



Caroline Melo Ribeiro

Petrologia metamórfica de rochas de alto grau associadas à base de arcos continentais: o exemplo do Maciço do Kabyé (Togo)

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2017



UFRJ

Caroline Melo Ribeiro

Petrologia metamórfica de rochas de alto grau associadas à base de arcos continentais: o exemplo do Maciço do Kabyé (Togo)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Julio Cezar Mendes

Carlos Eduardo Ganade de Araujo (CPRM)

Rio de Janeiro

Março 2017

RIBEIRO, Caroline Melo

Petrologia metamórfica de rochas de alto grau associadas à base de arcos continentais: o exemplo do Maciço do Kabyé (Togo) / Caroline Melo Ribeiro - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2017., 51 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2017.

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Carlos Eduardo Ganade de Araujo

1. Geologia. 2. Petrologia das Rochas Ígneas / Geoquímica– Trabalho de Conclusão de Curso. I. Mendes, Júlio Cezar. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Caroline Melo Ribeiro

Petrologia metamórfica de rochas de alto grau associadas à base de arcos continentais: o exemplo do Maciço do Kabyé (Togo)

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Julio Cezar Mendes
Carlos Eduardo Ganade de Araujo

Aprovada em: 17.03.2017

Por:

Orientador: Julio Cezar Mendes

Orientador: Carlos Eduardo Ganade de Araújo (CPRM)

Renata Schmitt (UFRJ)

Rodrigo Vinagre (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2017

Dedico este trabalho aos meus pais, Evandro Ribeiro e Ozinéa Ribeiro, meu irmão Evandro Filho e a Lucas Ferioli que sempre me apoiaram e me incentivaram a buscar o melhor de mim. Me sinto uma pessoa muito privilegiada por ter pessoas como vocês na minha vida, muito obrigada

UFRJ
Rio de Janeiro
2017

Agradecimentos

Aos meus orientadores, Julio Mendes e Carlos Ganade pela paciência e todos os esclarecimentos que foram fundamentais pra conclusão desse trabalho.

À Thais Hyppolito, pelos tutoriais do Thermocalc e elucidações sobre a petrologia e química dos tipos de rocha que estudei, e também ao Rodrigo Vinagre, que me ajudou a otimizar os resultados da química mineral.

Ao pessoal do LAGECOST, no Museu Nacional – UFRJ, que foram os responsáveis pelo meu primeiro contato com a Geologia, ainda aos 16 anos com a iniciação científica júnior, e posterior trabalho de iniciação científica no início da graduação. Obrigada professor João Wagner, Paloma Guimarães e Aline Meneguci.

Aos meus amigos de graduação (MUSA!), que cresceram tanto tecnicamente quanto pessoalmente comigo. Agradeço ao suporte com os trabalhos, estudos para provas, trabalhos de campo em conjunto e dicas e esclarecimentos até o fim da faculdade.

Resumo

RIBEIRO, Caroline Melo. **Petrologia metamórfica de rochas de alto grau associadas à base de arcos continentais: o exemplo do Maciço do Kabyé (Togo)**. 2017, 51 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Maciço Kabyé consiste em uma série cálcio-alcálica de rochas ígneas formadas em um arco continental Neoproterozóico relacionado a formação do Gondwana Oeste. Ele é dividido em três principais unidades: i) Unidade Inferior; ii) Unidade Intermediária e iii) Unidade Superior. Essas unidades representam, de acordo com a estratigrafia, a base, porção intermediária, e topo do maciço. As rochas do arco se diferenciam da raiz para o topo, com metagabros a granada e granada-piroxenitos na raiz, metagabros com ou sem granada e metanortositos na parte intermediária e metadioritos no topo. De acordo com a petrografia, essas amostras revelam que a assembleia de pico das rochas da base e porção intermediária é composta por granada, onfacita e Na-diopsídio e plagioclásio, enquanto que a Unidade Superior apresenta plagioclásio, hornblenda e biotita. Estudos termobarométricos indicam pressão de 17-19 kbar e temperatura de 830°C-875°C na Unidade Inferior, 14-15 kbar e 800-925°C nos metagabros intermediários e ~7 kbar e ~720°C nos metadioritos. Esses resultados apontam que as rochas da raiz se formaram entre 54 km e 61 km de profundidade, numa zona transicional entre fácies granulito e eclogito. A porção intermediária registra profundidades entre 45 km a 49 km e o topo, aproximadamente 24 km. O registro de rochas de arco continental como as encontradas na base do Maciço Kabyé é raro, e dentre eles não há rochas tão antigas quanto as deste maciço, com idade entre 640-610 Ma. Tal constatação faz do Maciço Kabyé uma única e excelente fonte para o melhor entendimento sobre petrologia de granulitos de alta pressão e eclogitos associados à raízes de arco magmáticos continentais.

Palavras-chave: Granulito HP; Raiz de arco; Termobarometria.

Abstract

RIBEIRO, Caroline Melo. **Metamorphic petrology of high grade rocks associated to the base of continental arcs: the Kabyé Massif example**. 2017., 51 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Kabyé Massif consists of a calcic-alkaline series of igneous rocks formed in a Neoproterozoic continental arc during the formation of the West Gondwana. It is divided in three main units: i) Lower Unit; ii) Intermediate Unit; iii) Upper Unit. These units represents, according to the stratigraphy, the base, the intermediate portion, and the top of the massif. The arc rocks differentiate from the root to the top, with garnet-metagabbros and garnet-pyroxenites at the root, metagabbros and metanorthosites in the middle and metadiorites at the top. According to petrographical investigation, these samples reveal a peak assemblage of garnet, omphacite and plagioclase for the base and intermediate units, while the Superior Unit presents plagioclase, hornblende and biotite. Thermobarometric studies indicate pressure of 17-19 kbar and temperature of 830-875°C at the Inferior Unit, 14-15 kbar and 800-925°C in the intermediate metagabbros and ~7 kbar ~720°C in the metadiorites. These results reveal that the root rocks were formed between depths of 54km and 61 kbar, in a transitional zone between granulite and eclogite facies. The intermediate portion registers depths between 45 km to 49 km and the top, approximately 24 km. The record of continental arc rocks like the ones found at the Kabyé Massif is rare, and among them, there are no rocks as old as these ones, with ages between 640-610 Ma. This confirmation makes the Kabyé Massif a unique and excellent source for the better understanding petrology of high-pressure granulites and eclogites at continental arc roots.

Key-Words: HP granulite; Arc root; Thermobarometry

Lista de figuras

- Figura 1 - Seção esquemática de uma zona de subducção (modificado de Stern, 2002) 2
- Figura 2 - Perfil esquemático de um arco magmático (modificado de Ducea *et al.*, 2015) 5
- Figura 3 – Imagem de satélite da África (A) com localização do Togo destacada e mapa político do Togo (B). Fontes: Earthstar Geographics e National Geographic 8
- Figura 4 - Representação do “Orógeno Gondwana Oeste” com a faixa Dahomey e o Maciço do Kabyé no centro. (Modificado de Ganade *et al.*, 2014) 9
- Figura 5 – Mapa geológico da região de Gana, Togo e Benin mostrando as zonas estruturais do orógeno Dahomeydes (modificado de Ganade *et al.*, 2016) 11
- Figura 6 – Fotografias das rochas em afloramento e do dique aluminoso. A-B) Granada metagabro da base do maciço; C) Granada metagabro da parte intermediária do maciço; D) Metanortosito da parte intermediária do maciço; E) Metadiorito do topo do maciço; F) Amostra de um dos diques aluminosos que cortam o Kabyé 13
- Figura 7 – Mapa e seção geológica do Maciço Kabyé (compilado de Duclaux *et al.*, (2006), Tairou & Affaton (2013), Sabi *et al.*, (2015) e Carta Geológica do Togo (1/50000)) 14
- Figura 8 – Amostras estudadas neste trabalho. DKE 371 A-E e DKE-374A representantes da base, DKE-377A-375B da porção intermediária e DKE-380 do topo da sequência 17
- Figura 9 – Fotomicrografias de amostras da Unidade Inferior. (A) DKE-371A com granada perfil marcada. (B) Cristais de granada, clinopiroxênio e plagioclásio em equilíbrio (DKE-371B). Os minerais marcados com “I” foram utilizados para as estimativas barométricas na amostra e mostram a textura representativa utilizada como critério para tais estimativas. (C) Exemplo de desequilíbrio na amostra DKE-371C: cristal de anfibólio na borda do clinopiroxênio. Há também substituição por epidoto. (D) Local de contato entre a assembleia primária e o melt rico em plagioclásio e quartzo. (E) Amostra DKE-374A: marcação na granada indica local do perfil. (F) Assembléia mineral básica da amostra DKE-374A 19
- Figura 10 – Fotomicrografias das amostras da Unidade Intermediária. (A) Amostra DKE-375B. Granada destacada do perfil. (B) Cristais de granada, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo exemplificando a textura característica das rochas da unidade. (C) Poiquiloblasto de granada com inclusões de escapolita, quartzo e plagioclásio. (D) Poiquiloblasto e matriz vistos com nicóis cruzados, mostrando os cristais de escapolita 20
- Figura 11 – Fotomicrografias da Unidade Superior. (A) Cristais maiores de anfibólio e matriz da rocha. Nota-se a substituição dos cristais de anfibólio por biotita. (B) Cristal de anfibólio com inclusões de ilmenita. (C) Matriz da rocha, evidenciando foliação pronunciada. (D) Fotografia da matriz com nicóis cruzados, mostrando também a disposição dos cristais de quartzo e clinopiroxênio..... 21

- Figura 12 – (A) Classificação das espécies de granada das unidades. (B) Gráfico do perfil de pontos realizado em granadas representativas 23
- Figura 13 – (A) Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênio sódico (Morimoto, 1988) para as amostras de granada metagabro basal e granada metagabro intermediário. Ápices em jadeíta (Jd), aegirina (Ae) e quad (Q: representa a área de wollastonita, enstatita e ferrosilita). (B) Gráfico Ca x Na. (C) Gráfico Na x Fe 26
- Figura 14 – Diagrama ternário de classificação de feldspatos para as amostras de granada metagabro basal, granada metagabro intermediário e anfibolito. Ápices em anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or) 28
- Figura 15 – A) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (Leake *et al.*, 1997) para as amostras de granada metagabro basal, granada metagabro intermediário e anfibolito. B) Gráfico Al IV x AlVI. C) Gráfico Na x Al total 31
- Figura 16 - Gráfico Al x Mg/(Fe+Mg) para as biotitas das amostras de anfibolito (DKE 380) 33
- Figura 17 – Gráficos de pressão x temperatura das amostras DKE-371A (A), DKE-371B (B), DKE-371C (C), DKE-371E (E), DKE-375B (F). As elipses mostram resultado de pressão e temperatura pelo Average P-T do THERMOCALC e as linhas são termômetros (1,2 e 3) e barômetros (4, 5, 6, 7, 8 e 9). As cruces mostram os resultados independentes pelo Average T e Average P do THERMOCALC 39
- Figura 18 – Relação das proporções de SiO₂ (A) e MgO (B) das rochas do Maciço Kabyé (pontos) e a distância da base do arco com a geração de cumulatos (dados compilados de Duclaux et al. 2006) 40
- Figura 19 – Gráfico de pressão, temperatura e profundidade das amostras da Unidade Inferior, Intermediária E Superior. As elipses marcam os dados obtidos pelos cálculo de Average P-T e as cruces os cálculos de Average P e Average T ambos obtidos no THERMOCALC para as amostras da Unidade Inferior e Intermediária. . Na Amostra DKE-380, as médias são as obtidas pelo método convencional para o centro dos minerais (preenchido) e borda (não preenchido) 42
- Figura 20 - Seção geológica com as amostras representativas de cada unidade e seus respectivos resultados de pressão, temperatura e profundidade. Acima da seção se encontram representações esquemáticas das proporções relativas de membros finais de granada (almandina), clinopiroxênio (onfacita), plagioclásio (albita), anfibólio (pargasita sódica) e Ti além de surgimento de epidoto e biotita. Essa representação indica a relação direta da paragênese mineral com menores condições de pressão da base para o topo do maciço 45

Lista de tabelas

Tabela 1 – Assembleia minerais que evidenciam o pico metamórfico e o retrometamorfismo das rochas principais de cada unidade	22
Tabela 2 – Valores médios de elementos maiores nos cristais de granada	24
Tabela 3 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de clinopiroxênio	27
Tabela 4 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de plagioclásio das unidades	29
Tabela 5 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de anfibólio das unidades .	32
Tabela 6 – Valores médios de elementos maiores dos cristais de epidoto e biotita das unidades	34
Tabela 7 – Resultados principais de pressão e temperatura obtidos pelos métodos convencionais e por equilíbrio de fases.	37
Tabela 8 – Pressões e profundidades nas quais as rochas foram formadas	41
Tabela 9 – Exposições de paleoarcos e suas amplitudes de profundidade	44

Lista de abreviaturas

Anf	Anfibólio
B	Borda
Bt	Biotita
Cpx	Clinopiroxênio
Crist	Idade de cristalização
Ep	Epidoto
Grt	Granada
Hbl	Hornblenda
Met	Idade de metamorfismo
N	Núcleo
Plag	Plagioclásio
Qtz	Quartzo
Scp	Escapolita
Ttn	Titanita

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xii
Lista de abreviaturas	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E FINS	4
3. METAMORFISMO ASSOCIADO À BASE DE ARCOS: UMA BREVE REVISÃO.....	5
4. ÁREA DE ESTUDO.....	8
4.1 Localização	8
4.2 Contexto Geológico.....	8
4.2.1. O Maciço do Kabye	11
4. MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	15
4.1. Petrografia.....	15
4.2 Química Mineral	15
5. RESULTADOS	17
5.1 Petrografia e relações de equilíbrio entre fases.....	17
5.1.1. Unidade Inferior (amostras DKE-371 e DKE-374).....	17
5.1.2. Unidade Intermediária (Amostras DKE-375 e DKE-377).....	20
5.1.3. Unidade Superior (Amostras DKE-380).....	21
5.2 Química Mineral	22
5.2.1. Granada	22
5.2.2. Clinopiroxênio.....	25
5.2.3. Plagioclásio	27
5.2.4. Anfibólio	30
5.2.5. Biotita.....	33
5.2.6. Epidoto	33
5.2.7. Rutilo, ilmenita, hematita e magnetita	35
5.3 Geotermobarometria.....	35
7. DISCUSSÃO	40
8. CONCLUSÃO	46
9. REFERÊNCIAS.....	47
Apêndice A – Resultados de termobarometria multi-equilíbrio.....	52

1. INTRODUÇÃO

Os arcos magmáticos são formados em limites convergentes de placas tectônicas como um dos produtos do consumo de litosfera oceânica em zonas de subducção (Fig.1). Quando a convergência ocorre entre litosferas oceânicas formam-se arcos de ilha oceânicos (ou arcos intraoceânicos), no entanto, quando esta interação ocorre entre litosfera oceânica e continental formam-se os arcos continentais do tipo Andino (Jagoutz & Kelemen, 2015). Muitos fatores controlam a dinâmica do processo de subducção, no entanto, instabilidades gravitacionais exercem um papel importante. Desta maneira, a ‘flutuabilidade negativa’ da litosfera subductante decorre principalmente do fato desta ser mais fria, e, portanto, mais densa que a litosfera sobrejacente.

A litosfera oceânica subductada chega a atingir profundidades entre 65-130 km a 150-200 km do eixo da “trincheira” tectônica. (Kearey *et al.*, 2008). Esta litosfera é desidratada quando atinge tais profundidades liberando água, e portanto diminuindo o ponto de fusão do manto sobrejacente (Gill, 1981). Disto decorre a fusão parcial do manto e ascensão de magmas de composição basáltica até a base da crosta (Hacker *et al.*, 2003; Gaetani & Groove 1998). A colocação destes magmas causa aquecimento da crosta sobrejacente e sua conseqüente fusão e mistura com o material mantélico basáltico (Lee *et al.*, 2006) Os magmas gerados formam plutons e/ou extravasam na superfície. Desta forma, o fronte magmático começa a se construir e desenvolver. Nele ocorrem atividades ígneas oriundas de sucessivos processos de fusão parcial, cristalização fracionada, contaminação crustal etc, que geram as rochas diferenciadas do arco.

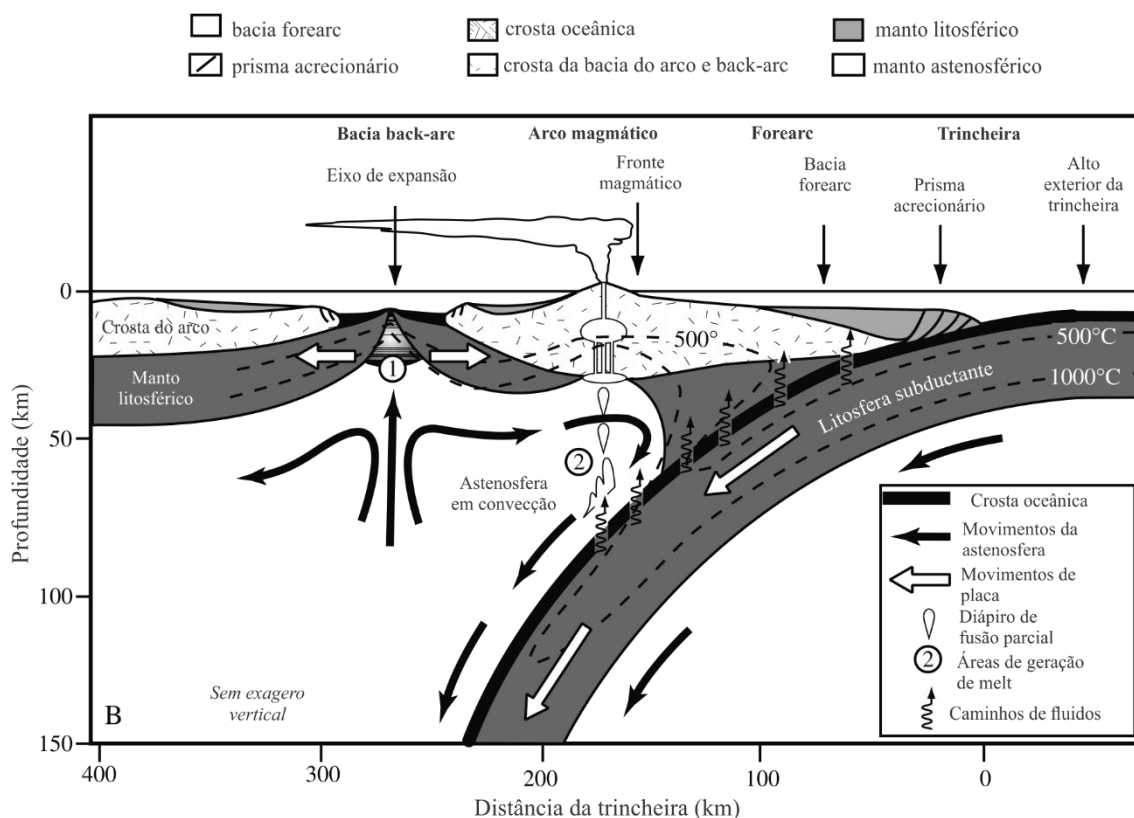


Figura 1 – Seção esquemática de uma zona de subducção (modificado de Stern, (2002)

De acordo com Ducea *et al.*, 2015, o arco interior se divide em três grandes blocos, da sua base para o topo: i) a raiz, composta por cumulatos máficos e ultramáficos, resíduos de fusão parcial e rochas máficas derivadas de magmas basálticos; ii) a região intermediária, onde estão os corpos plutônicos, diques e soleiras que formam batólitos e stoks; iii) a cobertura vulcânica e os corpos hipoabissais que a intrudem.

Na base, ou raiz de arcos magmáticos maduros se observam rochas máficas e ultramáficas, com bastante piroxênio, granada, anfibólio e plagioclásio (Ducea *et al.*, 2015) Essas rochas muitas vezes representam os resíduos da fusão parcial que gerou os magmas que ascenderam para profundidades intermediárias da crosta, formando corpos batolíticos, ou mais comumente cumulatos originados do fracionamento de magmas de composição basáltica em profundidade (Lee *et al.* 2006). Os resíduos/cumulatos que ficam na base do arco, em grandes profundidades, são produtos de transformações minerais e petrológicas em condições de alta pressão e temperatura em fácies anfibolito, granulito de alta pressão ou mesmo condições eclogíticas (Ducea *et al.*, 2015, Ducea e Saleeby, 1996 e Lee *et al.*, 2000; De Paoli *et al.*, 2009).

De acordo com a literatura recente (e.g. Ducea *et al.*, 2015 e referências deste trabalho), existem pelo menos cinco exposições completas e bem documentadas de paleoarcos magmáticos Fanerozóicos. Dentre essas estão: i) o arco do Kohistan, no Paquistão; ii) o arco

de Talkeetna, no Alasca; iii) o arco Sierra de Valle Fértil, na Argentina; iv) o arco de Sierra Nevada na Califórnia e v) o arco de Fiordland, na Nova Zelândia. Dos arcos citados, os dois primeiros são arcos de ilha, enquanto que os outros são continentais. No entanto, o registro das condições de base (raiz) de arcos magmáticos continentais na literatura é raro, sendo restrito muitas vezes ao registro indireto trazido por xenólitos granulíticos (Rodrigues-Vargas *et al.* 2005). Neste contexto, o Maciço de Kabye (MK) torna-se importante, pois pode representar uma destas raras localidades em que a raiz profunda de arcos continentais encontra-se preservadas.

O Maciço Kabyé se insere na zona de sutura do Orógeno Gondwana Oeste (Ganade *et al.* 2014), representando uma seção da raiz de um arco magmático continental (Duclaux *et al.*, 2006). Na porção basal do maciço, encontram-se granulitos máficos de alta pressão, piroxenitos e rochas cumuláticas, frequentemente parcialmente fundidas. À medida que se sobe na estratigrafia do maciço, observa-se o decréscimo no grau metamórfico das rochas de fácies granulito para anfibolito onde dominam metagabros e metagranitoides (tonalíticos) com ou sem granada. Na porção superior dominam rochas tonalíticas-granodioríticas sem a presença de granada. Tal sequência é semelhante a outras seções crustais inclinadas de arcos magmáticos (tilted crustal sections – e.g. Ducea *et al.* 2015) fazendo do Maciço do Kabye um local tipo para a investigação de processos magmáticos e metamórficos associados à base de arcos.

Neste trabalho foram investigadas a petrografia, equilíbrio entre fases e condições de pressão e temperatura de cinco amostras de rocha distribuídas ao longo da seção crustal inclinada no Maciço do Kabyé, que representa uma porção preservada de um arco magmático continental inserido dentro do Orógeno Gondwana Oeste. Os resultados são discutidos e comparados com outras seções de arcos continentais e oceânicos descritos na literatura.

2. OBJETIVOS E FINS

Este trabalho tem como objetivos a caracterização petrológica das rochas do Maciço do Kabyé assim como a definição da química dos minerais presentes, que permitem a determinação das condições de pressão e temperatura de formação das rochas.

Esses resultados servem como ferramentas para a para a determinação do grau metamórfico, e também para interpretação do ambiente tectônico onde tais rochas foram formadas, que são a finalidade desse estudo.

O foco deste estudo estará nas rochas que representam cada unidade do Maciço do Kabyé. Nele são encontradas rochas máficas e ultramáficas cálcio-alcálicas com assinatura de arco magmático, que se dividem em três unidades (Duclaux et al., 2006).

3. METAMORFISMO ASSOCIADO À BASE DE ARCOS: UMA BREVE REVISÃO

Segundo Ducea *et al.* (2015), a raiz de um arco magmático tem seu topo entre as profundidades de 20 a 35 km e se caracteriza por ter uma trama horizontal planar e litologia máfica a ultramáfica (Fig. 2). Nesta parte mais profunda, no limite com o manto litosférico, ocorre uma mistura de magmas máficos mantélicos, assembléias cumuláticas residuais de onde ascendem melts félsicos, e em menor quantidade a crosta preexistente. Os litotipos predominantes nesse ambiente são metagabro, metanorito, metagabronorito, piroxenito e peridotito (Ducea *et al.*, 2015).

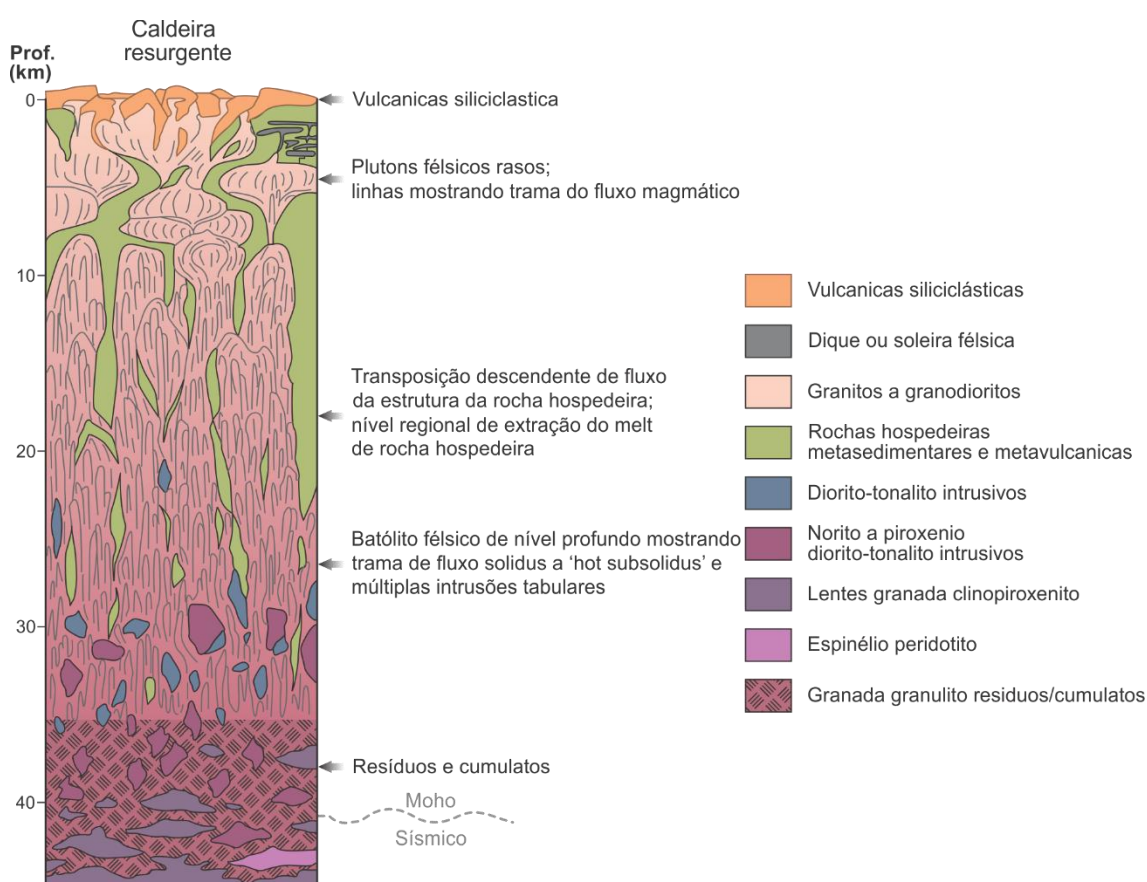


Figura 2 – Perfil esquemático de um arco magmático (modificado de Ducea *et al.*, 2015).

Na base de arcos ocorrem diversos processos ígneos, gerando magmas que ascendem, formando plutons e deixando resíduos e cumulos em profundidades maiores que 30 km. Dentre os processos petrológicos importantes ocorrem a desidratação e “dehydration melting”, assimilação de materiais da placa superior pelos magmas máficos, cristalização fracionada, dentre outros. (Ducea *et al.* 2015, De Paoli *et al.*, 2009, Otamendi *et al.*, 2012). De forma bastante simplificada, a evolução das rochas do arco acontece de forma que fluxos constantes

de magma juvenil são assimilados aos materiais crustais em diversas etapas. O material vindo do manto se instala na base do arco e lá se ‘desidrata’ e funde. Esse melt fracionado sobe para a crosta ‘intermediária’, onde continua se fracionando e ao mesmo tempo assimilando material crustal (Kelemen *et al.*, 2004). Basicamente a crosta continental age como um ‘filtro’ para o magma que vem do manto, até ‘apurar’ para sua fase mais evoluída que termina com um magma andesítico em arcos de ilha, e magmas graníticos em arcos continentais (Kelemen *et al.*, 2004). Estes processos são conhecidos na literatura como MASH (*melting-assimilation-storage-homogenization*) (Hildreth e Moorbath, 1988). Recentemente Annen *et al.* 2006 propuseram que a diferenciação em arcos ocorre predominantemente em sua parte basal na chamada “*deep crustal hot zone*”, que consiste numa extensão do modelo MASH. Com o tempo, a formação do edifício vulcânico evolui, soterrando as rochas que já estavam na raiz desde sua fase inicial. O espessamento crustal, típico da fase madura do arco (Ducea *et al.*, 2015; Garrido *et al.*, 2006), aprofunda a raiz, submetendo os gabros, noritos e piroxenitos a condições de alta pressão. Além disso, também ocorre indução do calor transferido pelos melts que ascendem até as porções intermediária e superior da crosta (Depine *et al.*, 2008).

A mineralogia na base do arcos é representada por uma assembléia refratária, que varia de acordo com a composição química geral da rocha e o aumento de pressão causado pelo espessamento crustal (De Paoli *et al.*, 2009). Quando pressões entre 12 kbar e 18 kbar são atingidas, a composição mineralógica majoritária é de clinopiroxênio, plagioclásio, granada e anfibólio. Nesse contexto ocorrem reações de transferência entre minerais e também difusão de elementos entre eles (Hacker *et al.*, 2008).

As evidências desse metamorfismo de alta pressão também são perceptíveis na microscopia e na química mineral. Granadas ricas nos membros piropo $[Mg_3Al_2(SiO_4)_3]$ e almandina $[Fe_3Al_2(SiO_4)_3]$, piroxênios e anfibólios ricos em Na e plagioclásios ricos em Ca são exemplos de fases estáveis em situações de alta pressão. Porém, para chegar em tal estado, as rochas são submetidas a condições variáveis de pressão e temperatura, o que em muitos casos se observa através do zonamento nos minerais (Spear *et al.*, 1984). Isso acontece devido à lenta difusão e transferência dos elementos entre as fases, não dando tempo suficiente para o equilíbrio completo. Texturas em corona, exsoluções, simplectitos, entre outras, também são evidências da rápida transição da rocha por diferentes condições de pressão e temperatura.

O resfriamento da crosta inferior e reações que formam rochas granulíticas ricas em granada tornam essa raiz do arco mais densa que o manto peridotítico inferior (Bohlen e Mezger, 1989). Quando o arco já está maduro, e a raiz já está estabelecida e profunda, o que

ocorre em alguns casos é a sua delaminação, ou erosão termal, pela astenosfera. Tal fenômeno ocorre depois que a base do arco atinge densidade maior que a do manto peridotítico subjacente, e assim ela é removida pela gravidade (Kelemen & Hanghoj, 2005) ou removida com ajuda do fluxo convectivo da astenosfera na base do arco (Garrido *et al.*, 2006). Porém, como mostra o Maciço Kabyé e outras sequências de base de arco, nem sempre esses processos acontecem, e então a raiz é exumada até a superfície.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização

A região de estudo localiza-se no norte do Togo, leste da África. O maciço está a nordeste da vila de Kara, na latitude de $9,59^{\circ}$ N e longitude $1,16^{\circ}$ W (Duclaux et al., 2006) (Figura 3). Ele se destaca topograficamente na região, e tem grandes dimensões tanto de norte a sul (50 km), quanto de leste para oeste (25 km).



Figura 3 – Imagem de satélite da África (A) com localização do Togo destacada e mapa político do Togo (B). Fontes: Earthstar Geographics e National Geographic

4.2 Contexto Geológico

O maciço Kabye está localizado na faixa Dahomeydes, no leste da África (Duclaux et al., 2006, Ganade et al., 2016). Essa faixa móvel encontra-se entre o cráton Oeste-Africano e a placa Benino-Nigeriana (Duclaux et al., 2006). Ela foi formada em decorrência de episódios

que resultaram em uma colisão no Evento Pan-Africano-Brasiliano, no Neoproterozóico. Tal faixa móvel é correlacionável com a província Borborema no Brasil, e, segundo Castaing *et al.* (1993), Santos *et al.*, (2008) e Ganade *et al.* (2014) ela também se estende até a Argélia, na faixa da África Central. De acordo com Ganade *et al.* (2014), elas estavam ligadas formando um orógeno colisional de grandes dimensões (>2500 km): O Orógeno Oeste Gondwana. Ele se formou com a colisão do Cráton Oeste Africano e São Francisco-Congo no Neoproterozóico, que culminou com a formação do paleocontinente Gondwana (Fig.4).

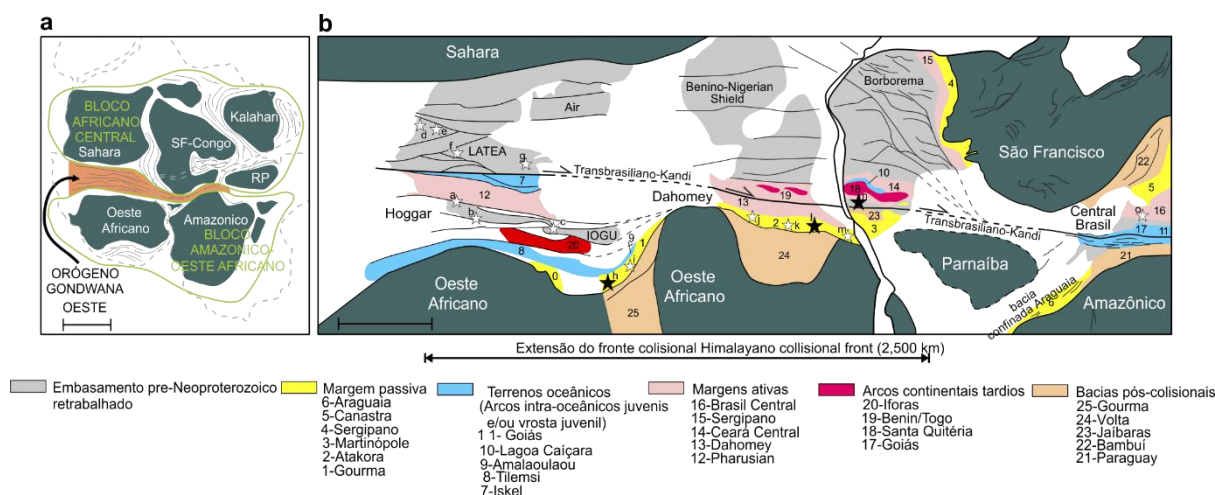


Figura 4 – Representação do “Orógeno Gondwana Oeste” com a faixa Dahomey e o Maciço do Kabyé no centro. (Modificado de Ganade *et al.*, 2014)

A faixa Dahomey é dividida em três grandes unidades estruturais todas com vergência para oeste, em direção ao Cráton Oeste Africano (Affaton *et al.*, 1991, Ganade *et al.*, 2016) (Figura 5). No extremo oeste da faixa móvel encontra-se zona externa; a leste está a unidade interna e entre elas encontra-se zona de sutura Dahomey, onde ocorrem maciços máficos e ultramáficos (Tairou & Affaton, 2013; Ganade de Araujo *et al.*, 2015).

A zona externa da faixa Dahomeydes é composta pelas unidades Buem e Atakora da bacia de Volta, uma bacia proterozóica de margem passiva, que cobre a porção sudeste do Cráton Oeste Africano. (Affaton *et al.*, 1991). Essas unidades são compostas por rochas supracrustais metamorfisadas (quartzitos, ardósias e xistos) relacionadas a um ambiente de margem passiva, que gradam para um ambiente do tipo *foreland* com a deposição dos estratos relacionados à Bacia do Volta (Ganade *et al.*, 2016) Estão associados a essa unidade estrutural os ortognaisses de Kara-Niamtougou, com cerca de 634 Ma, representantes do embasamento remobilizado do craton Oeste Africano (Affaton *et al.*, 1991; Attoh *et al.*, 1997 e Tairou e Affaton, 2013).

A leste da zona externa está a zona de sutura, que se estende do SE de Gana ao NW de Benin, exibindo as rochas metamórficas máficas-ultramáficas de alta pressão (HP) e ultra-alta pressão (UHP) (Duclaux *et al.*, 2006, Ganade *et al.*, 2014). Elas são metanoritos, metagabros, alguns corpos piroxeníticos e, em menor quantidade, eclogitos e anfibolitos que estão dispersos pela sutura Dahomeydes (Bernard-Griffiths *et al.*, 1991; Agbssoumondé *et al.*, 2004, Tairou & Affaton, 2013; Sabi *et al.*, 2015). Os protólitos dessas rochas se formaram em aproximadamente 700 Ma e as rochas em si registram o pico metamórfico na fácies granulito em cerca de 610 Ma (Ganade *et al.*, 2014; Affaton *et al.*, 2000).

Adjacente à zona de sutura se encontra a zona interna do orógeno Dahomeydes, com rochas gnáissicas graníticas migmatíticas associadas com rochas metassedimentares e gnaisses graníticos do embasamento no Escudo Benino-Nigeriano (Attoh *et al.*, 2013 e Aidoo *et al.*, 2014). O protólito dessas rochas tem idade Paleoproterozóica, porém o metamorfismo responsável pela formação delas é Neoproterozóico, em aproximadamente 600 Ma. Estão associadas a ambientes no contexto de margem continental ativa. (Affaton, 1991; Attoh *et al.*, 1997, Ganade *et al.*, 2016).

A ocorrência de rochas HP e UHP na zona de sutura marca o processo de subducção continental Pan-Africana. (Agbssoumondé *et al.*, 2013). Os complexos máficos-ultramáficos da sutura Dahomey estão ordenados com uma direção NNE-SSW (Agbssoumondé *et al.*, 2013). Eles são os maciços de Agou, Djabatore, Séméré e Kabyé e as montanhas Shai, Lato e Toutouto (Duclaux e tal., 2006). Os maciços são compostos por eclogitos e granulitos que foram submetidos à migmatização e retrometamorfismo (Affaton *et al.*, 2000). Juntamente com esse processo metamórfico ocorreu deformação, acusada pela existência de falhas transcorrentes e de empurrão, além de milonitos na zona de sutura (Affaton, 1991). O maciço Kabyé é o maior complexo máfico-ultramáfico da zona de empurrão do cinturão (Agboussoumondé *et al.*, 2013).

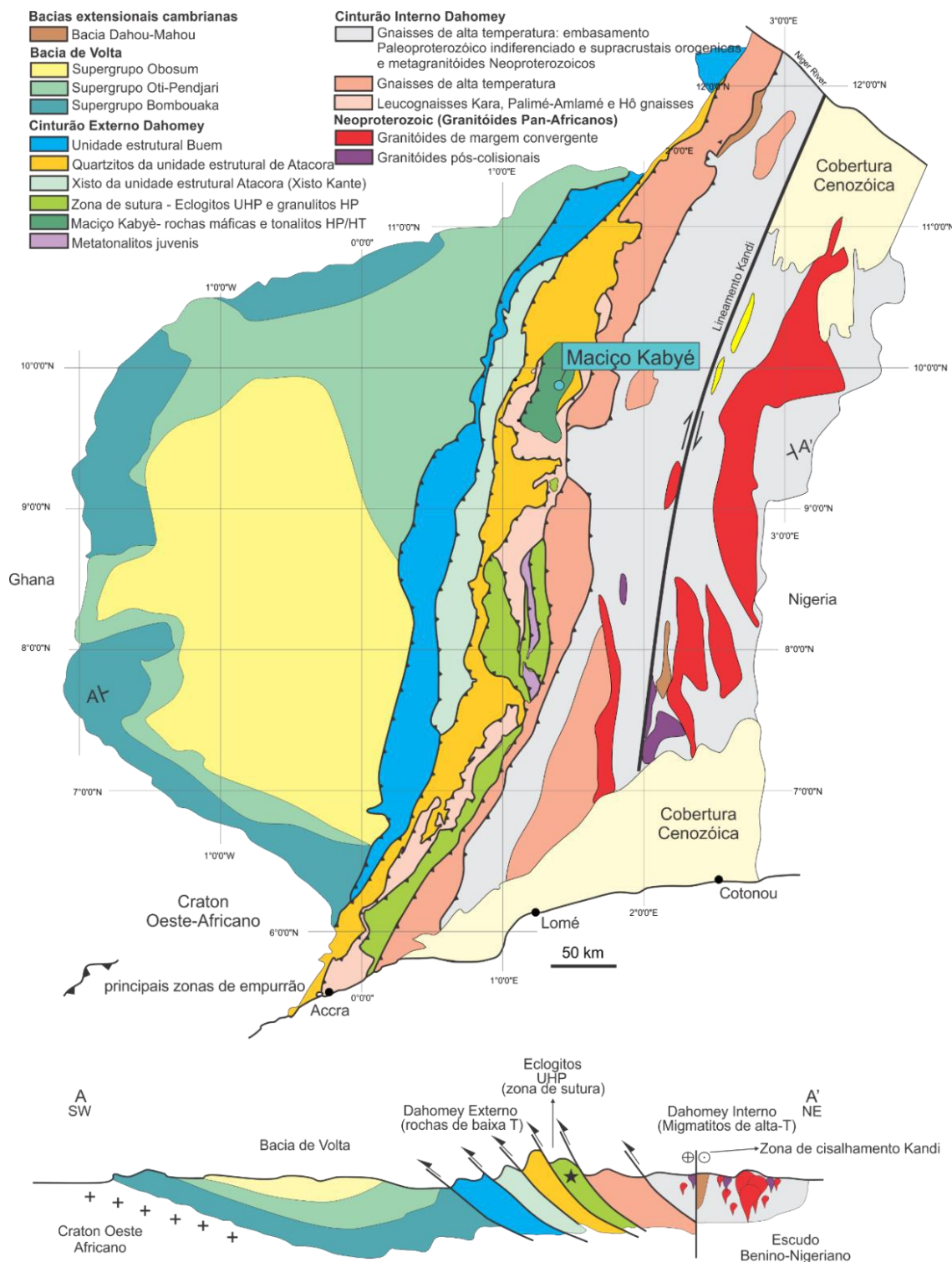


Figura 5 – Mapa geológico da região de Gana, Togo e Benin mostrando as zonas estruturais do orógeno Dahomeydes (modificado de Ganade *et al.*, 2016).

4.2.1. O Maciço do Kabyé

O maciço Kabyé encontra-se inserido nos ortognaisses paleoproterozóicos de Kara-Niamtogou (Duclaux, 2003; Duclaux *et al.*, 2006; Tairou e Affaton, 2013). As rochas do complexo são granulitos ortoderivados de alto grau que ainda apresentam, em maioria, texturas

magmáticas preservadas. De acordo com Duclaux (2003) e Duclaux *et al.* (2006) os três principais tipos de rocha que são encontrados no maciço Kabyé são metapiroxenitos com ou sem granada, metagabros (que podem gradar para dioritos e tonalitos) e diques félsicos com cianita e granada. Há uma foliação principal, nítida na maioria das rochas observadas, e diversas evidências de desequilíbrio mineral, sugerindo pelo menos duas fases de (retro)metamorfismo (Tairou & Affaton, 2013; Sabi *et al.*, 2015).

Os metapiroxenitos são as rochas encontradas na base do maciço e também como lentes e enclaves (Duclaux, 2003). Os minerais que compõem essa unidade são basicamente granada e clinopiroxênio, com presença ocasional de anfibólio. Os metagabros, que variam de leucocráticos a melanocráticos, representam a maior parte do maciço (Duclaux, 2003). Eles são constituídos por clinopiroxênio, granada, plagioclásio, quartzo, anfibólio, e subordinadamente clinozoisita/epidoto, rutilo e magnetita. Os diques félsicos são pouco expressivos, derivados de melts félsicos ricos em Al (Duclaux *et al.*, 2006). De acordo com os autores, os diques têm granulação grossa e são constituídos por quartzo, feldspato, granada e cianita (Fig. 6).

Segundo Duclaux *et al.* (2006), o maciço evidencia diferenciação magmática ao longo de sua seção, demonstrando uma sequência cálcio-alcálica cristalizada *in situ*. Sua origem é em maior parte mantélica, com uma pequena parte (~10%) de contaminação crustal provavelmente advinda do Metacraton do Saara. Duclaux *et al.* (2006) também sugerem que ele seria uma raiz de arco magmático continental que se alojou e resfriou na base da crosta continental no Evento Pan-Africano.

O pico de metamorfismo e deformação ocorreu aproximadamente em 612 Ma, na fácies granulito, e foi seguido de episódios de resfriamento e retrometamorfismo que duraram até cerca de 540 Ma (Caby, 1989; Affaton *et al.*, 2000; Duclaux *et al.*, 2006; Sabi *et al.*, 2015). No pico metamórfico as temperaturas foram de 800°C a 900°C com pressão entre 11 kbar e 15 kbar (Attoh, 1998; Affaton *et al.*, 2000). As rochas herdaram a composição cálcio alcalina do protólito, de ca. 700 Ma, assim como também parte do padrão de elementos terras raras (Bernard-Griffiths, 1991; Ganade *et al.*, 2014).

Neste trabalho, o Maciço do Kabye foi dividido em três unidades distintas que englobam: i) Unidade Inferior; ii) Unidade Intermediária e iii) Unidade Superior (Fig.7). A Unidade inferior é constituída por granulitos máficos de alta pressão, piroxenitos e cumulos/resíduo que foram submetidos à fusão parcial. A Unidade Intermediária é em grande parte constituída por gabbros, dioritos e anortositos granatíferos, com enclaves de litologias

máficas (granulitos). A unidade de topo, ou superior, engloba basicamente tonalitos e dioritos sem granada. As rochas ígneas da Unidade Intermediária são localmente cortadas por diques félsicos quartzo-feldspático aluminosos contendo abundante granada e cianita. Dados petrocronológicos (U-Pb + ERT em zircão) indicam que a evolução magmática-metamórfica do Maciço do Kabye durou menos de 10 myr, com idades para o metamorfismo de alta P da base em torno de 618 Ma, e idades de cristalização para as rochas magmáticas das unidades Intermediária e Superior em torno de 623 Ma (Ganade *et al.* in prep.).

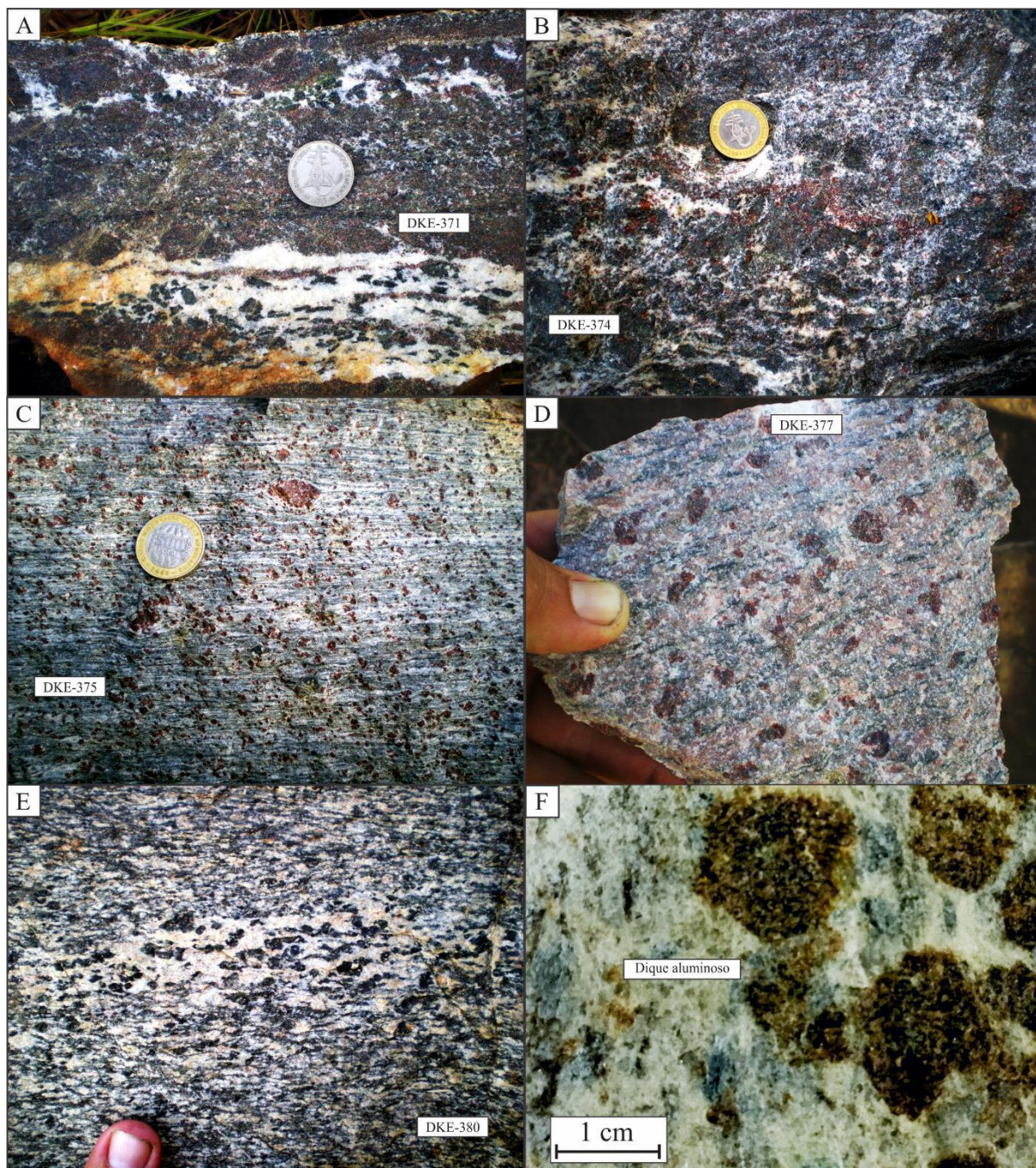


Figura 6 – Fotografias das rochas em afloramento e do dique aluminoso. A-B) Granada metagabro da base do maciço; C) Granada metagabro da parte intermediária do maciço; D) Metanortosito da parte intermediária do maciço; E) Metadiorito do topo do maciço; F) Amostra de um dos diques aluminosos que cortam o Kabyé.

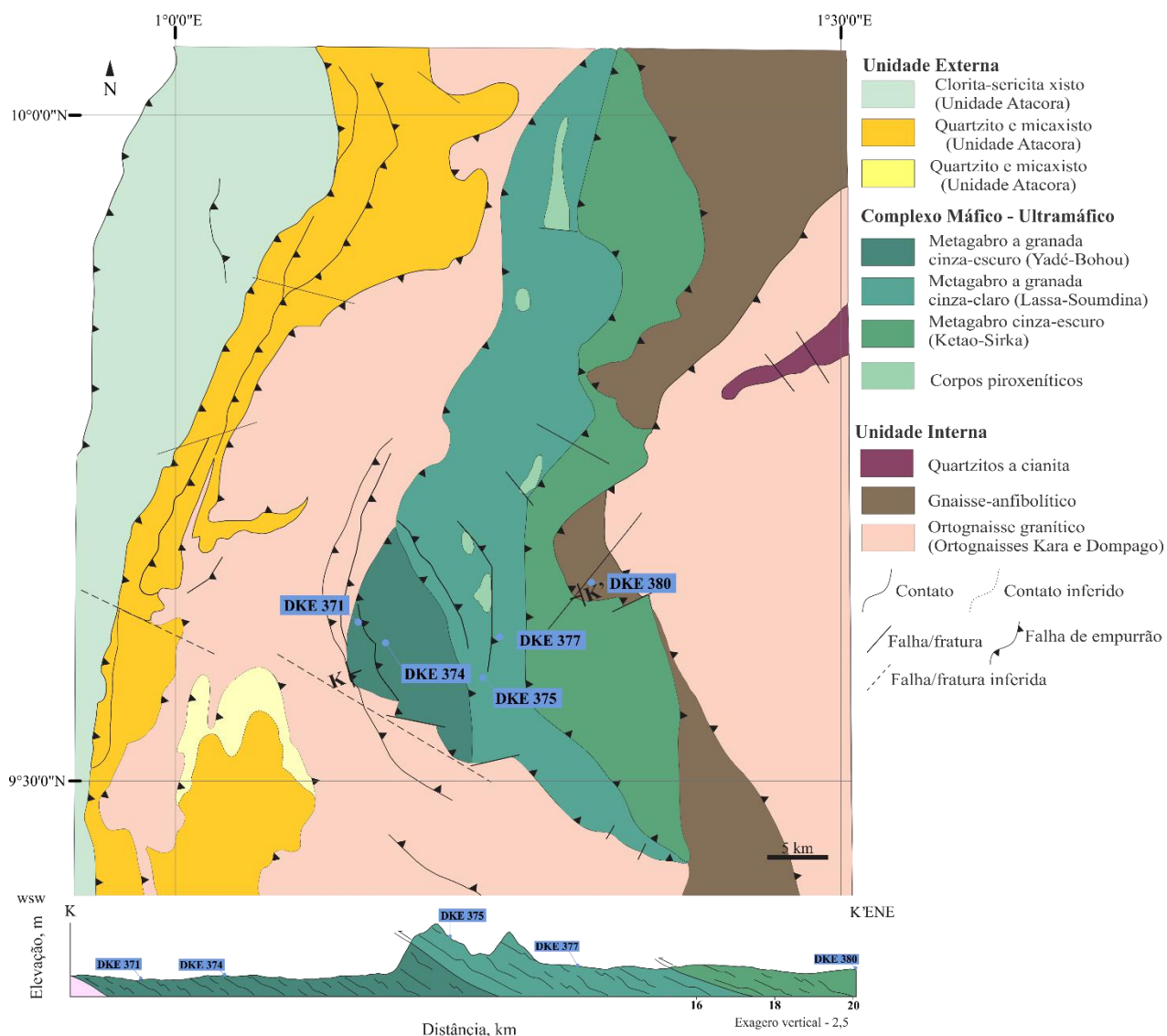


Figura 7 – Mapa e seção geológica do Maciço Kabyé (compilado de Duclaux et al., (2006), Tairou & Affaton (2013), Sabi et al., (2015) e Carta Geológica do Togo (1/50000).

4. MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

4.1. Petrografia

As amostras foram coletadas em 2011 por um dos orientadores (C.E. Ganade) deste Trabalho Final de Curso como parte de um projeto de investigação das rochas de alto grau do NW africano. As mesmas foram coletadas em um perfil E-W visando à amostragem da base para o topo do Maciço de Kabye. Para este trabalho foram selecionadas 10 lâminas para estudos petrológicos detalhados. A descrição petrográfica das dez lâminas foi realizada em microscópios binoculares. As fotomicrografias foram tiradas em câmera digital acoplada ao microscópio Zeiss do laboratório Lagesed do Departamento de Geologia da UFRJ. Nessa etapa também foi dada ênfase à localização e descrição mais detalhada dos minerais de interesse para a análise posterior na microsonda eletrônica.

4.2 Química Mineral

As análises na microsonda eletrônica foram feitas no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, no laboratório Labsonda – UFRJ, na Ilha do Fundão. Primeiro as lâminas foram fotografadas numa lupa localizadora com câmera digital acoplada a um computador. Posteriormente foram limpas e carbonizadas no carbonizador JEOL JEE – 420. Os minerais escolhidos para a química mineral de elementos maiores foram granada, piroxênio, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita, epidoto/clinozoisita, rutilo, ilmenita, magnetita e hematita. Deu-se ênfase às espécies com zoneamento aparente, principalmente nas granadas e piroxênios.

A operação foi realizada na microsonda JEOL JXA – 8230, utilizando a voltagem do feixe de elétrons de 15 kV para silicatos e 20 kV para rutilo, magnetita e hematita, e corrente de 20 nA para ambos. O diâmetro do feixe ao atingir os minerais foi de 1 μm , e a correção utilizada foi a ZAF. Em minerais ambíguos também se usou o EDS (energy dispersive x-ray detector) para determinação da composição. Para o mapa de granadas a microsonda operou com uma voltagem do feixe de 15 kV e corrente de 20 nA.

O padrão granada piropo Kakanui foi utilizado para quantificar Mg e Ca em granada e epidoto, Al, Ti e Mn nos cristais de granada e Fe em epidoto. Para Si e Cr em granada os padrões foram almandina e cromo-augita respectivamente. A receita de plagioclásio An65 foi usada na determinação de Al em plagioclásio, K-feldspato e epidoto, além de Na, Ca, K e Fe

em plagioclásio e Si em epidoto. Além disso, o padrão de Si em anortita foi usado para o plagioclásio.

Os padrões de cromo-augita para Al, Mg, Si, Fe e Ca, jadeita para Na e rodonita para Mn foram utilizados para análises de piroxênio. Nos cristais de anfibólio os elementos Na, Si, Mg, Ca, Ti e K foram quantificados com base na hornblenda Kakanui, Mg e Mn com hornblenda Arenal e Fe e Al com kaesurtita. As receitas de biotita para Mg, Al, Si e K, clorita para Fe, e ilmenita para Ti foram aplicadas nas análises de biotita. Os padrões para epidoto foram plagioclásio An65 para quantificar Si e Al, granada piropo Kakanui para Mg, Fe e Ca, kaesurtita em Ti e willemita em Mn. Para K-feldspato aplicaram-se as receitas de Na, Si, K e Ba em sanidina, Al e Ca em plagioclásio An65 e Fe em obsidiana. Por último, para as análises de rutilo e opacos os padrões foram Si em quartzo, Fe em Fe puro e Ti em rutilo para o primeiro e Mg, Ti, Fe e Mn em ilmenita para os últimos.

O cálculo estequiométrico dos dados em óxido dos elementos maiores foi feito com o programa AX Win de (Holland e Powell, 2000). A proporção dos membros finais de piroxênio e anfibólio foram feitas de acordo com as classificações de Morimoto (1988) e Leake (1997) respectivamente. Os diagramas ternários foram produzidos com a planilha Triplot v.1.4.2 desenvolvida por Graham & Midgley (2000), e o de classificação para anfibólios foi feito com a planilha ACES 9.2 de Locock (2014).

As condições termobarométricas foram estimadas de três formas diferentes: pela termobarometria clássica, por multiequilíbrio de reações formadoras de minerais. Pelo primeiro método foram estimadas as temperaturas em duas umidades com base nos termômetros de troca de Fe-Mg entre granada e clinopiroxênio de Elis & Green (1979), Krogh-Ravna (2000) e Nakamura (2009). Também seguindo a termobarometria clássica utilizaram-se a planilha desenvolvida por Lawford Anderson para termobarometria em plagioclásio e hornblenda, que aplica as calibrações de Holland e Blundy (1994) e Blundy e Holland (1990) para temperatura, e os modelos de Schmidt (1992) e Anderson e Smith (1995) para cálculo de pressão. O programa GTB (Spear e Kohn, 1999) foi utilizado para a representação gráfica dos barômetros e termômetros clássicos. No segundo método a pressão e temperatura foram estimadas com auxílio do programa THERMOCALC 3.33 (Holland e Powell, 2008). No modo 2 do programa (average pressure-temperature calculations) foram realizados os cálculos Av.P, Av.T e Av.PT, e os resultados mais precisos foram filtrados com base no indicador sigfit <1,67.

5. RESULTADOS

Os resultados serão descritos de acordo com o nível crustal da amostra investigada, seguindo a estratigrafia da base para o topo do Maciço do Kabye (Fig. 7 e 8). Apesar de amostras de níveis crustais mais rasos terem sido também investigadas, será dado ênfase para as rochas da Unidade Inferior que retratam os processos associados com a evolução da base/raiz do arco.

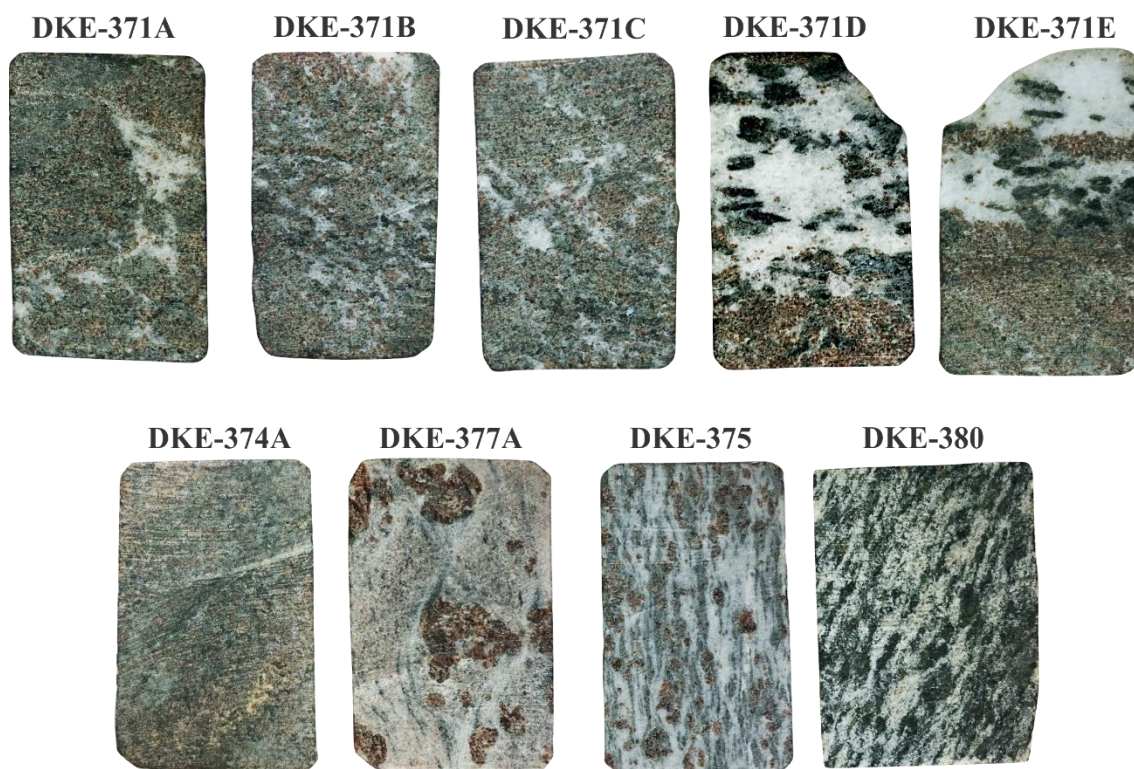


Figura 8 – Amostras estudadas neste trabalho. DKE 371 A-E e DKE-374A representantes da base, DKE-377A-375B da porção intermediária e DKE-380 do topo da sequência.

5.1 Petrografia e relações de equilíbrio entre fases.

5.1.1. Unidade Inferior (amostras DKE-371 e DKE-374)

A amostra DKE-371 foi coletada em uma exposição de granulitos máficos parcialmente fundidos na porção basal da Unidade Inferior. Foram realizadas cinco (05) lamina delgadas, sendo que três delas, DKE-371 A-C, representam porções da rocha em que o volume de material leucocrático é menor, enquanto as amostras DKE-371 D-E abrangem boa parte do material leucocrático quartzo-feldspático (Figura 8).

Em geral a rocha apresenta uma foliação bem definida, em conjunto com um bandamento composicional marcado pela intercalação de níveis melanocráticos ricos em granada e piroxênio e níveis leucocráticos com alguma granada e cristais bem formados de anfibólio (Fig. 9C). Mineralogicamente, a porção melanocrática (granada-piroxenito: amostras DKE-371 A-C; Fig. 9 A-B-C) é constituída majoritariamente por granada (25-50%), clinopiroxênio (20-40%), anfibólio (10-25%), rutilo (3-6%), titanita (4-6%), epidoto (3-5%), além de traços de apatita, zircão e opacos (Tabela 1). Em meio à porção melanocrática ocorrem microbolsões de leucossoma ricos em plagioclásio e subordinadamente em quartzo, que vascularizam intersticialmente a trama melanocrática residual. Os cristais de granada apresentam duas morfologias principais. A primeira é a granada subédrica a euédrica zonada, com concentração de inclusões no centro (quartzo e rutilo) e tamanho médio (0.2-0.8 mm) (gr1). A segunda granada encontra-se como cristais relativamente mais finos (0,2-0,5mm), de coloração uniforme, anédricos, por vezes estirados e com inclusões disseminadas de rutilo (grt2)(Tabela 1). Os cristais de clinopiroxênio apresentam contatos retos com a granada (indicando equilíbrio) enquanto que o rutilo e subordinadamente quartzo ocupam posições intersticiais entre granada e clinopiroxênio. Titanita ocorre sob a forma de coronas em rutilo, ou de forma intersticial entre os cristais de granada e clinopiroxênio, ao exemplo do rutilo (Tabela 1). Titanita parece nuclear também a partir da quebra de clinopiroxênio para anfibólio, especialmente em contato com a granada. Além de substituir o clinopiroxênio, o anfibólio ocorre ao longo de trilhas que cortam a trama estrutural, que provavelmente reflete a liberação/ingresso de fluidos tardios durante a história metamórfica da rocha.

A amostra DKE-374 localiza-se mais a leste dentro da Unidade Inferior e apresenta mesma assembleia mineralógica que a DKE-371. Nela, os minerais formadores da porção melanocrática (granada-piroxenito) são mais abundantes, e as evidências de retrometamorfismo são mais pronunciadas. Entre os cristais de granada (50%) e clinopiroxênio (10%) se encontram cristais de anfibólio (15%) e epidoto (6%) (Fig. 9D-E). O anfibólio está ora substituindo o piroxênio, ora disperso ao longo da trama, enquanto que o epidoto se encontra disseminado pela rocha, inclusive presente num pequeno veio que corta a rocha estudada. Essas feições de desequilíbrio indicam duas etapas do retrometamorfismo, em fácies anfibolito e fácies xisto-verde, respectivamente.

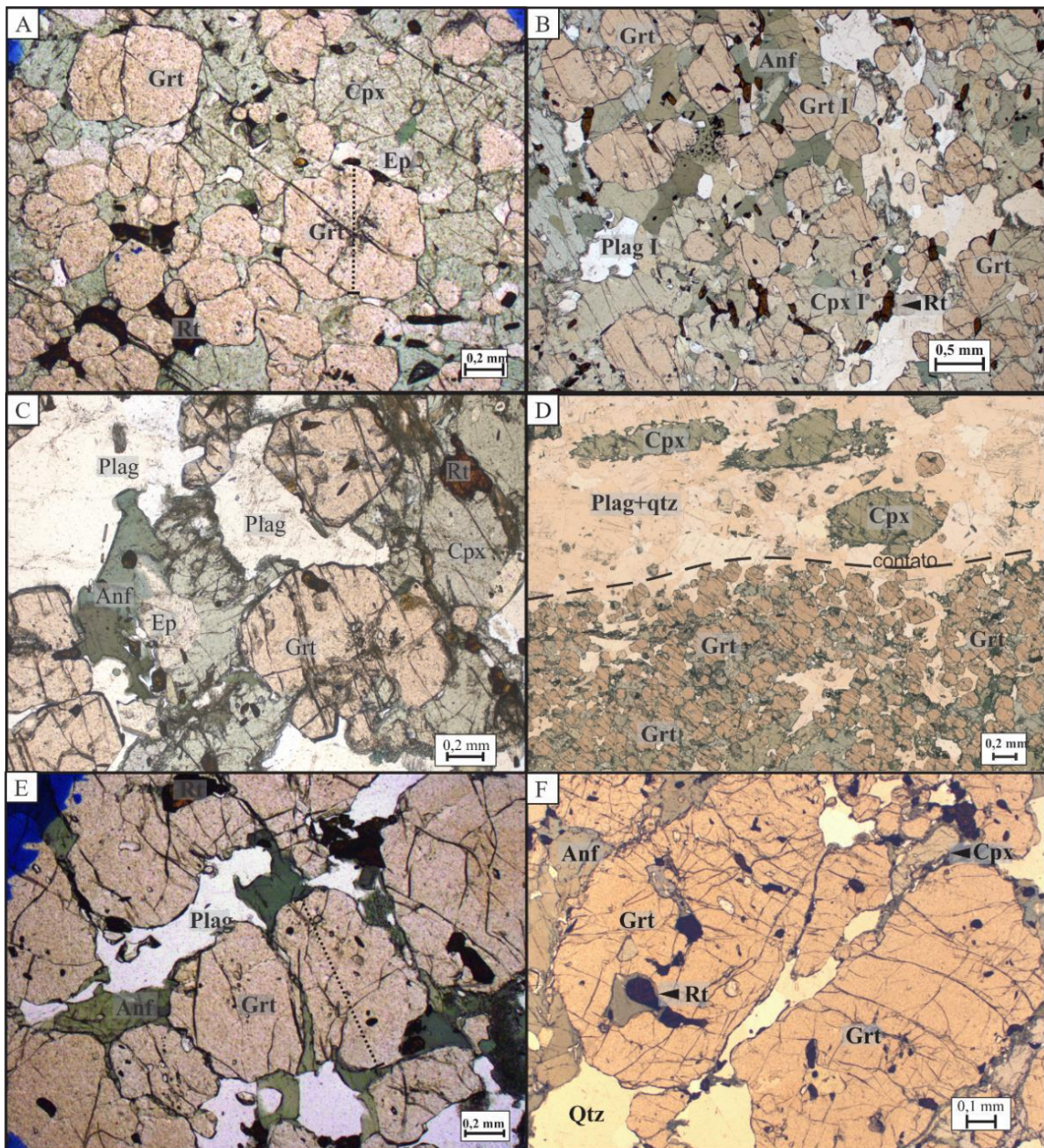


Figura 9 – Fotomicrografias de amostras da Unidade Inferior. (A) DKE-371A com granada perfil marcada. (B) Cristais de granada, clinopiroxênio e plagioclásio em equilíbrio (DKE-371B). Os minerais marcados com “I” foram utilizados para as estimativas barométricas na amostra e mostram a textura representativa utilizada como critério para tais estimativas. (C) Exemplo de desequilíbrio na amostra DKE-371C: cristal de anfibólio na borda do clinopiroxênio. Há também substituição por epidoto. (D) Local de contato entre a assembleia primária e o melt rico em plagioclásio e quartzo. (E) Amostra DKE-374A: marcação na granada indica local do perfil. (F) Assembléia mineral básica da amostra DKE-374A .

5.1.2. Unidade Intermediária (Amostras DKE-375 e DKE-377).

Essa unidade, localizada na parte central do maciço, é formada por metagabro foliado (DKE-375; Fig. 8A-B) e um metanortosito (DKE-377; Fig. 8C-D). A mineralogia básica dessas amostras é de granada (grt3) (35-40%), clinopiroxênio (5-15%), plagioclásio (20-40%), quartzo (10-15%), anfibólio (4%), epidoto (1-3%) (Tabela 1) e, somente na DKE-377, escapolita (15%). Como minerais traço há rutilo, opacos (ilmenita e hematita) e zircão. Os cristais de granada se destacam como porfiroblastos (4-10 mm) e alguns como poiquiloblastos, que têm inclusões de rutilo, plagioclásio, quartzo e escapolita no caso da DKE-377. Os grãos estão deformados e em contato irregular. Os cristais de anfibólio estão no entorno dos piroxênios, mais uma vez indicando substituição (Tabela 1). Simplectitos de quartzo em granada e piroxênio também indicam condições de instabilidade.

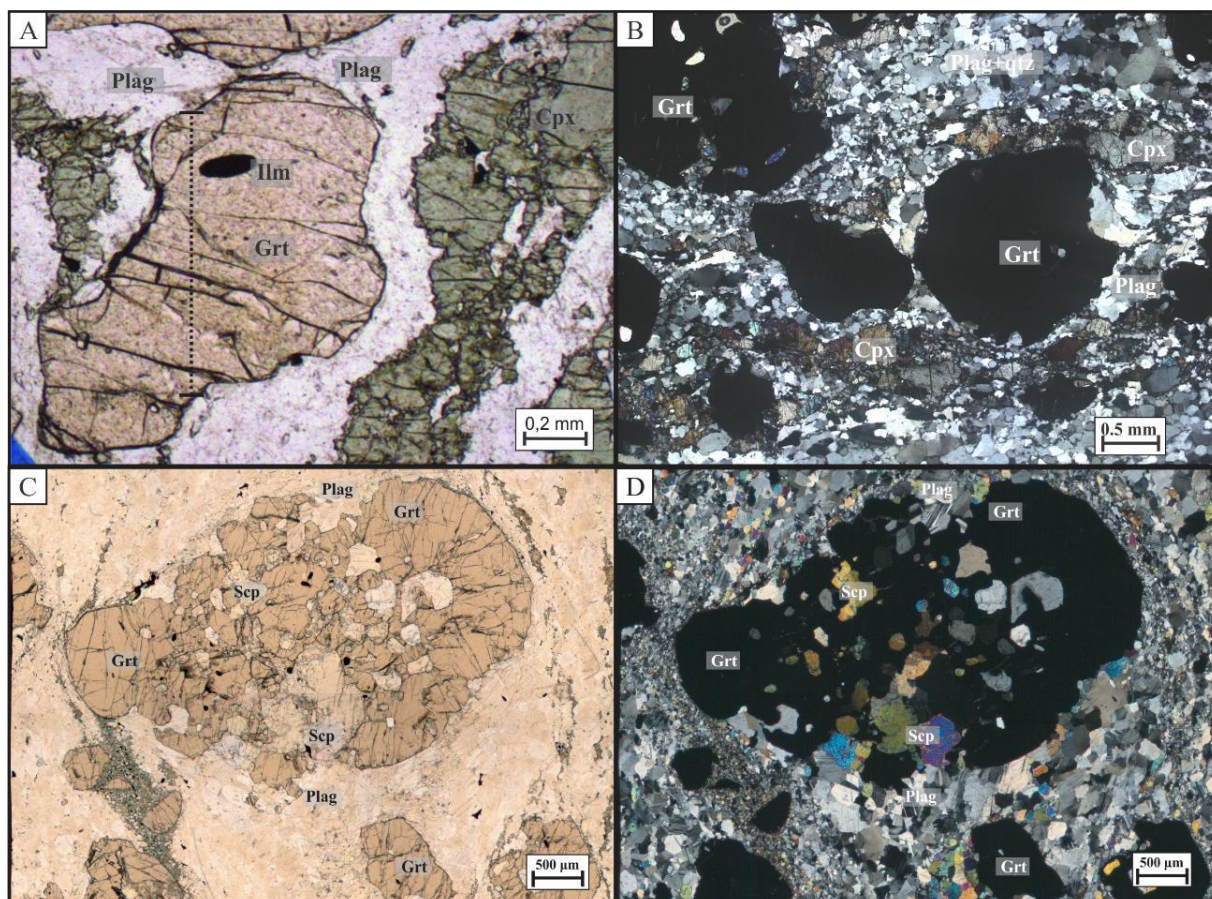


Figura 10 – Fotomicrografias das amostras da Unidade Intermediária. (A) Amostra DKE-375B. Granada destacada do perfil. (B) Cristais de granada, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo exemplificando a textura característica das rochas da unidade. (C) Poiquiloblasto de granada com inclusões de escapolita, quartzo e plagioclásio. (D) Poiquiloblasto e matriz vistos com nicóis cruzados, mostrando os cristais de escapolita.

5.1.3. Unidade Superior (Amostras DKE-380).

Está localizada no extremo leste do maciço e é caracterizada por dioritos bastante deformados. Ela é composta por cristais de hornblenda (35%), plagioclásio (25%), quartzo (20%), biotita (10%) e clinopiroxênio (5%), que definem a disposição da foliação. Como minerais traço há titanita, rutilo, magnetita, ilmenita e zircão. Os maiores cristais presentes são de hornblenda, dispostos em contato irregular com os outros minerais. Os cristais de biotita estão presentes nas bordas dos anfibólios, e na matriz da rocha, como cristais euédricos e anédricos também (Tabela 1). Percebe-se que a matriz está segregada em níveis quartzo-feldspáticos e outros com hornblenda e biotita em abundância (Fig. 11 A-D).

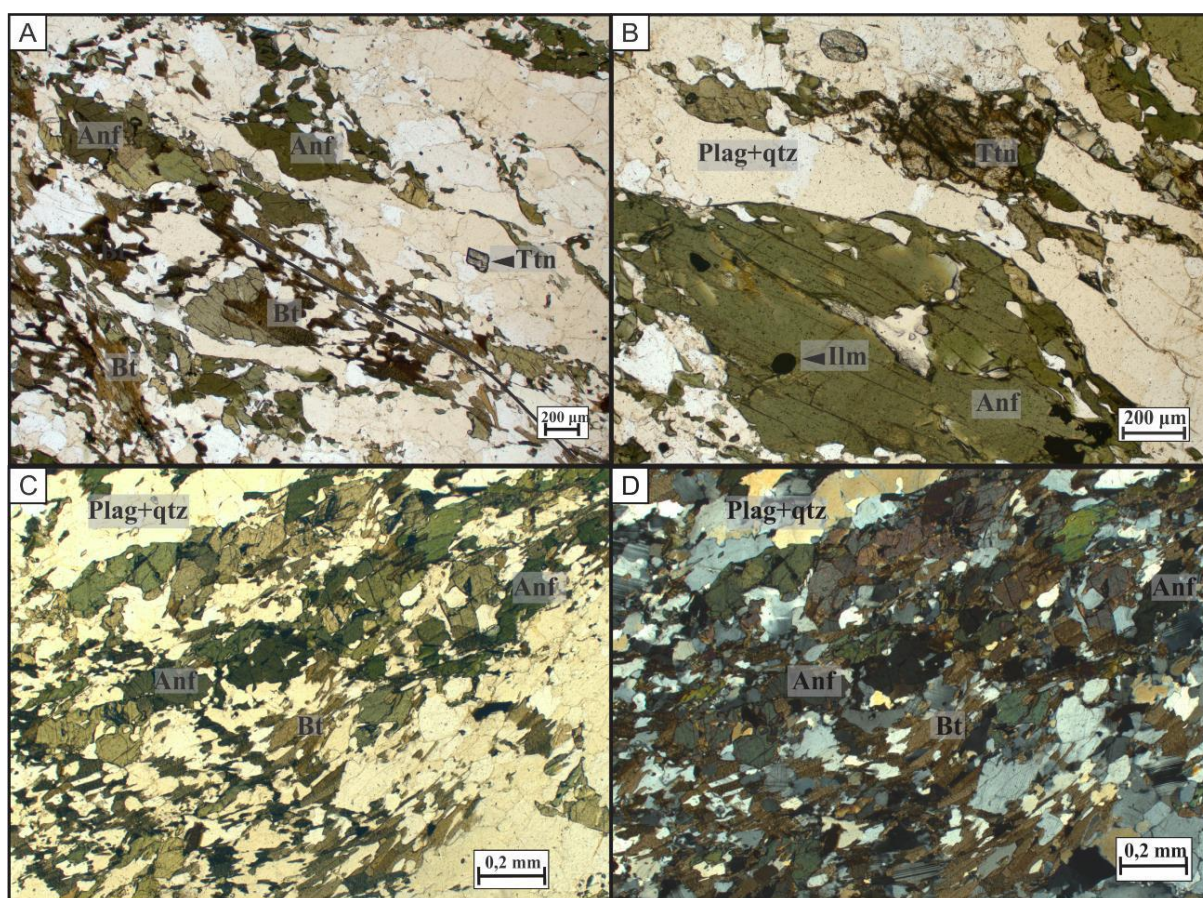


Figura 11 – Fotomicrografias da Unidade Superior. (A) Cristais maiores de anfibólio e matriz da rocha. Nota-se a substituição dos cristais de anfibólio por biotita. (B) Cristal de anfibólio com inclusões de ilmenita. (C) Matriz da rocha, evidenciando foliação pronunciada. (D) Fotografia da matriz com nicóis cruzados, mostrando também a disposição dos cristais de quartzo e clinopiroxênio.

Tabela 1 – Assembleia mineral que evidenciam o pico metamórfico e o retrometamorfismo das rochas principais de cada unidade.

Assembléia metamórfica	Unidade Inferior	Unidade Intermediária	Unidade Superior
Assembleia de pico	grt1 (borda)+ grt 2 + cpx+plag 1+ qtz + rutilo	grt 3 + cpx + plag + qtz + rutilo	anf+plag + qtz
Retrometamorfismo 1	plag 2 + qtz + anf	anf	bt
Retrometamorfismo 2	ep+ ttn	ep + ttn	ttn

5.2 Química Mineral

Análises por microsonda eletrônica foram realizadas em todas as amostras estudadas com a finalidade de identificar a composição dos minerais e possíveis variações químicas em um mesmo cristal, permitindo também a determinação das condições P-T de equilíbrio entre algumas associações minerais presentes nas rochas. Para isto, foram determinadas as composições de granada, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita, epidoto, rutilo, hematita e magnetita. As tabelas 1, 2, 3, 4 e 5 apresentam a composição química média desses minerais.

5.2.1. Granada

Nas rochas máficas, as granadas são aluminosas, com o membro almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) predominando proporcionalmente ($X_{\text{alm}} \sim 0,33-0,59$). Já os membros grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) e piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) têm suas proporções variando de acordo com a posição na estratigrafia do maciço, oscilando entre $X_{\text{py}} \sim 0,12-0,41$ e $X_{\text{gr}} \sim 0,15-0,34$ (Fig. 12A). Da mesma forma, numa razão muito menor, o conteúdo de espessartina tem quantidades variáveis da base para o topo ($X_{\text{spes}} \sim 0-0,01$).

Os cristais estão zonados em sua maioria, mostrando enriquecimento em piropo e grossulária na borda, atestado pela maior quantidade de MgO e CaO em comparação com o núcleo rico em almandina, com mais FeO (Tabela 1 e Figura 12A). Os grãos são subédricos a anédricos, em geral com contato bem definido com os minerais adjacentes. Em alguns casos os contatos com cristais de piroxênio e epidoto se mostram graduais. Em menor proporção, é possível notar uma tendência à diminuição em espessartina na borda dos minerais, que tem em média menos 0,03% de MnO em relação ao núcleo. Nas rochas da base a composição do núcleo é de $X_{\text{alm}} \sim 0,50-0,59$, $X_{\text{gr}} \sim 0,22-0,31$ e $X_{\text{py}} \sim 0,12-0,20$ e da borda é $X_{\text{alm}} \sim 0,51-0,57$, $X_{\text{gr}} \sim 0,25-0,34$, $X_{\text{py}} \sim 0,14-0,20$. Ainda na base, porém mais próximo à parte média da

sequência (DKE 374A), as proporções, são $X_{Alm} \sim 0,49-0,54$, $X_{Gr} \sim 0,22-0,26$, $X_{Py} \sim 0,24-0,27$ no núcleo e $X_{Alm} \sim 0,47-0,50$, $X_{Gr} \sim 0,24-0,29$, $X_{Py} \sim 0,20-0,26$ nas bordas. No granada metagabro intermediário o núcleo tem intervalos $X_{Alm} \sim 0,36-0,45$, $X_{Gr} \sim 0,15-0,32$, $X_{Py} \sim 0,30-0,42$, com bordas $X_{Alm} \sim 0,33-0,44$, $X_{Gr} \sim 0,15-0,34$, $X_{Py} \sim 0,31-0,41$ (Figura 12B). Em suma, há uma perda progressiva de Fe_{2+} (~24,8% na base, 18,1% próximo ao topo) e ganho de Ca (8,6-11,5%) e Mg (3,9-8,7%) ao longo da evolução metamórfica do Maciço do Kabyé.

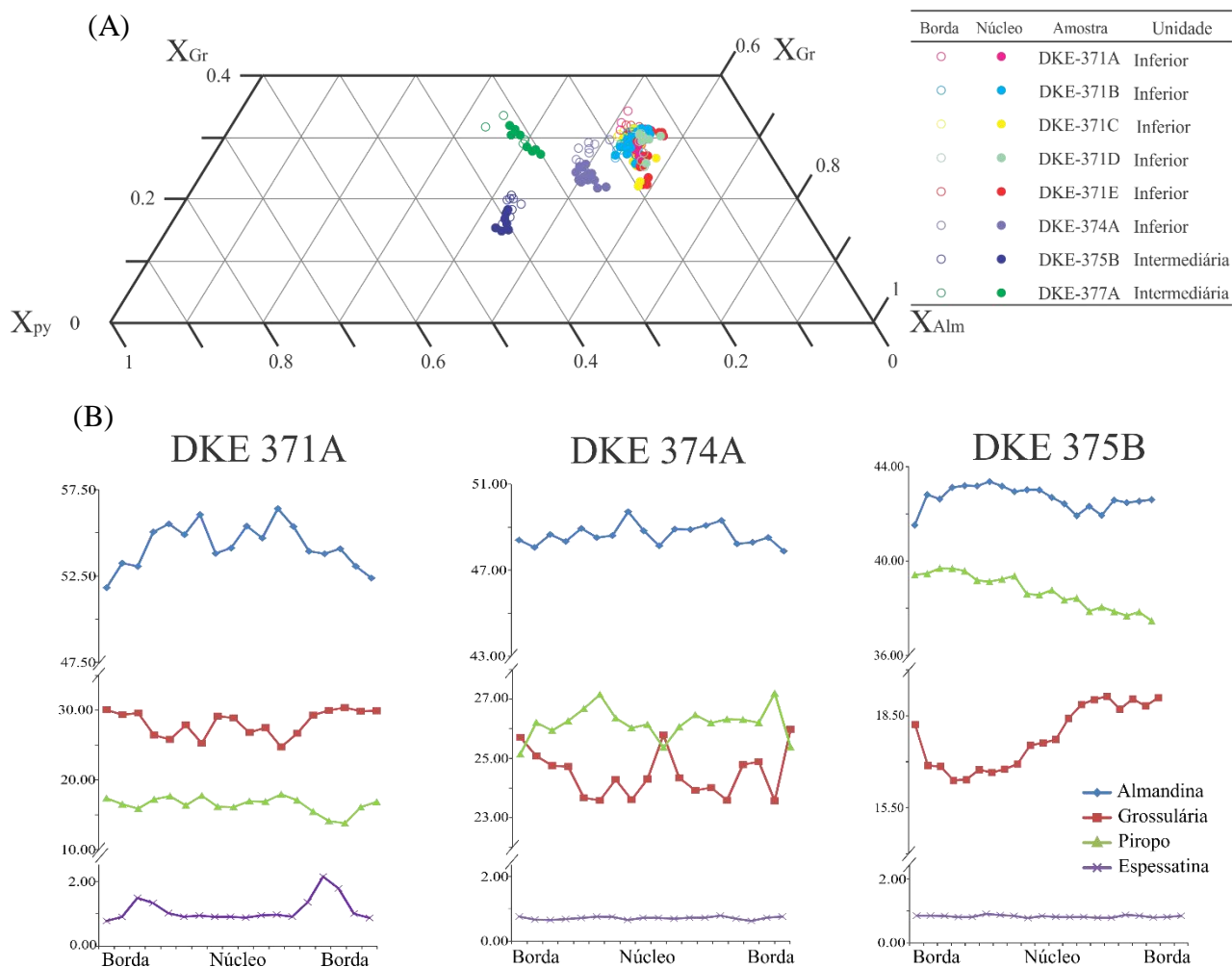


Figura 12 – (A) Classificação das espécies de granada das unidades. (B) Gráfico do perfil de pontos realizado em granadas representativas.

5.2.2. Clinopiroxênio

Os cristais de clinopiroxênio analisados foram da unidade basal e intermediária. No primeiro grupo as espécies são onfacitas enquanto que no segundo elas se encaixam como Nadiopsídio. Não há uma discrepância de composição do núcleo para a borda dos minerais, atestando uma relativa uniformidade composicional nos cristais. Morfologicamente os cristais são subédricos a anédricos, sempre em contato irregular com os outros minerais. Na maioria das ocorrências as bordas do clinopiroxênio estão substituídas por anfibólio e em alguns casos não têm um contato bem definido com epidoto (Tabela 2 e Figura 13A).

Nota-se um pequeno aumento na proporção de aegirina (Ae_{0-10}) seguindo a ordem estratigráfica dentro do grupo das rochas basais, até um aumento no membro Quad no metagabro intermediário. Na amostra DKE-371A o conteúdo de jadeíta é alto ($Jd_{29-34}Ae_{0,2-0,3}Q_{66-71}$), dando espaço para um crescimento na proporção de Fe_2O_3 (1,04-3,78%), e conseqüentemente do membro aegirina, nas amostras DKE-371B, DKE-371C, DKE-371E ($Jd_{24-32}Ae_{1-4}Q_{63-76}$) e DKE-371D ($Jd_{23-25}Ae_{9-10}Q_{66-68}$) e DKE-374A ($Jd_{19-21}Ae_{2-3}Q_{76-78}$). Em seguida as proporções de CaO (17,7-20,4%) e MgO (9,4-11,0%) aumentam em relação ao NaO (1,7-2,4%) quando se atinge a parte intermediária do maciço ($Jd_{9-15}Ae_{3-4}Q_{81-87}$) (Fig. 13A). A correlação de diminuição da quantidade de NaO com relação ao CaO a partir da base da seqüência também é demonstrada no gráfico Ca x Na (Fig. 13B). Também é interessante notar que na unidade intermediária o aumento relativo em cálcio vem acompanhado com um incremento em ferro (Fig. 13C).

Dentre os cristais analisados, há um discrepante, na amostra DKE 371B, que tem relativamente mais Fe e menos Ca e Na. No mesmo mineral se percebe diferença entre núcleo (FeO=13,3%; CaO=9,3%; Na=3,1%) e borda (FeO=13,7%; CaO=9,2%; Na=2,9%), atestando enriquecimento posterior em Fe conjugado à depleção em Ca e Na.

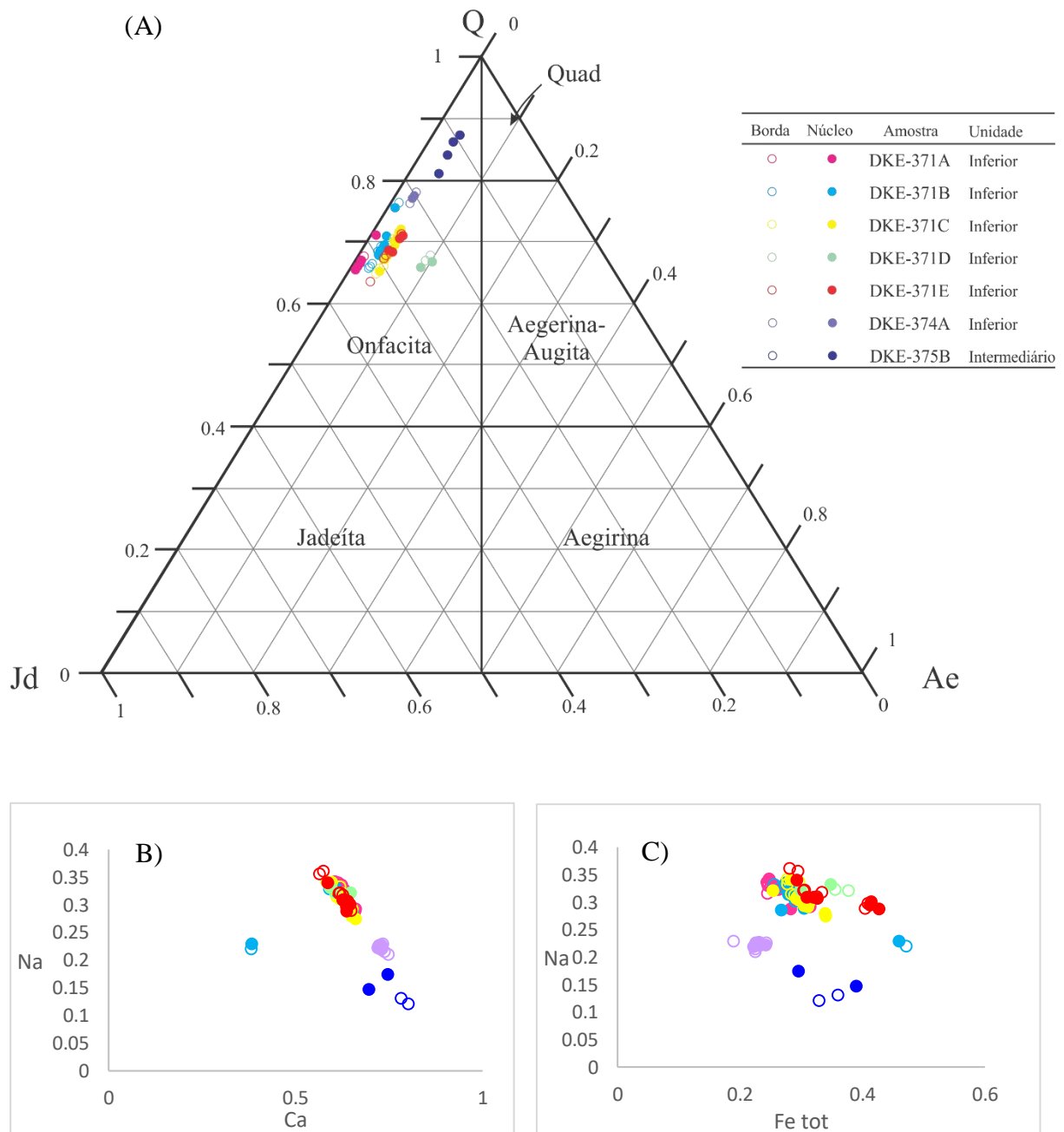


Figura 13 - (A) Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênio sódico (Morimoto, 1988) para as amostras de granada metagabro basal e granada metagabro intermediário. Ápices em jadeíta (Jd), aegirina (Ae) e quad (Q: representa a área de wollastonita, enstatita e ferrosilita). (B) Gráfico Ca x Na. (C) Gráfico Na x Fe.

Tabela 3 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de clinopiroxênio

Amostras	DKE-371A		DKE-371B		DKE-371C		DKE-371D		DKE-371E		DKE-374A		DKE-375B	
	Mineral	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	onfácita	diopísídio
Local analisado	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO ₂	52.65	52.99	51.46	51.90	52.57	53.00	52.41	52.50	52.13	52.61	51.90	51.99	48.86	49.21
TiO ₂	0.27	0.26	0.37	0.33	0.31	0.27	0.28	0.31	0.28	0.27	0.31	0.29	0.66	0.60
Al ₂ O ₃	8.72	8.99	9.51	9.91	8.79	9.02	8.46	8.43	8.29	8.73	8.23	7.98	9.39	8.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.13	0.13	1.04	1.04	1.60	1.60	3.78	3.78	1.58	1.58	1.36	1.36	3.10	3.10
FeO	8.59	7.92	9.04	8.74	8.51	8.13	7.18	8.68	10.16	9.43	6.32	6.15	8.29	8.41
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05
MgO	8.45	8.44	8.83	8.72	8.61	8.60	8.13	8.18	7.95	8.08	10.31	10.49	9.77	10.70
CaO	15.95	15.74	15.40	14.93	16.23	15.83	15.79	15.82	15.89	15.67	18.49	18.64	18.17	20.10
Na ₂ O	4.46	4.61	4.14	4.39	4.27	4.54	4.61	4.59	4.29	4.54	3.14	3.12	2.24	1.77
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totals	99.23	99.08	99.83	99.98	100.91	101.01	100.64	102.30	100.60	100.94	100.07	100.04	100.50	101.94
Si	1.94	1.95	1.90	1.90	1.92	1.93	1.92	1.90	1.92	1.92	1.90	1.90	1.81	1.81
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Al	0.38	0.39	0.42	0.43	0.38	0.39	0.36	0.36	0.36	0.38	0.36	0.34	0.41	0.35
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.04	0.10	0.10	0.04	0.04	0.04	0.04	0.09	0.09
Fe ₂	0.27	0.24	0.28	0.27	0.26	0.25	0.22	0.26	0.31	0.29	0.19	0.19	0.26	0.26
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.47	0.46	0.49	0.48	0.47	0.47	0.44	0.44	0.44	0.44	0.56	0.57	0.54	0.59
Ca	0.63	0.62	0.61	0.59	0.63	0.62	0.62	0.61	0.63	0.61	0.73	0.73	0.72	0.79
Na	0.32	0.33	0.30	0.31	0.30	0.32	0.33	0.32	0.31	0.32	0.22	0.22	0.16	0.13
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	4.02	4.01	4.02	4.01	4.01	4.01	4.00	4.02	4.02	4.02	4.01	4.01	4.00	4.02

5.2.3. Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio são mais albíticos, com exceção da amostra DKE-377A, mais anortítica (Figura 14 e Tabela 3). Os cristais são homogêneos em composição, sem mudanças do núcleo para a borda. Nas rochas basais os cristais plotam no campo do oligoclásio ($An_{10-14}Ab_{85-90}Or_{0,3-1,5}$). Dentre os granada-metagabros intermediários a variação é mais discrepante, com aumento do conteúdo de anortita de baixo para cima, sendo oligoclásio ($An_{25-28}Ab_{69-71}Or_{3-4}$) na DKE-375B e labradorita ($An_{59-63}Ab_{37-40}Or_{0,6-0,7}$) na DKE-377A. Os cristais de plagioclásio do anfibolito estão no campo da andesina, com composição $An_{33-34}Ab_{62-65}Or_{3-4}$.

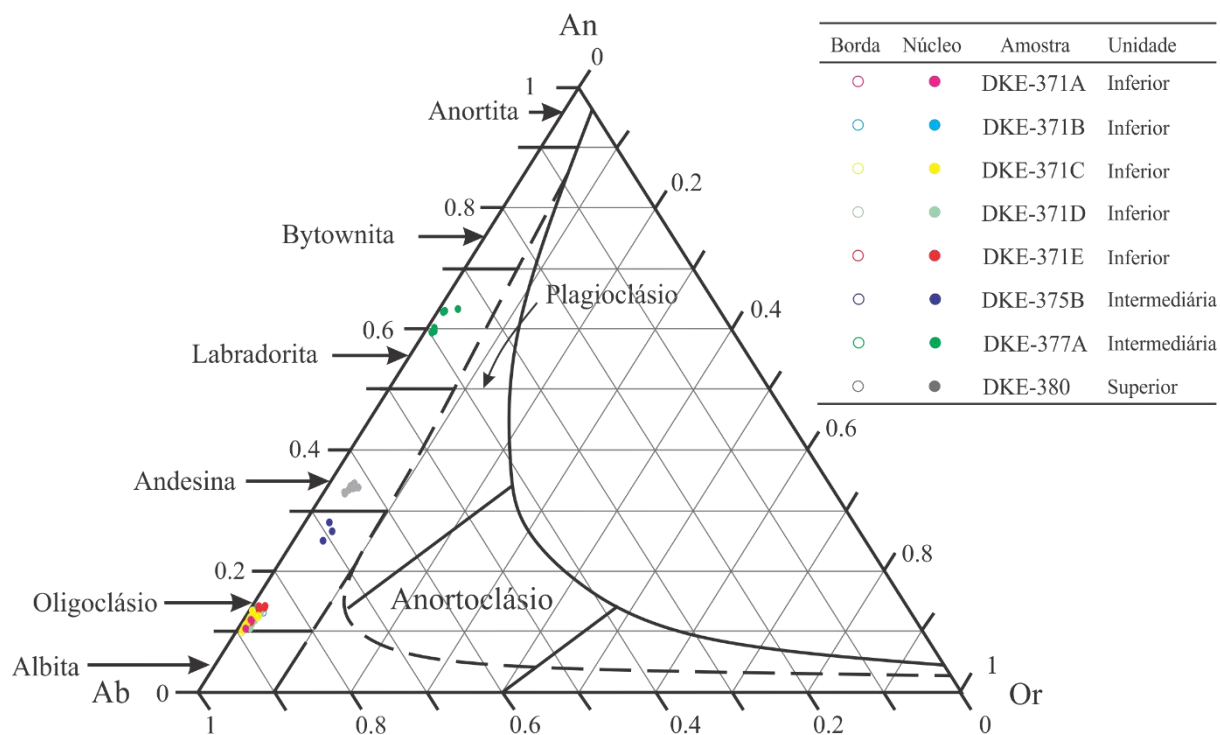


Figura 14 - Diagrama ternário de classificação de feldspatos para as amostras de granada metagabro basal, granada metagabro intermediário e anfibolito. Ápices em anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or)

Tabela 4 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de plagioclásio das unidades.

Amostras	DKE-371A		DKE-371B		DKE-371C		DKE-371D		DKE-371E		DKE-375B		DKE-377A		DKE-380	
	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo
Mineral	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo	plagioclásio	núcleo
Local analisado	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
SiO2	64.5	65.0	64.5	64.4	64.6	64.4	64.6	64.4	64.1	64.4	65.3	60.6	64.4	52.1	58.9	58.9
TiO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al2O3	22.0	21.6	21.4	21.4	21.3	21.4	21.3	22.0	21.7	21.8	21.3	24.5	21.8	30.5	25.8	25.8
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.6	2.3	2.6	2.6	2.4	2.6	2.4	2.7	2.5	2.8	2.3	5.6	2.8	12.6	7.1	7.1
Na2O	10.4	10.9	10.4	10.5	10.6	10.5	10.7	10.4	10.5	10.6	11.0	8.2	10.6	4.4	7.4	7.4
K2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.6	0.6
Totals	99.9	99.7	99.1	99.1	99.0	99.1	99.0	99.8	98.9	99.6	100.0	99.5	99.6	99.7	99.8	99.8
Si	2.87	2.87	2.85	2.87	2.87	2.87	2.87	2.85	2.86	2.85	2.88	2.71	2.85	2.37	2.64	2.64
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.13	1.15	1.13	1.12	1.12	1.12	1.12	1.15	1.14	1.14	1.11	1.29	1.14	1.64	1.36	1.36
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.11	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.13	0.11	0.27	0.13	0.61	0.34	0.34
Na	0.93	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.92	0.89	0.91	0.91	0.94	0.71	0.91	0.39	0.64	0.64
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03
Sum	5.04	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03	5.04	5.04	5.02	5.04	5.01	5.02	5.02

5.2.4. Anfibólio

Os cristais de anfibólio são hornblenda, que em geral plotam no campo da pargasita, porém com algumas espécies de Mg-hornblenda e edenita (Fig. 15A). No granada metagabro basal os pontos se concentram próximo ao topo do campo da pargasita ($Si=6,25-6,55$ p.f.u. e $Mg=1,93-2,15$ p.f.u, $Na= 0,74-1,20$ p.f.u), com dois pontos discrepantes em Mg-hornblenda, caracterizada pela menor proporção de NaO e maior de MgO na composição (Tabela 4). Nessa unidade a amostra DKE-374A se concentra no centro do campo da pargasita, passando para Mg-hornblenda, atestando também menor quantidade de Na comparativamente às rochas anteriores. Além disso, há ainda variação do centro ($SiO_2\sim 42,7\%$, $MgO\sim 10,8\%$ e $Na_2O\sim 1,5\%$) para a borda ($Si\sim 45,3\%$, $MgO\sim 11,7\%$ e $Na_2O\sim 1,4\%$).

A amostra representante do granada metagabro intermediário plota no limite superior do campo da edenita ($Si=7,29$ p.f.u., $Mg =2,44$ p.f.u. e $Na= 0,28$ p.f.u.). O anfibolito forma um grupo mais bem definido de pargasita potássica, com variação do núcleo, que apresenta mais SiO_2 , MgO e Na_2O , que a borda mais enriquecida em CaO e Al_2O_3 . Há também uma amostra discrepante de edenita, caracterizada por maiores proporções de CaO e SiO_2 .

Outro aspecto importante notado através dos gráficos elementares de Al (Fig. 15B-C) é a segmentação das amostras de acordo com a alocação do AlIV e AlVI. Em todas amostras, exceto no anfibolito, o AlVI varia entre 1,46 e 1,70 pf.u. e a quantidade de AlIV está entre 0,8 e 1,0 p.f.u. aproximadamente. No anfibolito ocorre um aumento relativo de AlVI (1,63-1,84 p.f.u.) e decréscimo em AlIV (0,4-0,6 p.f.u.). Há uma amostra de anfibolito discrepante do restante, correspondente ao cristal de edenita. No diagrama de Na x Altot se mostra nítido também o abatimento na proporção de Na da base para o topo.

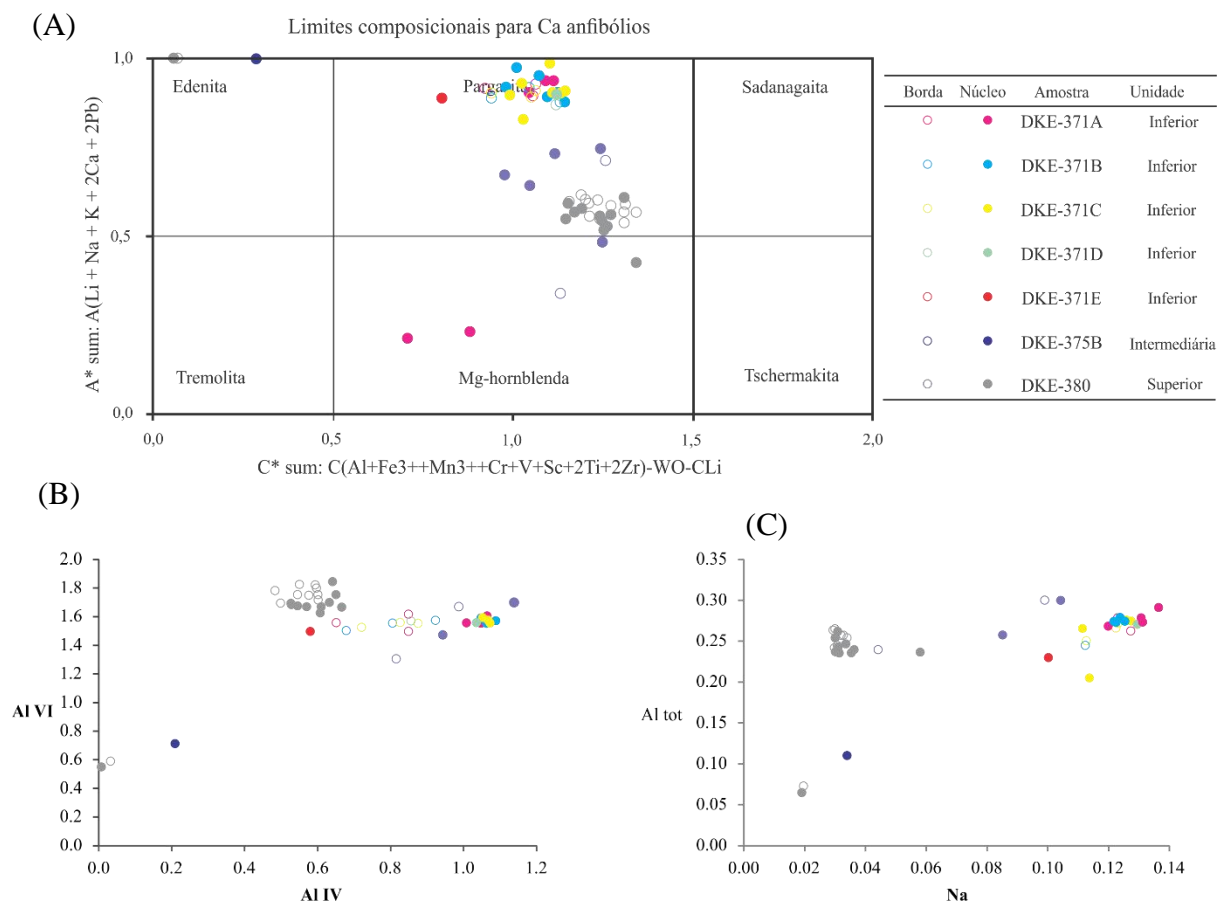


Figura 15 - A) Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (Leake *et al.*, 1997) para as amostras de granada metagabro basal, granada metagabro intermediário e anfibólito. B) Gráfico Al IV x AlVI. C) Gráfico Na x Al total.

Tabela 5 – Valores médios de elementos maiores para os cristais de anfibólio das unidades.

Amostras	DKE-371A			DKE-371B		DKE-371C		DKE-371D		DKE-371E
Mineral	pargasita	pargasita	Mg-hornblenda	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita
Local analisado	núcleo	borda		núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
SiO ₂	43.26	43.43	48.04	43.17	43.43	43.19	42.96	43.36	43.34	43.15
TiO ₂	0.92	0.85	0.18	0.98	0.85	0.95	0.77	1.06	0.92	0.83
Al ₂ O ₃	13.92	13.39	6.78	14.03	13.11	13.87	13.86	13.81	13.89	11.54
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.16	0.16	0.16	1.34	1.34	0.08	0.08	0.28	0.28	0.48
FeO	15.01	16.06	19.25	14.62	15.69	14.74	15.43	15.02	15.76	17.42
MnO	0.05	0.05	0.23	0.04	0.07	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03
MgO	9.75	9.71	10.50	9.82	9.77	9.98	9.56	9.61	9.58	9.26
CaO	9.80	10.14	10.77	9.79	10.21	10.00	10.11	9.58	9.75	10.90
Na ₂ O	3.94	3.74	1.19	3.84	3.66	3.77	3.70	4.01	3.78	3.07
K ₂ O	1.15	1.06	0.21	1.11	1.00	1.11	1.07	1.08	1.06	1.05
Total	97.97	98.59	97.30	98.76	99.13	97.72	97.60	97.83	98.36	97.74
Oxigenios	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	6.42	6.44	7.21	6.37	6.42	6.42	6.42	6.44	6.42	6.52
Ti	0.10	0.10	0.02	0.11	0.09	0.11	0.09	0.12	0.10	0.10
Al	2.44	2.34	1.20	2.44	2.28	2.43	2.44	2.42	2.43	2.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	0.02	0.02	0.02	0.15	0.15	0.01	0.01	0.03	0.03	0.06
Fe ₂	1.86	1.99	2.42	1.80	1.94	1.83	1.93	1.87	1.95	2.20
Mn	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	2.16	2.15	2.35	2.16	2.15	2.21	2.13	2.13	2.12	2.09
Ca	1.56	1.61	1.73	1.55	1.62	1.59	1.62	1.53	1.55	1.76
Na	1.14	1.07	0.34	1.10	1.05	1.09	1.07	1.15	1.09	0.90
K	0.22	0.20	0.04	0.21	0.19	0.21	0.20	0.21	0.20	0.20
Soma	15.93	15.92	15.36	15.88	15.90	15.90	15.91	15.91	15.89	15.90

Amostras	DKE-374A				DKE-375B			DKE-380			
Mineral	pargasita	pargasita	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	edenita	pargasita	pargasita	edenita	edenita	Mg-hornblenda	
Local analisado	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	
SiO ₂	44.10	42.86	42.65	45.33	51.41	41.91	41.42	52.34	52.13	42.25	
TiO ₂	0.62	0.65	0.58	0.64	0.35	1.94	1.92	0.25	0.18	1.93	
Al ₂ O ₃	14.18	15.30	14.91	12.22	5.51	12.41	12.98	3.33	3.72	12.05	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	
Fe ₂ O ₃	2.02	2.02	2.02	2.02	9.95	2.73	2.73	2.73	2.73	2.73	
FeO	12.83	13.39	13.65	12.86	0.00	17.26	17.26	12.26	11.92	17.5	
MnO	0.05	0.02	0.06	0.08	0.03	0.30	0.29	0.51	0.51	0.28	
MgO	11.35	10.73	10.84	11.69	11.54	9.56	9.32	11.62	11.36	9.79	
CaO	10.99	10.34	11.54	11.33	21.81	11.28	11.41	20.64	21.27	11.35	
Na ₂ O	2.98	3.07	1.50	1.37	1.04	1.00	0.96	0.59	0.61	1.02	
K ₂ O	0.48	0.68	0.61	0.57	0.00	1.84	1.96	0	0.01	1.8	
Total	99.59	99.07	98.37	98.10	101.64	100.23	100.25	104.29	104.44	100.69	

Tabela 5 – Cont.

Amostras	DKE-374A				DKE-375B		DKE-380			
	pargasita		Mg-hornblenda		edenita	pargasita		edenita		Mg-hornblenda
Local analisado	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
Oxigenios	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23	23	23
Si	6.37	6.25	6.26	6.62	7.13	6.22	6.16	7.31	7.27	6.25
Ti	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.22	0.21	0.03	0.02	0.22
Al	2.42	2.63	2.58	2.10	0.90	2.17	2.28	0.55	0.61	2.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.22	0.22	0.22	0.22	1.04	0.31	0.31	0.29	0.29	0.30
Fe2	1.55	1.63	1.68	1.57	0.00	2.14	2.15	1.43	1.39	2.16
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04
Mg	2.44	2.33	2.37	2.54	2.38	2.12	2.06	2.42	2.36	2.16
Ca	1.70	1.62	1.82	1.77	3.24	1.79	1.82	3.09	3.18	1.80
Na	0.83	0.87	0.43	0.39	0.28	0.29	0.28	0.16	0.17	0.29
K	0.09	0.13	0.11	0.11	0.00	0.35	0.37	0.00	0.00	0.34
Soma	15.72	15.75	15.54	15.40	15.36	15.65	15.66	15.329	15.344	15.652

5.2.5. Biotita

Apenas as amostras de diorito têm biotita. Os cristais de biotita dessa unidade têm quantidade de MgO na aproximada de 12%. As proporções de FeO e K₂O têm, respectivamente, médias de 17,9% e 10,2%, na unidade. As razões de Al₂O₃ e TiO₂ têm médias de 14,8% e 5,0% respectivamente. No diagrama Al x Fe/(Fe+Mg) as amostras de biotita se mostram na razão abaixo de 50%, o que as classifica como flogopitas (Figura 16).

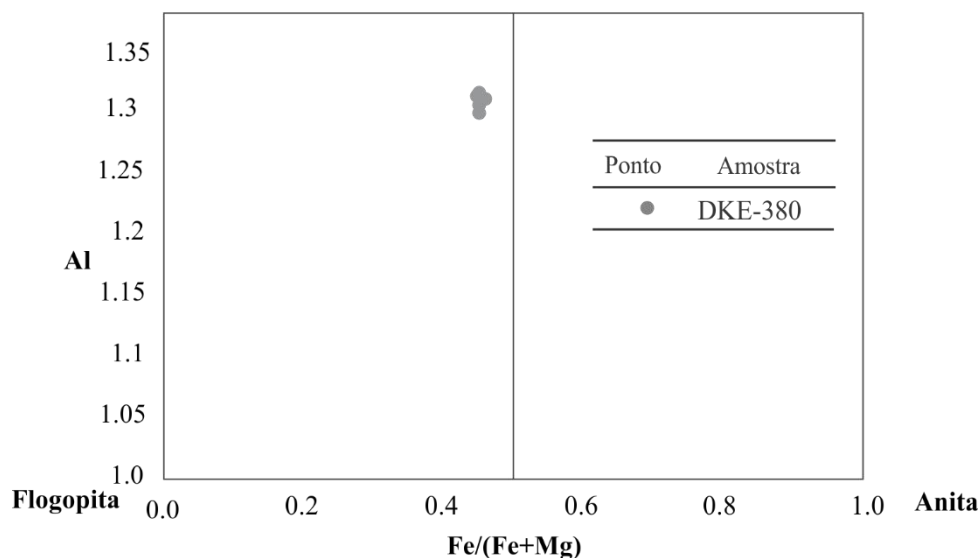


Figura 16 - Gráfico Al x Mg/(Fe+Mg) para as biotitas das amostras de anfibolito (DKE 380).

5.2.6. Epidoto

O epidoto está presente na unidade basal, em contato com granada e clinopiroxênio principalmente. Esses minerais se apresentam tanto em espécies bem formadas, com hábito prismático, a espécies anédricas. As espécies são ricas em Al, parte do grupo da clinozoisita.

As variações composicionais observadas afetam as proporções de Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO e particularmente FeO . A maior proporção de Al_2O_3 encontrada nas amostras é de 27,1% (DKE 371D), enquanto que a mínima é de 24,8% (DKE 371B). No caso do CaO , as razões variam entre valores máximos de 23,0% (DKE 371E) a mínimos de 22,3% (DKE 371B). A razão de TiO_2 muda apenas em 0,04% entre a maior e a menor razão. A quantidade MgO varia de 0 a 0,15% e as proporções de FeO são extremamente variáveis, indo de 0,07 a 9,57%. De uma forma geral os cristais de epidoto não apresentam padrões diferentes em cada amostra, podendo ser agrupados num único grupo.

Tabela 6 – Valores médios de elementos maiores dos cristais de epidoto e biotita das unidades.

Amostra	DKE-371A	DKE-371B	DKE-371C	DKE-371D	DKE-371E	DKE-380
Mineral	epidoto	epidoto	epidoto	epidoto	epidoto	biotita
Local analisado						
SiO ₂	39.15	38.87	38.97	39.41	38.99	37.01
TiO ₂	0.19	0.19	0.21	0.21	0.17	5.06
Al ₂ O ₃	26.14	25.94	26.03	27.02	26.14	14.84
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	10.13	9.73	8.03	8.51	8.23	0.00
FeO	7.74	7.09	7.31	5.12	5.47	17.97
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
MgO	0.12	0.01	0.01	0.14	0.01	12.04
CaO	22.81	22.62	22.78	22.95	22.86	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.25
Total	106.27	104.45	103.34	103.36	101.89	97.18
Si	2.93	2.94	2.97	2.98	2.99	2.76
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.28
Al	2.30	2.32	2.34	2.41	2.37	1.31
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	0.57	0.55	0.46	0.48	0.48	0.00
Fe ₂	0.48	0.45	0.46	0.32	0.35	1.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	1.34
Ca	1.83	1.84	1.86	1.86	1.88	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98
Soma	8.13	8.11	8.11	8.07	8.08	7.79

5.2.7. Rutilo, ilmenita, hematita e magnetita

Observa-se uma relação entre rutilo, ilmenita, hematita e magnetita, onde a progressiva ausência de Ti se acentua da base para o topo da sequência. No granada metagabro basal há cristais de rutilo em abundância, seguido de cristais de ilmenita, que apresentam pequenas quantidades de MnO (0,9-0,01%). Na unidade superior há também ilmenita, com lamelas de exsolução de hematita rica em Ti (TiO_2 ~21,70-14,17%), sem MnO. No diorito não foram encontrados cristais de rutilo, apenas de ilmenita e magnetita, já depletada em TiO_2 (~0,01%).

5.3 Geotermobarometria

Dentre as amostras da base e da região intermediária, aquelas que forneceram os melhores dados termobarométricos apresentam assembleia de granada + clinopiroxênio (onfacita ou Na-diopsídio) + oligoclásio. Como descrito na metodologia, a estimativa dos dados termobarométricos utilizando a química mineral foi feita de duas formas: primeiramente os dados de temperatura foram estimados por termômetros de troca de Fe-Mg entre granada e clinopiroxênio (Ellis & Green, 1979; Krogh-Ravna, 2000 e Nakamura, 2009), também usando a termobarometria convencional, foram feitas estimativas de P-T com o programa GTB (Spear e Kohn, 1999) usando as calibrações de Ellis e Green (1979), Powell (1985) e Pattinson e Newton (1989) para temperatura e os barômetros de Newton e Perkins (1982), Powell e Holland (1988), Moecher *et al.* (1988) e Eckert *et al.*, (1991). O segundo passo foi a estimativa da pressão pelo método multi-equilíbrio no modo 2 do Thermocalc (Holland e Powell, 2000). Na Unidade Superior se utilizou o termômetro de plagioclásio e hornblenda baseado em Holland e Blundy (1994) e o barômetro de hornblenda de Anderson e Smith (1995).

Na Unidade Inferior a temperatura varia entre 670°C e 843°C pelo método convencional, e entre 831 ± 29 °C e 870 ± 33 °C pelo equilíbrio de fases (Tabela 6). A assembleia mineral de pico escolhida para o equilíbrio de fases foi de granada enriquecida em grossulária, onfacita relativamente enriquecida em jadeíta e oligoclásio. As porções das granadas primárias com mais MgO eram as bordas, enquanto que nas secundárias não havia um zonamento químico forte. As estimativas de pressão foram $18,95 \pm 1,62$ kbar e $19,2 \pm 0,77$ kbar. Também há resultados conjuntos de pressão e temperatura médias (average P-T), que oscilam entre $16,9 \pm 3,8$ kbar a $18,3 \pm 3,9$ kbar e 831 ± 160 °C a 874 ± 177 °C (Figura 17A-E). Apesar desses resultados ainda não serem os mais acurados, eles foram calculados com o fit <1,67, e além disso, a assembleia mineral utilizada não fornece uma gama diversa de fases, o que limita o

cálculo de condições P-T (Apêndice A). Sendo assim, são apresentadas a seguir as reações que definem tais condições:

- 1) jadeíta + quartzo = albita
- 2) piropo + 2 grossulária + 3 quartzo = 3diopsídio + 3anortita
- 3) 2 grossulária + almandina + 3 quartzo = 3 hedenbergita + 3 anortita

Para a Unidade Intermediária as temperaturas pelo método convencional variam entre 946°C e 1189°C pelo método convencional e atingem $923 \pm 69^\circ\text{C}$ através do equilíbrio de fases. Nessa unidade a assembleia de pico é mesma da anterior, porém as granadas são mais enriquecidas em piropo e os cristais de clinopiroxênio são Na-diopsídio. Os melhores resultados para pressão ($14,97 \pm 1,16$ kbar) e resultados conjuntos de pressão e temperatura ($13,7 \pm 4,6$ kbar e 798 ± 261 kbar) seguiram os mesmos critérios de fit e também, como na Unidade Inferior, tiveram limitações na variedade de fases para dar condições de pressão e temperatura precisas (Tabela 6; Fig 17F; Apêndice A). As reações que ocorreram nas condições descritas envolveram, além das reações (1) e (2) acima, também a seguinte reação:

- 4) 3 hedenbergita + 3 Ca-tschermak piroxênio + 4 egirina = almandina + 2 andradita + 4 jadeíta

Nota-se que a amostra da Unidade da Unidade Intermediária não apresenta uma assimilação muito precisa entre os dois métodos. Apesar disso há as rochas da base apresentam resultados concordantes, com pressão na faixa de 17 kbar a 19,5 kbar e temperaturas entre 830°C e 874°C (Figura 17E).

Temperaturas entre 709,1°C e 736,4°C e pressões entre 6,0 kbar e 7,7 kbar foram calculadas para a Unidade Superior. Nela a maioria dos pares registra maior temperatura no núcleo em comparação com a borda, enquanto que a pressão registrada na borda é ligeiramente maior que a do núcleo.

Tabela 7 – Resultados principais de pressão e temperatura obtidos pelos métodos convencionais e por equilíbrio de fases. grt1- granada zonada com inclusões no centro; grt2 - granada não zonada com inclusões disseminadas. 1-Segundo Ellis & Green (1979); 2-Segundo Krogh-Ravna (2000); 3 - Segundo Nakamura (2009); 4- Segundo Anderson e Smith (1996); 5- Segundo Anderson e Smith (1996).

Amostra	DKE-371A	DKE-371B	DKE-371C
Unidade	Unidade Inferior	Unidade Inferior	Unidade Inferior
Ass. Mineral	grt1(b)+cpx(b)+plag(n)	grt1(b)+cpx(b)+plag(b)	grt2(n)+cpx(b)+plag(b)
Idade	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)
T(grt-cpx) ¹	851	843	836
T(grt-cpx) ²	793	779	769
T(grt-cpx) ³	804	800	784
T(hbl-plag)	-	-	-
P(hbl-plag)	-	-	-
Av.T	862±33	870±33	868±37
Av.P	-	18.95±1.62	19.2±0.77
P (Av. P-T)	18.3±3.9	17.9±3.7	18.3±3.9
T (Av. P-T)	874±177	868±170	865±174
Amostra	DKE-371D	DKE-371E	DKE-371E
Unidade	Unidade Inferior	Unidade Inferior	Unidade Inferior
Ass. Mineral	grt1(b)+cpx(b)+plag(b)	grt2(n)+cpx(b)+plag(n)	grt1(n)+cpx(b)+plag(n)
Idade	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)
T(grt-cpx) ¹	760	781	752
T(grt-cpx) ²	691	712	681
T(grt-cpx) ³	714	742	714
T(hbl-plag)	-	-	-
P(hbl-plag)	-	-	-
Av.T	831±29	846±41	-
Av.P	-	-	-
P (Av. P-T)	17.5±3.6	-	16.9±3.8
T (Av. P-T)	831±160	-	841±175

Tabela 7 – cont.

Amostra	DKE-374	DKE-375	DKE-375
Unidade	Unidade Inferior	Unidade Intermediária	Unidade Intermediária
Ass. Mineral	grt+cpx	grt(n)+cpx(n)+plag	grt(b)+cpx(n)+plag(n)
Idade	640 Ma (crist.); 618 Ma (met.)	622 (crist.)	622 (crist.)
T(grt-cpx) ¹	763	1008	1136
T(grt-cpx) ²	686	946	1109
T(grt-cpx) ³	709	1030	1189
T(hbl-plag)	-	-	-
P(hbl-plag)	-	-	-
Av.T	-	-	923±69
Av.P	-	-	14.97±1.16
P (Av. P-T)	-	13.7±4.6	-
T (Av. P-T)	-	798±261	-
Amostra	KAB-380	KAB-380	
Unidade	Unidade Superior	Unidade Superior	
Ass. Mineral	hbl(n)+plag(n)	hbl(b)+plag(b)	
Idade	623 (crist.)	623 (crist.)	
T(grt-cpx) ¹	-	-	
T(grt-cpx) ²	-	-	
T(grt-cpx) ³	-	-	
T(hbl-plag)	722.96	719.82	
P(hbl-plag)	6.83	7.15	
Av.T	-	-	
Av.P	-	-	
P (Av. P-T)	-	-	
T (Av. P-T)	-	-	

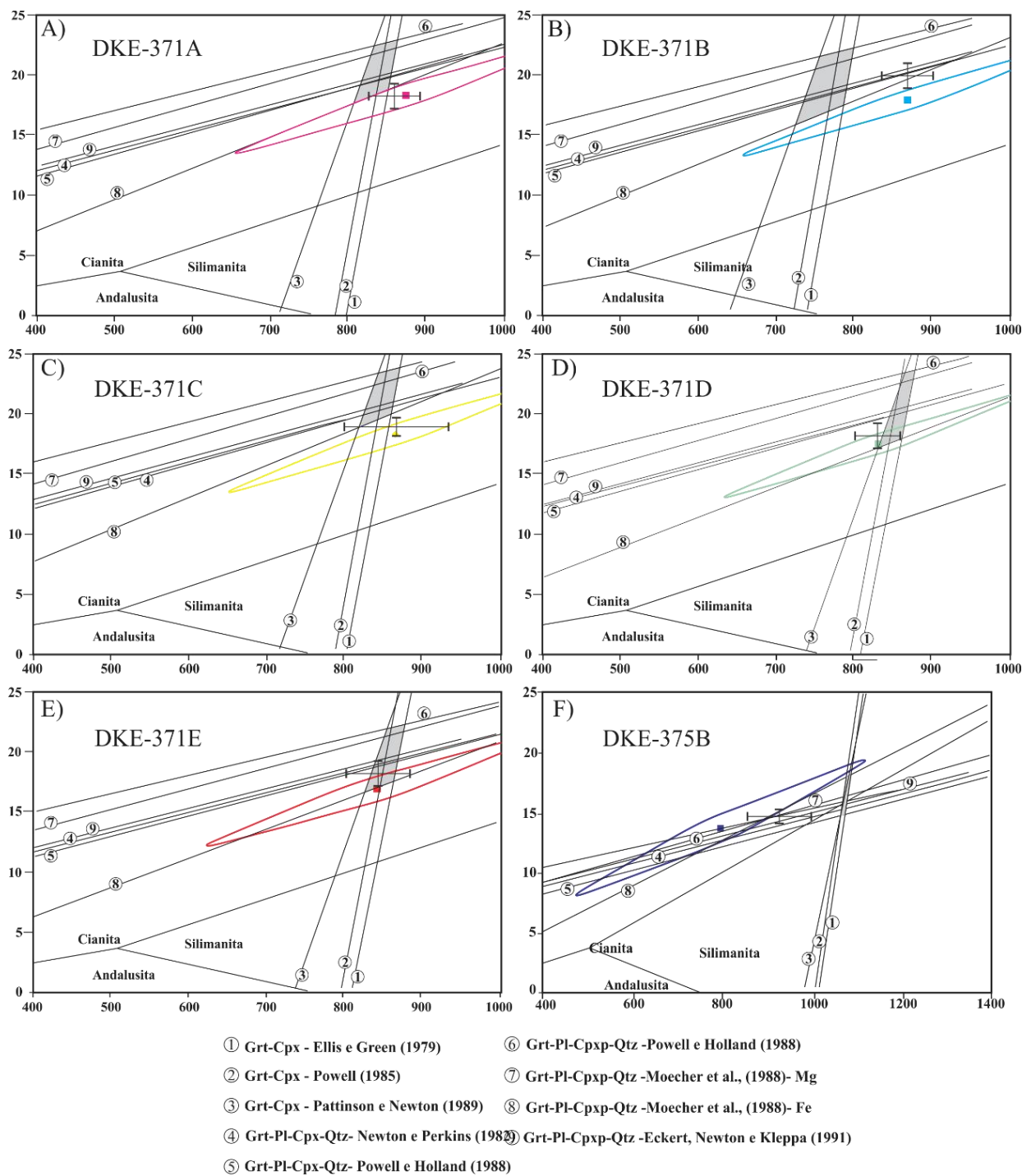


Figura 17 – Gráficos de pressão x temperatura das amostras DKE-371A (A), DKE-371B (B), DKE-371C (C), DKE-371E (E), DKE-375B (F). As elipses mostram resultado de pressão e temperatura pelo Average P-T do THERMOCALC e as linhas são termômetros (1,2 e 3) e barômetros (4, 5, 6, 7, 8 e 9). As cruzes mostram os resultados independentes pelo Average T e Average P do THERMOCALC.

7. DISCUSSÃO

As rochas ígneas do Maciço Kabyé estão divididas em três porções que diferem essencialmente no grau de diferenciação e condições metamórficas, sendo que o primeiro aumenta para leste (topo) enquanto o segundo diminui. A Unidade Inferior consiste de rochas máficas e ultramáficas (cumulatos), representadas por metagabros com granada e granada-piroxenitos, respectivamente. A unidade intermediária é representada por metagabros e metaleucogabros com ou sem granada e metanortositos enquanto que a unidade Superior é representada basicamente por metadioritos.

Duclaux et al. (2006) demonstram que mesmo com o evidente metamorfismo, as rochas não perderam suas características geoquímicas gerais, e assim a suas assinaturas refletem a composição do protólito ígneo. Segundo esses autores, o Maciço Kabyé consiste em uma câmara magmática profunda onde houve cristalização fracionada, gerando porções cumuláticas. O magma residual foi se cristalizando continuamente, formando então uma sequência diferenciada cálcio –alcalina (Duclaux et al., 2006). Esse trend de diferenciação é claramente observado de oeste (base) para leste (topo) do Maciço Kabyé (Fig. 18).

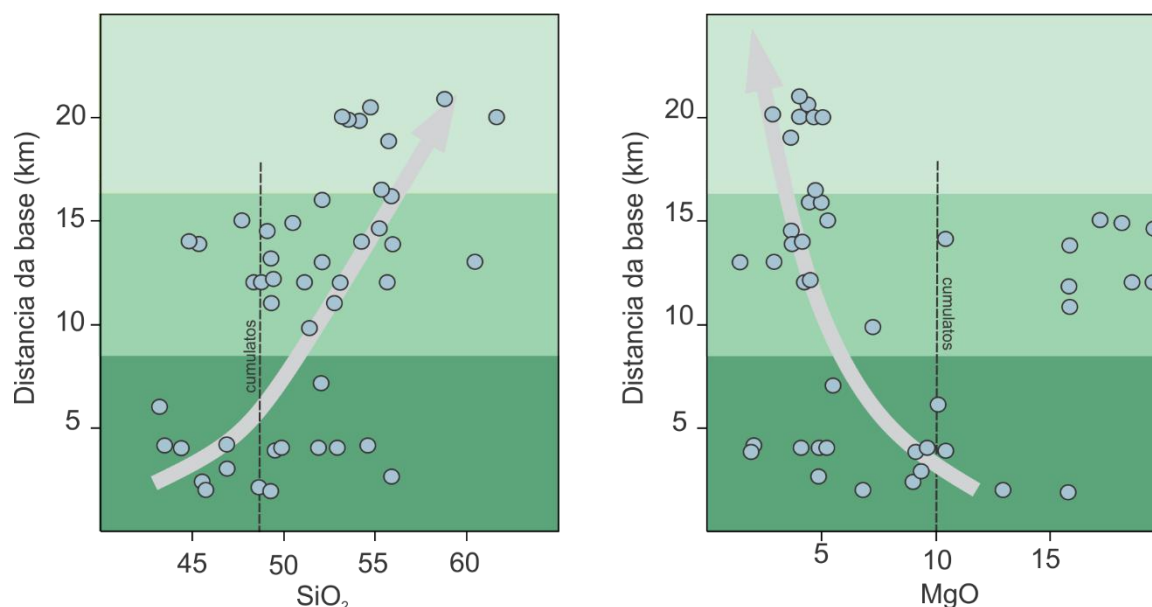


Figura 18 – Relação das proporções de SiO_2 (A) e MgO (B) das rochas do Maciço Kabyé (pontos) e a distância da base do arco com a geração de cumulatos (dados compilados de Duclaux et al. 2006).

Dados da petrografia, e também observados na química mineral, indicam a existência de dois tipos de granada nas rochas da base. Uma delas (grt1) é bem formada, zonada e com

inclusões no centro, com maior quantidade de grossulária e piropo nas bordas. O outro tipo (grt2) tem uma quantidade uniforme de grossulária e piropo, equivalentes às da borda da grt1, não apresenta zoneamento, está mais deformada e têm inclusões de rutilo disseminadas nos grãos. No pico também foram formados os cristais onfacíticos de piroxênio. Outro aspecto textural são os cristais de plagioclásio presentes nos bolsões félsicos juntamente com quartzo e apresentando contato irregular com piroxênio com bordas substituídas por hornblenda. Os bolsões leucocráticos indicam a percolação de melt nas rochas da base do maciço. Como minerais retrometamórficos nas unidades basais há hornblenda representando fácies anfibolito e cristais de epidoto e titanita, representando fácies xisto-verde.

As estimativas de pressão e temperatura apontam que as rochas da Unidade Inferior estariam na zona de transição entre fácies granulito e eclogito, em profundidade de ~54 km a ~61,2 km. As rochas da unidade intermediária estão em fácies granulito de alta temperatura, mostrando assim condições de menor pressão que as anteriores e profundidade entre ~45km a ~49,2 km .Na Unidade Superior a assembléia de pico registra condições de fácies anfibolito, apontando profundidade média de 24 km (Figuras 19-20 e Tabela 7). Os cálculos para profundidade levaram em consideração densidades médias de 3,2 g/cm³ para a Unidade Inferior, 3,1 g/cm³ para a Unidade Intermediária 2,9 g/cm³ para o metadiorito.

Tabela 8 – Pressões e profundidades nas quais as rochas foram formadas.

Amostras	Pressão ¹ (Pa)	Z ¹ (km)	Pressão ² (Pa)	Z ² (km)
DKE-371A	-	-	1830000	58.315
DKE-371B	1895000	60.39	1790000	57.04
DKE-371C	1920000	61.18	1830000	58.32
DKE-371D	-	-	1750000	55.77
DKE-371E	-	-	1690000	53.85
DKE-375B	1497000	49.24	1370000	45.06
DKE-380	686500	24.14	-	-

1-Av.P ou convencional; 2-Average P-T

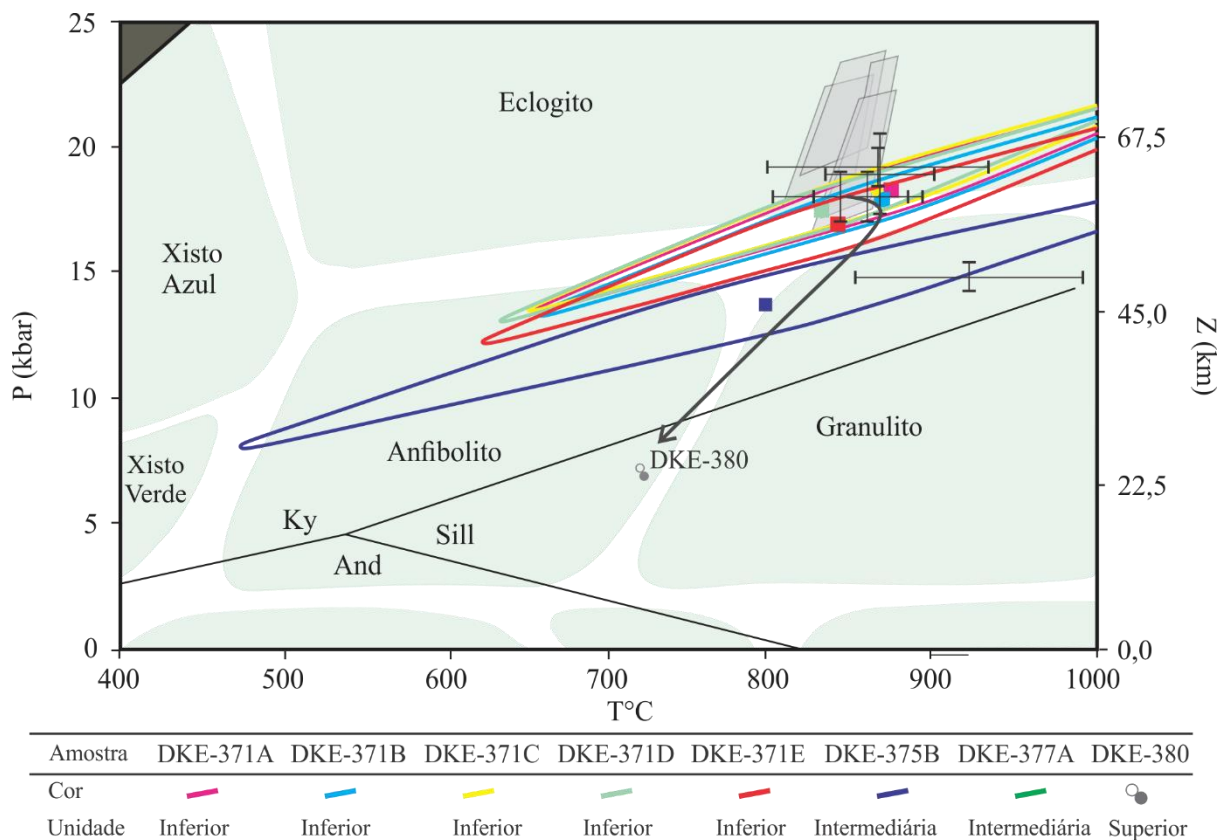


Figura 19 – Gráfico de pressão, temperatura e profundidade das amostras da Unidade Inferior, Intermediária e Superior. As elipses marcam os dados obtidos pelo cálculo de Average P-T e as cruzes os cálculos de Average P e Average T ambos obtidos no THERMOCALC para as amostras da Unidade Inferior e Intermediária. Na Amostra DKE-380, as médias são as obtidas pelo método convencional para o centro dos minerais (preenchido) e borda (não preenchido).

Dessa forma, o Maciço Kabyé se encaixa como uma sequência da base para a região batolítica de um arco continental. Ele representa um segmento de um arco magmático continental Neoproterozóico (640-610 Ma) desenvolvido em função do fechamento do oceano Farusiano, que culminou com a colisão entre o Escudo Benino-Nigeriano a leste e o Craton Oeste africano a oeste (Ganade *et al.*, 2016). Comparativamente a outras seções de arco basculadas basculadas (Tabela 8), o MK, juntamente com o Fiordland, na Nova Zelândia, são as únicas seções de arco continental que atingem profundidade maior que 30 km. Apesar de outras evidências serem bem documentadas, como é o caso de Sierra de Valle Fértil, na Argentina, a seção basal com granada-clinopiroxenitos não aflora, apenas há registros de metagabros (Otamendi *et al.*, 2012). Já por exemplo na Califórnia, no arco de Sierra Nevada, apesar de haver cumulos (granada-piroxenitos), as rochas encontradas não compõem uma sequência contínua de arco e tais rochas são indiretamente identificados somente como xenólitos em rochas vulcânicas (Lee *et al.*, 2006).

O local onde há rochas equivalentes em condições semelhantes de pressão, temperatura, e portanto, profundidade, é em Fjordland, na Nova Zelândia. Segundo De Paoli *et al.*, 2009, lá há ortognaisses máficos, desenvolvidos próximos a margem convergente do Gondwana entre 126-116 Ma (Cretáceo Inferior). O Ortognaisse Breaksea, unidade mais profunda em Fjordland, apresenta mesma mineralogia das rochas da base do MK, com granada, clinopiroxênio sódico e plagioclásio com maior proporção de albita. Essas rochas também têm protólito de assinatura cálcio-alcalina típica de ambiente de arco magmático e apresentam pressões entre 1,8 e 2,0 kbar e temperatura média em 850°C, o que as posicionam na zona de transição entre espécies granulito e eclogito (De Paoli *et al.*, 2009). Portanto, tanto as rochas de Fjordland quanto as do Maciço Kabyé são exemplos raros de exposições profundas da base de arcos continentais. Além disso, em comparação com os outros exemplos, o Maciço Kabyé é a única sequência de arco Pré-Cambriana.

O mecanismo creditado para a geração dessas rochas granulíticas/eclogíticas, pode ter sido o aumento progressivo de pressão pela construção e espessamento do arco. Condições de P e T são essenciais para avaliar os mecanismos de espessamento em arcos. Dentre os mecanismos possíveis encontram-se: i) compressão tectônica e desenvolvimento de empurrões intra arcos (DeCelles, 2004, DeCelles *et al.*, 2009); ii) interações da placa em subducção com a placa superior (Saltzer *et al.*, 2001), iii) underplating de magmas basálticos ou mesmo do manto peridotítico na base da placa superior (McDonough, 1990) e; iv) inflação magmática (*magmatic inflation*) onde a progressiva intrusão de magmas na crosta desloca a porção basal do arco para grandes profundidades (desde que a erosão no topo do arco não compense esse mecanismo) (Annen *et al.* 2006). Para o arco continental de Kabye o último mecanismo é suportado por dados petrocronológicos (U-Pb+ETR) em zircão nas amostras de cumulos (granada-piroxenitos) que indicam um progressivo espessamento de 640 até 620 Ma indicado pelo aumento progressivo das razões Dy/Yb e Y em direção a 618 Ma (Ganade *et al.* in prep.). O aumento destas razões reflete o espessamento durante 22 my e a colocação de rochas dentro do campo de estabilidade da granada em profundidades de aproximadamente 60 km em ca. 618 Ma.

A amostra DKE-380 que representa a parte superior do Maciço de Kabye reflete uma colocação a aproximadamente 24 km de profundidade. Esta profundidade é elevada se comparada com outras seções de arcos magmáticos que a base estimada em torno de 30 km de profundidade (Tabela 7). A leste do Maciço de Kabye encontram-se rochas ígneas de

composição granítica e com idades entre 650-610 Ma (Ganade *et al.*, 2016) e são interpretadas como a contraparte mais rasa do arco magmático (profundidades > 20 km).

Tabela 9 – Exposições de paleoarcos e suas amplitudes de profundidade

Arco	Local	Tipo	Amplitude de idade (Ma)	Amplitude de profundidade (km)	Referência
Kohistan	Pakistan, Índia	Oceânico	100–50	0–55	Jagoutz & Behn 2013
Talkeetna	Alaska	Oceânico	200–150	0–10; 20–30	Hacker et al. 2011
Sierra de Valle Fértil	Argentina	Continental	500–470	10–30	Otamendi et al. 2012
Southern Sierra	Califórnia	Continental	160–80	5–30	Chapman et al. 2012
Fiordland	New Zealand	Continental	170–100	15(?)–50	De Paoli et al. 2009
Cascades core	Washington	Continental	95–65	10–35	Miller et al. 2009
Maciço Kabyé	Togo	Continental	640-610	25-60	este trabalho

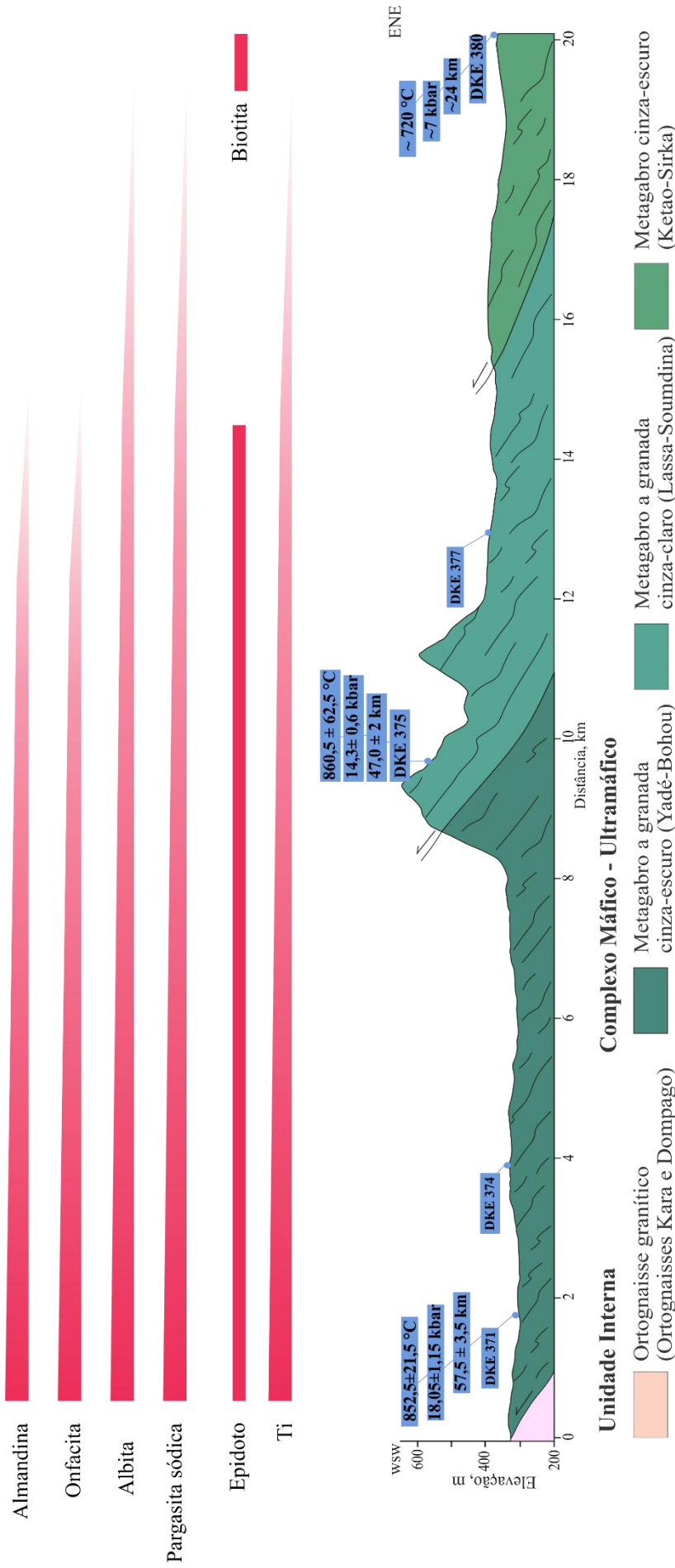


Figura 20 – Seção geológica com as amostras representativas de cada unidade e seus respectivos resultados de pressão, temperatura e profundidade. Acima da seção se encontram representações esquemáticas das proporções relativas de membros finais de granada (almandina), clinopiroxênio (onfacita), plagioclásio (albita), anfibólio (pargasita sódica) e Ti além de surgimento de epidoto e biotita. Essa representação indica a relação direta da paragênese mineral com menores condições de pressão da base para o topo do maciço.

8. CONCLUSÃO

O Maciço Kabyé se mostra como uma exposição exemplar de uma sequência de rochas representantes da base cumulática à porção intermediária plutônica de um arco continental. Ele está dividido em três principais unidades, que de oeste para leste são: i) Unidade Inferior; ii) Unidade Intermediária; iii) Unidade Superior. As rochas das unidades apresentam diferenciação da base (i), com granada metagabros e até granada clinopiroxenitos, passando pela porção intermediária, composta de metagabros, metaleucogabros a metanortositos, para o topo (iii), com metadioritos, gradando de condições de alta para média pressão.

Em concordância com a petrografia, a Unidade Inferior apresentou pressões entre 17 kbar e 19 kbar e temperaturas entre 830°C e 875°C, a Unidade Intermediária entre 14 kbar e 15 kbar e 800°C a 925°C e a Unidade Superior registrou aproximadamente 7 kbar e 720°C. Essas condições denotam profundidades de ~54 km a ~61 km para a base, ~45 km a ~49 km no meio do maciço e ~24 km no topo.

Assim, essa sequência é importante tanto para posteriores estudos tectônicos quanto para a petrologia. Essas rochas figuram a formação de um arco continental formado durante o Evento Pan-Africano Brasileiro (640-610 Ma), ligado ao fechamento do paleoceanos Farusiano (Ganade *et al.*, 2016). Dessa forma, o Maciço Kabyé exibe raras evidências da região profunda de um arco continental, que se mostram ainda mais valiosas por serem os únicos exemplares desse contexto com idade Neoproterozóica.

9. REFERÊNCIAS

- Affaton, P., Kröner, A., Seddoh, K. F., 2000. Pan-African granulite formation in the Kabye Massif of northern Togo (West Africa): Pb–Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences* 88, 778-790.
- Affaton, P., Rahaman, M. A., Trompette, R., Sougy, J., 1991. The Dahomeyide Orogen: tectonothermal evolution and relationships with the Volta Basin. In *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 107-122.
- Agbossoumondé, Y., Menot, R. P., Guillot, S., 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south Togo (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 33, 227-244.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R. P., Nude, P. M., 2013. Geochemistry and Sm–Nd isotopic composition of the Agou Igneous Complex (AIC) from the Pan-African orogen in southern Togo, West Africa: Geotectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 82, 88-99.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R. P., Paquette, J. L., Guillot, S., Yéssoufou, S., Perrache, C., 2007. Petrological and geochronological constraints on the origin of the Palimé–Amlamé granitoids (South Togo, West Africa): A segment of the West African Craton Paleoproterozoic margin reactivated during the Pan-African collision. *Gondwana Research* 12, 476-488.
- Aidoo, F., Nude, P. M., Dampare, S. B., Agbossoumondé, Y., Salifu, M., Appenteng, M. K., Tulasi, D., 2014. Geochemical Characteristics of Granitoids (Ho Gneiss) from the Pan–African Dahomeyide Belt, Southeastern, Ghana: Implications for Petrogenesis and Tectonic Setting. *J. Environ. Earth Sci* 4, 46-65.
- Alasino, P. H., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Dahlquist, J. A., Galindo, C., ... Baldo, E. G., 2016. Mafic rocks of the Ordovician Famatinian magmatic arc (NW Argentina): New insights into the mantle contribution. *Geological Society of America Bulletin* 128, 1105-1120.
- Anderson, J. L., Smith, D. R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Annen, C., Blundy, J. D., Sparks, R. S. J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47, 505-539.
- Attoh, K., Samson, S., Agbossoumondé, Y., Nude, P. M., Morgan, J., 2013. Geochemical characteristics and U–Pb zircon LA-ICPMS ages of granitoids from the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 79, 1-9.
- Bard, J. P., 1983. Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth and Planetary Science Letters* 65, 133-144.
- Behn, M. D., Kelemen, P. B., 2006. Stability of arc lower crust: Insights from the Talkeetna arc section, south central Alaska, and the seismic structure of modern arcs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111.
- Bohlen, S. R., Mezger, K., 1989. Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science* 244, 326.

- Burns, L. E., 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, 1020-1038.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Papers* 230, 145-158.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Papers* 230, 145-158.
- Calvert, A. J., 2011. The seismic structure of island arc crust, in: *Arc-continent collision*. Springer Berlin Heidelberg pp. 87-119
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J. L., Chevremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics* 218, 323-342.
- Chin, E. J., Lee, C. T. A., Barnes, J. D., 2014. Thickening, refertilization, and the deep lithosphere filter in continental arcs: Constraints from major and trace elements and oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 397, 184-200.
- Chin, E. J., Lee, C. T. A., Luffi, P., Tice, M., 2012. Deep lithospheric thickening and refertilization beneath continental arcs: Case study of the P, T and compositional evolution of peridotite xenoliths from the Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology* 53, 477-511.
- Clarke, G. L., Daczko, N. R., Klepeis, K. A., Rushmer, T., 2005. Roles for fluid and/or melt advection in forming high-P mafic migmatites, Fiordland, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 557-567.
- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G. D., Fuck, R. A., 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology* 43, 583-597.
- Currie, C. A., Ducea, M. N., DeCelles, P. G., Beaumont, C., 2015. Geodynamic models of Cordilleran orogens: Gravitational instability of magmatic arc roots. *Geological Society of America Memoirs*, 212, 1-22.
- De Paoli, M. C., Clarke, G. L., Daczko, N. R., 2012. Mineral equilibria modeling of the granulite–eclogite transition: effects of whole-rock composition on metamorphic facies type-assemblages. *Journal of Petrology* 4.
- De Paoli, M. C., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., Allibone, A. H., Turnbull, I. M., 2009. The eclogite–granulite transition: mafic and intermediate assemblages at Breaksea Sound, New Zealand. *Journal of Petrology* 78.
- DeCelles, P. G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA. *American Journal of Science* 304, 105-168.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience* 2, 251-257.
- Depine, G. V., Andronicos, C. L., Phipps-Morgan, J., 2008. Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration. *Nature* 452, 80-83.

- Dhuime, B., Bosch, D., Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Bruguier, O., Hussain, S. S., Dawood, H., 2007. Multistage evolution of the Jijal ultramafic–mafic complex (Kohistan, N Pakistan): implications for building the roots of island arcs. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 179-200.
- Dos Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Neto, J. N., 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 101-120.
- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., 1998. The age and origin of a thick mafic–ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 169-185.
- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., Bergantz, G., 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 299-331.
- Duclaux, G., Ménot, R. P., Guillot, S., Agbossoumondé, Y., Hilairet, N., 2006. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root. *Precambrian Research* 151, 101-118.
- Fairhead, J. D., Maus, S., 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge* 22, 779-783.
- Ganade, C. E., Cordani, U. G., Agbossoumounde, Y., Caby, R., Basei, M. A., Weinberg, R. F., Sato, K., 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research* 276, 24-42.
- Ganade, C. E., Cordani, U. G., Weinberg, R. F., Basei, M. A., Armstrong, R., Sato, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202, 167-189.
- Ganade, C. E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U. G., Caby, R., Basei, M. A., 2014. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature communications* 5.
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Hussain, S. S., Dawood, H., Gervilla, F., 2006. Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan paleo-arc complex (Northern Pakistan): implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of Petrology* 47, 1873-1914.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., Clift, P. D., 2006. A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc section, south–central Alaska. *Journal of Petrology* 47, 1051-1093.
- Hacker, B. R., Mehl, L., Kelemen, P. B., Rioux, M., Behn, M. D., Luffi, P., 2008. Reconstruction of the Talkeetna intraoceanic arc of Alaska through thermobarometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂. *Journal of metamorphic Geology* 8, 89-124.

Holland, T. J. B., Powell, R., 2000. AX: A program to calculate activities of mineral end-members from chemical analyses. Cambridge Earth Sci., electronic pub.

Jagoutz, O., 2014. Arc crustal differentiation mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters* 396, 267-277.

Jahn, B. M., Caby, R., Monie, P., 2001. The oldest UHP eclogites of the World: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology* 178, 143-158.

Kay, R. W., Kay, S. M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177-189.

Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, F. J., 2013. *Global tectonics*. John Wiley Sons.

Kelemen, P. B., Behn, M. D., 2016. Formation of lower continental crust by relamination of buoyant arc lavas and plutons. *Nature Geoscience*.

Kelemen, P. B., Hanghøj, K., Greene, A. R., 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on geochemistry* 3, 593-659.

Khan, M. A., Jan, M. Q., Windley, B. F., Tarney, J., Thirlwall, M. F., 1989. The Chilas mafic-ultramafic igneous complex; the root of the Kohistan island arc in the Himalaya of northern Pakistan. *Geological Society of America Special Papers* 232, 75-94.

Konrad-Schmolke, M., Handy, M. R., Babist, J., O'Brien, P. J., 2005. Thermodynamic modelling of diffusion-controlled garnet growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 181-195.

Lee, C. T. A., Anderson, D. L., 2015. Continental crust formation at arcs, the arclogite "delamination" cycle, and one origin for fertile melting anomalies in the mantle. *Science Bulletin* 60, 1141-1156.

Lee, C. T. A., Cheng, X., Horodyskyj, U., 2006. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 222-242.

Lee, C. T. A., Morton, D. M., Kistler, R. W., Baird, A. K., 2007. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: from island arcs to accretion and continental arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 263, 370-387.

Lexa, O., Schulmann, K., Janoušek, V., Štípská, P., Guy, A., Racek, M., 2011. Heat sources and trigger mechanisms of exhumation of HP granulites in Variscan orogenic root. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 79-102.

Locock, A. J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers Geosciences* 62, 1-11.

McDonough, W. F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1-18.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39, 55-76.

- Otamendi, J. E., Ducea, M. N., Bergantz, G. W., 2012. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an arc crustal section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53, 761-800.
- Powell, R., Holland, T., 2010. Using equilibrium thermodynamics to understand metamorphism and metamorphic rocks. *Elements* 6, 309-314.
- Powell, R., Holland, T. J. B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 155-179.
- Rodriguez-Vargas, A., Koester, E., Mallmann, G., Conceição, R. V., Kawashita, K., Weber, M. B. I., 2005. Mantle diversity beneath the Colombian Andes, northern volcanic zone: constraints from Sr and Nd Isotopes. *Lithos*, 82, 471-484.
- Saltzer, R. V., Hilst, R. V. D., Karason, H., 2001. Comparing P and S wave heterogeneity in the mantle. *Geophysical research letters* 28, 1335-1338.
- Spear, Frank S., and Matthew J. Kohn. "Program thermobarometry.", 1999.
- Stowell, H., Tulloch, A., Zuluaga, C., Koenig, A., 2010. Timing and duration of garnet granulite metamorphism in magmatic arc crust, Fiordland, New Zealand. *Chemical Geology* 273, 91-110.
- Tairou, M. S., Affaton, P. (2013). Structural organization and tectono-metamorphic evolution of the Pan-African suture zone: case of the Kabye and Kpaza Massifs in the Dahomeyide Orogen in northern Togo (west Africa).
- Tairou, M. S., Affaton, P., Anum, S., Fleury, T. J., 2012. Pan-African paleostresses and reactivation of the Eburnean basement complex in Southeast Ghana (West Africa). *Journal of Geological Research*, 2012.
- Touret, J. L. R., Santosh, M., Huizenga, J. M., 2016. High-temperature granulites and supercontinents. *Geoscience Frontiers* 7, 101-113.
- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T. J., Ducea, M., Saleeby, J., Jones, C. H., 2004. Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California. *Nature* 431, 41-46.

Apêndice A – Resultados de termobarometria multi-equilíbrio

Average P – DKE-371B:

Activities and their uncertainties for 371bc3

	py	gr	alm	di	hed	jd	an	
a	0.0170	0.0300	0.120	0.420	0.210	0.330	0.160	
sd(a)/a	0.49667	0.42759	0.23112	0.10092	0.17609	0.13467	0.21168	

	ab	q
a	0.890	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$
- 2) $2gr + alm + 3q = 3hed + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

at T = 862°C

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	18.6	1.75	2.54	0.83	-0.13501	6.578	2.987	1.214
2	18.7	1.68	56.90	2.05	-0.15574	6.934	-1.046	1.211

corresponding average P

	avP	sd	fit
lsq	18.95	1.62	0.15

diagnostics on this average P

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.96$ (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.29 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	P	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	18.98	1.66	0.10	0.1	0.03	0.0170	0.0178	0.11	2.05
gr	18.97	2.64	0.15	0.0	0.55	0.0300	0.0301	0.46	8.67
alm	18.93	1.65	0.14	-0.0	0.01	0.120	0.119	0.07	1.39
di	18.97	1.64	0.13	-0.1	0.01	0.420	0.418	-0.07	-1.25
hed	18.89	1.70	0.10	0.1	0.07	0.210	0.213	-0.16	-3.17
an	18.96	2.24	0.15	-0.0	0.30	0.160	0.160	-0.34	-6.44
q	18.95	1.62	0.15	0	0	1.00	1.00	0	0

(Because an incomplete set of independent reactions has been used, the following results are UNLIKELY to be useful.

Vary the run conditions to try and get a complete set...)

Average pressures for 371bc3

T;C	815	835	855	875	895	910
av P	17.7	18.1	18.5	18.9	19.4	19.7
sd	1.53	1.56	1.59	1.62	1.65	1.67
sigfit	0.2	0.1	0.0	0.2	0.3	0.3

Average P – DKE-371C:

Activities and their uncertainties for 371cc4

	py	gr	alm	di	hed	jd	an	
a	0.0133	0.0400	0.120	0.400	0.210	0.340	0.160	
sd(a)/a	0.52405	0.38967	0.23112	0.10800	0.17609	0.13068	0.21168	

	ab	q
a	0.880	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

at $T = 905_jC$

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	18.8	0.85	11.62	0.26	-0.04393	1.642	0.951	0.140
2	20.1	1.76	2.79	0.83	-0.13494	6.561	2.511	1.179

corresponding average P

	avP	sd	fit
lsq	19.22	0.77	0.63

diagnostics on this average P

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.96$ (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on $\ln a$.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: \hat{h} = diagonal elements of the hat matrix : $\hat{h} > 0.29$ influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	P	sd	fit	e^*	\hat{h}	a(obs)	a(calc)	x	y
py	19.14	0.80	0.52	-0.3	0.04	0.0133	0.0117	0.25	5.03
gr	19.10	0.82	0.44	-0.4	0.08	0.0400	0.0346	0.37	7.48
di	19.18	0.79	0.58	0.2	0.01	0.400	0.415	-0.15	-3.11
jd	19.54	1.19	0.52	0.2	0.68	0.340	0.349	1.07	20.35
an	19.12	0.81	0.48	0.3	0.05	0.160	0.169	-0.30	-6.10
ab	19.29	0.87	0.61	-0.1	0.10	0.880	0.869	-0.41	-7.78
q	19.22	0.77	0.63	0	0	1.00	1.00	0	0

(Because an incomplete set of independent reactions has been used, the following results are UNLIKELY to be useful. Vary the run conditions to try and get a complete set...)

Average pressures for 371cc4

T_jC	840	865	890	915	940	965	970
av P	17.6	18.2	18.7	19.2	19.7	20.3	20.4
sd	0.72	0.74	0.75	0.77	0.79	0.81	0.81
sigfit	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5

Average P – DKE-375B:

Activities and their uncertainties for 375b_3

	py	gr	alm	di	hed	cats	jd	
a	0.100	0.0109	0.0730	0.520	0.230	0.220	0.122	
sd(a)/a	0.25841	0.54514	0.30492	0.06912	0.16250	0.18252	0.23127	

	an	ab	q
a	0.340	0.700	1.00
sd(a)/a	0.13068	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

at T = 925°C

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	14.4	1.44	9.99	0.26	-0.04270	1.650	1.747	0.237
2	14.9	1.84	-1.31	0.83	-0.13139	6.548	6.142	1.205

corresponding average P

	avP	sd	fit
lsq	14.97	1.16	0.16

diagnostics on this average P

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.96$ (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.29 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	P	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	14.96	1.18	0.15	-0.0	0.02	0.100	0.0993	0.11	1.73
gr	14.89	1.35	0.10	-0.1	0.31	0.0109	0.0103	0.48	7.31
di	14.96	1.17	0.15	0.0	0.01	0.520	0.523	-0.09	-1.39
jd	15.09	1.57	0.11	0.1	0.59	0.122	0.123	0.66	9.82
an	14.95	1.21	0.14	0.0	0.04	0.340	0.342	-0.17	-2.63
ab	14.98	1.20	0.15	-0.0	0.03	0.700	0.697	-0.14	-2.12
q	14.97	1.16	0.16	0	0	1.00	1.00	0	0

(Because an incomplete set of independent reactions has been used, the following results are UNLIKELY to be useful.

Vary the run conditions to try and get a complete set...)

Average pressures for 375b_3

T;C	750	800	850	900	950	1000	1050	1100
av P	11.9	12.6	13.4	14.2	15.0	15.7	16.5	17.2
sd	0.95	1.00	1.05	1.10	1.16	1.21	1.25	1.30
sigfit	0.7	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1

Average T – DKE-371A:

Activities and their uncertainties for 371ac4

py	gr	alm	di	hed	jd	an
----	----	-----	----	-----	----	----

```

a      0.0131 0.0380 0.120 0.410 0.220 0.330 0.150
sd(a)/a 0.52569 0.39657 0.23112 0.10443 0.16915 0.13467 0.21675

```

```

      ab    q
a      0.890 1.00
sd(a)/a 0.05000 0

```

Independent set of reactions

- 1) jd + q = ab
- 2) 2gr + alm + 3q = 3hed + 3an
- 3) py + 3hed = alm + 3di

Calculations for the independent set of reactions

at P = 18.0 kbar

```

      T(P) sd(T)  a sd(a)  b  c  ln_K sd(ln_K)
1      881   31 11.91 0.26 -0.04434 1.652 0.992 0.144
2      803   71 56.70 2.05 -0.15569 6.941 -1.573 1.167
3      838  384 -54.33 1.89 0.02070 -0.356 4.082 0.828

```

Average temperatures for 371ac4

corresponding average T

```

      avT  sd  fit
lsq    862  33 0.73

```

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.73 (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| > 2.5 suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.33 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

```

      T  sd  fit  e*  hat  a(obs)  a(calc)  x  y
py  861  33 0.73 -0.1 0.00 0.0131 0.0124 0.00 1.35
gr  871  35 0.51 -0.6 0.10 0.0380 0.0296 -0.01 -10.42
alm 863  33 0.71 -0.1 0.01 0.120 0.116 -0.00 -3.63
di  862  33 0.73 0.1 0.00 0.410 0.413 -0.00 -0.80
hed 865  34 0.68 0.3 0.06 0.220 0.232 0.01 7.97
jd  839  48 0.58 0.5 0.63 0.330 0.351 -0.02 -27.82
an  869  35 0.56 0.5 0.07 0.150 0.168 0.01 8.54
ab  857  37 0.70 -0.2 0.09 0.890 0.882 0.01 10.33
q   862  33 0.73 0 0 1.00 1.00 0 0

```

```

P      17.0 17.5 18.0 18.5 19.0
av T   818 840 862 884 906
sd     33 33 33 33 33
sigfit 0.7 0.7 0.7 0.7 0.8

```

Average T- DKE-371B:

Activities and their uncertainties for 371bc3

```

      py  gr  alm  di  hed  jd  an
a      0.0170 0.0300 0.120 0.420 0.210 0.330 0.160

```

sd(a)/a 0.49667 0.42759 0.23112 0.10092 0.17609 0.13467 0.21168

	ab	q
a	0.890	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

Independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$
- 3) $2gr + alm + 3q = 3hed + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

at P = 18.0 kbar

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	881	31	11.91	0.26	-0.04434	1.652	0.992	0.144
2	825	84	2.37	0.83	-0.13498	6.586	2.987	1.214
3	832	74	56.70	2.05	-0.15569	6.941	-1.046	1.211

Average temperatures for 371bc3

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	870	33	0.43

diagnostics on this average T

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.73$ (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.33 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	870	33	0.43	-0.0	0.00	0.0170	0.0168	0.00	1.35
gr	875	35	0.31	-0.4	0.10	0.0300	0.0254	-0.01	-10.40
alm	871	34	0.42	-0.1	0.01	0.120	0.117	-0.00	-3.44
di	870	33	0.43	0.0	0.00	0.420	0.421	-0.00	-0.83
hed	872	35	0.40	0.2	0.06	0.210	0.218	0.01	7.86
jd	856	50	0.35	0.3	0.65	0.330	0.342	-0.02	-27.82
an	874	35	0.34	0.3	0.05	0.160	0.170	0.01	7.72
ab	867	37	0.42	-0.1	0.09	0.890	0.886	0.01	10.33
q	870	33	0.43	0	0	1.00	1.00	0	0

P	17.0	17.5	18.0	18.5	19.0
av T	825	847	870	892	914
sd	33	33	33	34	34
sigfit	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5

Average T – 371C:

Activities and their uncertainties for 371cc4

	py	gr	alm	di	hed	jd	an
a	0.0133	0.0400	0.120	0.400	0.210	0.340	0.160

sd(a)/a 0.52405 0.38967 0.23112 0.10800 0.17609 0.13068 0.21168

	ab	q
a	0.880	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) jd + q = ab
- 2) py + 3hed = alm + 3di

Calculations for the independent set of reactions

at P = 18.0 kbar

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	870	31	11.59	0.26	-0.04404	1.651	0.951	0.140
2	830	400	-54.46	1.89	0.02084	-0.357	4.133	0.844

Average temperatures for 371cc4

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	868	37	0.26

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.96 (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| > 2.5 suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.29 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	869	37	0.18	0.2	0.02	0.0133	0.0144	0.00	4.39
alm	868	37	0.23	-0.1	0.00	0.120	0.117	-0.00	-1.93
di	868	37	0.22	-0.1	0.01	0.400	0.391	-0.00	-2.71
hed	869	37	0.18	0.2	0.02	0.210	0.213	0.00	4.42
jd	863	64	0.24	0.1	0.79	0.340	0.343	-0.02	-27.68
ab	867	43	0.25	-0.0	0.12	0.880	0.877	0.01	10.59
q	868	37	0.26	0	0	1.00	1.00	0	0

(Because an incomplete set of independent reactions has been used, the following results are unlikely to be useful. Vary the run conditions to try and get a complete set...)

P	17.0	17.5	18.0	18.5	19.0
av T	824	846	868	889	911
sd	36	37	37	37	37
sigfit	0.0	0.1	0.3	0.4	0.5

Average T – DKE-371D:

Activities and their uncertainties for 371d

	py	gr	alm	andr	di	hed	cats
a	0.0113	0.0340	0.150	0.000662	0.400	0.240	0.160
sd(a)/a	0.54140	0.41133	0.19769	0.74994	0.10800	0.15612	0.21168

	jd	acm	an	ab	q
a	0.357	0.0104	0.180	0.870	1.00
sd(a)/a	0.12403	0.96154	0.20172	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $2gr + alm + 3q = 3hed + 3an$
- 3) $py + 3hed = alm + 3di$

Calculations for the independent set of reactions

at P = 17.5 kbar

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	832	28	10.60	0.26	-0.04299	1.643	0.891	0.134
2	826	67	56.48	2.05	-0.15567	6.953	-0.766	1.141
3	829	364	-54.18	1.89	0.02054	-0.354	4.118	0.810

Average temperatures for 371d

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	831	29	0.06

diagnostics on this average T

for 95% confidence, $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.73$ (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $sd(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.33 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	831	29	0.06	-0.0	0.00	0.0113	0.0113	0.00	1.96
gr	831	31	0.04	-0.1	0.09	0.0340	0.0333	-0.01	-11.45
alm	831	30	0.05	-0.0	0.01	0.150	0.150	-0.00	-3.47
di	831	29	0.06	0.0	0.00	0.400	0.401	-0.00	-1.17
hed	831	30	0.05	0.0	0.05	0.240	0.241	0.01	8.21
jd	829	44	0.05	0.0	0.64	0.357	0.359	-0.03	-30.35
an	831	30	0.04	0.0	0.05	0.180	0.181	0.01	8.42
ab	831	33	0.05	-0.0	0.10	0.870	0.869	0.01	12.23
q	831	29	0.06	0	0	1.00	1.00	0	0

(Because an incomplete set of independent reactions has been used, the following results are unlikely to be useful. Vary the run conditions to try and get a complete set...)

P	16.0	16.5	17.0	17.5	18.0	18.5	19.0
av T	764	787	809	831	853	875	896
sd	31	30	29	29	29	29	30
sigfit	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3

Average T – DKE-371E:

Activities and their uncertainties for 371e3

	py	gr	di	jd	an	ab	q	
a	0.0888	0.0360	0.480	0.340	0.200	0.860	1.00	
sd(a)/a	0.27608	0.40378	0.08112	0.13068	0.19200	0.05000	0	

Independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

at P = 18.0 kbar

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	864	30	10.44	0.26	-0.04275	1.638	0.928	0.140
2	752	70	2.47	0.83	-0.13518	6.592	2.040	1.058

Average temperatures for 371e3

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	846	41	1.29

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.96 (but larger may be OK)

column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to sd(ln a) : $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.29 influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e^*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	849	39	1.19	-0.3	0.01	0.0888	0.0816	-0.00	-3.33
gr	857	28	0.82	-0.9	0.09	0.0360	0.0251	-0.01	-9.73
di	848	39	1.21	0.3	0.01	0.480	0.491	0.00	2.93
jd	819	55	1.09	0.5	0.70	0.340	0.362	-0.03	-29.74
an	854	32	0.97	0.6	0.05	0.200	0.226	0.01	6.94
ab	841	45	1.25	-0.2	0.10	0.860	0.852	0.01	11.38
q	846	41	1.29	0	0	1.00	1.00	0	0

P	17.0	17.5	18.0	18.5	19.0
av T	799	823	846	869	893
sd	45	43	41	39	38
sigfit	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2

Average P-T – DKE-371A:

Activities and their uncertainties for 371ac4

	py	gr	alm	di	hed	jd	an
a	0.0131	0.0380	0.120	0.410	0.220	0.330	0.150
sd(a)/a	0.52569	0.39657	0.23112	0.10443	0.16915	0.13467	0.21675

	ab	q
a	0.890	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

Independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$
- 3) $2gr + alm + 3q = 3hed + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	17.3	0.83	11.83	0.26	-0.04432	1.655	0.992	0.144
2	19.1	1.70	2.17	0.83	-0.13490	6.591	2.509	1.194
3	19.1	1.60	56.52	2.05	-0.15562	6.947	-1.573	1.167

Average PT for 371ac4

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a :

a ln a suspect if any are v different from lsq values.

e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties :

large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix :

large values, say >0.33, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.96

however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	18.3	3.9	874	177	0.981	1.02

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	17.84	5.90	855	265	0.992	1.02	0.06	0.43
gr	17.53	3.98	851	177	0.980	0.70	0.62	0.14
alm	18.64	4.12	893	187	0.983	0.99	0.16	0.06
di	18.11	4.74	867	213	0.987	1.02	-0.03	0.15
hed	19.73	4.80	945	222	0.988	0.88	-0.34	0.30
jd	18.54	3.88	863	175	0.958	0.82	-0.44	0.66
an	17.67	3.96	855	176	0.980	0.77	-0.51	0.09
ab	18.31	3.86	872	174	0.977	0.98	0.16	0.09
q	18.26	3.93	874	177	0.981	1.02	0	0

T = 874;C, sd = 177,

P = 18.3 kbars, sd = 3.9, cor = 0.981, sigfit = 1.02

Average P-T – DKE-371B:

Activities and their uncertainties for 371bc3

	py	gr	alm	di	hed	jd	an
a	0.0170	0.0300	0.120	0.420	0.210	0.330	0.160
sd(a)/a	0.49667	0.42759	0.23112	0.10092	0.17609	0.13467	0.21168

	ab	q
a	0.890	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

Independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$
- 3) $2gr + alm + 3q = 3hed + 3an$

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	17.3	0.83	11.83	0.26	-0.04432	1.655	0.992	0.144
2	18.4	1.72	2.17	0.83	-0.13490	6.591	2.987	1.214
3	18.4	1.65	56.52	2.05	-0.15562	6.947	-1.046	1.211

Average PT for 371bc3

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a :

a ln a suspect if any are v different from lsq values.

e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties :

large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix :

large values, say >0.33, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.96

however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	17.9	3.7	868	170	0.980	0.60

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	17.72	5.50	858	249	0.991	0.60	0.03	0.40
gr	17.49	3.87	853	173	0.978	0.41	0.39	0.15
alm	18.16	4.00	878	183	0.982	0.59	0.09	0.06
di	17.86	4.48	864	203	0.986	0.60	-0.02	0.15
hed	18.83	4.74	911	221	0.987	0.52	-0.20	0.33
jd	18.11	3.76	861	171	0.954	0.49	-0.25	0.67
an	17.61	3.83	857	172	0.979	0.47	-0.29	0.08
ab	17.98	3.74	866	170	0.975	0.58	0.09	0.09
q	17.94	3.73	868	170	0.980	0.60	0	0

T = 868jC, sd = 170,

P = 17.9 kbars, sd = 3.7, cor = 0.980, sigfit = 0.60

Average P-T – DKE-371C:

Activities and their uncertainties for 371cc4

	py	gr	alm	di	hed	jd	an
a	0.0133	0.0400	0.120	0.400	0.210	0.340	0.160
sd(a)/a	0.52405	0.38967	0.23112	0.10800	0.17609	0.13068	0.21168

	ab	q
a	0.880	1.00
sd(a)/a	0.05000	0

Independent set of reactions

1) jd + q = ab

2) py + 2gr + 3q = 3di + 3an

3) 2gr + alm + 3q = 3hed + 3an

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	18.1	0.83	11.73	0.26	-0.04414	1.650	0.951	0.140
2	19.5	1.72	2.41	0.83	-0.13490	6.578	2.511	1.179

3 19.8 1.62 56.82 2.05 -0.15569 6.935 -1.622 1.159

Average PT for 371cc4

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a :

a ln a suspect if any are v different from lsq values.

e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties :

large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix :

large values, say >0.33, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.96

however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	18.3	3.9	865	174	0.983	0.93

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	17.88	5.81	849	259	0.992	0.93	0.05	0.42
gr	17.56	4.01	843	177	0.981	0.64	0.56	0.14
alm	18.60	4.13	882	186	0.985	0.90	0.15	0.06
di	18.11	4.71	859	210	0.988	0.93	-0.03	0.16
hed	19.65	4.82	932	221	0.988	0.79	-0.33	0.30
jd	18.47	3.90	855	175	0.961	0.75	-0.39	0.66
an	17.69	3.99	847	176	0.981	0.71	-0.46	0.09
ab	18.30	3.88	863	174	0.978	0.90	0.15	0.10
q	18.25	3.88	865	174	0.983	0.93	0	0

T = 865_jC, sd = 174,

P = 18.3 kbars, sd = 3.9, cor = 0.983, sigfit = 0.93

Average P-T – DKE-371D:

Activities and their uncertainties for 371d

	py	gr	alm	andr	di	hed	cats
a	0.0113	0.0340	0.150	0.000662	0.400	0.240	0.160
sd(a)/a	0.54140	0.41133	0.19769	0.74994	0.10800	0.15612	0.21168

	jd	acm	an	ab	q
a	0.357	0.0104	0.180	0.870	1.00
sd(a)/a	0.12403	0.96154	0.20172	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

1) jd + q = ab

2) py + 2gr + 3q = 3di + 3an

3) 2gr + alm + 3q = 3hed + 3an

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	16.2	0.73	9.62	0.26	-0.04191	1.634	0.891	0.134
2	16.7	1.59	2.34	0.83	-0.13521	6.602	3.352	1.200
3	16.3	1.46	56.45	2.05	-0.15567	6.954	-0.766	1.141

Average PT for 371d

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a :
 a ln a suspect if any are v different from lsq values.
 e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties :
 large absolute values, say >2.5, point to suspect info.
 hat are the diagonal elements of the hat matrix :
 large values, say >0.33, point to influential data.
 For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.96
 however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
lsq	17.5	3.6	831	160	0.982	0.08

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	17.48	5.53	830	245	0.992	0.08	0.00	0.46
gr	17.46	3.70	830	162	0.981	0.05	0.05	0.13
alm	17.53	3.79	832	170	0.984	0.07	0.01	0.05
di	17.50	4.39	831	195	0.988	0.08	-0.00	0.17
hed	17.60	4.41	836	201	0.988	0.07	-0.02	0.27
jd	17.53	3.63	831	161	0.959	0.06	-0.03	0.66
an	17.47	3.67	830	162	0.981	0.06	-0.04	0.07
ab	17.51	3.61	831	160	0.977	0.07	0.01	0.11
q	17.51	3.60	831	160	0.982	0.08	0	0

T = 831;C, sd = 160,
 P = 17.5 kbars, sd = 3.6, cor = 0.982, sigfit = 0.08

Average P-T – DKE-371E:

Activities and their uncertainties for 371e_2

	py	gr	alm	di	hed	cats	jd
a	0.0128	0.0320	0.160	0.400	0.230	0.160	0.289
sd(a)/a	0.52819	0.41925	0.18806	0.10800	0.16250	0.21168	0.15166

	an	ab	q
a	0.160	0.880	1.00
sd(a)/a	0.21168	0.05000	0

¥¥INCOMPLETE¥¥ independent set of reactions

- 1) jd + q = ab
- 2) py + 2gr + 3q = 3di + 3an
- 3) 2gr + alm + 3q = 3hed + 3an

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	15.1	0.87	9.62	0.26	-0.04191	1.634	1.113	0.160
2	17.2	1.62	2.34	0.83	-0.13521	6.602	2.996	1.221
3	16.8	1.50	56.45	2.05	-0.15567	6.954	-1.190	1.174

Average PT for 371e_2

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a :
 a ln a suspect if any are v different from lsq values.
 e* are ln a residuals normalised to ln a uncertainties :
 large absolute values, say >2.5, point to suspect info.
 hat are the diagonal elements of the hat matrix :

large values, say >0.33 , point to influential data.
 For 95% confidence, $\text{fit} (= \text{sd}(\text{fit})) < 1.96$
 however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit		
lsq	16.9	3.8	841	175	0.975	1.08		
	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	16.44	5.65	818	262	0.989	1.07	0.07	0.44
gr	16.26	3.60	822	164	0.972	0.73	0.67	0.16
alm	17.16	3.87	853	181	0.977	1.05	0.13	0.05
di	16.74	4.58	832	212	0.983	1.07	-0.04	0.17
hed	18.23	4.38	907	210	0.984	0.95	-0.33	0.30
jd	17.33	3.55	832	163	0.946	0.83	-0.51	0.65
an	16.43	3.57	826	164	0.972	0.83	-0.51	0.09
ab	16.99	3.64	839	169	0.970	1.04	0.17	0.07
q	16.92	3.76	841	175	0.975	1.08	0	0

$T = 841_iC$, $\text{sd} = 175$,
 $P = 16.9 \text{ kbars}$, $\text{sd} = 3.8$, $\text{cor} = 0.975$, $\text{sigfit} = 1.08$

Average P-T – DKE-375B:

Activities and their uncertainties for 375

	py	gr	alm	andr	di	hed	cats		
a	0.100	0.0101	0.0710	0.000921	0.430	0.250	0.230		
sd(a)/a	0.25841	0.55297	0.30897	0.73338	0.09747	0.15000	0.17787		
	jd	acm	an	ab	q				
a	0.165	0.0101	0.360	0.700	1.00				
sd(a)/a	0.20917	0.99010	0.12288	0.05000	0				

¥INCOMPLETE¥ independent set of reactions

- 1) $jd + q = ab$
- 2) $py + 2gr + 3q = 3di + 3an$
- 3) $3hed + 3cats + 4acm = alm + 2andr + 4jd$

Calculations for the independent set of reactions

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	13.8	1.15	11.67	0.26	-0.04455	1.681	1.445	0.215
2	13.7	1.66	0.80	0.83	-0.13437	6.643	5.896	1.229
3	12.6	12.83	-124.64	14.51	0.12848	-3.245	3.117	4.373

Average PT for 375

Single end-member diagnostic information

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on $\ln a$:
 a in a suspect if any are v different from lsq values.
 e^* are $\ln a$ residuals normalised to $\ln a$ uncertainties :
 large absolute values, say >2.5 , point to suspect info.
 hat are the diagonal elements of the hat matrix :
 large values, say >0.25 , point to influential data.
 For 95% confidence, $\text{fit} (= \text{sd}(\text{fit})) < 1.96$
 however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

	avP	sd	avT	sd	cor	fit
--	-----	----	-----	----	-----	-----

lsq 13.7 4.6 798 261 0.978 0.12

	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	13.76	4.72	799	268	0.979	0.12	-0.01	0.03
gr	14.06	6.25	813	335	0.985	0.10	-0.05	0.61
alm	13.73	4.57	797	261	0.979	0.12	-0.01	0.00
andr	13.67	4.74	794	271	0.980	0.11	-0.03	0.03
di	13.77	4.77	799	270	0.979	0.12	0.01	0.04
hed	13.73	4.58	797	262	0.979	0.12	0.01	0.00
cats	13.72	4.59	797	262	0.979	0.12	0.01	0.00
jd	13.85	5.11	808	331	0.966	0.11	0.03	0.86
acm	13.50	5.16	784	294	0.983	0.08	0.09	0.24
an	13.79	4.88	800	274	0.980	0.12	0.02	0.07
ab	13.74	4.58	798	264	0.976	0.12	-0.01	0.05
q	13.73	4.56	798	261	0.978	0.12	0	0

T = 798; C, sd = 261,

P = 13.7 kbars, sd = 4.6, cor = 0.978, sigfit = 0.12
