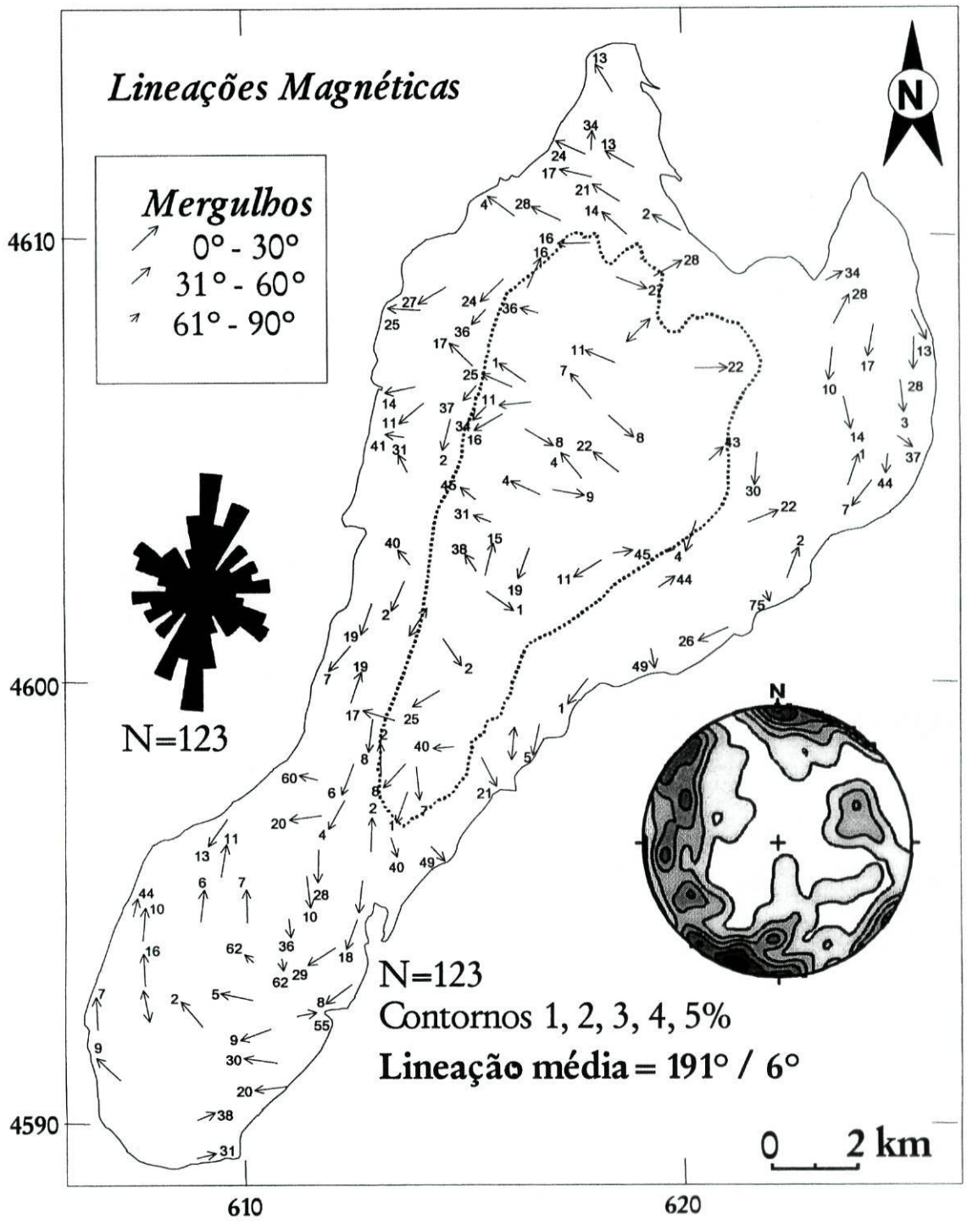


Fig. 4.18 Lineações magnéticas: Mapa das lineações; Roseta de orientação das direcções; Diagrama de densidade e respectiva média, projecção em rede de igual área, no hemisfério inferior. A tracejado está representado o contacto geológico entre as fácies do GPS e do GVPA.

Nos granitos estudados, as lineações magnéticas reflectem a direcção do eixo de zona dos planos de clivagem da biotite. Como. já vimos, a observação das microestruturas (capítulo 3), que são na sua maioria magmáticas, permitiu considerar que o "fabric" dos granitos do plutão de VPA, foi inteiramente adquirido num estádio magmático. Assim as lineações magnéticas vão ser paralelas, à direcção de fluxo magmático local. Esta direcção do fluxo magmático, é por sua vez o resultado da deformação local, que o magma registou.

As lineações magnéticas de direcção N-S a NNE-SSW, que cobrem quase metade do plutão, materializam o fluxo magmático, durante a instalação do magma.

No centro do plutão, que é ocupado pela fácies do GPS que é ligeiramente posterior ao GVPA, as lineações NW-SE poderão materializar o fluxo magmático segundo essa direcção. Esta mudança na direcção do fluxo magmático, poderá estar relacionada com uma dilatação da intrusão magmática segundo uma direcção E-W a NW-SE .

Foliações magnéticas

As foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do maciço, como se pode observar no mapa estrutural (Fig.4.19 a). Excepcionalmente na extremidade sul, observam-se foliações que inclinam para o interior do maciço. As únicas foliações de inclinação elevada, nomeadamente foliações verticais, são visiveis na extremidade sul e no bordo NE.

As direcções das foliações magnéticas são dum modo geral paralelas ao alongamento do plutão de VPA, isto é , apresentam a direcção NNE-SSW. A sul do maciço, as foliações magnéticas têm direcções paralelizáveis com os limites do próprio maciço, estando portanto paralelas às foliações magmáticas medidas no terreno nesta zona (ver capítulo 3).

A interpretação das trajectórias das foliações permite sugerir a geometria do maciço. Segundo um corte de direcção NNE-SSW, observa-se que as foliações na extremidade sul são fracamente inclinadas para norte, para logo a seguir se tornarem progressivamente verticais e depois passarem a inclinar para sul. A norte do maciço, as foliações inclinam para o exterior deste. O contacto sul, parece corresponder ao "muro" do maciço enquanto que todos os outros contactos corresponderiam ao "tecto" da intrusão. A forma achatada do plutão como sugere a análise das foliações magnéticas é confirmada pelos dados gravimétricos, como veremos no Capítulo 5.

No centro do plutão as foliações apresentam direcções NW-SE e que são portanto paralelas às lineações magnéticas que também estão representadas nesta zona.

Pela observação do diagrama de densidades da Fig.4.19a, verifica-se que as foliações magnéticas apresentam uma direcção média N25° com um pendor médio de 34° para NW.

A partir das foliações magnéticas estabeleceu-se um mapa interpretativo das trajectórias das foliações (Fig.4.19b). Estas são concêntricas e paralelas aos contornos do maciço e alongadas segundo uma direcção NNE-SSW. No centro do plutão, as foliações desenham uma trajectória que corresponde à facies GPS.

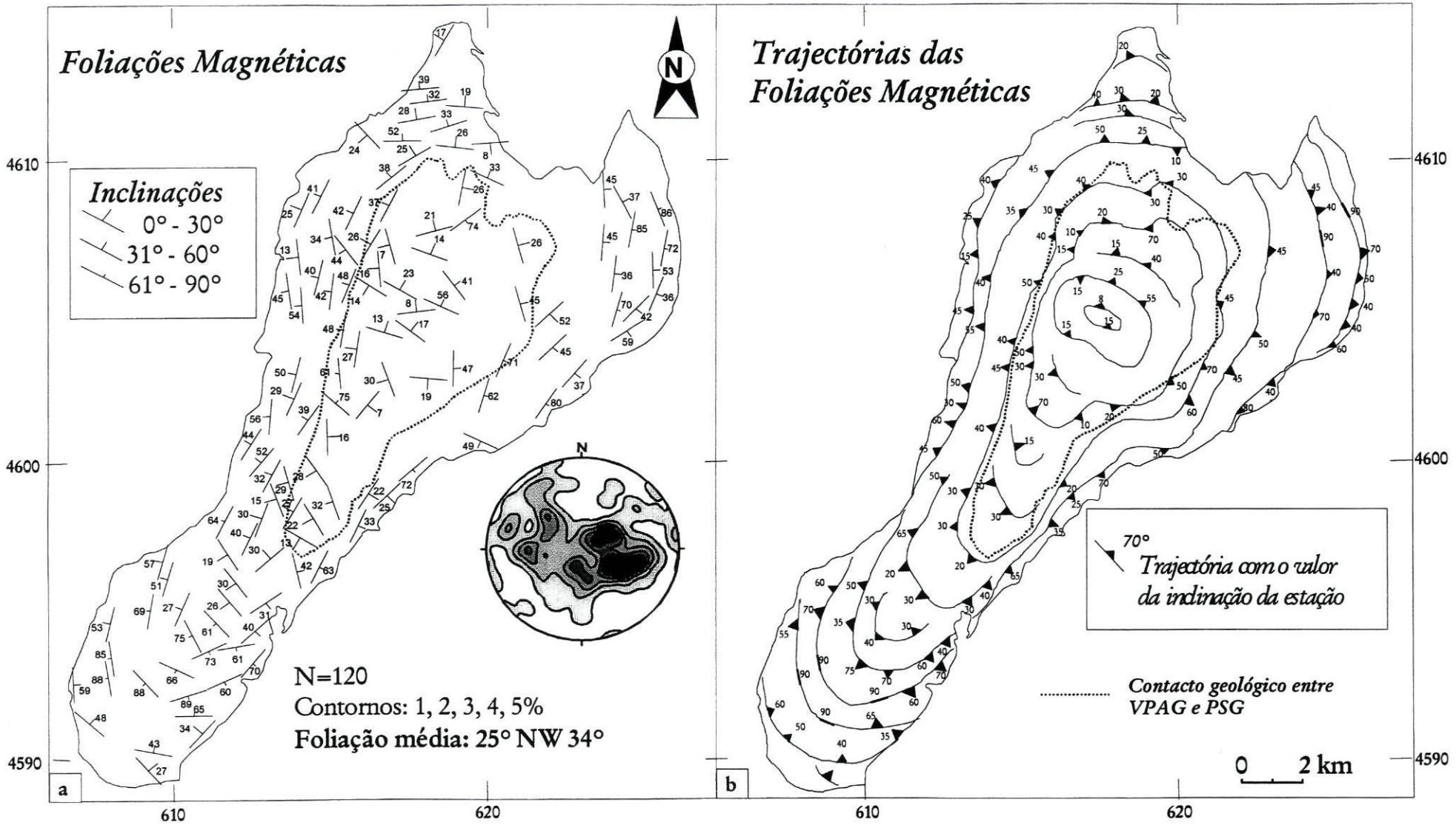


Fig. 4.19 a: Foliações magnéticas: Mapa das foliações; Diagrama de densidade e respectiva média, projecção em rede de igual área, no hemisfério inferior. **b:** Mapa interpretativo das trajectórias das foliações magnéticas.

O paralelismo existente entre contactos de fácies e as trajectórias mostra que não há mudanças nas trajectórias ao passar de uma fácies às outras, o que indica uma co-estruturação das 3 fácies ainda em estado magmático.

Na zona central do maciço, as trajectórias das foliações desenham um domo alongado de orientação NW-SE, paralelizável com as lineações magnéticas e que pode ser relacionado com uma mudança no fluxo magmático, atribuida à expansão da intrusão magmática segundo essa direcção. Esta dilatação da intrusão magmática, é evidenciada como já vimos, pela existência de lineações magnéticas de direcção NW-SE.

Por outro lado, o achatamento da intrusão magmática contra o tecto da intrusão, que faria aumentar a anisotropia da zona central, justifica também a existência dum arranjo concêntrico das foliações magnéticas.

A observação da relação entre trajectórias das foliações magnéticas e os contactos granito-encaixante mostram, que a norte do maciço, há uma continuação da massa granitica por debaixo do encaixante metamórfico, uma vez que as trajectórias são interrompidas pelos metassedimentos.

4.4.4 Estudo do perfil estrutural do contacto SW

Com o objectivo de analisar a variação dos dados escalares e direccionais de ASM com o afastamento ao contacto, realizaram-se medidas adicionais. Assim, realizou-se um perfil de amostragem no contacto SW do maciço, próximo da estação 88-1. A escolha da localização deste perfil, deveu-se a vários factores. Por um lado pretendia-se um local onde o maciço de VPA contactasse com encaixante metassedimentar. Por outro lado, a escolha deste local, teve a ver com razões de acessibilidade e com a possibilidade de encontrar afloramentos onde se pudesse realizar uma amostragem densa.

Neste perfil de cerca de 450 m, foram feitas 18 estações de amostragem. Em cada estação fizeram-se dois furos recolhendo-se na totalidade 66 amostras

(Fig.4.20). Mediram-se os valores de susceptibilidade magnética, anisotropia paramagnética e interpretaram-se as lineações e foliações magnéticas. Estes valores constam no Anexo 2.

Susceptibilidade magnética

Da observação da variação da susceptibilidade magnética ao longo do perfil (Fig.4.21 a), verifica-se que a tendência é dos valores serem relativamente baixos e estão de acordo com a gama de valores encontrados para o GGS. A média das 18 estações é 90,4 μSI e portanto próxima do valor encontrado para a estação 88.1 (94,2 μSI). De salientar o aumento ligeiro da susceptibilidade a partir da estação 00.13 terminando num valor já elevado para a estação 00.18, o que poderá indicar uma passagem gradual da fácies GGS para a fácies GVPA. Verifica-se que a proximidade ou o afastamento ao encaixante, não parece influenciar a variação da susceptibilidade magnética, sendo esta variação somente função da passagem da fácies GGS à fácies GVPA.

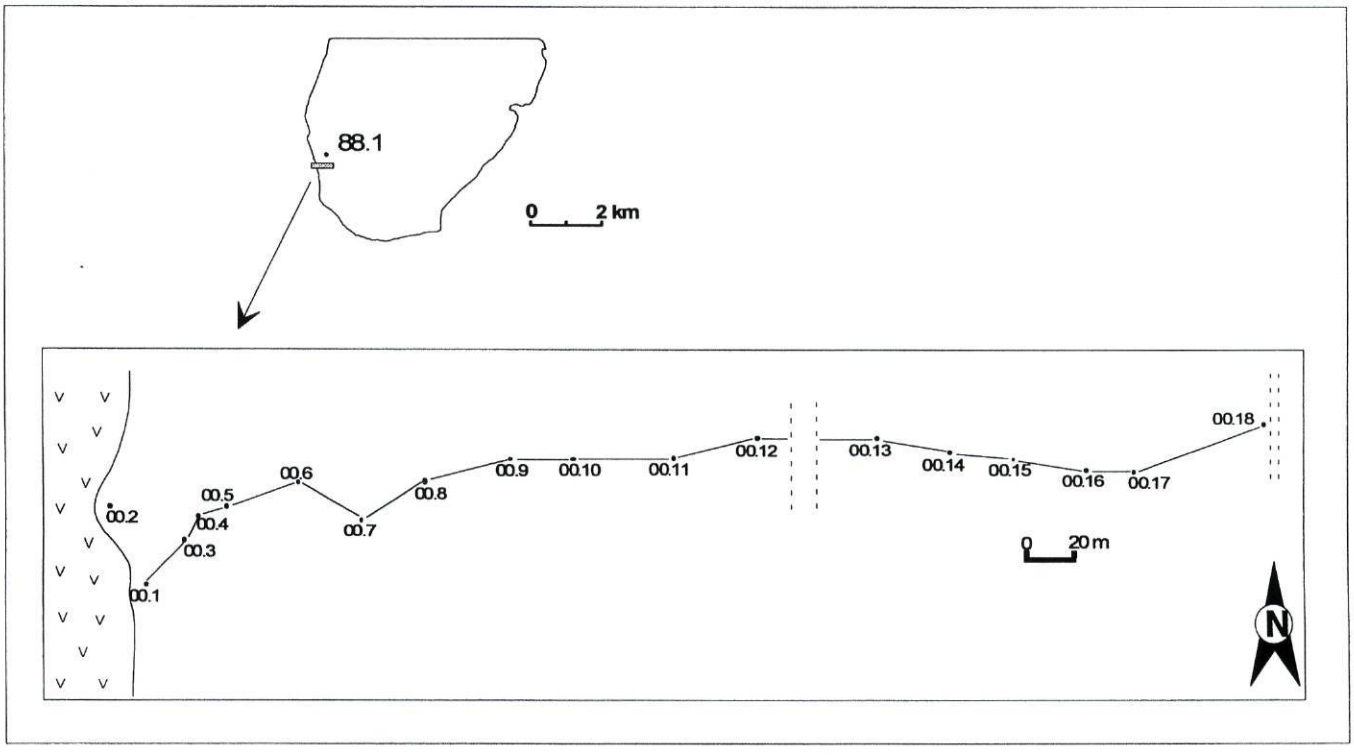


Fig. 4.20 Perfil de amostragem realizado ao longo do granito no limite SW.

Anisotropia paramagnética

Relativamente à anisotropia paramagnética, a média de valores para as 18 estações é de 1,4% e para a estação 88-1 obteve-se um valor de 1,2%. Pela observação da variação da anisotropia ao longo do perfil (Fig.4.21 b), verifica-se que esta é ligeiramente mais elevada nos primeiros 100 m, e que depois desce para valores que em média se aproximam mais do encontrado para a estação 88-1. Assim parece que o facto de estarmos a passar gradualmente da fácies GGS (mais anisotrópica) à fácies GVPA (menos anisotrópica), se reflecte nos valores da anisotropia.

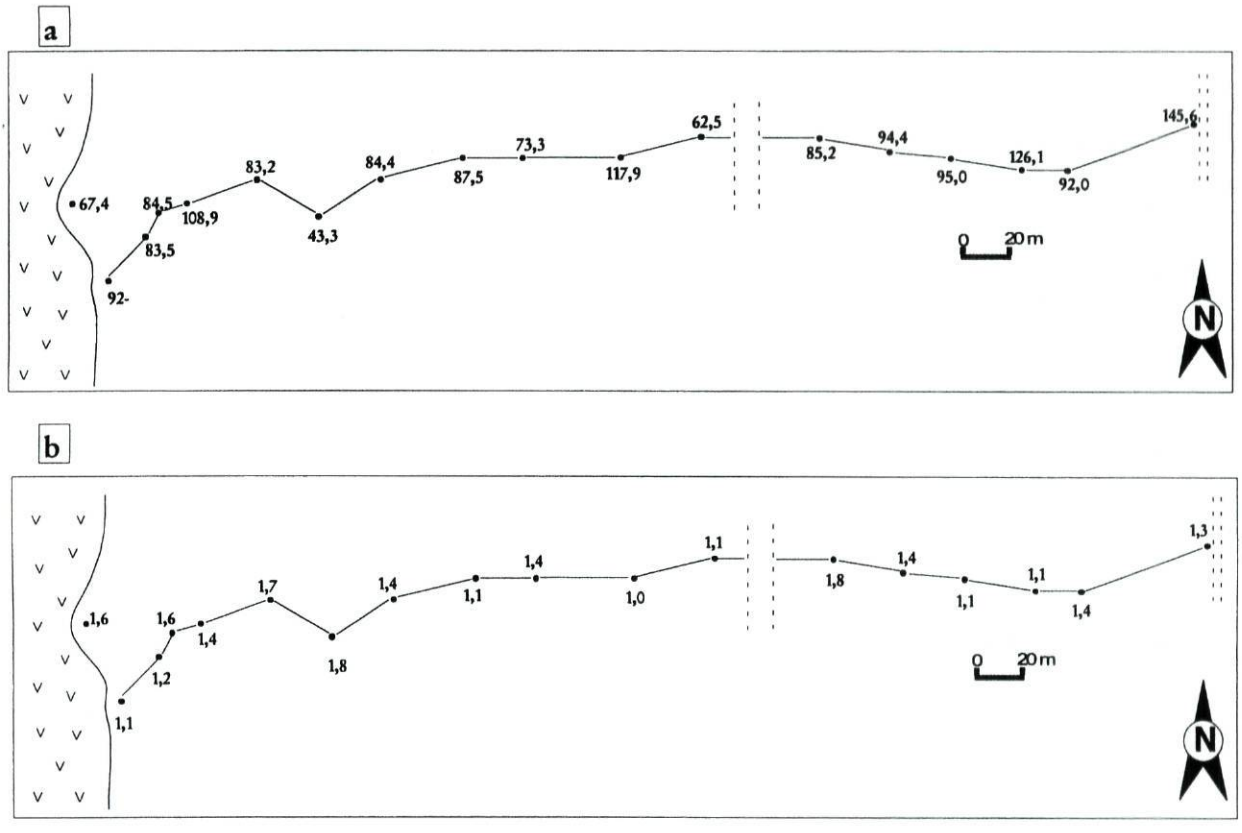


Fig. 4.21 Perfil estrutural do contacto SW. **a:** Susceptibilidade Magnética; **b:** Anisotropia paramagnética.

Lineações magnéticas

A lineação magnética média obtida para a estação 88-1, mergulha 9° para o azimute 313°; para o perfil efectuado (Fig.4.22 a) temos uma lineação média de

inclinação 16° e direcção 324°. Esta diferença pode ser explicada pelos mergulhos elevados e pelos azimutes anómalos das lineações referentes às estações 00.1 e 00.3. De referir que as estações 00.1, 00.3, 00.7 e 00.15 apresentavam grande dispersão a nível da susceptibilidade máxima tornando difícil definir a lineação magnética. Aliás efectuando o cálculo do K_1 médio, retirando estas 4 estações, obtemos uma lineação magnética média com um mergulho de 12° para o azimute 322°. Ou seja, o mergulho da lineação torna-se mais próximo do obtido para a estação 88-1.

Foliações magnéticas

A interpretação da variação das foliações magnéticas ao longo do perfil veio mostrar que em média as foliações apresentam uma direcção e uma inclinação semelhante à da estação 88-1 (133° NE 48). A foliação média calculada para as 18 estações tem de direcção 143° e inclinação 48° para NE. Note-se que nas estações 00.3, 00.5, 00.11 e 00.12, a grande dispersão dos valores da susceptibilidade mínima tornou difícil a definição das foliações magnéticas (Fig. 4.22 b). Aliás, efectuando o cálculo do K_3 médio, retirando estas 4 estações, obtemos uma foliação média de direcção 139° e inclinação de 53° para NE.

A interpretação da variação destes parâmetros ao longo do perfil efectuado, permite as seguintes conclusões:

- a consistência dos valores de susceptibilidade e de anisotropia e a coerência das foliações e das lineações magnéticas, ao longo dos 450 m do perfil, permite considerar as medidas de ASM como válidas mesmo em maciços pouco anisotrópicos como o caso de VPA.
- a nível da susceptibilidade magnética e da anisotropia assiste-se a uma passagem gradual dos valores que caracterizam o GGS para os que caracterizam o GVPA.
- os resultados do perfil demonstram claramente uma homogeneidade interna dos resultados escalares e direccionais a uma escala decamétrica; esta homogeneidade mantêm-se mesmo próxima do contacto com o encaixante,

mostrando que nesta escala de amostragem, a influência do contacto é inexistente.

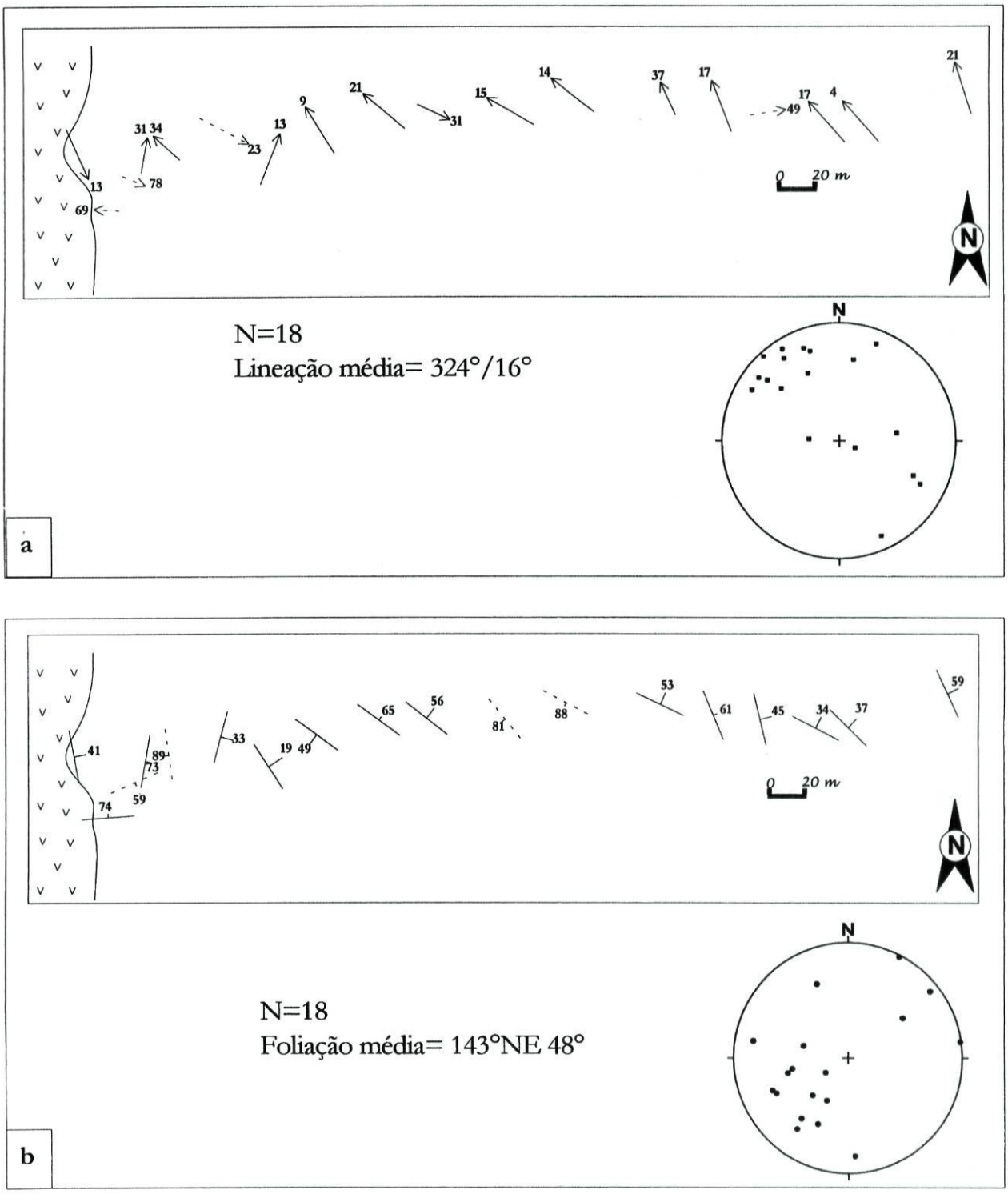


Fig. 4.22 Perfil estrutural do contacto SW. **a:** Lineações magnéticas e projecção estereográfica dos Kmax; **b:** Foliações magnéticas e projecção estereográfica dos Kmin; (a tracejado, estão representadas as estações de menor confiança).

Esta homogeneidade de dados escalares e direccionais de ASM em áreas com baixas dimensões já foi demonstrada noutro trabalho (Olivier et al. 1997). Estes autores, caracterizaram a homogeneidade espacial e a variabilidade de dados de ASM em granitos pouco anisotrópicos (por ex: o maciço do Sidobre, Maciço Central francês, P"para"= 2,3%). Concluem que para redes de amostragem com estações distanciadas de um metro ou de 10 metros, os resultados de ASM são semelhantes; validando assim os resultados que se obtêm nas habituais redes de amostargem quilométricas.

Recorde-se que o plutão de VPA apresenta em média um valor de P"para" de 1,4%, mas no entanto, a consistência de valores de ASM apresentados ao longo do perfil realizado, vem validar o uso deste tipo de estudo mesmo em granitos de baixa anisotropia.

4.4.5 Análise dos dados

Com o fim de avaliar a fiabilidade dos dados obtidos, realizou-se uma análise estatística da magnitude dos erros que afectam tanto a susceptibilidade média como as medidas direccionais.

Variabilidade da suceptibilidade magnética

Para cada estação foi calculada a variação média da susceptibilidade, *Vk*, definida pela expressão (Leblanc et al. 1994):

$$Vk = 100\frac{\sum_{i=1}^{n}|Ki - K|}{nK}$$

Onde n é o número de amostras por estação, K a susceptibilidade média da estação e Ki a susceptibilidade de cada amostra. A média de *Vk* para as 124 estações de amostragem é de 10,6%, apresentando 85% das estações $Vk \leq 15\%$ (Fig. 4.23).

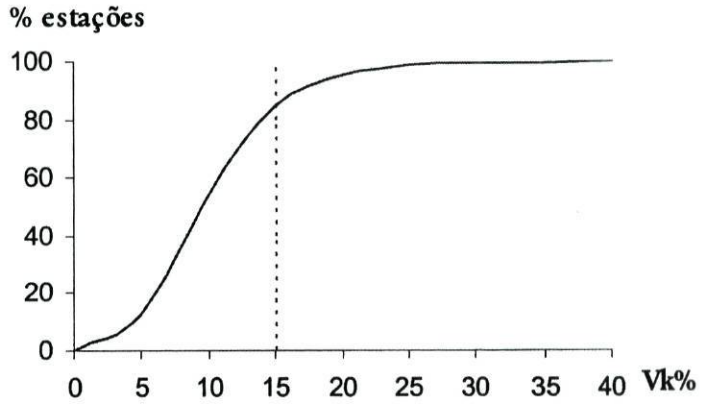


Fig.4.23 Percentagem cumulativa das estações relativa à variação média da suceptibilidade.

De acordo com trabalhos anteriores (Leblanc et al. 1994), abaixo de um valor máximo de $Vk = 15\%$ as dispersões são aceitáveis. As restantes estações que apresentam $Vk > 15\%$ são na sua totalidade 19, pertencendo 18 destas à fácies do GVPA e a restante à fácies do GGS (Fig. 4.24).

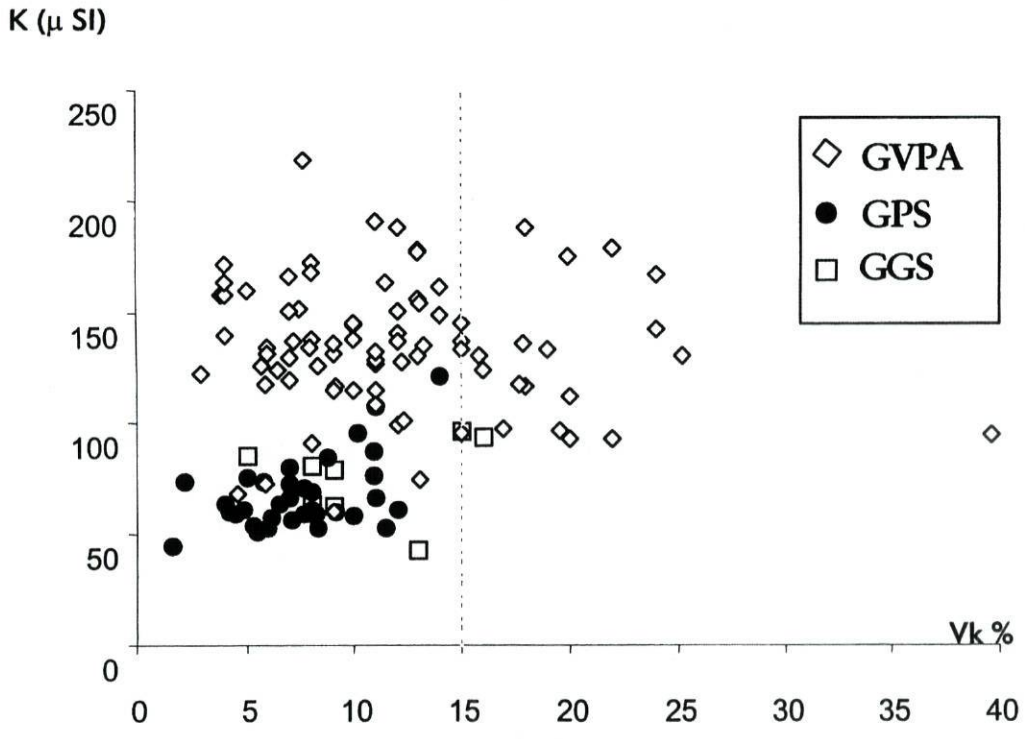


Fig. 4.24 Representação da variação média da susceptibilidade magnética *versus* a suceptibilidade.

As maiores dispersões da susceptibilidade, encontram-se nas estações do GVPA e isto pode ser explicado pela maior granulometria desta fácies e pelo carácter mais biotítico, o que implica:

- a existência de grandes cristais de feldspato potássico nalgumas amostras, o que faz descer a susceptibilidade dessas amostras;
- a existência de acumulações de biotite em algumas amostras, o que faz subir a susceptibilidade dessas amostras.

No entanto, mesmo as estações com elevados valores de *Vk*, isto é, que apresentam grande dispersão nos valores das susceptibilidade, podem ser tomadas em consideração no estudo feito. Pois, uma vez que o valor médio de K destas estações está de acordo quer com o valor de K das estações vizinhas, quer com o valor de K da própria fácies, podem ser consideradas como valores de K representativos da estação.

Variabilidade dos dados direccionais

Para testar a variabilidade dos dados direccionais, calculou-se o desvio angular médio, α, definido como a média aritmética da diferença entre a direcção dos k_1 (ou k_3) individuais de todas as amostras da estação e a direcção média de K_1 (ou K_3). Este parâmetro permite-nos observar se há uma orientação coerente para todas as amostras que compõem uma estação. Considera-se que para $\alpha K < 35°$, as amostras que constituem a estação, apresentam direcções coerentes e que portanto o valor médio é aceitável.

Este estudo estatístico mostrou, uma percentagem de 69% para $\alpha K_1 < 35°$ e de 79% para $\alpha K_3 < 35°$. Somente 11 estações de amostragem apresentaram simultâneamente $\alpha K_1 > 35°$ e $\alpha K_3 > 35°$ (Fig.4.25), o que implica uma dispersão importante dos dados direccionais da estação. Para estes casos, e tendo em conta a análise dos estereogramas das direcções de K, foram consideradas como estações de "menor confiança", chegando mesmo, em três destas, a suprimir-se a lineação ou a foliação (ver Anexo II, Tabela 2).

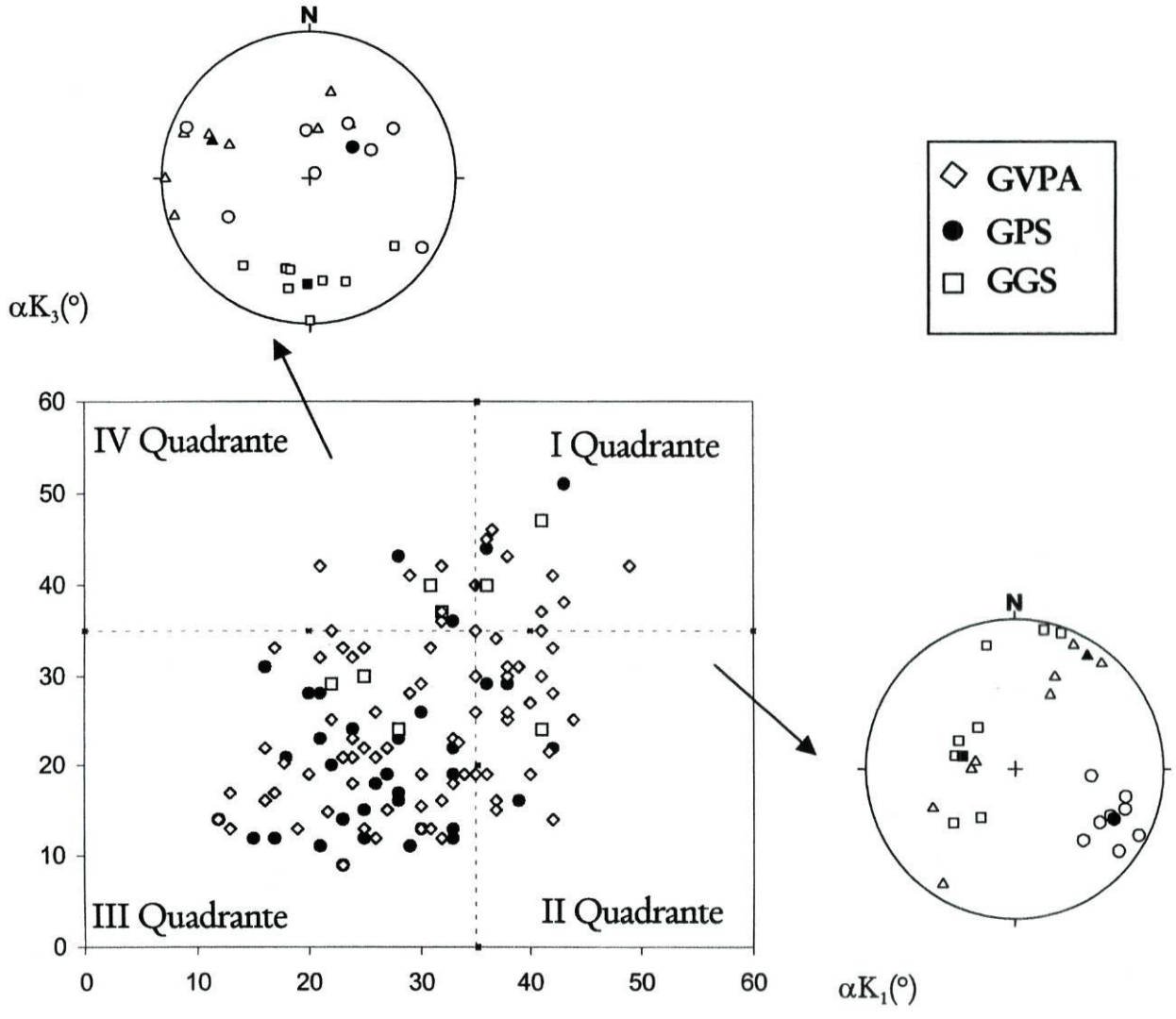


Fig. 4.25 Representação de αK_1 *vs* αK_3, podendo-se observar os quatro tipos de distribuição possível e dois exemplos de estereogramas; (simbologia dos estereogramas: □ K_1, △ K_2 e ○ K_3).

Por outro lado, temos estações em que $\alpha K_1 \geq 35°$ e $\alpha K_3 < 35°$ ou vice-versa. Nestas situações, por análise dos estereogramas e por comparação das direcções médias das foliações e das lineações magnéticas com as estações vizinhas, foi possível considerar algumas destas estações como sendo de "menor confiança" e em duas destas, foram suprimidos os dados referentes à foliação magnética (ver Anexo II, Tabela 2).

No entanto, nestas estações em que somente um dos αK é superior a 35°, a dispersão em torno de um dos eixos pode reflectir o tipo de "fabric":

- $\alpha K_1 > 35°$ e $\alpha K_3 < 35°$: "fabric" planar (Fig. 4.25, II Quadrante) - há uma grande dispersão em torno de K_1 (e K_2) mas uma boa concentração em torno de K_3.
- $\alpha K_1 < 35°$ e $\alpha K_3 > 35°$: "fabric" linear (Fig. 4.25, IV Quadrante).- há uma grande dispersão em torno da direcção K_3 (e K_2) mas boa concentração em torno de K_1.

A percentagem de $\alpha K < 35°$ é superior para K_3 do que para K_1, o que indica que a dispersão em torno do K_{max} é superior que em torno do K_{min}. Verifica-se então, que é mais fácil a definição da foliação do que da lineação magnética. Isto está de acordo, com o facto do marcador essencial do "fabric" magnético, neste maciço, ser a biotite, que é como já vimos um bom marcador planar, mas um deficiente marcador linear.

4.5 Resultados de ASM nos granitos de duas micas/Comparação com o Maciço de VPA

Os resultados de ASM para as fácies graníticas de duas micas referem-se ao estudo de 93 amostras obtidas em 17 estações de amostragem (Fig. 4.26). A repartição das estações pelas fácies é a seguinte: 3 estações no granito da Gralheira, 5 no granito do Minheu, 2 no granito da Lagoa e 7 no granito de Serapicos.

As coordenadas, assim como os resultados obtidos para cada estação figuram respectivamente nos Anexos I e II.

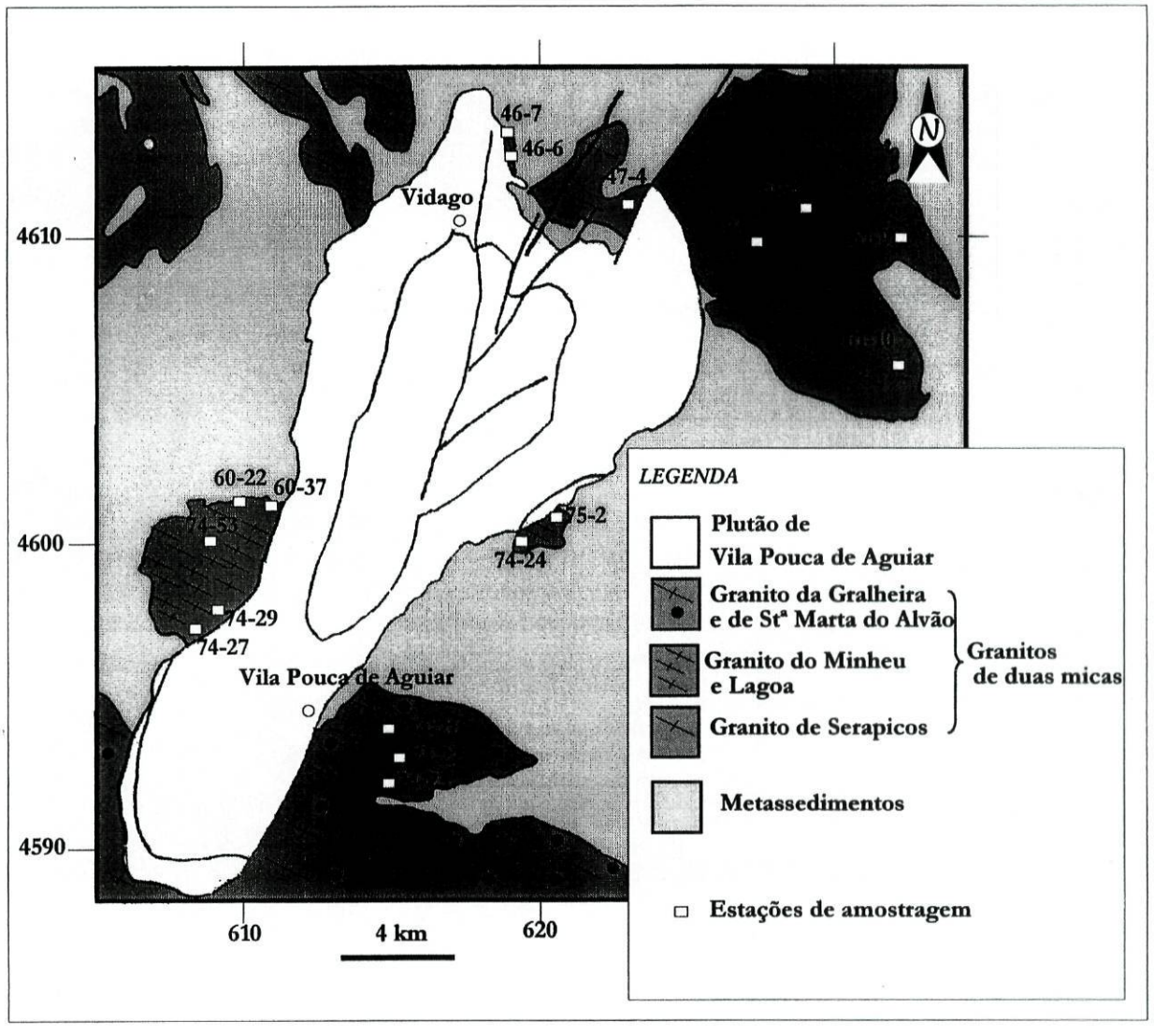


Fig.4.26 Mapa das estações de amostragem realizadas nos granitos sintectónicos de duas micas da região de Vila Pouca de Aguiar.

4.5.1 Susceptibilidade Magnética

Os valores de K variam entre 35,4 e 86,2 μSI. Comparativamente com o maciço de VPA, os granitos de duas micas apresentam valores mais baixos, o que está de de acordo com o facto de serem granitos em que a moscovite é sempre mais abundante do que a biotite. Assim é essencialmente a moscovite o mineral responsável pelos valores obtidos. A moscovite é um mineral com um comportamento paramagnético semelhante à biotite, mas que no entanto apresenta susceptibilidade intrínseca inferior.

As médias para cada fácies constam na Tabela 4.1, verificando-se que os valores médios de K são muito semelhantes para as 4 fácies, o que está de acordo com o facto de apresentarem uma mineralogia muito semelhante.

Tabela 4.1 Médias obtidas para cada uma das fácies de granitos de duas micas.

Fácies	N	K ($\mu 10^{-5}$ SI)	P_{para} %	T
Granito da Gralheira	3	49,6	5,4	0,29
Granitos do Minheu e de Lagoa	7	55,7	2,2	0,28
Granito de Serapicos	7	64,6	4,0	0,12

4.5.2 ASM – Dados escalares e direccionais

Os valores de P"para" estão compreendidos entre 1,2 e 6,7% e as médias por fácies constam na Tabela 4.1. Verifica-se que os valores de P"para" médios são mais elevados para o granito da Gralheira e para o granito de Serapicos do que para os granitos de Lagoa e Minheu, o que está de acordo com as observações microscópicas, que apontam maior sinais de deformação nos granitos de Serapicos e Gralheira.

Comparativamente com o maciço de VPA, estes valores são significativamente mais elevados, o que está de acordo com o facto de serem granitos sintectónicos.

Os elipsóides de forma são na sua maioria achatados com excepção de duas estações (61-10 e 61-8).

Como já referimos, a turmalina é um mineral que está presente nestas fácies, e que pode trazer problemas na interpretação dos dados de ASM uma vez que pode produzir o chamado "fabric inverso". No entanto a análise cuidada dos estereogramas de cada estação não mostrou qualquer desorganização que julgassemos ser devido à presença deste mineral.

A escassez de amostragem não permitiu obter uma grande informação no que diz respeito aos dados direccionais. No entanto, observa-se que são frequentes a presença de foliações magnéticas com direcções que variam entre N115° e N160°, podendo estas direcções corresponder a cisalhamentos dúcteis D_3 (Iglesias & Choukrone 1980). Estas direcções estão também de acordo com as observações de campo (Fig. 4.27).

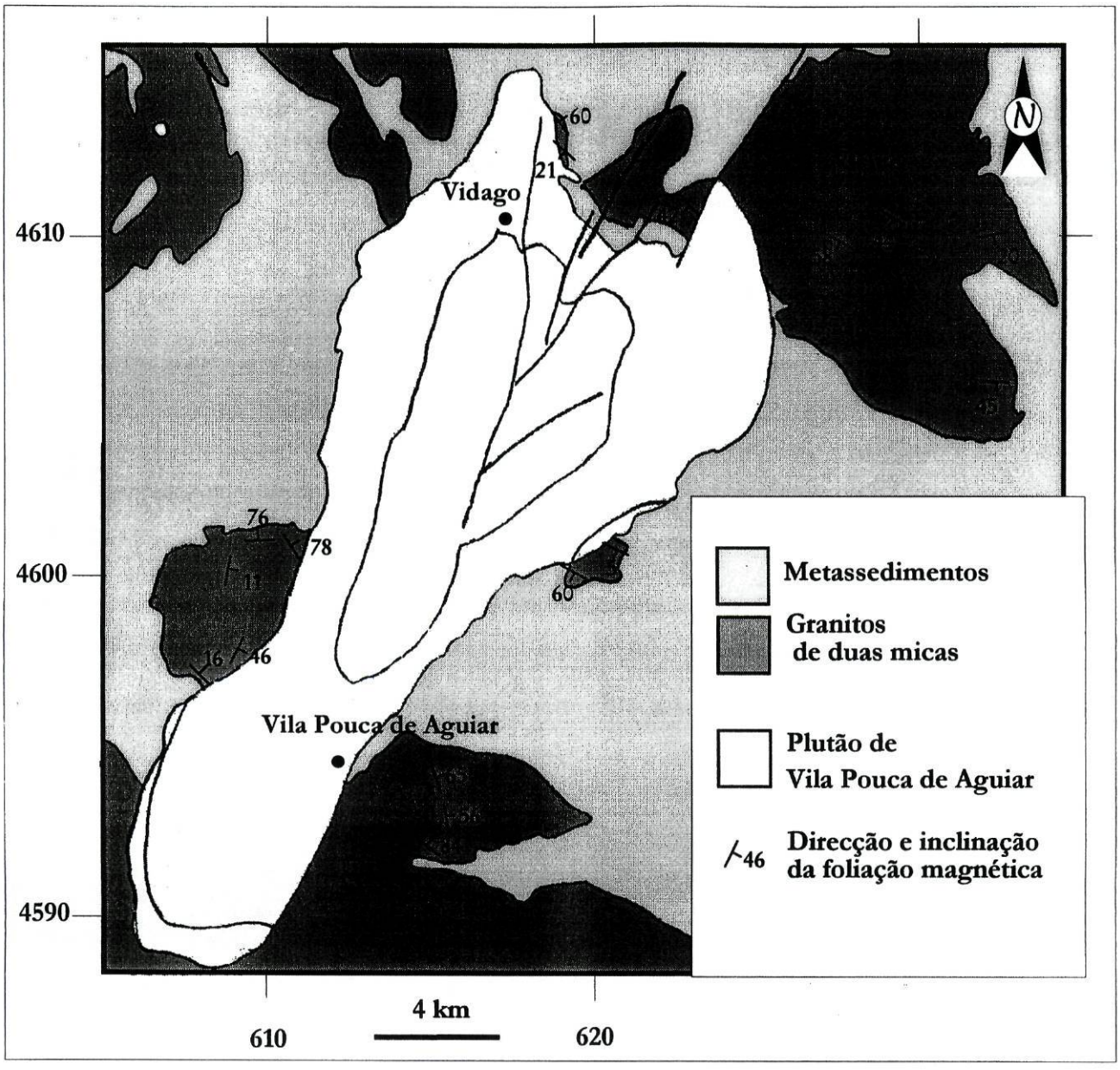
Contrariamente ao maciço de VPA, as foliações magnéticas apresentam em média pendores mais elevados.

Quanto às lineações magnéticas, é também frequente a presença de lineações cuja direcção varia entre N120° a N160° mas cujos pendores são fracos, o que também pode representar a estruturação D_3 (Fig. 4.28).

Como já referimos, os granitos de duas micas estudados, apresentam em média valores de susceptibilidade inferiores aos granitos do maciço de VPA; pelo contrário, os valores de anisotropia são em média mais elevados para os granitos de duas micas. As diferenças nos valores da susceptibilidade têm como a justificação a mineralogia, os granitos do maciço de VPA são biotíticos e estes possuem moscovite e biotite. Os diferentes valores de anisotropia relacionam-se com o grau de deformação dos granitos de duas micas. Este grau de deformação é visível no campo e é evidenciado na análise das microestruturas (ver Capítulo 3).

Os granitos de duas micas apresentam microestruturas que, na sua maioria, são indicativas de deformação no estado sólido de alta temperatura; contrariamente, os granitos de VPA apresentam essencialmente microestruturas magmáticas.

Como já referimos, no Capítulo 1, a classificação dos granitóides em sintectónicos e pós-tectónicos, baseia-se na presença ou ausência de um "fabric" de deformação. Por outro lado, a ASM pode funcionar como um "marcador" da intensidade de deformação que o magma sofreu. Neste contexto, a diferença de anisotropia média encontrada para o maciço de VPA (1,4%) e para os granitos de duas micas (ver tabela 4.1), vem pôr respectivamente em evidência, o carácter pós-tectónico e sintectónico destes granitos.



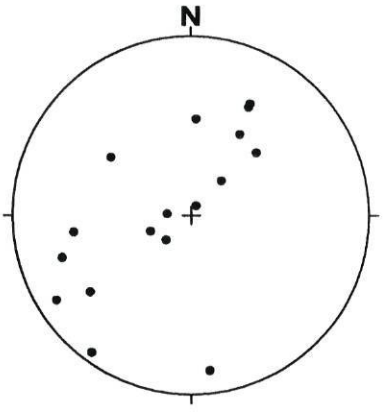
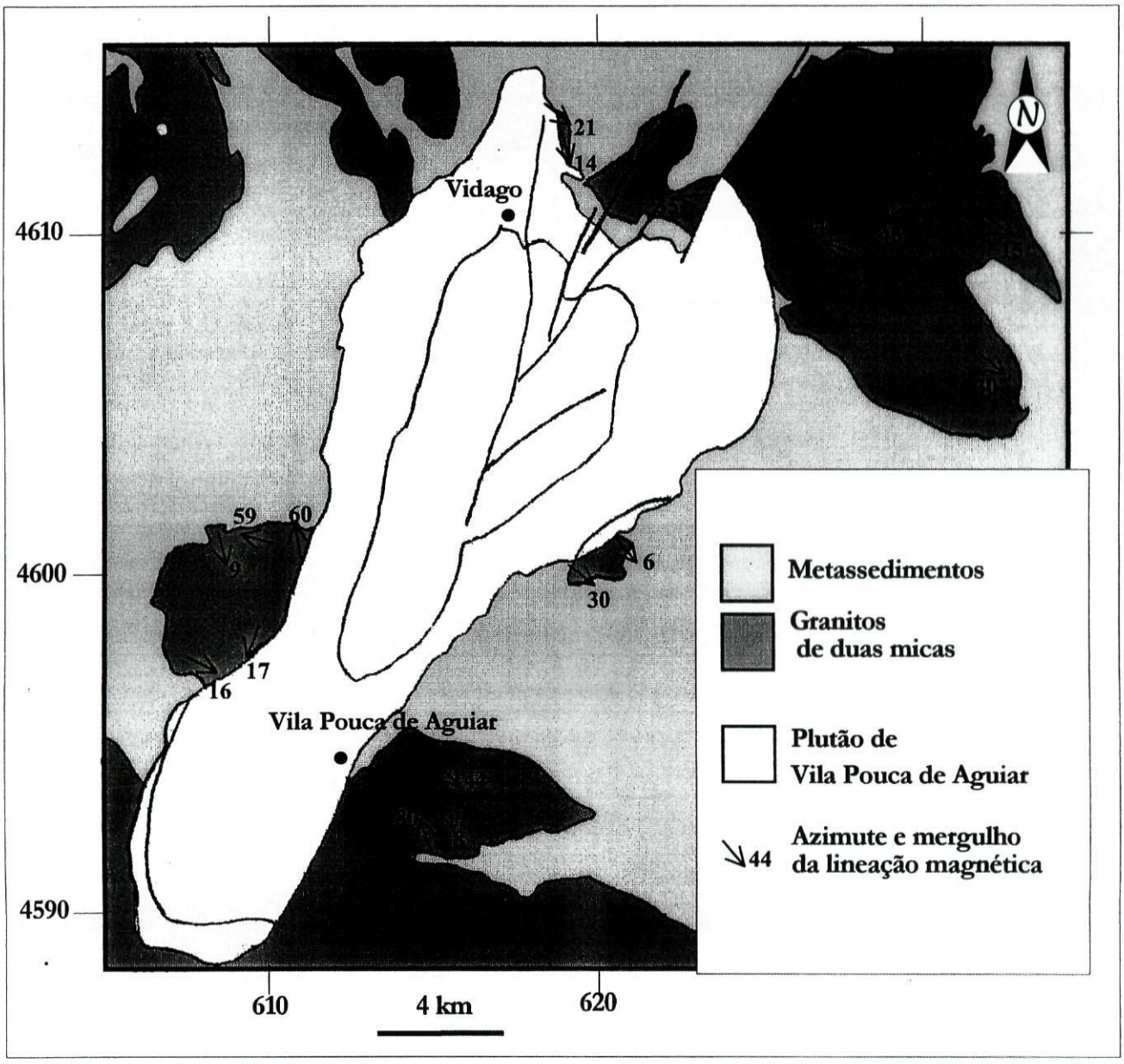


Fig.4.27 Foliações magnéticas nos granitos de duas micas e projecção estereográfica dos K_{min}.



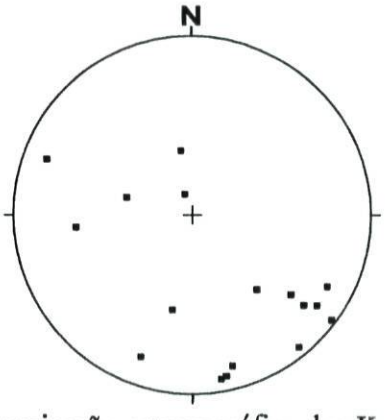


Fig. 4.28 Lineações magnéticas nos granitos de duas micas e projecção estereográfica dos K_{max}.

Por último, refira-se também, que a gama de valores de anisotropia dos granitos de duas micas estudados, está na mesma ordem de grandeza de outros granitos Variscos, sintectónicos e paramagnéticos dos Pirinéus (ver Gleizes 1992, Gleizes et al. 1998).

CHAPITRE 4: ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

Introduction

Les fabriques magmatiques (orientations préférentielles cristallines) sont souvent dificiles à obtenir parce que les anisotropies des roches sont generalement faibles. Le procédé de mesure de la fabrique magmatique sur le terrain, est complexe et souvent il manque de précision, surtout pour la linéation magmatique, le plus important marqueur cinématique des roches magmatiques (Pons 1970; Bouchez et al. 1981). Par ailleurs, la technique classique d'étude de la pétrofabrique, au laboratoire, des orientations cristallines, par mesure statistique à la platine universelle, est particulièrement lente, tout à fait inadaptée à l'étude structurale systématique d'un massif granitique. La technique de l'ASM (Graham 1954; Hrouda 1982; Borradaile 1988), facile d'emploi et riche en données, s'est imposé et est maintenant couramment appliquée aux études de fabrique des roches granitiques (King 1966; Daly 1970; Heller 1973; Ellwood & Whitney 1980; Guillet et al. 1983; Bouchez 1997).

La technique de l'ASM permet l'étude systématique d'un massif granitique parce qu'il permet d'obtenir des données directionnelles, foliation et linéation magnétique assimilables avec la foliation et la linéation magmatique. De plus, les paramètres quantitatifs, intensité de la susceptibilité magnétique et taux d'anisotropie, permettent la comparaison des classifications, en rapport avec la composition chimique de la roche (% Fe) et avec son taux de déformation. Dans ce chapitre on présente eles aspects théoriques et méthodologiques de cette technique de l'ASM, ainsi que les principaux résultats obtenus.

Susceptibilité Magnétique: Generalités

La réponse d'un matériel soumis à un champ inducteur H, est une aimantation induite, M tel que: $M=KH$

K est un scalaire si le corps est isotrope. Si le corps est anisotrope la susceptibilité magnétique *K* est representée par un tenseur symmétrique de rang 2:

$$Mi=KijHj \ (i, j=1,2,3)$$

où ***Mi*** traduit l'aimantation induite dans la direction *i*, ***Hj*** représente le champ inducteur effectif dans la direction *j*. L'image dans l'espace d'un tel tenseur est un ellipsoïde (Fig. 4.1). En mesurant l'aimantation induite dans, au minimum, six directions différentes, on accède aux termes diagonaux et symmétriques du tenseur. La diagonalisation de la matrice représentant ce tenseur, permet d'obtenir les trois vecteurs propres *K11, K22, K33* dont les intensités et les orientations (directions et plongements) dans le référentiel géographique, fournissent les demi-axes de l'ellipsoïde de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) tels que: $K11=K1$ ou $Kmax$; $K22=K2$ ou $Kint$; $K33=K3$ ou $Kmin$ avec $Kmax \geq Kint \geq Kmin$.

Les unités de champ inducteur et d'aimantation induite étant les mêmes, A/m (Système International, S.I.), la susceptibilité magnétique est donc une grandeur sans dimension. Dans ce travail on utilisera toujours les unités S.I., sachant que pour la susceptibilité magnétique, la conversion avec le système c.g.s. s'écrit:

$K(c.g.s.)=K(S.I.) \times (1/4\pi)$.

Les différents états magnétiques de la matière

Le mouvement des électrons autour des noyaux, incluant la rotation orbitale et la rotation sur eux-même (spin), crée des moments magnétiques élémentaires qui traduisent le magnétisme de la matière (Stacey & Banerjee 1974). Cinq états magnétiques principaux caractérisent les moments résultants (Fig. 4.2).

Diamagnétisme: soumis à un champ magnétique *H*, le corps diamagnétique induit une faible aimantation *Mi* de sens opposé à ce dernier et de même intensité; cette aimantation est nulle en l'absence du champ *H* (Fig. 4.3). La susceptibilité diamagnétique est négative, indépendante de la température, et son intensité est

faible souvent voisine de -14 μSI. Le quartz, le feldspath ou la calcite sont des mineraux uniquement diamagnétiques.

Paramagnétisme: soumis à un champ magnétique, les moments magnétiques élémentaires ont tendance à s'orienter parallèlement à ce champ (Fig. 4.3). La susceptibilité paramagnétique est positive, indépendante du champ et faible de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} SI. Les minéraux paramagnétiques typiques sont les silicates porteurs des ions Fe^{2+}, Fe^{3+} et Mn^{2+}, tels que la biotite, la chlorite, l'amphibole et le pyroxène.

Antiferromagnétisme: la susceptibilité antiferromagnétique est positive, proche de la susceptibilité paramagnétique. L'existence de deux réseaux de spins opposés, malgré la forte interaction entre les atomes, entraîne la disparition de l'aimantation en champ nul (Fig. 4.3). La susceptibilité antiferromagnétique dépend de la température: au dessus d'une température critique, dite de Néel, l'agitation thermique détruit l'interaction entre les atomes. C'est le cas de la goethite et de la pyrrhotite hexagonale.

Ferromagnétisme *s.l.*: un corps ferromagnétique possède moment magnétique non nul et une aimantation spontanée, même en l'absence de champ magnétique. Soumis à un champ magnétique, les moments magnétiques s'alignent fortement dans la direction du champ appliqué. Il y a trois états ferromagnétiques *s.l.* (Fig. 4.2): dans le ferromagnétisme *s.s.*, les moments sont parallèles et de même sens, par example, le fer; dans le ferrimagnétisme, il y a deux réseaux opposés parallèles et d'intensités différentes, par example, la magnétite et la pyrrhotite monoclinique; enfin, dans le faible ferromagnétism, deux réseaux sont opposés et subparallèles, ce le cas de l'hématite.

Dans les corps ferromagnétiques *s.l.*, l'aimantation arrive à saturation en présence de champ de forte intensité, *Ms*. De plus, en l'absence de champ magnétique, l'aimantation n'est pas nulle, mais il persiste une aimantation rémanente, *Mr* (Fig.

4.3). La susceptibilité ferromagnétique dépend de la température: au-dessus de la température de Curie, l'aimantation disparaît et le corps acquiert un comportement paramagnétique. La susceptibilité des minéraux ferromagnétiques *s.l.* est plus élevée de plusieurs ordres de grandeurs que celle des minéraux paramagnétiques.

Anisotropie magnétique

L'ASM résulte de deux anisotropies principales: l'anisotropie de forme et l'anisotropie magnétocristalline. Dans la première catégorie se place la magnétite; dans la deuxième catégorie ce sont les silicates ferrifères, surtout la biotite et l'amphibole, qui sont concernés. Notre étude des granites de VPA n'est en fait concernée que par l'anisotropie magnétocristalline (due à la biotite) puisque la magnétite est absente au moins microscopiquement. Quant à l'anisotropie magnétocristalline de la biotite, elle est telle que k_3 est normal au plan de clivage (001) de ce minéral. Son ellipsoïde est de révolution autour de k_3 et sa forme est très aplatie (Fig. 4.4).

Fabrique magnétique

L'ellipsoïde de forme d'une biotite individuelle étant semblable (co-axiale) à son ellipsoïde d'ASM, la biotite est donc, à la fois, un bon marqueur de la foliation magmatique et un bon marqueur de la foliation magnétique. Son axe k_3 est perpendiculaire au plan de foliation magmatique. Par contre, ne présentant pas d'allongement de forme parce que $k_1 \approx k_2$, la biotite est un mauvais marqueur d'anisotropie linéaire, qu'elle soit magmatique ou magnétique.

L'ellipsoïde magnétocristalline de l'amphibole est probablement semblable ou proche de son ellipsoïde de forme, de révolution autour de son axe long. Ce minéral est donc un bon marqueur, à la fois de la linéation magmatique et de la linéation magnétique.

Comme pour les ellipsoïdes de déformation finie, trois fabriques magnétiques sont distinguées (Fig. 4.5): **planaire:** la foliation magnétique est bien définie mais la linéation magnétique est mal définie; **plano-linéaire**: foliation et linéation magnétiques bien définies; et **linéaire**: la foliation magnétique est mal définie mais la linéation magnétique est bien définie.

Methodologie Générale

Echantillonnage

Pour étudier le pluton de Vila Pouca de Aguiar avec la technique de l'ASM en champ faible, nous avons réalisé des prélèvements systématiques selon une maille de l'ordre du kilomètre aussi régulière que possible. Dans ce travail, 141 sites ont été échantillonnés pendant deux campagnes de terrain. Le prélèvement des carottes a été effectué avec une carotteuse portative équipée d'un carottier amagnétique à couronne diamantée (diamètre intérieur 25 mm). Le refroidissement du carottier pendant la forage est assuré par une circulation d'eau à l'intérieur de celui-ci. Avant l'extraction, la carotte est orientée à l'aide d'un orientomètre et d'une boussole. On trace sur la partie supérieure de la carotte, une flèche passant par le centre, dont l'azimuth repéré par rapport au Nord magnétique, est celui du plan vertical passant par l'axe de la carotte. L'extrémité de flèche indique le sens du plongement de l'axe de la carotte. Après l'extraction de la carotte, on trace les deux génératrices «parallèles à l'azimuth», c'est-à-dire l'intersection de la carotte avec le plan vertical passant par l'axe. La génératrice supérieure, prolongement de léxtremité de la flèche, est surchargée avec des barbules dirigées vers le bas de la carotte.

Au laboratoire, ces carottes sont tronçonnées perpendiculairement à leur axe en deux échantillons au moins, de 22 mm de haut chacun. La partie inférieure de la carotte est conservée pour la fabrication d'une lame mince pour étude au microscope optique.

Mesures au laboratoire

Pour les mesures de suscéptibilité magnétique et d'anisotropie, on a utilisé l'appareil *Kappabridge KLY-2* (*Agico Brno*, République Tchèque), existant au Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique de Toulouse. Cet appareil, qui fonctionne en champ faible alternatif (4×10^{-4} T, 920 Hz) a pour principe la mesure de la pertubation d'inductivité provoquée par l'échantillon que l'on introduit dans une bobine où régne le champ de mesure. La susceptibilité de chaque échantillon est mesurée selon 15 positions différentes dont certaines sont symétriques deux à deux. On obtient ainsi, les termes du tenseur de l'ASM, dont la diagonalisation permet d'obtenir les trois vecteurs propres qui correspondent aux troix axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM. L'orientation de ces axes est repérée, dans le référentiel de l'échantillon, par leurs déclinaisons et inclinaisons.

Traitement des données

Les paramètres caractéristiques de l'ellipsoïde d'ASM sont calculés par le programme "Aniso 14" (fourni par le constructeur). Pour chaque échantillon on dispose ainsi, de l'intensité et de l'orientation des axes $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ de l'ASM replacé dans le repère géographique, et des paramètres scalaires suivants: susceptibilité moyenne: $k_m=(k_1+k_2+k_3)/3$; anisotropie totale: $P=k_1/k_3$ (Nagata 1961); anisotropie linéaire: $LS=k_1/k_2$ (Balsey & Buddington 1960); et anisotropie planaire: $FS=k_2/k_3$ (Stacey et al. 1960).

On utilise également le programme "EXAMS" (Saint Blanquat 1993) qui calcule les axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ de l'ellipsoïde moyen pour chaque site (moyenne tensorielle), et les données directionnelles et scalaires correspondantes. $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ sont repérés par leur azimut (par rapport au Nord magnétique) et par leur plongement. On définit alors, pour le site, la <u>linéation magnétique</u> (parallèle à direction de K_1); la <u>foliation magnétique</u> (plan normal à K_3); la <u>Susceptibilité magnétique</u>: $K=(K_1+K_2+K_3)/3$ où K_1, K_2 et K_3 représentent les intensités principaux du site; et l'<u>Anisotropie totale</u>: $P= K_1/K_3$ ou $P\%=100\times[(K_1/K_3)-1]$.

Notamment, lorsque la susceptibilité est très faible, ce qui est le cas des granitoïdes étudiés, c'est-à-dire quand la contribuition ferromagnétique est pratiquement nulle, la fraction diamagnétique de la roche due essentiellement au quartz et au feldspath, augmente de façon artificielle l'anisotropie (Bouchez et al. 1987). Pour y remédier, on utilise le paramètre P"para"%, qui est corrigé du diamagnétisme considéré comme constant et isotrope K_d=-14 μSI (Rochette 1987). L'anisotropie devient alors:

$$P"para"\% = 100 \times [(K_1+14)/(K_3+14) -1], \text{ avec } K_1 \text{ et } K_3 \text{ en } \mu SI.$$

En d'absence de contribuition ferromagnétique (ou antiferromagnétique), ce paramètre caractérise l'anisotropie de la fraction paramagnétique seule.

Paramètre de la forme: la forme de l'ellipsoïde d'ASM peut être évaluée de deux façons différentes, soit par le paramètre T de Jelinek (1981), $T=[2 \ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$; soit par le paramètre de Flinn (1962), $PFlinn=(L-1)/(F-1)$; où L et F sont donnés par: $L=K_1/K_2$ et $F=K_2/K_3$

L'ellipsoïde d'ASM est aplati ("oblate") pour $0< PFlinn <1$ et pour $0<T\leq1$; au contraire, l'ellipsoïde d'ASM est allongé ("prolate") pour $PFlinn >1$ et pour $-1\leq T <0$

Dans ce travail, on a choisi d'utiliser le paramètre T qui, par ses valeurs symétriques de part et d'autre de zéro, permet de comparer plus facilement que le paramètre de Flinn, les degrés d'aplatissement ou d'allongement des fabriques.

Fabrique magnétique du pluton de Vila pouca de Aguiar

Une échantillonnage de 124 sites de matériel granitique couvrant tout le pluton a été realisé. En chaque site, 4 carottes ont été orientées par rapport au référentiel géographique et prélevées. Chaque carotte à fourni 2 ou 3 échantillons de 2,5 cm de diamètre et 2,2 cm de hauteur. Ainsi, les mesures présentées dans ce travail proviennent-elles de 943 échantillons (Fig. 4.9). Les trois faciès principaux GGS, GPS et GVPA sont représentés par 8, 35 et 81 sites, respectivement. Les coordonées des échantillons et les données brutes pour chaque site sont présentées dans les tableaux des Annexes II et III.

Susceptibilité Magnétique

Les intensités de la susceptibilité sont faibles, comprises entre 40 et 220 μSI (Fig. 4.10a) avec une valeur moyenne de 101 μSI. Ces faibles valeurs traduisent un comportement essentiellement paramagnétique du granite, domaine typique des granites à matrice dominante (Rochette 1987). Pour de telles valeurs de K, la contribution ferromagnétique est négligeable, l'aimantation induite étant due principalement au fer contenu dans les silicates, c'est dire essentiellement dans la biotite.

Zonation

Ce qui, d'émblée est le plus remarquable, c'est la zonation concentrique et «normale» des suceptibilités magnétiques, c'est-à-dire avec les valeurs les plus faibles au centre du pluton et les valeurs les plus fortes dans la périphérie (Fig. 4.10b). Quatre groupes de valeurs de susceptibilité ont été définis: K< 60μSI, 60μSI< K< 90μSI, 90μSI< K< 150μSI et 150μSI< K< 220 μSI. Les limites entre les différentes zones correspondent grossiérement aux limites entre faciès: le faciès GPS, présente une susceptibilité inférieure à 90 μSI; le faciès GVPA, correspond à la zone 90μSI< K< 220 μSI; et le faciès GGS, correspond aux zones de bordure où K<90 μSI.

Sur un histogramme de K (Fig. 4.10b) les classes plus représentées sont celles de 60 à 90 μSI et de 120 à 150 μSI; ce sont celles des faciès principaux, GPS et GVPA.

Cette zonation n'est cependant pas tout à fait parfaite, il y a des zones étroites et discontinues le long des certaines bordures (à l'Est, au Sud et au Sud-Est) du pluton, où K est inférieur a 90 μSI. Ces zones correspondent au faciès GGS.

Cette zonation magnétique du pluton traduit une zonation pétrographique qui est rapportée à la mise en place de deux magmas différents (GPS et GVPA). Il est intéressant de noter qu'à intérieur de chaque faciès, il existe également une autre

zonation magnétique normale (Fig.4.10b) traduisant une faible variation de composition de chaque de ces magmas.

On a étudié la variation de la susceptibilité dans la zone de transition entre les faciès GPS et GVPA, selon deux coupes avec directions NNE-SSW (Fig. 4.11a) et E-W (Fig. 4.11b). La variation de susceptibilité ainsi mise en évidence entre les faciès GPS et GVPA est en accord avec les données de terrain qui montrent que les contacts sont nets.

En conclusion, cette étude magnétique a mis en évidence, une zonation attribuable à la mise en place de deux magmas différents (GPS et GVPA) qui eux-même présentent une autre zonation interne normale, traduisant vraisemblablement leur évolution chimique propre.

Quantification des teneurs en fer

En faisant l'hypothèse que tout le fer de la roche est sous forme Fe^{2+} et que les teneurs en Mn^{2+} sont négligeables on peut écrire la relation (Rochette 1987; Rochette et al. 1992): K=-14+25.2 d t, où K est la susceptibilité magnétique de la roche, -14 μSI est la contribution diamagnétique du quartz et du feldspath, d la densité de la roche (on a utilisé les densités mesurées, présentées au chapitre 5) et t la teneur (poids) en Fe^{2+}.

Pour le faciès GPS on a obtenu t=1,28 % (variant de 1,03 à 2,04%), pour le faciès GVPA t=2,30 %(1,68 à 2,76%), et pour le faciès GGS t=1,40% (1,17 à 1,64%).

En supposant que la susceptibilité est exclusivement d'origine paramagnétique, les valeurs de t peuvent être calculées à partir de la susceptibilité moyenne. Ces valeurs de t peuvent alors être corrélées aux valeurs de Fe^{2+} obtenues par voie chimique. Cette comparation a été realisée seulement pour les sites dont l'analyse chimique (Martins 1998) est connue.

On observe une bonne corrélation entre la teneur en fer mesurée chimiquement et celle déduite de l'ASM, sauf pour les sites 60-1 et 60-12, qui ont une

susceptibilité inférieur à celle qui est attendre d'après la valeur de Fe^{2+}, que l'on explique par le plus grand degré d'altération de la roche avec son incidence sur la redistribution du fer entre phases silicatées et oxydes. La droite de corrélation de pente unité et passant par l'origine construite sur les moyennes des trois faciès (Fig. 4.12b), confirme que le comportement paramagnétique domine dans ces granites.

Donnés scalaires de l'ASM

Anisotropie paramagnétique

Les valeurs de P"para"% sont comprises entre 0,6 e 3,9 et la carte montre des anisotropies plus fortes au centre du massif et plus faibles sur les bordures (Fig. 4.13a). La valeur moyenne de P"para"% est de 1,4. Ces valeurs, relativement faibles, confirment le caractère essentiellement magmatique de la fabrique magnétique. Ceci est également en accord avec la nature post tectonique de la mise en place du pluton.

La carte d'anisotropie (Fig. 4.13b) montre que la zone centrale présente des valeurs les plus elevées (P"para"%>1,5) qui correspond au faciès GPS. En revanche, la zone périphérique, celle de faciès GVPA, est la moins anisotrope. Enfin, le long bordures, deux petites zones étroites où P"para"% >1,5, correspondent au faciès GGS. Ce qui est tout à fait exceptionnel dans les plutons granitiques, c'est que P"para" varie en sens inverse de la susceptibilité. Cette relation inverse entre P"para" et K, est illustrée en Fig.4.14.

L'anisotropie magnétique la plus elevée ne peut être attribuée à la déformation à l'état solide puisque nous n'observons pas de correspondance particuliére entre les sites les plus anisotropes et les sites montrant une microstructure de déformation à l'état solide de haute température. Ceci implique d'ailleurs que l'intensité de déformation associée a ces microstructures présente une intensité insuffisante pour modifier le taux d'anisotropie magnétique (comparer les Fig. 3.2 et Fig. 4.12).

Pour comprendre les valeurs de l'anisotropie dans la zone de transition entre les faciès GPS et GVPA, deux coupes de direction NNE-SSW et E-W (Fig. 4.15 a et

b) ont été observées. Les coupes montrent que la transition brusque de faciès GPS au GVPA est également accompagné d'une augmentation brusque de la anisotropie. Ceci permet de compreendre que cette variation brutale d'anisotropie au contact entre GPS et GVPA, est due au processus de mise en place de ces magmas. Nous avons vu par ailleurs que la mise en place de GPS est légèrement postérieure à celle de GVPA. Nous pensons que la structuration du faciès GPS est due á l'aplatissement de son réservoir en cours de mise en place, entre le faciès GVPA déjà installé au plancher, et l'encaissant au toit. Cet aplatissement s'est effectué à l'état «magmatique» et se traduit par une anisotropie magnétique plus élevée de ce faciès central.

Forme de l'ellipsoïde d'ASM

Le paramètre T montre que 78% des ellipsoïdes sont aplatis ($T>0$), 18% sont allongés ($T<0$) et 4% ont des valeurs de $|T| < 0{,}01$. La carte de ce paramètre (Fig. 4.16 a e b) montre trois domaines principaux: $T \geq 0{,}30$, $0<T<0{,}30$ et $T \leq 0$. La zone à les ellipsoïdes plus aplatis est confinée au centre du pluton, et les ellipsoïdes allongés sont présente en zones de façon plus ou moins discontinue le long de certaines bordures du pluton, confirmant l'hypothèse d'un aplatissement du réservoir magmatique au toit de l'intrusion du pluton. On observe cependant que les ellipsoïdes les plus aplatis ($T \geq 0{,}30$) ne se situent pas au centre du pluton, mais à proximité du contact entre les faciès GPS et GVPA. On explique cette particularité par l'existence de mouvements différentiels à l'état magmatique au contact entre les faciès GPS et GVPA dus au contraste de viscosité existant entre les deux faciès. De tels mouvements entre faciès ont déjà été suggérés par l'analyse des microstructures (chapitre 3). Nous pensons que les petits mouvements ont aidé les plans de clivage des biotites à mieux s'organiser selon un plan (parallèle au contact) et ont donc conduits à une forme plus aplatie de l'ellipsoïde d'ASM.

Donnés directionnelles de l'ASM

Les linéations magnétiques

La carte des linéations magnétiques (Fig. 4.18) montre une organisation selon deux directions principales, l'une approximativement N-S et l'autre NW-SE à WNW-ESE. La première famille, principalement localisée dans la partie sud du pluton et le long de la bordure Nord-Est est associée avec le GVPA. La deuxième direction, principalement localisée au centre et dans la partie Nord-Ouest du pluton, est associée avec le faciès GPS. Les deux orientations des linéations sont généralement faiblement pentées (76% des sites presentent des linéations dont les plongements $\leq$ 30°). Deux autres familles directionnelles, bien que, moins representatives sont également présentes: l'une NNE-SSW et l'autre NE-SW. Ces linéations sont spatiallement associées à la famille Nord-Sud.

Dans le pluton de VPA où la fabrique est essentiellement magmatique, ces linéations magnétiques sont parallèles à direction de l'écoulement magmatique.

Dans cette optique, les linéations magmatiques de direction N-S a NNE-SSW, qui couvrent presque la moitié du pluton, matérialisent l'étirement magmatique parallèle au écoulement magmatique pendant le remplissage du réservoir magmatique correspondant à le faciès GVPA. Les linéations de direction NW-SE matérialisent une autre direction d'écoulemet que nous attribuons à une dilatation du réservoir le long d'une direction E-W a NW-SE, lors de l'aplatissement du faciès GPS entre le rsérvoir précédent (GVPA) et l'encaissant au toit de l'intrusion.

Les foliations magnétiques

Les foliations magnétiques sont généralement faiblement pentées vers l'extérieur du pluton, sauf au Sud (Fig. 4.19 a) et leurs directions sont presque toujours paralléles au contour du pluton. Au Sud du pluton, les foliations ont un pendage vers le Nord; en allant vers le Nord, les foliations deviennent progressivement verticales puis s'inclinent vers le Sud. Ces variations de pendage suggèrent que le contact sud correspond au "mur" du pluton alors que tous les autres contacts

correspondent au "toit" de l'intrusion. Les trajectoires de ces foliations sont concentriques, également parallèles au contour du pluton. Au centre, les trajectoires des foliations (Fig. 4.19 b) sont entièrement fermées et montrent une forme un dôme, allongé selon NW-SE. Les pendages sont trés faibles, indiquant un dôme surbaissé, particulièrement au Nord ce qui suggère un prolongement importante du granite. Dans ce dôme, les linéations ont la même orientation que les foliations les plus fréquentes, WNW-ESE. Le caractère très plat de ce dôme est justifié par l'aplatissement du réservoir magmatique contre son toit.

La forme des trajectoires de foliation et les valeurs de pendages associées, suggérent que la partie sud du pluton constitue une lame de faible épaisseur. Cette géométrie est également valable pour l'ensemble du pluton qui s'enfonce doucement vers le Nord sous son encaissant, comme le montre les trajectoires de foliations qui se raccordent parfaitement de part et d'autre d'une "langue" d'encaissant posée sur le pluton. Enfin, le parallélisme existant entre les limites de faciès et les trajectoires des foliations, montre que la structuration des trois faciès granitiques a été realisé dans un état magmatique de ces faciès, c'est-à-dire avant leur solidification complete.

Coupe structurale du contact Sud-Ouest

Pour mieux comprendre les variations des données scalaires et directionnelles de l'ASM à la proximité du contact avec l'encaissant, on a réalisé une coupe structurale au contact Sud-Ouest du massif, à proximité du site 88-1. Ce contact a été choisi parce qu'il implique des méta-sédiments et parce que les affleurements sont nombreux, permettant une échantillonnage dense.

Dans cette coupe de 450 m le long, on a realisé 18 sites comportant chaque 2 carottes (Fig.4. 20). Les résultats obtenus sont présentés à l'Annexe III.

Susceptibilité et anisotropie magnétique

Les valeurs de la suceptibilité magnétique le long de cette coupe (Fig. 4.21 a) sont faibles et proche de celles du faciès GGS. La moyenne des 18 sites (90,4 μSI) est proche de la valeur du site 88.1 (94,2 μSI). L'augmentation de la susceptibilité entre les sites 00.13 et site 00.18, semble indiquer que la passage du faciès GGS au faciès GVPA est graduel.

L'anisotropie moyenne des 18 sites est de 1,4%, ce qui est très proche de l'anisotropie de 1,2% du site 88-1. Le long de la coupe (Fig. 4.21 b), avec des anisotropies légèrement plus elevées dans les cent prémières mètres, puis un légère décroissance à proximité du site 88-1, il semble que l'on passe graduellement du faciès GGS, le plus anisotrpe, au faciès GVPA, le moins anisotrope.

Linéations et foliations magnétiques

L'orientation de la linéation magnétique du site 88-1 de 313°/9°, n'est pas très différente de celle de la coupe où la linéation moyenne a une orientation de 324°/16° (Fig. 4.22 a). Ces valeurs assez proches l'une de l'autre, ne dévient pas masquer la grande dispersion des linéations individuelles dans le coupe, en particulièr les plongements élevés et les azimuths "anormaux" des linéations des sites 00.1, 00.3, 00.7 et 00.15.

La foliation magnétique moyenne calculée pour les 18 sites est orientée à 143°NE48° ce qui est très proche de la foliation magnétique moyenne à 133°NE48 du site 88-1. Les sites 00.3, 00.5, 00.11 et 00.12, ont une grande dispersion des valeurs de susceptibilité minime et donc la foliation magnétique a été mal definie (Fig. 4.22 b).

Les valeurs des paramètres d'ASM et leurs variations observées le long de la coupe, nous suggèrent les suivantes conclusions:

- L'homogénéité des valeurs de susceptibilité et d'anisotropie, ainsi que la cohérence des linéations et foliations magnétiques, nous confirment que les

mesures d'ASM ont une signification mécanique réelle même dans les plutons très peu anisotropes comme celui-ci.

- la susceptibilité et l'anisotropie magnétiques evoluent progressivement des valeurs caracteristique du faciès GGS à celles qui caractérisent le faciès GVPA.
- Les résultats obtenus le long de la coupe montrent une homogénéité interne des données scalaires et directionnelles à l'échelle décametrique. Cette homogénéité qui se maintient à proximité du contact avec l'encaissant, montre qu'à cette échelle d'échantillonnage, l'influence du contact n'est pas sensible.

Analyse des données à l'échelle du pluton

Les études d'ASM ne sont crédibles que si les mesures sur chaque site sont représentatives du site. Cette représentativité est établie à partir d'une statistique de "variabilité".

En ce qui concerne la susceptibilité on a calculé pour chaque site, la variation de la susceptibilité magnétique, *Vk*, exprimée par la relation (Leblanc et al. 1994):

$$Vk = 100 \frac{\sum_{i=1}^{n} |Ki - K|}{nK}$$

où n est le nombre d'échantillons du site, K la susceptibilté moyenne du site et Ki la susceptibilité de chaque échantillon. *Vk* est consideré comme "acceptable" s'il est inférieur à 15%. La valeur moyenne de *Vk* pour les 124 sites est 10,6%, et 85% des sites présentent $Vk \leq 15\%$ (Fig. 4.23).

Les valeurs les plus elevés de *Vk* apparaissent dans les sites du faciès GVPA, probablement à cause de la plus grande taille du grain de ce faciès (mégacristaux de feldspath) allié à un caractère plus biotitique qui accentue l'effet des variations de K par accumulation locale de biotite. Dans notre étude, nous avons constaté que des sites ayant des valeurs éevées de *Vk*, peuvent souvent être considérés comme

significatives, par example, si la valeur K du site est proche de les susceptibilités des sites voisins. Cette étude montre donc que la détermination de les valeurs de K sur 4 échantillons cylindriques par site est généralement suffisante.

En ce qui concerne les données directionnelles, on a verifié leur représentativité en calculant l'écart angulaire α entre chaque K_i des échantillons du site et leurs moyenne, et ceci pour K_1 et K_3. On a consideré qu'il y a une bonne homogénéité directionnelle du site si $\alpha K < 35°$. On obtient 69% de sites pour lesquels $\alpha K_1 < 35°$, et 79% de sites pour lesquels $\alpha K_3 < 35°$. Les sites où $\alpha K_1 > 35°$ et $\alpha K_3 > 35°$ (Fig.4.25), et qui par consequénce ont une grande dispersion, ont été consideré comme de "moindre confiance", ou la linéation ou la foliation a été supprimé (voir Annexe III, Tableau 2).

Resultes d'ASM dans les granites a deux micas

Les granites à deux micas ont été etudiés sur 17 sites: 3 sites correspondant au granite de Gralheira, 5 sites au granite du Minheu, 2 sites au granite de Lagoa et 7 sites au granite de Serapicos (Fig. 4.26 et Annexes II et III).

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont comprises entre 35,4 et 86,2 μSI, moins elevées que dans le pluton de VPA, dues à la plus grande abondance de la muscovite. Les valeurs de K pour les 4 faciès étudiés sont voisines (Tableau 4.1) ce qui est en accord avec leur minéralogie.

On ce qui concerne les donnéés scalaires les valeurs de P"para" sont comprises entre 1,2 et 6,7 (Tableau 4.1). On vérifie que les granites de Gralheira et de Serapicos sont plus anisotropes conformément à leurs microstructures qui attestent que leur déformation en partie effectué à l'état solide, a été plus importante.

On ce qui concerne les données directionnelles, les foliations magnétiques avec leurs directions N115° et N160° et leurs pendages élevés, parallèles aux structures D_3 visibles sur le terrain, sont fréquentes (Fig. 4.27). Les linéations magnétiques présentent des directions variant entre N120° et N160°, parallèles à la structuration D_3, et des plongements faibles (Fig. 4.28).

En conclusion, les granites à deux micas, présentent des susceptibilités plus faibles que celles du pluton de VPA dues à leur minéralogie, mais leur anisotropie magnétique est en revanche plus élevée. La différence sur les valeurs de K est due à la mineralogie. Cette structuration parallèle à D_3 confirme le caractère syntectonique des granites à deux micas.

ESTAMPAS

ESTAMPA I

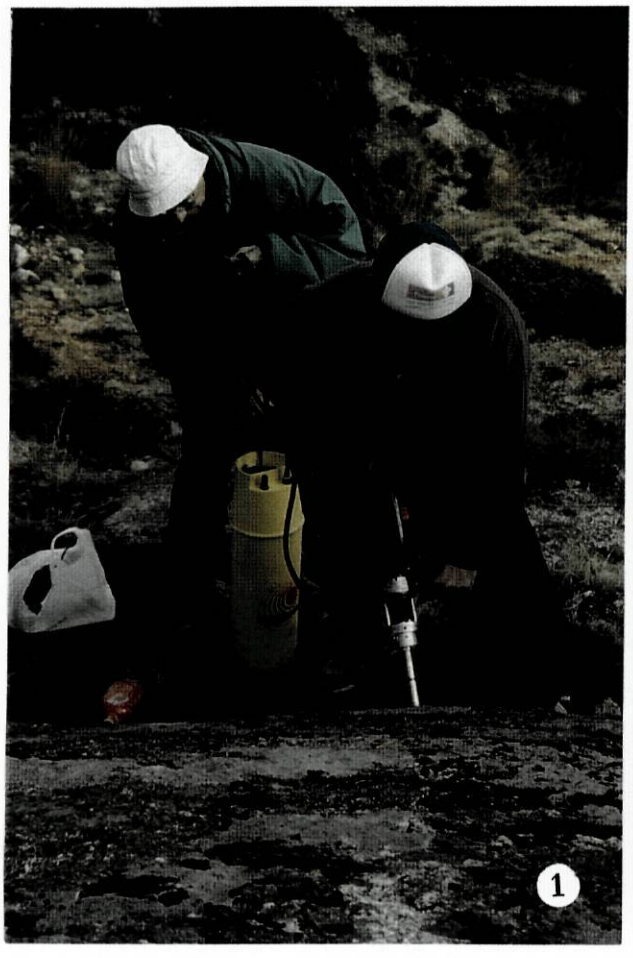
TRABALHOS DE AMOSTRAGEM

Fotografia 1 Amostragem no maciço de Vila Pouca de Aguiar.

Fotografia 2 Orientação das amostras

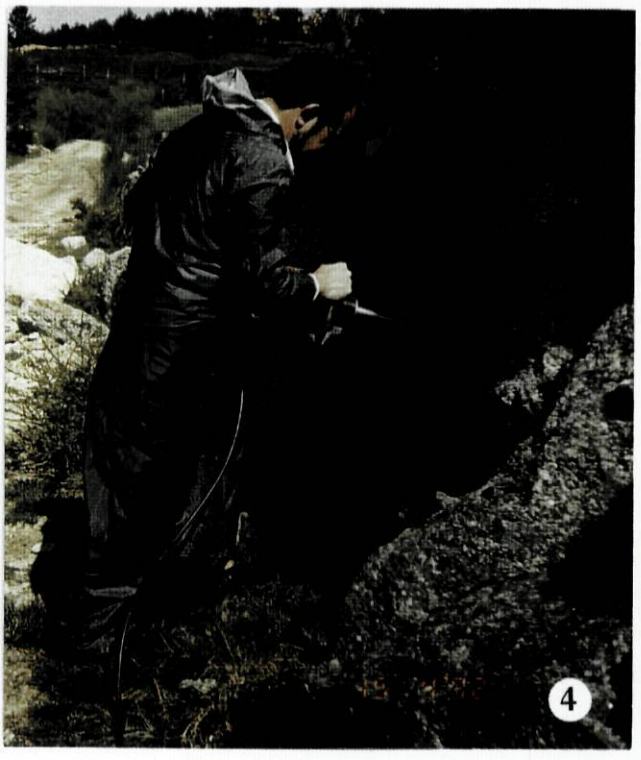
Fotografia 3 Material utilizado na orientação das amostras.

Fotografia 4 Amostragem no maciço de Pedras Salgadas.


1


2


3


4

ESTAMPA II

EQUIPAMENTO LABORATORIAL

Fotografias 1 e 2: Balança de Susceptibilidade Magnética "Kappabridge KLY-2" (Laboratório de Petrofísica e Tectónica da Universidade Paul Sabatier, Toulouse).

Legenda:

a) Bobine de indução: a amostra é colocada no interior duma camêra, no interior da qual é sujeita a um campo magnético.

b) Unidade central KLY2: unidade de aquisição de dados

c) Computador: controle de aquisição e processamento de dados

d) Porta-amostras


b
c
a
d
1


b
a
2

CAPÍTULO 5

GRAVIMETRIA

5.1 INTRODUÇÃO

O estudo gravimétrico efectuado, foi possível realizar, graças à colaboração do Instituto Geofísico de Lisboa que nos forneceu medidas gravimétricas e os respectivos valores da anomalia de Bouguer da área estudada. A interpretação da anomalia de Bouguer, obtenção da anomalia residual e a modelização recorrendo à inversão, foi realizada no CREGU em Nancy (França) com a colaboração do Dr. J.L. Vigneresse.

O estudo da estruturação magmática das rochas graníticas, recorrendo às técnicas tradicionais ou ao uso da ASM, fornece informação acerca da forma dos plutões, da sua estrutura interna e dos mecanismos de ascensão e implantação. No entanto, o conhecimento da profundidade, da geometria precisa e do volume ficam por determinar. Devido à necessidade desta informação, métodos geofísicos têm sido utilizados no estudo de corpos graníticos. Dentro dos métodos geofísicos, a gravimetria é o método que permite obter mais informação, nomeadamente:

- perfis (informação a duas dimensões)
- volume (informação a três dimensões)

O conhecimento da geometria tridimensional dos plutões graníticos, permite detectar as possíveis zonas de enraizamento, deduzir ou confirmar as relações de intrusão entre diferentes fácies graníticas e juntamente com os dados estruturais, estabelecer um modelo de instalação coerente com o contexto tectónico.

A gravimetria impôs-se nos últimos dez anos, com o estudo da forma e volume de granitos, devido ao forte contraste de densidade entre estas rochas e o encaixante. Refiram-se em França, os trabalhos em granitos Armoricanos de Vigneresse (1983) e de Guineberteau et al. (1987), e em granitos do Maciço Central francês (maciço do Sidobre) e dos Pirinéus (plutão de Aya e plutão de Mont-Louis-Andorre), *in* Ameglio (1998).

Na Zona Centro-Ibérica, referem-se o trabalho de Carbó et al. (1987) sobre o estudo da geometria em profundidade de granitos aflorantes entre as províncias de Toledo e Córdova, o estudo da geometria tridimensional do plutão granítico de Cabeza de Araya (Audrain et al. 1989; Amice 1990), o estudo gravimétrico dos granitóides da área de La Alberca-Béjar (Yenes et al. 1995) e a análise gravimétrica do maciço de Romeu (Moreira & Ribeiro 1994).

5.2 FUNDAMENTOS

A Lei de Gravitação de Newton, é a base da gravimetria, e estipula que a força de atracção entre duas partículas de massas m_1 e m_2 é directamente proporcional ao produto das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os seus centros. A expressão desta lei é dada pela equação:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{D^2} r$$

Em que: F é o vector força entre m_1 e m_2, γ é a constante de gravitação universal, m_1 e m_2 são as massas das partículas, D a distância entre m_1 e m_2 e r o vector unitário m_1m_2.

A aceleração g de m_2 devida à presença de m_1 pode ser obtida pela expressão:

$$g = \frac{F}{m_2}$$

Em particular, se m_1 é a massa da Terra, a aceleração da massa m_2 à superfície da Terra é:

$$g = \gamma \frac{M}{R^2} r$$

Em que M é massa da Terra é R o seu raio.

Esta aceleração g designa-se por aceleração da gravidade, cuja unidade CGS é 1 cm/s^2 a que se convencionou chamar Gal em honra a Galileu. A unidade prática utilizada geralmente em trabalhos de gravimetria é o mGal (1 mGal= 10^{-3} Gal).

O valor médio da aceleração da gravidade à superfície da Terra é de 980 Gal. Devido à não esfericidade da Terra e à repartição não homogénea das massas na sub-superfície da Terra, este valor varia de 978 Gal no equador a 983 Gal nos pólos.

Uma vez que a Terra é um esferóide de revolução, que gira em torno do seu eixo, a expressão que define a intensidade da aceleração da gravidade em qualquer ponto da sua superfície depende da forma exacta da Terra. Considera-se a Terra como um geóide, que se obtém imaginando o prolongamento da superfície média das águas do mar pelos continentes, definindo uma superfície equipotencial.

A relação entre a gravidade em qualquer ponto da superfície do esferóide e a latitude é descrita pela expressão:

$$g_\theta = g_0(1 + \alpha \operatorname{sen}^2 \theta - \beta \operatorname{sen}^2 2\theta)$$

Em que θ é a latitude, g_0 é a aceleração da gravidade no equador e α e β são constantes que dependem da forma e velocidade de rotação da Terra.

A primeira rede de bases gravimétricas (isto é pontos onde a gravidade é conhecida) foi realizada em 1930, obtendo-se como valores das constantes: g_0=978049, α =0.0052884 e β=0.0000059 expressos em mGal.

A "International Gravity Standardization Net" (IGSN) definiu uma outra versão em 1971, que é a actualmente utilizada e habitualmente designada por IGSN'71. Os valores das constantes são g_0=978031.85, α=0.005302357 e β=0.0000058655 expressos em mGal.

Na prática o valor da aceleração da gravidade observado (g_{obs}) no campo, difere do valor teórico (g_θ) dado para esse ponto, pela expressão IGSN'71.

A diferença observada entre valor teórico e valor observado é devida quer a estruturas profundas presentes na região, quer a efeitos diversos exteriores:

- elevação da estação de medida acima da superfície equipotencial;
- atracção produzida pela massa de rocha existente entre a estação e a superfície equipotencial;
- topografia;
- variação da gravidade com a latitude;
- deriva do aparelho de medida (gravímetro);
- influências tidais na gravidade;

A remoção destes efeitos permite transformar o valor de g_{obs} num valor corrigido (g_{corr}) e é a diferença entre o g_{corr} e g_{θ} que permite calcular a anomalia gravimétrica ou anomalia de Bouguer fornecendo informações sobre as estruturas profundas da região.

Os estudos gravimétricos em corpos graníticos baseiam-se portanto, na anomalia de Bouguer.

5.3 Densidade das Rochas

As medidas gravimétricas realizadas na superfície do terreno, dependem da distribuição das massas em profundidade. As anomalias positivas ou negativas serão provocadas respectivamente pela presença de corpos mais ou menos densos que o meio encaixante. É portanto extremamente necessário conhecer previamente a densidade das rochas, para poder estimar o volume que provoca a anomalia medida.

A densidade, d, é uma grandeza sem dimensões pois relaciona a massa específica de um objecto com a massa específica da água. A massa específica exprime-se no Sistema Internacional em kgm^{-3}.

No caso de corpos graníticos, uma vez que as densidades são geralmente inferiores aos metassedimentos que constituem o encaixante, a anomalia gravimétrica mais frequente é negativa.

No entanto, as observações geológicas descrevem os corpos graníticos como corpos não homogéneos, uma vez que podem ser constituídos por diferentes fácies genética ou não geneticamente relacionadas. As diferentes fácies possuem diferenças mineralógicas que se reflectem a nível das densidades. Uma amostragem bem representativa do corpo granítico e as respectivas medições da densidade, podem controlar os efeitos das variações de fácies.

Como veremos mais adiante, um mapa dos valores da densidade das fácies do corpo granítico e do encaixante, deverá ser incorporado na modelização da anomalia.

A densidade geralmente aumenta com a profundidade na crusta. No entanto, esta variação em profundidade é semelhante, quer se trate de corpos graníticos, quer se trate de rochas do encaixante metamórfico e não influencia o contraste de densidade relativo (Vigneresse 1990).

A obtenção da densidade pode ser feita por via indirecta, por exemplo utilizando o "Método dos perfis de Nettleton" (Nettleton 1940) ou o "Método da recta de Parasnis" (Parasnis 1962), que consistem em procurar a correlação mínima existente entre a topografia e as variações da anomalia gravimétrica utilizando diferentes densidades.

Podem também obter-se medidas directas em laboratório, se tivermos amostras das rochas, recorrendo a um picnómetro.

Neste trabalho, utilizaram-se medidas directas da densidade, em algumas das amostras utilizadas na medição da ASM.

Na medição da densidade, utilizou-se a técnica de Vigneresse e Cannat (1987) que consite em pesar as amostras em diferentes condições:

A medida da densidade de uma amostra faz-se por pesagem duma amostra e do volume de liquido que esta desloca com um picnómetro (250 cm^3). Esta técnica recorre a três pesagens:

- uma pesagem da amostra seca após secagem em estufa a uma temperatura inferior a 70°C (m_1), para evitar o aparecimento de microfracturas;
- uma pesagem do picnómetro cheio de água (m_2);
- uma pesagem do picnómetro e da amostra que foi previamente mantida no vazio durante 4 horas e impregnada de água durante quatro dias para prencher porosidades (m_3).

A densidade é então calculada pela fórmula:

$$d= m_1/(m_1+m_2+m_3)$$

Para a determinação das densidades médias, que são utilizadas posteriormente na realização duma carta de contrastes de densidade, foi medida a densidade de 84 amostras. Utilizaram-se como amostras alguns dos cilindros utilizados na determinação da ASM. Os valores obtidos figuram na tabela 1 do Anexo IV. Em média consideraram-se valores de densidade de 2,65 e 2,60 para o GVPA e para o GPS respectivamente, contrastando com 2,81 para o encaixante metassedimentar e 2,60 para os granitos de duas micas.

5.4 MEDIDAS NO TERRENO

As medidas gravimétricas e a anomalia de Bouguer foram obtidas por uma equipa do Instituto Geofísico de Lisboa, que procedeu ao mapeamento gravimétrico da região de Vila Pouca de Aguiar-Chaves, realizando 5086 medidas gravimétricas (Moreira et al. 1992). Das medidas gravimétricas fornecidas, utilizamos somente cerca de 2027 valores correspondendo a uma área de 825 km^2, compreendida entre os meridianos 605 e 630 km e os paralelos 4586 e 4619 km (coordenadas referentes à quadricula quilométrica U.T.M. - Datum Europeu), o que corresponde a uma densidade de 2 a 3 medidas por km^2 (Fig.5.1).

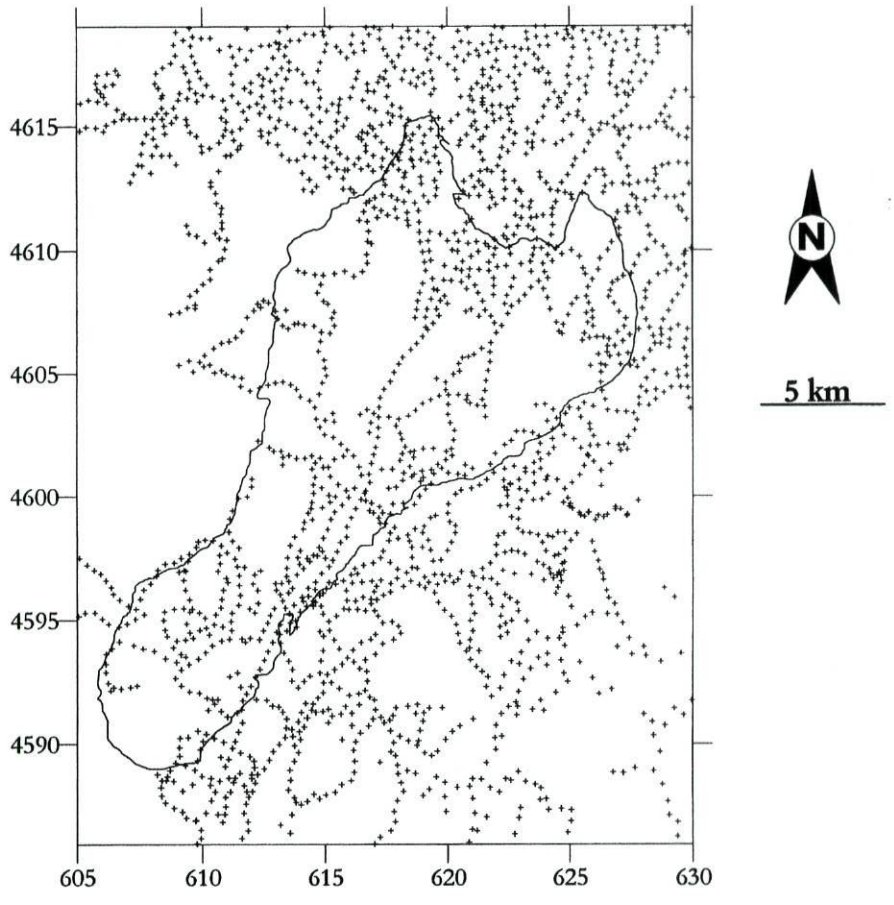


Fig. 5.1 Localização das medidas gravimétricas.

As medidas de campo foram obtidas com um gravímetro *Lacoste & Romberg, modelo G*, cuja precisão é de ± 0,01 mGal. Este aparelho está equipado com dispositivos necessários para eliminar os factores anómalos que podem derivar da pressão, temperatura e posicionamento.

A determinação da cota de cada estação foi obtida utilizando um altímetro barométrico.

6.5 Tratamento e Processamento dos Dados

O tratamento e interpretação das medidas gravimétricas trazidas do campo inclui diferentes aspectos a saber:

- correcções gravimétricas
- separação da tendência regional

- modelização (inversão)

De seguida serão descritos em que consistem sucessivamente estes passos.

6.5.1 Correcções Gravimétricas

Em estudos de gravimetria, o primeiro objectivo é obter a anomalia de Bouguer. Para isso é necessário remover, das medidas trazidas do campo, todos os efeitos produzidos quer por as estações corresponderem a pontos que não estão na superfície equipotencial, quer os efeitos instrumentais, quer os efeitos tidais e de latitude. A remoção destes efeitos diversos designa-se genericamente por correcções gravimétricas.

Vejamos então as diferentes correcções necessárias a realizar num estudo gravimétrico.

Correcção dos efeitos tidais

Esta correcção vai remover o efeito das variações da gravidade devidas à posição relativa da terra, da lua e do sol, que seguem ciclos de 12 a 24 horas. Estas correcções são previsíveis, sendo publicadas anualmente tabelas com estes valores, em publicações apropriadas (i.e. "Tidal gravity corrections for 1991, European Association of Exploration Geophysicists, the Hague"). Podem também ser utilizados programas de computador, para efectuar este tipo de correcção, por exemplo o "GravPac de Lacoste & Romberg".

Correcção da deriva instrumental

A correcção da deriva instrumental do gravímetro é baseada em leituras repetidas a diferentes horas, numa mesma estação denominada base. Estas leituras são representadas graficamente em ordenadas e o tempo em abcissas, assumindo-se que a deriva é linear entre duas leituras consecutivas. O valor da deriva do

gravímetro num instante qualquer, pode assim, ser obtido graficamente, permitindo a correcção da medida efectuada nesse instante.

Correcção de Latitude

O gradiente horizontal da gravidade, que é obtido pela diferenciação da expressão IGSN'71, é dado por:

$$\partial g/\partial x = 0{,}8124 \operatorname{sen} 2\theta$$

De acordo com esta expressão, o máximo valor da gravidade ocorre para a latitude de 45°, sendo obviamente zero no equador e nos polos. Assim a gravidade varia de 0,8124 mGal por cada quilómetro. Habitualmente por questões de precisão, considera-se uma latitude de referência para a qual se calcula a correcção de latitude, vindo as outras estações referidas à latitude de referência. Pode-se também calcular o g_θ para cada estação, se a latitude de cada região for conhecida com precisão.

Correcção de Ar Livre

Esta correcção tem em conta a elevação da estação sobre a superfície equipotencial (superfície do esferóide de referência). A taxa de diminuição da gravidade com a elevação é de 0,3086 mGal por cada metro. Assim a expressão que permite efectuar esta correcção é:

$$C_{Bouguer} = 0{,}308557 \times h$$

Em que h é a altura da estação. Esta correcção deverá ser somada ou subtraída consoante a estação está acima ou abaixo da superfície do esferóide (Fig. 5.2a).

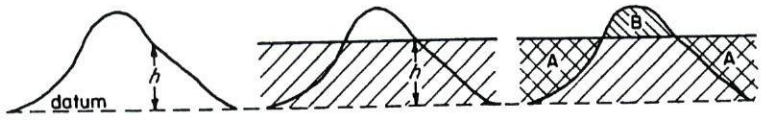
Correcção de Bouguer

A correcção de Bouguer tem em conta o efeito da atracção de massa existente entre a estação e a superfície equipotencial do esferóide de referência. Assume-se que a topografia pode ser representada por uma camada horizontal infinita de

espessura *h* (Fig. 5.2b). Esta correcção tem sinal contrário à correcção de ar livre e é dada pela expressão:

$$C_{Bouguer}=0{,}04191\times h\times d$$

Em que d é a densidade das rochas.



(a) (b) (c)

Fig.5.2 (a) Correcção de ar livre numa estação de altura *h* acima da superfície equipotencial ("datum"). (b) Correcção de Bouguer; a região a tracejado corresponde à camada horizontal infinita e de espessura *h*. (c) Correcção de terreno. As zonas assinaladas com A já foram corrigidas na correcção de Bouguer embora não constituam material rochoso, ou seja, a correcção de Bouguer corrige por excesso estas zonas e portanto este efeito é reposto na correcção de terreno. A zona assinalada com B é constituída por material rochoso provocando atracção, ou seja, um decréscimo de *g*, mas o seu efeito foi excluído na Correcção de Bouguer, sendo agora reposto na correcção de terreno.

Correcção Topográfica ou de terreno

É a correcção que tem em conta a atracção que exercem os acidentes topográficos na estação (Fig. 5.2c). Para calcular esta correcção recorre-se ao método de Hammer (1939). Este método utiliza um ábaco, o ábaco de Hammer, que consiste num gratículo circular dividido por linhas concêntricas em zonas, estando cada zona dividida por linhas radiais em compartimentos (Fig. 5.3). São no total 13 zonas identificadas com as letras "A" até "M". Cada uma das zonas possui raios internos e externos sucessivamente maiores. O número de compartimentos em cada zona é sucessivamente maior, tendo a zona "A" 1 compartimento e a zona "M" 16.

O ábaco, em papel vegetal e desenhado na mesma escala que o mapa topográfico onde estão assinaladas as estações de medida, é colocado no centro da estação. São

de seguida, estimadas as diferenças topográficas entre cada compartimento e a estação.

A expressão que traduz a correcção de terreno para cada zona é dada por:

$$T=(R_1-R_2+\sqrt{(R_1^2+h^2)}-\sqrt{(R_2^2+h^2)})\times 0{,}04191\times d/n$$

Em que R_2 é o raio externo, R_1 é o raio interno, h a diferença de elevação entre a estação e a elevação média de cada compartimento, todas estas medidas em metros; d a densidade e n o número de compartimentos.

Os diferentes valores de T para cada zona apresentam-se tabelados (Hammer 1939).

As correcções de terreno de todos os compartimentos são somadas para se calcular a correcção total. Esta correcção é sempre positiva.

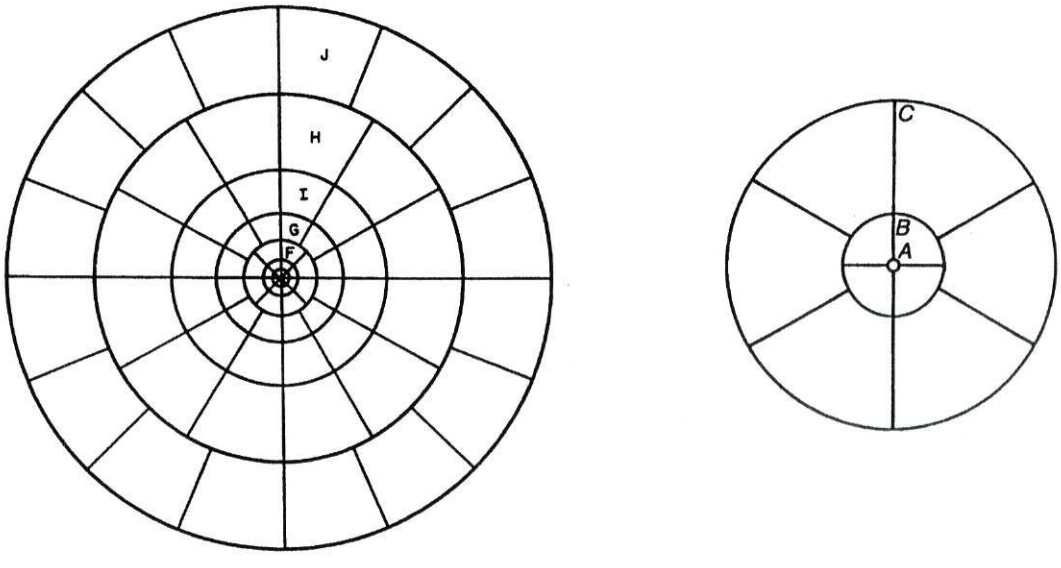


Fig. 5.3 Ábaco de Hammer usado para o cálculo das correcções de terreno. As zonas A a C foram expandidas para maior clareza.

Este tipo de correcção é morosa mas pode ser facilitada se existirem modelos numéricos do terreno.

Uma vez realizadas todas correcções gravimétricas obtém-se o valor da anomalia de Bouguer para cada estação de medida, que é então dada pela expressão:

$$Anomalia\ Bouguer = g\ corrigido - g\ \theta$$

E

$$g\ corrigido = g\ observado + C\ tidais \pm C\ ar\ livre \pm C\ Bouguer + C\ terreno$$

Note-se que a correcção da latitude está inclusa no cálculo do valor de g_θ

Uma vez obtidos os valores da anomalia de Bouguer para as estações de medida, pode-se obter por interpolação uma malha regular, a partir da qual se geram mapas de isolinhas de anomalia de Bouguer. A análise do mapa da anomalia de Bouguer juntamente com o conhecimento geológico da região, já permite algumas conclusões relativas ao tipo de corpos presentes na região, assim como às suas densidades e profundidades relativas.

5.5.2 Separação da tendência regional

Antes de se passar para a interpretação e modelização dos dados obtidos, é necessário subtrair a anomalia regional. A anomalia de Bouguer é a soma de duas anomalias:

$$An.\ Bouguer = An.\ Regional + An.\ residual$$

A anomalia regional tem uma origem mais profunda um carácter mais amplo. Pelo contrário, anomalia residual tem uma origem mais superficial e um carácter local.

Separar a anomalia regional, é a parte mais ambígua e mais subjectiva de todo o tratamento gravimétrico, uma vez que é influenciado por parâmetros não quantificáveis, como o conhecimento geológico e geofísico do contexto regional, assim como também a experiência do operador. Para além disso, a anomalia regional não é calculada por ela mesmo, mas sempre relativamente à anomalia que se pretende estudar.

O método mais simples de separar as duas componentes é o método gráfico, que consiste em traçar na carta da anomalia de Bouguer, perfis perpendiculares à estrutura anómala. Pela observação desses gráficos, infere-se o que deve ser considerado tendência regional, e subtrai-se a tendência regional à anomalia observada, considerando o residual como anómalo. Obtém-se assim, a anomalia residual (Fig. 5.4). Este método é totalmente dependente do operador, o que no entanto, não o torna completamente desvantajoso numa primeira análise.

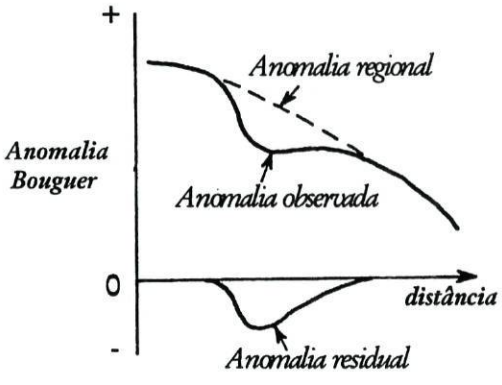


Fig. 5.4 Separação da anomalia regional da anomalia observada.

Neste trabalho optamos por utilizar métodos polinomiais para a separação da componente regional. Os métodos polinomiais consistem em encontrar uma superfície cuja definição matemática é um polinómio que pode ser de grau 1, 2 ou 3 do tipo $f(x,y)=a_0+a_1x+a_2y+a_3x^2+a_4xy+a_5y^2+....$ A superfície polinomial corresponde à tendência regional. Esta superfície fixa um nível, para cima ou para baixo do qual, nasce a anomalia residual.

Uma vez subtraída a tendência regional obtemos a anomalia residual para cada estação, a partir da qual podemos construir um mapa de isolinhas de anomalia residual.

No entanto, qualquer que seja o método usado para a separação da componente regional nos estudos de rochas graníticas, é conveniente que a isolinha de valor zero da anomalia residual, contorne aproximadamente o afloramento do corpo granítico estudado (Vigneresse 1990).

5.5.3 Modelização

Existem três métodos de interpretação dos dados gravimétricos (Vigneresse 1990): os métodos directos, indirectos e inversos.

Nos métodos directos, parte-se de uma estrutura determinada e de geometria simplificada e calcula-se a anomalia gravimétrica que esta origina; posteriormente por variações sucessivas da estrutura tenta-se obter a melhor adaptação entre os valores calculados e os valores medidos.

Nos métodos indirectos, utilizam-se análises de Fourrier para filtrar os dados gravimétricos e fornecer informação relativa à profundidade dos corpos.

Nos métodos inversos, parte-se da medida obtida no terreno e tenta-se determinar as características do corpo, ou seja, a sua forma, profundidade e extensão. A fonte da anomalia gravimétrica é modelizada por prismas de modo a encontrar o melhor ajuste entre o campo calculado e os dados. Não se introduz uma estrutura inicial embora se limite o modelo definindo parâmetros como a forma cartográfica do corpo e os contrastes de densidades entre os diferentes corpos presentes na região.

No trabalho efectuado utilizamos os métodos inversos, mais particularmente o método inverso em três dimensões que recorre ao algoritmo de Cordell & Henderson (1968), adaptado para trabalhos a menor escala (Vigneresse 1990; Ameglio et al. 1997).

O método de cálculo compreende três etapas: (i) definição de um modelo de partida a partir do campo residual medido, (ii) cálculo do efeito gravimétrico desse modelo e (iii) modificação do modelo anterior, em função do desacordo entre as anomalias medidas e calculadas. O segundo e o terceiro passo consistem em iterações sucessivas até à obtenção de um ajustamento conveniente.

A anomalia gravimétrica é digitalizada numa grelha rectangular. É assumido que o corpo que causa a anomalia é aproximado por prismas verticais elementares, centrados em nódulos duma malha (Fig. 5.5). Esta malha é obtida a partir da

interpolação dos dados. Para cada prisma pode-se introduzir um contraste de densidade diferente que permite ter em conta as variações laterais de fácies.

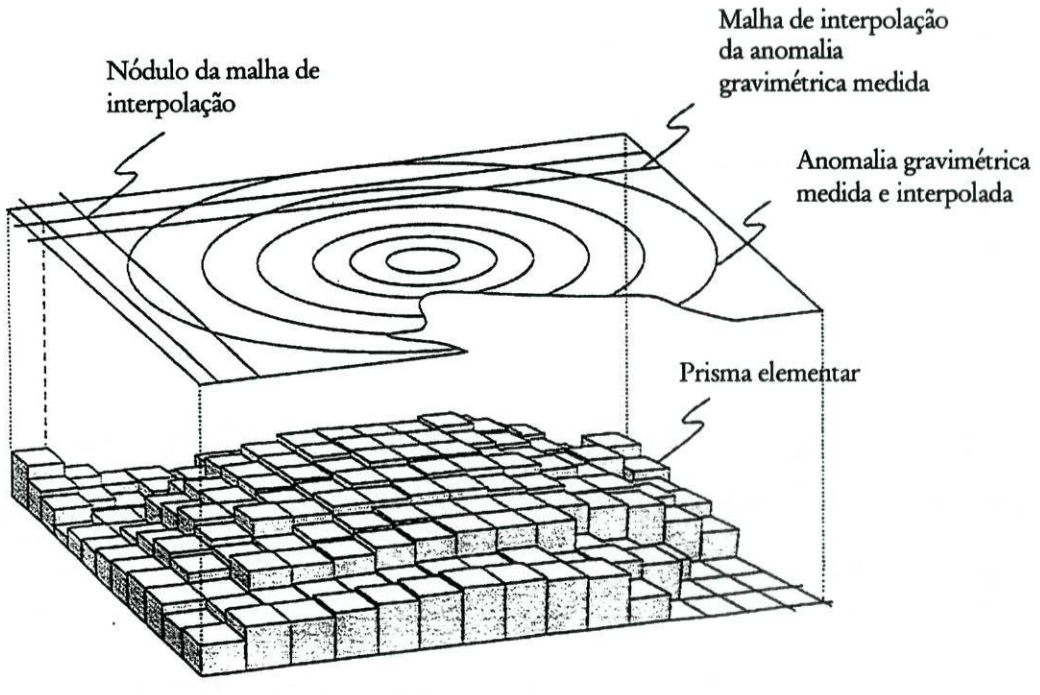


Fig. 5.5 Anomalia gravimétrica medida e modelo tridimensional obtido a partir de um conjunto de prismas (*Adapt.* Cordell & Henderson 1968).

Em resumo, no processamento dos dados utiliza-se um mapa de contrastes de densidades e com estes valores a anomalia gravimétrica provocada por todos os prismas é calculada e comparada com os valores medidos. Os desvios (positivos e negativos) entre o campo produzido pelo modelo e o campo medido no terreno, servem para modificar a profundidade dos prismas, realizando-se cinco iterações sucessivas até obter um desvio mínimo. Mediante este processo iterativo, obtemos um mapa de profundidades para o corpo granítico.

É notório, que o parâmetro crítico para este tipo de tratamento, é o contraste de densidade entre o granito e o encaixante. No entanto, para variações razoáveis dos contrastes de densidades, as profundidades calculadas não variam mais do que ±10% e quando somadas todas as fontes de incertezas (aparelho de medida, elevação, topografia) a precisão total nas profundidades é maior que ±15% (Ameglio et al. 1997).

5.6 RESULTADOS

As medidas gravimétricas foram corrigidas do efeito da deriva instrumental do gravímetro e dos efeitos já referidos, tidais, latitude, altitude e topografia. A correcção de Bouguer foi realizada assumindo uma densidade de 2,70. Os dados da anomalia de Bouguer são apresentados na Tabela 2 (Anexo IV).

5.6.1 Anomalia de Bouguer

A anomalia de Bouguer foi interpolada para uma malha de um quilometro de lado. Esta interpolação foi realizada utilizando o "software" *Surfer (Version 6, Golden Software Inc.)*, através do método "kriging". A partir desta malha criaram-se as isolinhas da anomalia de Bouguer (Fig. 5.6).

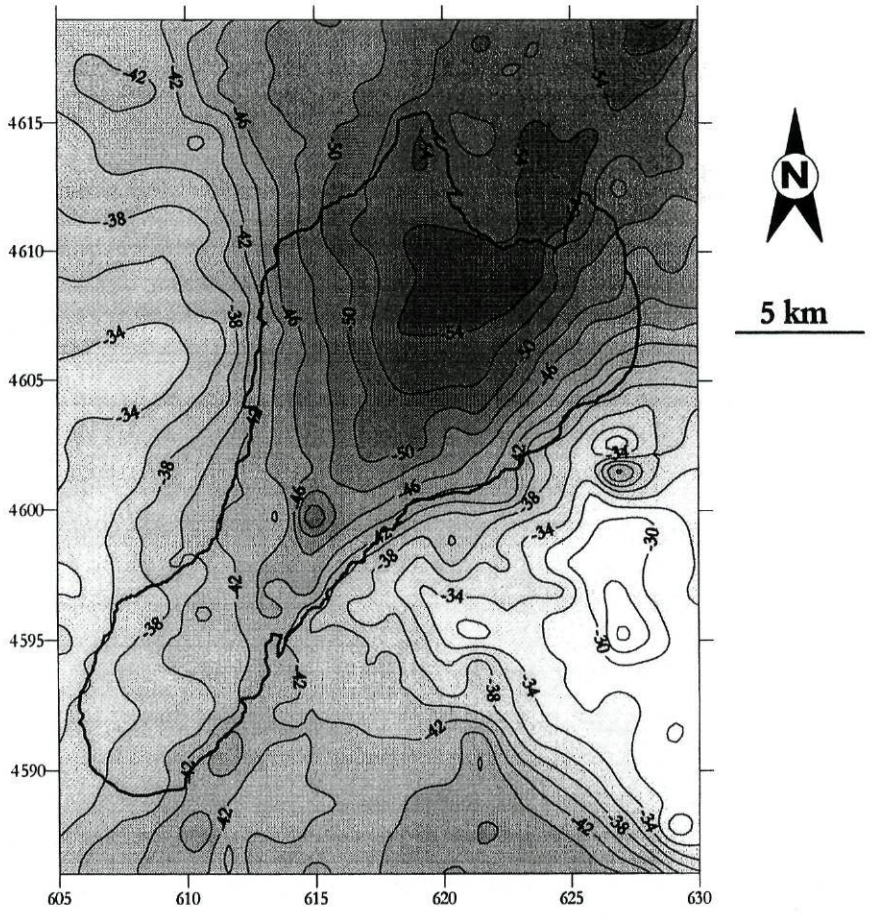


Fig. 5.6 Mapa da anomalia de Bouguer. São apresentadas as isolinhas de anomalia de Bouguer de -28 a -54 mGal.

Do mapa das isolinhas de Bouguer ressalta de imediato, a coincidência existente entre a geometria das isolinhas e o traçado do plutão de VPA. Há um gradiente no sentido do encaixante (a este e a oeste) para o interior do plutão de VPA, gradiente este, que se mantém para norte. O contacto SW do plutão é marcado por um fraco gradiente negativo no sentido do granito encaixante (granito de duas micas). A SEdo plutão de VPA, o efeito dos granitos de duas micas é evidente no mapa da anomalia de Bouguer. Aliás a isolinha dos -40 mGal marca aproximadamente o contacto entre o granito da Gralheira e os metassedimentos. Uma região com valores mínimos pronunciados (que varia de -48 a -54 mGal) está presente a NNE do plutão. Por outro lado, os valores mais elevados da anomalia de Bouguer (entre -28 a -38 mGal) situam-se a SE do plutão de VPA e relacionam-se com a presença do encaixante metassedimentar.

5.6.2 Anomalia residual

Para efectuar a subtracção da tendência regional, utilizamos métodos polinomiais. O polinómio que utilizamos foi do tipo:

$$f(x,y)= -43+(-5/14)X+(-2,5/20)Y$$

em que X=(x-612) e Y=(y-4600).

Após a subtracção da tendência regional, obtivemos assim um mapa da anomalia residual (Fig.5.7).

O mapa da anomalia residual mostra, em geral, uma coincidência entre o limite cartográfico do maciço de VPA e a isolinha zero, embora a norte haja um afastamento das duas linhas, o que se relaciona com o prolongamento do plutão de VPA sob o encaixante.

A assinatura negativa para o corpo granítico de VPA é de cerca de -4 a -8 mGal em amplitude. Por outro lado, os metassedimentos a este e a oeste, têm uma assinatura positiva com um máximo de 20 mGal.

A sul do plutão de VPA, realça de imediato a dificuldade em ajustar o zero da anomalia residual com o contorno do plutão. No entanto, mesmo experimentando

diferentes tendêncais regionais, verifica-se que a sul do plutão, o ajuste entre o zero da anomalia residual e o contorno do plutão mantêm alguma discrepância. Esta discrepância pode ser atribuída ao contacto do plutão de VPA com o o Granito da Gralheira. Assim, a anomalia residual imperfeita, a sul, está de acordo com a a presença de rochas graníticas cuja densidade é muito semelhante à do GVPA.

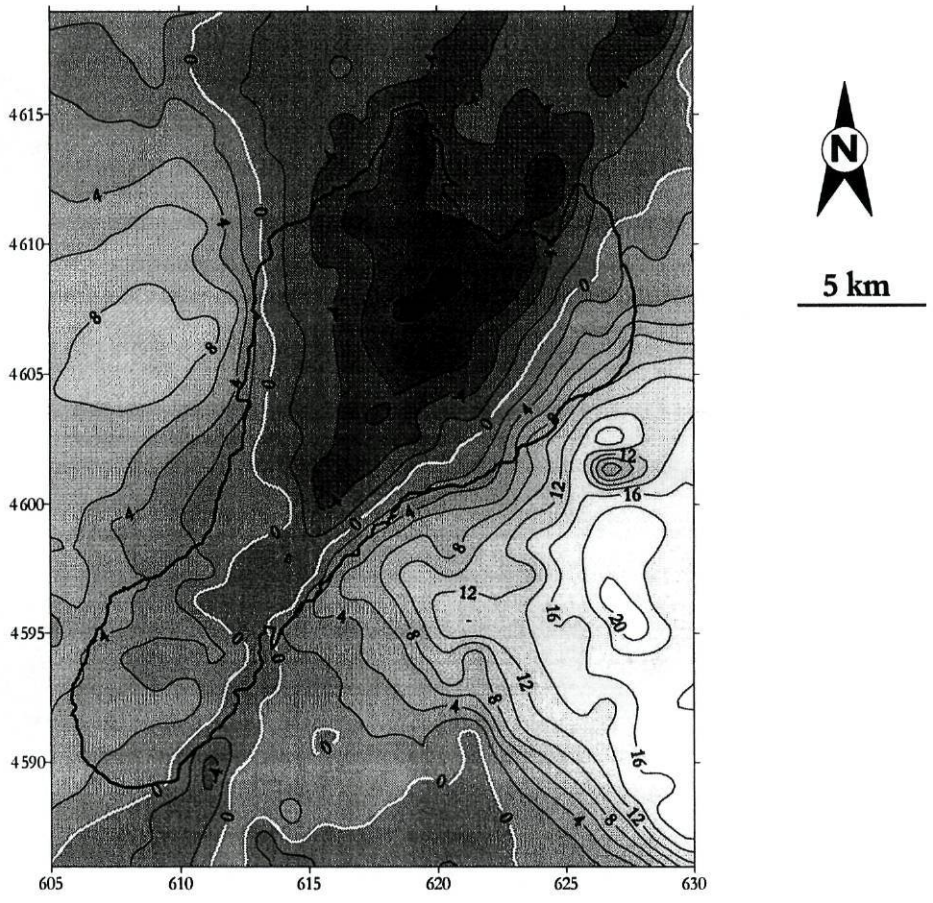


Fig. 5.7 Mapa da anomalia residual. Foram traçadas as isolinhas de anomalia residual de -8 a 20 mGal.

5.6.3 Profundidades

A modelização foi a etapa seguinte, e para tal, recorreram-se a métodos inversos, como já referimos em 5.5.3. O processamento dos dados realizou-se utilizando um mapa de contrastes de densidades. O contraste de densidade entre o granito e o encaixante metassedimentar foi de $\Delta d=0,16$ e $\Delta d=0,21$ para o GVPA e para o GPS respectivamente.

Mediante este processo iterativo obtivemos, como resultado final, um mapa de profundidades para a base[1] do plutão de VPA (Fig. 5.8).

O mapa de profundidades mostra que o corpo granítico de VPA é pouco espesso, uma vez que 60% da sua área apresenta uma espessura inferior a 1 km. As isolinhas que correspondem a profundidades superiores a 1 km, apresentam uma morfologia triangular que segue o contorno do afloramento norte do plutão, continuando por debaixo das rochas encaixantes.

Este "triângulo" é formado a oeste por uma espécie de vale de direcção N-S, e a este por um vale de direcção NE. Para sul, estes dois vales juntam-se, formando um única depressão que segue a direcção de alongamento do maciço. No vale situado a oeste, existem três zonas aproximadamente circulares com 5 km de profundidade. Destas três zonas, aquela que está situada mais a sul localiza-se no centro da fácies do GPS. No vale situado a este, define-se uma zona mais profunda com cerca de 4 km de profundidade. Estas zonas de maior profundidade podem ser interpretadas como zonas de raiz do plutão de VPA.

Há várias causas induzidas pela redução preliminar dos dados gravimétricos (correcções) que podem explicar os valores tão baixos da espessura observada sobretudo a sul do plutão de VPA.

Para além disso, uma drástica estimativa da anomalia regional, pode obliterar a assinatura granítica num mapa de anomalia residual. No entanto, a máxima amplitude relativa observada no mapa da anomalia de Bouguer é só de 4 mGal, na parte mais a sul do plutão (Fig. 5.6). Assim, variações leves dos contrastes de densidades, não trazem diferenças substanciais na espessura. Mesmo para um valor médio de contraste de densidade de 0,15 é esperada uma profundidade de cerca de 1 km para a zona sul do plutão, o que continua a ser uma espessura muito baixa.

---

[1] Optámos neste trabalho pela utilização da palavra *base*, no sentido do limite inferior do corpo granítico. De referir que na bibliografia francesa e inglesa, utilizam-se neste sentido, as expressões "plancher du pluton" e "pluton's floor" respectivamente.

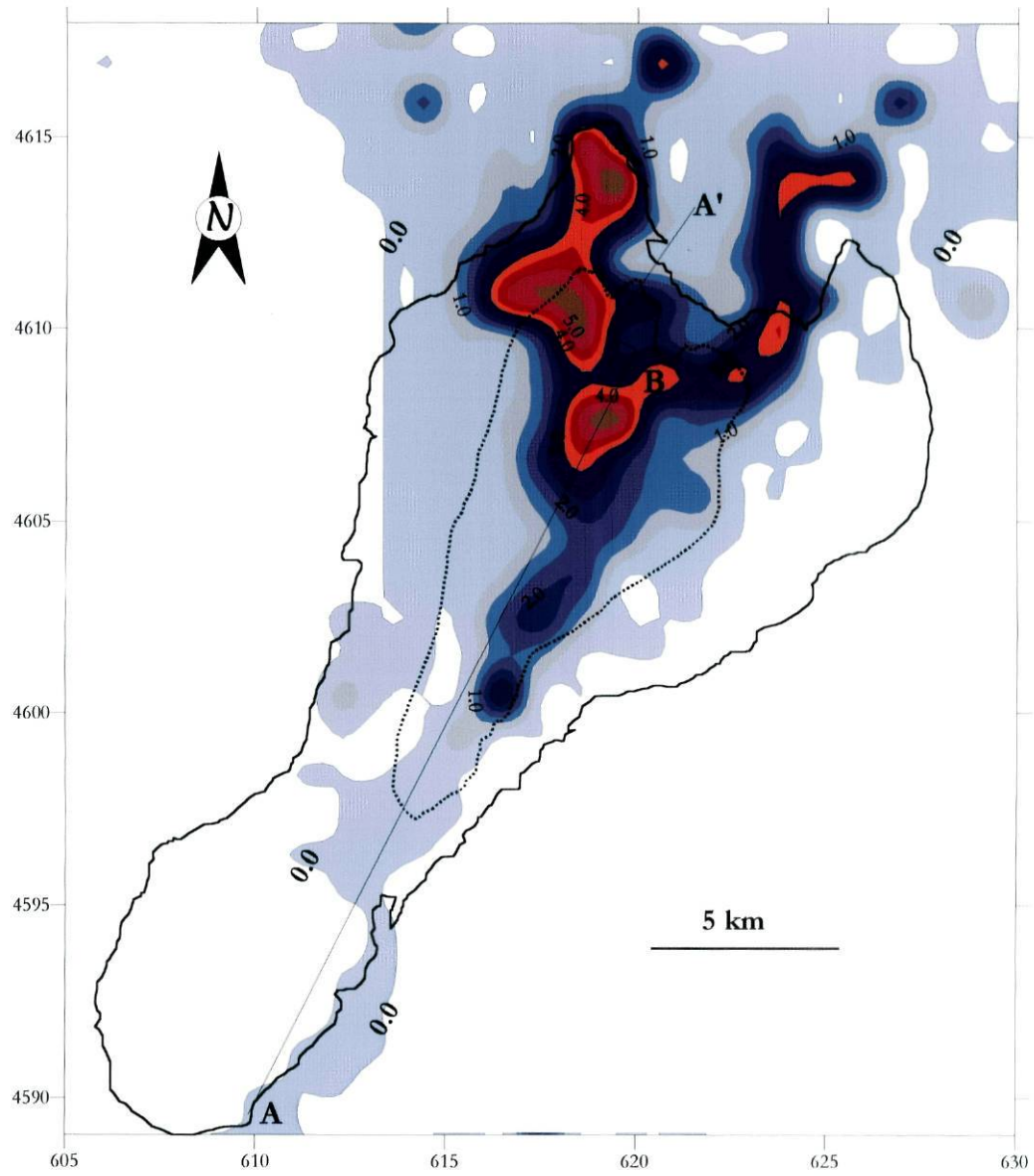


Fig. 5.8 Mapa de profundidades. As isolinhas de profundidade estão marcadas de 0 a 5 km, cada meio quilometro. A tracejado está marcado o contacto entre as fácies do GPS e do GVPA. ABA' mostra a localização do perfil da Fig. 5.10.

Outro problema, como já referimos, é a presença a sul do Granito da Gralheira, cuja densidade inferior à do GVPA, cria um contraste de densidade negativo, o que aumentaria a dificuldade da modelização. Assim a modelização foi feita, utilizando somente o contraste de densidade existente entre granitos e metassedimentos.

5.7 GEOMETRIA DOS PLUTÕES

Como já referimos, a inversão de dados gravimétricos, permite determinar a forma tridimensional dos plutões. A sistematização das diferentes geometrias encontradas para diversos plutões, permitiu a divisão destes em dois grandes grupos. Ameglio et al (1997) propõem a divisão dos plutões de acordo com a sua forma em "flat-floor plutons" ou "flat-shaped plutons" (plutões de base achatada ou plutões achatados) e "wedge-shaped plutons" (plutões em cunha).

Segundo estes autores, os "flat-floor plutons" são plutões pouco espessos (3 a 4 km de espessura), alimentados por várias raízes, de forma muito achatada e com uma relação espessura/comprimento inferior a 0,5. Implantam-se horizontalmente em domínios crustais de comportamento plástico na transição frágil-dúctil, ou como soleiras na crusta superior tirando partido de volumes dilatantes subhorizonais associados a contextos tectónicos extensionais. Temos como exemplos, os plutões de Saint-Sylvestre, do Sidobre e La Marche (França), de Guitiriz (Espanha) e de Fitchelgebirge (Alemanha) (Fig. 5.9).

Contrariamente, os "wedge-shaped plutons" são plutões que podem ser mais espessos que 10 km, com uma relação espessura/comprimento superior a 0,5 e são geralmente alimentados por uma só raiz. Possuem paredes inclinadas e apresentam, perpendicularmente ao eixo de maior extensão, perfis em forma de "V". Estes plutões correspondem ao preenchimento de volumes dilatantes da crusta, geralmente fracturas mais ou menos verticais, durante um regime tectónico

transcorrente. São exemplos deste tipo de plutões, Cabeza d'Araya (Espanha), Mortagne e Pontivy (França) (Fig. 5.9).

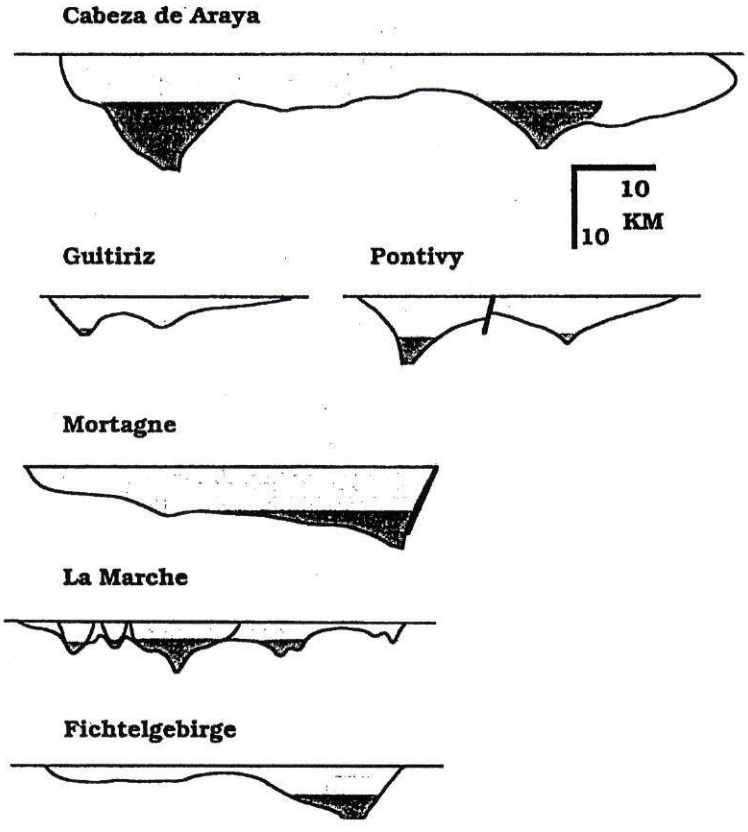


Fig. 5.9 Perfis de vários plutões graníticos, mostrando a morfologia em profundidade, obtida através de inversão gravimétrica; a zona sombreada representa as zonas de raiz (Vigneresse 1999).

5.8 GEOMETRIA DOS GRANITOS DO PLUTÃO DE VPA

No plutão de VPA estão presentes duas fácies principais que correspondem a dois granitos diferentes, o GVPA e o GPS. A inversão dos dados gravimétricos, veio mostrar que estes dois corpos graníticos possuem formas geométricas diferentes.

Devido à sua geometria laminar, a base plana ("flat floor") e à espessura inferior a 1 km em 2/3 da sua área, o GVPA pode ser descrito como um soleira.

Recorrendo à divisão com base na forma em profundidade, o GVPA devido às suas características geométricas, pode ser considerado como um "flat-floor pluton", pelo menos na parte norte do maciço (Fig. 5.10), uma vez que na parte sul a sua geometria está mal definida. Este granito, parece ter sido alimentado, a norte, através de dois canais estreitos que formam um vale em "Y". Note-se ainda que a forma deste vale se ajusta quase perfeitamente, às falhas identificadas no mapa geológico (Fig. 5.8).

A geometria do GPS difere do GVPA. O GPS é globalmente mais espesso, com uma profundidade média de 2 a 3 km em 2/3 da sua área de afloramento (Fig. 5.10). A alimentação deste granito fez-se, provavelmente, a partir da raiz que está mais localizada a sul no vale em "Y" (Fig. 5.8). Como já referimos no capítulo anterior, a observação do "fabric" magnético, nomeadamente das trajectórias das foliações magnéticas, sugere que a parte central do GPS constitui uma estrutura em domo.

Para o GGS, dado seu baixo volume, podemos somente inferir que se trata dum corpo muito fino, e que fecha a sul a soleira (Fig. 5.10).

A geometria global do plutão de VPA, com a sua extremidade sul laminar e a parte central mais espessa e com uma estrutura de domo, sugere a forma de um lacólito. Classicamente, um lacólito é descrito como um corpo granítico concordante que encurva as formações que estão por cima e que possui uma base mais ou menos plana. Na forma assemelham-se a soleiras, embora a soleira seja uma intrusão granítica muito fina enquanto que o lacólito é mais maciço e pode mesmo ser compósito. Há diferentes geometrias lacolíticas, sendo os mais comuns os lacólitos achatados ou com uma forma superior mais curva ("bell-shaped plutons"). No caso do plutão de VPA estamos perante um lacólito achatado, mas também compósito, uma vez que é formado por duas fácies magmáticas principais diferentes que sofreram "telescoping", isto é, se acomodaram no local de instalação, como veremos no Capítulo 7.

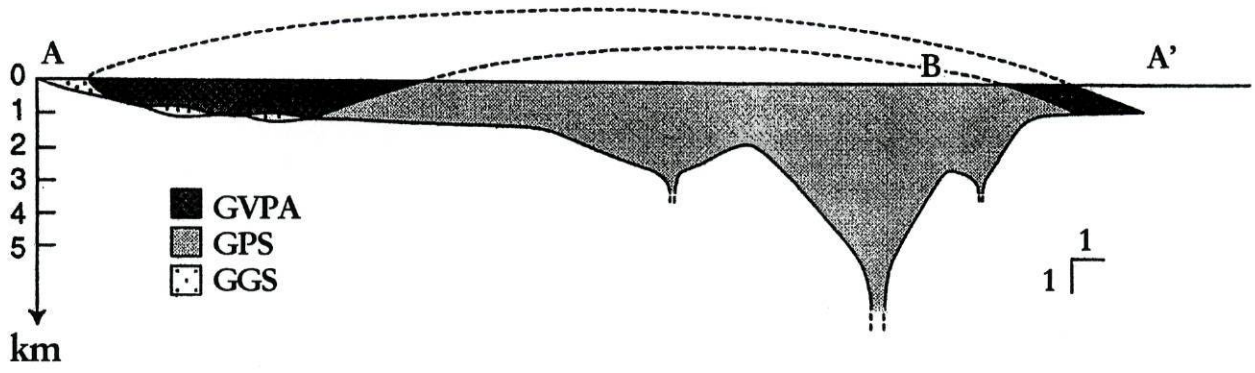


Fig. 5.10 Perfil interpretativo de direcção aproximadamente NNE-SSW (a localização exacta está representada na Fig. 5.8). Os contactos do plutão com o encaixante e entre as fácies foram interpretados com base na orientação das foliações magnéticas (ver Capítulo 4, Fig. 4.19). A escala vertical é a mesma que a escala horizontal.

CHAPITRE 5: ETUDE GRAVIMETRIQUE

L'étude de la gravimétrie permet de localiser des corps qui présentent des contrastes de densité par rapport à leur encaissant. Cette technique s'est imposée depuis une dizaine d'années pour l'étude de la forme en trois dimensions des corps granitiques. Pour réaliser la présente étude gravimétrique, nous avons eu la chance de pouvoir disposer des données de l'anomalie de Bouguer qui nous ont été fournies par l'Institut de Géophysique de Lisbonne. L'inversion 3-D des données gravimétriques a été réalisée au CREGU de Nancy (France) avec la collaboration du Dr. J.L. Vigneresse.

Théorie

La loi de la gravitation de Newton, base de la gravimétrie, stipule que la force entre deux particules de masses m_1 et m_2 est directement proportionelle au produit de leurs masses et inversement proportionelle au carré de la distance entre leurs centres. Cette force s'exprime par l'équation:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{D^2} r$$

Où F est le vecteur force de gravité entre m_1 et m_2, γ la constante de la gravitation universelle, D la distance entre m_1 et m_2 et r le vecteur unitaire m_1m_2. Sur cette base, l'accélération g de m_2 due à la présence de m_1 peut s'écrire:

$$g = \frac{F}{m_2}$$

En particulier, si m_1 est la masse de la Terre, l'accélération g de m_2 due à la présence de m_1 s'écrira:

$$g = \gamma \frac{M}{R^2} r$$

où M est la masse de la Terre et R le rayon de la Terre. Cette accélération est appelée accélération de la gravité, en cm/s^2 en CGS, qui s'appelle Gal en l'honneur de Galilée. L'unité pratique utilisée en gravimétrie est le mGal (10^{-3} Gal).

La valeur moyenne de l'accélération de la gravité à la surface de la Terre est de 980 Gal, sa variation étant comprise entre 978 à l'équateur et 983 aux pôles.

La valeur de l'accélération de la gravité mesurée sur le terrain est différente de la valeur théorique de ***g***. La différence est due aux structures profondes internes de la Terre et aux facteurs extérieurs qui sont: l'altitude, la topographie, la latitude, la dérive instrumentale et le rôle des marées terrestres et océaniques. A l'issue des corrections de ces facteurs extérieurs, la différence qui s'appelle l'anomalie de Bouguer, est exclusivement due aux structures géologiques enfouies.

Densité des roches

Les anomalies positives ou négatives sont provoquées, respectivement, par la présence d'un excès de masse (c'est-à-dire un corps de densité plus grande que son environnement) ou au contraire un défaut de masse. Il est donc indispensable de connaître la densité pour quantifier l'anomalie gravimétrique. La densité, d, est une quantité sans dimension puisque c'est le rapport de la masse spécifique de l'objet à la masse spécifique de l'eau.

Dans le cas des corps granitiques, pour lesquels la densité du granite est généralement inférieur à la densité des méta-sédiments qui constituent l'encaissant, l'anomalie gravimétrique est négative. La mesure de la densité de la roche se fait par pesée d'échantillon et par mesure du volume de liquide qu'il déplace avec un pycnomètre. En pratique, on utilise la technique de Vigneresse et Cannat (1987) qui consiste à faire une série de trois pesées par échantillon. Pour estimer les densités moyennes de notre terrain, on a mesuré la densité de 84 échantillons. Les densités obtenues sont d=2,65 et 2,60 pour le faciès GVPA et GPS respectivement, d=2,81 pour les méta-sédiments, et d=2,60 pour le granite à deux micas (voir Annexe IV).

Mesures sur le terrain

5086 mesures de gravimétrie ont été effectuées dans la région de Vila Pouca de Aguiar-Chaves, par l'équipe de l'Institut de Géophysique de Lisbonne (Moreira et al. 1992). Parmis ces mesures, on a utilisé pour ce travail, 2027 mesures correspondant à une surface de 825 km^2, comprise entre les méridiens 605 et 630 km et les parallèles 4586 et 4619 km (Coordonnées kilométriques UTM), ce qui correspond à une couverture de 2 à 3 mesures/km^2 (Fig.5.1 et Annexe IV). Les mesures on été obtenues avec un gravimètre de Lacoste & Romberg, modèle G, dont la précision est ± 0,01 mGal.

Traitement des données

Le traitement et l'interprétation des mesures gravimétriques comprennent plusieurs aspects: (i) corrections gravimétriques (corrections des marées terrestre et océanique, de la dérive instrumentale, de la latitude, à l'air libre, de Bouguer et de terrain: Figs. 5.2 et 5.3); (ii) séparation de la régionale et de la résiduelle (Fig. 5.4) et (iii) inversion 3-D des données gravimétriques.

En ce qui concerne la séparation de la régionale et de la résiduelle, on voit que l'anomalie de Bouguer peut se décomposer comme suit:

$$An.\ Bouguer = An.\ Régionale + An.\ résiduelle$$

L'anomalie régionale correspond à la surface à partir de laquelle on détermine l'anomalie résiduelle. Dans notre travail nous avons utilisé une surface de forme quadratique du type $f(x,y)=a_0+a_1x+a_2y+a_3x^2+a_4xy+a_5y^2+...$ pour séparer l'anomalie régionale de l'anomalie résiduelle. Dans le cas idéal l'anomalie régionale est correcte quand la ligne zéro de la résiduelle épouse le contour à l'affleurement du granite (Vigneresse 1990).

Pour l'inversion 3-D des données gravimétriques, la méthode de calcul comprend trois étapes: (i) la définition d'un modèle de départ à partir du champ résiduel mesuré; (ii) le calcul de l'effet gravimétrique de ce modèle; et (iii) la modification du modèle antérieur en fonction du désaccord entre les anomalies

mesurées et les anomalies calculées. Les étapes 2 et 3 sont itérées jusqu'à obtention d'un ajustement convenable. Nous avons utilisé l'algorithme de Cordell & Henderson (1968).

En pratique, l'anomalie gravimétrique est interpolée aux noeuds d'une grille rectangulaire à maille carrée. Le corps responsable de l'anomalie est approché par des prismes élémentaires centrés aux noeuds de la grille (Fig. 5.5). Un contraste de densité différent peut être utilisé pour chaque prisme. Cette méthode d'inversion fournit un modèle des profondeurs du plancher pour le corps granitique

Resultats

La carte des anomalies de Bouguer (Fig. 5.6) montre que les isoanomales ont une forme à peu prés semblable au contour d'affleurement du massif. Aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest, il y a un net gradient au passage granite-encaissant. Au Nord-Nord-Est du pluton, on observe une anomalie fortement négative (de -48 à -54 mGal). Les plus fortes valeurs de l'anomalie de Bouguer, comprises entre -28 et -38 mGal, sont situées au Sud-Est du pluton de VPA, en relation avec la présence de l'encaissant méta-sédimentaire. Le contact Sud-Ouest du pluton est marqué par un faible gradient négatif dans le sens granite-encaissant, où précisement, l'encaissant est formé de granite à deux micas. A Sud-Est du pluton, le contact entre le granite à deux micas et les méta-sédiments est souligné par l'iso-anomale -40 mGal.

Pour obtenir l'anomalie résiduelle, l'effet de l'anomalie régionale a été retiré de l'anomalie de Bouguer. Cette régionale a été approché par le polynôme f(x,y)= -43-(5/14)X-(2,5/20)Y où X=(x-612) et Y=(y-4600). L'amplitude des anomalies résiduelles (Fig. 5.7) pour le corps granitique de VPA est très faible (-4 à -8 mGal). Les méta-sédiments ont, à l'Est et à l'Ouest une signature positive avec une valeur maximum de 20 mGal. Au Sud du pluton, la carte montre bien la difficulté qu l'on rencontré à ajuster le zéro de l'anomalie résiduelle avec le contour de l'affleurement. Les différentes régionales qui ont été testées n'ont pas modifié sensiblement la fermeture de l'anomalie. Cet écart entre le zéro de l'anomalie

résiduelle et contour du granite est rapporté à la présence des granites à deux micas dont la densité est très proche de celle du faciès GVPA. Au Nord, la non fermeture de l'anomalie résiduelle est attribué au prolongement du pluton de VPA sous son encaissant.

Profondeur du plancher

La carte de la profondeur (Fig. 5.8) du plancher du pluton a été calculée sur la base d'un contraste de densité entre le granite et son encaissant de $\Delta d = 0{,}16$ pour le GVPA, et de $\Delta d = 0{,}21$ pour le GPS. Cette carte montre que le corps granitique de VPA est peu épais: 60% de sa surface présente une épaisseur inférieure à 1 km. Le contour des domaines dont les profondeurs sont supérieures à 1 km, présentent une forme triangulaire parallèle au contour du pluton. Ce "triangle" est composé à l'Ouest par un sorte de "sillon" de direction Nord-Sud, et à l'Est par un sorte de "sillon" de direction Nord-Est – Sud-est. Au Sud, les deux sillons se rejoignent pour former une unique dépression parallèle à l'allongement du massif. A l'intérieur du sillon occidental, trois "puits" de gravité peuvent être identifiés jusque vers 5 km de profondeur. Ces puits sont interpretés comme des centres d'alimentation magmatiques ou comme des racines du pluton de VPA. Celle qui est localisée le plus au Sud est située précisément au centre du domaine à faciès GPS. A l'intérieur du sillon oriental, un centre d'alimentation peut être identifié à environ 4 km de profondeur.

Au Sud du pluton, où l'anomalie de Bouguer ne dépasse pas 4 mGal (Fig. 5.6), l'épaisseur calculée est particulièrement faible. Bien que trés sensible à la forme de l'anomalie régionale et au contraste de densité, nous avons constaté que l'épaisseur calculée ne change pas beaucoup lorsque les deux variables précédentes varient dans les limites raisonables. La difficulté que nous avons rencontrée pour ajuster l'anomalie régionale au Sud du massif, provient de la présence du granite à deux micas dont la densité, inférieure à celle du faciès GVPA, crée un contraste de densité négatif qui rend plus difficile l'inversion des données.

Forme du pluton et répartition des faciès

Les deux faciès principaux ont des gisements différents. Le faciès GVPA, dont l'épaisseur est faible, inférieure à 1 km sur plus des 2/3 de sa surface et dont le plancher est plat dans l'ensemble, se présente donc comme un sill en particulier dans la partie Nord du massif (Fig. 5.10). Il appartient à la catégorie des plutons à plancher "plat" ("flat-floored plutons") de Ameglio et al. (1997). Il est raisonnable de penser que ce faciès granitique a été alimenté à partir du Nord par le biais des deux sillons étroits dont la forme en "Y" se superpose presque exactement à celle des failles dessinées sur la carte géologique. Le gisement du faciès GPS est différent de celui du GVPA. Globalement plus épais, avec une profondeur moyenne de 2 à 3 km sur 2/3 de sa surface d'affleureument (Fig. 5.10), son alimentation s'est faite probablement à partir d'une racine localisée au Sud de la vallée en "Y" (Fig. 5.8). Enfin, pour le faciès GGS, dont la surface d'affleurement est trés limitée, on pense qu'il s'agit d'un faciès formant des corps discontinnus, qui ourle localement au Sud le sill du faciès GVPA (Fig. 5.10).

En définitive, la forme d'ensemble du pluton de VPA, avec son extremité Sud très mince et une partie centrale plus épaisse et avec une géométrie en dôme, présente une forme laccolithique, c'est-à-dire formant un corps magmatique concordant avec son encaissant et repoussant vers le haut les formations situées à son toit. Dans le cas de VPA, cependant ce corps laccolithique est composite, puisqu'il est formé de deux faciès magmatiques différents qui se sont télescopés dans le site de mise en place (voir Chapitre 7).

CAPÍTULO 6

PLANOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS

6.1 INTRODUÇÃO

Os planos de inclusões fluidas (PIF) são estruturas microscópicas que correspondem a alinhamentos de inclusões, que entretanto foram aprisionadas. Estes alinhamentos materializam microfracturas pelas quais circularam fluidos. As microfracturas são formadas em regime frágil, sendo os PIF dos quartzos, portanto, microestruturas pós-magmáticas (Estampa1).

Para se formarem microfracturas nos minerais, mais propriamente, no quartzo, é necessário que o seu limite de plasticidade seja ultrapassado. Quando este limite é ultrapassado, a acomodação da deformação dá-se por rotura. No caso dos PIF a rotura é por tracção, ou seja, os dois blocos fracturados afastam-se constituindo microfracturas abertas (Lespinasse 1991, Nogueira 1997). Após a sua formação, circulam fluidos nas microfracturas, implicando a sua cicatrização. O processo de abertura da microfractura e da sua cicatrização ou "selagem" através do fluido que nela circula, corresponde ao mecanismo de "crack and seal" descrito por Ramsay (1967).

O preenchimento das microfracturas é feito com o mesmo material do grão fracturado, neste caso por silica. Isto é particularmente importante pois contribui para que os PIF não alterem o comportamento reológico do grão que os contém (Nogueira 1997; Nogueira 1998).

Os PIF materializam, assim, uma rotura no grão, no qual o movimento relativo entre as partes fracturadas é perpendicular à linha de crescimento da fractura ("tip line"). A este tipo de fracturas, em modo I (Lespinasse 1991, Nogueira 1997) (Fig. 6.1) corresponde um campo de tensões em que a compressão mínima, σ_3, é normal ao PIF, que portanto, materializa o plano vertical $\sigma_1\sigma_2$ (Nogueira 1997).

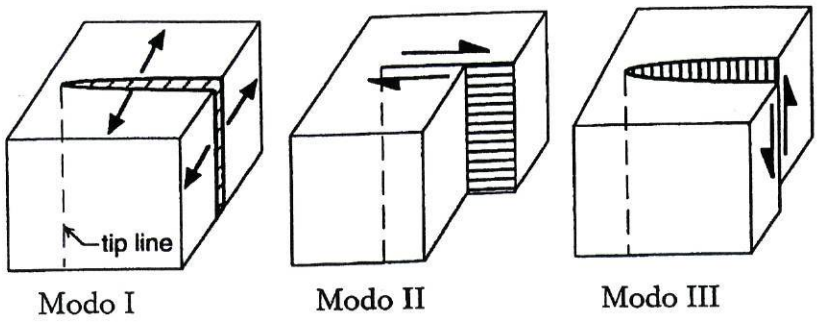


Fig. 6.1 Modos de abertura de uma fractura, relativamente à sua linha de crescimento (*Adapt.* Nogueira (1997).

Em resumo, os PIF por um lado, testemunham a existência de uma microfracturação da rocha e dos fluidos que coexistiram com a abertura dessas microfracturas; por outro lado, marcam a orientação do campo de tensões para um dado local e numa dada época. Como são marcadores do campo de tensões, os PIF apresentam analogias direccionais com a fracturação observável no terreno.

6.2 METODOLOGIA

No estudo dos PIF, utilizaram-se lâminas espessas (0,3 mm) orientadas cortadas a partir dos cilindros recolhidos no campo e utilizados para as medidas de ASM. Escolheram-se somente cilindros de furos subverticais (inclinação $>70°$) para que as lâminas obtidas correspondesssem a planos subhorizontais. Cada cilindro foi cortado perpendicularmente ao seu eixo, sendo a lâmina talhada de modo, a que na observação ao microscópio estejamos a observar as direcções verdadeiras, referidas ao terreno (como se estivessemos a observar a rocha de cima). Para orientar as lâminas marcaram-se nestas, a direcção relativamente ao norte do próprio cilindro (Fig. 6.2).

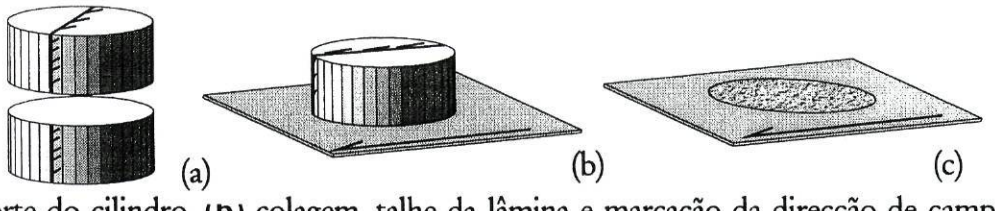


Fig. 6.2 (a) Corte do cilindro, (b) colagem, talhe da lâmina e marcação da direcção de campo; (c) lâmina orientada.

Em cada lâmina foram medidas as direcções dos PIF recorrendo ao analisador de imagens do Centro de Geologia da Universidade do Porto (Estampa I). Este analisador de imagens, consiste:

- num computador (do tipo PC) equipado com uma placa de interface com incrustação de imagem, que recebe o sinal enviado por uma câmara de vídeo montada num microscópio polarizante;
- num programa de computador – PLANIF (Nogueira & Noronha 1995; Nogueira 1997) - que permite uma análise de imagens a duas dimensões. Este programa permite o mapeamento de estruturas lineares, cálculos estatísticos e rosetas de orientação.

Utilizando este analisador, a inventariação dos PIF numa lâmina torna-se simples de realizar. A imagem da lâmina ao microscópio é observada também no ecrã do computador, e o operador só tem que assinalar (no ecrã) com a ajuda do "rato" a direcção observada. A observação terá que ser cuidadosa, para evitar que haja PIF que não sejam assinalados ou que sejam medidos mais do que uma vez. O microscópio está munido de uma platina de movimentos X-Y para o melhor varrimento da lâmina.

O programa de computador utilizado, constrói um ficheiro de dados onde parâmetros como a direcção, comprimento, abertura, tipo de fluído e frequência dos PIF são guardados, para posteriormente serem utilizados.

No estudo efectuado, o parâmetro sobre qual incidiu a nossa análise foi somente a direcção dos PIF, não foram analisados o comprimento, a abertura, o tipo de fluido ou a frequência dos PIF.

Restringimo-nos portanto, à análise da direcção dos PIF, uma vez que o objectivo fundamental deste trabalho, era a reconstituição da orientação dos campos de tensões que existiam após a cristalização do plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar, assim como a análise da eventual influência de anisotropias locais, no desvio desses campos de tensões.

6.3 RESULTADOS

Procedeu-se ao estudo 25 lâminas de diferentes estações de amostragem, tentando-se cobrir toda a área do maciço. Os PIF foram medidos em grãos de quartzo, correspondentes quer a microfracturas intergranulares quer a intragranulares.

Refira-se que as inclusões fluídas que constituem estes planos são essencialmente aquosas (Martins 1989).

Em cada lâmina foram medidos entre 30 a 70 planos de inclusões. Foram em seguida calculadas as rosetas de frequência de orientações para cada lâmina e projectadas no mapa do maciço (Tabela 6.1 e Fig. 6.3).

Tabela 6.1 Amostras a partir das quais foram realizadas as lâminas espessas para a medição dos PIF. N é o número de planos medidos.

Amostra	*N*	*Amostra*	*N*
46-5 A	30	*74-32 A*	37
46-10 D	34	*74-33 D*	68
60-1 A	40	*74-39 A*	60
60-20 A	54	*74-41 D*	47
60-23 A	45	*74-47 C*	53
60-27 C	35	*74-51 B*	55
60-32 D	45	*74-56 C*	53
60-39 C	48	*74-58 A*	64
60-46 C	30	*74-59 B*	66
61-6 A	48	*74-60 C*	30
61-12 B	30	*74-61 C*	70
61-14 C	40	*88-4 B*	42
61-18 A	55		

O mapa de rosetas dos PIF, mostrou uma organização dos PIF segundo 4 famílias principais (Fig. 6.3):

- uma família NNE-SSW que é visível preferencialmente na parte central do maciço, correspondendo à fácies do GPS;
- uma família NE-SW visível em todo o maciço;
- uma família NW-SE que se observa nas margens do maciço;
- uma família E-W a WNW-ESE, menos representativa, mas visível fundamentalmente também nas margens norte, este e oeste do maciço;

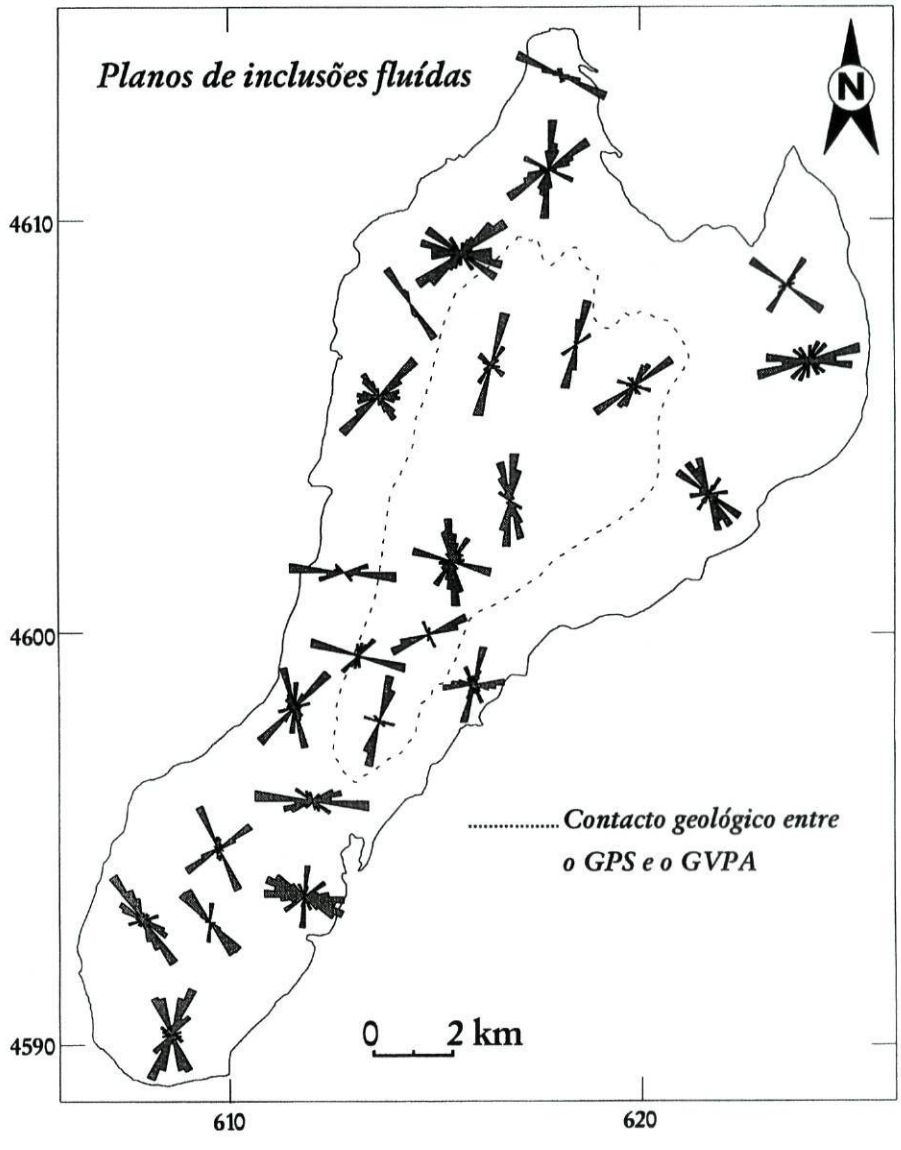


Fig.6.3 Mapeamento das rosetas dos PIF no maciço de VPA.

6.4 Os PIF e a fracturação regional

O padrão de lineamentos (Fig. 6.4) obtidos a partir da interpretação de fotografias aéreas nas escalas 1/15 000 e 1/30 000 (Baptista et al. 1993) assim como a respectiva roseta de orientações, mostra que as direcções NNE-SSW, NE-SW e NW-SE são as mais visíveis. Estão ainda representadas mais três direcções: (1ª) N-S a NNW-SSE (bem representada em Pedras Salgadas e na região de Vidago-Oura-Loivos); (2ª) ENE-ESW (bem representada em toda a área do mapa); (3ª) E-W a WNW-ESSE, menos abundante (concentra-se em Sabroso e Oura).

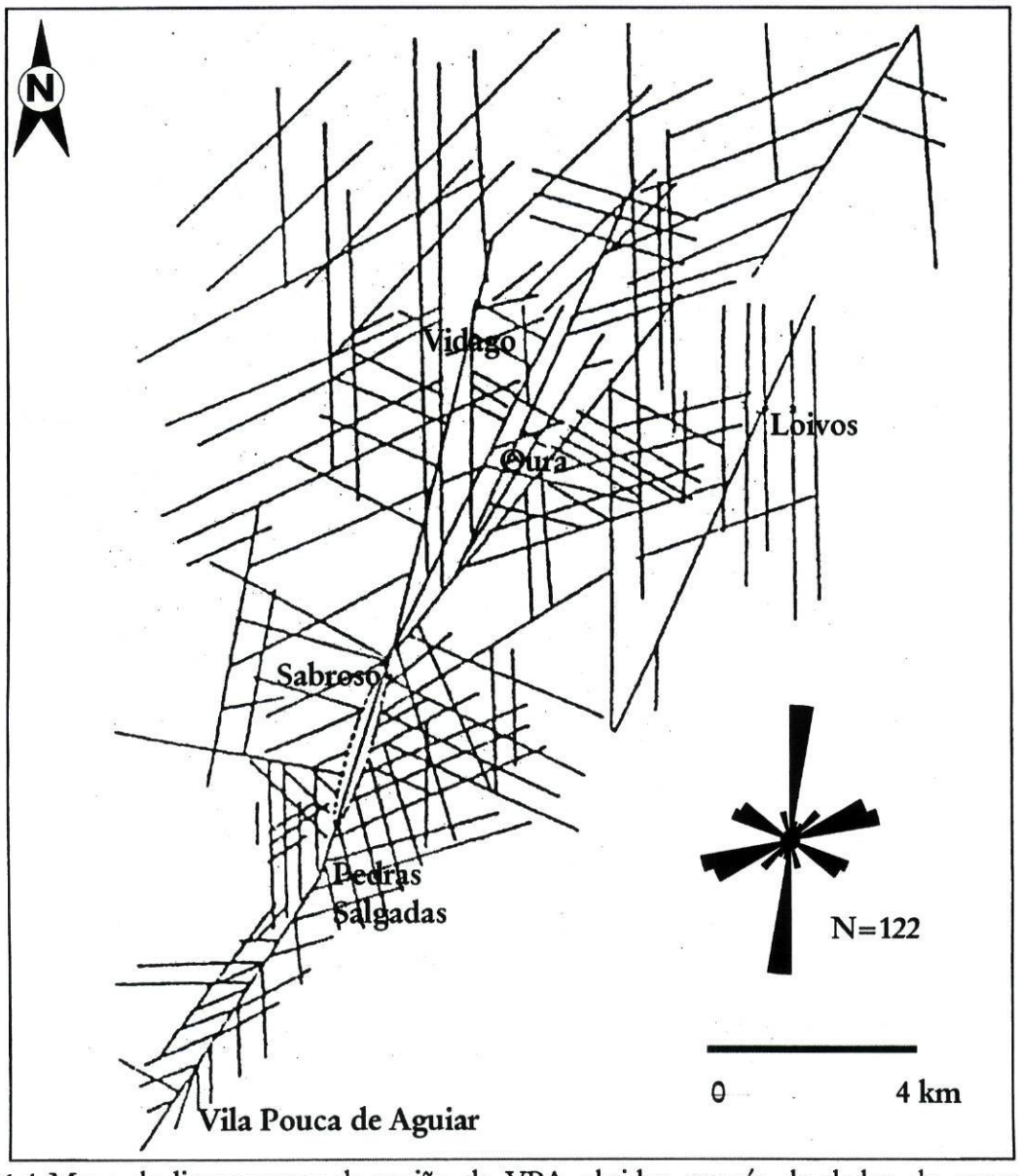


Fig. 6.4 Mapa de lineamentos da região de VPA obtidos através de dados de campo e por fotointerpretação (Baptista et al. 1993) e respectiva roseta de orientações.

As medições da direcções dos PIF ressaltam também a existência das três famílias de fracturas referidas, NNE-SSW, NE-SW e NW-SE.

Estes factos permitem reflectir na importância de se conjugarem observações a diferentes escalas. Assim, as estruturas observáveis à escala regional, nomeadamente o desligamento Régua-Verin e as anisotropias prévias regionais, reflectem-se nas fracturas observáveis à escala local e mesmo em microestruturas, isto é, nas microfracturas apenas observáveis em lâmina delgada.

6.5 Discussão

Da análise detalhada do posicionamento no mapa das diferentes famílias, ressalta a presença de três zonas importantes: a zona de afloramento do GPS e as duas zonas que o marginam constituídas pelo GVPA. Na primeira zona (zona central do plutão), a família NNE-SSW é a melhor representada; nas duas outras zonas, a família NW-SE é a mais representada (Fig. 6.5a).

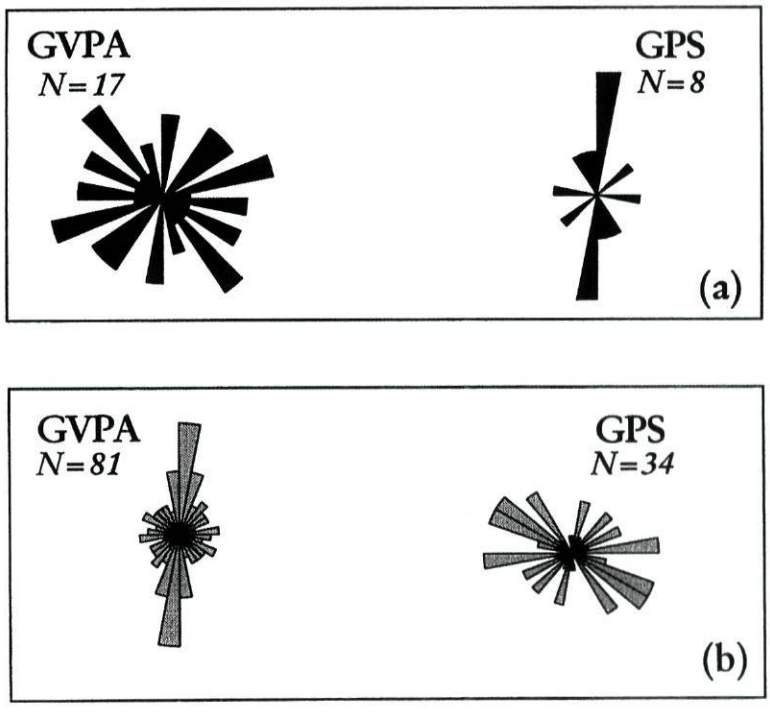


Fig.6.5 (**a**) Rosetas da orientação dos PIF. (**b**) Rosetas da orientação das lineações magnéticas.

Para tentar explicar a presença destas duas famílias, é necessário recordar que:

- os PIF materializam o plano perpendicular à direcção de compressão mínima
- as lineações magnéticas no GVPA, têm uma direcção predominante NNE-SSW; as lineações magnéticas no GPS têm uma direcção predominante em torno de NW-SE (Fig. 6.5 b)
- as lineações magnéticas, como já vimos, registam o "estiramento" (alongamento) sofrido pelo magma, devido ao fluxo magmático

Assim, para explicar a localização preferencial das duas famílias em partes distintas do plutão, algumas hipóteses podem ser avançadas:

(i) O contraste de viscosidade existente entre as fácies do GPS e do GVPA, uma vez que o GPS é ligeiramente posterior, que é evidenciado pela existência de microestruturas de deformação a alta temperatura no respectivo contacto (ver Capítulo 3, secção 3.3.4), pode explicar em parte a existência destas duas famílias. Assim, a mudança da direcção NW-SE nas zonas marginais do plutão para a direcção NNE-SSW no centro do plutão, poderá corresponder a uma refracção da fracturação, devida aos diferentes comportamentos reológicos das duas fácies (Fig. 6.6). Esta refracção da fracturação, corresponde a um desvio do campo de tensões local.

(ii) A outra hipótese, tem em conta o posicionamento das zonas de maior espessura do plutão (ver Capítulo 5). Nas zonas de maior espessura da massa granítica, a família de PIF principal presente tem as direcções NE-SW a NNE-SSW. Por outro lado, nas zonas a este e a oeste do centro, os PIF seguem preferencialmente a direcção NW-SE, e estas zonas são menos espessas. Assim, pensamos que esta diferença relativa de espessuras da massa granítica poderá também controlar a direcção dos PIF, sem que comprendamos ainda este mecanismo.

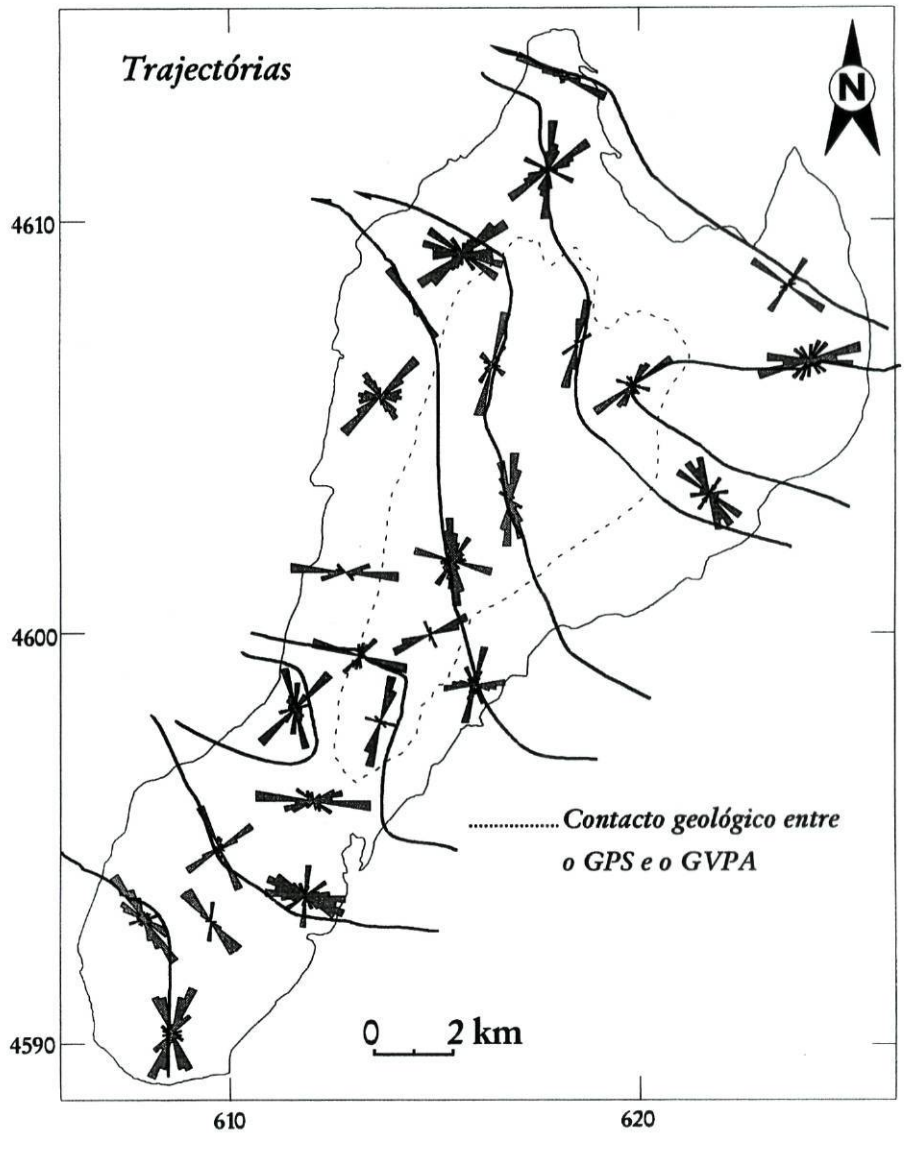


Fig. 6.6 Trajectórias interpretativas da microfracturação com base nas direcções dos PIF.

(iii) A microfracturação da qual são testemunhos os PIF, parece também ser controlada, quer pelas estruturas D_4, como a falha Régua-Verin, quer pela influência de estruturas D_3 (NW-SE). Estas últimas, estão bem marcadas nas rochas metassedimentares encaixantes e nos granitos sintectónicos. Estas anisotropias, podem assim ter de algum modo condicionado quer a história das estruturas magmáticas quer das estruturas pós-magmáticas, actuando como planos de reactivação ou de desvio do campo de tensões localmente.

(iv) Enfim, podemos simplesmente sûpor que os PIF são formados imediatamente no final da cristalização. Assim, no final da cristalização, com uma

razão "melt"/cristais muito baixa, ocorreria a formação de PIF nos cristais de quartzo, perpendicularmente à direcção do "estiramento" magmático, materializada pelas lineações magnéticas (comparar Fig. 6.5a com Fig. 6.5b). Estas duas direcções quase ortogonais de PIF para o GVPA e para o GPS evidenciam os dois regimes de deformação diferentes que presidiram à instalação do plutão durante a injecção sucessiva das duas fácies. Esta hipótese pressupõe que a circulação de fluídos seguiu de perto a cristalização do plutão de VPA, e que esta foi relativamente rápida, como já sugerimos.

Refira-se, no entanto, que nem todas as famílias de PIF medidas, ficam explicadas. Porém, os PIF representam microfracturas que se podem ter formado temporalmente, desde o final da cristalização, até um passado recente. Assim torna-se difícil o seu enquadramento num mecanismo único de microfracturação.

CHAPITRE 6: LES PLANS D'INCLUSIONS FLUIDES

Les plans d'inclusions fluides (PIF) sont des structures visibles au microscope qui correspondent à des alignements d'inclusions matérialisant des plans de microfracture le long desquels des fluides ont circulé (Planche 1, photo 1). Ces PIF sont le plus fréquemment observées dans le quartz. Pour former une microfracture dans un minéral, il est nécessaire de dépasser la limite de rupture de ce minéral. Dans le cas général, en présence d'une pression de fluide, la rupture se fait en traction de sorte que les blocs fracturés s'écartent l'un de l'autre pour former une microfracture ouverte (Lespinasse 1991, Nogueira 1997). C'est la circulation du fluide dans la microfracture qui permet la cicatrisation de la microfracture, par un mécanisme de dissolution-cristallisation. L'ensemble fracturation-cicatrisation est connu sous le terme de "crack and seal" (Ramsay 1967). Le remplissage des microfractures dans le quartz est fait par précipitation de silice en continuité optique avec le quartz environnant. Dans le cas idéal décrit ci-dessus (tension pure), les PIF sont donc les témoins des microfractures du type I (Fig. 6.1) qui matérialisent des plans (souvent verticaux) $\sigma_1\sigma_2$ (Nogueira 1997). Les PIF sont donc perpendiculaires à σ_3, direction de compression minimum.

Méthode

Les réseaux de plans d'inclusions fluides ont été caractérisés par une analyse directionnelle de leurs orientations sur des lames épaisses orientées (0,3 mm), prélevées sur des carottes orientées géographiquèment. Pour assurer la fiabilité de l'analyse directionnelle, on a utilisé uniquement des carottes ayant un plongement >70°, et donc ayant fourni des lames proche du plan horizontal (Fig. 6.2). La saisie des données a éte réalisée à l'aide d'un analyseur d'images, mis au point dans notre laboratoire de Porto (Planche 1, photo 2), et du logiciel PLANIF mis au point par Nogueira & Noronha (1995) et Nogueira (1997). Les PIF ont été observées, et leurs orientations mesurées, à l'aide d'un microscope optique classique. Les

résultats des mesures sont exprimés sous la forme d'un fichier de données comprenant la direction, la longueur, le type de fluide et la fréquence des PIF. Le report directionnel est presenté sous forme d'un diagramme en rose.

Résultats et fracturation régionale

Nous avons étudié 25 lames, et sur chaque lame nous avons mesuré 30 à 70 plans d'inclusions (Tableau 6.1). Les diagrammes en rose on été replacés sur la carte du pluton (Fig. 6.3). Cette carte montre une organisation des PIF en 4 familles: (i) une famille NNE-SSW, visible notamment dans la partie centrale du pluton et correspondant au faciès GPS; (ii) une famille NE-SW visible dans tout le pluton; (iii) une famille NW-SE qui s'observe en bordure du pluton; et (iv) une famille E-W à WNW-ESE, peu fréquente, mais visible surtout en bordure este, ouest et nord du pluton;

Les directions des PIF peuvent être comparées avec celles de la fracturation mesurée sur le terrain. On observe que les réseaux de fracturation de directions NNE-SSW, NE-SW et NW-SE (Fig. 6.4) sont les plus visibles (Baptista et al. 1993). Ceci est en accord avec les familles des PIF mesurées. On a conclut que les PIF matérialisent à l'échelle microscopique les orientations de la fracturation régionale.

Discussion

Les roses d'orientation reportées sur la carte du massif, montrent la présence des trois zones principales: la zone d'affleurement du GPS, au centre du pluton, où la famille NNE-SSW est la plus représentée; dans les autres deux zones, à l'est et à l'ouest du pluton, occupées par le faciès GVPA, la famille NW-SE est la plus représentée (Fig. 6.5 a). Pour interpréter ces deux familles, il faut tenir en compte du fait que: (i) les PIF matérialisent le plan perpendiculaire à la direction de compression minimum; (ii) les linéations magnétiques ont surtout la direction NNE-SSW dans le GVPA et surtout la direction NW-SE ou à peu prés, dans le GPS (Fig. 6.5 b); et enfin (iii) les linéations magnétiques enregistrent l'étirement fini

que le magma a enregistré au cours de sa mise en place. Pour expliquer la distribution en deux familles, on peut avancer plusieurs hypothèses:

i) Le contraste de viscosité existant entre les faciès du GPS et du GVPA. Le changement de direction, de NW-SE en bordure du pluton à NNE-SSW au centre du pluton, peut être dû à une réfraction de la fracturation, en relation avec des comportements rhéologiques différents des deux faciès. Cette réfraction de la fracturation correspond à une déviation locale des contraintes (Fig. 6.6).

ii) Une autre hypothèse est en relation avec la localisation des zones plus ou moins épaisses du pluton (voir chapitre 5). On remarque que dans les zones les plus épaisses du pluton, les PIF ont essentiellement des directions NE-SW à NNE-SSW. Par contre, dans les zones les moins épaisses, à l'ouest et à l'est du pluton, les PIF ont surtout des directions NW-SE. On pense donc que la différence d'épaisseur peut contrôler la direction des PIF, sans en comprendre pour autant le mécanisme.

iii) Les PIF sont contrôlés, soit par les structures tardi-hercyniennes D_4, soit par les structures hercyniennes D_3 (NW-SE). Les structures D_3, qui sont enregistrées dans les granites syntectoniques et dans les méta-sédiments, ont probablement fonctionné comme des anisotropies guidant la déviation locale des contraintes. On considère que les PIF de directions NW-SE sont les témoins de ces anisotropies. Avec cette même logique, la famille NNE-SSW peut être rapportée aux structures D_4, celles qui sont contemporaines de la faille Régua-Verin.

iv) Enfin, on peut tout simplement supposer que les PIF se seraient formées immédiatement au fin de cristallisation du magma. Elles se forment alors perpendiculairement à l'étirement du magma (matérialisé par les linéations magnétiques: comparer les Fig. 6.5a et Fig. 6.5b). Dans cette hypothèse, plutôt que de mettre en évidence les episodes D_3 et D_4 (hypothèse précédente) ces deux directions quasi-orthogonales de fracturation fini-magmatiques mettent en évidence les deux régimes de déformation différents, qui ont presidé à la mise en place du pluton, par l'injection successive des faciès GVPA et GPS.

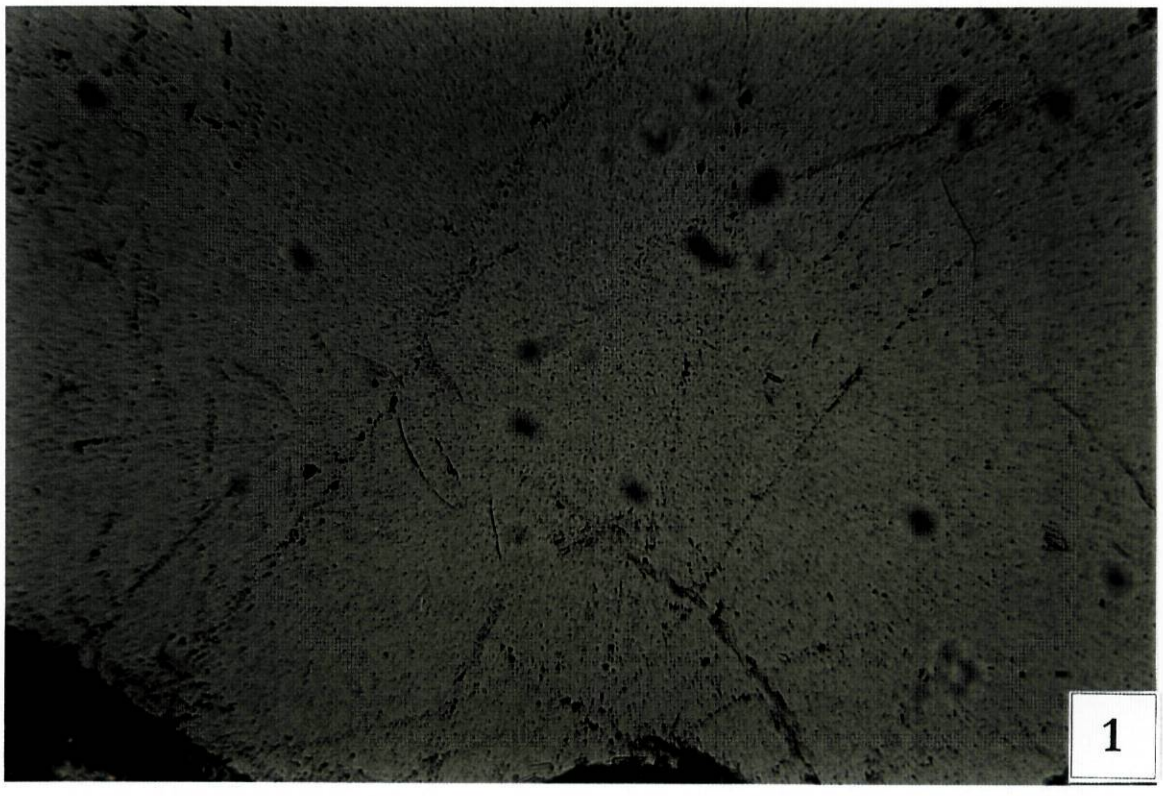
ESTAMPAS

ESTAMPA I

PLANOS DE INCLUSÕES FLUIDAS

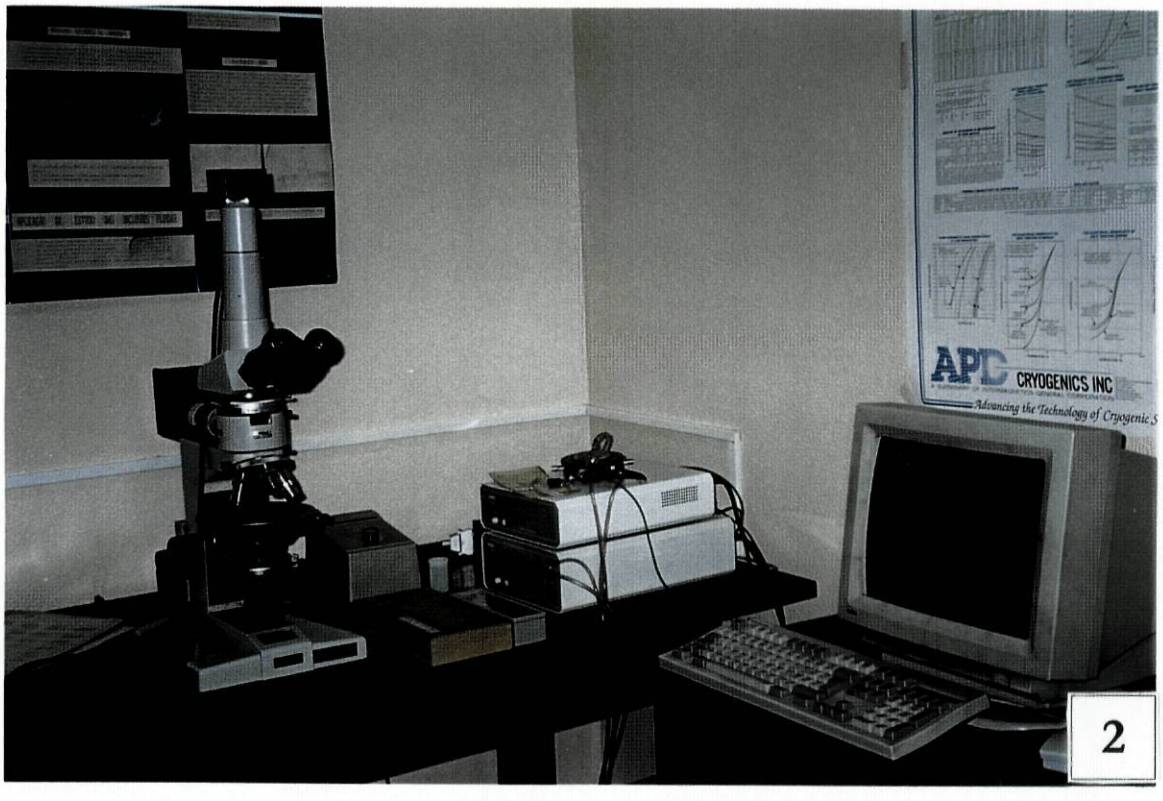
Fotografia 1 Várias famílias de PIF. Lâmina espessa. Luz natural.

Fotografia 2 O analisador de imagens.



1

150 µm



2

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

7.1 Interpretação dos dados - Discussão

Neste trabalho, diferentes estudos foram realizados com o mesmo objectivo subjacente, a compreensão do mecanismo de instalação do plutão de VPA. Da análise conjunta dos dados obtidos, podemos sintetizar as seguintes observações:

Susceptibilidade magnética

O zonamento da suceptibilidade magnética, o qual está directamente correlacionado com o conteúdo em ferro da rocha, claramente sublinha o zonamento petrográfico. O zonamento petrográfico, por sua vez, reflecte a abundância em minerais ferromagnesianos, sendo o mineral mais relevante, no caso estudado, a biotite. Este zonamento petrográfico, à partida, reflecte o arranjo concêntrico das duas fácies graníticas principais: a fácies de Pedras Salgadas, constituída por um granito leucocrata, com susceptibilidade magnética inferior a 90 μSI (o que corresponde a um teor em Fe^{2+} a 1,3%); a fácies de Vila Pouca de Aguiar, localizada na periferia, constituída por um granito mesocrata, com susceptibilidades compreendidas entre 90 e 220 μSI (correspondendo a teores em Fe^{2+} de 1,3 a 3%).

Este zonamento normal, não é no entanto perfeito, uma vez que a fácies de Gouvães da Serra, que está localmente presente no bordo sul e no bordo este, é leucocrata e com valores de suceptibilidade compreendidos entre 60 e 90 μSI. No que diz respeito aos valores da suceptibilidade magnética, o GGS é semelhante ao GPS, o que está de acordo com os dados geoquímicos de Martins (1998).

Um zonamento da suceptibilidade magnética, também está presente dentro de cada uma das fácies graníticas principais. Este zonamento representa um aumento de conteúdo em ferro do centro para a periferia (zonamento normal) e reflecte um processo de diferenciação magmática que se desenvolveu durante a instalação de cada pulsação.

Embora as relações de campo mostrem a inexistência de contactos bruscos entre as fácies graníticas principais, o que nos permite falar duma zonação progressiva, os perfis de susceptibilidade magnética (Fig. 4.11) mostram que há um gradiente bem marcado da susceptibilidade. Estas observações confirmam a existência de duas fácies principais contínuas no tempo, mas correspondendo a magmas diferentes.

Microestruturas e Anisotropia magnética

O plutão de VPA, apresenta essencialmente, microestruturas magmáticas e em particular baixos valores de anisotropia magnética, podendo estes aspectos explicar o aspecto isotrópico ubíquo que estes granitos apresentam macroscopicamente.

Mesmo em locais onde ocorrem microestruturas de deformação no estado sólido a alta temperatura, a taxa de anisotropia não é mais elevada que nos locais onde unicamente estão presente microestruturas magmáticas. Isto indica-nos que a magnitude da deformação no estado sólido, foi muito baixa.

As microestruturas de deformação no estado sólido que ocorrem próximo do contacto entre o GPS e o GVPA, demonstram, no entanto, a existência de algum contraste de viscosidade nesse contacto, mas sem modificar a distribuição dos valores de anisotropia. Todos estes aspectos sugerem que a cristalização do plutão de VPA foi rápida e que a instalação se deu num nível elevado da crusta.

"Fabric" magnético e Gravimetria

No caso do plutão de VPA, uma vez que o "fabric" foi inteiramente adquirido no estádio magmático, este representa estruturas que foram registadas antes da total cristalização do magma.

Os valores de anisotropia do GPS e do GVPA são bastante diferentes, com uma transição nítida da anisotropia de uma fácies para a outra. Este aspecto, e adicionalmente as diferentes orientações das lineações magnéticas para as duas fácies, sugere diferentes estádios de instalação dos dois magmas: a primeira instalação seria do GVPA, um magma quimicamente diferenciado, que foi

imediatamente empurrado por um magma ainda mais diferenciado com uma fonte diferente, constituindo o GPS.

As trajectórias das foliações magnéticas são concêntricas, paralelas aos contornos do maciço e regulares dentro de todo o plutão, sendo mais ou menos independentes da fácies granítica presente, o que sugere que a pulsação mais interna (GPS) foi injectada depois da pulsação mais periférica (GVPA).

O arranjo concêntrico das foliações magnéticas sugere fortemente um apertado controle destas foliações, pelo achatamento do magma contra as paredes e tecto da intrusão, o qual não estaria muito afastado da superfície de afloramento actual.

As lineações registam a direcção de estiramento do magma durante a instalação, pelo menos no período, durante o qual o estado reológico do magma permite o registo de um "fabric". As lineações de direcção NNE-SSW, que cobrem cerca de metade do plutão e que estão localizadas principalmente próximo da base do plutão (zonas de espessura inferior a 1 km, Fig. 7.1a), são atribuídas ao fluxo magmático durante a sua instalação.

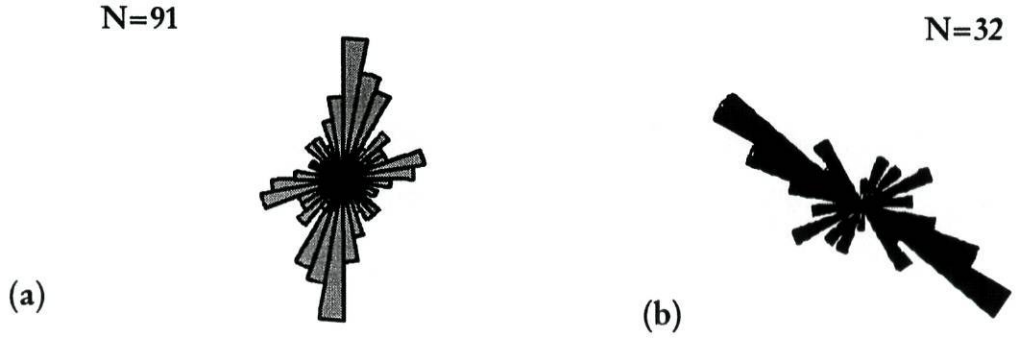


Fig. 7.1 Lineações magnéticas do plutão de VPA. **(a)** Roseta das lineações localizadas em zonas onde o plutão tem uma espessura inferior a 1 km; **(b)** Roseta das lineações localizadas em zonas onde o plutão tem uma espessura superior a 1 km (ver capítulo da gravimetria).

No centro do plutão e no bordo a norte, o estiramento do magma teve no entanto outra direcção, que quase faz um ângulo recto com a direcção anteriormente referida, como registam as lineações magnéticas de direcção WNW-ESE. Considerando, que o GPS que está localizado acima da zona de raiz, foi a última pulsação magmática, as lineações WNW-ESE centrais materializam a expansão final da intrusão magmática, segundo aproximadamente a direcção E-W. Note-se que as lineações no bordo norte, no GVPA, também têm esta mesma direcção e que estão localizadas precisamente acima duma zona de raiz, reflectindo também a expansão E-W da intrusão magmática acima da zona de alimentação. Refira-se, por último, que as lineações orientadas WNW-ESE estão localizadas nas zonas mais espessas do plutão (zonas de espessura superior a 1 km, Fig. 7.1b).

Muitas vezes, directamente associadas às zonas de raiz, temos lineações verticais que registam os movimentos de ascensão do magma. No caso do plutão de VPA, essas lineações precoces já não são visíveis, talvez pela proximidade relativamente ao tecto da intrusão. Assim, a presença das zonas de raiz é sugerida pela presença da fácies mais evoluída e reconhecida pela gravimetria.

7.2 Granitos do plutão de VPA

Granito de Vila Pouca de Aguiar: a instalação de uma soleira granítica

O GVPA, como já referimos, possui uma forma laminar podendo ser descrito como uma soleira. As suas foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão, o que está de acordo, com a geometria em soleira. A norte do plutão, as foliações apresentam inclinações baixas (em média 30°) e as suas trajectórias são interrompidas pelo encaixante metassedimentar, o que está de acordo com um prolongamento para norte da soleira por debaixo do encaixante. Excepcionalmente na extremidade sul, observam-se foliações que inclinam para o interior do maciço. À medida que entramos no plutão, estas foliações passam

depois a verticais e seguidamente a inclinar para o exterior do plutão. Este facto, sugere que a sul estamos muito próximos do muro do plutão.

As lineações magnéticas no GVPA, são dominantemente de direcção NNE-SSW excepto, no fecho do soleira (contacto sul) e a norte, acima da zona de raiz. Reflectem, portanto, uma instalação do magma com um fluxo segundo essa direcção. Estas lineações NNE-SSW, podem também registar uma fase ligeiramente mais tardia relacionada com a instalação do GPS: ou seja há uma migração do magma do GVPA segundo a direcção N-S, permitindo o espaço à nova pulsação magmática (GPS) que ascende pela falha.

Granito de Pedras Salgadas: um corpo intrusivo (no GVPA)

Este granito forma o volume principal (60 %) de todo o plutão e está localizado acima da zona de raiz que está mais a sul no vale de alimentação. O GPS é considerado como o resultado da última pulsação magmática. Durante a instalação, este magma teria evoluído, constituindo na zona central exactamente localizada acima da raiz, um termo mais diferenciado e mais leucocrata, como indicam os valores da suceptibilidade magnética. Esta zona central do GPS, apresenta uma estrutura em domo que resulta possivelmente da fase final desta pulsação magmática. Este domo está rodeado por foliações magnéticas pouco inclinadas e concêntricas.

A direcção de fluxo do magma, contemporânea desta última pulsação, é aproximadamente E-W, como registam as lineações magnéticas no GPS. Este fluxo magmático é atribuído a uma dilatação E-W da intrusão magmática durante a sua instalação. Ao mesmo tempo, a compressão do magma contra o tecto da intrusão é responsável pelas deformação do magma como sugerem as elevadas anisotropias do GPS. (relativamente ao GVPA).

Verifica-se, no entanto, que os elipsóides mais achatados, estão localizados não no topo do domo, mas na sua periferia, perto da transição GVPA-GPS. Este aspecto, associado ao facto de neste contacto, as inclinações das foliações

pontualmente aumentarem, sugere fortemente que, ainda no estado magmático, movimentos diferenciais ocorreram entre os dois magmas principais.

Todos estes factos, sugerem para o GPS, o aspecto de um corpo granítico espesso e profundamente enraizado, que foi alimentado por uma conduta estreita na intersecção de dois ramos da falha Régua-Verin. Este corpo granítico espesso teria intrudido a soleira que constitui o GVPA.

Granito de Gouvães da Serra: uma lâmina de instalação síncrona com o GPS

O GGS, aflora no bordo sul e no bordo ENE do plutão. Do ponto de vista de elementos maiores, elementos menores e terras raras, está muito próximo do GPS (Martins 1998). No que diz respeito à susceptibilidade magnética apresenta-se muito semelhante à parte mais periférica do GPS. A anisotropia magnética é igualmente elevada como no GPS. Sugere-se para este granito, apesar da escassez de dados, uma origem comum e uma instalação contemporânea com o início da segunda pulsação magmática. Esta instalação, desenvolver-se-ia, não no interior do GVPA, mas segundo finas lâminas que aproveitaram anisotropias crustais existentes ao longo dos bordos do plutão. Refira-se, no entanto, que o plutão de VPA faz parte de um alinhamento de granitos pós-tectónicos (Chaves, VPA e Lamas de Olo) não se podendo portanto excluir a hipótese de haver uma zona de alimentação do GGS a sul da zona de estudo.

7.3 O Plutão de VPA: um Lacólito compósito

O plutão de VPA, apresenta-se na sua forma geral como um lacólito, que resulta do acomodar sucessivo, de duas pulsações principais, que são diferentes em termos de fontes, aspectos estruturais (lineações magnéticas e anisotropia magnética) e na forma das intrusões magmáticas. Plutões deste tipo ("nested plutons"), compostos por magmas cada vez mais diferenciados da periferia para o centro, com um zonamento progressivo ou abrupto, já foram descritos na bibliografia (Bouchez & Diot 1990), sendo considerados como a origem possível para os plutões com

zonamento normal (Paterson & Vernon 1995), embora estes últimos autores invoquem o diapirismo como modo de implantação.

No caso presente, cada pulsação magmática, apresenta o seu próprio zonamento inferido pela variação da suceptibilidade magnética. No entanto, embora no campo o contacto entre GPS e GVPA seja gradual, há uma variação abrupta de propriedades ("fabric" e anisotropia magnética) na passagem duma fácies à outra, o que confirma a presença de duas pulsações diferentes.

7.4 Instalação do plutão de VPA

7.4.1 Modelos de ascensão e de implantação

A génese de um granito, é acompanhada por quatro etapas fundamentais: o "melting", a segregação, a ascensão e a implantação (Petford et al. 1997). A ideia actual é que um granito se forma numa zona (fonte) associado a algum tipo de produção de liquido magmático ("melting"): o "melt" é depois separado e agregado num corpo que ascende através da crusta até ao local de implantação.

Os plutões graníticos, intrudem em vários níveis da crusta e o seu mecanismo de instalação e consequentemente a sua forma, é controlada por diversos factores, entre os quais, o contraste de densidade entre o magma e o encaixante, a viscosidade e a pressão do magma, o regime tectónico e o tempo.

Classicamente, o contraste de densidade entre o magma e o encaixante é o parâmetro sensível para a subida do magma na crusta. O modelo de ascensão diapírica, formulada na Lei de Stokes, assenta neste contraste . A subida diapírica de um magma faz-se através de rochas encaixantes cuja densidade é superior à do magma. A subida, faz-se por recuo das formações encaixantes que se fecham após a passagem da "bolha" magmática e em parte por ingestão das rochas encaixantes, o que tem o duplo efeito de contaminar o magma e de o arrefecer. Actualmente considera-se que este modelo é geologicamente irrealista pelo menos na crusta

média e superior, uma vez que o diapirio perde o seu calor, por transferência para a rocha encaixante, antes do diapiro atingir a crusta média (Marsh 1982).

Propuseram-se assim, modelos alternativos, como a ascensão por diques e propagação de fracturas, o modelo de "self-fracture propagation" (Clemens & Mawer 1992), que explicaria a ascensão até níveis estruturais mais elevados. No modelo da "fracture propagation" o factor fundamental para a ascensão é também o contraste de densidade entre magma e crusta, que provoca uma condução por flutuabilidade ("buoyancy drive").

Como a maioria dos granitos são alóctones, isto é, são implantados em locais diferentes das suas fontes e isso requer espaço. O problema reside no facto de como a crusta vai acomodar o volume deslocado durante a instalação granítica. Trabalhos recentes, demonstram que abrir espaço no nível de implantação é essencialmente um problema estrutural (Hutton 1996): heteregoneidades crustais (falhas, fracturas, zonas de cisalhamento) potenciam áreas dilatantes para a instalação de magmas.

7.4.2 Cinemática de instalação do plutão de VPA

Neste plutão, o GVPA desenvolve-se segundo uma soleira cujo fecho é a sul, mas que a norte continua por debaixo do encaixante. O fluxo magmático teria nesta altura, a direcção NNE-SSW. A primeira pulsação magmática (GVPA), foi assim conduzida a partir da falha Régua-Verin e injectada como uma soleira numa cavidade tensional sub-horizontal (ver Vigneresse et al. 1999).

O GPS forma um corpo mais volumoso e que aparentemente ascendeu pela zona de raiz mais a sul, na intersecção de duas fracturas. A estrutura central em domo sugere que a instalação deste magma deu-se segundo um mecanismo de "ballooning", isto é, com uma expansão *in-situ* da intrusão magmática já no local da implantação. Esta expansão teve uma direcção dominante E-W, perpendicular à da falha Régua-Verin. Esta intrusão do GPS teve lugar, no entanto, numa fase ainda

não consolidada do GVPA, como indicam as foliações magnéticas concordantes. A instalação do GGS seria concomitante com o GPS, mas a nível da bordadura.

A implantação de plutões na crusta com forma achatada é actualmente, considerada a regra em vez da excepção. Modelos analógicos realizados por Roman-Berdiel et al. (1995) e por Benn et al. (1998), levam a admitir que a alimentação de plutões graníticos na crusta superior é guiada por fracturas. Por outro lado, os mesmos modelos, indicam que a forma final do plutão granítico, dependerá da coesão local das rochas encaixantes e da pressão do magma: plutão "funnel-shaped" se o espaço para a intrusão é controlado pelo deslocamento para cima de blocos crustais (Benn et al. 1998); lacólitos achatados se o magma preenche fracturas subhorizontais (Roman-Berdiel et al. 1995).

Mais recentemente, Vigneresse et al. (1999), propõem que os factores sensíveis para a subida do magma e que controlam em definitivo a forma tabular dos plutões, é interacção entre a intrusão magmática e os campo de tensão local e regional. Neste modelo, parte-se do princípio que o magma se intrui em planos de tensão da crusta, paralelamente ao plano $\sigma_1\sigma_2$, em que σ_1, a direcção de compressão máxima é vertical e corresponde à pressão litostática. Este plano de abertura é perpendicular a σ_3. A intrusão do magma cria uma pressão P_m que faz aumentar σ_3 $(=\sigma_3+P_m)$ enquanto σ_2 aumenta proporcionalmente ao coeficiente de Poisson. Quando as duas componentes ultrapassam a pressão litostática, o plano de abertura torna-se horizontal.

A cinemática de instalação proposta, enquadra-se no esquema evolutivo da tectónica hercínica proposto por Baptista et al. (1993) para a zona, entre os 300 Ma e os 280 Ma, e que compreende as seguintes etapas (Fig. 7.2):

(i) no fim da 3ª fase hercinica (300 Ma) inicia-se a fracturação na transição frágil-dúctil que vai gerar a falha Régua-Verin de movimento

esquerdo; a nucleação deste acidente faz-se nas zonas das antiformas 3ª fase hercinica (Fig. 7.2 a e b);

(ii) formação de um "duplex" de desligamento a NE e a SW delimitando a zona do maciço de VPA (Fig. 7.2c);

(iii) geração de conjugados direitos NW-SE que retomam estruturas D3 (Fig. 7.2d);

(iv) ascensão ao longo de fracturas dos granitos que constituem o plutão de VPA (Fig. 7.2e);

(v) continuação da movimentação esquerda ao longo da falha Régua-Verin, havendo mesmo o rejeito dos conjugados direitos (Fig. 7.2f).

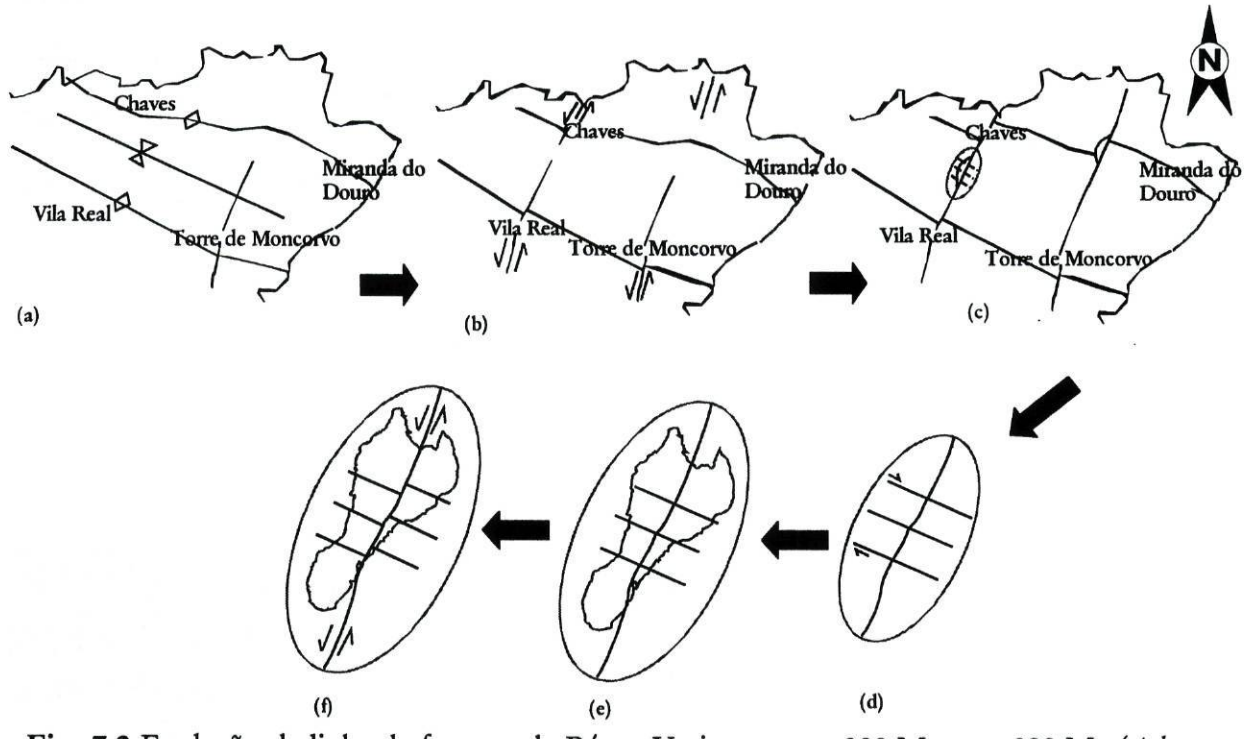


Fig. 7.2 Evolução da linha de fractura de Régua-Verin entre os 300 Ma e os 280 Ma (*Adapt.* Baptista et al. 1993).

7.5 ESTIMATIVA DA TAXA DE EROSÃO

As profundidades calculadas dizem respeito à profundidade da base do plutão relativamente ao nível topográfico actual, e não à espessura total, nem à profundidade de implantação. No caso de VPA, as observações estruturais, permitem estimar, que o tecto da intrusão está próximo da superfície de

afloramento actual. Brink (1960), com base nas condições termobarométricas definidas a partir das paragéneses do metamorfismo de contacto, estima uma profundidade de instalação de 6 a 7 km, uma temperatura de 600 a 700 ° C e uma pressão de 200 Mpa. Uma espessura de crusta erodida de cerca de 7 km é compatível com o estabelecido por Vigneresse (1999) para diversos plutões da cadeia hercínica da Europa.

7.6 Plutão de VPA, instalação pós-tectónica

Embora geologicamente, considerado como "pós-tectónico", a natureza sintectónica *versus* pós-tectónica deste lacólito pode ser discutida, se tomarmos em conta o "fabric" magnético. Contrariamente, a alguns plutões dos Pirinéus (Gleizes et al. 1997), cuja análise do "fabric" magnético fez mudar o seu estatuto de pós-tectónicos para sintectónicos, o "fabric" magnético do plutão de VPA pode ser inteiramente explicado pelo movimento do magma dentro do seu reservatório. Este lacólito pode ser considerado como tendo uma instalação pós-tectónica, pós-D_3, e quer o fluxo magmático quer a forma da intrusão, foram controlados essencialmente por processos ígneos, tais como a pressão do magma e a sua força ascensional e as sucessivas pulsações de magma.

O carácter pós-tectónico, é evidenciado no campo, pelo aspecto isotrópico que os granitos de VPA apresentam. Contudo, verificamos que pedreiros das explorações de Pedras Salgadas, reconhecem com bastante facilidade o "fio da pedra", isto é, o plano por onde esta parte. Este "fio", verificamos posteriormente em amostras orientadas, que é paralelo ao traço da foliação magnética, correspondendo portanto a um plano de fraqueza da rocha.

7.7 Planos de Inclusões Fluídas

Durante este trabalho, foi também realizada uma análise direccional dos planos de inclusões fluídas (PIF). Este estudo, realizado para todo o plutão, individualizou duas famílias principais de PIF: uma de direcção NNE-SSW e outra de direcção

NW-SE. A localização das duas famílias em diferentes locais do plutão, pode relacionar-se com uma refracção local da direcção de compressão máxima que pode, por sua vez, ser relacionada com as diferentes espessuras do plutão nos bordos e no centro, embora este mecanismo não seja claramente compreendido. Outra hipótese, relaciona as direcções dos PIF com a direcção das lineações magnéticas, materializando os PIF, o mesmo estado de esforços que foram registados pelas estruturas magnéticas. Esta hipótese assenta numa cristalização relativamente rápida para o plutão de VPA, o que é também corroborado pelos dados das microestruturas e das estruturas magnéticas.

7.8 Conclusões

O plutão granítico de VPA é um lacólito compósito com zonamento normal cuja instalação se relaciona com a fase D_4 da orogenia Hercínica. Os magmas que deram origem a este plutão, terão ascendido ao longo da falha Régua-Verin, que funcionou como um dique que é posteriormente selado pelo plutão de VPA.

O zonamento do plutão, está relacionado com a instalação sucessiva e o acomodar de duas pulsações magmáticas que registaram um diferente "fabric" magnético e que apresentam diferentes intensidades de susceptibilidade e de anisotropia e ainda diferentes formas de intrusão. A cinemática de implantação deste lacólito, compreende uma fase inicial com a instalação de uma soleira granítica que evolui, na sua parte central, para um domo através de um mecanismo de "ballooning".

Confirma-se para este lacólito uma instalação pós-tectónica, uma vez que o "fabric" magnético que este apresenta foi exclusivamente controlado por processos magmáticos.

Os valores de anisotropia paramagnética dos granitos de VPA, que são relativamente baixos quando comparados com os obtidos para os granitos sintectónicos encaixantes, mostram a utilidade deste parâmetro na caracterização estrutural de maciços graníticos. O mesmo se passa com a intensidade da

susceptibilidade magnética, que permitiu uma abordagem das fácies estudadas em termos do seu quimismo em ferro, sendo portanto um parâmetro importante no estudo de rochas graníticas.

Os estudos gravimétricos realizados, que permitiram aceder à forma em profundidade do plutão de VPA. e sobretudo à localização das suas raízes, foram imprescindíveis na compreensão da cinemática de instalação deste plutão.

O estudo dos PIF evidenciou as principais famílias de microfracturas existentes que podem ser relacionadas com as principais fracturas regionais. Este estudo mostrou, também, uma possível relação entre dois tipos de anisotropias: as lineações magnéticas e as microfracturas.

CHAPITRE 7: DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Nos principaux résultats sont brièvement rappelés et discutés ci-dessous.

Susceptibilité magnétique

La zonation de susceptibilité magnétique du pluton souligne sa zonation pétrographique normale reconnue antérieurement et constitué de deux faciès principaux: le faciès de Pedras Salgadas, un granite leucocrate ayant une susceptibilité magnétique inférieure à 90 μSI (ce qui correspond à $Fe^{2+} \leq 1,3\%$); et le faciès de Vila Pouca de Aguiar, un monzogranite de susceptibilité comprise entre 90 et 220 μSI ($1,3 < Fe^{2+} < 3\%$). Cette zonation n'est pas parfaite puisque le faciès de Gouvães da Serra, localisé en bordures sud et est du massif, est leucocrate avec de susceptibilités comprises entre 60 et 90 μSI. Une zonation normale de la susceptibilité est également présente au sein de chaque faciès principal. On peut donc conclure qu'il existe probablement deux sources différentes qui ont donné naissance à deux magmas principaux différents l'un de l'autre, et que chaque magma présente lui-même une variation que nous attribuons à une différentiation magmatique ayant précedé la mise en place de chaque faciès.

Bien que les relations de terrain montrent qu'il n'y a pas de contact tranché ou brutal entre les faciès principaux ce qui nous permet de présenter une zonation progressive sur la carte des susceptibilités, il existe cependant un fort gradient de susceptibilité entre les faciès GVPA et GPS bien visible en coupe (Fig. 4.11). Ces observations confirment que la mise en place des deux faciès principaux est continue dans le temps bien que qu'il s'agisse de deux magmas différents.

Microstructures et Anisotropie magnétique

Le pluton de VPA, présente essentiellement des microstructures magmatiques et de valeurs particulièrement faibles d'anisotropie magnétique. On comprends bien pourquoi que ces granites présentent presque toujours un aspect isotrope macroscopiquement. On observe que dans les sites qui présentent des microstructures de déformation à l'état solide de haut température, le taux

d'anisotropie ne varie pas sensiblement. Ceci suggère que l'intensité de la déformation à l'état solide est toujours restée faible.

On observe que la zone de contact entre les faciès GPS et GVPA présente plus fréquemment des microstructures de déformation à l'état solide. Bien que celles-ci ne modifient pas les valeurs du taux d'anisotropie, ceci traduit l'existence d'une zone de mouvement relatif, et donc de contraste de viscosité, entre les deux faciès principaux du pluton. Ce fait que l'intensité de la déformation est restée faible dans cette zone (faible anisotropie) suggère que la cristallisation du pluton de VPA a été rapide, due à mise en place à un niveaux élevé de la crôute, et qu'il n'y a pas eu de contrainte régionale appliquée au pluton pendant sa mise en place.

Fabrique Magnétique et Gravimétrie

Les deux magmas principaux présentent des valeurs d'anisotropie différentes, avec une transition très nette au passage de l'un à l'autre, et des structures magnétiques contrastées. Ces aspects confirment différents stades de mise en place pour les deux faciès: une première mise en place d'un magma chimiquement différencié (GVPA) qui a été poussé par une deuxième mise en place d'autre magma encore plus différencié (GPS).

Dans l'ensemble cependant, les trajectoires des foliations magnétiques sont concentriques, parallèles au contour du pluton, et apparemment indépendantes des limites de faciès. Cette disposition concentrique suggère que les plans de foliation ont été guidées par l'aplatissement du magma contre les murs et surtout le toit de l'intrusion, et que ce toit n'était probablement pas loin de la surface actuelle d'affleurement.

Les linéations magnétiques enregistrent la direction d'étirement que le magma a subi pendant sa mise en place, au moins pendant la période où l'état rhéologique du magma enregistre une fabrique. Les linéations de direction NNE-SSW couvrent presque la moitié du pluton. Elles sont localisées dans les zones où l'épaisseur du pluton est inférieure à 1 km et où le plancher du pluton est le plus plat (Fig. 7.1a). On pense que dans cette zone l'écoulement du magma pendant sa mise en place

s'est effectuée en direction NNE-SSW. Au contraire, au centre du pluton et à sa bordure nord-ouest, la déformation du magma s'est effectuée dans une direction presque perpendiculaire à la direction précédente, comme le montrent les linéations WNW-ESE. On pense que ces linéations, localisées au-dessus des zones les plus épaisses, au-dessus des racines en particulier (Fig. 7.1b), enregistrent une expansion E-W du réservoir magmatique.

On s'attendrait à observer les linéations verticales au droit de ces zones de racine, traduisant l'ascension du magma. Nous attribuons l'absence de linéations verticales à la proximité du toit de l'intrusion qui ré-oriente les structures magmatiques. Rappelons que les zones de racine, mise en évidence par la gravimétrie sont également fortement suggérées par la présence, au-dessus d'elles, de faciès le plus evolué du pluton.

Le granite de Vila Pouca de Aguiar: mise en place d'un sill granitique

Le GVPA a une forme de lame et peut donc être décrit comme un sill. Ses foliations (magnétiques) sont faiblement pentées vers l'extérieur du pluton, en accord avec cette géométrie en sill. Au Nord, les trajectoires des foliations sont tronquées par l'encaissant méta-sédimentaire ce qui suggère que le granite se poursuit sous son encaissant. Très localement, en bordure sud, les foliations sont pentées vers l'intérieur du pluton, avec passage progressif à la verticale; ces orientations suggèrent qu'on est très proche du plancher du pluton.

Les linéations magnétiques du GVPA, toutes NNE-SSW sauf au contact sud du sill et du nord, ont enregistré l'étirement du magma selon cette direction au cours de l'installation du sill. Cet étirement NNE-SSW est peut-être contemporain de la mise en place un peu plus tardive du faciès GPS qui, pour créer son espace a pu pousser le magma du GVPA selon la direction N-S.

Le granite de Pedras Salgadas: un corp intrusif dans le sill précédent

Ce faciès qui constitue le volume principal (60 %) du pluton, est localisé au-dessus de la racine la plus méridionale. Cette seconde pulsation magmatique est responsable de la forme en dôme du pluton, en particulier au Nord, et des trajectoires concentriques, centrées sur le faciès le plus leucocrate, le plus evolué, et vraisemblablement le dernier à se mettre en place. L'écoulement magmatique associé à la mise en place de ce dernier volume de magma s'est effectué suivant une direction E-W, attribuée à celle de la dilatation du réservoir. En même temps, la compression du réservoir contre son toit est responsable d'une plus forte déformation du magma comme le suggèrent les anisotropies plus elevées. Cependant, les ellipsoïdes les plus planaires se situent non pas à l'apex du toit mais plutôt à sa périphérie, au niveau de la transition entre les deux faciès principaux, preuve des mouvements différentiels entre les deux magmas. En conclusion, les données suggèrent que le faciès GPS est un corps granitique épais, intrusif dans le faciès GVPA. Profondément enraciné, il a été alimenté par un conduit étroit localisé dans l'intersection des deux branches de la faille Régua-Verin.

Le granite de Gouvães da Serra: une mise en place en lame synchrone de l'épisode GPS

Le faciès GGS affleure très localement le long des les bordures sud et est-nord-est du pluton. Ses valeurs de susceptibilité et d'anisotropie magnétiques sont proches de celles du faciès GPS. Ainsi on peut considérer que la mise en place de ce faciès GGS, est synchrone de la deuxième pulsation magmatique. Cette mise en place s'est vraisemblablement développée selon de petites lames inserées le long des anisotropies crustales ménagées aux bordures du pluton.

Cinématique de mise en place du pluton de VPA

Initialement, le faciès GVPA du pluton, guidé par la faille Régua-Verin, a été injecté sous forme de sill dans une cavité tensionnelle sub-horizontale de la croûte. Puis une zone dilatante a été ménagée par extension E-W au niveau de l'intersection du système de failles; celle-ci a permis la mise en place du faciès GPS. La structure centrale du pluton sour forme de dôme suggère que la mise en place de la dernière venue magmatique s'est accomplie par un mécanismee de gonflement ("ballooning"), impliquant une expansion E-W *in-situ* du réservoir. Les des deux faciès principaux ont été structurés ensembles, c'est-à-dire de façon subsynchrone, comme le montrent les microstructures partout magmatiques, ou presque, et les foliations concordantes. Leur mise en place est donc également subsynchrone .

Les profondeurs que nous avons déterminées donnent la profondeur du plancher par rapport au niveau topographique actuel, et non l'épaisseur totale, et encore moins la profondeur de mise en place. Dans l'exemple qui nous concerne, nos observations structurales permettent d'estimer que le toit est proche de la surface d'affleurement actuelle et les conditions thermobarométriques définies à partir des paragénèses du métamorphisme de contact (Brink 1960), indiquent des températures de 600 à 700° C et une profondeur de mise en place de 6 à 7 km (P~200 Mpa). La puissance de croûte érodée, de l'ordre de 7 km, est compatible avec l'estimation établie par Vigneresse (1999) sur divers plutons de la chaîne hercynienne d'Europe.

Les plans d'inclusions fluides

L'analyse directionnelle a montré l'existence de deux familles principales de PIF, NNE-SSW et autre NW-SE. Ces plans sont, sans ambiguité, plans de tension pure le long desquels une circulation de fluide s'est produite. Ces deux familles peuvent être attribuées à une réfraction locale de la direction de compression maximum, mais le mécanisme qui sous-tend cette réfraction n'est pas très clair. L'autre

hypothèse considére que les PIF, dont les directions fréquemment sub-perpendiculaires aux linéations magnétiques, se sont developpées sous même régime des contraintes que celui qui est responsable des fabriques magnétiques. Cette explication implique que l'épisode de circulation des fluides a suivi de près la cristallisation du granite et, probablement, que la cristallisation du pluton a été assez rapide.

CONCLUSIONS

La forme d'ensemble du pluton de VPA est celle d'un laccolithe composite de zonation normale, formé à partir de deux venues magmatiques successives dont l'origine, la structure magnétique, les intensités de susceptibilité et d'anisotropie et enfin les formes des réservoirs respectifs sont différents. Ce laccolithe s'est mis en place à la faveur du système de fractures Régua-Verin sans qu'aucune déformation régionale ne soit décelable. Cet épisode de fracturation correspond au stade D_4 de la nomenclature régionale. En ajoutant le fait que les anisotropies sont particulièrement faibles et que les microstructures sont partout magmatiques ou presque, ce pluton peut être consideré comme caractéristique d'une mise en place post-tectonique. Ainsi le dispositif structural que nous avons mis en évidence par l'ASM résulte-t-il exclusivement des mouvements du magma liés au remplissage du réservoir.

La cinématique de mise en place du pluton de VPA comprise initialement l'injection sous la forme de sill de la première venue magmatique, et postérieurement une struturation en dôme par un mécanisme de gonflement de la dernière venue magmatique.

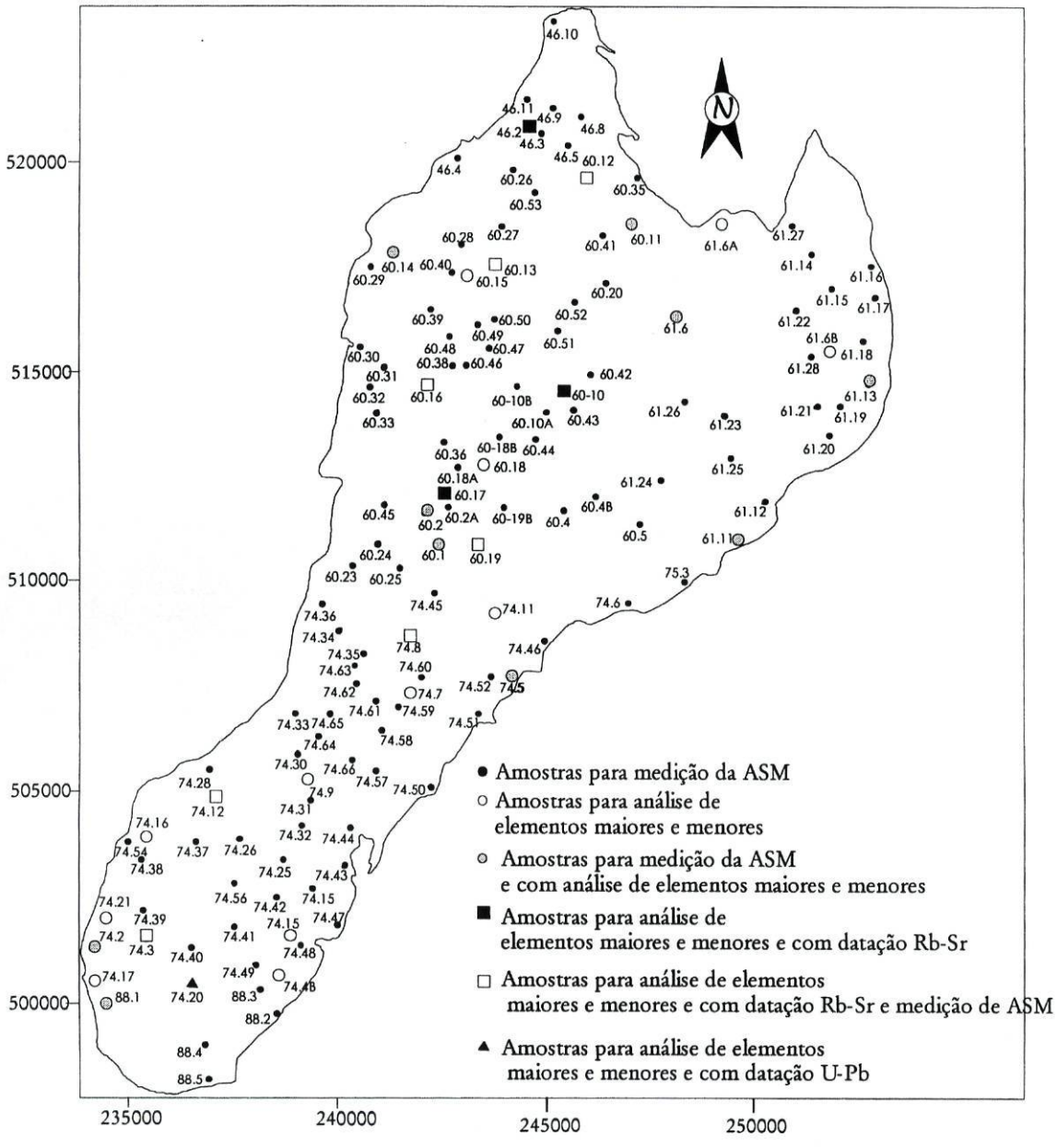
ANEXOS

ANEXO I

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL:

ELEMENTOS MAIORES

Mapa das estações de amostragem para medição de ASM, juntamente com a amostragem realizada por Martins (1998) para geoquímica de elementos maiores e menores, geoquímica isotópica e geocronologia. As coordenadas **M** e **P** são referidas à Quadrícula Quilométrica Gauss-Elipsóide Internacional - Datum de Lisboa.



Dados retirados de Martins (1998).

GVPA

Amostra	*74-3*	*74-12*	*74-15*	*74-16*	*74-9*	*74-5*	*74-20*	*74-4B*	*46-2*	*61-13*	*61-6A*	*61-6B*	*60-14*	*60-15*	*60-16*	*60-11*	*60-12*	*médias*
SiO2	70,72	71,52	72,24	71,96	72,89	71,72	70,65	71,84	71,77	71,36	70,74	70,91	71,04	72,35	70,65	70,47	71,18	71,41
TiO2	0,39	0,35	0,31	0,40	0,30	0,30	0,43	0,38	0,34	0,37	0,36	0,36	0,39	0,34	0,36	0,32	0,36	0,36
Al2O3	14,51	14,57	13,35	13,66	13,73	13,59	14,11	13,46	13,56	14,07	14,36	14,11	14,03	13,51	13,56	14,41	13,83	13,91
Fe2O3t	3,08	2,47	2,22	2,62	2,09	2,80	3,22	2,97	2,72	2,90	2,74	2,94	2,90	2,72	2,87	2,59	2,95	2,75
MnO	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
MgO	0,79	0,63	0,51	0,64	0,61	0,49	0,79	0,70	0,64	0,71	0,65	0,68	0,69	0,61	0,65	0,58	0,63	0,65
CaO	1,99	1,63	1,54	1,75	1,50	1,71	1,93	1,62	1,67	1,79	1,90	1,75	1,83	1,67	1,79	1,61	1,58	1,72
Na2O	3,68	3,70	3,54	3,50	3,62	3,52	3,50	3,34	3,47	3,54	3,66	3,58	3,47	3,45	3,47	3,58	3,32	3,53
K2O	4,41	4,62	4,47	4,20	4,25	4,26	4,24	4,25	4,30	4,26	4,26	4,36	4,33	4,20	3,95	4,82	4,54	4,34
P2O5	0,12	0,06	0,14	0,16	0,07	0,11	0,13	0,11	0,11	0,15	0,13	0,12	0,13	0,10	0,11	0,12	0,13	0,12
PF	0,62	0,67	0,61	0,83	0,82	0,90	0,77	1,09	1,18	0,63	0,93	0,93	0,95	0,81	1,23	1,04	1,23	
Total	100,37	100,28	98,98	99,78	99,94	99,45	99,81	99,80	99,80	99,82	99,77	99,78	99,80	99,80	98,69	99,58	99,79	

GPS *GGS*

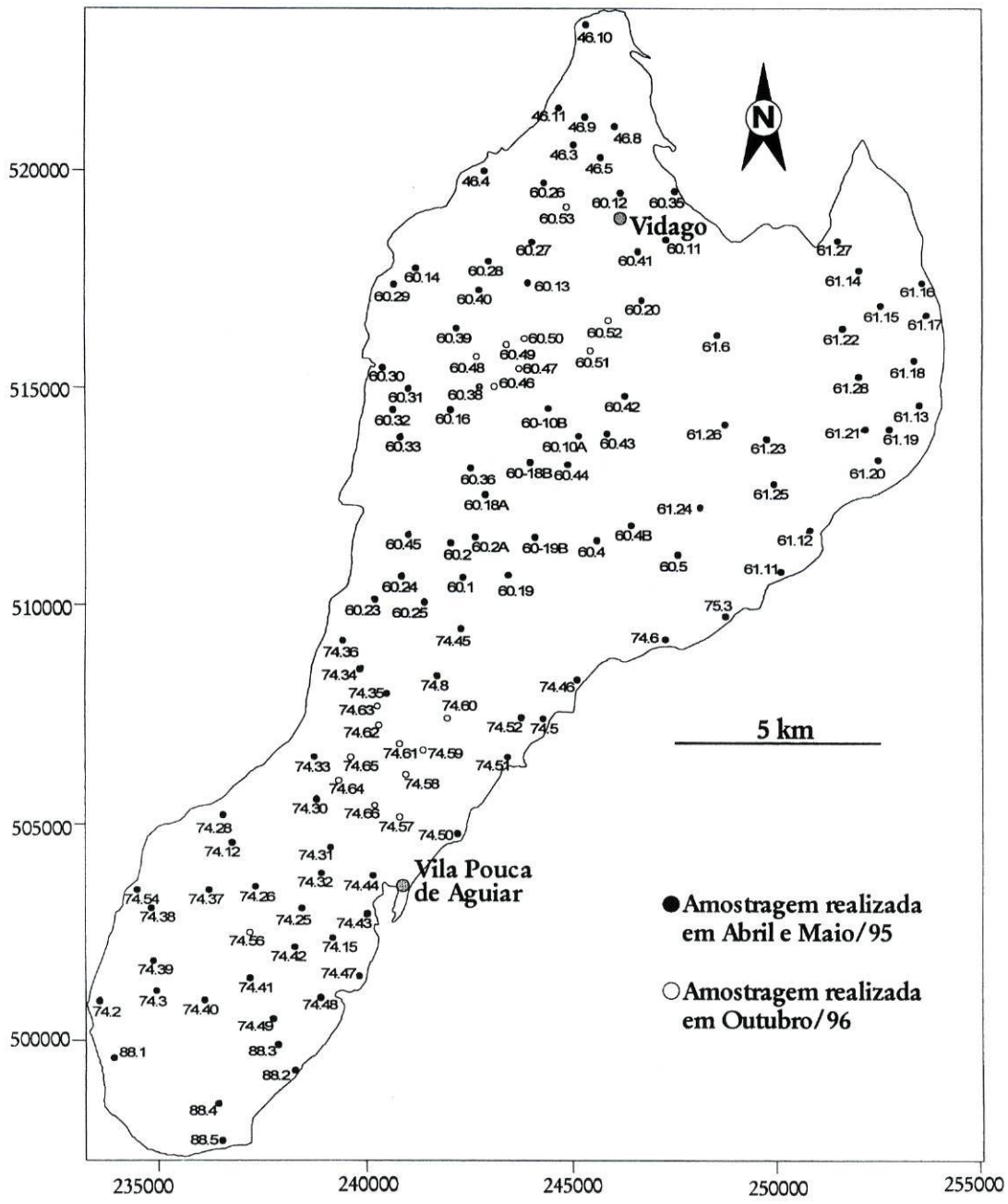
Amostra	*60-17*	*60-13*	*60-10*	*60-18*	*60-19*	*61-6*	*74-8*	*74-7*	*74-11*	*60-1*	*60-2*	*médias*	*74-2*	*74-17*	*61-11*	*74-21*	*88-1*	*médias*
SiO2	73,77	73,62	74,24	73,00	74,47	74,40	74,12	73,56	73,95	72,4	73,72	73,75	73,84	73,7	74,92	73,74	73,66	73,97
TiO2	0,16	0,17	0,15	0,19	0,12	0,15	0,17	0,18	0,24	0,17	0,2	0,17	0,14	0,24	0,13	0,26	0,21	0,20
Al2O3	13,53	13,38	13,35	13,57	13,33	13,48	13,65	14,08	13,9	13,87	13,98	13,65	13,46	13,71	13,13	13,92	13,44	13,53
Fe2O3t	1,62	1,77	1,62	1,76	1,41	1,62	1,56	1,45	1,51	1,63	1,55	1,59	1,64	1,79	1,63	1,84	1,99	1,78
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,03	0,06	0,03	0,04
MgO	0,25	0,32	0,26	0,32	0,25	0,26	0,42	0,32	0,33	0,4	0,28	0,31	0,4	0,32	0,18	0,32	0,4	0,32
CaO	1,18	0,86	1,03	1,18	0,83	1,04	0,88	1,12	0,98	1,05	1,26	1,04	0,96	1,12	0,76	1,12	1,2	1,03
Na2O	3,50	3,45	3,54	3,52	3,55	3,45	3,52	3,45	3,33	3,61	3,38	3,48	3,74	3,64	3,63	3,4	3,55	3,59
K2O	4,59	4,67	4,55	4,52	4,67	4,47	4,91	4,64	4,79	4,61	4,64	4,64	4,8	4,64	4,71	4,5	4,61	4,65
P2O5	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04	0,05	0,1	0,02	0,05	0,06	0	0,06	0,04	0,09	0,08	0,05
PF	1,10	1,15	1,02	1,12	1,10	0,85	0,76	0,76	0,9	0,76	0,61		0,78	0,73	0,65	0,43	0,67	
Total	99,79	99,50	99,85	99,29	99,81	99,82	100,08	99,61	100,05	98,57	99,66		99,8	99,8	99,81	99,6	99,84	

ANEXO II

AMOSTRAGEM: COORDENADAS E FÁCIES

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

Mapa de localização das estações de amostragem. As coordenadas **M** e **P** são referidas à Quadrícula Quilométrica Gauss-Elipsóide Internacional -Datum de Lisboa.



Estação	M (m)	P (m)	Fácies
74-2	233840	501000	GGS
74-3	234940	501160	GVPA
74-5	244600	507370	GVPA
74-6	247380	509160	GVPA
74-8	241120	508380	GPS
74-12	236840	504620	GVPA
74-15	239160	502280	GVPA
74-25	238450	503010	GVPA
74-26	237400	503430	GVPA
74-28	236670	505250	GVPA
74-30	238840	505620	GVPA
74-31	239150	504440	GVPA
74-32	238850	503740	GVPA
74-33	238950	506580	GVPA
74-34	239070	508600	GVPA
74-35	240620	508030	GVPA
74-36	239580	509340	GVPA
74-37	236220	503440	GVPA
74-38	234940	503100	GVPA
74-39	235120	501940	GVPA
74-40	236040	500930	GVPA
74-41	237080	501380	GVPA
74-42	238370	502180	GVPA
74-43	239970	502740	GVPA
74-44	240330	503450	GVPA
74-45	242480	509530	GPS
74-46	245900	508790	GVPA
74-47	239420	501700	GVPA
74-48	238780	507200	GVPA
74-49	237440	500410	GVPA
74-50	242490	505020	GVPA
74-51	243470	506430	GVPA
74-52	243820	507400	GVPA
74-54	234840	503780	GGS
74-56	237370	502720	GVPA
74-57	241040	505370	GVPA
74-58	241230	506140	GPS
74-59	241680	506700	GPS
74-60	242000	507390	GPS
74-61	241100	506820	GPS
74-62	240500	507080	GVPA
74-63	240430	507700	GVPA
74-64	239620	506000	GVPA
74-65	239880	506560	GVPA

Estação	M (m)	P (m)	Fácies
60-31	241470	515100	GVPA
60-32	241060	514530	GVPA
60-33	241290	513950	GVPA
60-35	247900	519660	GVPA
60-36	242700	513440	GPS
60-38	243040	514960	GVPA
60-39	242530	516330	GVPA
60-40	242910	517130	GVPA
60-41	246970	518470	GPS
60-42	246720	514840	GPS
60-43	246260	514100	GPS
60-44	245250	513200	GPS
60-45	241860	512120	GVPA
60-46	243620	515140	GPS
60-47	244150	515660	GPS
60-48	243320	515940	GPS
60-49	243900	516250	GPS
60-50	244420	516300	GPS
60-51	245900	516170	GPS
60-52	246520	516780	GPS
60-53	245300	519400	GPS
61-6	248900	516200	GPS
61-11	250440	510740	GGS
61-12	251000	511670	GGS
61-13	253580	514520	GVPA
61-14	252390	517720	GVPA
61-15	252840	516630	GVPA
61-16	253980	517400	GVPA
61-17	253930	516720	GVPA
61-18	253640	516660	GVPA
61-19	252900	514080	GVPA
61-20	252660	513420	GVPA
61-21	252270	514150	GVPA
61-22	251850	516420	GVPA
61-23	249970	513860	GVPA
61-24	248440	512260	GPS
61-25	250270	512770	GVPA
61-26	249000	514190	GPS
61-27	252020	518650	GVPA
61-28	252200	515220	GVPA
88-1	234040	499600	GGS
88-2	238260	499240	GVPA
88-3	237840	499840	GVPA
88-4	236500	498460	GGS

Estação	*M (m)*	*P (m)*	*Fácies*
74-66	240240	505490	*GVPA*
60-1	242560	510700	*GPS*
60-2	242460	511600	*GPS*
60-2A	242980	511740	*GPS*
60-4	245620	511500	*GPS*
60-4B	246700	511860	*GPS*
60-5	247480	511080	*GVPA*
60-10A	245420	513920	*GPS*
60-10B	244740	514620	*GPS*
60-11	247770	518540	*GVPA*
60-12	246500	519600	*GVPA*
60-13	244420	517590	*GPS*
60-14	242040	517840	*GVPA*
60-16	246320	514290	*GVPA*
60-18A	243200	512740	*GPS*
60-18B	244320	513420	*GPS*
60-19B	244320	511600	*GPS*
60-19	243680	510780	*GPS*
60-20	247000	517200	*GPS*
60-23	240500	510360	*GVPA*
60-24	241180	510820	*GVPA*
60-25	241660	510060	*GVPA*
60-26	244840	519800	*GVPA*
60-27	244500	518480	*GVPA*
60-28	243560	518080	*GVPA*
60-29	241380	517200	*GVPA*
60-30	240700	515660	*GVPA*

Estação	*M (m)*	*P (m)*	*Fácies*
88-5	236620	497740	*GGS*
75-3	248780	509770	*GGS*
46-3	245570	520750	*GVPA*
46-4	243450	520000	*GVPA*
46-5	246170	520460	*GVPA*
46-8	246500	521100	*GVPA*
46-9	245820	521360	*GVPA*
46-10	245880	523460	*GVPA*
46-11	245220	521490	*GVPA*
74-21	242940	502260	*G. Gralheira*
74-22	243560	501210	*G. Gralheira*
74-23	243460	500250	*G. Gralheira*
74-24	247780	508300	*G. Lagoa*
74-27	236500	505680	*G. Minheu*
74-29	237440	506360	*G. Minheu*
74-53	237070	509000	*G. Minheu*
60-22	237910	510080	*G. Minheu*
60-37	239120	510140	*G. Minheu*
61-7	255940	518720	*G. Serapicos*
61-8	257200	519600	*G. Serapicos*
61-9	261600	519140	*G. Serapicos*
61-10	261940	514080	*G. Serapicos*
75-2	249360	509500	*G. Lagoa*
46-6	247740	522000	*G. Serapicos*
46-7	247880	523400	*G. Serapicos*
47-4	252400	520800	*G. Serapicos*

ANEXO III

RESULTADOS DE ASM: PLUTÃO DE VPA

GRANITOS DE DUAS MICAS

Tabela 1 – Resultados de ASM do plutão de VPA – parâmetros escalares.

Tabela 2 - Resultados de ASM do plutão de VPA – parâmetros direccionais.

Tabela 3 - Resultados de ASM ao longo do perfil – parâmetros escalares.

Tabela 4 - Resultados de ASM ao longo do perfil – parâmetros direccionais.

Tabela 5 - Resultados de ASM dos granitos de duas micas – parâmetros escalares.

Tabela 6 - Resultados de ASM dos granitos de duas micas – parâmetros direccionais.

* Indica uma estação em que a lineação ou/e a foliação foi suprimida ou apresenta menor confiança.

Tabela 1

Estação	Km (μ SI)	Vk %	P_{para} %	T	N
74-2	79,3	9	1,6	-0,14	5
74-3	161,1	14	1,0	-0,11	7
74-5	144,2	10	0,8	-0,05	8
74-6	157,9	4	0,9	-0,09	8
74-8	61,3	8	2,5	0,46	5
74-12	126,4	11	1,0	0,41	8
74-15	137,0	15	0,9	0,18	8
74-25	93,0	22	1,1	0,17	6
74-26	97,3	17	0,9	-0,01	8
74-28	134,1	6	0,9	-0,19	8
74-30	128,3	11	0,8	-0,17	8
74-31	99,2	12	1,3	0,11	8
74-32	112,2	20	1,0	0,09	8
74-33	145,2	15	1,0	0,21	8
74-34	140,8	12	0,9	0,06	7
74-35	149,0	14	0,9	0,03	11
74-36	137,5	10	1,0	-0,28	8
74-37	116,4	18	1,3	0,05	8
74-38	159,5	5	0,9	0,05	8
74-39	188,3	18	1,0	0,21	8
74-40	172,5	8	1,1	0,02	8
74-41	132,0	11	0,9	0,43	8
74-42	123,9	16	0,9	-0,01	8
74-43	179,2	22	0,6	-0,04	8
74-44	131,3	6	1,0	-0,09	7
74-45	80,6	7	1,9	0,40	8
74-46	166,5	7	1,0	0,30	7
74-47	142,4	24	1,1	0,10	8
74-48	129,4	7	0,8	0,09	8
74-49	190,3	11	1,0	-0,12	8
74-50	115,1	11	1,1	0,24	8
74-51	158,1	4	0,7	0,09	7
74-52	166,6	24	1,0	0,15	8
74-54	81,2	8	2,0	0,45	3
74-56	125,5	6	1,0	0,19	6
74-57	68,5	5	0,9	0,23	7
74-58	108,0	11	4,9	0,19	8
74-59	57,4	6	1,6	0,15	7
74-60	59,7	8	1,9	0,17	10
74-61	56,5	7	1,0	0,26	8
74-62	134,5	8	1,0	0,31	7
74-63	117,4	18	1,0	0,10	8
74-64	94,7	40	1,3	0,21	9
74-65	122,7	3	1,2	0,30	6
74-66	75,0	13	1,2	0,01	9
60-1	121,0	14	3,1	-0,04	8
60-2	73,4	7	1,6	0,09	4
60-2A	75,0	5	2,5	0,31	8
60-4	58,1	10	2,9	0,67	6
60-4B	61,0	5	2,0	-0,06	8
60-5	95,4	15	1,1	0,04	8
60-10A	59,0	8	2,2	0,46	8
60-10B	66,0	11	2,5	0,12	8
60-11	120,0	7	1,0	0,02	8
60-12	96,8	20	2,3	0,13	8
60-13	76,8	11	1,8	0,50	8
60-14	151,1	7	0,9	0,22	8
60-16	134,6	13	1,0	0,27	8
60-18A	64,0	4	2,4	0,05	8
60-18B	60,0	4	1,8	0,06	8
60-19B	69,0	8	1,9	0,07	8
60-19	61,0	12	2,1	0,14	8

Estação	Km (μ SI)	Vk %	P_{para} %	T	N
60-20	50,7	5	3,9	0,21	3
60-23	116,5	9	1,2	0,52	8
60-24	136,7	7	1,3	0,30	8
60-25	73,4	6	1,4	0,00	8
60-26	130,2	16	1,5	0,05	8
60-27	126,0	8	1,2	0,35	8
60-28	101,5	12	1,3	0,02	8
60-29	128,1	12	1,2	0,25	8
60-30	218,3	8	0,6	0,25	8
60-31	150,8	7	1,0	0,55	8
60-32	174,9	20	0,9	0,19	8
60-33	153,8	13	0,7	0,42	8
60-35	163,5	11	0,6	0,01	7
60-36	96,1	10	1,7	0,24	8
60-38	130,5	25	1,5	0,35	8
60-39	136,4	18	1,1	0,00	6
60-40	123,9	6	1,2	0,44	8
60-41	59,7	8	1,8	0,31	7
60-42	44,5	2	2,3	-0,14	7
60-43	59,8	9	2,3	0,39	8
60-44	52,6	8	2,2	0,57	8
60-45	118,0	6	1,0	0,31	8
60-46	88,0	11	1,3	0,37	8
60-47	71,3	8	2,0	0,42	7
60-48	74,0	2	1,7	0,01	8
60-49	84,6	9	1,9	0,04	8
60-50	63,8	7	1,5	0,07	8
60-51	59,3	5	2,1	0,07	10
60-52	53,2	11	1,9	0,17	8
60-53	73,7	6	1,9	0,07	8
61-6	53,9	5	1,5	0,44	4
61-11	62,7	9	2,1	0,14	7
61-12	43,3	13	1,2	0,00	6
61-13	167,6	8	0,9	-0,22	8
61-14	114,9	9	0,8	-0,02	8
61-15	131,7	9	1,3	0,03	6
61-16	139,3	4	0,9	0,14	8
61-17	132,9	19	1,1	0,15	6
61-18	144,8	10	0,9	0,18	8
61-19	137,2	12	1,0	0,19	7
61-20	187,7	12	0,7	0,13	8
61-21	138,2	8	1,2	0,33	8
61-22	93,3	20	0,9	0,05	6
61-23	60,0	9	1,4	0,11	7
61-24	66,7	7	1,5	0,43	8
61-25	136,0	9	1,1	0,40	8
61-26	53,2	6	2,4	0,39	8
61-27	108,1	11	1,4	0,28	8
61-28	130,1	13	1,0	0,18	6
88-1	94,2	16	1,2	-0,13	8
88-2	171,1	4	1,0	0,00	8
88-3	176,9	13	0,8	-0,11	8
88-4	97,1	15	1,5	0,10	8
88-5	86,1	5	1,3	-0,25	6
75-3	63,7	8	1,7	0,12	8
46-3	91,6	8	1,9	0,08	8
46-4	163,2	4	0,7	-0,04	10
46-5	115,3	10	1,4	0,15	9
46-8	150,7	12	1,1	0,14	8
46-9	133,2	15	1,1	0,17	8
46-10	178,0	13	0,9	0,00	8
46-11	156,1	13	0,9	-0,09	8

Tabela 2

Estação	$K_1D(°)$	$K_1I(°)$	$K_3D(°)$	$K_3I(°)$	αK_1	αK_3	*Lineação*	*Foliação*
74-2	357	7	267	31	25	30	357/7	177 E 59
74-3	169	0	81	1	22	35	169/0	171 W 89
74-5	192	5	316	65	25	35	192/5	46 S 25
74-6	168	49	25	41	36	45	168/49 *	115 S 49 *
74-8	240	25	56	62	23	9	240/25	146 W 28
74-12	9	11	107	39	24	20	9/11	17 W 51
74-15	237	29	350	29	26	21	237/29	80 S 61
74-25	174	36	48	29	37	34	174/36	138 W 61
74-26	359	7	113	56	35	40	359/7	23 W 34
74-28	215	13	105	33	31	33	215/13	15 W 57
74-30	262	19	58	71	19	13	262/19	148 W 19
74-31	181	28	54	60	21	42	181/28	144 W 30
74-32	173	10	51	64	32	16	173/10	141 W 26
74-33	284	60	117	26	42	14	284/60	27 W 64
74-34	19	17	130	38	29	28	19/17	40 W 52
74-35	278	17	132	63	30	29	278/17	42 W 27
74-36	220	7	122	46	24	21	220/7	32 W 44
74-37	6	8	99	21	35	30	6/8	9 W 69
74-38	5	10	103	37	24	18	5/10	13 W 53
74-39	356	16	82	5	33	23	356/16	172 W 85
74-40	320	2	49	2	30	19	320/2	139 W 88
74-41	282	5	26	24	38	25	282/5	116 S 66
74-42	172	62	334	17	42	28	172/62	64 S 73
74-43	200	18	318	50	32	36	200/18	48 S 40
74-44	186	28	325	59	16	22	186/28	55 S 31
74-45	140	2	268	74	42	22	140/2	178 E 16
74-46	220	1	319	18	38	43	220/1	49 S 72
74-47	233	13	312	27	38	30	233/13	42 E 63
74-48	79	55	335	23	41	37	79/55	65 S 67
74-49	250	9	342	1	16	16	250/9	72 S 89
74-50	136	49	297	27	43	38	136/49 *	27 E 63 *
74-51	152	21	295	57	39	31	152/21	25 E 33
74-52	5	0	303	68	40	27	5/0	33 E 22
74-54	15	44	66	2	36	40	15/44 *	*
74-56	313	62	64	15	31	13	313/62	154 W 75
74-57	161	40	256	48	37	46	161/40	166 E 42
74-58	193	1	14	76	36	44	193/1	104 S 14
74-59	175	7	60	68	28	16	175/7	150 W 22
74-60	265	40	72	58	33	22	265/40	162 W 32
74-61	224	8	120	63	36	29	224/8	30 W 27
74-62	358	2	70	75	42	22	358/2	160 W 15
74-63	188	8	75	61	34	23	188/8	165 W 29
74-64	209	4	115	50	22	15	209/4	25 W 40
74-65	201	6	110	60	30	16	201/6	20 W 30
74-66	2	21	138	60	18	20	2/21	48 N 30
60-1	66	59	222	15	43	51	*	132 N 75 *
60-2	328	38	94	29	20	28	328/38	4 W 61
60-2A	15	12	179	69	28	43	15/12 *	*
60-4	240	11	5	71	29	11	240/11	95 S 19
60-4B	81	45	271	43	12	14	81/45	1 E 47
60-5	56	44	286	28	42	41	56/44 *	16 E 62 *
60-10A	321	4	173	82	28	17	321/4	83 N 8
60-10B	121	8	210	67	33	36	121/8	120 N 23
60-11	61	28	205	57	38	31	61/28	115 N 33
60-12	313	14	187	64	17	13	313/14	97 N 26
60-13	284	36	117	53	26	18	284/36	27 W 37
60-14	239	27	116	49	37	16	239/27	26 W 41
60-16	194	2	97	48	30	13	194/2	7 W 42
60-18A	292	31	98	63	33	19	292/31	8 W 27
60-18B	295	5	198	77	30	26	295/5	108 N 13
60-19B	200	19	70	60	27	19	200/19	160 W 30
60-19	126	1	308	83	38	29	126/1	38 E 7
60-20	45	0	323	16	16	31	45/0	53 S 74
60-23	200	19	95	34	26	12	200/19	5 W 56

Tabela 2

Estação	$K_1 D(°)$	$K_1 I(°)$	$K_3 D(°)$	$K_3 I(°)$	αK_1	αK_3	*Lineação*	*Foliação*
60-24	205	2	112	61	25	13	205/2	22 W 29
60-25	34	0	124	51	24	21	34/0	34 W 39
60-26	295	28	180	38	21	32	295/28	90 N 52
60-27	25	16	141	52	41	30	25/16	51 N 38
60-28	225	24	339	62	29	41	225/24	*
60-29	273	25	113	65	33	18	273/25	23 W 25
60-30	259	14	83	77	36	19	259/14	173 W 13
60-31	202	11	104	50	37	15	202/11	14 W 40
60-32	277	41	82	45	33	18	277/41	172 W 45
60-33	333	31	86	36	34	19	333/31	176 W 54
60-35	299	2	5	82	35	26	299/2	95 S 8
60-36	307	45	99	42	17	12	307/45	9 W 48
60-38	226	34	112	42	23	33	226/34	22 W 48
60-39	315	17	80	56	13	17	315/17	170 W 34
60-40	255	36	113	48	12	14	255/36	23 W 42
60-41	111	27	281	64	28	23	111/27	11 E 26
60-42	131	8	234	49	21	28	131/8	144 E 41
60-43	309	22	205	34	25	15	309/22	115 N 56
60-44	100	9	218	73	33	12	100/9	128 N 17
60-45	321	40	104	40	27	15	321/40	14 W 50
60-46	240	16	33	76	33	13	240/16	123 S 14
60-47	264	11	86	74	30	13	264/11	176 W 16
60-48	224	37	53	46	24	24	224/37	143 W 44
60-49	295	25	121	64	23	14	295/25	31 W 26
60-50	304	1	75	83	21	23	304/1	165 W 7
60-51	320	7	200	76	15	12	320/7	110 N 14
60-52	294	11	166	69	22	20	294/11	76 N 21
60-53	268	16	149	65	21	11	268/16	59 N 25
61-6	89	22	254	64	39	16	89/22	164 E 26
61-11	162	75	304	10	41	24	162/75	34 E 80
61-12	20	2	310	53	31	40	20/2	40 E 37
61-13	125	37	291	54	24	23	125/37	21 E 36
61-14	29	28	242	53	17	17	29/28	152 E 37
61-15	191	17	280	5	33	18	191/17	10 E 85
61-16	154	13	249	4	44	25	154/13	159 E 86
61-17	181	28	281	18	35	35	181/28	11 E 72
61-18	174	2	268	37	27	22	174/2	178 E53
61-19	188	44	314	48	32	37	188/44	44 E 42
61-20	217	7	325	31	42	33	217/7	55 S 59
61-21	19	1	285	20	20	19	19/1	15 E 70
61-22	186	10	274	45	40	19	186/10	4 E 45
61-23	185	30	317	38	49	42	185/30 *	47 S 52 *
61-24	199	4	293	19	18	21	199/4	23 E 71
61-25	85	29	316	45	23	21	85/29	46 S 45
61-26	78	43	254	45	25	12	78/43	164 E 45
61-27	63	34	267	45	26	26	63/34	177 E 45
61-28	167	14	276	54	13	13	167/14	6 E 36
88-1	313	9	223	42	32	37	313/9	133 N 48
88-2	263	20	132	56	32	42	263/20	42 W 34
88-3	279	30	180	25	22	35	279/30	90 N 65
88-4	66	38	191	47	28	24	66/38	101 N 43
88-5	77	31	230	63	22	29	77/31	140 E 27
75-3	247	26	29	38	41	47	247/26 *	*
46-3	283	17	170	62	25	33	283/17	80 N 28
46-4	306	4	48	66	24	32	306/4	138 W 24
46-5	302	21	162	57	38	26	302/21	72 N 33
46-8	300	13	185	71	35	19	300/13	95 N 19
46-9	4	34	173	58	32	12	4/34	83 N 32
46-10	328	13	120	73	41	35	328/13	30 W 17
46-11	293	24	175	51	25	22	293/24	85 N 39

Tabela 3

Estação	*Km (μ SI)*	*Vk %*	*P_{para} %*	*T*	*N*
88-01	92,1	24	1,1	-0,04	3
88-02	67,4	16	1,6	0,41	4
88-03	83,5	9	1,2	0,38	2
88-04	84,5	3	1,6	0,04	4
88-05	108,9	3	1,4	0,27	4
88-06	83,2	16	1,7	-0,13	4
88-07	43,3	46	1,8	0,33	3
88-08	84,4	16	1,4	-0,34	3
88-09	87,5	13	1,1	0,22	4
88-010	73,3	7	1,4	0,01	3
88-011	117,9	5	1,0	-0,17	4
88-012	62,5	29	1,1	0,29	4
88-013	85,2	9	1,8	0,18	4
88-014	94,4	7	1,4	0,19	4
88-015	95,0	4	1,1	-0,04	4
88-016	126,1	16	1,1	0,33	4
88-017	92,0	2	1,4	0,46	4
88-018	145,6	29	1,3	0,09	4

Tabela 4

Estação	*K_1D (°)*	*K_1I (°)*	*K_3D (°)*	*K_3I (°)*	*αK_1*	*αK_3*	*Lineação*	*Foliação*
88-01	274	69	176	16	37	18	274/69	86 N 74
88-02	156	13	259	49	19	26	156/13	169 E 41
88-03	114	78	337	31	39	32	114/78	67 S 59
88-04	10	31	280	17	31	42	10/31	10 E 73
88-05	312	34	82	1	38	40	312/34	172 W 89
88-06	118	23	285	57	33	44	118/23	15 E 33
88-07	21	13	237	71	35	24	21/13	147 E 19
88-08	328	9	54	41	20	25	328/9	144 W 49
88-09	310	21	216	25	13	35	310/21	126 N 65
88-010	115	31	218	34	23	25	115/31	128 N 56
88-011	300	15	51	9	34	37	300/15	141 W 81
88-012	308	14	27	2	42	42	308/14	117 S 88
88-013	335	37	205	37	41	31	335/37	115 N 53
88-014	339	17	247	29	26	30	339/17	157 E 61
88-015	82	49	256	45	36	26	82/49	166 E 45
88-016	326	17	207	56	20	25	326/17	117 N 34
88-017	318	4	224	53	21	26	318/4	134 N 37
88-018	342	21	244	31	16	21	342/21	154 E 59

Tabela 5

Estação	*Km (μ SI)*	*Vk %*	*P_{para} %*	*T*	*N*
74-21	51,9	7	6,7	0,36	5
74-22	47,5	13	3,2	0,29	6
74-23	49,4	8	6,4	0,21	5
74-24	35,4	15	3,4	0,61	6
74-27	66,3	3	1,2	0,00	5
74-29	51,6	10	1,3	0,24	4
74-53	48,9	10	2,0	0,34	5
60-22	71,3	4	1,8	0,29	8
60-37	64,1	4	3,6	0,12	8
61-7	86,2	34	5,1	0,25	4
61-8	61,4	10	2,7	-0,51	5
61-9	58,4	5	5,0	0,03	5
61-10	65,2	3	1,8	-0,37	5
75-2	52,3	8	2,4	0,35	6
46-6	74,2	15	4,6	0,62	8
46-7	61,9	20	4,1	0,60	6
47-4	45,1	62	5,0	0,21	2

Tabela 6

Estação	*K_1D (°)*	*K_1I (°)*	*K_3D (°)*	*K_3I (°)*	*αK_1*	*αK_3*	*Lineação*	*Foliação*
74-21	139	44	252	25	14	15	139/44	162E65
74-22	170	8	262	34	36	30	170/8	172E56
74-23	340	80	216	6	7	7	340/80	126N84
74-24	127	3	28	30	38	7	127/33	118S60
74-27	118	16	226	74	23	35	118/16	136E16
74-29	200	17	306	44	34	36	200/17	26E46
74-53	168	9	274	79	16	27	168/9	4E11
60-22	285	59	173	14	14	21	285/59	83N76
60-37	350	60	238	12	9	10	350/60	148E78
61-7	291	14	28	32	10	11	291/14	118S58
61-8	192	45	31	46	12	20	192/45	121S44
61-9	126	15	249	70	8	8	126/15	79S20
61-10	129	30	3	45	10	23	129/30	93S45
75-2	141	6	26	85	39	20	141/6	116SW5
46-6	165	14	41	69	30	12	165/14	131S21
46-7	129	21	233	30	10	6	129/21	143E60
47-4	264	35	46	48	43	4	264/35	136W42

ANEXO IV

DADOS GRAVIMÉTRICOS: DENSIDADES

ANOMALIA DE BOUGUER

Tabela 1 - Densidades (d) obtidas para 84 amostras.

Tabela 2 - Valores da anomalia de Bouguer de 2027 estações gravimétricas. **X** e **Y** são coordenadas referidas à Quadrícula Quilométrica U.T.M., Fuso 29 - Elipsóide Internacional - Datum Europeu. **Z** é a altitude (em metros).

Tabela 1

Amostra (GVPA)	*d*
46-10	2,67
46-3	2,62
46-4	2,65
46-5	2,61
46-8	2,66
60-11	2,67
60-23	2,61
60-29	2,59
60-30	2,66
60-31	2,66
60-32	2,67
60-33	2,69
60-38	2,64
60-39	2,66
60-40	2,66
60-5	2,64
61-13	2,66
61-16	2,64
61-20	2,67
61-21	2,68
61-23	2,65
61-25	2,67
74-15	2,61
74-25	2,64
74-26	2,63
74-28	2,68
74-3	2,67
74-37	2,61
74-38	2,65
74-40	2,63
74-41	2,66
74-42	2,63
74-43	2,66
74-5	2,64
74-50	2,64
74-51	2,64
74-57	2,65
74-6	2,61
74-65	2,61
74-66	2,66
88-2	2,64
88-3	2,64

Média = 2,65

Amostra (GPS)	*d*
60-1	2,61
60-10B	2,59
60-10A	2,61
60-18B	2,61
60-13	2,62
60-18A	2,60
60-19	2,59
60-19B	2,58
60-2	2,60
60-2A	2,59
60-36	2,61
60-4	2,61
60-41	2,59
60-42	2,59
60-43	2,59
60-44	2,60
60-46	2,59
60-47	2,62
60-48	2,63
60-4B	2,60
60-20	2,60
60-52	2,59
60-50	2,58
61-24	2,60
61-26	2,59
61-6	2,60
74-45	2,60
74-58	2,59
74-59	2,60
74-60	2,61
74-61	2,62
60-53	2,63

Média = 2,60

Am. (encaixante metassedimentar)	*d*
Am. 1	2,82
Am. 2	2,79
Am.3	2,79
Am.4	2,81
Am.5	2,82

Média = 2,81

Am. (encaixante granítico)	*d*
74-21	2,59
74-22	2,61
74-23	2,60
61-7	2,60
61-8	2,61

Média = 2,60

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
623,56	4617,86	455,42	-52,08	612,37	4614,84	559,83	-45,84
621,47	4616,13	460,31	-52,07	612,72	4614,75	543,72	-46,75
619,64	4614,62	421,06	-52,92	613,13	4615,25	517,54	-46,50
618,91	4612,97	380,66	-54,32	612,76	4615,37	488,14	-47,51
617,33	4613,38	343,70	-51,64	612,34	4615,52	478,77	-47,38
615,94	4613,26	457,27	-49,90	611,92	4615,79	482,73	-46,43
613,87	4613,66	598,91	-47,36	611,48	4615,94	491,43	-46,53
613,00	4614,94	536,77	-47,14	611,22	4616,24	494,95	-45,78
611,72	4616,53	495,76	-46,59	612,00	4616,75	504,90	-46,31
613,14	4618,80	591,64	-47,33	612,32	4617,06	524,02	-47,06
620,45	4618,80	452,40	-51,70	612,64	4617,31	543,03	-46,96
625,19	4618,91	399,42	-53,28	612,88	4617,75	559,12	-47,25
625,12	4618,51	388,94	-53,09	613,11	4618,09	570,84	-47,32
624,80	4618,47	404,61	-52,91	613,15	4618,31	576,40	-47,71
624,50	4618,68	420,19	-52,18	613,49	4618,96	581,26	-47,34
624,08	4618,58	433,59	-52,09	618,39	4618,82	516,13	-51,01
623,79	4618,21	453,01	-51,68	618,81	4618,80	498,20	-51,31
623,20	4617,45	450,37	-52,53	619,23	4618,75	474,49	-51,89
622,79	4617,36	461,09	-52,06	619,80	4618,97	458,28	-51,43
622,51	4616,98	459,97	-51,93	620,84	4618,93	441,10	-52,26
622,15	4616,57	458,03	-52,26	625,56	4618,79	423,30	-53,71
621,85	4616,44	455,28	-52,37	625,68	4618,42	441,48	-53,62
621,03	4616,03	464,09	-52,37	625,83	4618,06	451,83	-53,77
620,87	4615,66	457,15	-52,02	625,86	4617,69	466,67	-52,77
620,44	4615,46	477,40	-52,10	622,27	4618,92	370,84	-53,76
620,16	4615,21	468,12	-51,93	622,19	4618,39	379,41	-53,48
619,80	4614,90	440,78	-52,20	622,03	4618,08	358,19	-53,71
619,53	4614,15	401,52	-53,33	622,40	4618,15	335,68	-53,67
619,49	4613,81	375,99	-54,12	621,95	4618,98	377,14	-53,17
619,66	4613,54	361,96	-54,16	621,82	4618,63	369,12	-53,21
619,71	4613,17	358,58	-54,12	621,82	4618,36	366,65	-53,47
619,49	4612,83	362,52	-53,77	620,57	4618,40	443,22	-51,78
618,93	4612,69	383,73	-54,22	620,28	4618,15	411,78	-51,97
618,43	4612,38	383,53	-53,94	620,40	4617,78	418,83	-52,58
618,17	4612,56	369,54	-53,48	620,70	4617,60	397,64	-52,21
618,23	4612,96	349,28	-53,49	619,46	4618,53	491,18	-51,55
618,02	4613,27	330,74	-52,97	619,33	4618,25	510,37	-51,57
617,79	4613,48	325,66	-52,61	619,35	4617,91	512,91	-51,68
616,98	4613,22	360,48	-51,73	619,68	4617,74	496,27	-52,16
616,79	4613,43	376,82	-51,18	620,03	4617,46	477,65	-52,41
616,49	4613,30	398,96	-49,61	620,31	4617,25	444,66	-53,51
616,39	4613,73	412,82	-50,87	620,41	4616,88	407,52	-53,58
616,24	4613,48	428,45	-50,35	619,10	4618,10	527,66	-51,87
615,82	4613,26	471,17	-49,78	618,77	4618,28	535,99	-51,88
615,52	4613,29	493,52	-49,23	618,44	4618,52	543,60	-51,39
615,31	4613,56	513,87	-48,65	617,77	4619,00	572,80	-50,03
615,03	4613,74	531,32	-48,15	617,26	4618,87	613,98	-49,63
614,59	4613,77	551,95	-48,05	617,24	4618,50	613,98	-50,27
614,20	4613,82	576,59	-47,83	617,41	4618,10	580,68	-49,53
613,55	4613,66	619,39	-47,53	617,55	4617,82	575,15	-50,03
613,25	4613,87	637,43	-47,09	617,74	4617,58	533,93	-50,67
613,08	4614,27	617,07	-47,17	618,02	4617,83	537,57	-50,41
612,68	4614,35	599,46	-46,25	618,17	4618,17	529,17	-50,29

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
612,40	4614,62	575,96	-45,75	618,12	4618,54	548,64	-50,00
615,22	4618,96	510,26	-50,13	619,34	4616,28	460,36	-51,63
614,92	4618,80	509,77	-50,10	619,05	4616,71	512,43	-50,83
614,56	4618,67	522,59	-49,58	618,28	4613,15	323,86	-53,81
614,21	4618,69	519,55	-49,61	618,62	4613,40	338,50	-54,08
613,96	4618,44	530,55	-49,57	618,57	4613,64	317,28	-53,94
613,59	4618,44	547,20	-49,00	618,92	4613,68	323,76	-54,15
613,41	4618,19	554,35	-48,46	619,22	4613,56	345,37	-54,03
614,97	4618,65	509,99	-49,85	619,12	4613,96	342,10	-54,34
615,07	4618,31	509,99	-49,12	619,00	4614,33	337,73	-54,30
615,01	4618,00	510,37	-48,61	619,06	4614,64	319,91	-54,24
614,83	4617,56	508,36	-49,05	619,34	4614,89	322,30	-54,17
614,74	4617,22	508,54	-48,99	619,38	4615,23	328,21	-53,79
614,56	4616,76	507,35	-49,12	619,32	4615,57	322,81	-53,39
614,26	4616,75	521,15	-48,36	619,63	4615,33	377,14	-53,04
614,12	4617,09	567,89	-48,44	617,97	4613,79	355,35	-52,90
613,89	4617,27	576,34	-48,48	617,78	4613,94	391,23	-52,45
613,56	4617,57	578,39	-48,62	617,54	4614,09	448,44	-51,23
613,37	4617,82	572,18	-48,55	617,33	4614,36	486,23	-51,00
616,15	4618,66	630,03	-49,60	617,10	4614,61	506,59	-50,90
616,09	4618,29	639,29	-49,76	616,98	4614,91	533,10	-50,60
616,21	4617,96	650,01	-49,87	616,86	4615,04	549,08	-50,11
615,91	4617,73	674,31	-49,17	617,32	4615,07	534,56	-50,14
615,65	4617,98	632,96	-48,65	617,67	4615,14	510,66	-50,33
615,49	4618,19	574,13	-48,80	617,78	4615,42	500,37	-51,09
612,78	4616,82	503,73	-47,64	618,10	4615,39	445,00	-52,06
612,93	4616,42	560,92	-47,17	618,29	4615,03	361,61	-53,00
612,96	4616,02	557,50	-46,38	618,32	4614,63	358,16	-53,58
613,23	4616,12	524,12	-47,76	618,17	4614,25	351,84	-52,70
613,19	4615,78	498,03	-47,77	618,08	4613,98	354,50	-53,29
613,61	4615,97	492,89	-48,18	618,04	4613,67	338,88	-53,24
614,07	4616,01	528,22	-48,88	615,93	4613,72	477,68	-50,56
614,28	4615,76	559,32	-49,28	615,63	4613,91	502,19	-49,99
614,47	4615,46	597,31	-49,20	615,49	4614,15	517,63	-49,70
614,82	4615,19	644,41	-49,98	615,14	4614,21	546,06	-48,91
615,09	4615,62	639,72	-48,95	614,93	4614,39	560,86	-48,30
615,32	4615,90	667,62	-48,46	615,27	4614,58	544,94	-49,54
615,64	4616,10	678,82	-49,04	614,67	4614,66	608,44	-48,77
617,03	4618,96	644,76	-48,84	614,45	4614,93	633,55	-48,70
616,82	4618,68	652,42	-49,32	614,23	4614,72	651,82	-48,13
616,57	4618,33	673,92	-49,05	614,40	4614,35	658,80	-46,87
616,63	4618,02	690,00	-48,95	617,37	4613,72	428,58	-51,58
617,86	4617,37	516,54	-50,60	616,99	4613,83	457,14	-50,95
618,26	4617,22	508,29	-50,94	616,69	4614,01	471,06	-50,88
618,60	4617,25	507,53	-51,02	616,69	4614,23	448,28	-51,05
618,82	4616,95	517,47	-50,96	616,52	4614,47	464,13	-50,34
618,73	4616,61	512,01	-51,26	616,38	4614,60	480,86	-50,95
618,50	4616,73	491,10	-50,61	616,54	4614,78	507,58	-50,32
618,15	4616,88	495,66	-50,64	616,75	4614,72	522,11	-50,37
619,32	4617,20	530,80	-51,03	618,10	4615,73	455,55	-51,58
619,20	4617,67	528,15	-50,85	617,75	4615,85	478,15	-50,95
616,70	4618,95	620,42	-48,49	617,53	4616,19	501,39	-49,91
619,02	4617,11	517,90	-50,49	617,60	4616,62	505,57	-50,03

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
619,39	4616,90	510,89	-50,83	617,43	4616,89	521,28	-49,59
619,47	4616,50	479,23	-51,60	617,49	4617,20	533,48	-49,47
617,27	4616,99	545,46	-49,11	626,72	4617,39	468,20	-55,04
617,18	4616,77	564,68	-49,18	625,93	4617,32	460,46	-54,02
617,02	4616,40	592,90	-51,35	625,75	4616,98	471,34	-53,43
616,77	4616,42	651,39	-48,88	625,67	4616,60	500,81	-53,53
616,74	4616,70	674,10	-49,06	625,69	4616,33	511,02	-52,70
617,59	4615,54	517,28	-51,16	625,02	4616,65	532,30	-52,46
617,08	4615,63	525,36	-50,66	625,98	4618,71	440,07	-54,32
616,82	4615,74	565,21	-49,91	626,26	4618,53	431,34	-54,03
616,57	4616,05	589,39	-49,64	626,32	4618,81	463,23	-52,98
610,85	4616,05	519,93	-44,34	626,65	4618,63	393,68	-52,74
610,43	4616,20	555,26	-43,75	626,47	4618,25	398,11	-53,41
610,04	4616,25	601,30	-42,67	625,18	4618,14	417,22	-53,53
609,81	4616,00	617,24	-41,68	625,11	4617,73	454,73	-53,14
609,42	4616,12	648,01	-41,57	624,98	4617,39	476,72	-53,19
609,11	4616,33	677,31	-41,95	624,92	4616,99	492,90	-53,29
609,05	4616,05	703,54	-42,64	625,41	4616,88	479,32	-53,19
611,98	4616,38	492,30	-46,34	623,60	4617,25	486,53	-52,12
612,24	4615,92	487,30	-46,76	623,92	4617,31	504,14	-51,51
612,52	4615,77	504,58	-47,22	624,15	4617,10	510,61	-52,40
612,42	4616,20	486,65	-47,80	624,21	4616,73	526,97	-52,09
612,44	4616,63	493,31	-47,65	624,40	4616,37	540,31	-52,48
612,48	4616,91	507,88	-46,58	624,59	4616,12	528,11	-52,18
613,03	4617,07	516,33	-45,27	624,84	4616,31	526,41	-52,74
613,24	4617,32	544,56	-48,03	624,68	4615,94	558,78	-52,69
613,56	4617,23	590,73	-48,05	624,53	4615,75	569,65	-52,61
613,43	4616,89	590,73	-48,74	622,98	4617,05	478,43	-52,08
613,25	4616,52	580,08	-47,82	622,75	4616,74	473,18	-52,36
624,96	4618,66	378,37	-53,12	622,82	4616,46	496,46	-53,03
624,89	4618,84	372,88	-53,26	622,88	4616,09	526,17	-52,34
624,03	4618,98	338,01	-52,97	622,70	4615,78	545,03	-52,69
623,64	4618,97	339,64	-53,06	622,54	4615,47	583,79	-52,57
623,33	4618,07	453,05	-52,16	622,64	4615,19	589,30	-52,47
623,28	4618,47	433,81	-52,35	622,20	4615,31	597,36	-52,14
623,25	4618,75	385,89	-52,02	621,87	4615,49	576,50	-51,60
623,64	4618,57	422,46	-51,89	621,61	4615,61	535,22	-52,88
623,03	4618,07	442,81	-52,23	621,45	4615,85	502,03	-52,30
622,83	4617,76	412,25	-52,01	621,08	4615,57	484,97	-51,68
622,75	4618,16	396,73	-52,34	621,13	4615,20	504,75	-51,70
621,44	4616,53	424,69	-52,23	621,00	4615,01	514,52	-51,77
621,23	4616,71	378,18	-53,00	620,80	4614,67	527,43	-52,14
621,00	4616,49	396,56	-53,79	620,55	4614,45	496,49	-52,29
620,93	4616,21	439,00	-53,37	620,48	4614,23	467,81	-52,18
620,56	4616,18	412,06	-53,16	621,21	4614,86	534,84	-52,28
621,67	4616,63	416,69	-53,05	621,62	4614,96	568,02	-52,14
621,78	4616,91	413,50	-52,81	621,92	4615,21	588,66	-52,05
621,47	4617,06	372,26	-52,65	619,56	4612,52	413,08	-53,34
621,47	4617,24	343,98	-53,10	619,52	4612,21	461,53	-52,61
622,12	4617,22	413,23	-51,85	619,22	4611,96	437,77	-52,59
621,86	4617,34	374,40	-52,20	624,14	4618,21	471,22	-53,03
622,02	4617,62	359,81	-53,23	623,73	4617,68	476,91	-52,22
627,15	4618,76	358,67	-55,83	623,76	4617,16	491,74	-52,32

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
626,91	4618,32	390,47	-55,58	624,05	4616,73	537,65	-52,25
626,80	4617,98	406,64	-55,63	624,15	4616,05	584,90	-52,77
626,76	4617,58	436,45	-55,09	623,97	4615,77	623,73	-53,76
623,93	4615,37	647,28	-53,27	608,57	4615,52	762,46	-42,35
623,70	4615,15	659,00	-53,91	608,38	4615,74	784,03	-42,28
622,55	4614,85	591,29	-52,07	608,38	4616,14	795,38	-42,76
622,30	4614,54	575,58	-52,17	608,42	4616,26	845,58	-42,92
622,24	4614,14	564,50	-52,53	608,26	4616,54	816,20	-42,39
622,15	4613,77	585,05	-52,20	608,11	4616,72	819,21	-41,93
622,50	4613,99	600,77	-52,20	608,15	4617,12	841,04	-41,67
622,72	4614,30	612,98	-53,16	608,43	4617,34	850,32	-41,39
622,79	4614,70	615,76	-54,85	608,75	4617,53	848,53	-41,76
622,07	4613,43	601,73	-52,08	608,93	4617,84	842,96	-41,41
621,63	4613,26	593,38	-51,18	608,85	4618,27	840,82	-41,15
621,46	4613,66	542,36	-52,53	608,96	4618,77	840,79	-41,85
621,36	4613,97	502,14	-52,59	609,51	4618,93	819,43	-42,23
621,06	4614,18	503,29	-50,99	609,63	4618,59	797,68	-43,14
621,36	4614,46	530,98	-51,05	609,98	4618,54	776,11	-43,91
621,49	4614,59	549,21	-51,02	610,35	4618,54	755,43	-44,79
618,50	4613,71	317,32	-53,78	610,71	4618,05	734,58	-45,29
618,54	4614,08	322,91	-53,47	611,14	4618,21	714,57	-45,58
618,49	4614,44	336,94	-53,15	611,54	4618,10	694,78	-46,33
618,40	4615,28	370,51	-52,61	612,00	4618,04	677,50	-46,64
618,60	4614,69	341,39	-53,03	612,39	4618,23	655,62	-46,87
618,85	4614,98	326,82	-53,16	612,74	4618,24	636,71	-47,01
622,33	4613,18	623,12	-53,39	613,01	4618,37	618,22	-47,04
622,33	4612,84	615,66	-53,59	611,26	4616,70	512,38	-46,23
622,75	4612,79	582,38	-53,44	611,18	4617,10	556,58	-45,43
622,94	4612,45	586,31	-55,51	611,39	4617,45	589,81	-45,68
622,38	4612,47	569,89	-53,21	611,24	4617,78	639,67	-45,92
622,32	4612,07	551,32	-52,49	611,80	4617,67	663,42	-45,56
621,83	4612,13	530,73	-51,85	609,76	4616,34	649,90	-41,44
621,30	4612,21	490,08	-52,26	609,53	4616,52	685,65	-41,60
621,73	4611,72	494,24	-52,09	609,50	4616,80	733,23	-41,46
621,98	4611,85	535,87	-52,23	609,36	4617,14	735,38	-41,42
621,35	4613,20	565,65	-52,73	609,26	4617,38	740,99	-42,01
620,99	4613,01	556,70	-52,44	628,11	4617,05	495,14	-54,74
620,69	4612,78	524,56	-53,09	626,82	4615,36	616,66	-53,98
620,65	4612,38	496,32	-52,56	625,25	4613,70	481,45	-54,29
620,47	4612,07	478,22	-51,59	624,30	4611,43	379,79	-55,53
620,88	4612,20	470,98	-52,31	623,41	4609,56	364,19	-55,07
621,76	4612,37	564,01	-52,45	620,63	4609,58	373,04	-54,86
621,31	4612,80	585,62	-52,15	618,85	4610,75	335,93	-53,91
621,46	4612,61	551,11	-52,58	618,84	4611,15	347,91	-54,17
621,11	4612,54	529,01	-52,17	618,81	4611,61	357,87	-53,96
621,82	4613,17	583,07	-52,68	618,67	4611,92	370,38	-53,83
621,45	4615,98	489,04	-51,50	619,29	4610,76	337,81	-54,53
621,84	4615,83	517,10	-51,75	619,71	4610,67	339,92	-53,91
622,19	4615,83	525,04	-52,01	620,01	4610,40	341,70	-53,75
622,47	4615,72	551,49	-52,23	620,41	4609,97	352,55	-53,97
620,88	4617,88	409,76	-52,43	620,91	4609,27	360,07	-55,21
620,90	4618,34	417,22	-52,64	621,30	4609,25	357,94	-54,82
621,30	4617,82	357,89	-53,44	621,70	4609,19	360,05	-54,54

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
621,67	4617,95	348,77	-54,95	622,04	4609,35	362,05	-54,45
621,45	4618,29	380,71	-54,66	622,41	4609,39	363,50	-54,30
621,20	4618,04	400,48	-53,53	623,01	4609,46	365,96	-54,66
608,87	4615,74	731,28	-42,47	628,49	4618,91	398,29	-58,97
628,57	4618,51	414,55	-58,35	621,27	4609,96	402,86	-54,40
628,60	4618,23	431,30	-57,47	621,68	4610,15	431,00	-54,40
628,60	4617,92	451,28	-56,40	621,93	4610,43	448,95	-54,39
628,38	4617,51	467,28	-56,52	622,30	4610,59	475,89	-53,70
627,91	4616,77	510,97	-54,61	622,74	4610,63	511,22	-53,33
627,59	4616,42	531,84	-54,73	622,44	4610,44	494,10	-54,41
627,41	4616,20	554,35	-54,60	622,54	4610,13	449,58	-54,72
627,35	4615,80	579,27	-54,29	622,59	4609,86	407,42	-55,04
627,12	4615,58	598,28	-54,11	620,45	4610,37	355,10	-54,03
626,55	4615,08	595,17	-54,66	620,31	4610,71	365,72	-54,27
626,23	4614,82	570,11	-54,08	620,70	4610,78	386,21	-54,32
625,98	4614,63	553,71	-54,39	620,79	4611,12	390,74	-53,81
625,80	4614,32	531,93	-54,24	620,99	4611,28	407,94	-53,64
625,62	4613,98	508,03	-55,19	621,69	4609,53	399,14	-54,22
625,14	4613,42	465,92	-55,10	621,90	4609,81	438,08	-54,49
624,94	4613,04	437,07	-55,55	621,96	4610,09	481,62	-53,85
624,69	4612,73	420,48	-56,25	622,43	4610,96	515,57	-53,55
624,54	4612,39	403,28	-56,33	622,90	4610,97	599,49	-53,64
624,45	4611,95	393,46	-56,14	623,03	4611,31	560,88	-53,69
624,32	4611,71	388,30	-55,98	621,56	4610,27	417,90	-53,84
624,33	4611,03	376,93	-54,63	621,19	4610,36	379,63	-54,18
624,27	4610,62	374,21	-54,43	620,85	4610,29	367,97	-54,27
624,16	4610,22	381,66	-54,51	622,79	4611,43	512,20	-54,18
624,12	4609,82	371,91	-55,22	623,07	4611,78	519,58	-54,74
623,92	4609,48	373,18	-54,85	622,81	4611,99	546,61	-54,13
626,29	4615,10	624,47	-54,03	623,93	4611,42	462,08	-55,50
625,88	4614,85	619,20	-54,18	623,65	4611,35	527,95	-54,75
625,58	4615,21	599,52	-53,32	623,44	4611,32	552,82	-53,85
625,36	4615,58	580,14	-53,21	623,37	4611,72	539,49	-54,59
625,42	4616,04	555,52	-53,09	623,43	4611,97	548,73	-54,18
625,34	4615,39	597,19	-53,24	623,03	4612,36	579,33	-53,72
624,97	4615,45	627,79	-52,76	624,24	4612,44	468,24	-55,27
624,77	4615,20	662,59	-53,35	624,07	4612,72	495,39	-55,19
627,42	4616,73	463,75	-54,62	623,81	4612,93	522,02	-55,49
627,53	4617,13	451,87	-55,50	623,78	4613,15	578,10	-55,22
627,69	4617,50	440,87	-55,91	625,10	4614,65	669,04	-53,82
627,82	4617,81	407,61	-56,53	624,73	4614,43	716,45	-53,77
628,05	4617,57	416,01	-57,09	624,46	4614,27	732,32	-54,27
627,72	4618,18	374,45	-55,56	623,95	4614,41	733,85	-54,68
627,76	4618,43	370,88	-56,79	623,49	4614,34	767,71	-55,09
627,80	4618,83	364,60	-57,75	623,30	4614,34	761,51	-54,78
627,27	4616,32	494,67	-55,01	623,55	4614,68	692,58	-54,50
626,95	4616,22	512,62	-54,69	623,29	4614,90	648,15	-54,32
626,92	4616,53	486,61	-54,66	623,49	4614,13	720,10	-54,22
627,17	4616,78	459,61	-55,42	623,24	4613,88	707,97	-54,06
626,66	4616,68	446,04	-55,34	623,49	4609,81	367,10	-55,43
626,68	4617,05	436,55	-55,40	623,56	4610,09	386,08	-55,92
627,30	4618,42	361,60	-56,09	623,44	4609,16	362,81	-55,48
627,38	4618,02	381,91	-56,20	622,72	4608,90	416,71	-54,78

Tabela 2

X (km)	*Y (km)*	*Z (m)*	*An.Bouguer (mGal)*	*X (km)*	*Y (km)*	*Z (m)*	*An.Bouguer (mGal)*
623,86	*4610,09*	365,51	-55,80	*622,61*	*4608,53*	404,06	-55,31
623,67	*4610,46*	427,74	-54,47	*623,99*	*4609,14*	382,82	-53,81
623,52	*4610,83*	488,72	-54,81	*623,74*	*4608,77*	370,96	-53,95
623,31	*4610,98*	522,36	-53,74	*623,42*	*4608,51*	372,65	-54,21
620,97	*4609,77*	386,08	-54,98	*623,17*	*4608,20*	366,43	-54,24
622,92	*4607,95*	370,40	-54,30	*624,47*	*4607,08*	605,51	-49,02
622,63	*4607,76*	373,58	-53,77	*624,20*	*4607,63*	519,44	-50,89
622,47	*4607,45*	371,41	-53,92	*624,10*	*4608,09*	468,64	-51,21
622,35	*4607,85*	372,01	-54,82	*623,93*	*4608,46*	405,73	-53,04
622,43	*4608,19*	391,53	-54,74	*624,11*	*4608,89*	389,28	-53,33
620,59	*4609,20*	344,78	-55,83	*618,88*	*4610,35*	336,33	-54,33
620,87	*4608,96*	368,74	-55,52	*618,98*	*4609,95*	336,33	-54,72
621,13	*4608,60*	399,55	-55,10	*619,05*	*4609,55*	341,09	-54,41
621,25	*4608,29*	435,20	-54,77	*619,11*	*4609,21*	350,60	-54,35
621,44	*4607,95*	432,89	-54,63	*618,98*	*4608,68*	344,84	-54,44
621,54	*4607,59*	416,73	-54,07	*618,87*	*4608,31*	349,38	-54,42
621,78	*4607,34*	381,24	-54,59	*618,78*	*4607,97*	354,15	-54,11
621,92	*4607,07*	379,58	-55,13	*618,74*	*4607,63*	357,26	-54,22
622,22	*4606,95*	398,03	-52,97	*618,68*	*4607,29*	366,96	-55,41
622,00	*4606,67*	398,98	-52,32	*628,93*	*4618,82*	413,14	-58,22
621,77	*4606,26*	390,60	-52,58	*629,26*	*4618,92*	447,21	-56,24
621,41	*4606,04*	423,02	-52,92	*629,72*	*4618,96*	539,17	-53,95
621,09	*4605,79*	447,56	-52,76	*629,86*	*4618,71*	613,15	-53,20
620,86	*4605,69*	483,45	-52,35	*616,16*	*4616,57*	730,81	-48,37
620,62	*4605,66*	513,27	-52,95	*616,30*	*4616,91*	757,65	-48,28
620,47	*4605,41*	545,70	-53,29	*616,36*	*4617,19*	779,80	-47,74
620,49	*4605,10*	608,08	-52,46	*614,79*	*4615,77*	607,02	-49,22
620,24	*4604,97*	631,89	-51,92	*614,83*	*4616,14*	566,24	-48,99
621,73	*4605,89*	391,22	-53,21	*614,78*	*4616,48*	568,46	-48,62
621,74	*4605,49*	393,45	-52,62	*615,52*	*4614,83*	543,06	-48,81
621,65	*4605,12*	394,11	-52,41	*615,49*	*4615,20*	563,70	-49,09
621,57	*4604,72*	408,74	-51,50	*615,58*	*4615,57*	596,90	-49,14
621,53	*4604,32*	423,60	-51,03	*615,60*	*4615,85*	607,84	-48,11
621,42	*4603,94*	450,15	-50,13	*615,77*	*4615,02*	527,43	-49,54
621,51	*4603,67*	466,52	-49,61	*615,91*	*4615,33*	541,63	-49,59
621,55	*4603,24*	501,24	-48,61	*613,78*	*4614,89*	642,02	-47,10
620,35	*4609,29*	385,59	-54,36	*613,48*	*4615,07*	598,78	-47,53
619,85	*4608,82*	361,89	-54,77	*614,09*	*4613,14*	524,12	-47,55
619,58	*4608,42*	381,37	-54,68	*614,37*	*4612,87*	509,22	-48,08
619,89	*4608,18*	359,36	-55,80	*614,68*	*4612,59*	488,76	-48,44
620,01	*4607,87*	358,55	-55,66	*614,50*	*4612,38*	460,22	-48,67
619,71	*4607,99*	363,27	-55,88	*614,15*	*4612,46*	476,22	-47,09
619,55	*4607,64*	371,91	-55,19	*615,76*	*4612,92*	438,30	-49,71
619,65	*4607,37*	385,21	-55,48	*615,77*	*4612,49*	388,76	-50,22
619,42	*4607,06*	413,15	-54,61	*616,07*	*4612,49*	349,71	-51,75
619,19	*4606,78*	455,41	-53,50	*616,21*	*4612,34*	308,24	-52,32
620,57	*4608,74*	343,92	-56,20	*615,04*	*4613,37*	494,00	-49,17
620,79	*4608,47*	370,17	-54,35	*615,18*	*4612,97*	467,93	-49,64
620,15	*4608,80*	342,03	-56,11	*618,23*	*4611,97*	386,94	-53,56
619,89	*4609,41*	349,15	-54,71	*617,95*	*4612,06*	410,25	-53,30
620,20	*4610,03*	336,87	-55,03	*617,71*	*4612,21*	443,95	-52,66
621,89	*4608,89*	364,81	-55,68	*617,37*	*4612,27*	452,03	-52,85
621,90	*4608,58*	391,93	-54,93	*617,05*	*4612,14*	439,21	-52,47

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
621,88	4608,21	446,51	-53,43	616,84	4612,01	426,97	-52,10
621,29	4607,33	406,37	-54,12	617,48	4612,64	458,12	-51,44
620,75	4607,54	532,01	-53,58	617,40	4612,85	395,67	-52,18
620,96	4607,64	480,33	-53,73	617,54	4613,23	316,21	-52,83
624,31	4609,58	407,44	-53,96	618,36	4611,23	339,91	-53,82
624,57	4606,71	643,23	-48,00	617,94	4611,32	345,69	-53,22
617,57	4611,44	349,70	-52,72	628,42	4605,11	880,16	-38,60
617,15	4611,34	326,76	-52,88	627,74	4605,26	872,99	-39,66
616,74	4611,18	328,16	-52,45	627,62	4605,53	893,05	-39,78
616,79	4610,78	317,48	-52,86	627,36	4605,83	913,23	-40,37
616,41	4611,23	349,83	-51,86	629,60	4608,56	928,22	-47,59
616,59	4611,58	366,30	-52,00	629,40	4608,22	942,06	-46,86
616,70	4611,92	397,08	-51,68	629,18	4607,93	953,69	-46,04
617,03	4611,74	377,94	-51,67	629,02	4607,56	947,79	-45,91
617,31	4611,62	349,84	-52,93	628,80	4607,19	942,39	-45,18
617,86	4611,69	374,83	-52,53	628,71	4606,82	936,24	-43,08
618,35	4611,54	370,77	-52,47	628,47	4606,23	905,00	-41,83
618,41	4611,02	341,46	-53,90	628,26	4605,94	896,02	-41,22
619,03	4612,20	473,23	-53,44	628,01	4605,60	889,24	-39,50
627,42	4612,99	808,71	-51,85	627,46	4605,31	879,87	-39,98
628,27	4610,60	916,82	-48,16	628,14	4610,01	885,82	-47,41
629,73	4605,29	827,89	-38,76	627,82	4609,79	874,45	-47,44
626,85	4606,13	940,13	-42,68	627,64	4609,42	860,21	-47,19
625,80	4607,87	781,37	-48,00	627,51	4609,08	831,89	-47,32
624,48	4610,10	449,34	-52,01	627,19	4608,98	807,29	-48,73
624,70	4609,86	521,44	-50,18	626,96	4608,82	773,31	-48,50
625,09	4610,02	513,95	-52,72	626,75	4608,69	746,62	-48,16
625,42	4609,75	542,50	-51,25	626,67	4608,38	708,42	-48,90
625,56	4609,29	604,71	-51,46	626,60	4608,14	755,46	-47,45
625,66	4609,04	660,12	-48,86	626,81	4607,86	792,15	-47,60
625,94	4608,83	677,15	-49,21	627,01	4607,53	836,82	-46,40
625,76	4608,52	714,14	-49,11	627,29	4607,25	873,11	-44,57
625,70	4608,15	752,64	-48,90	627,23	4606,91	894,35	-43,05
625,94	4607,57	830,19	-47,12	626,95	4606,69	919,88	-43,39
625,95	4607,26	866,23	-46,17	627,44	4606,58	914,11	-42,09
625,98	4606,92	902,12	-45,03	627,81	4606,80	906,04	-41,58
626,38	4606,50	892,01	-45,43	628,25	4606,87	912,98	-42,83
626,61	4606,41	914,33	-44,96	627,35	4611,76	872,62	-50,51
626,54	4606,13	965,48	-44,69	626,96	4611,54	847,80	-50,73
626,85	4614,96	647,11	-52,73	626,87	4611,23	816,67	-50,29
627,04	4614,65	667,02	-52,41	627,02	4610,89	809,10	-50,16
627,42	4614,51	673,18	-52,52	627,02	4610,58	791,60	-49,34
627,21	4614,19	695,80	-53,15	626,73	4610,33	767,13	-49,52
626,99	4613,91	713,69	-53,07	626,57	4610,02	751,52	-49,29
627,08	4613,70	744,20	-51,11	626,25	4609,67	721,45	-48,60
627,37	4613,36	782,04	-51,19	626,19	4609,24	687,91	-49,09
627,45	4612,62	817,50	-51,83	628,92	4609,16	911,14	-47,23
627,55	4612,22	844,17	-51,66	628,60	4609,03	893,70	-46,67
627,71	4612,07	853,03	-51,16	628,24	4608,69	869,23	-45,99
627,72	4611,73	872,74	-51,52	628,08	4608,38	857,28	-45,68
627,86	4611,49	885,15	-50,56	628,08	4608,07	876,18	-45,58
628,20	4610,97	895,80	-50,27	627,95	4607,67	875,20	-45,78
628,48	4610,33	906,09	-49,99	628,10	4607,21	893,48	-45,20

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
628,81	4610,15	886,82	-49,96	628,39	4606,53	911,89	-41,72
628,96	4609,78	895,85	-50,07	627,17	4606,33	914,83	-42,59
629,10	4609,45	926,48	-48,66	627,19	4612,68	816,73	-50,17
629,43	4609,24	920,50	-48,31	626,75	4612,67	827,29	-49,31
629,74	4608,96	931,87	-47,07	626,45	4612,58	800,72	-50,95
629,39	4605,13	805,80	-38,63	626,39	4612,33	810,62	-50,45
628,93	4604,97	821,32	-38,13	626,45	4613,01	744,21	-50,83
626,37	4613,25	694,80	-53,36	626,27	4604,64	925,21	-39,57
626,10	4613,25	655,43	-52,00	626,29	4605,05	915,71	-41,22
625,82	4612,97	616,27	-53,58	626,47	4605,33	919,45	-41,51
625,67	4612,69	599,92	-53,08	626,64	4605,70	930,84	-42,20
625,53	4612,31	563,30	-53,73	626,99	4605,77	922,82	-39,83
627,37	4611,54	875,59	-51,14	627,07	4605,37	893,73	-38,29
625,69	4607,47	843,90	-45,43	628,11	4604,28	866,24	-35,42
625,74	4607,07	854,85	-45,69	628,50	4604,34	861,64	-35,09
625,61	4606,64	841,30	-45,19	625,96	4603,65	897,41	-36,72
625,52	4606,36	872,58	-43,71	625,59	4603,80	922,81	-36,54
625,82	4606,46	887,50	-46,61	625,36	4603,55	943,59	-37,74
626,12	4606,49	891,98	-46,61	624,99	4603,60	968,02	-40,68
626,53	4605,88	948,15	-42,57	624,83	4603,35	987,24	-39,49
626,18	4605,78	956,00	-42,86	624,47	4603,16	1043,16	-39,23
626,28	4605,38	935,12	-42,45	624,07	4603,06	1076,00	-39,92
625,86	4605,32	937,86	-42,97	624,32	4603,53	1070,99	-41,75
625,31	4608,08	744,10	-49,27	623,99	4603,74	1080,60	-42,71
625,10	4607,83	721,18	-49,23	623,62	4603,70	1071,57	-43,60
624,95	4607,40	701,10	-49,03	624,68	4602,86	1004,96	-37,96
624,75	4606,99	685,09	-48,49	624,31	4602,73	1028,58	-38,41
624,71	4606,62	665,12	-47,86	624,29	4602,33	1051,20	-37,59
629,90	4603,57	756,62	-36,59	624,35	4601,96	1066,62	-38,59
629,83	4604,00	749,32	-37,11	624,14	4601,71	1088,19	-39,08
629,79	4604,43	758,06	-37,18	623,80	4601,48	1106,71	-39,75
629,52	4604,45	771,80	-37,48	623,70	4601,76	1120,61	-39,67
629,42	4604,85	794,29	-37,68	623,79	4602,13	1145,56	-38,69
624,84	4612,33	406,62	-54,65	623,74	4602,44	1168,06	-38,24
625,07	4612,24	432,32	-54,79	623,48	4602,59	1138,95	-39,92
625,12	4612,06	477,80	-54,57	623,13	4602,65	1132,84	-41,66
628,12	4604,80	860,86	-37,91	622,81	4602,64	1117,95	-41,86
627,89	4604,46	865,64	-37,46	622,60	4602,27	1073,05	-43,78
627,81	4604,02	830,62	-36,68	622,33	4602,08	1037,04	-44,62
628,83	4604,23	790,57	-37,92	621,94	4601,73	1020,59	-43,45
628,48	4603,94	811,92	-36,88	621,74	4601,30	1020,71	-44,24
628,21	4603,69	809,44	-36,75	627,79	4612,72	829,47	-52,04
629,75	4605,66	836,23	-40,19	628,16	4612,79	853,96	-52,19
629,65	4606,03	869,45	-40,51	628,48	4613,29	863,46	-52,45
629,74	4606,40	886,40	-43,22	628,78	4613,42	835,66	-52,20
629,80	4606,80	897,61	-43,85	629,03	4613,49	821,49	-52,51
629,43	4606,95	902,87	-43,99	629,45	4613,52	820,74	-51,95
629,10	4606,79	910,19	-43,00	629,79	4613,50	829,85	-52,42
628,74	4606,57	912,17	-42,38	629,63	4612,23	859,27	-50,29
629,06	4606,39	903,78	-42,31	628,08	4612,02	863,21	-50,30
629,05	4606,08	883,88	-40,87	628,45	4612,15	881,83	-50,15
628,70	4606,23	894,39	-41,97	628,94	4612,13	863,83	-49,91
629,76	4604,89	809,91	-37,70	629,29	4612,13	864,15	-50,03

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
629,12	4604,45	792,64	-36,41	629,88	4612,67	853,61	-50,27
627,82	4603,71	826,99	-35,26	629,68	4609,42	939,35	-46,88
627,59	4603,37	850,72	-34,89	629,65	4609,83	936,12	-47,26
627,29	4603,43	871,82	-34,89	629,72	4609,95	951,27	-47,05
626,92	4603,45	887,89	-34,97	629,95	4610,08	915,50	-47,03
626,54	4603,51	897,82	-35,14	629,76	4611,25	853,42	-48,55
626,44	4603,94	910,82	-36,91	629,57	4611,58	863,90	-49,11
626,32	4604,30	923,83	-38,76	629,43	4611,73	881,42	-49,11
619,20	4610,39	350,36	-53,75	614,38	4603,89	534,40	-46,06
619,26	4609,98	356,00	-54,18	614,00	4604,07	513,81	-45,71
619,33	4609,62	364,98	-53,93	613,84	4604,37	531,62	-45,33
619,39	4608,88	387,07	-54,16	613,60	4604,56	541,59	-44,60
619,44	4608,45	397,06	-54,49	613,28	4604,67	560,06	-43,63
619,33	4608,04	413,17	-54,72	612,97	4604,64	554,60	-42,61
619,16	4607,64	433,82	-54,19	612,68	4604,54	575,03	-41,22
619,09	4607,30	450,64	-54,20	612,33	4604,44	599,80	-40,27
619,10	4606,90	472,89	-54,14	611,94	4604,31	621,33	-38,39
618,97	4606,52	490,56	-53,33	611,56	4604,49	611,58	-37,53
618,74	4606,24	508,51	-53,11	611,61	4604,83	615,81	-38,28
618,49	4605,99	525,66	-53,71	611,28	4604,89	598,91	-36,94
618,17	4605,68	552,17	-52,55	610,98	4604,98	589,73	-37,28
618,01	4605,40	566,55	-52,66	610,79	4605,13	580,99	-36,03
617,81	4605,06	585,19	-51,67	610,51	4605,03	579,78	-34,77
617,65	4604,68	593,99	-51,44	610,32	4605,37	575,08	-34,38
617,40	4604,37	582,54	-50,44	610,07	4605,30	566,61	-35,14
617,25	4604,03	573,48	-50,33	609,66	4605,08	558,04	-34,07
617,21	4603,63	568,86	-50,62	609,49	4605,54	517,14	-34,84
617,19	4603,23	566,19	-52,55	609,07	4605,35	490,44	-32,63
617,17	4602,79	564,49	-52,16	614,77	4604,17	548,96	-46,82
617,16	4602,39	566,59	-50,23	614,90	4604,64	541,41	-46,90
617,07	4601,99	568,11	-50,25	615,05	4604,92	564,40	-47,31
616,98	4601,68	570,09	-49,61	615,00	4605,23	591,44	-47,18
616,90	4601,34	579,22	-49,19	614,97	4605,57	609,98	-46,89
616,79	4600,91	588,47	-48,64	614,74	4605,93	640,08	-46,19
616,84	4600,57	588,65	-47,54	614,82	4606,33	654,77	-46,18
616,66	4600,22	590,53	-47,54	614,86	4606,71	644,90	-47,08
616,22	4600,34	578,35	-48,84	614,56	4606,95	634,18	-46,68
615,87	4600,24	602,36	-46,15	614,16	4607,00	631,09	-46,50
615,54	4600,48	631,81	-45,85	613,91	4607,06	622,30	-45,34
615,21	4600,82	653,68	-45,62	613,75	4607,03	626,75	-43,76
614,93	4601,18	665,84	-46,02	613,50	4606,84	632,53	-44,38
614,81	4601,55	687,00	-45,65	613,26	4606,96	637,96	-43,42
614,46	4601,64	708,21	-45,37	613,05	4607,26	628,33	-44,41
614,18	4601,54	732,74	-45,36	612,97	4607,57	636,14	-42,82
613,83	4601,54	728,81	-44,96	612,69	4607,90	635,76	-41,03
613,53	4601,66	739,61	-44,28	612,37	4607,71	617,39	-38,70
613,20	4601,83	736,73	-44,11	613,41	4607,61	599,45	-45,20
612,90	4601,83	732,81	-43,85	615,21	4606,65	630,66	-47,73
612,72	4601,98	702,78	-43,18	615,39	4606,96	617,85	-48,42
612,27	4602,25	721,19	-42,78	615,29	4607,27	612,63	-47,96
616,49	4600,87	575,29	-49,50	615,38	4607,52	602,32	-48,45
616,39	4601,21	594,71	-49,07	614,96	4607,97	594,45	-47,82
616,17	4601,64	588,40	-48,98	615,12	4607,85	621,58	-47,90

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
615,91	4601,88	594,63	-48,18	614,70	4608,31	560,69	-48,15
615,66	4602,12	583,21	-47,55	614,83	4608,65	520,56	-47,75
615,35	4602,39	575,45	-47,34	614,94	4609,02	488,26	-48,28
614,98	4602,51	559,33	-47,11	616,75	4610,37	330,51	-52,32
614,79	4602,82	548,64	-46,54	616,91	4610,29	361,58	-51,91
614,64	4603,15	537,83	-46,84	616,71	4609,85	390,95	-51,21
615,01	4603,10	554,75	-47,14	616,74	4609,51	402,64	-50,47
615,39	4603,04	572,38	-47,45	616,54	4609,17	425,82	-49,76
615,33	4603,38	600,29	-47,06	616,19	4608,98	450,97	-49,31
614,59	4603,62	535,71	-47,14	614,60	4609,05	476,30	-47,22
613,90	4609,22	472,59	-47,32	616,81	4599,42	673,40	-45,07
615,82	4609,19	482,32	-49,38	617,23	4599,59	706,71	-45,05
615,40	4609,09	478,39	-50,06	616,97	4599,33	727,29	-44,37
617,61	4603,23	580,89	-51,09	617,19	4599,12	774,36	-43,50
618,00	4603,15	591,69	-51,38	617,35	4599,34	787,94	-43,39
618,39	4603,28	609,04	-51,34	617,24	4598,91	821,86	-42,59
618,69	4603,50	627,87	-51,37	617,45	4598,88	872,80	-40,45
618,96	4603,78	644,61	-51,87	617,64	4598,51	902,11	-39,69
619,31	4603,94	657,65	-50,34	617,82	4598,73	899,31	-39,78
619,65	4604,10	667,74	-50,89	618,65	4598,68	959,79	-37,35
619,93	4604,35	662,89	-51,49	618,36	4598,43	961,31	-37,16
619,92	4604,66	658,88	-52,24	617,97	4598,30	957,09	-37,51
619,55	4604,81	644,41	-52,70	617,60	4598,20	953,25	-38,26
620,05	4604,14	677,67	-50,13	619,02	4598,78	972,62	-37,62
620,44	4604,14	657,88	-50,78	619,30	4599,13	969,63	-38,18
620,81	4604,12	619,15	-50,07	619,50	4599,22	976,66	-38,55
620,77	4603,93	580,81	-49,54	620,01	4599,32	988,57	-38,37
620,91	4603,78	530,91	-50,67	620,03	4599,69	1008,21	-39,30
621,21	4603,69	481,95	-50,30	620,32	4600,10	1025,60	-40,30
620,03	4603,74	705,47	-50,76	620,55	4600,26	1051,72	-41,48
620,01	4603,33	730,12	-47,23	620,97	4600,33	1056,02	-42,08
620,11	4603,00	717,84	-46,58	621,31	4600,46	1050,31	-42,09
620,28	4602,69	690,22	-46,92	621,59	4600,68	1038,82	-44,01
620,24	4602,29	679,32	-47,56	621,88	4600,96	1043,16	-44,45
620,15	4601,92	686,53	-47,01	622,32	4601,12	1064,95	-42,30
620,18	4601,64	707,38	-46,75	622,71	4601,22	1075,77	-42,49
619,93	4601,48	716,89	-46,12	623,18	4601,14	1094,26	-40,98
619,59	4601,29	711,86	-44,44	623,52	4601,36	1104,69	-39,82
619,33	4601,07	718,23	-43,52	623,81	4601,12	1112,75	-38,78
618,94	4601,03	723,77	-45,19	623,53	4600,96	1092,55	-40,03
618,64	4600,90	613,66	-46,77	623,54	4600,52	1086,86	-38,19
617,58	4600,33	631,37	-46,89	623,24	4600,21	1063,28	-38,45
617,89	4600,37	664,58	-46,52	622,94	4600,30	1083,01	-38,59
618,16	4600,65	695,98	-46,09	622,91	4600,67	1108,40	-39,95
618,20	4600,96	678,66	-47,17	623,18	4600,98	1102,20	-39,69
618,45	4601,21	666,80	-47,37	624,09	4600,81	1092,57	-37,20
618,61	4601,58	655,41	-47,63	624,49	4600,66	1051,53	-36,91
618,46	4601,80	644,01	-48,11	624,79	4600,30	1005,84	-35,52
618,25	4602,01	620,01	-49,20	625,09	4600,55	1002,97	-33,56
618,13	4602,32	592,65	-49,99	625,41	4600,86	999,74	-32,87
618,06	4602,56	583,86	-50,62	625,59	4601,24	960,80	-32,33
617,89	4602,87	582,68	-50,72	617,00	4603,38	575,88	-50,97
618,53	4600,81	737,42	-44,80	616,72	4603,53	594,29	-50,33

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
618,88	4600,60	776,38	-44,96	616,45	4603,34	598,50	-49,52
618,99	4600,76	807,11	-44,65	616,87	4603,00	563,73	-51,35
619,43	4600,92	831,54	-45,27	616,81	4602,60	560,91	-50,94
619,75	4601,14	847,41	-46,01	616,05	4616,16	700,66	-48,93
620,03	4600,96	882,01	-45,24	609,90	4605,49	562,75	-34,08
620,43	4600,90	918,62	-44,45	610,11	4605,77	565,17	-33,34
620,70	4600,85	947,39	-43,34	610,48	4606,05	574,95	-34,37
621,00	4601,13	973,39	-44,30	610,80	4606,27	580,28	-34,07
620,72	4601,28	992,84	-45,06	611,10	4606,34	598,57	-34,07
616,67	4599,82	617,34	-46,28	611,37	4606,50	609,72	-34,91
611,60	4606,75	627,45	-35,84	615,91	4593,49	1061,89	-41,51
611,82	4607,30	620,43	-37,82	616,14	4593,80	1059,97	-41,55
612,10	4607,59	602,65	-36,42	616,46	4594,11	1061,16	-40,90
612,25	4607,87	605,57	-37,92	616,85	4594,24	1064,16	-40,33
612,48	4607,99	613,37	-39,46	617,05	4594,43	1068,57	-39,40
616,07	4599,14	622,83	-45,45	615,68	4593,24	1069,23	-41,57
615,16	4597,18	687,07	-43,94	615,38	4593,02	1076,10	-42,24
612,91	4595,48	769,41	-42,80	615,09	4592,83	1087,87	-41,96
614,11	4595,77	769,98	-44,47	615,25	4592,49	1087,48	-41,66
614,32	4595,96	790,18	-43,59	615,58	4592,25	1085,74	-41,55
614,59	4596,24	811,85	-42,85	615,98	4591,98	1067,84	-39,75
614,92	4596,09	835,48	-41,51	616,37	4592,04	1015,13	-42,16
615,05	4596,28	848,51	-41,22	615,83	4591,51	952,83	-42,86
615,17	4596,53	864,24	-40,97	616,09	4591,24	895,35	-43,18
615,44	4596,47	884,95	-37,41	616,38	4591,58	905,82	-43,26
615,74	4596,60	902,77	-38,47	617,00	4591,78	918,55	-41,97
616,06	4596,85	916,80	-38,64	616,17	4593,34	1040,83	-41,58
616,22	4597,10	933,80	-37,75	616,40	4593,06	1016,89	-41,82
616,57	4597,23	948,84	-37,94	616,68	4592,94	997,39	-41,61
616,96	4597,33	946,46	-37,32	616,71	4592,54	978,27	-40,66
617,26	4597,52	943,59	-37,53	616,63	4592,17	957,51	-41,61
617,37	4597,80	948,98	-37,80	616,82	4591,90	938,79	-41,21
613,54	4595,27	759,24	-42,85	617,06	4591,38	910,38	-41,92
613,57	4594,90	775,91	-43,25	617,27	4591,07	895,37	-41,77
613,43	4594,56	790,08	-43,29	617,39	4590,86	882,98	-42,57
613,83	4594,72	807,58	-43,21	617,62	4590,95	887,32	-41,87
613,78	4595,00	831,21	-42,01	617,76	4591,14	876,56	-41,77
613,98	4595,34	882,09	-41,17	617,87	4591,45	861,55	-41,70
614,25	4595,56	868,94	-40,84	618,35	4591,52	837,40	-41,72
614,50	4595,78	885,64	-40,53	618,75	4591,59	825,98	-40,78
614,78	4596,00	903,05	-39,73	614,93	4592,48	1090,39	-42,18
614,60	4595,72	922,67	-40,55	614,91	4592,08	1099,78	-41,65
614,51	4595,56	935,86	-40,91	614,71	4591,86	1094,53	-41,74
614,83	4595,57	954,39	-39,82	614,50	4591,61	1086,56	-42,14
614,91	4595,26	971,12	-39,69	614,20	4591,64	1069,10	-42,89
614,78	4594,55	990,35	-39,06	614,02	4591,27	1042,82	-42,17
615,14	4594,96	1003,08	-41,64	613,89	4590,89	1012,67	-41,62
615,47	4595,18	995,86	-40,06	613,61	4590,58	983,80	-41,61
615,76	4595,46	984,03	-40,50	613,36	4590,27	958,75	-41,34
615,90	4595,80	987,47	-38,99	613,11	4589,99	932,03	-41,27
615,87	4596,20	977,43	-39,23	612,86	4589,71	908,80	-40,75
616,12	4596,51	972,35	-39,38	612,70	4589,36	896,36	-40,74
616,32	4596,89	974,77	-38,08	613,66	4590,31	1018,79	-40,38

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
617,63	4597,34	916,07	-37,67	613,74	4589,94	1038,33	-41,02
617,94	4597,07	902,93	-36,95	613,94	4590,49	1071,35	-40,19
618,31	4596,92	890,63	-34,51	613,91	4589,66	1038,39	-41,21
618,54	4597,14	901,15	-34,47	613,73	4589,32	1028,31	-40,84
618,53	4597,54	916,19	-35,37	613,55	4588,98	1009,82	-40,82
618,53	4597,94	922,25	-37,88	613,57	4588,58	982,84	-41,01
618,43	4598,19	946,52	-37,16	613,49	4588,17	972,22	-40,98
615,17	4594,59	1016,22	-41,13	613,73	4587,87	983,96	-40,99
614,92	4594,37	1039,90	-41,15	616,95	4591,01	896,26	-43,96
615,36	4594,22	1029,86	-41,51	616,77	4590,72	885,15	-42,64
615,58	4593,85	1047,16	-41,53	616,45	4590,44	864,62	-42,95
616,24	4590,10	860,30	-42,38	613,89	4592,28	926,84	-41,04
616,16	4589,76	856,36	-42,45	613,63	4592,56	870,83	-41,99
616,21	4589,33	833,98	-42,57	613,64	4593,02	844,73	-43,85
616,19	4588,90	815,53	-42,23	613,50	4593,36	805,25	-43,84
616,06	4588,55	801,40	-42,21	613,31	4593,69	768,69	-44,06
615,67	4588,39	782,07	-41,92	613,16	4594,09	772,66	-43,99
615,42	4588,08	800,16	-41,92	613,13	4594,43	745,53	-44,81
615,02	4587,98	842,12	-42,51	616,61	4600,13	593,80	-46,96
614,77	4587,82	881,19	-42,28	616,46	4599,88	594,96	-47,75
614,54	4588,00	921,18	-39,67	616,25	4599,51	602,06	-47,77
614,26	4587,72	937,47	-39,78	615,90	4598,76	644,87	-44,87
614,01	4587,60	986,47	-39,40	615,88	4598,36	652,89	-43,67
613,80	4587,68	989,34	-39,54	615,63	4598,14	661,24	-43,80
612,50	4589,02	881,42	-40,66	615,49	4597,77	666,50	-44,51
612,22	4588,80	866,90	-38,04	615,31	4597,43	675,22	-44,26
612,14	4588,46	854,95	-40,77	614,86	4596,89	697,43	-44,30
612,03	4588,12	853,32	-40,56	614,61	4596,55	709,75	-43,76
611,87	4587,90	862,00	-39,88	614,31	4596,30	718,74	-44,71
611,76	4587,62	854,17	-40,20	614,06	4595,93	731,36	-42,69
611,67	4587,25	855,10	-40,09	613,72	4595,61	735,44	-43,33
611,84	4586,91	858,03	-38,86	613,37	4595,48	741,09	-43,73
611,84	4586,54	861,09	-39,65	613,15	4594,83	729,59	-43,55
611,59	4586,23	879,18	-38,87	612,99	4594,52	721,70	-43,31
617,65	4590,52	865,50	-42,62	612,84	4594,12	723,24	-42,81
618,03	4590,31	851,36	-43,74	612,66	4593,74	718,87	-43,32
618,38	4590,13	849,26	-43,55	612,50	4593,40	713,52	-42,79
618,73	4589,96	869,22	-43,32	612,32	4593,03	709,76	-43,23
619,04	4589,65	876,82	-42,99	612,14	4592,72	702,39	-43,27
619,34	4589,53	854,60	-43,84	611,96	4592,35	701,21	-43,07
619,57	4589,72	842,38	-43,32	611,78	4592,03	699,59	-42,48
619,91	4590,19	853,04	-42,02	611,54	4592,31	721,41	-41,02
620,18	4590,50	842,47	-42,46	611,42	4592,89	761,16	-40,76
620,50	4590,72	820,64	-43,29	611,10	4592,73	783,78	-40,40
619,24	4591,44	820,95	-41,71	612,75	4595,20	773,21	-42,38
619,77	4591,45	803,36	-41,72	612,64	4594,88	788,10	-42,03
617,78	4590,06	867,27	-42,51	612,46	4594,57	804,57	-42,04
617,67	4589,69	863,05	-43,15	612,30	4594,23	827,25	-41,34
617,23	4589,28	854,12	-42,79	611,93	4594,29	848,51	-40,04
617,85	4589,54	877,64	-41,89	611,72	4594,13	869,81	-40,30
617,93	4589,17	888,87	-42,60	611,58	4594,25	890,89	-40,80
617,96	4588,83	894,39	-43,07	611,18	4594,58	919,08	-39,19
618,33	4588,96	915,91	-43,46	610,81	4594,73	915,23	-39,93

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
618,68	4588,84	917,61	-43,81	610,48	4594,82	926,34	-38,26
618,08	4588,46	870,91	-43,47	610,11	4595,09	938,52	-37,44
618,18	4588,13	842,81	-43,79	609,87	4595,31	943,74	-38,15
617,93	4587,75	822,39	-43,75	609,59	4595,46	944,68	-38,33
617,80	4587,32	801,03	-44,24	609,25	4595,48	948,36	-37,56
617,85	4586,92	785,73	-44,23	608,87	4595,44	934,25	-37,18
617,67	4586,54	766,49	-43,69	608,48	4595,35	920,59	-36,80
617,23	4586,29	750,54	-43,86	607,67	4595,24	941,77	-35,66
617,01	4586,01	745,67	-43,77	607,33	4595,05	933,41	-36,42
614,78	4592,88	1076,82	-41,98	606,98	4594,86	934,06	-36,11
614,37	4592,75	1023,21	-42,27	606,66	4594,73	928,94	-35,72
614,14	4592,53	969,59	-42,43	606,24	4594,85	914,66	-35,44
605,98	4595,06	901,61	-35,00	605,93	4596,88	960,22	-33,88
605,70	4595,31	891,84	-34,71	605,67	4597,03	940,94	-33,70
605,31	4595,30	882,80	-34,69	605,39	4597,24	921,44	-33,95
605,05	4595,17	867,50	-37,57	605,09	4597,52	879,82	-32,37
611,16	4594,96	922,73	-40,47	607,52	4595,86	960,48	-36,78
611,20	4595,29	916,70	-40,70	607,66	4596,23	956,09	-36,87
611,47	4595,61	927,81	-40,95	607,93	4596,48	965,78	-37,16
611,53	4596,01	930,94	-41,24	608,16	4596,79	953,44	-37,26
611,50	4596,41	927,22	-41,64	608,22	4597,04	954,66	-37,14
611,50	4596,81	936,43	-40,51	608,50	4597,29	982,94	-37,71
611,42	4597,18	937,15	-40,44	608,87	4597,33	967,31	-38,97
611,33	4597,49	940,14	-40,53	609,06	4596,96	967,31	-38,23
611,00	4597,73	939,54	-40,73	609,25	4596,62	969,13	-38,19
610,76	4598,00	953,48	-40,02	609,33	4596,22	956,77	-38,41
610,43	4598,21	964,05	-39,25	609,50	4595,82	953,46	-38,22
610,11	4598,24	983,35	-39,31	611,62	4591,75	692,96	-43,41
609,83	4598,17	1039,49	-39,38	611,58	4591,38	693,32	-44,45
611,48	4597,92	947,57	-40,99	611,40	4591,26	700,22	-43,40
611,22	4598,19	951,26	-40,97	611,01	4591,10	701,22	-42,25
611,08	4598,56	949,83	-42,69	610,75	4591,31	724,26	-40,87
611,11	4599,09	973,10	-42,24	610,24	4591,36	742,19	-39,61
611,23	4599,43	967,90	-41,79	610,49	4591,61	762,88	-40,44
611,47	4599,93	958,40	-42,39	610,62	4591,80	793,39	-39,36
611,82	4599,99	968,45	-42,18	610,41	4591,80	845,00	-38,77
612,00	4600,40	980,09	-42,31	610,18	4591,86	856,80	-38,20
612,02	4600,71	988,23	-41,39	609,15	4597,52	970,98	-39,87
611,10	4594,24	918,84	-39,63	609,49	4597,67	979,74	-40,07
610,77	4594,18	911,29	-40,20	609,43	4597,40	983,02	-38,96
610,40	4593,99	912,82	-40,12	609,34	4596,99	985,01	-38,32
610,13	4593,71	910,47	-40,71	609,76	4597,96	986,06	-39,76
609,83	4593,45	917,76	-39,19	610,70	4597,63	941,73	-40,42
609,47	4593,23	923,58	-39,13	610,72	4597,29	953,39	-39,97
609,14	4593,01	908,28	-39,24	610,64	4596,98	970,43	-39,63
608,92	4592,67	907,85	-38,56	610,97	4596,71	954,55	-39,70
609,15	4592,36	923,05	-38,62	614,44	4591,37	1074,57	-41,49
609,48	4592,12	928,23	-38,53	614,26	4591,05	1071,79	-40,46
609,88	4592,07	936,30	-38,77	614,15	4590,68	1068,49	-39,77
606,67	4594,15	889,25	-37,15	613,40	4590,64	928,21	-41,68
606,37	4593,86	892,80	-36,78	613,42	4591,01	897,31	-41,38
606,14	4593,65	901,31	-35,87	613,25	4591,29	870,40	-42,59
606,12	4593,24	916,61	-35,83	613,09	4591,50	839,87	-42,65

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
606,13	4592,90	934,50	-36,11	612,83	4591,53	801,03	-42,55
606,23	4592,47	965,07	-37,79	612,60	4591,77	764,76	-42,51
606,33	4592,17	1000,52	-37,25	612,18	4591,79	713,79	-43,85
606,44	4592,29	971,05	-37,96	614,62	4591,28	1028,88	-41,93
606,74	4592,24	974,28	-37,49	614,90	4591,31	990,44	-42,05
607,11	4592,30	961,11	-37,66	615,13	4591,41	958,06	-42,36
607,39	4592,37	987,83	-36,99	615,28	4591,13	937,23	-43,19
607,34	4595,45	957,34	-37,07	615,12	4590,85	934,27	-42,79
607,04	4595,57	976,37	-36,12	615,64	4591,20	923,98	-42,97
606,69	4595,81	981,46	-35,30	618,80	4590,14	868,15	-43,19
606,43	4596,06	985,42	-34,75	618,86	4590,54	860,33	-43,13
606,36	4596,33	975,61	-34,13	618,97	4590,92	847,04	-42,81
606,14	4596,61	963,89	-34,33	619,01	4591,25	838,99	-43,00
618,68	4591,22	826,52	-41,85	616,90	4596,59	924,71	-39,99
611,61	4590,86	688,70	-44,05	616,51	4596,55	965,31	-38,04
611,46	4590,49	685,81	-45,43	618,48	4596,58	865,31	-34,70
611,32	4590,11	685,38	-45,69	618,83	4596,43	880,11	-34,50
611,21	4589,84	685,61	-45,32	619,03	4596,75	910,40	-34,04
611,54	4589,65	683,57	-43,52	619,45	4596,85	945,86	-33,88
611,91	4589,51	696,66	-41,66	619,77	4596,85	954,69	-32,40
612,08	4589,32	717,48	-40,86	620,08	4596,80	967,25	-34,95
612,10	4589,08	744,21	-40,42	620,43	4596,65	958,21	-33,51
611,99	4588,80	819,24	-39,34	620,24	4596,52	927,47	-33,23
612,00	4588,64	861,40	-37,32	619,90	4596,58	913,93	-33,79
611,79	4588,12	804,73	-40,13	619,57	4596,45	904,03	-33,68
611,67	4588,36	736,79	-40,49	619,22	4596,53	894,56	-33,86
611,32	4588,66	692,28	-42,02	619,07	4596,31	888,57	-34,64
611,07	4588,66	681,08	-44,32	619,46	4596,10	878,84	-34,04
610,92	4589,12	682,35	-46,52	619,61	4595,71	846,60	-33,91
611,05	4589,40	683,94	-46,45	619,87	4595,40	812,14	-33,91
610,86	4590,08	687,93	-45,99	620,15	4595,16	797,55	-33,16
610,49	4590,23	696,17	-43,73	620,34	4594,82	786,29	-33,35
610,16	4590,40	704,04	-42,26	620,42	4594,46	790,50	-35,21
609,81	4590,52	729,29	-41,48	620,49	4594,09	786,95	-35,72
609,42	4590,27	759,75	-40,69	620,75	4593,75	794,43	-36,10
609,09	4590,23	749,83	-40,01	620,92	4593,41	806,94	-35,87
609,07	4589,86	747,14	-39,47	621,16	4593,14	792,23	-36,73
609,08	4589,53	718,86	-40,12	621,39	4592,93	764,71	-36,44
608,92	4589,25	707,47	-40,57	621,63	4592,72	711,16	-36,37
613,25	4595,79	726,33	-43,33	623,02	4599,84	1071,06	-37,80
613,50	4596,10	697,20	-44,48	622,88	4599,49	1082,32	-35,66
613,66	4596,29	659,66	-44,30	622,89	4599,06	1076,18	-34,79
613,52	4596,56	645,47	-44,46	622,87	4598,69	1077,20	-32,90
613,22	4596,50	677,05	-44,12	623,06	4598,54	1068,86	-33,60
612,96	4596,49	717,24	-43,37	623,36	4598,52	1040,13	-33,26
612,99	4596,22	756,31	-43,59	623,69	4598,43	1005,38	-32,31
613,16	4596,03	747,99	-43,88	624,11	4598,40	1015,58	-31,59
613,84	4596,85	637,98	-42,88	624,29	4598,35	1037,05	-30,90
614,11	4597,10	629,49	-45,22	624,52	4598,54	1021,13	-31,50
614,36	4597,38	622,35	-45,51	624,80	4598,54	991,18	-31,29
614,52	4597,63	616,67	-45,46	625,29	4598,49	990,89	-31,06
614,89	4597,79	619,07	-45,43	620,56	4596,96	938,44	-34,62
615,01	4597,51	655,57	-44,52	620,98	4596,93	968,71	-34,37

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
615,97	4599,97	594,29	-47,38	621,42	4597,10	985,01	-34,64
615,69	4599,65	592,18	-47,29	621,74	4597,32	967,07	-35,61
615,40	4599,37	593,83	-46,59	621,99	4597,63	978,23	-34,03
615,24	4599,06	599,21	-46,27	621,98	4598,03	999,69	-34,55
615,11	4598,66	607,26	-45,86	622,07	4598,40	1017,17	-35,45
614,93	4598,31	612,65	-45,38	622,30	4598,50	1037,27	-35,30
614,75	4597,94	615,15	-45,58	625,92	4598,16	947,31	-28,80
614,68	4597,60	619,44	-45,68	626,02	4597,76	909,54	-28,17
616,24	4595,77	974,99	-38,07	626,22	4597,05	930,22	-27,36
616,54	4595,93	948,00	-37,70	626,16	4597,39	900,27	-29,23
616,87	4595,85	955,43	-35,67	626,34	4596,87	890,23	-27,84
617,00	4596,16	947,26	-36,37	626,36	4596,62	873,59	-27,57
617,09	4596,37	909,66	-38,08	626,49	4596,20	844,73	-27,48
617,27	4596,62	910,36	-38,67	626,59	4595,89	819,75	-26,43
626,82	4595,65	795,18	-27,75	622,23	4595,53	841,89	-33,27
626,92	4595,22	803,40	-24,71	629,74	4616,43	875,16	-49,81
627,14	4594,88	793,97	-24,76	630,00	4616,13	868,68	-50,86
610,70	4588,53	685,14	-44,26	627,02	4614,81	697,11	-52,83
610,35	4588,65	689,93	-42,85	627,22	4614,90	739,31	-53,75
609,97	4588,74	694,22	-43,23	627,52	4615,00	756,84	-52,88
609,69	4588,98	713,69	-40,60	627,89	4614,91	788,19	-53,13
609,32	4589,16	710,37	-39,94	628,24	4614,92	814,80	-52,14
608,69	4588,96	739,34	-39,28	628,54	4615,14	831,21	-52,22
608,58	4588,71	762,22	-39,99	628,72	4615,45	844,73	-51,90
608,38	4588,56	791,83	-38,98	628,90	4615,77	852,98	-52,26
608,19	4588,80	815,47	-38,99	629,14	4616,11	859,92	-53,25
610,33	4588,37	698,87	-42,04	629,28	4616,39	861,12	-52,22
622,33	4597,73	945,22	-35,89	628,96	4614,93	811,38	-51,75
622,61	4597,79	940,47	-36,61	629,19	4614,85	836,29	-51,72
622,87	4597,77	957,98	-34,55	629,45	4614,60	846,64	-51,35
623,15	4597,65	933,24	-34,54	629,77	4614,52	831,09	-50,70
623,66	4597,35	863,15	-36,31	628,86	4615,15	821,74	-52,75
623,92	4597,23	858,90	-36,09	629,07	4615,34	825,83	-52,31
624,15	4597,08	866,48	-34,54	629,81	4614,89	840,83	-52,46
624,23	4596,87	864,07	-34,21	628,61	4612,46	868,14	-50,77
624,32	4596,68	875,78	-32,52	628,44	4612,77	865,15	-51,01
624,48	4596,81	879,36	-32,91	628,53	4613,04	857,09	-51,26
624,55	4596,93	886,95	-32,03	627,73	4603,10	830,69	-34,58
624,62	4596,81	890,66	-31,19	627,63	4602,69	822,17	-33,71
624,65	4596,56	890,63	-29,62	627,37	4602,41	852,25	-32,76
624,51	4596,31	857,74	-30,53	627,20	4602,10	901,83	-32,19
624,43	4596,07	778,22	-32,25	626,99	4602,06	914,64	-31,73
620,90	4596,38	941,50	-32,77	626,57	4602,12	937,62	-32,14
621,25	4596,29	902,33	-33,53	626,15	4602,05	955,03	-32,41
621,57	4596,08	865,88	-33,00	625,83	4602,04	988,87	-32,74
621,74	4595,87	847,14	-32,62	624,78	4602,49	1001,00	-36,67
621,79	4595,62	805,06	-33,35	625,18	4602,31	986,11	-34,82
620,93	4595,98	915,43	-31,45	625,46	4601,95	978,62	-33,82
620,98	4595,64	887,46	-30,75	625,72	4601,67	966,51	-33,27
621,10	4595,27	869,70	-31,10	625,98	4601,40	957,90	-32,49
620,92	4594,99	856,73	-31,36	626,29	4601,03	927,54	-31,15
621,02	4594,56	842,77	-31,62	625,98	4602,45	953,87	-33,98
620,91	4594,22	829,44	-32,13	625,84	4602,72	922,52	-34,78

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
620,89	4593,88	810,41	-33,45	625,81	4602,94	911,93	-35,38
621,07	4596,78	938,08	-34,13	625,46	4603,21	942,54	-37,13
621,45	4596,69	929,61	-34,51	623,50	4599,84	1056,20	-36,72
621,77	4596,67	915,16	-34,39	623,85	4599,88	1043,85	-35,43
622,03	4596,46	897,38	-34,45	624,73	4599,74	945,48	-34,80
622,34	4596,03	884,21	-34,21	624,99	4599,59	1003,07	-33,37
622,55	4595,88	883,95	-33,56	624,12	4600,10	1029,36	-35,83
622,83	4595,70	868,92	-32,98	624,02	4600,66	1058,98	-36,91
622,88	4595,36	855,42	-31,41	627,34	4599,26	872,33	-28,36
622,61	4594,99	833,50	-32,90	627,06	4599,47	888,67	-27,92
622,36	4594,86	786,76	-33,34	626,85	4599,47	899,81	-28,38
622,44	4594,49	734,50	-33,84	626,53	4599,25	907,85	-29,76
622,16	4594,33	748,69	-34,49	626,16	4599,21	903,02	-31,10
622,13	4594,73	767,45	-33,75	625,78	4599,36	917,06	-30,40
622,17	4595,16	810,88	-33,27	625,60	4599,17	903,11	-30,47
625,39	4599,32	917,05	-30,56	611,83	4618,90	626,20	-46,64
625,11	4599,50	940,79	-31,18	609,24	4618,46	819,49	-40,35
624,92	4599,93	977,69	-32,10	609,55	4618,22	756,70	-42,57
626,04	4599,02	940,03	-29,26	609,60	4617,82	709,77	-43,13
625,04	4598,21	968,67	-30,73	609,72	4617,54	683,88	-42,21
624,81	4597,86	935,59	-30,42	609,84	4617,21	663,32	-42,80
624,54	4597,64	902,93	-30,60	609,96	4616,93	619,19	-43,57
624,78	4597,34	927,72	-30,02	610,20	4616,66	576,40	-43,98
624,38	4597,58	961,57	-29,81	610,97	4615,68	517,15	-44,80
624,03	4597,79	972,26	-30,81	610,79	4615,34	545,91	-44,08
623,88	4598,12	991,14	-31,67	608,97	4615,37	702,33	-42,21
622,56	4600,48	1081,39	-40,56	609,36	4615,29	727,20	-41,16
622,28	4600,66	1035,74	-42,33	609,41	4615,07	772,63	-42,31
622,31	4600,35	1061,70	-40,05	609,53	4614,77	785,27	-41,64
622,43	4600,01	1082,58	-37,91	609,79	4614,61	811,36	-41,20
622,44	4599,64	1072,88	-37,72	609,98	4614,22	836,05	-40,72
622,61	4599,15	1032,34	-36,96	610,01	4613,97	820,24	-40,53
608,20	4615,52	777,21	-42,03	610,33	4614,13	790,58	-40,07
608,02	4615,30	774,97	-41,47	610,69	4614,35	748,40	-39,17
607,72	4615,32	756,67	-42,34	610,87	4614,63	668,73	-40,54
607,37	4615,32	736,36	-42,01	610,96	4614,88	657,85	-41,47
607,09	4615,32	743,94	-41,70	610,98	4615,19	640,94	-42,01
606,88	4615,50	744,16	-44,02	608,41	4615,30	739,64	-41,16
606,60	4615,68	772,69	-41,97	608,49	4615,03	745,47	-42,63
606,18	4615,92	792,38	-41,93	608,51	4614,72	762,99	-42,32
606,06	4616,19	800,02	-42,13	608,78	4615,16	726,59	-42,13
606,13	4616,63	802,41	-42,33	611,67	4615,60	544,19	-45,16
605,95	4616,35	814,30	-42,21	611,81	4615,26	546,48	-43,91
605,81	4616,50	831,94	-43,14	611,56	4614,92	547,72	-43,23
605,76	4616,74	798,72	-42,91	611,22	4614,79	545,91	-42,83
605,82	4617,05	773,87	-42,48	611,29	4614,45	553,82	-42,67
606,45	4616,69	782,23	-42,42	611,57	4614,24	570,23	-41,83
606,65	4617,07	759,10	-42,42	611,46	4614,09	596,44	-42,47
606,53	4617,25	743,25	-41,98	611,16	4613,87	607,08	-41,05
606,21	4617,12	757,47	-42,31	610,98	4613,83	607,97	-44,84
605,84	4616,01	820,56	-41,63	610,69	4613,21	642,50	-39,61
605,46	4616,06	852,55	-40,94	610,37	4612,77	642,53	-39,45
605,14	4615,93	878,49	-40,86	610,37	4612,59	611,05	-38,99

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
606,79	4615,31	765,78	-42,72	610,56	4612,31	619,27	-39,82
606,49	4615,21	797,35	-40,88	610,59	4611,91	616,62	-39,44
606,17	4615,05	834,09	-40,10	610,80	4611,73	641,21	-39,66
606,06	4614,81	852,21	-39,86	610,76	4611,48	655,16	-37,64
605,76	4614,96	866,93	-40,38	610,81	4611,14	665,81	-37,26
605,36	4614,98	905,94	-39,72	610,82	4610,90	653,12	-36,45
605,11	4614,82	912,19	-39,07	610,54	4610,71	668,96	-37,29
608,05	4614,93	789,23	-41,67	610,71	4610,50	656,39	-36,44
607,77	4614,71	789,23	-41,32	611,01	4610,44	631,75	-37,76
607,64	4614,34	812,09	-40,84	610,92	4610,07	584,57	-40,20
607,58	4613,90	808,30	-40,50	610,11	4610,33	718,44	-36,56
607,61	4613,44	795,19	-40,12	609,80	4610,60	766,71	-36,66
607,96	4613,14	751,53	-40,52	609,48	4610,69	827,69	-36,17
607,45	4613,47	813,50	-40,48	609,38	4611,03	847,38	-36,55
607,27	4613,10	816,29	-40,30	608,05	4614,53	828,82	-40,98
607,13	4612,75	793,98	-39,78	608,17	4614,22	841,30	-40,66
608,00	4613,85	823,17	-40,47	609,50	4595,33	948,20	-40,23
608,39	4613,85	826,79	-40,15	611,70	4597,15	929,73	-43,27
608,71	4613,86	813,05	-40,66	612,12	4596,85	930,88	-43,90
608,97	4613,49	840,41	-40,18	612,06	4596,48	935,74	-42,96
610,84	4609,70	554,97	-38,48	612,25	4596,21	937,14	-43,63
610,67	4609,60	532,44	-39,03	612,26	4595,68	938,15	-44,43
610,33	4609,26	497,45	-36,91	611,91	4595,46	933,41	-42,67
610,34	4608,86	514,12	-37,29	612,12	4595,31	921,42	-43,67
610,04	4608,67	510,34	-36,08	610,55	4595,22	908,09	-41,74
609,79	4608,38	498,58	-35,79	610,75	4595,50	908,29	-42,12
609,52	4608,19	482,10	-35,51	610,79	4595,84	917,66	-43,15
609,73	4607,83	491,75	-36,36	610,86	4596,22	932,12	-44,67
609,73	4607,67	503,92	-35,90	611,04	4596,53	921,99	-45,84
609,41	4607,70	538,28	-34,58	617,65	4599,28	714,80	-44,05
609,09	4607,51	583,99	-33,05	617,76	4599,69	744,95	-43,80
608,74	4607,44	598,66	-34,18	618,17	4599,72	786,34	-43,61
613,42	4596,78	662,27	-44,82	618,64	4599,67	864,32	-41,52
613,44	4597,12	702,70	-44,91	618,84	4600,01	880,77	-41,81
613,46	4597,52	724,43	-44,64	619,09	4600,29	864,35	-43,01
613,57	4598,02	740,25	-44,47	619,32	4600,51	870,36	-44,82
613,75	4598,36	737,88	-44,66	619,95	4601,82	672,63	-46,46
614,11	4598,67	732,62	-45,52	619,41	4601,93	623,06	-50,08
614,15	4598,95	746,85	-44,55	618,99	4601,93	624,63	-50,28
614,31	4599,32	729,35	-43,63	618,63	4601,83	640,04	-48,33
614,46	4599,76	728,61	-44,59	618,14	4601,73	626,23	-48,92
614,53	4600,13	744,93	-45,31	618,05	4601,45	623,24	-48,82
614,52	4600,47	748,12	-44,86	617,73	4601,11	623,61	-48,56
614,59	4600,78	719,17	-47,82	617,32	4601,10	599,22	-49,27
614,47	4601,11	729,48	-46,92	615,76	4601,63	598,33	-48,51
614,60	4601,36	728,62	-46,61	615,39	4601,50	610,28	-49,56
612,35	4597,01	645,46	-43,90	615,14	4601,19	638,73	-47,30
613,95	4597,28	654,73	-44,16	615,43	4599,99	629,21	-47,44
613,87	4597,53	656,98	-44,64	615,16	4600,05	636,96	-51,60
613,99	4597,81	662,58	-44,71	614,87	4600,35	649,01	-51,20
614,27	4597,50	638,22	-45,27	615,21	4599,77	631,21	-51,47
610,16	4594,69	912,29	-41,58	614,89	4599,55	656,26	-52,48
610,28	4594,42	904,98	-41,78	614,42	4599,51	683,28	-49,97

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
609,89	4594,60	904,98	-41,55	614,48	4599,05	706,47	-48,04
609,63	4594,28	908,71	-40,86	613,28	4601,59	756,62	-46,04
609,31	4594,22	915,01	-39,98	613,26	4601,28	789,12	-43,48
608,96	4594,18	909,37	-39,99	618,75	4597,11	895,75	-33,31
608,83	4593,90	913,49	-39,87	609,27	4597,02	889,21	-33,41
609,13	4593,63	901,57	-40,53	619,39	4597,40	886,72	-34,66
609,32	4593,54	885,58	-40,42	619,72	4597,44	891,00	-36,57
608,95	4593,32	883,05	-39,82	619,99	4597,81	901,22	-38,45
608,51	4593,46	880,01	-39,20	620,15	4598,15	940,76	-38,20
608,06	4593,77	881,44	-39,28	620,30	4598,53	977,21	-39,16
607,62	4593,85	879,69	-38,68	620,32	4598,80	980,29	-40,35
607,25	4594,00	884,30	-38,34	620,09	4598,95	974,20	-37,12
608,44	4595,01	903,87	-39,62	618,96	4598,53	948,90	-36,35
608,49	4594,61	904,99	-39,84	619,20	4598,23	947,26	-35,99
608,57	4594,36	912,45	-39,80	619,29	4597,83	923,87	-35,26
609,49	4594,50	919,16	-40,55	618,95	4597,95	919,89	-35,91
609,37	4594,87	944,62	-40,50	614,91	4593,78	1056,00	-40,97
614,82	4593,38	1027,04	-40,72	620,89	4588,32	790,58	-45,37
617,92	4596,70	877,00	-37,95	621,00	4588,63	768,76	-45,01
618,18	4596,36	853,66	-37,85	621,37	4588,61	736,03	-45,14
617,67	4596,48	856,64	-39,44	621,73	4588,28	728,85	-45,55
617,65	4596,14	854,67	-38,45	622,10	4588,10	725,28	-45,01
617,38	4596,01	867,83	-38,57	622,37	4588,63	746,23	-45,27
617,10	4595,82	869,06	-38,40	622,58	4588,57	775,59	-44,48
616,87	4595,66	888,26	-39,32	622,88	4588,91	773,62	-44,08
616,64	4595,38	920,08	-39,00	623,19	4588,52	758,58	-44,37
616,32	4595,44	936,60	-41,91	623,58	4588,40	765,43	-43,45
615,97	4595,43	953,05	-41,06	623,82	4588,25	766,38	-44,08
617,02	4595,39	845,54	-39,12	624,03	4587,82	754,37	-44,68
617,16	4595,17	855,34	-40,14	624,13	4587,39	747,20	-44,28
617,35	4594,90	880,15	-38,68	624,64	4587,43	754,39	-43,81
617,72	4594,94	896,08	-39,64	625,06	4587,38	730,89	-44,43
617,98	4594,75	899,82	-39,49	625,05	4586,95	705,49	-44,80
618,07	4594,48	928,39	-40,57	624,92	4586,48	688,34	-45,52
617,78	4594,23	968,97	-40,11	621,02	4587,83	807,80	-46,24
617,34	4594,07	998,02	-39,91	621,10	4587,25	787,95	-46,80
617,04	4593,63	986,89	-40,08	620,99	4586,60	790,62	-46,80
616,63	4593,41	1002,16	-40,46	620,86	4586,07	772,54	-46,96
610,52	4588,10	660,47	-47,49	621,20	4586,54	748,32	-45,44
610,36	4587,76	668,30	-45,61	621,58	4587,10	729,63	-45,91
610,14	4587,26	671,67	-44,74	622,73	4586,41	856,13	-45,49
609,72	4586,94	675,18	-43,24	622,91	4587,06	814,53	-45,06
609,94	4586,58	673,26	-44,15	622,97	4587,47	779,71	-46,91
609,94	4586,24	686,36	-43,22	623,78	4587,79	779,34	-44,44
609,78	4586,02	690,75	-43,05	621,03	4591,01	749,00	-49,00
610,02	4590,12	701,07	-41,47	621,96	4590,75	730,00	-42,68
609,91	4589,78	702,56	-41,39	622,19	4591,22	677,12	-40,36
609,80	4589,35	697,02	-40,78	622,49	4591,50	621,66	-39,57
610,73	4589,49	688,89	-43,82	622,82	4591,16	663,35	-36,95
608,84	4588,53	754,81	-40,19	622,86	4591,50	696,02	-36,19
608,54	4588,56	778,25	-41,20	622,78	4591,69	710,50	-36,65
609,75	4586,97	706,39	-42,97	623,46	4591,39	648,15	-35,25
609,35	4587,06	712,56	-43,07	622,89	4592,12	760,99	-35,53

Tabela 2

X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)	X (km)	Y (km)	Z (m)	An.Bouguer (mGal)
609,18	4587,31	733,30	-42,27	623,09	4592,62	769,33	-34,64
608,86	4587,46	745,92	-42,03	623,39	4593,06	783,08	-34,61
608,50	4587,67	749,81	-41,46	622,92	4593,23	770,31	-34,97
608,36	4587,94	745,19	-41,30	622,59	4593,35	775,36	-35,96
608,33	4588,28	774,00	-40,79	622,30	4592,79	760,06	-36,77
609,19	4588,14	720,94	-43,03	622,15	4592,26	722,10	-38,28
609,61	4588,39	681,85	-42,48	621,78	4591,92	628,48	-40,12
610,62	4587,20	677,51	-43,28	621,57	4592,32	665,81	-39,92
610,81	4586,90	668,17	-43,85	621,29	4593,76	739,62	-48,21
610,90	4587,21	668,31	-42,84	623,93	4591,34	683,54	-35,05
610,94	4587,52	671,70	-43,24	623,80	4591,77	702,57	-34,97
610,94	4587,89	669,22	-43,67	624,42	4592,09	737,11	-33,45
611,12	4588,11	666,99	-44,11	624,90	4592,53	742,54	-33,01
611,26	4588,48	673,24	-44,43	624,76	4592,86	754,08	-32,38
611,50	4588,85	672,37	-43,98	624,63	4593,39	779,28	-32,08
619,52	4588,70	817,88	-45,94	624,79	4593,97	813,43	-31,14
619,89	4588,49	812,11	-45,05	624,57	4594,28	837,14	-31,49
620,38	4588,29	807,94	-44,59	623,64	4594,51	842,47	-33,40
623,24	4594,97	843,50	-33,51	627,99	4593,94	551,89	-30,81
623,30	4594,20	804,19	-33,36	628,09	4593,57	580,25	-30,40
623,00	4593,70	809,92	-34,86	628,70	4593,33	659,76	-30,90
623,70	4593,49	718,39	-32,89	629,52	4593,66	688,67	-30,95
624,06	4593,19	745,27	-33,19	629,95	4591,75	650,15	-30,49
624,07	4593,65	772,53	-32,89	629,62	4591,16	693,64	-31,66
624,09	4594,27	809,07	-32,23	629,24	4591,43	742,42	-29,71
624,71	4594,50	758,96	-36,12	628,86	4590,74	686,39	-30,31
624,70	4594,68	696,10	-28,60	628,34	4590,89	613,27	-30,10
625,31	4594,79	667,97	-31,50	627,99	4591,19	501,69	-30,90
625,06	4595,52	750,20	-32,58	628,40	4590,34	711,97	-30,70
624,94	4595,95	770,39	-31,84	628,67	4589,69	691,28	-30,30
622,25	4597,02	943,31	-34,72	628,40	4588,95	658,50	-34,24
622,72	4596,87	952,27	-34,31	627,63	4589,06	690,04	-31,82
623,42	4596,85	888,34	-33,55	627,17	4588,86	663,56	-34,43
623,93	4596,61	796,42	-32,83	626,75	4588,89	622,11	-35,54
624,76	4597,00	901,64	-36,39	628,76	4588,40	686,41	-31,42
624,68	4597,27	893,74	-31,57	628,98	4587,72	671,13	-29,04
622,56	4600,51	1065,03	-44,04	629,04	4587,17	626,74	-32,94
622,43	4600,26	1068,90	-42,40	629,39	4586,90	594,95	-31,98
622,14	4599,61	1050,68	-37,55	629,38	4586,31	547,73	-36,28
625,01	4599,69	972,55	-33,47	627,51	4593,62	642,23	-30,59
625,44	4599,23	919,74	-31,82	626,92	4593,92	669,58	-30,55
625,76	4599,33	911,19	-31,45	627,40	4594,27	721,90	-29,57
626,39	4599,15	901,78	-30,22	626,53	4595,24	787,59	-31,49
625,77	4601,61	948,90	-36,38	625,92	4595,29	761,10	-31,12
626,26	4601,03	904,06	-33,82	625,62	4595,13	730,05	-31,76
626,27	4600,42	876,73	-31,62	626,70	4592,22	594,50	-34,12
627,32	4599,20	869,50	-28,91	619,24	4588,20	813,89	-45,14
626,85	4599,56	888,08	-29,78	618,97	4587,95	798,99	-45,68
627,77	4599,83	874,26	-29,90	619,88	4587,91	833,15	-42,63
626,65	4601,32	916,38	-42,39	619,93	4587,32	852,20	-43,13
627,06	4601,85	884,16	-43,18	613,62	4587,19	1031,21	-42,32
627,34	4601,89	846,75	-38,08	613,56	4586,45	1079,50	-42,83
621,57	4589,26	713,41	-46,26	613,16	4586,78	1126,12	-46,71

Tabela 2

X (km)	*Y (km)*	*Z (m)*	*An.Bouguer (mGal)*	*X (km)*	*Y (km)*	*Z (m)*	*An.Bouguer (mGal)*
621,96	*4589,79*	713,29	-44,79	*616,09*	*4590,75*	853,48	-42,76
622,20	*4590,32*	727,30	-44,11	*615,68*	*4590,18*	837,57	-43,24
621,93	*4590,25*	716,84	-45,01	*613,99*	*4590,19*	1033,14	-42,74
625,40	*4593,31*	772,25	-31,24	*629,25*	*4595,90*	560,65	-31,24
625,92	*4592,67*	712,70	-31,30	*628,83*	*4596,30*	531,41	-31,72
626,19	*4592,02*	657,89	-32,18				

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albuquerque, C.A.R., 1971. Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. *Geol. Soc. Amer.Bull.*, **82**: 2783-2798.

Almeida, A., 1994. Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do Complexo de Cabeceiras de Basto, 305 pp.; Estampas. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

Almeida, A., Leterrier, J., Noronha, F. & Bertrand, J.M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). *C.R. Acad. Sci.*,Paris, Sér.II, **326**: 779-785.

Álvarez, F., Yenes, M., Amice, M., Bouchez, J.L & Díez Balda, M.A., 1990. Estudio estructural de los granitoides. Modelos de emplazamiento y relación con la deformación hercínica (primeros resultado: el granito de Sequeros). **In**: XII Reunión de Xeoloxia e Minería de NO Peninsular. Resumes. p. 4-5. Laboratorio Xeolóxico de Laxe.

Améglio, L., 1998. Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques. Contribution aux études structurales, 245 pp. Université de Toulouse. (Tese de Doutoramento).

Améglio, L., Vigneresse, J.L. & Bouchez, J.L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. **In**: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens, Eds, Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, p.199-214. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Amice, M., 1990. Le complexe granitique de Cabeza d'Araya (Estrémadure, Espagne). Zonation, Structures magmatiques et magnétiques, Géometrie. Discussion du mode de mise en place, 225 pp. Université Paul Sabatier de Toulouse. (Tese de Doutoramento).

Amice, M. & Bouchez, J.L., 1989. Susceptibilité magnétique et zonation du batholite granitique de Cabeza d'Araya (Estrémadure, Espagne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sér.II, **308**: 1171-1178.

Amice, M., Bouchez, J.L, Aranguren, A., Álvarez, F. & Vigneresse, J.L., 1991. El batolito granítico de Cabeza de Araya (Extremadura): comparación de sus estructuras magmáticas y magnéticas. *Bol. geol. min.*, Madrid, **102**, 3: 455-471.

Aranguren, A., 1993. Estructura y cinemática de emplazamiento de los granitoides del Domo de Lugo y del Antiforme del Ollo de Sapo, 212 pp. Universidad del Pais Vasco. (Tese de Doutoramento). (Publicado, também, em 1994: *Serie Nova Terra*, **10**, 237 pp. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, O Castro).

Archanjo, C.J.,1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil. Une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques, 167 pp. Université Paul Sabatier de Toulouse. (Tese de Doutoramento).

Archanjo, C.J. & Bouchez, J.L., 1991. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. géol. France*, **4**: 637-647.

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., Lodeiro, F.G., Klein, E., Marquinez, J., Parra, L.M.M., Catalán, J.R.M., Ortega, E., Macia, J.G.P., Peinado, M. & Fernandez, L.R.R., 1988. Carcterísticas geológicas y significado de los domínios que componem la Zona de

Galícia-Tras-os-Montes. **In**: Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II Congreso de Geología de España, Granada, p 75-84.

Arthaud, F. & Matte, Ph., 1975. Les décrochement tardi hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**: 1/2: 139-171.

Arzi, A., 1978. Critical phenomena in the reology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**: 173-184.

Audrain, J., Amice, M., Vigneresse, J.L. & Bouchez, J.L., 1989. Gravimétrie et géometrie tridimensionelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne). *C.R. Acad. Sci.Paris*, Sér.II, **309**: 1757-1764.

Balsey, J.R. & Buddington, A.F. 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *Amer. Jour. Sci.*, **258** A: 6-20.

Baptista, J.C., 1990. Estudo neotectónico preliminar de um troço da linha de fractura Penacova-Régua-Verin (Peso da Régua – Vila Pouca de Aguiar), 107 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Baptista, J.C., 1999. Estudo neotectónico da zona de falha Régua-Verin. 344 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Tese de Doutoramento).

Baptista, J.C., Cabral, J. & Ribeiro, A., 1997. Evolução tectónica da zona de falha Penacova-Régua-Verin. **In**: C.C. Pires, M.E.P.Gomes & C.Coke, Coords, Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vila Real, 1997 - Evolução Geológica do Maciço Ibérico e seu Enquadramento Continental, Reunião Anual do PIGC-376, Laurentia-Gondwana-Baltica Connections, p 27-30, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.

Baptista, J.C., Coke, C. & Ribeiro, A., 1993. Tectónica e geomorfologia da região de Pedras Salgadas-Vidago e as nascentes minerais associadas. **In**: Comunicações XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Évora, Vol.1, p.125-139.

Benn, K., 1994. Overprinting of magnetic fabrics in granites by small strains: numerical modelling *Tectonophysics*, **233**:153-162.

Benn, K., Odonne, F. & de Saint-Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in the brittle crust: new views from analogue experiments. *Geology*, **26**: 1079-1082.

Bernier, S., Bouchez, J.L. & Rochette, P., 1987. Anisotropie de la susceptibilité magnétique du granite de Beauvoir (Sondage G.P.F. d'Echassière, Massif Central Français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *Sér.II*, **305**: 1167-1173.

Blumenfeld, Ph. & Bouchez, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, **10**, 4: 361-372.

Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonopysics*, **156**: 1-20.

Borradaile, G.J. & Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, **42**: 49-93.

Borradaile, G.J., Keeler, W., Alford, C. & Sarvas, P., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Phys. Earth Plan. Inter.*, **48**: 161-166.

Borradaile, G.J. & Werner, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, **235**: 223-248.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. **In:** J.L.Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E Stephens,. Eds, Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, p. 95-112. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht

Bouchez, J.L., Bernier, S., Rochette, P. & Guineberteau, B., 1987. Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir: conséquences pour sa mise en place. *Géologie de la France*, BRGM, **2-3**: 223-232.

Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. & Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**: 35-38.

Bouchez, J.L. & Diot, H., 1990. Nested granites in question: contrasted emplacement kinematics of independent magmas in the Zaer pluton, Morocco. *Geology*, **18**: 966-969.

Bouchez, J.L & Gleizes, G., 1995. Two-Stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. geol. Soc.*, London, **152**: 669-679.

Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T. & Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, **184**: 157-171.

Bouchez, J.L., Guillet, Ph. & Chevalier, F., 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. géol. France*, 7ª Sér., **23**, 4: 387-399.

Brink, A.H., 1960. Petrology and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, Northern Portugal. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **43**, 143 pp.

Cabral, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Mem.Inst.geol.min.*, **31**, 265 pp.

Capdevilla, R., Corretgé, G. & Floor, P., 1973. Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. géol. France*, 7e Sér. **15**, 3/4: 209-228.

Capdevilla, R. & Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribuition dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Bol. geol. min.*, Madrid, **81**: 215-225.

Carbó, A., Bergamín, J.F., Capote, R., González Casado, J.M., Santa Teresa, I., De Vicente, G. & Zorita, M.C., 1987. Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la Zona Centro-Ibérica. **In:** F. Bea, A Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. Rodriguez Alonso, Eds, Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas

del Macizo Hesperico, p. 439-446. Editorial Rueda, Madrid.(Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola).

Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal/Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa:
Folha 6-B – Chaves, em preparação.
Folha 6-D – Vila Pouca de Aguiar, 1998.

Chapell, B.W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granites. *Pacific Geology*, **8**:173-174.

Clemens, J.D. & Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**: 339-360.

Cordell, L. & Henderson, R.G., 1968. Iterative three dimensional solution of gravity anomaly using a digital computer. *Geophysics*, **33**: 596-601.

Corretgé, L.G., Ugidos, J.M. & Martinez, F. , 1977. Les séries granitiques varisques du secteur Centre-Occidental espagnol. **In**: La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. Internat. C.N.R.S.*, Rennes, **243**: 453-461.

Daly, L., 1970. Étude des proprietés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Nature de leur aimantation naturelle. Détremination de leur anisotropie magnétiques et application à la analyse structuralle, 340 pp. Université de Paris. (Tese de Doutoramento).

Debon, F. & Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, **73**: 135-149.

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**: 349-369.

Dias R. & Ribeiro A., 1994. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? **In**: R. Dias, Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: a importância para a compreensão da génese de Arco Ibero-Armoricano. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. (Tese de Doutoramento).

Diot, H., 1989. Mise en place des granitoïdes herciniens de la Meseta Marrocaine. Etude structurale des massifs de Sebt de Brikiine (Rehamna), de Zaer et d'Oulmès (Massif Central), et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques, 182 pp. Université Paul Sabatier de Toulouse. (Tese de Doutoramento).

Diot, H., Bouchez, J.L., Boutaleb, M. & Macaudiere, J., 1987. Le granite d'Oulmès (Maroc Central): structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. géol. France*, 3: 157-168.

Dória, A., Noronha, F., Boiron, M.C. & Cathelineau, M., 1993. Geochemical characterization of the fluids from a gold district. The example of Vila Pouca de Aguiar (Northern Portugal). **In**: F. Noronha, M. Marques & P. Nogueira, Eds, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 1993. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **3**: 227-231.

Ellwood, B. B. & Whitney, J.A., 1980. Magnetic fabric of the Elberton granite, northeast Georgia. *J. Geophys. Res.*, **85**: 1481-1486.

Farias, P., Gallastegui, G., Gonzalez Lodeiro, F., Marquinez, J., Martin Parra, L.M., Martinez Catalan, J.R., Pablo Maciá, J.G. de & Rodriguez Fernandez, L.R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galícia Central. **In**: IX Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **1**: 411-431..

Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. **In**: F. Bea, A Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. Rodriguez Alonso, Eds, Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico, p. 37-51. Editorial Rueda, Madrid. (Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola).

Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive dimensional. *Quart. J. ged.Soc.* London, **118**: 385-428.

Garcia Lopez-Davalillo, J.C., 1993. Estudio estructural del emplazamiento de granitoides en la Sierra Paramera (Ávila) mediante análisis de Anisotropia de Susceptibilidad Magnética y de Microestructuras, 91 pp.; Mapas. Universidad de Salamanca. (Tese de Doutoramento).

Gleizes, G., 1992. Structures des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta, 259 pp. Université Paul Sabatier de Toulouse. (Tese de Doutoramento).

Gleizes, G. & Bouchez, J.L., 1989. Le granite de Mont-Louis (Zone Axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sér.II, **309**: 1075-1082.

Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, **9**: 38-41.

Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P. & Bouchez, J.L., 1998. Sigmoidal featuring shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, **20**, 9/10: 1229-1245.

Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A. & Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned plutons. *J.Geophys. Res.*, **98B**: 4317- 4331.

Gomes, M.E., 1989. Geoquímica dos granitóides e seus minerais da região de Telões-Vilarinho de Samardã, 152 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Tese de Mestrado).

Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Amer.Bull.*, **65**: 1257-1258.

Guillet, P., Bouchez, J.L. & Wagner, J.J., 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guérande massif (France). *Tectonics*, **2**, 5: 419-429.

Guineberteau, B., Bouchez, J.L. & Vigneresse, J.L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**: 763-770.

Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, **3**: 184-194.

Heller, F., 1973. Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell Massif (Switzerland). *Earth Planet. Sci. Letters*, **20**: 180-188.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, **5**: 37-82.

Hutton, D.H.W., 1996. The "space problem" in the emplacement of granite. *Internat. Geosci. News Mag.*, **19**, 4: 114-119.

Iglesias, M. & Choukrone, P., 1980. Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, **2**, 1/2: 63-68.

Iglesias, M., Ribeiro, M.L. & Ribeiro, A., 1983. La interpretación aloctonista de la estructura del Nordeste Peninsular. **In**: M. Julivert, Coord., Los tiempos précambricos y paleozoicos. El ciclo hercínico. **In**: J.A. Comba, Coord. General, Libro Jubilar J.M.Ríos, vol. 1, Geología de España, p. 456-467. Instituto Geológico y Minero de Espanã, Madrid.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**: 63-67.

Jover, O. 1986. Les massifs granitiques de Guerét et du Nord-Millevaches (Massif Central français): Tese Sci., Université de Nantes, 233 pp.

Jover, O. & Bouchez, J.L., 1986. Mise en place syntectonique des granitoïdes de L'Ouest du Massif Central Français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sér.II, **303**: 967-974.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. & Conde, L., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1: 1.000.000. Memoria Explicativa, 113 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

King, R.F., 1966. The magnetic fabric of some Irish granites. *Geol.J.*, **5**: 43-66.

La Roche, H. 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Presentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Applications aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy **9**, 3: 293-337.

Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, Ph. & Bouchez, J.L., 1994. The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magnetostructural study. *J. Struct. Geol.*, **16**: 223-225.

Lespinasse, M., 1991. Les traînées d'inclusions fluides: marqueur microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides, 251 pp. Nancy (Mémoires de Géologie et Géochimie des Matières Premières et Energétiques, Nr.19).

Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P. & Tubia, J.M., 1986. Dominat c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**: 819-822.

Marre, J., 1986. The structural analysis of granitic rocks, 123 pp. North Oxford Academic, BRGM. London, Orléans.

Marques, J.M., 1993. As águas termais e minerais de Chaves, Vilarelho da Raia; Vidago e Pedras Salgadas. Uma perspectiva global; aplicação geotérmica, 148 pp. Instituto Superior Técnico, Lisboa. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Amer. J. Sci.*, **282**: 808-855.

Martins, H.C.B., 1989. Contribuição para o conhecimento dos granitóides biotíticos da região de Vila Pouca de Aguiar, 94 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Martins, H.C.B., 1998. Geoquímica e petrogénese de granitóides tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas, 288 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Tese de Doutoramento).

Martins, H.C.B., Almeida, A., Noronha, F. & Leterrier, J. 1999. Geocronologia U-Pb em zircão e monazite de granitos Hercínicos do Norte de Portugal. **In**: L. Aires-Barros, Mª J. Matias & Mª J. Bastos, Eds, Actas II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica, Lisboa, 1999, p 77-80. Instituto Superior Técnico, Lisboa.

Martins, H.C.B. & Noronha, F., 1991. Geoquímica e petrologia dos granitóides biotíticos pós-tectónicos da região de Vila Pouca de Aguiar. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, **1-2**, 6: 1-15.

Martins, H.C.B., Noronha, F. & Leterrier, J., 1997a. Evolução geoquímica dos granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos do quadrângulo Vieira do Minho-Moreira de Rei-Vila Pouca de Aguiar-Boticas. Estudo comparativo. **In**: Actas IX Semana de Geoquimica; IV Congresso de Geoquimica dos Países de Língua Portuguesa, Braga, Portugal, 1997, p. 87-90. Universidade do Minho, Braga.

Martins, H.C.B., Noronha, F. & Leterrier, J., 1997b. Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Rb-Sr dos maciços graníticos tarditectónico de Vieira do Minho e pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal). **In**: C.C. Pires, M.E.P.Gomes & C.Coke, Coords, Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vila Real, 1997 - Evolução Geológica do Maciço Ibérico e seu Enquadramento Continental, Reunião Anual do PIGC-376, Laurentia-Gondwana-Baltica Connections, p.115. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.

Martins, H.C.B. & Sant'Ovaia, H., 1998. Zonalidade e processo de instalação dos granitóides biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar. Abordagem multidisciplinar. **In**: Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, 1998, Resumos Alargados. *Comun. Inst. geol. min.*, **84**, 1: B31-B34.

Martins, J.A. & Saavedra, J., 1976. Estudo do processamento de enrubescimento do granito da Serra do Gerês (Norte de Portugal). *Mem. Not.*, **82**: 79-83.

Matte, P. & Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C.R.hebd.Séanc.Acad. Sci.*, Paris, Sér. D, **280**, 25: 2825-2828.

Mendes, A.C., 1994. O maciço granítico de Peneda-Gerês: petrologia, mineralogia e geoquímica, 175 pp. Universidade do Minho, Braga. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Mendes, F., 1967/1968. Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Labor. miner. geol.Fac.Ciênc.*, **11**, 1: 3-155. (Tese).

Mollier, B., 1984. Le granite de Brame-St. Sylvestre-St. Goussand. Ses structures magmatiques. Une étude de la distribution de l'uranium à l'echelle du grain, 172 pp. Université de Nantes. (Tese de Doutoramento). (Publicado, também, em *Géologie Géochimie de l'Uranium (CREGU), Mémoire*, Nancy, **Nr. 7**).

Moreira, M. & Ribeiro, M.L., 1994. Caracterização magnética e modelo do mecanismo de intrusão do maciço granítico do Romeu. *Comun. Inst. geol.min.*, **80**: 3-14.

Moreira, M., Ribeiro, J. & Mendes Victor, L., 1992. Cartografia das anomalias gravimétricas e magnéticas em Trás-os-Montes (Chaves-Vila Real). **In**: Fisica'92, 8ª Conferência Nacional de Física e 2º Encontro Ibérico para o Ensino da Física, Vila Real, 1992, Livro de Resumos, p. 433-434. Sociedade Portuguesa de Física.

Nagata, T., 1961. Rock magnetism, 2ª Ed., 350 pp. Maruzen Press, Tokyo.

Nédélec, A., Paquette, J.L., Bouchez, J.L., Olivier, Ph. & Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar: structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodinam. Acta*, 7,1: 48-56.

Nettleton, L.L., 1940. Geophysical prospecting for oil. 444 pp. Mc Graw-Hill Book Cy.

Nogueira, P., 1997. Estudo de paleofluídos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do Norte de Portugal, 220 pp. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

Nogueira, P., 1998. Os planos de inclusões fluidas (PIF) no estudo da evolução de sistemas hidrotermais. *GEOlogos*, Porto, **3**: 26-37.

Nogueira, P. & Noronha, F., 1995. PLANIF: Um programa de análise de imagens para o estudo de microstruturas das rochas. **In**: F.Sodré Borges & M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.Univ.Porto*, **4**: 379-382.

Noronha, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha, 413 pp. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

Noronha, F., 1998. Mineralizações. *Geonovas*, **10**: 37-54.

Noronha, F. & Ramos, J., 1993. Mineralizações auríferas primárias no Norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuad. Labor. xeol. Laxe*, **18**: 133-146.

Noronha F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L., 1979. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. geol. Portg.*, **21**, 2/3: 227-237.

Noronha, F. & Ribeiro, M.A., 1993. Mineralizações em contexto granítico. **In**: Livro-guia da excursão pós-congresso da IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 16 pp. Porto.

Oen, I. S., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. geol. min.*, Madrid, **81**, 2/3: 271-298.

Olivier, Ph., Améglio, L., Richen, H. & Vadeboin, F., 1999. Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from a combined magneto-structural and gravimetric study. *J. geol. Soc.*, London, **156**: 991-1002.

Olivier, Ph., de Saint Blanquat, G. & Leblanc, D., 1997. Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales. **In**: J.L.Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E.Stephens, Eds, Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, p.113-127. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Parasnis, D.S., 1962. Principles of applied geophysics. Methuen Monographs on physical subjects, 176 pp. London.

Paterson, S.R. & Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**: 1356-1380.

Paterson, S.R., Vernon, R.H & Tobisch, O.T., 1989. A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J.Struct.Geol.*, **11**: 349-363.

Pereira, E., 1987. Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Bastos e sua intrepretação geodinâmica, 274 pp. Universidade de Lisboa. (Tese de Doutoramento).

Petford, N., Clemens, J.D. & Vigneresse, J.L., 1997. The ascent of felsic magmas in dikes. *Lithos*, **32**: 162-168.

Pinto, M.S., 1986. Geocronologia dos Granitóides Portugueses. Alguns problemas. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, **1**, 1/2: 7-14.

Pinto, M.S., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. & Ferreira, M.P., 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Macizo Hespérico. **In**: F. Bea, A Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. Rodriguez Alonso, Eds, Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico, p. 69-86. Editorial Rueda, Madrid. (Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola).

Pons, J., 1970. Relations entre la structure et la pétrofabrique des roches éruptives da la bordure méridionale du massif granitique du Quérigut (Ariège, France). *C.R.hedb.Séanc.Acad.Sci.*, Paris, **271**: 1665-1668.

Portugal Ferreira, M.R. & Sousa Oliveira, A., 1995. Prospecção hidrogeológica em Vrea de Bornes (Vila Pouca de Aguiar). *Recursos Hídricos*, Lisboa, **16**, 2: 3-11.

Priem, H.N.A. & Den Tex, E., 1984. Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula throught the RB-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planet. Int.*, **35**: 121-130.

Priem, H.N.A., Schermerhorn, L.J.C., Boelrijk, N.A.I.M. & Hebeda, E.H., 1984. Rb-Sr geochronology of Variscan granitoids in the tin-tungsten province of Northern Portugal: a progress report. *Terra Cognita*, **4**: 212-213.

Ramsay, J., 1967. Folding and fracturing of rocks, 538 pp. McGraw-Hill, London.

Ramsay, J.G. & Huber, M., 1997. The Techniques of Modern Structural Geology, vol. 2: Folds and Fractures, 700 pp. Academic Press, London, New York, N.Y:

Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude de Trás-os-Montes Oriental. Texte, 168 pp.; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa; *Mem. Serv.geol. Portg.*, N.S., 24.

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, 114 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. (XXVI Congr.internat.Géol., Paris, 1980).

Ribeiro, A., Iglésias, M., Ribeiro, M.L. & Pereira, E., 1983. Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Comun. Serv. geol. Portg.*, **69**, 2:291-293.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R.D., 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. **In**: R.D. Dallmeyer & E. Martinez Garcia, Eds., Pre-Mesozoic Geology of Iberia, p.399-409. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Ribeiro, M.A., 1998. Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas, 231 pp.; Anexos e Mapas. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).

Ribeiro, M.A.,. Dória, A. & Noronha, F. 1999. The role of fluid evolution in Au enrichement in Vila Pouca de Aguiar area, Portugal. **In**: C.J. Stanley et al., Eds, Mineral deposits: Processes to Processing, p. 1029-1032. Balkema, Rotterdam.

Ribeiro, M.A., Noronha, F. & Cuney, M. 1995. Unidades litoestroatigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar. Sua validação como unidades litogeoquimicas. **In**: F. Sodré Borges & M. M. Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **4**: 361-366.

Ribeiro, M.L., 1993. Granitos do ocidente ibérico: contribuição para a sua interpretação geodinâmica. *Cuad. Labor. xeol. Laxe*, **18**: 7-25.

Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, **9**, 8: 1015-1020.

Rochette, P., Jackson, M. & Auborg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev.Geophys.*, **30**: 209-226.

Roman-Berdiel, T., Gapais, D. & Brun, J.P., 1995. Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, **17**: 1337-1346.

Rousset, R. & Daly, L. 1969. Sur la cohérence de la foliation magnétique du granite porphyroide d'Egletons (Corrèze). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **268**: 1912-1915.

de Saint Blanquat, M., 1993. EXAMS, an Excell macro for automatic computing of AMS data. Université de Toulouse. (Programa não publicado).

Sant'Ovaia, H., 1993. Características magnéticas dos granitóides biotíticos pós-tectónicos de Vila Pouca de Aguiar, 130 pp. Universidade do Porto. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Sant'Ovaia, H., Leblanc, D., Noronha, F. & Bouchez, J.L., 1995. Plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar. Estudo da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM). Nota prévia. **In**: F. Sodré Borges & M.M.Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **4**: 809-814.

Schermerhorn, L.J.G., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Serv. geol. Portg.*, **37**: 5-617. (Tese de Doutoramento).

Sodré Borges, F., 1984. Geologia Estrutural. Parte II, 90 pp. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Sousa Oliveira, A., 1995. Hidrogeologia de região de Pedras Salgadas, 230 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica).

Sousa, L.M., 1995. O granito de Pedras Salgadas como recurso: contribuição para a sua valorização e gestão integrada, 202 pp. Universidade de Coimbra. (Tese de Mestrado).

Stacey, F.D. & Banerjee, S.K., 1974. The Physical Principles of Rock Magnetism, 195 pp. Elsevier, Amsterdam.

Stacey, F.D., Joplin, G. & Lindsay, J. 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geophysica Pura Appl.*, **47**: 30-46.

Tribe, I.R. & D' Lemos, R.S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperatures development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Island, UK. *J. geol. Soc.*, London, **153**: 127-138.

Vigneresse, J.L., 1983. Enracinement des granites armoricains estimé d'aprés la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, **15C**: 1-15.

Vigneresse, J.L., 1988. Forme et volume des plutons granitiques. *Bull.Soc. géol. France*, 8ª Sér., **4**: 897-906.

Vigneresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.*, **25**: 249-260.

Vigneresse, J.L., 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics*, **307**: 277-295.

Vigneresse, J.L. & Bouchez, J.L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *J. Petrol.*, **38**, 12: 1767-1776.

Vigneresse, J.L. & Cannat, M., 1987. Mesure des paramètres physiques dans le sondage d'Echassières (vitesse sismique, porosité, densité). *Géologie de la France*, BRGM, **2-3**: 145-148.

Vigneresse, J.L., Tikoff, B. & Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, **302**: 203-224.

Yenes, M., 1996. Estructura, geometría y cinemática del emplazamiento de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Sistema Central Español, Zona Centro-Ibérica), 229 pp.; Anexos. Universidad de Salamanca. (Tese de Doutoramento).

Yenes, M., Gutiérrez Alonso, G., Álvarez, F., Díez Balda, M.A. & Vigneresse, J.L., 1995. Geometry and kinematics of some variscan granitoids emplaced in the occidental border of the Spanish Central System (Central Spain). **In**: European Union Geoscience E.U.G. 8, Strasbourg. *Terra Nova, Abstract Supplement* nº1, **Vol. 7**, p.142.

Zapletal, K., 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. *Phys. Earth Plan.Inter.*, **63**: 85-97.

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
FACULDADE DE CIÊNCIAS DO POR
BIBLIOTECA