

## Tópicos especiais de petrologia magmática *Special topics on magmatic petrology*

Piero Comin-Chiaramonti<sup>1</sup> e Marta Sílvia Maria Mantovani<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Matemática e Geociências, Universidade de Trieste, Via Weiss 8, I - 34127, Trieste, IT (comin@units.it)

<sup>2</sup>Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, BR  
(msmmanto@usp.br)

### Resumo

O desenvolvimento tecnológico das últimas décadas permitiu um grande avanço dos processos analíticos, tanto quanto à variedade como à rapidez na obtenção dos resultados. Instrumentos sofisticados, processos químicos refinados e o uso de computadores possibilitaram quantizar elementos e isótopos concentrados nos minerais de acordo com os processos magmáticos envolvidos. Em 2010, o primeiro autor deste texto ministrou um curso no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo sobre os temas mais recentes de interesse petrológico, complementado por programas de cálculo de interesse específico. O sucesso do curso levou à ideia de reunir as anotações das aulas ministradas e elaboradas pelo autor para colocar tal conteúdo à disposição da comunidade científica. Em vinte tópicos, o texto visa apenas complementar os conhecimentos básicos já adquiridos.

**Palavras-chave:** Petrologia; Geoquímica; Processos magmáticos.

### Abstract

The technological development of the last decades allowed great advances in analytical processes, both in variety and speed of results. Sophisticated instruments, highly-developed chemical processes and the use of computers have enabled quantizing elements and isotopes that are concentrated in minerals based on the magmatic processes involved. In 2010, the lead author of this text taught a course at the Geosciences Institute of the University of Sao Paulo on the most recent subjects in petrology, complemented with computer programs for specific applications. The success of that course suggested the need to collect his lecture notes in an organized format, so as to make them available to the scientific community. This text, organized in twenty separate topics, is designed to complement the basic knowledge in the area of petrology.

**Keywords:** Petrology; Geochemistry; Magmatic processes.



---

# SUMÁRIO

Apresentação .....	7
Classificação dos elementos em função da abundância .....	7
Classificação geoquímica dos elementos .....	7
Classificação e nomenclatura das rochas magmáticas do ponto de vista petroquímico .....	10
Normas CIPW e cálculo relativo .....	12
Classificação das rochas ultramáficas .....	16
Transposição dos dados normativos nos diagramas de fase de interesse petrológico .....	22
Tipologia magmática e processos de fusão .....	34
Evolução magmática: processos de cristalização fracionada .....	43
Isótopos Rb-Sr .....	43
Conversão das concentrações do rb e sr em razões $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ .....	45
Princípios de datação de rochas ígneas .....	46
Misturas entre dois componentes: composição química entre as misturas de dois componentes; misturas entre dois componentes com diferentes razões $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ .....	48
Razões isotópicas e composições químicas .....	49
Geoquímica do Sm e Nd .....	51
Misturas binárias de dois elementos em rochas com razões isotópicas diferentes .....	52
Notações CHUR e épsilon ( $\epsilon$ ) .....	53
Cálculo das razões iniciais relativas aos isótopos do Pb (razões integradas por idade) .....	56
Referências .....	59
Apêndice I: exemplos computacionais para valores normativos (norma CIPW) .....	63
Apêndice II: elementos de interesse geológico e transformação óxido-elemento e elemento-óxido .....	65
Apêndice III: Programa de balanço de massa .....	67



## APRESENTAÇÃO

Nos últimos anos, a petrologia do processo magmático se caracterizou por um intenso desenvolvimento acompanhado de um grande aumento na variedade de metodologias analíticas e na velocidade das análises. Levando em conta alguns dos temas mais recentes de interesse petrológico, sem a pretensão de exaurir todos os argumentos, foi ministrado um curso entre 05 e 19 de novembro de 2010 no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, no Brasil. Em uma época dominada por computadores, considerou-se colocar à disposição dos alunos um instrumento útil para efetuar os cálculos de interesse específico. Além disso, as anotações do curso poderão tornar-se úteis também aos pesquisadores, permitindo que eles façam e controlem pessoalmente seus cálculos. Pensou-se então em compilá-las em uma breve nota, proposta como auxílio simples e rigoroso no que diz respeito a alguns aspectos da petrologia ígnea.

## CLASSIFICAÇÃO DOS ELEMENTOS EM FUNÇÃO DA ABUNDÂNCIA

Na maioria das rochas silicáticas, O, Si, Al, Na, Mg, Ca, Fe e (K) constituem os “elementos maiores”, aos quais podem ser adicionados C e H, na forma de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O; P, Ti e Mn constituem os elementos menores; todos os demais são considerados elementos traços.

A concentração dos elementos maiores e menores é geralmente expressa em percentagem de peso dos óxidos, já que o oxigênio é o elemento mais abundante (sistema oxidado) e que as fases mineralógicas são constituídas, na maioria dos casos, por silicatos ou óxidos.

Definem-se, portanto, como maiores os elementos com mais de 1% em peso de óxido, e como menores aqueles compreendidos entre 1,0 e 0,1%. As concentrações dos elementos traços são expressas em partes por milhão (ppm).

Com relação aos elementos maiores e menores, a composição das rochas é apresentada na sequência: inicialmente os tetravalentes (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>), em seguida os trivalentes (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), depois os bivalentes (FeO, MnO, CaO), depois os monovalentes (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) e finalmente os anidridos (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CO<sub>2</sub>) e a água (H<sub>2</sub>O) ou perda ao fogo (LOI).

Como exemplo, a Tabela 1 contém as concentrações em partes por milhão (ppm) dos elementos na litosfera.

**Tabela 1.** Concentrações dos elementos na litosfera, expressas em partes por milhão (ppm). (continua..)

<b>O</b>	464000	<b>Zn</b>	70	<b>Er</b>	2,8
<b>Si</b>	282000	<b>Ce</b>	57	<b>U</b>	2,7
<b>Al</b>	82000	<b>Cu</b>	55	<b>Br</b>	2,5
<b>Fe</b>	56000	<b>Y</b>	33	<b>Sn</b>	2,0

**Tabela 1.** Continuação.

<b>Ca</b>	41000	<b>Nd</b>	25	<b>As</b>	1,8
<b>Na</b>	24000	<b>La</b>	25	<b>Ge</b>	1,5
<b>Mg</b>	23000	<b>Co</b>	25	<b>Mo</b>	1,5
<b>K</b>	21000	<b>Sc</b>	22	<b>W</b>	1,5
<b>Ti</b>	5700	<b>Li</b>	20	<b>Ho</b>	1,5
<b>H</b>	1400	<b>N</b>	20	<b>Eu</b>	1,2
<b>P</b>	1050	<b>Nb</b>	20	<b>Tb</b>	1,1
<b>Mn</b>	950	<b>Ga</b>	15	<b>Lu</b>	0,8
<b>F</b>	625	<b>Pb</b>	12,5	<b>Tm</b>	0,25
<b>Ba</b>	425	<b>B</b>	10	<b>J</b>	0,5
<b>Sr</b>	375	<b>Th</b>	9,6	<b>Tl</b>	0,45
<b>S</b>	260	<b>Sm</b>	7,3	<b>Cd</b>	0,2
<b>C</b>	200	<b>Gd</b>	7,3	<b>Sb</b>	0,2
<b>Zr</b>	165	<b>Pr</b>	6,5	<b>Bi</b>	0,17
<b>V</b>	135	<b>Dy</b>	5,2	<b>In</b>	0,19
<b>Cl</b>	130	<b>Yb</b>	3,0	<b>Hg</b>	0,06
<b>Cr</b>	100	<b>Hf</b>	3,0	<b>Ag</b>	0,10
<b>Rb</b>	90	<b>Cs</b>	3,0	<b>Se</b>	0,05
<b>Ni</b>	75	<b>Be</b>	2,8		

## CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS

A classificação de Goldschmidt (1923-1938) é uma classificação geoquímica utilizada para explicar a distribuição e formas diversas com que se organizam os elementos químicos na natureza. De acordo com essa definição, os elementos são agrupados por afinidade geoquímica em *litófilos*, *siderófilos*, *calcófilos* e *atmófilos*.

### Elementos litófilos

Os elementos litófilos são constituídos principalmente de metais altamente reativos (Figura 1). Nesta categoria incluem-se poucos não metais nativos. A maioria dos elementos litófilos forma íons muito estáveis com configuração eletrônica de gás nobre (às vezes são preenchidas orbitais “f” adicionais). A grande afinidade dos elementos litófilos com o oxigênio provoca uma forte associação química com o silício, formando minerais silicicos de relativa baixa densidade que, portanto, afloram na crosta terrestre. Os minerais mais solúveis, formados por metais alcalinos, tendem a se concentrar na água do mar ou nas regiões extremamente áridas, onde cristalizam por evaporação da água. Os elementos litófilos que formam compostos menos solúveis se concentram nos escudos continentais

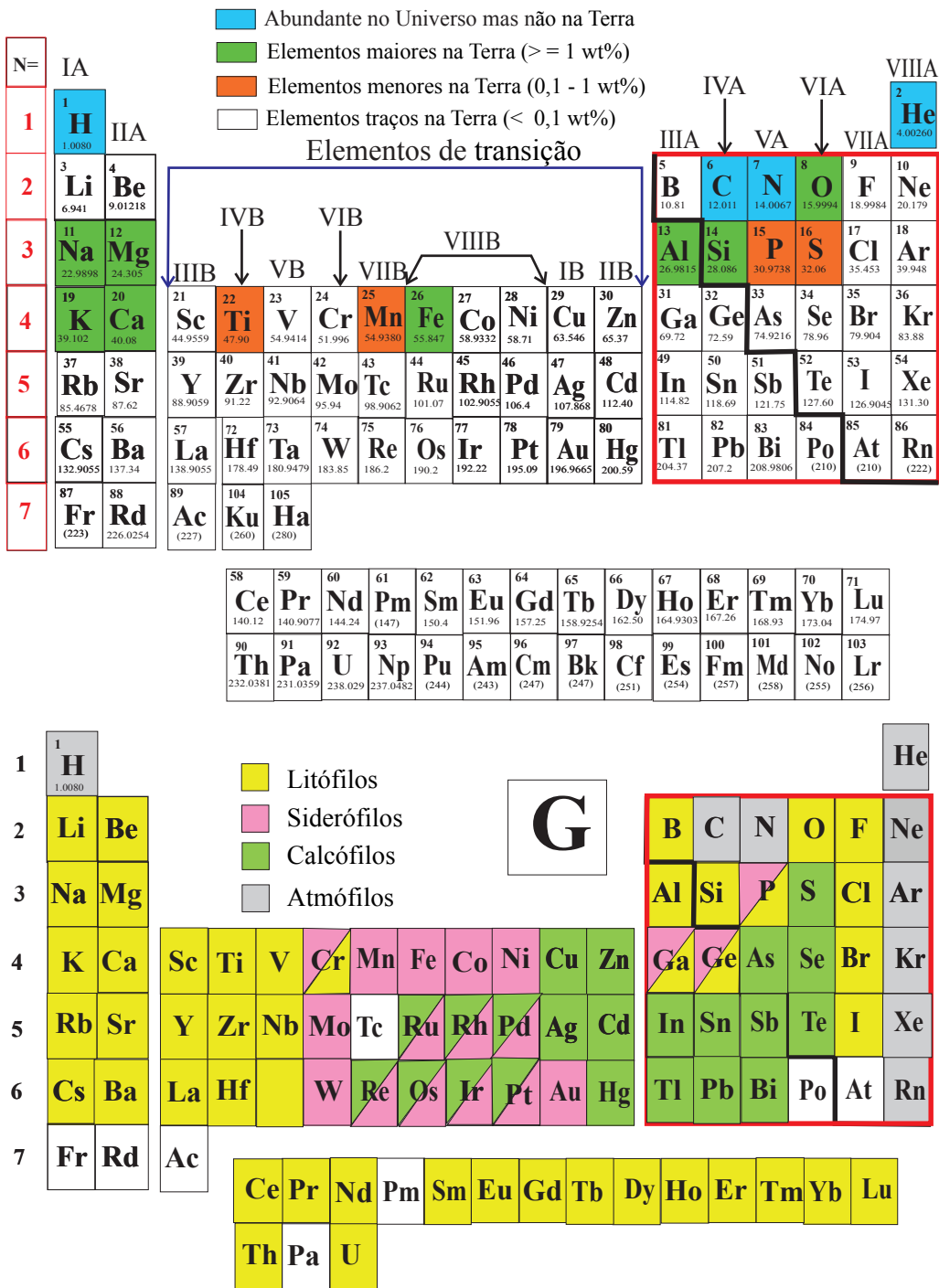


Figura 1. Tabela periódica dos elementos e suas relativas abundâncias (elementos maiores, menores e traços). G: afinidade geoquímica de acordo com Goldshmidt (elementos litófilos, siderófilos, calcófilos e atmófilos).

antigos, onde todos os minerais solúveis sofreram a ação de agentes atmosféricos.

Devido a sua grande afinidade com o oxigênio, a distribuição dos elementos litófilos é maior na crosta terrestre que no sistema solar. Vários metais de transição, incluídos o cromo, molibdênio, ferro e manganês, mostram tanto características litófilas como siderófilas. Embora esses metais formem fortes ligações com o oxigênio, nunca apareceram na crosta terrestre em estado livre. Admite-se que, muito provavelmente, formas metálicas desses elementos existam no núcleo terrestre como resíduos do período em que a litosfera não continha oxigênio. De forma análoga aos siderófilos “puros”, a abundância desses elementos sobre a crosta terrestre diminuiu consideravelmente em relação a sua abundância no sistema solar. Em conclusão, a configuração eletrônica dos **elementos litófilos** é tal que seu comportamento se assemelha àquele de esferas rígidas e suas **ligações** são principalmente **iônicas**.

O comportamento geoquímico dos elementos litófilos (levando em conta também os elementos traços) é controlado, de forma que podem substituir outros íons nas estruturas cristalinas. Essa substituição depende principalmente de dois fatores: **raio iônico e carga do íon**.

### Elementos siderófilos

Os elementos **siderófilos** são representados por metais de transição com elevada densidade e tendem a se ligar ao ferro metálico, tanto sólido como fundido (Figura 1).

A maioria dos elementos siderófilos não tem praticamente qualquer afinidade com o oxigênio; de fato, os óxidos como aqueles de ouro são termodinamicamente instáveis em relação aos outros elementos. Esses elementos tendem a formar ligações mais fortes com o carbono ou enxofre – as quais, mesmo não constituindo elementos calcófilos, são fortes como eles. A principal característica dos elementos siderófilos consiste na ligação metálica que tendem a estabelecer com o ferro nas camadas mais densas do núcleo terrestre, onde a pressão pode alcançar valores tão elevados que propiciam a existência do ferro no estado sólido. O manganês e o molibdênio formam ligações fortes com o oxigênio, mas em seu estado livre podem se ligar tão facilmente ao ferro que não mais se concentrarão nas camadas silicáticas como o fazem os elementos litófilos. De qualquer forma, foram encontrados minerais de manganês em muitos dos sítios comuns ao alumínio e titânio, demonstrando a grande reatividade do manganês relativamente ao oxigênio.

Por estarem tão concentrados no núcleo, os elementos siderófilos gozam da fama de raros na crosta terrestre. Por isso, muitos deles são historicamente denominados “metais preciosos”. O irídio é o elemento mais raro na crosta terrestre, sendo sua abundância inferior a uma parte por bilhão

(1 ppb). Os depósitos minerais de metais preciosos geralmente se formam em consequência da erosão das rochas ultramáficas.

### Elementos calcófilos

Os elementos **calcófilos** são os metais e não metais mais pesados com baixa afinidade com o oxigênio, que preferem ligar-se ao enxofre, formando sulfetos altamente insolúveis.

Sendo esses sulfetos mais densos que os minerais silícicos formados pelos elementos litófilos, os calcófilos se separaram abaixo da camada de litófilos durante a formação da crosta terrestre. Isso causou seu empobrecimento na crosta relativamente a sua abundância no sistema solar, embora, graças à formação de minerais não metálicos, não tenha alcançado os níveis determinados para os elementos siderófilos.

Entretanto, como esses elementos formaram hidretos voláteis no estágio primordial da Terra, quando a reação principal redox referia-se à oxidação ou à redução do hidrogênio, os de menor caráter metálico diminuíram drasticamente no planeta em comparação com sua abundância relativa no cosmo. Isso diz respeito particularmente aos calcógenos selênio e telúrio que, por essa razão, estão incluídos entre os elementos mais raros presentes na crosta terrestre (para exemplificar, a abundância do telúrio é aproximadamente igual à da platina, ou seja, 5 ppb).

Os elementos calcófilos com maior caráter metálico (aqueles dos grupos do cobre, do zinco e do boro) podem se mesclar em diferentes graus com o ferro no núcleo terrestre. Parece que esses elementos não teriam diminuído na Terra, relativamente a sua abundância no sistema solar, devido a sua tendência em formar hidretos voláteis. O zinco e o gálio são bastante “litófilos” na natureza, no entanto estão frequentemente presentes nos silicatos ou nos minerais correlacionados e formam fortes ligações com o oxigênio. O gálio, em particular, é extraído da bauxita.

Embora nenhum elemento calcófilo tenha grande abundância na crosta terrestre, os elementos calcófilos constituem a maioria dos metais de importância comercial. Isso porque, enquanto os elementos litófilos exigem certo gasto de energia para sua obtenção pelo processo de hidrólise, os calcófilos podem ser facilmente extraídos efetuando-se uma redução com coque. Além disso, a concentração geoquímica dos calcófilos em algumas zonas da Terra, em alguns casos extremos, pode representar uma abundância na crosta terrestre até 100.000 vezes maior. Esse maior enriquecimento ocorre em altiplanos elevados como o tibetano e o boliviano, onde grandes quantidades de elementos calcófilos foram soerguidas pela colisão de placas tectônicas. A moderna e intensa exploração dos minerais como fonte dos elementos calcófilos tem praticamente provocado o desaparecimento dos elementos mais raros, como o mercúrio.

## Elementos atmófilos

Os elementos **atmófilos** são aqueles que se apresentam principalmente ou exclusivamente na forma gasosa. Os gases nobres não formam compostos estáveis e existem na forma de moléculas monoatômicas, enquanto o nitrogênio, embora não tenha uma configuração eletrônica estável na forma atômica, tende a formar moléculas biatômicas nas quais os átomos são tão intensamente unidos por uma ligação tripla que todos os óxidos de nitrogênio são termodinamicamente instáveis relativamente aos elementos que os originam. Com o desenvolvimento de oxigênio liberado na fotossíntese, a amônia criada por reação do nitrogênio durante as fases de formação da Terra sofreu oxidação de nitrogênio molecular, que constitui mais de 4/5 da atmosfera terrestre. O carbono também é classificado como elemento atmófilo, devido a sua tendência em formar compostos gasosos caracterizados por ligação muito forte com o oxigênio como no caso do monóxido de carbono (CO) e do dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Este último representa o quarto principal constituinte da atmosfera terrestre, enquanto o monóxido de carbono é encontrado na natureza nas proximidades de zonas vulcânicas e seu tempo de residência na atmosfera é de cerca de doze anos.

O hidrogênio que se apresenta em forma de água é classificado entre os atmófilos, mesmo estando a maior parte da água da Terra no estado líquido. Isso porque o hidrogênio não forma compostos sólidos na crosta terrestre.

Por serem todos gases ou formarem hidretos voláteis, os elementos atmófilos diminuíram muito na Terra em relação a sua abundância relativa total no sistema solar devido à perda na atmosfera durante a formação terrestre. Os gases nobres mais pesados, criptônio e xenônio, são os elementos estáveis mais raros presentes na Terra.

## CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA DAS ROCHAS MAGMÁTICAS DO PONTO DE VISTA PETROQUÍMICO

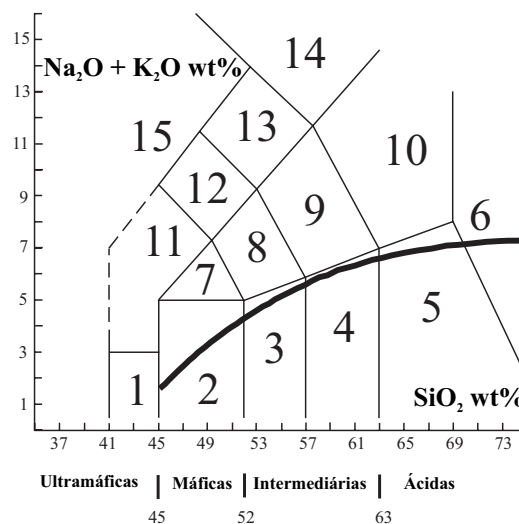
A classificação das rochas magmáticas do ponto de vista petroquímico pode ser considerada tanto de um ponto de vista bivariado (diagrama de álcalis totais vs sílica – TAS; Le Maitre, 1989; Figura 2) quanto de um ponto de vista “multivariado” que leve em conta os elementos Si, Na, K, Fe, Ti, Ca, Mg e Al (R1-R2 de De La Roche et al., 1980).

### Classificação TAS

Com base na classificação TAS, na análise normativa (veja capítulo sobre a norma CIPW) e na observação petrográfica, podem-se distinguir:

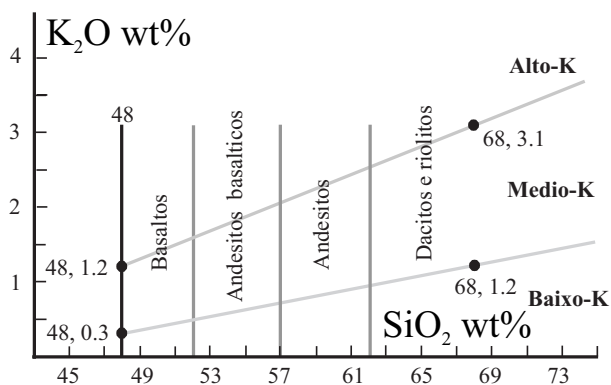
- Rochas **supersaturadas** em SiO<sub>2</sub> (rochas **ácidas** com SiO<sub>2</sub> > 63%) que resultam em quartzo (Qz) normativas e contêm quartzo, feldspatos, micas, piroxênios e anfibólios.
- Rochas **subsaturadas** em SiO<sub>2</sub> (rochas **básicas** ou **máficas** com SiO<sub>2</sub> < 52%). Estas resultam em olivina (Ol) normativas, não contêm quartzo, mas apresentam feldspatoides. Rochas com SiO<sub>2</sub> < 45% são classificadas como **ultrabásicas** ou **ultramáficas** e contêm essencialmente minerais máficos como olivina, piroxênios, anfibólios, flogopita e óxidos.
- Rochas **saturadas** (rochas **intermediárias**, 53 < SiO<sub>2</sub> < 63%). Estas não contêm quartzo normativo, nem modal, mas podem conter feldspatos (feldspatoides), além de piroxênios, anfibólios e micas.

Entretanto, em muitos casos é conveniente utilizar diagramas suplementares para evidenciar características particulares. Por exemplo, as séries subalcalinas podem ser subdivididas ainda em rochas de baixo, médio e alto teor de potássio (Figura 3).



**Figura 2.** Diagrama de álcalis totais vs sílica (TAS de Le Maitre, 1989; Le Bas et al., 1986). A linha preta separa as séries subalcalinas (em baixo) das séries alcalinas (no alto). A nomenclatura das rochas vulcânicas (entre parênteses os correspondentes intrusivos) segue a numeração no diagrama: **1, picrobasalto (ultramáfica); 2, basalto (gabro); 3, andesito basáltico (diorito); 4, andesito (Qz-diorito); 5, dacito (granodiorito); 6, riolito (granito); 7, traquibasalto (monzogabro); 8, traquiandesito basáltico (monzodiorito); 9, traquiandesito (monzonito); 10, traquito** se quartzo < 20% (Qz-monzonito), **traquidacito** se quartzo > 20% (sienito); **11, tephrito** se olivina < 10%, **basanita** se olivina > 10% (gabro foídico); **12, fonotephrito (monzodiorito foídico, monzogabro foídico); 13, tephri fonolito (monzosienito foídico); 14, fonolito (sienito foídico); 15, foídito (foíдолito).**





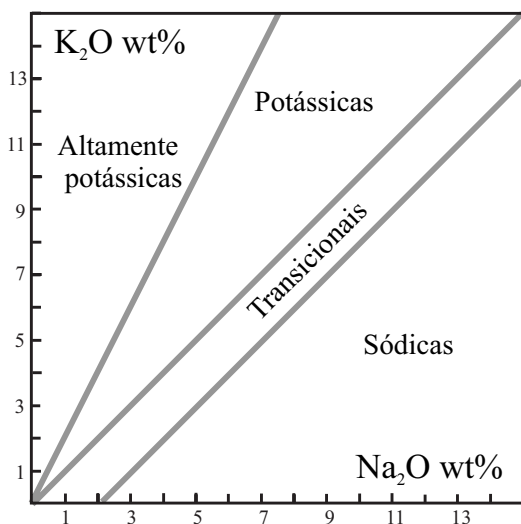
**Figura 3.** Subdivisão no campo subalcalino da Figura 2 dos basaltos (com SiO<sub>2</sub> > 48%), andesitos basálticos, andesitos, dacitos e riolitos nos tipos de baixo-K, médio-K e alto-K. Note que alto-K, neste caso, não é sinônimo de potássico.

As rochas que se projetam nos campos 7, 8 e 9 do diagrama TAS (Figura 2) podem ser ulteriormente subdivididas, como ilustrado na Tabela 2.

No que diz respeito às rochas alcalinas, é oportuno discriminar as séries sódicas das potássicas, comparando as concentrações de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O (Figura 4).

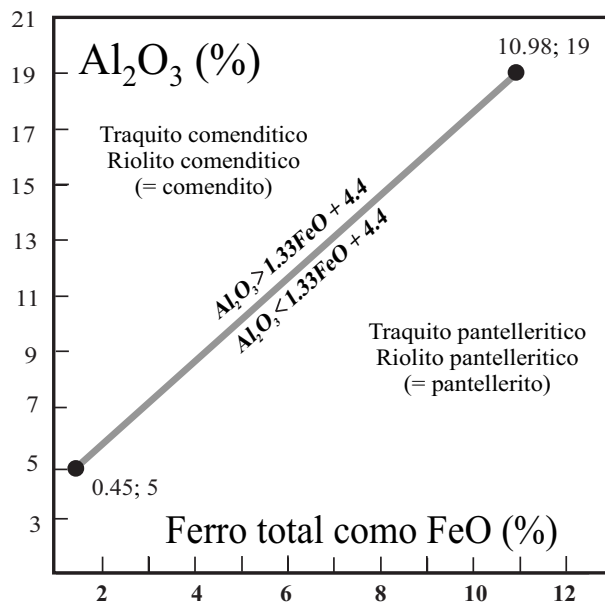
**Tabela 2.** Nomenclatura relativa à subdivisão dos campos 7, 8 e 9 da Figura 2 (Le Bass et al., 1986).

Outra subdivisão	Traquibasalto	Traquiandesito Basáltico	traquiandesito
Na <sub>2</sub> O-2,0 ≥ K <sub>2</sub> O	Hawaiiito	Mugearito	Benmoreito
Na <sub>2</sub> O-2,0 ≤ K <sub>2</sub> O	Traquibasalto Potássico	Shoshonito	Latito



**Figura 4.** Subdivisão das rochas alcalinas mediante comparação entre Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O em sódicas, transicionais, potássicas e fortemente potássicas.

As rochas peralcalinas tipo traquitos e riolitos são aquelas que apresentam razões molares entre álcalis e alumina maiores que a unidade de acordo com o método de Macdonald (1974), ou seja, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1 (índice de agpaicidade, ou “índice agpaítico” – “agpaitic index”, AI). No caso delas, pode-se utilizar o diagrama da Figura 5, que permite discriminar as rochas comendíticas das pantelleríticas em função do conteúdo de ferro total (expresso em FeO) vs o conteúdo de alumina.



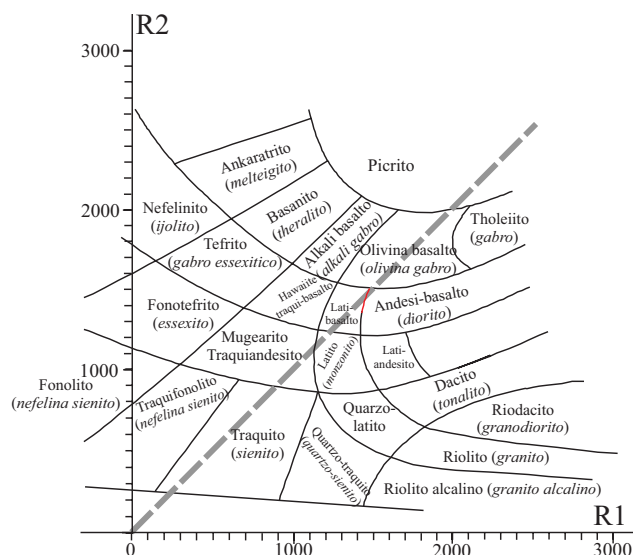
**Figura 5.** Diagrama de classificação das rochas peralcalinas Macdonald (1974). Note que o ferro total se calcula na forma: FeO<sub>total</sub> = FeO + 0,9 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Tabela 1.** Nomenclatura de rochas particulares definidas para conteúdo de sílica, álcalis, MgO e TiO<sub>2</sub>.

%	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	MgO	TiO <sub>2</sub>
Picrito	35-53	1 - 2	> 18	-
Meimekito	35-53	0 - 1	> 18	> 1
Komateito	35-53	0 - 1	> 18	< 1
Boninito	53-65	0 - >2	> 8	< 0,5

**Classificação R1-R2 (ou de De La Roche)**

Esta classificação das rochas magmáticas se baseia nas proporções dos cátions que expressam a composição da rocha. As vantagens que residem em tal sistema se traduzem em: a) utilizar todos os elementos maiores presentes; b) ser um esquema geral que pode representar todos os tipos de rochas; c) as composições químicas dos minerais poderem ser reproduzidas no diagrama e, portanto, ser possível comparar a “classificação modal” com a composição química.



**Figura 6.** Diagrama de classificação de acordo com De La Roche (1980). R1 e R2 (em átomos x 1000) são respectivamente:  $R1 = 4 \text{ Si} - 11 \times (\text{Na} + \text{K}) - 2 \times (\text{Fe} + \text{Ti})$  e  $R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ .

É requerido o cálculo de R1 e R2 (veja legenda da Figura 6) e, uma vez que as análises químicas das rochas são expressas em óxidos %, há a demanda da transformação dos óxidos em elementos. O resultado deve ser multiplicado por 1.000, como é previsto pelo esquema de classificação. Apresenta-se em seguida um simples programa adaptável a um microcomputador para o cálculo de R1 e R2 (Tabela II):

**Tabela II.** Simples programa adaptável a um microcomputador para o cálculo de R1 e R2. (continua...)

10	INPUT	"SiO <sub>2</sub> = " A
20	INPUT	"TiO <sub>2</sub> = " B
30	INPUT	"Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = " C
40	INPUT	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = " C
50	INPUT	"FeO = " E
60	INPUT	"MgO = " F
70	INPUT	"CaO = " G
80	INPUT	"Na <sub>2</sub> O = " G
90	INPUT	"K <sub>2</sub> O = " G
100		L=A*16,64
110		M=B*12,52
120		N=C*19,62
130		O=D*12,52
140		P=E*13,92
150		Q=F*24,80
160		R=G*17,83

**Tabela II.** Continuação.

170		S=H*32,27
180		T=K*21,23
190		U=4*L-11*(S+T)-2*(O+P*M)
200		V=6*R+2*Q+N
210	PRINT	"R1=";U
220	PRINT	"R2=";V
230		GOTO 10

A título de exemplo, considere uma rocha com a seguinte composição (Baker, 1982) expressa em % do peso de óxidos:

SiO<sub>2</sub> = 50,03; TiO<sub>2</sub> = 0,84; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15,71; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,92; FeO = 8,83; MnO = 0,27; MgO = 7,73; CaO = 11,95; Na<sub>2</sub>O = 1,47; K<sub>2</sub>O = 0,24; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,09.

Com esses dados, calculam-se R1 = 2.412 e R2 = 1.970. Portanto, a rocha corresponde a um toleito (ou gabro), com base no diagrama de classificação. Note que Mn e P não são levados em conta no cálculo.

## NORMAS CIPW E CÁLCULO RELATIVO

Trata-se de um sistema convencional de representação das análises químicas das rochas magmáticas na forma de associações de minerais de referência e, portanto, com composição química ideal e invariável. Tal sistema leva o nome das iniciais dos quatro petrógrafos norte-americanos que o idealizaram e propuseram: C. W. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson e H. S. Washington. A norma CIPW é independente da composição modal da rocha e os constituintes mineralógicos normativos são expressos em peso percentual. O procedimento de cálculo é fixado rigorosamente, segundo linhas gerais que podem ser encontradas em Johannsen (1939) e que serão expostas novamente neste material. Programas para os cálculos normativos podem ser encontrados por meio do Google, por exemplo, digitando **CIPW NORMS (EXCEL Spreadsheet) - Faculty Web Directory**.

No cálculo normativo são utilizados apenas os óxidos de onze elementos, para os quais os pesos moleculares (por "grama") são os seguintes:

SiO<sub>2</sub> = 60,0843; TiO<sub>2</sub> = 79,8988; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 101,9613; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 159,6922; FeO = 71,8464; MnO = 70,9374; MgO = 40,3044; CaO = 56,0794; Na<sub>2</sub>O = 61,9789; K<sub>2</sub>O = 94,196; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 141,9445

Os compostos usados para o cálculo da norma CIPW se encontram na Tabela 3.

Como as análises químicas das rochas (efetuadas com o método de fluorescência de raios X) geralmente são expressas sem especificação do ferro como bivalente ou trivalente, o primeiro problema que surge é aquele do estado de oxidação do sistema que possa resolver a partição do ferro.

Le Maitre (1976) propôs que, para cada partição que deva ser realizada entre FeO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, caso tenha sido determinado somente o ferro total, deve-se levar em conta a razão de oxidação [(Ox = FeO / (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)] da rocha. Ox pode ser calculado por duas equações de regressão linear (Le Maitre, 1976) válidas para as rochas vulcânicas e plutônicas, respectivamente:

$$Ox = 0,93 - 0,0042 SiO_2 - 0,022(Na_2O+K_2O) \text{ para as rochas vulcânicas (12.962 análises)} \quad (1)$$

$$Ox = 0,88 - 0,0016 SiO_2 - 0,027(Na_2O+K_2O) \text{ para as rochas plutônicas (9.604 análises)} \quad (2)$$

O cálculo de FeO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> requer a resolução de um sistema de duas equações com duas incógnitas, sendo FeO = 0,9 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO × 1,111:

$$FeO_{total} = FeO + Fe_2O_3 \times 0,9$$

$$Ox = FeO / (FeO + Fe_2O_3),$$

onde:

$$FeO = FeO_{total} / [1 + 0,9 \times (1 - Ox) / Ox], \text{ e}$$

$$Fe_2O_3 = (FeO_{total} - FeO) \times 1,111$$

**Exemplo:**

Dada uma rocha vulcânica com SiO<sub>2</sub> = 53,63%, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) = 15,63% e FeO<sub>total</sub> = 3,84%, obtém-se:

$$Ox = 0,36, FeO = 1,48\% \text{ e } Fe_2O_3 = 2,62\%.$$

**Tabela 3.** Compostos minerais usados no cálculo da norma CIPW, relativas simbologia e pesos moleculares. (continua...)

Mineral	Sigla	Fórmula	Peso Molecular
Grupo Siálico			
Quartzo	Qz	SiO <sub>2</sub>	60,09
Coríndon	Crn	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101,96
Zircão	Zrn	ZrO <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub>	183,30
Ortoclásio	Or	K <sub>2</sub> OAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>	556,64
Albita	Ab	Na <sub>2</sub> OAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>	524,42
Anortita	An	CaO Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>	278,20
Leucita	Lct	K <sub>2</sub> OAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>	436,38
Nefelina	Ne	Na <sub>2</sub> OAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>	284,10
Kaliófilita	Kp	K <sub>2</sub> OAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>	316,32
Halita	Hal	NaCl	58,44
Thenardita	Thn	Na <sub>2</sub> OSO <sub>3</sub>	142,04
Carbonato de sódio	Nc	Na <sub>2</sub> OCO <sub>2</sub>	105,99
Grupo femico			
Acmita	Acm	Na <sub>2</sub> OFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>	461,99
Metassilicato de sódio	Ns	Na <sub>2</sub> OSiO <sub>2</sub>	122,06

**Tabela 3.** Continuação.

Mineral	Sigla	Fórmula	Peso Molecular
Metassilicato de potássio	Ks	K <sub>2</sub> OSiO <sub>2</sub>	154,28
Diopsídio	Di	CaOMgO2SiO <sub>2</sub> CaOFeO2SiO <sub>2</sub>	216,55 248,09
Wollastonita	Wo	CaOSiO <sub>2</sub>	248,09
Enstatita	En	MgOSiO <sub>2</sub>	100,39
Hiperesteno	Hyp		
Ferrosilita	Fs	FeOSiO <sub>2</sub>	131,93
Forsterita	Fo	2MgSiO <sub>2</sub>	140,70
Olivina	Ol		
Faialita	Fa	2FeSiO <sub>2</sub>	203,78
Ortossilicato de Cálcio	Cs	2CaOSiO <sub>2</sub>	172,24
Magnetita	Mag	FeOFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	231,54
Cromita	Chr	FeOCr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	223,84
Ilmenita	Ilm	FeOTiO <sub>2</sub>	151,75
Hematita	Hem	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	159,69
Titanita	Ttn	CaOTiO <sub>2</sub> SiO <sub>2</sub>	196,06
Perovskita	Prv	CaOTiO <sub>2</sub>	135,98
Rutilo	Rt	TiO <sub>2</sub>	79,90
Apatita	Ap	3(3CaOP <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )CaF <sub>2</sub>	1008,63
Fluorita	Fl	CaF <sub>2</sub>	78,08
Pirita	Py	FeS <sub>2</sub>	119,98
Calcita	Cal	CaOCO <sub>2</sub>	100,09

Note que a partilha entre FeO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> prova-se útil mesmo que seja necessário calcular o “número de magnésio” (Mg#) de uma rocha, que está relacionado à tipologia evolutiva (quanto mais elevado o Mg#, teoricamente variável entre 0 e 1, tanto mais primitiva será a rocha). Este parâmetro é definido pela razão molar: Mg# = MgO / (MgO + FeO), ou pela razão atômica Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup>).

**Exemplo:**

Para uma rocha vulcânica com SiO<sub>2</sub> = 49,71%, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) = 6,26%, FeO<sub>total</sub> = 6,42% e MgO = 6,49 (traquibasalto de Civetta et al., 1979), obtém-se: Ox = 0,583, FeO = 3,91, Mg# = 0,75.

Finalmente, do ponto de vista da partição da molécula albitica entre Or e An normativos, de modo a “formar” feldspato alcalino e plagioclásio, podem-se utilizar as expressões vistas na seção “The feldspar problem”, de Le Maitre (1976):

$$\text{Feldspato alcalino} = Or \times T$$

$$\text{Plagioclásio} = An \times T, \text{ sendo}$$

$$T = (Or + Ab + An) / (Or + An)$$

## Procedimento para o cálculo normativo

1. As percentagens dos óxidos das análises químicas são transformadas em proporções moleculares (pela divisão de cada % de óxido pelo respectivo peso molecular).
2. MnO (e eventualmente NiO) é adicionado ao FeO; BaO e SrO são adicionados ao CaO.
3. Cria-se apatita (Ap) associando ao  $P_2O_5$  disponível uma quantidade de CaO equivalente a  $3,33 P_2O_5$ , ou  $0,33 F$  e  $3,00 P_2O_5$  se o flúor estiver presente na análise. Se  $Cl_2$  e  $SO_3$  estiverem presentes, cria-se, usando as quantidades apropriadas de  $Na_2O$ , halita (Hl) e thenardita (Thn), respectivamente. Se o S estiver presente, forma-se pirita (Py) com a utilização de uma quantidade de FeO equivalente a  $0,5 S$ . Um eventual excesso de F se associa a uma quantidade de CaO equivalente a  $0,5 F$ , formando fluorita (Fl).  $Cr_2O_3$  se une a uma mesma quantidade de FeO, formando cromita (Chr). CaO e  $CO_2$  se associam para formar calcita (Cal), mineral considerado fêmico quando primário. Já o  $ZrO_2$  se associa a uma mesma quantidade de sílica para constituir o zircão (Zrn). Caso a rocha contenha minerais do grupo da cancrinita,  $Na_2O$  e  $CO_2$  se associam para formar carbonato de sódio (Nc), considerado um mineral do grupo dos siálicos.
4. Quantidades iguais de FeO e  $TiO_2$  se associam para formar ilmenita (Ilm). Se houver excesso de  $TiO_2$ , forma-se a titanita (Ttn), mas somente depois da formação de anortita. Se permanecer um excesso de  $TiO_2$ , forma-se o rutilo (Rt).
5. Quantidades iguais de  $K_2O$  e  $Al_2O_3$  se associam, formando provisoriamente o ortoclásio (Or) e uma quantidade de  $SiO_2$  igual a 6 vezes o  $K_2O$  disponível. Se existir um excesso de  $K_2O$ , calcula-se o metassilicato de potássio (Ks).
6. A sobra de alumínio após a formação de Or é utilizada para a formação de albita (Ab), na qual  $SiO_2$  é somada na proporção de 6 vezes o óxido com menor número de moles. Se  $Al_2O_3$  exceder a soma  $Na_2O + K_2O$ , forma-se anortita (An) associando-se a mesma quantidade de CaO ao dobro de  $SiO_2$ . Se  $Al_2O_3$  exceder o CaO, calcula-se o coríndon (Crn); se o CaO estiver em excesso, ele será mantido para os fêmicos. Se  $Na_2O$  resultar em excesso relativamente ao  $Al_2O_3$ , forma-se acmita (Acm) utilizando-se quantidade igual de  $Fe_2O_3$  e  $4 SiO_2$ , ou eventualmente silicato de sódio (ns). Nesse caso a rocha não apresenta An normativo (rocha peralcalina).
7.  $Fe_2O_3$  se associa a uma mesma quantidade de FeO para formar magnetita (Mag); se o ferro trivalente estiver em excesso, calcula-se como hematita (Hem).
8. O CaO ainda disponível ("z" na equação abaixo) junta-se à mesma quantidade de  $MgO + FeO$  para formar o diopside (Di). Nesse caso será utilizado o FeO disponível

após os afastamentos precedentes e será necessário satisfazer à equação:

$$x + y = z,$$

com x e y correspondendo a  $MgO$  e  $FeO$ , respectivamente. Será utilizada uma quantidade de  $SiO_2$  igual ao dobro do CaO disponível.

9. Se o CaO ainda estiver em excesso, forma-se a wollastonita (Wo) utilizando-se uma mesma quantidade de  $SiO_2$ . Se  $MgO$  e  $FeO$  estiverem em excesso, forma-se hiperstênio (Hyp) utilizando-se uma quantidade de  $SiO_2 = MgO + FeO$ .

### Balanço da sílica

1. Após atribuição da quantidade apropriada de  $SiO_2$  aos silicatos formados, compara-se o número de moles utilizados com aqueles efetivamente presentes na rocha.
2. Se ocorrer excesso de  $SiO_2$ , este será calculado como quartzo (Qz).
3. Se existir uma deficiência de  $SiO_2$ , inicia-se uma operação de dessilicatização recuperando a sílica dos minerais subsaturados formados anteriormente, na ordem abaixo relatada.
4. Se a deficiência de  $SiO_2$  observada for  $< 1/2$  Hyp, a olivina e o hiperstênio estão presentes simultaneamente. Para  $S =$  quantidade de  $SiO_2$  disponível,  $M = MgO + FeO$ ,  $x =$  hiperstênio e  $y =$  olivina, teremos:  

$$x + y = S$$

$$x + 2y = M$$
 Nesta operação deve ser respeitada a razão  $MgO / FeO$  da rocha.
5. Se a deficiência de  $SiO_2$  ( $S > 1/2$  Hyp), todo o hiperstênio é transformado em olivina. Se a deficiência de sílica permanecer, a titanita (Ttn) se transforma em perovskita (Prv) e subsequentemente se inicia a dessilicatização dos feldspatos.
6. Se, no entanto, a deficiência de sílica ( $S < 6$  Ab (albita)), forma-se nefelina (y) e albita (x) de acordo com o seguinte sistema, para o qual S é a sílica disponível e N é a quantidade de  $Na_2O$  disponível:  

$$6x + 2y = S$$

$$x + y = N,$$
 a partir do qual  

$$x = (S - 2N) / 4$$

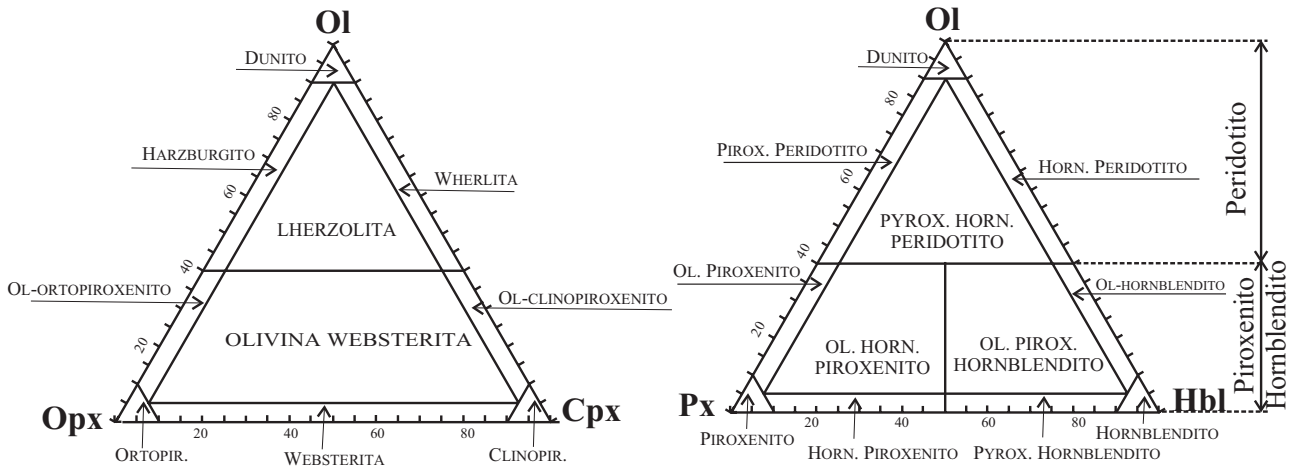
$$y = (S - 6x) / 2,$$
 sendo x e y os moles de  $Na_2O$  que competem para a albita e nefelina, respectivamente.
7. Se  $S < 4$  ab, toda a albita se transforma em nefelina (Ne) e em seguida ocorre a dessilicatização do feldspato potássico, do ortoclásio (x) e da leucita (y), sendo K a quantidade de  $K_2O$  disponível, considerando o sistema:  

$$6x + 4y = S$$

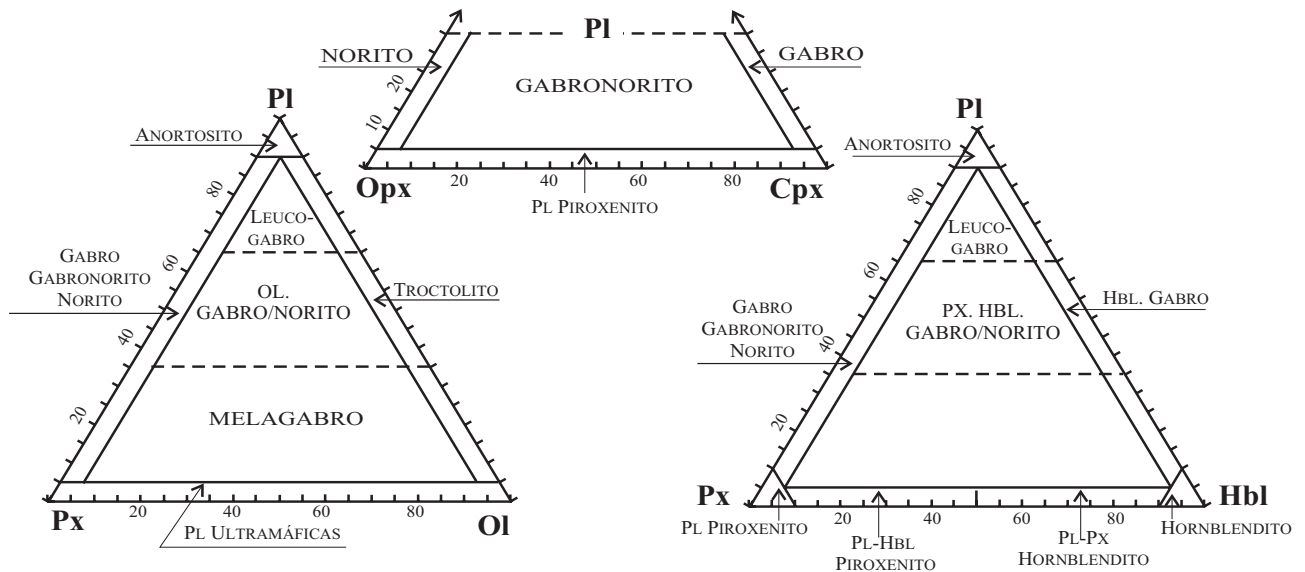
$x + y = K$ ,  
 a partir do qual  
 $x = (S - 4K) / 2$   
 $y = (S - 6x) / 4$ ,  
 sendo x e y os moles de  $K_2O$  que competem para o ortoclásio e para a leucita, respectivamente.

8. Se permanecer a deficiência de sílica mesmo após as operações precedentes, dessiliciza-se a wollastonita e, eventualmente, o diopsídio ( $Di = Wo + En + Fs$ ),

formando a partir da Wo o ortossilicato de cálcio (cs) e a partir da En e Fs, a olivina. No caso mais comum, em que além da Wo destrói-se também uma parte do di, sendo x = diopsídio, y = olivina, z = ortossilicato de cálcio,  $M = MgO + FeO$ ,  $C = CaO$ , e, geralmente, S = sílica disponível, a decomposição requer a resolução do seguinte sistema de três equações e três incógnitas:  
 $2x + y / 2 + z / 2 = S$   
 $x + y = M$



**Figura 7.** Classificação e nomenclatura de rochas ultramáficas com base nas proporções de olivina (Ol), ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx), piroxênio (Px) e hornblenda (Hbl) (Streckeisen, 1973).



**Figura 8.** Classificação das rochas gabroides que contêm hornblenda (Hbl) e Orto + clinopiroxênio (Px).

$$x + z = C,$$

a partir do qual pode-se obter:  $z = 2C - S$ .

Se, no entanto, a Wo for suficiente para neutralizar a deficiência de sílica, somente o Cs será produzido a partir da Wo, que pode permanecer em parte na norma, enquanto o Di permanece invariado.

9. Raramente a subsaturação de sílica pode ser ainda maior que nas operações ilustradas precedentemente. Neste caso, após a transformação total do diopsídio em Cs e Ol, forma-se kaliofilita (Kp) a partir da leucita.

Usando  $K = K_2O$  disponível,  $S = \text{“déficit” em } SiO_2$ ,  $x = \text{leucita}$  e  $y = \text{kaliofilita}$ , a partir das equações:  $4x + 2y = S$  e  $x + y = K$ , obtém-se  $x = (S - 2K) / 2$  e  $y = (4K - S) / 2$ .

10. Uma vez calculadas as componentes normativas, procede-se ao cálculo das percentagens em peso, multiplicando o número de moles obtido pelos pesos moleculares dos vários minerais virtuais.

No Apêndice (Tabela AI) são propostos dois exercícios completos sobre os cálculos normativos descritos.

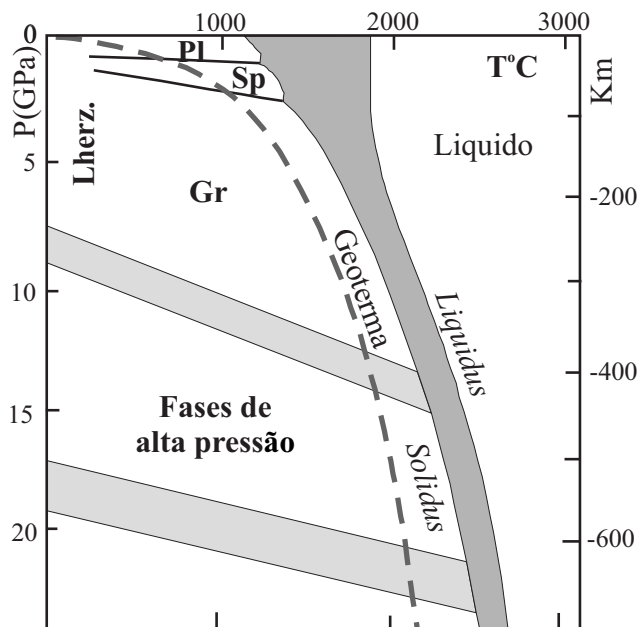


Figura 9. Diagrama P-T representando o zoneamento do manto superior. Pl, plagioclásio, Sp, espinélio, Gr, granada (Wyllie, 1981).

## CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS

As rochas plutônicas ultramáficas são classificadas com base em seu conteúdo de minerais máficos, isto é, olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda (biotita, flogopita) e subordinados, isto é, granada, espinélio, plagioclásio.

A essas, podem-se adicionar também as rochas gabroídes – com plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + olivina + hornblenda (+ biotita + granada + espinélio)  $\geq 95\%$  e opacos  $\leq 5\%$ .

Os relativos diagramas de classificação são apresentados nas Figuras 7 e 8.

### Notas de petrologia do manto

Posto que a composição mineralógica média do manto superior é de 60% de Ol, 35% de Opx, 5% de Cpx, mais uma fase aluminífera, é evidente que tal composição corresponde ao campo dos lherzolitos (Figura 7).

A fase aluminífera presente é condicionada pela pressão (profundidade) a que foi submetido o peridotito. Consequentemente, os peridotitos se subdividem em peridotitos a plagioclásio (profundidade  $< 30$  km), peridotitos a espinélio (profundidade entre 30 e 80 km) e peridotitos a granada (profundidade entre 80 e 400 km; Figura 9).

Como exemplo, na Tabela 4 encontram-se as composições de um lherzolito a espinélio e das fases coexistentes, além do resultado do balanço de massa (para o último, veja programa anexo no Apêndice III). Na Tabela 5 encontram-se as estimativas da composição “primitiva” do manto superior e as composições dos peridotitos do manto utilizadas nos experimentos.

Destaca-se que os peridotitos naturais ou apresentam composições semelhantes à estimativa da composição primitiva e são definidos **peridotitos férteis**, ou apresentam composições empobrecidas em elementos fundíveis ( $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ) e enriquecidas em  $MgO$  ( $NiO$ ,  $Cr_2O_3$ ) e são definidos **peridotitos empobrecidos, refratários** ou **residuais**.

**Tabela 4.** Composição de um xenólito do manto (WR), das fases presentes (análises por microsonda; De Marchi et al., 1989) e relativo balanço de massa, que classificou a rocha como lherzolito a espinélio.

Amostra:3091	Rocha total	Olivina	Ortopiroxênio	Clinopiroxênio	Espinélio	Balanço de massa
Peso	(%)					
SiO <sub>2</sub>	44,68	41,23	56,86	53,25	0,06	SR <sup>2</sup> = 0,098
TiO <sub>2</sub>	0,05	-	0,07	0,29	-	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,56	-	3,33	5,61	56,53	Olivina = 63,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	-	0,24	-	12,38	Ortopir. = 23,38
FeO <sub>Total</sub>	7,88	9,30	5,80	2,43	10,63	Clinopir. = 10,41
MnO	0,12	0,15	0,13	0,10	0,11	Espinélio = 2,38
MgO	41,37	49,94	33,77	15,40	20,70	Soma = 100,00
CaO	2,27	0,03	0,49	21,13	-	
Na <sub>2</sub> O	0,10	-	0,05	1,52	-	mg# <sub>olivina</sub> = =.90
K <sub>2</sub> O	0,09	-	-	0,83	-	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	-	-	-	-	
Soma	99,13	100,05	100,74	100,58	100,41	

**Tabela 5. A:** Estimativa da composição média do manto primitivo; 1, Hutchinson (1976), 2, Jagoutz et al., 1979, 3, Palme e Nickel (1985). **B:** composições utilizadas nos experimentos; HK66, Kushiro et al. (1966), Green e Ringwood (1967); Pirólito Médio (Ringwood, 1979). Lembre-se que o pirólito é um peridotito fértil artificial formado de 75% de dunito, misturado com 25% de um basalto toleítico.

A	1	2	3	B	HK66	Pirólito III	Pirólito Médio
Peso	(%)						
SiO <sub>2</sub>	45,00	45,10	46,20		48,02	45,20	45,00
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,22-	0,23		0,22	0,71	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	3,97	4,75		4,88	3,54	3,30
FeOTotal	8,00	7,82	7,70		9,88	8,47	8,00
MnO	0,11	0,14	0,13		0,14	0,14	0,15
MgO	39,00	38,30	35,50		32,35	37,48	38,10
CaO	3,25	3,50	4,36		2,97	3,08	3,10
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,33-	0,040		0,66	0,57	0,40
K <sub>2</sub> O	-	0,03	-		0,07	0,13	0,03

**Líquidos primários** são magmas produzidos por fusão parcial do material do manto, em equilíbrio químico com o material-fonte no momento de sua formação, sem processos de diferenciação que possam ter modificado a composição originária. Sendo que as rochas peridotíticas constituem as fontes dos **líquidos primários**, sua identificação se baseia essencialmente na distribuição Fe / Mg (ou Ni / Mg) entre a olivina e o líquido.

Sendo  $Mg\#_{magma} = Mg / (Mg + Fe^{++})$

e o coeficiente de distribuição ( $K_D$ ) entre a olivina e o magma

$K_{D,olivina-magma} = (Fe^{2+} / Mg)^{ol} / (Fe^{2+} / Mg)^{magma} \approx 0,33$

independente de pressão (P) e (T),

tem-se:

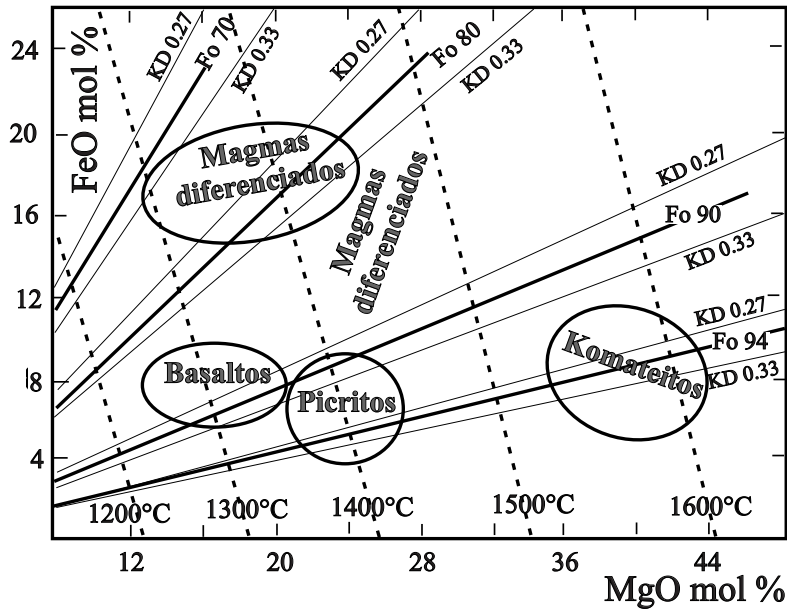
$$Mg\#_{magma} = Mg\#_{olivina} \times K_D / (1 + K_D \times Mg\#_{olivina} - Mg\#_{olivina}).$$

Analogamente, o Mg# da olivina em equilíbrio com o magma é calculado pela expressão:

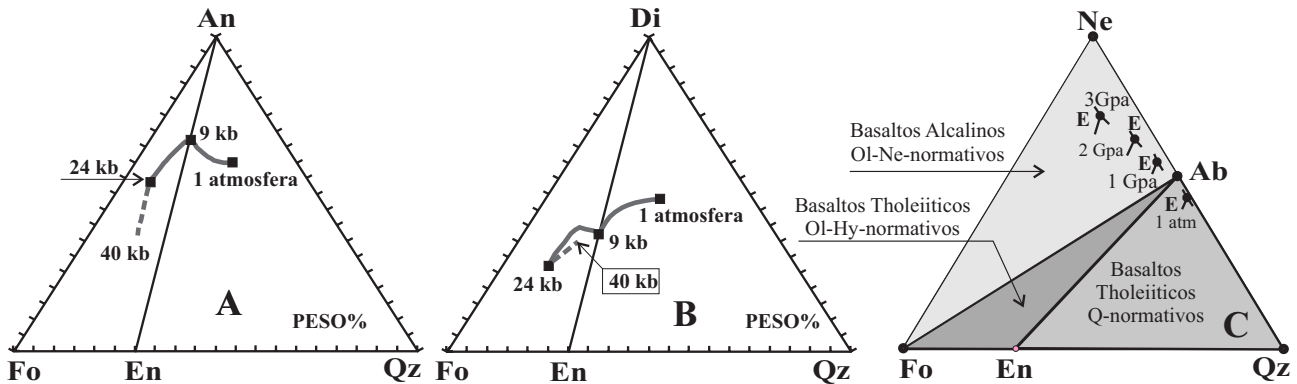
$$Mg\#_{olivina} = Mg\#_{magma} / (K_D - K_D \times Mg\#_{magma} + Mg\#_{magma})$$

Por exemplo, sendo o Mg# da olivina = 0,90 (Tabela 4), o Mg# do magma de equilíbrio será = 0,75.

O conteúdo em forsterita (Fo% igual a  $mMg\# \times 100$ ) da olivina do resíduo de fusão (peridotito residual) é igual ao conteúdo em Fo% de olivina do líquido do magma



**Figura 10.** Diagrama MgO vs FeO (moles catiônicas %) que exibem os campos composicionais (para  $K_D$  variando de 0,27 a 0,33) dos magmas em equilíbrio com Fo da olivina de 94 a 70%. Magmas primários em equilíbrio: komatiitos com olivina Fo 94%; picritos com olivina de Fo 94 a Fo 90%; basaltos com olivina Fo 90%. Magmas secundários com olivina  $Fo \leq 80\%$ .



**Figura 11. A:** Projecção do vértice diopsídio (Di) do sistema CMAS com a representação dos primeiros líquidos (Davis e Schairer, 1965; Presnall et al., 1979) sob várias pressões. **B:** Idem, porém projetado do vértice An. **C:** Efeito da pressão na composição dos primeiros líquidos (Kushiro, 1972): o efeito da pressão desloca o eutético ternário (mínimo de fusão) do campo dos basaltos toleíticos supersaturados (1 atm.) para o campo dos basaltos alcalinos muito subsaturados (3 GPa).

produzido no processo de fusão. Lembrando que a olivina do manto tem uma composição variável entre Fo90 (manto “primitivo”) e Fo94 (manto residual empobrecido), a olivina dos liquidus das fusões primárias variará dentro do mesmo intervalo de composição. Portanto, um magma primário de origem mantélica deve estar em equilíbrio com a olivina, sendo seu conteúdo em  $Fo^3$  90% (Figura 10). Por outro lado, os líquidos primários em equilíbrio com o manto não devem ter  $mg\#$  menor que 0,70 ( $0,70 < Mg\# < 0,86$ ), e magmas com  $Mg\# < 0,70$  são necessariamente

diferenciados, isto é, derivados de magmas primários por processos de diferenciação magmática (por exemplo, cristalização fracionada).

As provas experimentais de fusão peridotítica (como em Davis and Schairer, 1965; Kushiro, 1972; Presnall et al., 1979) no sistema CMAS (tetraedro Fo-Di-Qz-An) indicam os resultados do primeiro líquido obtido a várias pressões (Figura 11):

- (1) a 1 atm, supersaturado em sílica, e Qz normativo (se projeta no campo En-An-Qz, Figura 11);



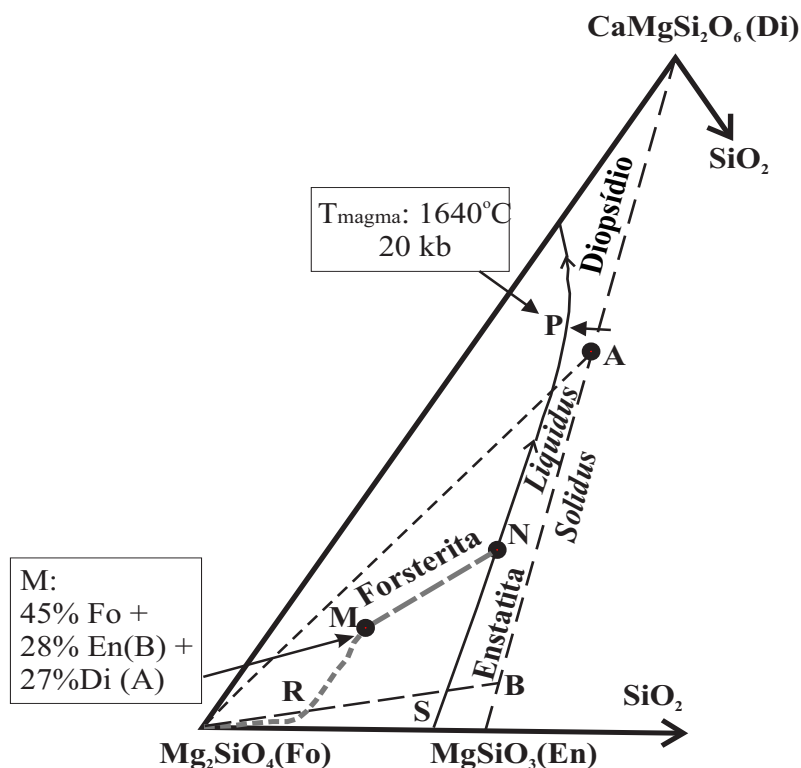
- (2) a 9 kbar, saturado em sílica (Hyp normativo e se projeta sobre a linha de saturação En-An);
- (3) a pressões superiores, subsaturado em sílica (Ol normativo).

Nos processos de fusão do manto, podem-se verificar duas situações:

**A) fusão em equilíbrio**, na qual o líquido produzido permanece no sistema com uma composição progressivamente variável da composição eutética ternária, Fo-En-Di, para a composição do sistema-fonte inicial;

**B) fusão fracionada**, na qual o líquido produzido é continuamente retirado do sistema. Neste caso são produzidos magmas diferentes: 1) um magma de composição eutética ternária Fo-En-Di, 2) um magma de composição eutética binária Fo-En, 3) um magma de composição Fo (Figura 12).

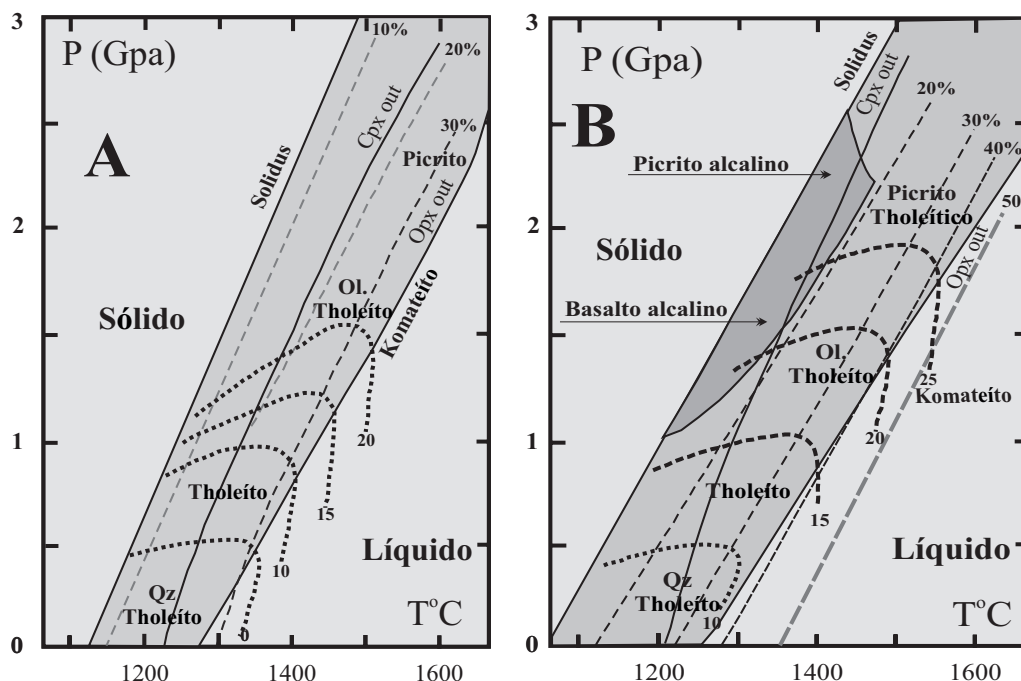
Um manto quimicamente homogêneo pode originar uma variedade de tipos de basaltos. Os resultados dos testes experimentais indicam que por meio da fusão parcial de composições peridotíticas “férteis”, representativas do manto superior, na ausência de fases fluidas (“**condições**



**Figura 12.** Sistema CMAS: variação da composição dos líquidos com o aumento do grau de fusão.

**A: Fusão em equilíbrio:** (1) antes se forma um magma de composição **P**; (2) a 30% de fusão, todo o Di foi fundido e o sólido se deslocou de **M** a **R**; (3) prossegue a fusão de Fo-En, e a composição do magma varia de **P** a **A**, quando toda En estiver fundida; o sólido se desloca de **R** a **F** no intervalo de 10 a 30% de fusão parcial, onde os quartzo-toleítos se formam a pressões mais baixas. Aumentando a pressão e o grau de fusão, obtêm-se magmas picríticos e komatiíticos; aqui não são obtidos magmas alcalinos, nem a pressões altas e a baixos graus de fusão. As linhas tracejadas representam a porcentagem de magma produzido; as linhas pontilhadas representam o conteúdo % de olivina normativa no magma. Opx *out* e Cpx *out* representam o grau de fusão para o qual essas fases são completamente consumidas (Jaques e Green, 1980).

**B: Resultados** das experiências de fusão parcial em **Iherzolito** fértil: a mesma simbologia da figura precedente. A área mais escura representa as condições requeridas para a geração de magmas basálticos alcalinos. O campo de formação dos magmas toleíticos se expande a pressões mais elevadas, em relação aos dados referentes ao manto empobrecido; o campo de formação dos magmas alcalinos se expande para baixos graus de fusão parcial e a pressões elevadas (> 1 GPa); ao aumentar a pressão e o grau de fusão formam-se magmas picríticos e komatiíticos.



**Figura 13. A:** Resultados das experiências de fusão parcial em lherzolito empobrecido: os toleítos formam-se no intervalo de 10 a 30% de fusão parcial, onde os quartzo-toleítos se formam a pressões mais baixas. Aumentando a pressão e o grau de fusão, obtêm-se magmas picríticos e komatiíticos; aqui não são obtidos magmas alcalinos, nem a pressões altas e a baixos graus de fusão. As linhas tracejadas representam a porcentagem de magma produzido; as linhas pontilhadas representam o conteúdo % de olivina normativa no magma. Opx out e Cpx out representam o grau de fusão para o qual essas fases são completamente consumidas (Jaques e Green, 1980).

**B:** Resultados das experiências de fusão parcial em lherzolito fértil: a mesma simbologia da figura precedente. A área mais escura representa condições requeridas para a geração de magmas basálticos alcalinos. O campo de formação dos magmas toleíticos se expande a pressões mais elevadas em relação aos dados referentes ao manto empobrecido; o campo de formação dos magmas alcalinos se expande para baixos graus de fusão parcial e a pressões elevadas (> 1 GPa); ao aumentar a pressão e o grau de fusão, formam-se magmas picríticos e komatiíticos.

secas”), podem ser produzidos, em diferentes condições de pressão e temperatura e com diferentes graus de fusão (Figura 13):

- 1) Magmas primários basálticos toleíticos (desde quartzo até olivina-hiperstênio normativos);
- 2) Magmas primários basálticos alcalinos (olivina-nefelina normativos);
- 3) Magmas primários picríticos e komatiíticos (fortemente olivina normativos);
- 4) Magmas primários picríticos alcalinos (fortemente olivina-nefelina normativos);
- 5) Magmas primários picríticos toleíticos (fortemente olivina-hiperstênio normativos).

*Composição dos líquidos experimentais nos sistemas peridotíticos + vapor ( $H_2O$ ,  $CO_2$  ou  $H_2O+CO_2$ , em excesso ou em falta)*

Os sistemas estão esquematicamente ilustrados na Figura 14.

No sistema do peridotito com  $H_2O$  em excesso (Figura 14A), os primeiros líquidos se formam a temperaturas inferiores às do sistema “seco” (Figura 13). Os campos de formação dos magmas toleíticos, desde supersaturados até subsaturados em sílica, se expandem na direção das altas pressões; adicionalmente, ao longo do solidus e a baixas pressões, podem-se obter líquidos muito supersaturados em sílica, do tipo andesítico.

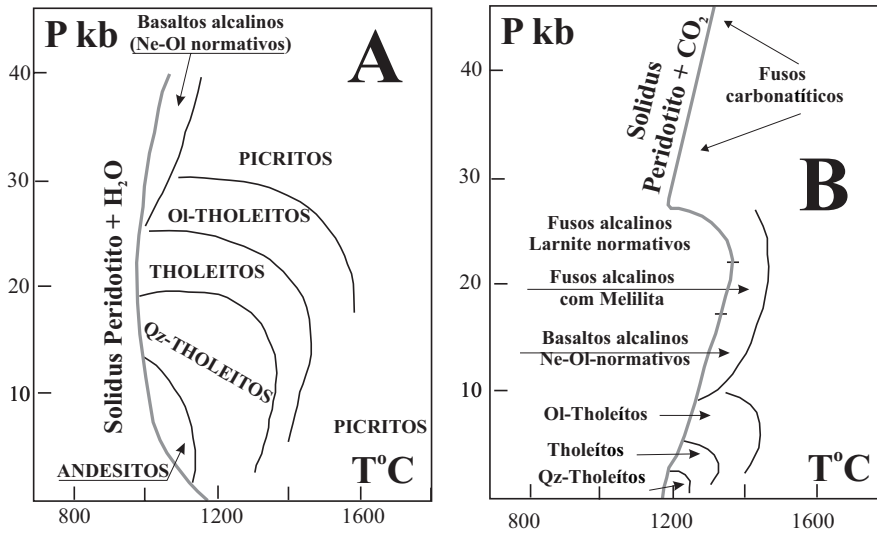
No sistema peridotito com  $CO_2$  em excesso (Figura 14B), os primeiros líquidos se formam a temperaturas levemente inferiores às do sistema “seco” (Figura 13), e na direção de pressões menores há uma expansão dos campos de formação dos magmas subsaturados em sílica. Conforme aumenta a pressão, os magmas alcalinos subsaturados se estabilizam: a pressões “médio-baixas”, são Ne-Ol normativos; a pressões mais elevadas (> 15 kbar) obtêm-se magmas fortemente subsaturados em sílica, com melilita modal e larnita normativa; finalmente, a altas pressões, ao longo do solidus aparecem magmas muito enriquecidos em  $CO_2$ , do tipo carbonatítico.

Os dados experimentais demonstram que podem-se produzir por fusão parcial de composições peridotíticas férteis, representativas do manto superior, na presença de vapor (ou  $H_2O$ , ou  $CO_2$ , ou  $H_2O + CO_2$ ), em condições normais ou na presença de metassomatismo sódico ou potássico, em diferentes condições de pressão e temperatura e graus de fusão: (a) magmas primários do tipo andesítico (Qz normativos); (b) magmas primários alcalino-basálticos (Ol-Ne normativos); (c) magmas primários fortemente subsaturados em sílica e alcalinos (melilita e larnita normativa, basanitos e nefelinitos);

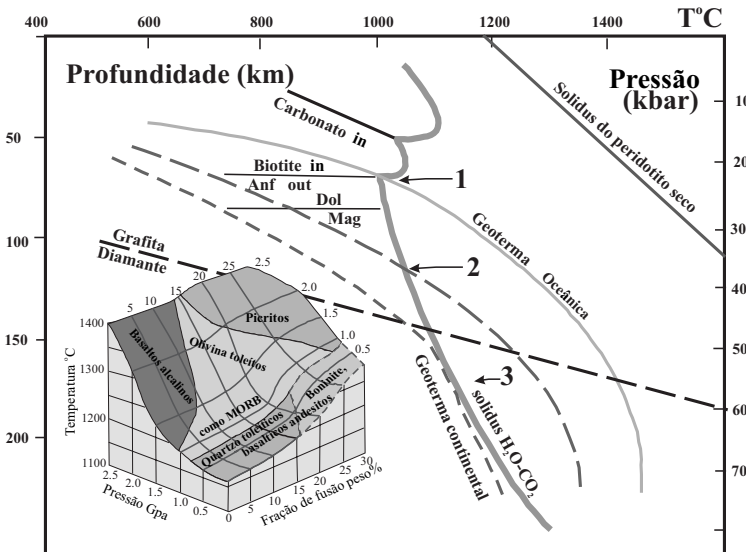
(d) magmas primários muito subsaturados em sílica e potássicos (magmas potássicos e ultra potássicos, leucititos); (e) magmas primários kimberlíticos; (f) magmas primários carbonatíticos.

Adicionalmente, experimentos recentes sobre a fusão de um manto “fértil” confirmam que os basaltos alcalinos são favorecidos pelas altas pressões e baixos graus de fusão (Kushiro, 2001).

O gráfico da Figura 15, em que estão referidas as relações entre geotermas e o solidus em condições de deficiência de fase vapor, indica que em ambiente oceânico um



**Figura 14. A:** Quadro esquemático dos magmas obtidos experimentalmente no sistema peridotito-água em excesso. **B:** Quadro esquemático dos primeiros magmas obtidos experimentalmente no sistema peridotito- $CO_2$  em excesso.



**Figura 15. A:** Sistema P-T peridotito-vapor ( $H_2O + CO_2$ , em falta), no qual são evidenciadas as relações e as interferências entre a curva do solidus ( $H_2O-CO_2$ ) e as geotermas (oceânica, continental e intermediária). Inclusão: diagrama ternário pressão-temperatura-grau de fusão indicando os tipos principais de magma que podem ser produzidos (Kushiro, 2001).

anfíbólio-carbonato-peridotito pode fundir, dando lugar a basanitos e nefelinitos (ponto 1 da Figura 15); em ambiente de plataforma continental, a fusão pode ser verificada em condições de alta pressão, no campo de estabilidade do diamante, dando lugar a magmas kimberlíticos, lamproíticos e carbonatíticos (ponto 3 da Figura 15); em ambiente “intermediário”, enfim, podem ser produzidos magmas nefeliníticos, leucitíticos, melilitíticos, carbonatíticos e ultrapotássicos.

## TRANSPosição DOS DADOS NORMATIVOS NOS DIAGRAMAS DE FASE DE INTERESSE PETROLÓGICO

### Sistema Ne-Fo-Qz

Um sistema importante é constituído de nefelina-fosterita-quartzo (Ne-Fo-Qz), que forma a base do “tetraedro basáltico” de Yoder e Tilley (1962; Figura 16). Esse sistema é caracterizado por duas linhas de conjugação, Fo-Ab e Ab-En, das quais somente a primeira constitui uma barreira térmica (Figura 16A). São aqui distinguidos um plano de saturação em sílica (Di-Ab-En, ou clinopiroxênio-plagioclásio-hiperstênio) e um plano de subsaturação (Di-Ab-Ol, ou clinopiroxênio-plagioclásio-olivina); assim se formam três volumes típicos de rochas subsaturadas (Ne normativas), saturadas (Ol e Hyp normativas) e supersaturadas com quartzo normativo

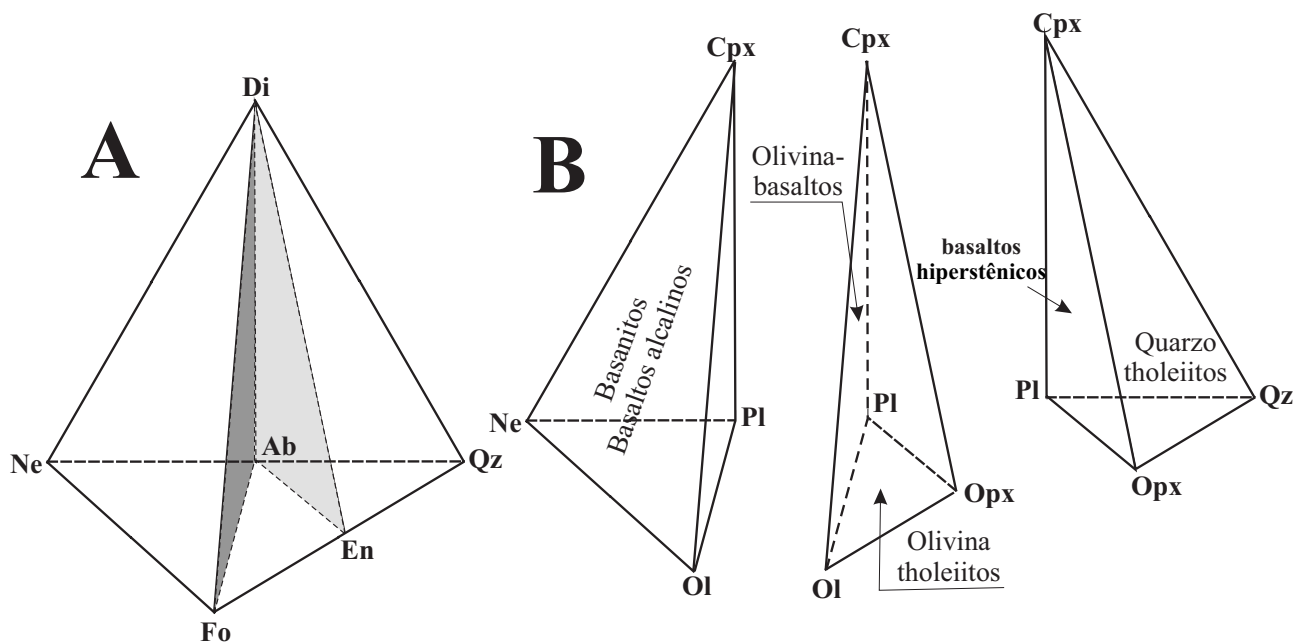
(Figura 16B). Isso significa que os líquidos inicialmente subsaturados em sílica, cuja composição se projeta no subsistema Fo-Ab-Ne, por cristalização fracionada originam líquidos residuais pobres em minerais fêmicos (aqui representados pela olivina) e ricos em albita e nefelina. De fato, o ponto mínimo térmico é aqui representado pelo eutético ternário *Q*, que se encontra nas proximidades do eutético binário Ne-Ab (Figura 17A). Os líquidos cuja composição se projeta no subtriângulo Ab-Fo-En terminam a cristalização, se em condições de equilíbrio, no ponto *H*; ou no ponto *I* (eutético ternário enriquecido em sílica e plagioclásio e extremamente pobre em fêmicos), se em condições de cristalização fracionada.

A alta pressão, a configuração do diagrama muda com o desaparecimento do plagioclásio, substituído por um piroxênio sódico, de acordo com a reação:



A barreira térmica Fo-Ab, que a baixa pressão separa as composições nefelina normativas (álcali basaltos) das hiperstênio e quartzo normativos (toleitos), desaparece a alta pressão (Figura 17B).

O incremento de pressão em condições anidricas determina um deslocamento significativo da curva de coexistência Fo-En e do ponto invariante *f* (Figura 17C), que se desloca da área Qz normativa a baixa pressão, passando pela zona Hyp normativa a pressão intermediária, até a



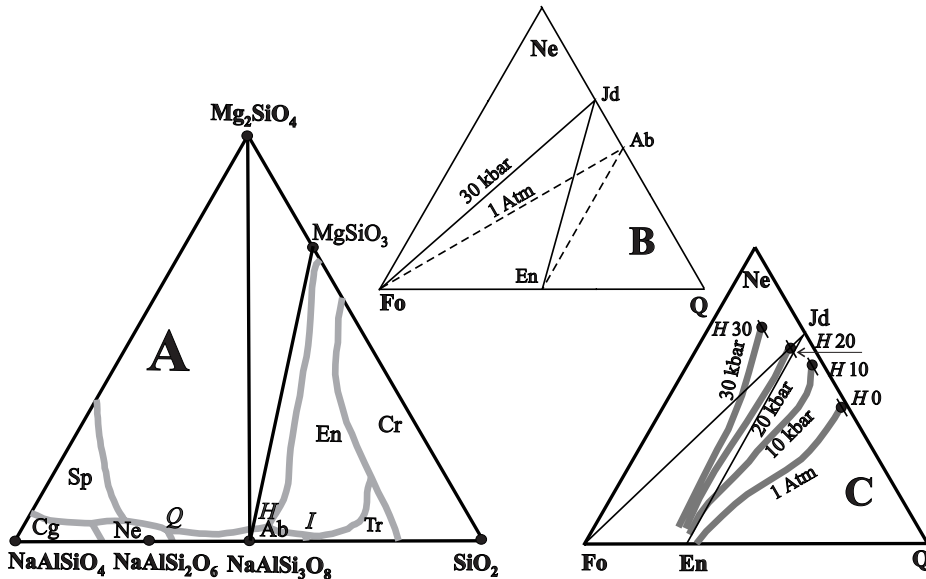
**Figura 16. A:** Tetraedro basáltico de Yoder e Tilley (1962). Di, diopsídio; Fo, fosterita; Ab, albita; En, enstatita; Qz, quartzo. Os sistemas Di-Fo-Ab e Di-Ab-En constituem os planos críticos de subsaturação e de saturação em sílica, respectivamente. **B:** Classificação normativa dos basaltos para o mesmo tetraedro de Yoder e Tilley.

zona Ne normativa a alta pressão. Tais variações indicam que sistemas inicialmente Hyp normativos (composições olivino-toleíticas) podem originar, por fracionamento, líquidos supersaturados a baixas pressões e subsaturados a altas pressões.

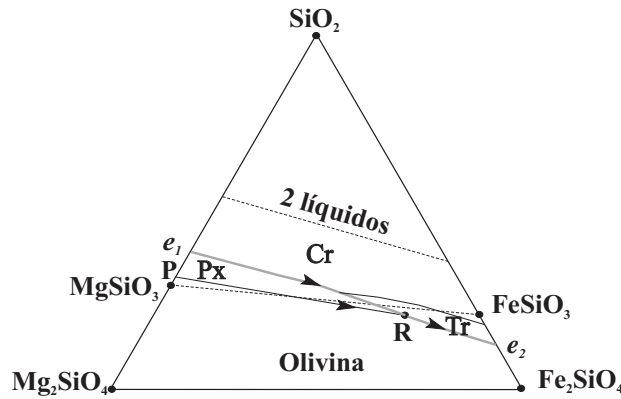
Analogamente, fontes sólidas, que se projetam no tetraedro Jd-Ab-Fo-En, podem gerar por fusão parcial líquidos supersaturados ou saturados a baixa pressão, mas sempre subsaturados a alta pressão. Portanto, os magmas alcalinos Ne normativos podem representar líquidos que se formaram a profundidades maiores que as dos magmas toleíticos. Observa-se ainda que uma mesma fonte pode produzir

líquidos bem diferentes ao se mudarem as condições de fusão e que um mesmo magma pode gerar produtos fortemente contrastantes se submetido a uma evolução polibárica.

Lembre-se que as relações de fase examinadas se expressam em condições anidras. Se uma fase volátil estiver presente, elas serão drasticamente diferentes. Por exemplo, a alta  $P_{H_2O}$ , no sistema Di-Fo-Qz haverá um aumento sensível do campo de estabilidade da olivina, que empurrará o ponto *H* (Figura 17C), ainda no campo supersaturado. Se o  $CO_2$  estiver presente, o forte efeito estabilizador deste componente volátil nos minerais mais polimerizados produzirá uma notável redução



**Figura 17.** A: Sistema  $NaAlSiO_4$ - $SiO_2$ - $Mg_2SiO_4$  a uma atmosfera (Schairer e Yoder, 1961). Spl, espinélio; Cg, carnegéita; Nph, nefelina; En, proto enstatita-enstatita, Trd, tridimito, Crs, cristobalita. Q, H, I, pontos eutético (vide texto). B: Variação das linhas de conjugação no sistema Fo-Q-Ne na passagem de baixa pressão (1 atm) para alta pressão (30 kbar). C: Mudança das linhas de coexistência Fo-En e do ponto invariante H (Figura 17A) para diversas pressões, em condições anidras (Yoder, 1976).



**Figura 18.** Sistema  $SiO_2$ - $Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$  a uma atmosfera (Bowen e Schairer, 1935). Px, piroxênio; Crs, cristobalita; Trd, tridimito. P, peritético binário olivina-piroxênio; R, ponto de reação;  $e_1$ , eutético binário enstatita-sílica;  $e_2$ , eutético binário ferrosilita-fayalita (vide texto).

do campo de estabilidade da olivina com vantagem do piroxênio, favorecendo líquidos fortemente subsaturados na fusão parcial.

A adição de Fe aos sistemas examinados comporta uma notável complicação nos diagramas de estado.

Uma avaliação relativa à presença de Fe em relação aos principais minerais fêmicos das rochas pode ser efetuada pelo sistema  $Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$ - $SiO_2$  (que pode ser considerado ternário, se forem omitidas as pequenas quantidades de  $Fe^{3+}$  presentes mesmo para uma baixíssima fugacidade de oxigênio).

Entre forsterita e fayalita e entre enstatita e ferrosilita subsistem relações de solução sólida. Entretanto, a forsterita não é estável a baixa pressão, e em seu lugar tem-se uma fase da sílica e olivina ferrífera. Conseqüentemente, tem-se uma limitada extensão do campo primário do piroxênio, que é caracterizado por fusão incongruente nos termos ricos em Mg e por fusão congruente nos termos intermediários.

A linha de coexistência olivina-piroxênio se inicia em um ponto peritético binário P e termina no ponto de reação R (Figura 18). O sistema evidencia que a relação de reação entre olivina e piroxênio permanece também com a adição de ferro, e que há incompatibilidade entre a olivina magnesiânica e intermediária e uma fase da sílica. Note que tal incompatibilidade não subsiste para os termos fayalíticos, de acordo também com as observações petrográficas que indicam a fayalita presente, por exemplo, em granitos e pegmatitos (vide Stephenson e Hensel, 1978).

#### Notas de termometria em olivina e piroxênios

#### Olivina

A olivina é uma fase de cristalização primitiva nos líquidos basálticos de diferente composição, como observado na natureza e determinado nos estudos experimentais (Bowen e Schairer, 1935). A temperatura de cristalização (em graus Kelvin ou Celsius) da olivina presente em líquidos basálticos pode ser obtida por cálculos simples baseados essencialmente em componentes elementares compatíveis com a olivina (Roeder e Emslie, 1970; Leeman e Scheidegger, 1977).

A temperatura da olivina presente nos líquidos basálticos ( $^{\circ}K$ ), de acordo com Roeder e Emslie, que utilizam o coeficiente de distribuição Fe-Mg ( $K_D$ ) entre a olivina e o líquido, é obtida pela relação:

$$T (^{\circ}K) = 3.740 / [1,87 + \log_{10} (X_{Mg}^{Ol} / Y_{Mg}^{Liquido})],$$

onde X e Y são as frações molares % de olivina e líquido, respectivamente.

#### Exemplo:

Amostra 257(B167) de Piccirillo e Melfi (1988): Calculados  $X = 44,39$  e  $Y = 8,23$ , obtém-se uma temperatura de  $1.164^{\circ}C$ .

Leeman e Scheidegger (1977), a partir de considerações análogas, levam em conta também o Mn, Co e Ni, resultando na seguinte relação:

$$T (^{\circ}K) = A / (\log_e D - B),$$

onde  $D = (\% \text{ óxido}^{olivina}) / (\% \text{ óxido}^{liquido})$  e A e B são definidos pelos óxidos respectivos na Tabela III:

**Tabela III.** Valores A e B para o cálculo do termômetro olivina-líquido basálticos.

	A	B
Fe <sup>++</sup>	9016(±425)	-5,46(±0,27)
Mg	8916(±477)	-4,29(±0,30)
Mn	12184(±426)	-7,96(±0,29)
Co	9676(±316)	-5,23(±0,20)
Ni	13160(±824)	-6,18(±0,53)

Considerando sempre o exemplo precedente (amostra 257; olivina, %: FeO = 44,49, MnO = 0,84, MgO = 20,57; rocha hospedeira, FeO = 10,34, MnO = 0,17, MgO = 4,59), obtém-se:  $D^{FeO} = 4,303$ ,  $D^{Mn} = 4,941$ ,  $D^{Mg} = 4,303$ , dos quais se calculam as temperaturas de  $1.030$ ,  $1.002$  e  $1.038^{\circ}C$ , respectivamente.

#### Piroxênios

Kretz (1982), com base nas considerações de que a composição química dos piroxênios pode ser atribuída a reações de trocas que determinam o conteúdo de Ca e a razão relativa Mg /  $Fe^{2+}$  dos minerais, e nos dados sobre as composições do piroxênio cálcico associado ao ortopiroxênio ou à pigeonita, combinados com os resultados experimentais, propõe as seguintes equações termométricas:

Para o clinopiroxênio rico em Ca:

Para temperaturas  $> 1.080^{\circ}C$ :

$$T (^{\circ}K) = 1.000 / [0,468 + 0,246X^{Cpx} - 0,123\log_e(1 - 2A)] \quad (1)$$

Para temperaturas  $< 1.080^{\circ}C$ :

$$T (^{\circ}K) = 1.000 / [0,054 + 0,608X^{Cpx} - 0,304\log_e(1 - 2A)] \quad (2)$$

Inserindo também o piroxênio empobrecido em cálcio (ortopiroxênio ou pigeonita):

$$T (^{\circ}K) = 1.130 / [\log_e K_D + 0,505] \quad (\pm 60^{\circ}C) \quad (3)$$

sendo:

$X^{Cpx} = Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$  e  $A = Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+})$  no clinopiroxênio rico em cálcio, e

$K_D = [X^{Opx} / (1 - X^{Opx})] / [X^{Cpx} / (1 - X^{Cpx})]$  o coeficiente de distribuição entre o piroxênio empobrecido em cálcio e o piroxênio enriquecido em cálcio.

$$T^{\circ}C = 1.143. \quad (3)$$

*Termobarometria de puros piroxênios*

Mercier (1980, p. 33-35), considerando os parâmetros termodinâmicos aplicados às solubilidades do cálcio e do alumínio, obtém estimativas de temperatura e pressão independentes para o ortopiroxênio e o clinopiroxênio coexistentes em peridotitos de fácies espinélio e granada e relata o esquema completo de cálculo. Os dados a serem introduzidos são aqueles de Al(tot), Cr, Fe(tot), Mn, Ca e Na expressos em frações atômicas relativos a 6 oxigênios nas fórmulas dos piroxênios. Seguem os procedimentos de cálculo.

**Exemplo:**

Dados:

Ortopiroxênio: Fe<sup>2+</sup> 0,423, Mg 1,480 e

Ca-Clinopiroxênio: Fe<sup>2+</sup> 0,179, Mg 0,840, Ca 0,707,

obtem-se:  $X^{Cpx} = 0,1756$ ,  $A = 0,4096$ ,  $X^{Opx} = 0,2223$ ,  $K_D = 1,342$ , e podem ser calculadas as temperaturas:

$$T^{\circ}C = 1.113; \quad (1)$$

$$T^{\circ}C = 1.196; \quad (2)$$

**Tabela IV,** Programa de cálculo para a termobarometria de piroxênios,

**Fácies espinélio:**

Diopsídio	
10	INPUT "Al=";Q
20	INPUT "Cr=";R
30	INPUT "Fe=";S
40	INPUT "Mn=";T
50	INPUT "Mg=";U
60	INPUT "Ca=";V
70	INPUT "Na=";Z
80	W=V/(V+U+S+T)
90	A=(Q-Z)/2
100	F=R/(Q+R-Z)
110	K=(1-2*W)/(0,667+0,667*W)
120	L=A/(1-A)/((1-1,27*F)^2)
130	D=LOG <sub>10</sub> L* LOG <sub>10</sub> K-11,2724* LOG <sub>10</sub> K+2,2595* LOG <sub>10</sub> (L)+32,371
140	G=(-7537,5* LOG <sub>10</sub> K+61152)/D)-273,16
150	P=(419,76* LOG <sub>10</sub> K-706,14* LOG <sub>10</sub> L+616,61)/D
160	PRINT "T(C)=";G
170	PRINT "P(Kb)=";P
180	GOTO 10

**Fácies espinélio:**

Enstatita	
10	INPUT "Al=";Q
20	INPUT "Cr=";R
30	INPUT "Fe=";S
40	INPUT "Mn=";T
50	INPUT "Mg=";U
60	INPUT "Ca=";V
70	INPUT "Na=";Z

**Fácies espinélio:**

Enstatita		
80		$W=V/(V+U+S+T)$
90		$A=(Q-Z)/2$
100		$F=R/(Q+R-Z)$
110		$K=6,000*W/(1-2*W)$
120		$L=A/(1-A)/((1-2,87*F)^2)$
130		$D=LOGeL * LOG_{\phi}K-8,6751 * LOG_{\phi}K+2,2595 * LOG_{\phi}(L)+24,658$
140		$G=(-6308,5 * LOG_{\phi}K+45449)/D)-273,16$
150		$P=(351,32 * LOG_{\phi}K-706,14 * LOG_{\phi}L+299,13)/D$
160	PRINT	"T(C)=";G
170	PRINT	"P(Kb)=";P
180	GOTO	10

**Fácies granada:**

Diopsídio		
10	INPUT	"Al=";Q
20	INPUT	"Cr=";R
30	INPUT	"Fe=";S
40	INPUT	"Mn=";T
50	INPUT	"Mg=";U
60	INPUT	"Ca=";V
70	INPUT	"Na=";Z
80		$W=V/(V+U+S+T-0,18*Z)$
90		$A=(Q-0,57*Z)/2$
100		$F=R/(Q+R-0,57*Z)$
110		$K=(1-2W)/(0,883+0,334*W)$
120		$L=A*(1-A)*(3,298-1,781*U-0,128*LOG_{\phi}K)/((1-0,71*F)^2)$
130		$D=LOG_{\phi}L * LOG_{\phi}K-6,9010 * LOG_{\phi}K+2,2595 * LOG_{\phi}(L)+29,471$
140		$G=(-3168,1 * LOG_{\phi}K+53754)/D)-273,16$
150		$P=(176,43 * LOG_{\phi}K-706,14 * LOGeL-224,56)/D$
160	PRINT	"T(C)=";G
170	PRINT	"P(Kb)=";P
180	GOTO	10

**Fácies granada:**

Enstatita		
10	INPUT	"Al=";Q
20	INPUT	"Cr=";R
30	INPUT	"Fe=";S
40	INPUT	"Mn=";T
50	INPUT	"Mg=";U
60	INPUT	"Ca=";V
70	INPUT	"Na=";Z
80		$W=V/(V+U+S+T)$



**Fácies granada:**

Enstatita		
90		A=(Q-Z)/2
100		F=R/(Q+R-Z)
110		K=11,976*W/(1-2*W)
120		L=A*(1-A)*(6,004-3,025*U-0,702 * LOG <sub>10</sub> K-)/((1-0,63*F)^2)
140		D=LOG <sub>10</sub> L * LOG <sub>10</sub> K-6,2079* LOG <sub>10</sub> K+2,2595* LOG <sub>10</sub> (L)+31,037
160		G=(-3168,1* LOG <sub>10</sub> K+53754)/D)-273,16
170		P=(176,43*LOG <sub>10</sub> K-706,14* LOG <sub>10</sub> L+264,90)/D
180	PRINT	"T(C)=",G
170	PRINT	"P(Kb)=",P
180	GOTO 10	

Entretanto, no que se refere às fácies a granada, é necessário executar antes um cálculo do “K” do diopsídio (item 110). Para K > 0,3785 (W<sub>diopsídio</sub> < 0,3220, item 80), K deve ser recalculado como segue:

Para o piroxênio diopsídico:  $K = (1 - 2 \times W) / (0,862 + 0,276 \times W)$

Para o piroxênio enstatítico:  $K = 14,493 \times W / (1 - 2 \times W)$

A título de exemplo, na Tabela 6 encontram-se os dados e os cálculos relativos a um par de piroxênios coexistentes nos xenólitos do manto, fácies peridotítica a espinélio (De Marchi et al., 1988, análise nº 3283).

**Tabela 6.** Átomos na formula para piroxênios coexistentes num nódulo peridotítico de Ñemby, Paraguai Oriental (De Marchi et al., 1988): as letras se referem aos programas de cálculo relatados no texto (vide Mercier, 1980). Note a boa concordância dos dados termo-barométricos: T°C = 980 ± 25, P (kb) = 20 ± 1.

Amostra 3283				Diopsidio 3283C				Enstatita 3283C			
Átomos				Átomos				Átomos			
Si	1,9589			Si	1,9560			Si	1,9560		
Ti	0,0005			Ti	0,0000			Ti	0,0000		
Al (Q)	0,0811	W	0,46808	Al (Q)	0,0739	W	0,008828	Al (Q)	0,0739	W	0,008828
Cr(R)	0,0268	A	0,02115	Cr(R)	0,0084	A	0,03595	Cr(R)	0,0084	A	0,03595
Fe(S)	0,0746	F	0,38784	Fe(S)	0,1536	F	0,10461	Fe(S)	0,1536	F	0,10461
Mn(T)	0,0031	K	0,06519	Mn(T)	0,0050	K	0,05392	Mn(T)	0,0050	K	0,05392
Mg(U)	0,9297	L	0,083911	Mg(U)	1,7838	L	0,07615	Mg(U)	1,7838	L	0,07615
Ca(V)	0,8865	D	64,32	Ca(V)	0,0173	D	51,69	Ca(V)	0,0173	D	51,69
Na(Z)	0,0388	G(T°C)	997°C	Na(Z)	0,0020	G(T°C)	962°C	Na(Z)	0,0020	G(T°C)	962°C
Σ	4,0000	P(kb)	19	Σ	4,0000	P(kb)	21	Σ	4,0000	P(kb)	21

**O sistema feldspático ternário**

A cristalização dos feldspatos pode ser extrapolada pelo sistema Or-Ab-na, que é uma função do comportamento no subsolidus dos três feldspatos. A miscibilidade total em alta temperatura entre Ab e An e entre Ab e Or se reduz fortemente no sistema ternário devido à limitada miscibilidade entre An e Or (Figura 19). Portanto o solvus dos feldspatos se apresenta como uma superfície “dômica”, truncada no alto pelo solidus.

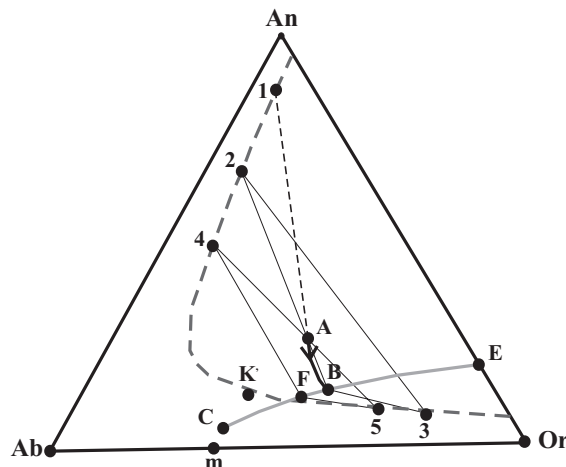
A interação entre solvus e solidus, em função da T e da P<sub>H2O</sub>, dá lugar a curvas que no plano Or-Ab-An expressam

o limite de solubilidade dos feldspatos; o aumento de P<sub>H2O</sub> produz um rebaixamento das superfícies de liquidus e solidus. Como consequência, tem-se uma notável redução do campo de estabilidade ternária dos feldspatos com o aumento da P<sub>H2O</sub> e o decréscimo da temperatura (Figura 20).

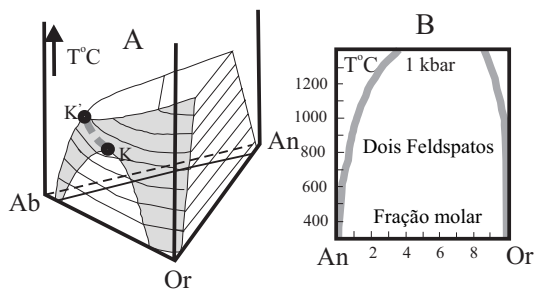
Para compreender a cristalização dos feldspatos deve-se considerar também a superfície do liquidus, além daquela do solvus: a do liquidus é constituída de duas camadas que se interseccionam ao longo de uma linha onde estão os pontos em que existe equilíbrio entre líquido e dois feldspatos. A composição de cada uma das três fases em equilíbrio se

encontra nos vértices de um triângulo cuja disposição permite controlar o andamento da cristalização.

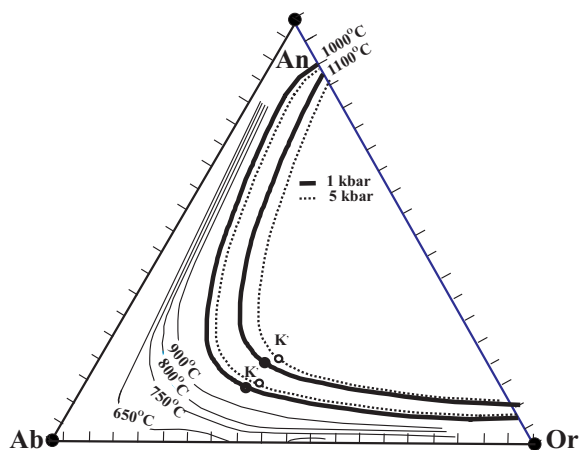
Por exemplo, na Figura 21, cada uma das três fases em equilíbrio é representada pelos vértices de um triângulo, cuja posição permite controlar o andamento da cristalização: um líquido A inicia a cristalização (quando cruza a superfície do liquidus) de um plagioclásio rico em An (composição 1 da Figura 21). A composição do líquido se deslocará então para a curva E-C que separa os campos primários de cristalização do plagioclásio e do feldspato alcalino, seguindo um andamento curvilíneo devido à reação contínua plagioclásio-líquido (trajetória A-B). Em B existirá equilíbrio entre um plagioclásio com composição 2, um K-feldspato com composição 3 e o líquido B. Sucessivamente, os dois feldspatos mudarão a composição, enriquecendo em sódio e “impondo” que o líquido siga a curva E-C até o ponto F, onde sua última gota se encontrará em equilíbrio com os dois feldspatos, de composição 4 e 5.



**Figura 21.** Andamento esquemático da cristalização no sistema Ab-An-Or a pressões relativamente baixas (vide texto e D’Amico et al., 1987).



**Figura 19. A:** Superfície do solvus no sistema Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O, no qual o ponto K representa o ponto crítico no sistema binário Or-Ab, enquanto K’ representa o ponto crítico sobre o solidus no sistema complexo (Yoder et al., 1957). **B:** Solvus para a conjugante An-Or (Fuhrman e Lindsley, 1988).



**Figura 20.** Extensão da solução sólida no sistema feldspático para diferentes temperaturas. As linhas contínuas indicam as isotermas para 1000 e 1100°C a 1 kbar e 5 kbar, com os respectivos pontos críticos (“consolutos”) K’ (Fuhrman e Lindsley, 1988). As linhas pontilhadas foram extraídas de Barron (1976).

Note-se que a curva E-C não alcança o conjunto composicional Ab-Or ( $P_{H_2O} < 5$  kbar): C é definido como **ponto crítico final** e representa no sistema ternário a composição do líquido em equilíbrio com só um feldspato com composição correspondente ao ponto K’ no solidus. Tal situação impõe a condição de que a curva C-E não pode ser cotética em toda sua extensão, dado que no final tem-se uma reação entre plagioclásio e líquido para produzir feldspato alcalino.

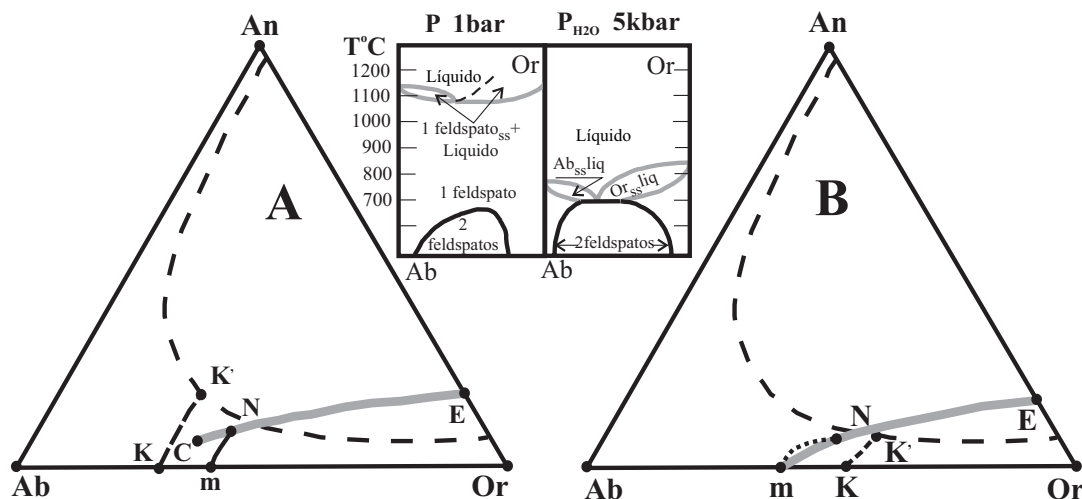
A variação no mecanismo de cristalização é obtida quando a composição do feldspato alcalino passa para o lado sódico do campo de solubilidade ternária com relação à interseção da mesma curva C-E.

O ponto sobre a curva C-E no qual se passa de um comportamento cotético a um peritético é definido como ponto **neutro (N)**, que assume um significado especial quando a cristalização não se encontra mais em equilíbrio, mas em fracionamento ideal: uma vez alcançado o ponto N, o líquido abandonará a curva, seguindo uma **linha especial**, para alcançar o ponto **m** do sistema binário (Figura 22).

Em função das condições P,  $\alpha_{H_2O}$  e  $\alpha_{SiO_2}$ , verificam-se dois casos “notáveis” do ponto de vista petrográfico: a linha **especial** pode situar-se no campo do feldspato alcalino (Figura 22A) ou no campo do plagioclásio (Figura 22B). A posição diferente da linha **especial** dependerá da localização do feldspato crítico em relação ao ponto neutro N.

As duas situações comportam diferentes caracteres texturais nas rochas derivadas de líquidos evoluídos (traquitos, sienitos, granitos e riolitos): em alguns casos se observa um plagioclásio “corroído” e circundado por feldspato potássico (*textura anti-rapakivi* da Figura 23), enquanto em outros se observa que o feldspato alcalino está parcialmente corroído e circundado por oligoclásio (*textura rapakivi* da Figura 23B).

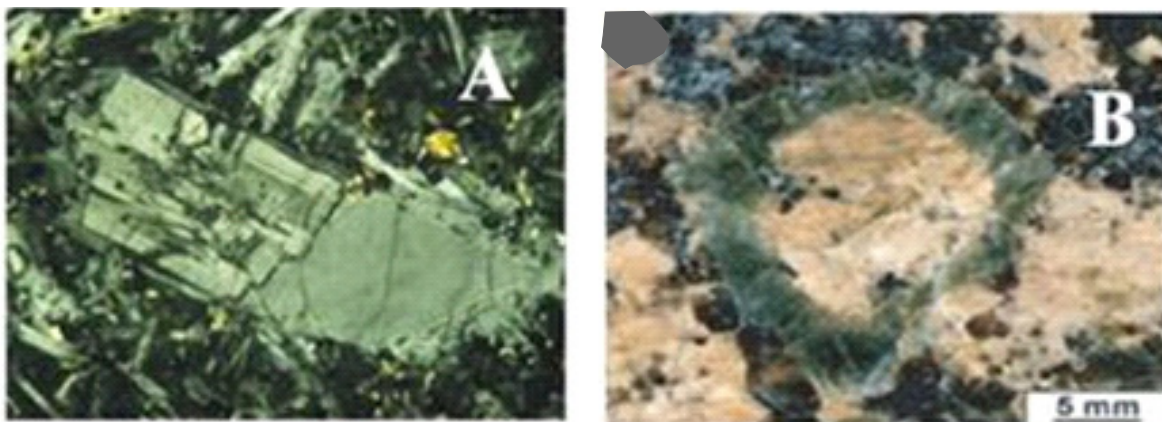
Enfim, note que ao aumentar a  $P_{H_2O}$  são comprimidos tanto o liquidus como o solidus.



**Figura 22.** Andamento esquemático do sistema feldspático a baixa pressão. K e K' representam os pontos críticos no sistema binário Ab-Or e na interseção entre solvus e solidus, respectivamente; N, ponto "neutro"; C, ponto crítico final; **m**, mínimo no sistema binário, m-N, percurso do líquido no caso de um fracionamento ideal. Note que no caso **A** se produz uma textura tipo rapakivi, enquanto no caso **B**, uma textura antirapakivi (vide Figura 23). Sendo que a posição de N não é fixa, N e C podem não coincidir (Abbott, 1978). **Inset:** Sistema Or-Ab-H<sub>2</sub>O (Morse, 1970).

A P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> de 5 kbar (sistema binário Or-Ab), o solvus é interceptado pela superfície do liquidus. Nessas condições (inserto da Figura 22), a miscibilidade total entre os

dois feldspatos alcalinos cessa, sendo substituída por uma lacuna de miscibilidade, e a curva C-E será cotética em toda sua extensão.



**Figura 23. A:** Feldspato com textura antirapakivi (Nicols x; lado longo = 1 mm). **B:** Granito rapakivi, com o feldspato alcalino (rosa) parcialmente corroído e circundado de oligoclásio (Nicols //).

### Termometria de plagioclásio-líquido

Kudo e Weill (1970) e Mathez (1973), fundamentados na cristaloquímica e na termodinâmica, propõem um geotermômetro com base na composição do plagioclásio e do líquido magmático: em particular para o plagioclásio, assume-se um modelo de solução sólida ideal de modo que as frações  $X_{An}$  e  $X_{Ab}$  sejam iguais às respectivas atividades, e um modelo de solução regular para os componentes no líquido

silicático recalculado na base catiônica de modo que  $X_{Ca} + X_{Na} + X_{Al} + X_{Si} = 1$ .

A equação resultante é a seguinte:

$$AT^2 - (\log_e \lambda / \sigma + B) T - K\Phi' = 0,$$

na qual  $K = 12.900$ ,  $\lambda = X_{Na}X_{Si} / X_{Ca}X_{Al}$ ,  $\sigma = X_{Ab} / X_{An}$ ,  $\Phi' = X_{Ca} + X_{Al} - X_{Si} - X_{Na}$ . **A** e **B** são dois parâmetros termodinâmicos variáveis que dependem da pressão e do termômetro considerado (Kudo-Weill e Mathez, respectivamente).

**Tabela V.** Parâmetros termodinâmicos de Kudo-Weill e Mathez para termometria de plagioclásio-líquido.

	Kudo-Weill		Mathez	
	A	B	A	B
Dry	0,01034	17,24	0,01176	19,01
0,5 kb	0,01105	17,86	0,00987	15,21
1 kb	0,01114	17,67	0,00960	15,76
5 kb	0,0121	12,90		

Portanto, os dados a introduzir em um procedimento de cálculo serão simplesmente os pesos em % dos óxidos do líquido, os pesos % em An e Ab do plagioclásio e os parâmetros intensivos K, A e B. Um programa de cálculo pode ser o seguinte:

**Tabela VI.** Programa de cálculo para a termometria de Kudo-Weill e Mathez.

10	INPUT	"Temperatura °C do plagioclásio=";Z
20	INPUT	"SiO2=";A
30	INPUT	"Al2O3=";B
40	INPUT	"CaO=";C
50	INPUT	"Na2O=";D
50	INPUT	"Ab=";AB
60	INPUT	"An=";AN
65		X=AB/AN
70		E=A/60,09
80		F=B/50,97
90		G=C/56,08
100		H=D/30,99
110		N=E+F+G+H
140		O/E/N
150		P=F/N
160		Q=G/N
170		R=H/N
210		V=LOG <sub>e</sub> ((O*R/(P*Q))/X)
220		W=((Q+P)-(R+O))*12900
230		Z=((V+17,24)+((V+17,24)^2 + 4*0,01034*W)^0,5)/(2*0,01034)-273,16
240	PRINT	V
242	PRINT	W
243	PRINT	Z
244	GOTO	10

Nesse caso, obtém-se a temperatura (°C) do plagioclásio "Dry" de Kudo-Weill. Se forem consideradas condições diferentes, é suficiente substituir na linha 241 os parâmetros 0,01034 (A) e 17,24 (B) pelos parâmetros relativos às outras condições (vide tabela relativa aos parâmetros citados).

**Exemplo:**

Se for considerado um líquido com (%) SiO<sub>2</sub> 49,8; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17,7; CaO 11,3 e Na<sub>2</sub>O 2,7, e plagioclásio com An 68,98 e Ab 29,04, a temperatura de cristalização (Kudo-Weill, condições anidras) resulta em 1.287 °C; se na linha 241 os parâmetros A e B forem substituídos por aqueles de Mathez (Dry: A = 0,01176; B = 19,01), obtém-se uma temperatura de 1.245 °C.

**Equilíbrio feldspato alcalino-plagioclásio, plagioclásio-líquido**

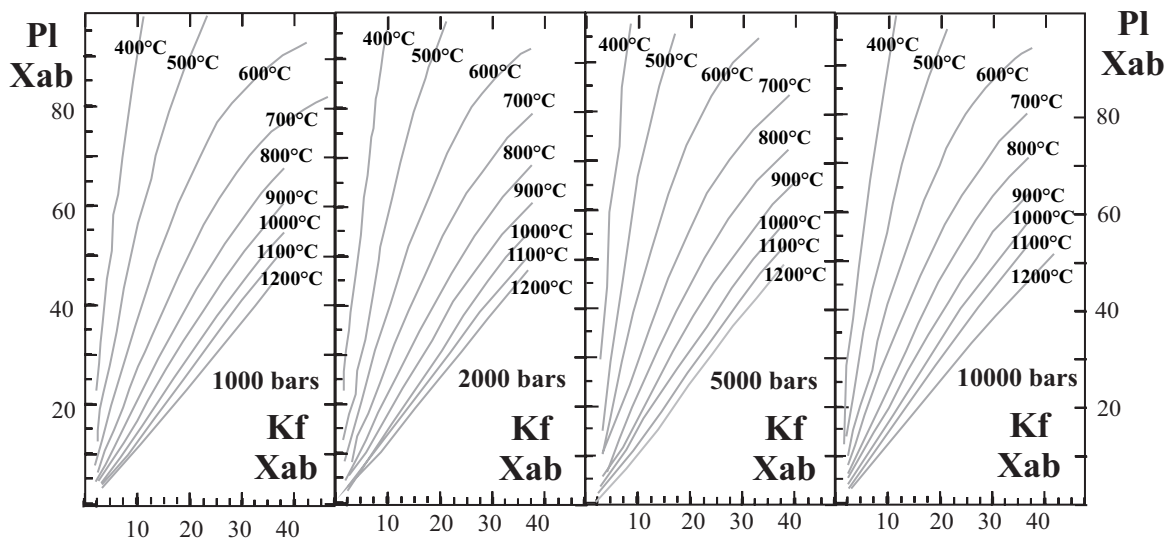
O geotermômetro com base na distribuição da molécula albitica entre feldspato alcalino e plagioclásio constitui um dos primeiros exemplos de geotermometria (Barth, 1951). Com base nisso, Stormer (1975), introduzindo um coeficiente de atividade de Ab no feldspato alcalino, avaliando sua dependência da pressão, temperatura e composição, e mantendo para o plagioclásio um modelo de comportamento ideal ( $\gamma_{Ab,Pl} \approx 1$ ), introduz uma relação que permite avaliar a temperatura a cada valor da pressão, mediante a fração molar nos dois feldspatos:

$$T (^{\circ}K) = \frac{\{6326,7 - 9963,2X_{Af} + 943,3X_{Af}^2 + 2690,2X_{Af}^3 + (0,0925 - 0,1458X_{Af} + 0,0141X_{Af}^2 + 0,0392X_{Af}^3) P\}}{(-1,9872 \log_e X_{Af} / X_{Pl} + 4,6321 - 10,815X_{Af} \times 7,7345X_{Af}^2 - 1,5512X_{Af}^3)}$$

A solução gráfica da relação de Stormer para pressões de 1 a 10 kbar é mostrada na Figura 24.

**O sistema granítico**

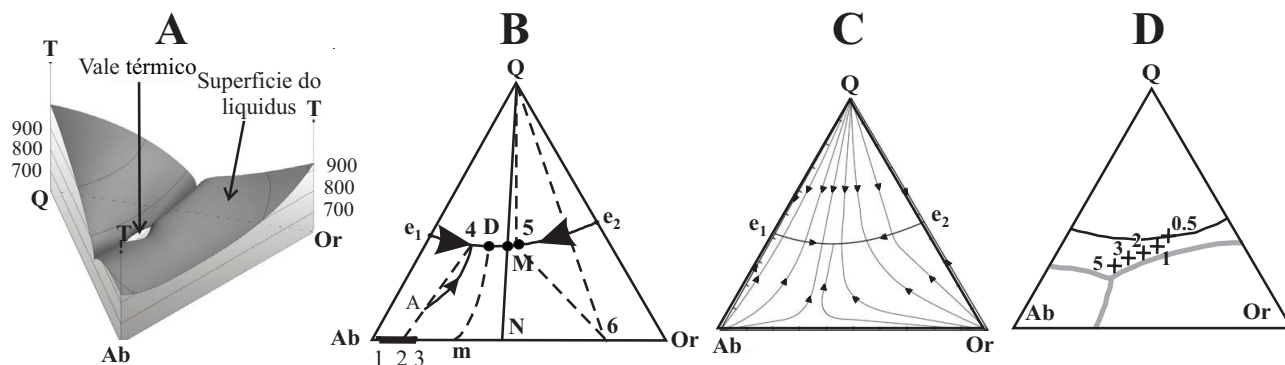
O processo da cristalização de rochas graníticas (e riolíticas) pode ser descrito com o diagrama ternário Qz-Or-Ab. Isso é o "sistema granítico" quando a soma dos três componentes normativos supera 80%. O sistema é pseudoternário, uma vez que o feldspato potássico funde incongruentemente, dando lugar a leucita + líquido, mas para  $P_{H_2O}$  relativamente alta, o campo da leucita desaparece (Figura 25A). No diagrama de estado do sistema granítico a 1 kbar de  $P_{H_2O}$ , uma curva cotética separa o campo de estabilidade de uma fase da sílica daquela do feldspato alcalino, o qual nessas condições é caracterizado por miscibilidade completa no estado sólido entre os dois termos extremos (Figura 25B). Não existe qualquer ponto invariante, mas sobre a curva cotética  $e_1$ - $e_2$  existe um ponto de mínimo térmico para o qual tendem os líquidos. Por exemplo, o líquido de composição 5 da Figura 25 está em equilíbrio com o quartzo e um feldspato alcalino de composição 6. Devido à ausência de um ponto invariante, o primeiro líquido durante a fusão parcial não necessariamente tem uma composição M; qualquer sistema situado



**Figura 24.** Isotermas baseadas no modelo de Stormer (1975) relativas à distribuição da molécula albítica entre os coexistentes plagioclásio e feldspato alcalino.

na ligação Qz-6 dá lugar a uma fase líquida inicial de composição 5. Devido à miscibilidade total entre os dois feldspatos, cada sistema que esteja no campo da solução sólida

entre os dois feldspatos segue um percurso curvilíneo (por exemplo, A-4 na Figura 25B) durante um processo de cristalização em equilíbrio.



**Figura 25. A e B:** sistema Or-Ab-Q à  $P_{H_2O} = 1000 \text{ kg / cm}^2$  (Tuttle e Bowen, 1958); m e M são respectivamente o mínimo binário e ternário; Q-5-6 representa um triângulo que liga a composição de três fases em equilíbrio. N representa a composição do feldspato alcalino em equilíbrio com um líquido de composição M. “m-D”: vale térmico. **C:** encontram-se indicadas as curvas de fracionamento. **D:** variação do mínimo do liquidus no sistema granítico com a variação de  $P_{H_2O}$ . Os valores de  $P_{H_2O}$  (em kbar) são indicados ao lado da posição do mínimo (Tuttle e Bowen, 1958; Luth et al., 1964).

Se a cristalização ocorrer como um fracionamento perfeito, os líquidos terão percursos relativamente complexos, alcançando no estágio final o ponto M. Tais percursos, definidos como *curvas de fracionamento*, são descritos na Figura 25C. Note que tais curvas convergem em uma região termicamente deprimida, denominada *vale térmico* (Figura 25A).

A adição de  $H_2O$ , relativamente solúvel no líquido granítico, produz importantes variações nas relações entre as

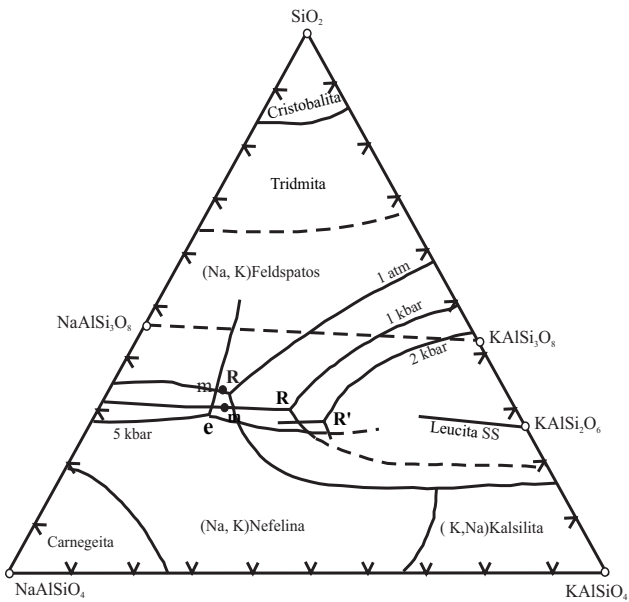
fases e a extensão de seus campos de estabilidade (Figura 25D). Aumentando  $P_{H_2O}$ , a composição do mínimo M muda, enriquecendo-se progressivamente em Na, com uma simultânea diminuição da temperatura do líquido e do solidus. Entre 5 e 10 kbar, na interseção solidus-solvus ocorre uma linha cotética de cristalização simultânea de dois feldspatos alcalinos. Tal linha cruza a outra cotética quartzo-feldspato, em um ponto de tipo eutético (Figura 25D).

**O sistema petrogenético residual**

A cristalização da maioria dos minerais siálicos pode ser descrita pelo diagrama nefelina-kalsilita-sílica (sistema petrogenético residual), no qual os dados normativos da rocha magmática são traspostos em termos de Ne-Kls-SiO<sub>2</sub> (Figura 26). Note que o índice de diferenciação de Thorton e Tuttle (1960: DI = Qz + Or + Ab + Ne + Lc normativos) está ligado ao fato de que os mínimos do liquidus do sistema petrogenético residual representam mínimos absolutos nos sistemas naturais complexos, para os quais tendem todos os líquidos fracionados.

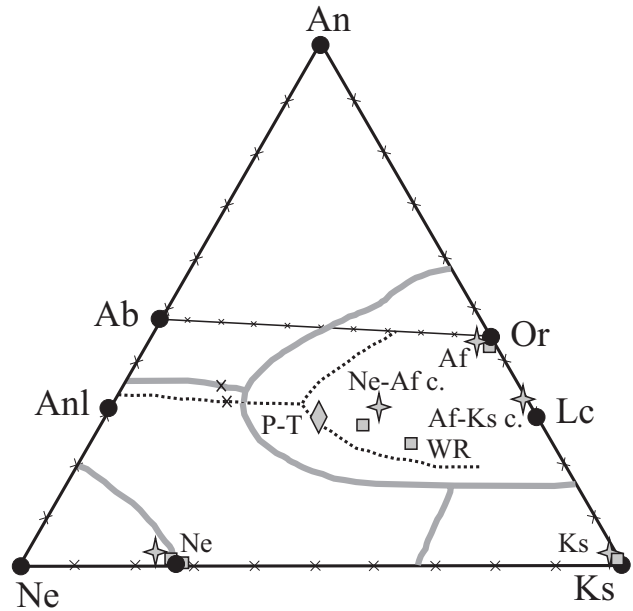
O exame do sistema permite reconhecer dois mínimos ternários, um “mínimo granítico” (sílica-feldspatos) e um “mínimo fonolítico” (feldspatos-nefelina). Para pressões relativamente baixas, a fusão incongruente do feldspato potássico determina uma curva de reação que termina no ponto de reação **R** (Figura 26).

Note que no sistema a linha Ab-Or constitui uma barreira térmica. Isso significa que um líquido subsaturado em sílica não pode, por um processo de fracionamento, tender para o mínimo granítico. Da mesma forma, um líquido supersaturado não pode alcançar o mínimo fonolítico.



**Figura 26.** Diagrama de fase do sistema NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O para P= 1 atm, PH<sub>2</sub>O = 1 kbar, 2 kbar, 5 kbar (Gittings, 1979). R = ponto de reação e m = mínimo ternário a 1 atm, R' e m' à 1 kbar, R'' à 2 kbar; e = eutético ternário (porção subsaturada do sistema).

A P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> tem um grande efeito nos campos de estabilidade dos minerais; a leucita, em particular, deixa de ser estável a uma P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> de 8,4 kbar e demonstra uma drástica diminuição do próprio campo já a 2,6 kbar (Scarfe et al., 1966), quando a fusão da sanidina incongruente se torna congruente.

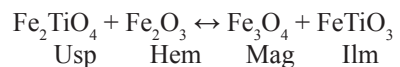
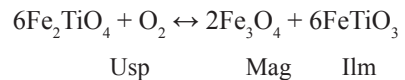


**Figura 27.** Parte do pentaedro fonolítico com o plano do feldspato ternário girado no plano Ne-Ks-Silica (Carmichael et al., 1974). A figura representa concreções de nefelina-feldspato alcalino (pseudo leucita: c.) nos complexos alcalinos de Poços de Calda e de Banhadão (P-T e quadrados: Comin-Chiaramonti et al., 2009), depois de Gittings et al. (1980).

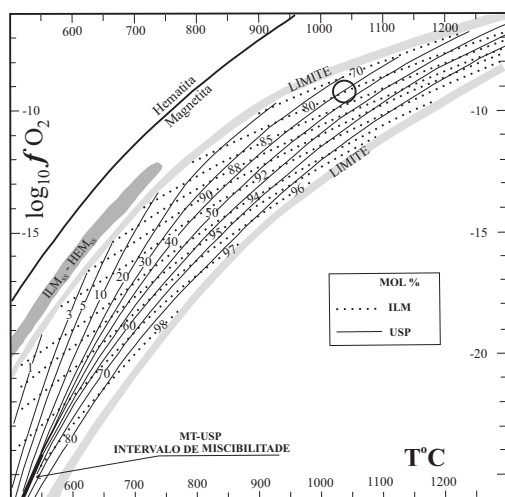
Assinala-se, enfim, que em algumas rochas alcalinas a presença de concreções de feldspato alcalino e nefelina com a morfologia da leucita (pseudoleucita, Figura 27) é referida à estabilidade no subsolidus da leucita (quadrados: Comin-Chiaramonti et al., 2009).

**Equilíbrio entre óxidos de ferro e titânio**

Os óxidos de Fe e Ti estão presentes nas rochas de acordo com duas séries principais de soluções sólidas, série cúbica magnetita-ulvoespínélio e série hexagonal ilmenita-hematita, que se encontram variavelmente expressas também nos cálculos normativos. Se as duas fases cristalizam simultaneamente de um líquido magmático, o equilíbrio para uma dada pressão resulta função da fugacidade do oxigênio (f<sub>O<sub>2</sub></sub>) que condiciona o estado de oxidação do sistema e da temperatura, segundo as reações:



onde Usp = ulvoespínélio, Mag = magnetita, Ilm = ilmenita, Hem = hematita.



**Figura 28.** Relação T- $f_{O_2}$ -composição para pares de coexistentes magnetitas (Mag) – Ilmenita (Ilm). As áreas de cor cinza representam os limites estimados pelo modelo. O intervalo vazio de miscibilidade entre Mag-Usp (Usp, ulvoespínélio) é aquele calculado pelo modelo relativo às três fases Mag-Usp-Ilm. O intervalo vazio de miscibilidade entre Ilm-HEM, definido na figura, Ilm<sub>SS</sub>-HEM<sub>SS</sub>, representa o melhor resultado derivado dos dados experimentais (Buddington e Lindsey, 1964; Spencer e Lindsley, 1981). O círculo indica o resultado do cálculo para um par de coexistentes magnetita e ilmenita (Tabela 7).

Buddington e Lindsley (1964) e Spencer e Lindsley (1981) determinaram as condições experimentais de equilíbrio para as quais o par magnetita-ilmenita pode ser utilizado como geotermômetro e indicador da fugacidade do oxigênio (Figura 28).

A temperatura para magnetita e ilmenita coexistentes é calculada pela seguinte relação (Spencer e Lindsley, 1981):

$$T (^{\circ}K) = \frac{(-A1 \times W_{Usp}^{Usp} - A2 \times W_{H}^{Mag} + A3 \times W_{H}^{Ilm} + A4 \times W_{H}^{Hem} + \Delta H_{exch}^0)}{(-A1 \times W_{S}^{Usp} - A2 \times W_{S}^{Mag} + A3 \times W_{S}^{Ilm} + A4 \times W_{S}^{Hem} + \Delta S_{exch}^0 - R \times \log_e K^{exch})}$$

onde:

$$R = 8,3143 \text{ Joules/graus,}$$

$$\Delta H_{exch}^0 \text{ (variação de entalpia)} = 27.799 \text{ Joules/moles}$$

$$\Delta S_{exch}^0 \text{ (dG/dT} = -S, \text{ com G = energia livre)} = 4,1920 \text{ Joules/mol-grad, sendo X a respectiva fração molar (Tab VII):}$$

**Tabela VII.** Condições experimentais de equilíbrio (A1-A4 e  $K^{exch}$ ) para o par magnetita-ilmenita (Spencer e Lindsley, 1981). X = frações molares ulvoespínélio (Usp), ilmenita (Ilm), hematita (Hem).

$$A1 = -3X_{Usp}^2 + 4X_{Usp} - 1$$

$$A2 = 3X_{Usp}^2 - 2X_{Usp}$$

$$A3 = -3X_{Ilm}^2 + 4X_{Ilm} - 1$$

$$A4 = 3X_{Ilm}^2 - 2X_{Ilm}$$

$$K^{exch} = (X_{Usp} \times X_{Hem}^2) / (X_{Mt} \times X_{Ilm}^2)$$

Os parâmetros para as soluções ideais estão na Tabela VIII.

**Tabela VIII.** Parâmetros para as soluções ideais.

WH	WS
$W_{G}^{Usp} (T \geq 800^{\circ}C) = 0$	$W_{G}^{Mt} (T \geq 800^{\circ}C) = 0$
$W_{H}^{Usp} (T < 800^{\circ}C) = 64835$	$W_{S}^{Usp} (T < 800^{\circ}C) = 60,296$
$W_{H}^{Mt} (T < 800^{\circ}C) = 20798$	$W_{S}^{Mt} (T < 800^{\circ}C) = 19,652$
$W_{H}^{Ilm} = 102374$	$W_{S}^{Ilm} = 71,095$
$W_{H}^{Hem} = 36818$	$W_{S}^{Hem} = 7,7714$
$\Delta H_{Usp}^0 = -3037,1$	$DS_{Usp}^0 = 10,724$

	Olivina	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Espinélio	
$X_{0,\alpha}$	0,50	0,20	0,25	0,05	$S_{a1}^4 = 1,00$
$D_{\alpha/L}^{Ni}$	6,45	1,0	1,67	4,17	
$D_o^{Ni} = 6,45 \times 0,50 + 1,0 \times 0,20 + 1,67 \times 0,25 + 4,17 \times 0,05 = 4,051$					

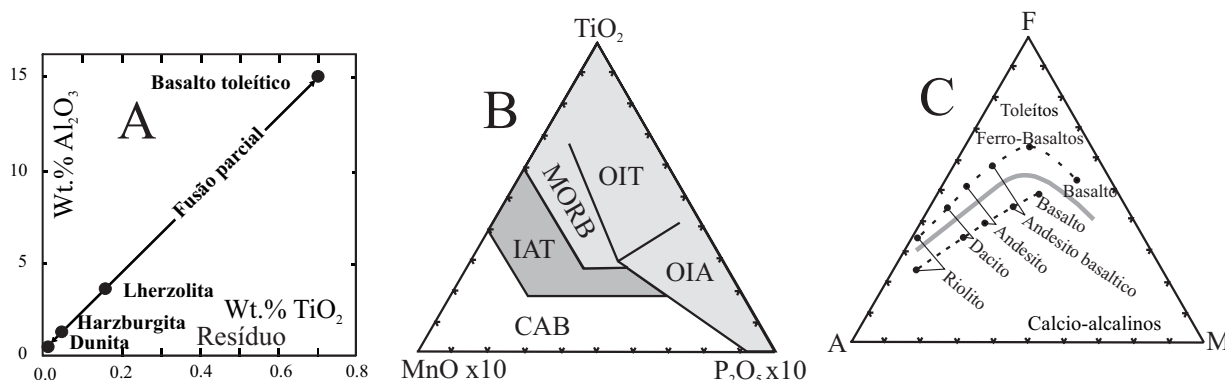
Analogamente, a fugacidade do oxigênio é determinada por:

$$\log_{10} f_{O_2} = MH + (12 \log_e (1 - X_{Ilm}) - 4 \log_e (1 - X_{Usp} + (1 / RT) \times [8X_{Usp}^2 \times (X_{Usp} - 1) \times W_{G}^{Usp} + 4X_{Usp}^2 \times (1 - 2X_{Usp}) \times W_{G}^{Mag} + 12X_{Ilm}^2 + (1 - X_{Ilm}) \times W_{G}^{Ilm} - 6X_{Ilm}^2 \times (1 - 2X_{Ilm}) \times W_{G}^{Hem}]) / 2,303,$$

$$\text{sendo } \log_{10} MH = 13,966 - 24,634 / T (^{\circ}K)$$

**Tabela 7.** Análises de magnetita e ilmenita (Comin-Chiaramonti e Gomes, 1996, análises D111, p. 437). Os componentes (frações molares) foram calculados com o método proposto por Carmichael (1967). A1-A4, calculados de acordo com Spencer e Lindsley (1981), dos quais se obtém a temperatura e a fugacidade do oxigênio.

wt%	Magnetita		Ilmenita		Ulvoespínélio	T°C:
TiO <sub>2</sub>	14,45		40,28		0,4771	1003
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	4,52			Magnetita 0,5229	log <sub>10</sub> f <sub>O<sub>2</sub></sub> -8,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,03			Ilmenita 0,8492	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,38	21,48			Hematita 0,1508	
FeO	38,11		30,22			
MnO	1,19	2,23			A1 = 0,226727	
MgO	2,91	1,86			A2 = -0,271327	
CaO	0,04		0,33		A3 = 0,233371	
101,27	100,95		4 = 0,465020			



**Figura 29. A:** Relação TiO<sub>2</sub>-alumínio: as composições lherzólíticas representam o manto fértil, enquanto que dunitos e harzburgitos constituem os resíduos refratários após a extração do magma basáltico por fusão parcial. **B:** Os magmas basálticos, em diferentes situações ocasionadas pela tectônica de placas, são diferentes, como demonstra o diagrama TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: MORB, “basaltos da crista médio-atlântica”; IAT, “Toleitos de arco de ilhas”; CAB, “Basaltos cálcio-alcalinos”; OIA, “Basaltos alcalinos de ilha oceânica”; OIT, “Toleito de ilha oceânica”. **C:** Esquema de fracionamento de magmas basálticos: A: Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; M: MgO; F: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO; (Nelson, 2008).

**TIPOLOGIA MAGMÁTICA E PROCESSOS DE FUSÃO**

As evidências geofísicas e geoquímicas indicam que os magmas de composição primitiva (isto é, Mg# = 66 – 75, Cr > 1.000 ppm, Ni > 400 – 500 ppm) são gerados no manto por processos de fusão parcial de uma composição lherzólítica, com harzburgitos e dunitos como resíduo (Figura 29A), e constituem os tipos magmáticos mais comuns. Em função da situação geodinâmica, podem-se identificar várias tipologias magmáticas (Figura 29 B e C). Destes magmas primários podem derivar outros tipos de magmas, por processos de cristalização fracionada, assimilação etc. (Figura 28C). Portanto, para entender a origem das rochas ígneas convém iniciar pela geração dos basaltos pelo manto.

**Fusão em equilíbrio modal**

O modelo prevê que os minerais se fundem nas mesmas proporções relativas ao conjunto sólido (“moda” do sólido = “moda” do líquido). O magma originado permanece em equilíbrio com o sólido até a fusão completa, para possivelmente ser “removido” (por exemplo, nos graus de fusão 2, 5, 10, 20%).

Uma vez definidos:

C<sub>L</sub><sup>i</sup> = concentração do i-ésimo elemento no líquido,

C<sub>0</sub><sup>i</sup> = concentração do i-ésimo elemento no sólido inicial,

F = % em peso da porção fundida (grau de fusão),

D<sup>i</sup> = Σ<sub>α=1</sub><sup>N</sup> D<sup>i</sup><sub>α/L</sub> × X<sub>0,α</sub> = coeficiente de partição global sólido/líquido do i-ésimo elemento, no qual D<sup>i</sup><sub>α/L</sub> = coeficiente de partição do elemento “i” relativo à fase α do sólido inicial e X<sub>0,α</sub> = quantidade em peso da fase α no sólido inicial, e



$C_{R,S}^i$  = concentração do elemento “i” no sólido residual, na relação de Shaw (1970) tem-se:

$$C_L^i / C_0^i = 1 / [D_0^i + F \times (1 - D_0^i)] \quad (1)$$

$$C_{R,S}^i / C_0^i = C_L^i / C_0^i \times D_0^i \quad (2)$$

**Exemplo:**

Sólido inicial: lherzolito a espinélio, fusão a aproximadamente 1.200 °C e 20 kbar.

Seja

	Olivina	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Espinélio	
$X_{0,a}$	0,50	0,20	0,25	0,05	$\sum_{a=1}^4 = 1,00$
$D_{w/L}^{Ni}$	6,45	1,0	1,67	4,17	
$D_0^{Ni}$	$= 6,45 \times 0,50 + 1,0 \times 0,20 + 1,67 \times 0,25 + 4,17 \times 0,05 = 4,051$				

Obtém-se:

$$C_L^i / C_0^i = 1 / [D_0^i + F \times (1 - D_0^i)] \quad (1)$$

$$C_{R,S}^i = C_L^i / C_0^i \times D_0^i \quad (2)$$

A partir das equações (1) e (2) se obtém, respectivamente:

$$C_L^i = C_0^i / [D_0^i + F \times (1 - D_0^i)] \quad (3)$$

$$C_{R,S}^i = C_L^i \times D_0^i \quad (4)$$

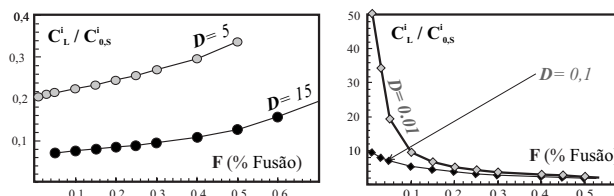
Para obter  $C_{Ni}^L$  a partir da equação (3), é necessário conhecer a concentração do níquel no sólido inicial ( $C_{0,S}^{Ni}$ ). Para um manto peridotítico, pode-se fixar uma concentração média de 2.500 ppm. Falta definir o grau de fusão F. Supondo F = 0,05 (5%), F = 0,20 (20%) e F = 0,50 (50%), obtém-se:

**Tabela IX.** Aplicação das equações (3) e (4) para o Níquel.

F	$C_L^{Ni}$	$C_{rs}^{Ni}$
5	641	2597
20	727	2945
50	990	4010

Foi visto o exemplo de um elemento (Ni) com  $D_0^{Ni} = 4,051$ , isto é, de um elemento que, tendo um coeficiente de partição global > 1, “prefere” ser incorporado no sólido (elemento **compatível** com o sólido). Já elementos que “preferem” ser incorporados no líquido são **incompatíveis** com o sólido ( $D < 1$ , como 0,1).

Da equação (1) é possível, portanto, recuperar o andamento da razão  $C_L^i / C_{0,S}^i$  em função do grau de fusão e de  $D_0^i$  (coeficiente de distribuição global) – vide Figura 30.



**Figura 30.** Diagramas que demonstram o andamento de elementos compatíveis (I) e incompatíveis (II) em função da fusão parcial (vide texto).

**Aplicações**

*Caso I: Par de elementos com elevada incompatibilidade*

Considerando a relação (1), isto é,  $C_L^i / C_0^i = 1 / [D_0^i + F \times (1 - D_0^i)]$ , no caso de um elemento h<sup>+</sup> de elevada incompatibilidade ( $D_0^i < 1$ , por exemplo,  $\leq 0,01$ ),  $D_0^i$  é desprezível em comparação com D e F. Portanto, a relação (1) pode ser aproximada da seguinte forma:

$$C_L^{h+} / C_{0,S}^{h+} \approx 1 / F \quad (5)$$

Para os dois elementos altamente incompatíveis (por exemplo,  $D \approx 0,002$ ) h<sup>1+</sup> e h<sup>2+</sup>, a partir da equação (5), obtém-se pela divisão a seguinte equação:

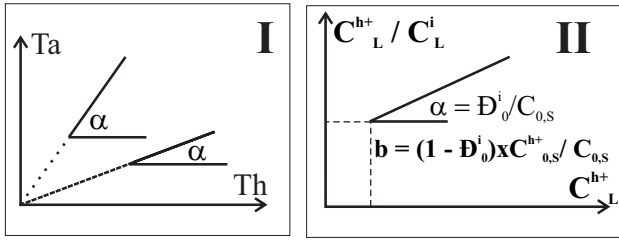
$$C_L^{h1+} / C_L^{h2+} = C_{0,S}^{h1+} / C_{0,S}^{h2+} \quad (6),$$

a qual, resolvida em relação a  $C_L^{h1+}$ , converte-se em:

$$C_L^{h1+} = C_{0,S}^{h1+} / C_{0,S}^{h2+} \times C_L^{h2+} \quad (7),$$

ou seja, a equação de uma reta que passa pela origem, do tipo y = a × x, onde y =  $C_L^{h1+}$ , x =  $C_L^{h2+}$  e o coeficiente angular é dado pela razão das concentrações h<sup>1+</sup> e h<sup>2+</sup> no sólido inicial.

Definitivamente, quando se consideram dois elementos altamente incompatíveis, o processo de fusão será descrito por retas que passam pela origem (Figura 31).



**Figura 31. Caso I:** As razões de dois elementos de elevada incompatibilidade, relativos a duas diferentes suítes magmáticas, refletem diferentes razões iniciais na fonte, sendo diferentes os coeficientes angulares  $\alpha$ . **Caso II:** O andamento da reta reflete a razão entre um elemento compatível  $C_L^i$  e um altamente incompatível  $C_L^{h+}$ .

*Caso II: Relação entre pares de elementos, sendo um deles de elevada incompatibilidade*

a) Para um elemento genérico, partindo da equação (1)

$$C_L^i / C_0^i = 1 / [D_0^i + F \times (1 - D_0^i)], \text{ obtém-se:}$$

$$C_{0,S}^i / C_L^i = D_0^i + F \times (1 - D_0^i) \quad (8)$$

Dividindo por  $C_{0,S}^i$ :

$$1 / C_L^i = D_0^i / C_{0,S}^i + (1 - D_0^i) / C_{0,S}^i \times F \quad (9)$$

b) Para um elemento de alta incompatibilidade  $h^+$ , foi observado que  $C_L^{h+} / C_{0,S}^{h+} \approx 1 / F$  (5), de onde:

$$F = C_{0,S}^{h+} / C_L^{h+} \quad (10)$$

Substituindo F em (9), obtém-se:

$$1 / C_L^i = (D_0^i / C_{0,S}^i) + ((1 - D_0^i) / C_{0,S}^i) \times (C_{0,S}^{h+} / C_L^{h+}) \quad (11)$$

Multiplicando ambos os membros por  $C_L^{h+}$ , obtém-se a seguinte equação:

$$(C_L^{h+} / C_L^i) = (D_0^i / C_{0,S}^i) \times C_L^{h+} + (1 - D_0^i) \times (C_{0,S}^{h+} / C_{0,S}^i) \quad (12),$$

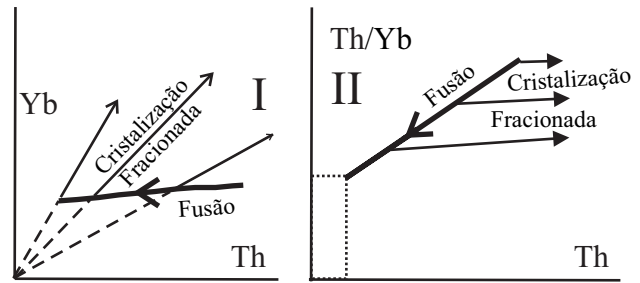
ou seja, a equação de uma reta do tipo  $y = ax + b$ , que não passa pela origem (cf. Figura 30 II), na qual  $y = (C_L^{h+} / C_L^i)$ ,  $x = C_L^{h+}$ ,  $a = (D_0^i / C_{0,S}^i)$  e  $b = (1 - D_0^i) \times (C_{0,S}^{h+} / C_{0,S}^i)$

Portanto, conhecendo  $D_0^i$  do elemento genérico, é possível calcular  $C_{0,S}^i$  e  $C_{0,S}^{h+}$ .

Se o elemento genérico for incompatível, com  $D_0^i$  desprezível em relação a 1, mas não a F, obtém-se:

$$b = C_{0,S}^{h+} / C_{0,S}^i$$

É evidente que em uma suíte magmática os processos de fusão na fonte se superpõem sucessivamente aos processos de cristalização fracionada. O exame combinado das duas modelagens pode proporcionar informações a respeito (cf. Figura 32).



**Figura 32. I.** Th vs Yb; **II.** Th vs Th / Yb (vide texto).

O exame da Figura 32 permite reconhecer o que segue:

- O Th é mais incompatível que o Yb. De fato, com o aumento do grau de fusão, a concentração do Th diminui “rapidamente”, enquanto a do Yb apresenta um decréscimo reduzido (Figura 32-I). Portanto, podem-se evidenciar várias retas que passam pela origem e que refletem processos de cristalização fracionada a partir de diferentes graus de fusão da fonte.
- De forma análoga, considerando o diagrama Th vs Th / Yb, evidencia-se que em uma associação magmática podem-se identificar mais “líquidos primitivos” (derivados de diferentes graus de fusão de uma mesma fonte), os quais plotam ao longo das curvas de fusão. Seus derivados por cristalização fracionada resultarão alinhados em retas, a partir do ponto que representa o líquido inicial.

### Fusão de equilíbrio não modal

Este caso também prevê que o magma produzido permanecerá em equilíbrio com o sólido até o momento de remoção de um “batch” de fusão. Na fusão não *modal* os minerais constituintes do sólido fundem sem respeitar a “moda” do material-fonte. Indicando com  $P^\alpha, P^\beta, \dots$  as proporções de fusão para os minerais  $\alpha, \beta, \dots$ , tem-se (relação de Shaw, 1970):

$$C_L^i / C_{0,S}^i = 1 / [D_0^i + F \times (1 - P^i)] \quad (13),$$

ou seja, uma expressão análoga à equação (1), mas que leva em conta a contribuição diferente de cada fase ao líquido produzido. Então,  $P^{os}$  é definido por:

$$P^{os} = D_{\alpha/L} \times P_\alpha + D_{\beta/L} \times P_\beta + \dots = \sum_1^N D_{\alpha/L} \times P_\alpha,$$

	Olivina	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Espinélio	
$X_{0,\alpha}$	0,50	0,20	0,25	0,05	$S_{a1}^4 = 1,00$
$D_{\alpha/L}^{Ni}$	6,45	1,00	1,67	4,17	
$P^\alpha$	0,15	0,55	0,25	0,05	
$D_0^{Ni}$	$6,45 \times 0,50 + 1,00 \times 0,20 + 1,67 \times 0,25 + 4,17 + 0,05 = 4,051$				
$P^i$	$6,45 + 0,15 + 1,00 \times 0,55 + 1,67 \times 0,25 + 4,17 \times 0,05 = 2,144$				

onde  $P_\alpha, P_\beta, \dots$ , constituem as proporções de fusão do mineral  $\alpha, \beta, \dots$ .

Portanto  $P_\alpha + P_\beta + \dots = \sum_1^N P_\alpha = 1$ . E para o resíduo sólido tem-se:

$$C_{r,s}^i / C_{0,s}^i = [1 / (1 - F)] \times \{ (D^i_0 - F \times P^i) / [D^i_0 + F \times (1 - P^i)] \} \quad (14)$$

**Exemplo relativo ao Ni:**

Aplicando a equação (13) e assumindo  $C_{0,s}^{Ni} = 2.500$  ppm, tem-se:

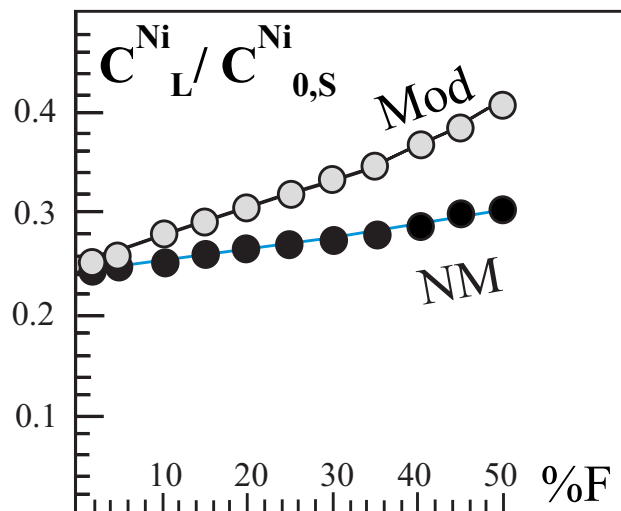
F	$C_L^{Ni}$
0,05	626
0,20	654
0,50	751

Na Figura 33 observa-se a comparação entre fusão modal e não modal relativa ao comportamento do Ni.

*Mineral consumido na fusão e quantidade que sobra*

Dada uma fase sólida  $X_{0,\alpha}$  na fonte, o mineral consumido no processo de fusão será  $F \times P_\alpha$ . O sólido residual será  $(1 - F)$  e a fase  $X_\alpha$  residual resulta da relação:

$$X_{\alpha,R} = (X_{0,\alpha} - F \times P_\alpha) / (1 - F) \quad (15)$$



**Figura 33.** Fusão de equilíbrio: comparação entre fusão modal (Mod) e não modal (NM).

**Exemplo:**

Dados  $X_{0,\alpha} = 0,20$  (quantidade do mineral na fonte),  $P_\alpha = 0,50$  (proporção de fusão de  $X_{0,\alpha}$ ),  $F = 0,10$  (grau de fusão), a quantidade de mineral consumida na fusão será:

$$F \times P_\alpha = 0,10 \times 0,50 = 0,05$$

$$\text{e o mineral } \alpha \text{ residual } X_{\alpha,R} = (0,20 - 0,05) / 0,90 = 0,167$$

Na Tabela 8 apresenta-se um exemplo de comparação entre os processos de fusão modal e não modal.

É evidente que tal aproximação permite estabelecer quando um mineral desaparece, ou seja, é completamente consumido durante um processo de fusão. Considerando, por exemplo, um conteúdo de clinopiroxênio no sólido inicial de 20% ( $X^{Cpx}_0 = 0,20$ ) e com proporção de fusão de 0,6 ( $P^{Cpx} = 0,60$ ), a partir da equação (15) se obtém:

$$F = (X^{Cpx}_0 - X^{Cpx}_{Res}) / (P^{Cpx} - X^{Cpx}_{Res}) \quad (16)$$

Se  $X^{Cpx}_{Res} = 0$  (clinopiroxênio completamente “consumido”),

$$F = X^{Cpx} / P^{Cpx} \quad (17)$$

No exemplo, entretanto,  $F = 0,20 / 0,60 = 0,33$ . Portanto, o clinopiroxênio está presente no sólido até um grau de fusão de 33%.

Como foi visto, um modelo de fusão não modal prevê que um determinado mineral do sólido inicial seja completamente consumido. Neste caso, portanto, em vez de considerar a mineralogia do sólido no início da fusão, é preferível considerar a mineralogia do sólido residual quando o magma se afastou do resíduo. Assume-se uma situação de equilíbrio (ou “quase equilíbrio”) entre o material fundido e os minerais do sólido residual.

Da equação (13), obtém-se:

$$C_L^i / C_{0,s}^i = 1 / [(D^i_0 - P \times F) + F] \quad (18)$$

Dado que o coeficiente de partição global do resíduo sólido no momento da remoção do líquido é

$$D^i = (D^i_0 - P^i \times F) / (1 - F), \text{ tem-se:}$$

$$D^i \times (1 - F) = D^i_0 - P^i \times F \quad (19),$$

e, substituindo em (18):

$$C_L^i / C_{0,s}^i = 1 / [D^i + F(1 - D^i)] \quad (20),$$

que refere-se, porém, ao resíduo sólido.

A equação (20) evidencia o fato de que, no momento da remoção de um magma que fundiu de um resíduo sólido, a concentração de um elemento no líquido relativamente à fonte é função (em condições de equilíbrio) somente do coeficiente de partição global do resíduo sólido ( $D^i$ ) e do grau de fusão ( $F$ ).

*Fusão fracionada*

Neste caso, um líquido em equilíbrio com o sólido é extraído antes de um evento sucessivo de fusão, no qual ainda haverá uma situação de equilíbrio. Esta situação não é diferente da fusão em equilíbrio. Portanto, a equação (20) pode ser utilizada para calcular cada fração de líquido para a concentração do elemento considerado, inserindo os valores oportunos de  $D$  e  $C_0$ , que serão diferentes a cada ocorrência.

Equações particulares para descrever a fusão fracionada modal, na qual os vários minerais entram no líquido nas mesmas proporções que se encontram no solidus, são propostas por Shaw (1970), como:

**Tabela 8.** Comparação entre o processo de fusão modal e não modal para o Ni.Fusão modal com  $F = 0,30$ 

	Olivina	Clinopirox.	Ortopirox.	Espinélio	
$X_{0,a}^i$	0,50	0,20	0,25	0,05	$\Sigma = 1,00$
$P_a^i$	0,50	0,20	0,25	0,05	$\Sigma = 1,00$
$F = 0,30$	0,15	0,06	0,075	$\Sigma = 0,30$	
			0,015		
$X_{0,aR}^i$	0,50	0,20	0,25	...0,05	$\Sigma = 1,00$

Fusão não modal com  $F = 0,30$ 

	Olivina	Clinopirox.	Ortopirox.	Espinélio	
$X_{0,a}^i$	0,50	0,20	0,25	0,05	$\Sigma = 1,00$
$P_a^i$	0,20	0,50	0,20	0,10	$\Sigma = 1,00$
$F = 0,30$	0,06	0,15	0,06	0,03	$\Sigma = 0,30$
$X_{0,aR}^i$	0,63	0,07	0,27	...0,03	$\Sigma = 1,00$

$$C_L^i / C_0^i = 1 / D_0^i \times \{1 - [P \times F / D_0^i]^{(1/P-1)}\} \quad (21)$$

na qual  $D_0^i$  representa o valor do coeficiente de distribuição total para o primeiro líquido e  $P = \Sigma p \times K_D$ , onde "p" expressa a proporção de cada mineral que entra no líquido e  $K_D$ , o coeficiente de partição relativo a cada fase.

#### Fusão dinâmica

A fusão dinâmica, ou fusão continuada (Langmuir et al., 1977; Wood, 1979), pode ser associada a uma fusão fracionada na qual somente uma parte do líquido é extraída do sistema. As concentrações dos elementos-traço resultam aqui como função da fração de líquido que é extraída do sistema (Y) e do incremento de líquido para cada passo da fusão (F).

Nessas condições, pode-se utilizar a relação  $C_L^i / C_0^i = 1 / F$ , inserindo para  $C_0^i$  o valor apropriado dado por:

$$C_0^i = [(1 - F) \times C_s^i + (F - F \times Y) \times C_L^i] / (1 - F \times Y) \quad (22)$$

Se cada fração infinitesimal de líquido for afastada do sistema, ocorre uma fusão de acordo com o modelo de Rayleigh. Assumindo, para simplificar, a invariância de D, o modelo pode ser descrito pela relação:

$$C_L^i / C_0^i = 1 / D \times (1 - F)^{(1/D-1)} \quad (23)$$

Note que quando D é muito pequeno, o fator de enriquecimento  $C_L^i / C_0^i$  é igual a  $1 / D$ . Se D for muito grande, com um aumento de F, o enriquecimento tende ao infinito.

#### Refinamento Zonal (RFZ)

Trata-se de um processo no qual um magma formado na profundidade do manto ascende com uma solução no topo e

uma cristalização na base. O líquido mantém a mesma composição no que diz respeito aos elementos maiores (Harris, 1957) enquanto a composição do magma for determinada nas condições de P e T em que se verifica a fusão parcial. O que muda é a concentração dos elementos incompatíveis que, comportando-se como "impurezas", serão "extraídos" do líquido. A equação que descreve esse processo é:

$$C_L^i / C_0^i = 1 / D_i - (1 / D_i - 1) \times e^{-DN} \quad (24),$$

na qual N expressa o número de volumes equivalentes de sólidos atravessados por um dado volume de líquido. Se, por exemplo, um magma passa através de um volume de sólido cem vezes maior que o volume do líquido, N é igual a 100. Quando N tende ao infinito, o fator de enriquecimento do elemento resulta em  $1 / D_i$ .

Esse processo foi proposto para justificar as concentrações elevadas de elementos incompatíveis de magmas alcalinos (Harris, 1974). Entretanto, subsistem importantes limitações, principalmente físicas, na aplicação de RFZ, que requer um fornecimento de calor contínuo para fundir as zonas superiores do manto. Uma interessante aplicação do modelo foi proposta por Kay (1979) para justificar o enriquecimento de elementos com  $D < 1$  na zona de transição litosfera/astenosfera das áreas oceânicas, interpretada como superfície do solidus do peridotito constituinte do manto: RFZ se realizaria no trecho de espessamento da litosfera a partir da zona de dorsal em direção às áreas oceânicas normais e, portanto, seria verificado de cima (zona de dorsal) para baixo (base da litosfera oceânica, a cerca de 90 km de profundidade).

Como conclusão deste capítulo, na Tabela 9 são apresentadas as composições mineralógicas dos conjuntos peridotíticos, as composições químicas das fases presentes e os

**Tabela 9.****A:** Composições globais.

Tipos Peridotíticos	PI	Sp	Gar	Amph
Olivina	0,636	0,578	0,598	0,599
Opx	0,263	0,270	0,211	0,247
Cpx	0,012	0,119	0,076	0,038
PI	0,089	-	-	-
Sp	-	0,033	-	-
-Gar	-	-	0,115	-
Amph	-	-	-	0,116

**B:** Composições globais, fases e coeficientes de partição das composições do manto (Me et al., 1995; Trönnner e Frost, 2002). (continua...)

	Bulk Earth	OI	Opx	Cpx	PI	Sp	Gar	Amph	Phlog
%									
SiO <sub>2</sub>	45,64	40,84	57,32	54,76	44,79	0,00	41,74	40,81	42,79
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,02	0,11	0,21	0,00	0,13	0,43	5,25	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,70	0,04	0,89	2,59	34,81	65,55	20,21	14,45	15,25
FeOTotale	8,02	8,72	5,35	2,96	0,27	11,94	7,68	11,12	5,55
MgO	40,75	49,53	35,03	17,36	0,03	22,28	20,40	10,69	25,90
CaO	2,40	0,06	0,69	18,34	19,47	0,00	5,11	10,69	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,00	0,17	2,04	0,64	0,00	0,05	2,77	0,70
K <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	1,81	9,49

D	OL	OPX	CPX	PL	SP	GAR	AMPH	PHLOG
Cr	2,4000	11,0000	6,0000	0,060	69,000	1,3450	2,000	
Ni	14,0000	8,0000	5,0000	0,060	15,000	15,0000	0,956	
Co	4,0000	4,0000	2,0000	0,050	7,0000			
Sc	0,3000	2,0000	4,0000	0,040	1,500			
Ti	0,0060	0,0240	0,1000	0,040	0,048	0,1000	0,690	0,900
Rb	0,00018	0,0006	0,0110	0,100	-	0,0007	0,400	5,000
Sr	0,00019	0,0070	0,0670	2,000	-	0,00110	0,120	0,400
Th	0,0001	0,0001	0,00026	0,050	-	0,00010	0,001	0,001
U	0,0001	0,0001	0,00036	0,110	-	0,00010	0,001	0,0001
Pb								
Nb	0,0100	0,1500	0,0500	0,010	-	0,4000	0,800	0,001
Ta	0,0100	0,4000	0,1000	-	-	0,4000	0,380	0,001
Zr	0,0100	0,0100	0,2330	0,001	-			
Hf	0,0010	0,0010	0,2333	0,001	-	0,2300	0,700	0,400
Y								
La	0,0004	0,0020	0,0540	0,270	0,010	0,0100	0,170	0,010
Ce	0,0005	0,0030	0,0980	0,200	0,010	0,0210	0,260	0,010
Pr	0,0008	0,0018	0,1500	0,170	0,010	0,054	0,350	0,010
Nd	0,0010	0,0068	0,2100	0,140	0,010	0,0870	0,440	0,010

Tabela 9. Continuação.

D	OL	OPX	CPX	PL	SP	GAR	AMPH	PHLOG
Sm	0,0013	0,0100	0,2600	0,110	0,010	0,2170	0,760	0,010
Eu	0,0016	0,0130	0,3100	0,730	0,010	0,3299	0,880	0,01
Gd	0,0015	0-0160	0,3000	0,066	0,010	0,4980	0,860	0,015
Tb	0-0014	0,0190	0,3100	0,060	0,010	0,7500	0,830	0,015
Dy	0,0017	0,0220	0,3300	0,055	0,010	1,0600	0,780	0,020
Ho	0,0016	0,0260	0,3100	0,048	0,010	1,5300	0,730	0,020
Er	0,0015	0,0300	0,3000	0,041	0,010	2,0000	0,680	0,020
Tm	0,0015	0,0400	9,2900	0,036	0,010	3,0000	0,640	0,020
Yb	0,0015	0,0491	0,2800	0,031	0,010	4,0300	0,590	0,020
Lu	0,0015	0,0600	0,2800	0,025	0,010	5,5000	0,510	0,020

coeficientes de partição sólido/líquido relativos (Me et al., 1995; Tröner e Frost, 2002, e bibliografia citada).

#### “Normalizações”

No âmbito das tipologias magmáticas é frequentemente útil recorrer aos denominados *spidergrams* (diagramas de normalização), nos quais as concentrações de elementos incompatíveis e/ou das Terras Raras são “normalizadas” para o “manto primitivo”, para o modelo condrítico, ou para outras composições de referência (cf. Tabela 10).

Na Figura 34 são mostrados os diagramas de normalização dos elementos incompatíveis (A) e das Terras Raras (B) referentes a vários tipos magmáticos ( $Mg\# > 0,65$ ). Os **toleitos normais** (N-MORB) são caracterizados por baixas concentrações de elementos incompatíveis, cujo andamento da curva de distribuição, normalizada em relação à composição do manto primitivo, tipicamente mostra um empobrecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (Figura 34A), como se pode ver também no diagrama de distribuição das Terras Raras (razão  $La / Sm_{Normalizado} < 1$ ; Figura 34B).

Os **toleitos enriquecidos** (E-MORB) são caracterizados por concentrações maiores de elementos incompatíveis (Figura 34A) e o andamento das Terras Raras mostra um moderado enriquecimento em Terras Raras leves (Figura 34B).

Os produtos magmáticos das ilhas oceânicas (OIB) são caracterizados por elevadas concentrações de elementos incompatíveis relativamente ao manto primitivo, por anomalias positivas de Nb-Ta e pelo fracionamento de Terras Raras pesadas e Ti (Figura 34A). O fracionamento das Terras Raras pesadas é particularmente expresso na normalização condrítica (Figura 34B), passando de 100 vezes condrítico (La) a 10 vezes condrítico (Lu). Isto pode ser atribuído à presença de granada residual na fonte durante a fusão parcial.

As variações observadas podem ser explicadas com processos de fusão parcial que levam em conta frações diferentes de líquido e os processos de fusão parcial mais complexos,

como fusão parcial contínua ou dinâmica (Langmuir et al., 1977). Note ainda que variações de caráter regional podem ser atribuídas a heterogeneidades do material-fonte.

Uma hipótese genética apta a justificar o conjunto dos dados ilustrados foi proposta por Presnall et al. (1979), em função dos dados experimentais relativos ao andamento do solidus até 20 kbar no sistema CMAS ( $CaO-Al_2O_3-MgO-SiO_2$ ), considerado representativo da composição lherzólítica do material-fonte dos basaltos. No intervalo de pressão examinado (cf. Figura 35), foi determinada a curva do subsolidus de reação:



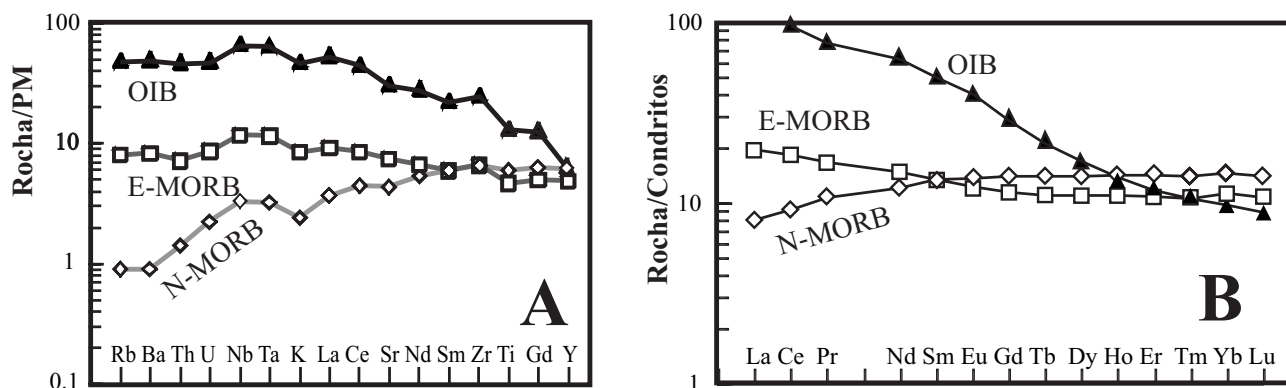
que representa o limite entre as paragêneses a plagioclásio (lherzolito a plagioclásio) e a espinélio (lherzolito a espinélio). A curva do subsolidus neste caso é interceptada a cerca de 9 kbar e 1.300 °C. Outra importante transição se verifica à pressão mais elevada e corresponde ao limite superior de estabilidade do espinélio e inferior da granada (lherzolito a espinélio-lherzolito a granada).

A interseção da curva invariante de menor pressão com o solidus define um ponto de “irregularidade”, ou ápice, em que ocorre a coexistência de seis fases: líquido, Fo, An, Di, En e Sp, ou que comporta no sistema de quatro componentes uma variância igual a zero.

A presença de um ápice sobre a curva do solidus controla a profundidade para a qual se verifica a fusão parcial e o tipo do líquido produzido. Os MORBs mais “primitivos” resultam do produto de uma fusão no ápice de baixa pressão de lherzolito do manto, em proporções que variam entre 2 e 35%. A formação de líquidos toleíticos se verifica então a uma profundidade correspondente a 9 kbar e temperaturas de 1.230 a 1.240 °C, após a subida do manto profundo e quente. O gradiente geotérmico à  $P < 9$  kbar é essencialmente adiabático (aproximadamente  $0,5 \text{ } ^\circ\text{C} \times \text{km}^{-1}$ ). A formação de líquidos nas proximidades do ápice e

**Tabela 10.** Concentrações em ppm referíveis a varias composições condriticas, do manto primitivo e tipos de basaltos (N-MORB: "Normal Median Ocean Ridge Basalts; E-MORB: "Enriched-MORB; OIB: "Ocean Island Basalts"). Em cinza e negrito: Terras raras; \*\*: valores condriticos "recomendados". Referências: Sun & McDonough (1989), McKenzie & O'Nions (1991), Boynton (1984).

Amostras	Sienito n. 8	Granito n. 29	Normalização Condritica	n. 8	n. 29
ppm					
La	92,61	188,57		298,74	608,29
Ce	18,99	255,24		184,39	315,89
Pr	13,91	38,46		114,02	315,24
Nd	40,51	125,76		67,52	209,60
Sm	4,89	21,52	1	25,08	110,36
Eu	2,38	0,93	2	32,38	12,65
Gd	3,21	16,74	3	12,39	64,63
Tb	0,53	2,71		11,18	57,17
Dy	2,84	15,93		8,82	49,47
Ho	0,54	3,14		7,52	43,73
Er	1,74	9,16		8,29	43,61
Tm	0,30	1,47		9,26	45,37
Yb	1,99	9,08		9,52	43,44
Lu	0,33	1,28		10,25	39,75



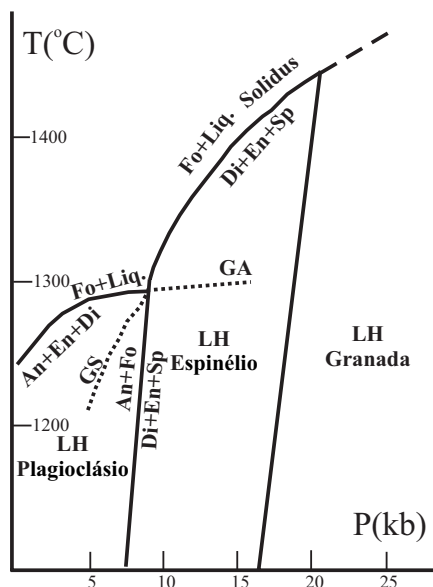
**Figura 34. A:** Normalização para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) de N-MORB , E-MORB e OIB, "Basaltos Normais da Crista Médio Oceânica Mediana" (N-MORB: *Normal Oceanic Median Ridge Basalts*), "Basaltos Enriquecidos da Crista Médio Oceânica Mediana" (E-MORM: *Enriched Median Oceanic Ridge Basalts*) e "Basaltos de Ilhas Oceânicas" (OIB: *Ocean Island Basalts*), respectivamente (Sun e McDonough, 1989). **B:** Normalização dos mesmos produtos relativos aos condritos (valores condriticos "recomendados" de Boynton, 1984). Também conforme a Tabela 10.

a mobilização do magma deveriam provocar uma redução de temperatura na zona de fusão. Após uma fase inicial, o gradiente geotérmico deve satisfazer as condições de P e T do ápice e, acima da zona de fusão, assumir um andamento superadiabático, como corroborado também pelos dados geofísicos (Gasparini e Mantovani, 1981). Todavia, se os magmas toleíticos dos assoalhos oceânicos tivessem

um quimismo primário, deveriam necessariamente estar saturados nas fases residuais (olivina e ortopiroxênio), em condições adequadas de P e T. A impossibilidade de obter uma saturação múltipla com os minerais considerados residuais (cf. Green et al., 1979), sugere que os magmas toleíticos derivam de líquidos de tipo picrítico (isto é, muito magnesianos).

Portanto, os magmas primários deveriam ser toleítos picríticos, com composição localizada sobre a superfície de saturação ortopiroxênio-olivina (Figura 35), essencialmente através do fracionamento de olivina e com MgO inicial de cerca de 20% e uma segregação a pressões entre 15 e 20 kbar.

Na realidade, os magmas picríticos são extremamente raros. Isso pode estar relacionado à situação dinâmica das zonas divergentes em cujas câmaras magmáticas superficiais é favorecida uma evolução por cristalização fracionada e/ou mistura, com erupção de produtos mais ou menos evoluídos.



**Figura 35.** Andamento do solidus experimental no sistema CAMS (CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-SiO<sub>2</sub>, de Presnall et al., 1979). As linhas pontilhadas indicam o andamento do gradiente geotérmico suboceânico a profundidades respectivamente menores (GS) e maiores (GA; gradiente adiabático = 0.5°Cxkm<sup>-1</sup>) da posição do ápice.

### Anomalia de európio e cálculo de [(Eu/Eu)\*]

Foi visto como os diagramas de normalização relativos aos elementos incompatíveis e às Terras Raras podem ser úteis para reconstruir eventuais processos de fusão, de cristalização fracionada e de cúmulo. Entre as Terras Raras, o európio é o único que pode se apresentar tanto trivalente (como todas as outras Terras Raras) quanto **bivalente**. Neste último caso, o Eu substitui o Ca, principalmente nos plagioclásios. Portanto, anomalias positivas nos diagramas de normalização condrítica [(Eu/Eu)\* > 1] indicam processos de acúmulo de plagioclásio, enquanto anomalias negativas [(Eu/Eu)\* < 1] indicam processos de fracionamento do plagioclásio. Esse fato é particularmente evidente na Figura 36, na qual são mostrados os diagramas de normalização condrítica de dois tipos de rochas (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005).

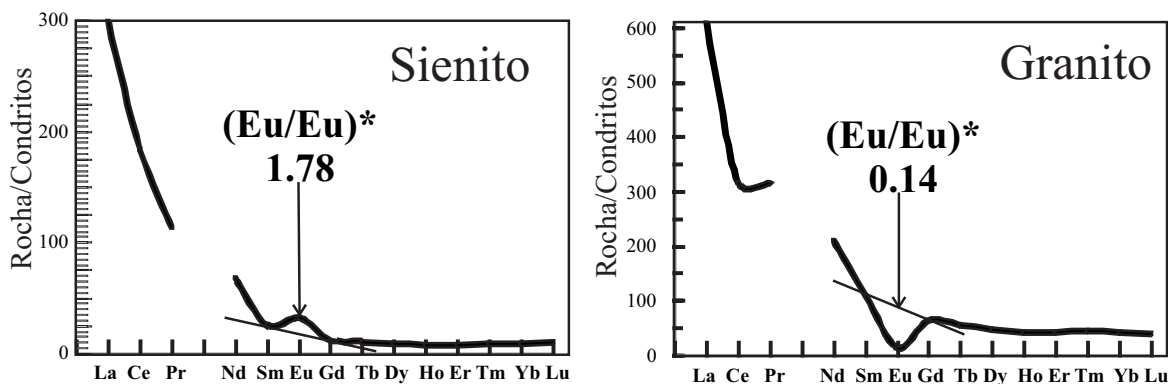
Na Tabela 11 são relatadas as concentrações das Terras Raras nas duas rochas, bem como os valores da normalização condrítica.

*Como se calcula (Eu/Eu)\*?*

Definidos 1, 2 e 3 os valores normalizados de Sm, Eu e Gd (ou seja, de Eu e das duas Terras Raras adjacentes), se calcula a reta que passa por Sm e Gd.

Para o sienito nº 8, a equação da reta resulta em:  $y = -5,845x + 29,925$ , equação para a qual o Eu (y) calculado (x = 2) é 18,235.  $(Eu/Eu)^*$  resulta portanto em  $Eu_{condrítico} / Eu_{calculado} = 32,38 / 18,235 = 1,78$  (anomalia positiva).

Analogamente, para o granito nº 29, a equação da reta resulta em:  $y = -22,865x + 133,225$ , equação para a qual o Eu (y) calculado (x = 2) é 87,50 e  $(Eu/Eu)^*$  resulta então em  $Eu_{condrítico} / Eu_{calculado} = 12,65 / 87,50 = 0,14$  (anomalia negativa).



**Figura 36.** Diagramas de normalização das Terras Raras em duas rochas, sienito e granito, respectivamente (N. 8 e N. 29, em Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005, p. 164 e p. 162, respectivamente). Note a anomalia positiva no que se refere ao sienito e a anomalia negativa relativa ao granito.



**Tabela 11.** Concentrações em ppm referíveis a um sienito e a um granito (vide texto e Fig. 35) e relativos valores normalizados aos condritos de Boynton (1984).

Amostras	Sienito n. 8	Granito n. 29	Normalização condrítica	n. 8	n. 29
ppm					
La	92,61	188,57		298,74	608,29
Ce	18,99	255,24		184,39	315,89
Pr	13,91	38,46		114,02	315,24
Nd	40,51	125,76		67,52	209,60
Sm	4,89	21,52	1	25,08	110,36
Eu	2,38	0,93	2	32,38	12,65
Gd	3,21	16,74	3	12,39	64,63
Tb	0,53	2,71		11,18	57,17
Dy	2,84	15,93		8,82	49,47
Ho	0,54	3,14		7,52	43,73
Er	1,74	9,16		8,29	43,61
Tm	0,30	1,47		9,26	45,37
Yb	1,99	9,08		9,52	43,44
Lu	0,33	1,28		10,25	39,75

## EVOLUÇÃO MAGMÁTICA: PROCESSOS DE CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

### *Cristalização fracionada*

Um processo de cristalização fracionada é muito simples de controlar. Requer a análise de uma rocha magmática “mais primitiva” (A), de uma rocha magmática “mais evoluída” (B) e das fases presentes como fenocristais em A. A aplicação do programa de balanço de massa (vide Apêndice III) fornece as percentagens de fases sólidas subtraídas e a percentagem de líquido residual que deve corresponder a B em composição.

Aqui está um simples exemplo que verifica a possibilidade de gerar por cristalização fracionada um andesito-basalto (Mg# 0,50) a partir de um basalto toleítico (Mg# 0,62; Tabela 12). A melhor solução (soma dos quadrados dos resíduos,  $\Sigma^2R = 0,057$ ) prevê o fracionamento de olivina, clinopiroxênio, pigeonita e plagioclásio (46,34% de sólido) com um líquido residual, correspondente a S-2 (B) na Tabela 12, igual a 53,66% (vide Tabela 13).

A distribuição dos elementos-traço em S-2 também está de acordo com o cálculo executado com a aplicação dos coeficientes de distribuição sólido/líquido, com razões de concentrações calculadas/concentrações observadas em geral no entorno da unidade e, portanto, com desvios < 20% (Tabela 13).

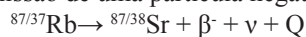
## ISÓTOPOS RB-SR

### Rb e isótopos

O Rubídio é um metal alcalino que pertence ao Grupo 1A (Li, Na, K, Rb, Cs, Fr). Seu raio iônico ( $r_i = 1,48 \text{ \AA}$ ) é semelhante àquele do potássio ( $r_i = 1,33 \text{ \AA}$ ) para permitir que o rubídio esteja em todos os minerais associados. A substituição mais comum que ocorre em quantidades detectáveis está associada a minerais potássicos como as micas (muscovita, biotita, flogopita, lepidolita), K-Feldspatos (sanidina, ortoclásio, microclínio), minerais de argila (ilíta), e em minerais de evaporitos (sylvita e carnalita).

O Rb tem dois isótopos naturais,  $85 / 37$  e  $87 / 37$ , cujas abundâncias isotópicas são 72,1654% e 27,8346%, respectivamente. Seu peso atômico é 85,46776 amu.

$^{87}\text{Rb}$  é radioativo e decai no isótopo estável  $^{87}\text{Sr}$  por emissão de uma partícula negativa  $\beta^-$ :



Onde  $\beta^-$  é a partícula beta,  $\nu$  é um antineutrino e Q é a energia de decaimento (0,275 MeV; vide Seção 3.1 de Faure, 1986).

Note que a emissão de  $\beta^- + \nu$  representa a transformação de um nêutron em um próton, ou seja, peso atômico idêntico, mas +1 no número atômico, ou seja, **mudança de elemento**.

### 2. Sr e isótopos

O Estrôncio é um membro das terras alcalinas do Grupo IIA (Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra). Seu raio iônico ( $r_i = 1,13 \text{ \AA}$ ) é

**Tabela 12.** Concentrações dos elementos maiores e traços de um basalto toleítico (S-1; R1 = 2259; R2 = 1844), de um andesito-basalto (S-2; R1 = 1993; R2 = 1593) de derrames de lava (baixas em TiO<sub>2</sub>) da Bacia do Paraná (Piccirillo et al., 1986). São também relatadas as composições médias dos fenocristais (olivina, Ca-clinopiroxênio, pigeonita e plagioclásio) e dos micro fenocristais e micrólitos (Ti-magnetita, Ilmenita e Apatita).

Amostra	S-1	Olivina	Clinopiroxênio	Pigeonita	Plagioclásio	Magnetita	Ilmenita	Apatita	S-2
%									
SiO <sub>2</sub>	52,50	39,67	51,73	53,24	51,94	0,28	0,28		53,10
TiO <sub>2</sub>	0,96		0,98	0,36		24,71	49,07		1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43		1,77	0,22	30,69	1,36	0,31		15,26
FeO <sub>Totale</sub>	9,34	16,12	11,90	20,51		69,90	47,90		11,03
MnO	0,16		0,32	0,50		0,86	0,81		0,17
MgO	7,63	44,20	15,42	20,66		0,26	0,87		5,67
CaO	10,87		17,43	4,33	13,20	0,02		55,07	9,46
Na <sub>2</sub> O	2,14		0,13	0,02	3,90				2,55
K <sub>2</sub> O	0,82				0,26				1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16							41,82	0,26
Sum	100,11	99,99	99,68	99,84	99,99	97,40	99,89	96,89	100,11
ppm									
Cr	314								90
Ni	123								65
Ba	280								413
Rb	27								38
Sr	232								239
La	14								23
Ce	35								53
Zr	94								144
Y	19								26
mg#	0,62	0,83	0,70	0,64					0,50

**Tabela 13.** Modelo de fracionamento S-1 → S-2 e relativos coeficientes de distribuição elemental sólido/líquido (vide Piccirillo et al. 1988). Concentrações calculadas através da expressão:  $C_L^i / C_{o,s}^i = 1 / [D^i + F(1 - D^i)]$ , sendo  $D^i$  o coeficiente de distribuição global. (continua...)

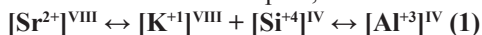
S-1 → S-2	%	% Fases solidas subtraídas	
Olivina	1,904	4,108	
Clinopiroxênio	14,444	31,169	
Pigeonita	7,230	15,603	
Plagioclásio	22,76	49,120	
F	53,66		
	100,00	100,00	
S <sup>2</sup> R			
D sólido/líqu.	Oi/L	Cpx/L	Pig/L PI/L $D^i$
La	0,02	0,02	0,04 0,15 0,087
			Ccalc. (ppm) C calc/ observado
			24 1,04

**Tabela 13.** Continuação.

S-1 → S-2	%	% Fases solidas subtraídas					
Ce	0,02	0,02	0,04	0,17	0,096	60	1,14
Ba	0,01	0,02	0,02	0,50	0,256	427	1,01
Rb	0,02	0,03	0,03	0,07	0,260	41	1,08
Zr	0,06	0,27	0,08	0,20	0,197	150	1,04
Y	0,06	0,27	0,15	0,20	0,203	30	1,16
Sr	0,01	0,10	0,02	1,80	0,919	241	1,01
Ni	10,00	3,00	6,00	0,04	2,301	77	1,18
Cr	2,80	5,30	7,00	0,08	4,925	111	1,20
K	0,02	0,05	0,01	1,00	0,509	8812	0,88
P	0,03	0,05	0,01	0,01	0,164	1139	1,00
Ti	0,01	0,10	0,12	0,04	0,070	10113	0,95

levemente maior do que aquele do Ca ( $r_i = 0,99 \text{ \AA}$ ). Então o Sr é um elemento disperso que ocorre em minerais que contêm Ca (plagioclásio, apatita e minerais carbonáticos e, em especial na aragonita).

Note que a habilidade do Sr em substituir o Ca está restrita ao fato de que o  $\text{Sr}^{+2}$  ocupa preferencialmente os sítios de coordenação oito, enquanto o  $\text{Ca}^{+2}$  pode ser acomodado em ambos os sítios, de coordenação seis e oito devido ao tamanho menor. Adicionalmente, o  $\text{Sr}^{+2}$  pode ser capturado substituindo  $\text{K}^{+1}$  no K-Feldspato, como:



Os isótopos que ocorrem na natureza são  $^{88/38}\text{Sr}$  (abundância: 82.53%, peso atômico = 87,9056),  $^{87/38}\text{Sr}$  (radiogênico do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$ , abundância:  $\approx 7.04\%$ , peso atômico = 86,9088),  $^{86/38}\text{Sr}$  (abundância: 9.87%, peso atômico = 85,9092) e  $^{84/38}\text{Sr}$  (abundância: 0,56%, peso atômico = 83,9134). Vide Tabela 14.

Note que as abundâncias isotópicas são variáveis devido à formação do  $^{87}\text{Sr}$  radiogênico:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

sendo “i” o valor inicial,  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ , t=anos (a)

Dividindo cada termo da Equação (2) pelo número de átomos do  $^{86}\text{Sr}$  (que são constantes porque este isótopo é estável), obtém-se:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right) = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

**Tabela 14.** Isótopos estáveis do Sr que ocorrem na natureza.

ISÓTÓPOS	Abundâncias aproximadas %	Peso atômico
$^{88/38}\text{Sr}$	82,53	87,9056
$^{87/38}\text{Sr}$ : radiogênico do $^{87}\text{Rb}$	7,04	86,9088
$^{86/38}\text{Sr}$	9,87	85,9092
$^{84/38}\text{Sr}$	0,56	83,9134

### CONVERSÃO DAS CONCENTRAÇÕES DO RB E SR EM RAZÕES $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$

As concentrações de Rb e Sr podem ser determinadas por fluorescência de raios X (XRF), ou por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*; ICP-mass) ou diluição isotópica, e a razão  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  pode ser determinada por espectrometria de massa.

W representa a média ponderada a ser calculada para o Sr, e = 85,46776 para o Rb.

$$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right) = \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{medido}} \times \left[\frac{\text{Abundância}^{87}\text{Rb} \times \text{W Sr}}{\text{Abundância}^{86}\text{Sr} \times \text{W Rb}}\right] \quad (1)$$

#### Exemplo:

Calcular as abundâncias dos isótopos e o peso atômico do Sr, dada uma medida da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 2.5$

Dados: razões isotópicas

$$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.119400$$

$$^{84}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0.006756$$

$$^{88}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 1.000000$$

$$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} \times \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{medido}} = 0,119400 \times \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{medido}}$$

Soma = A

Abundâncias: normalização para a unidade

W Sr: média ponderada

#### Exemplo:

Utilizando as seguintes constantes na solução de problemas:  $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ ;  $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,006756$ ; massas atômicas:  $^{88}\text{Sr} = 87,9056 \text{ amu}$ ;  $^{87}\text{Sr} = 86,9088 \text{ amu}$ ;  $^{86}\text{Sr} = 85,9092 \text{ amu}$ ;  $^{84}\text{Sr} = 83,91334 \text{ amu}$ ;

$^{88}\text{Sr} = 87,9056 \text{ amu}$ ;  $^{85}\text{Rb} / ^{87}\text{Rb} = 2,58265$ , sendo o peso atômico do **Rb = 85,46776**.

Problema: calcular as abundâncias dos isótopos e o peso atômico do Sr dado  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 2,5$ .

**Respostas:**

Razões isotópicas	Abundâncias %	W Sr
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ = 2,5 × 0,1194	$^{87}\text{Sr}$ 20,952	0,20952 × 86,9088=18,209132
$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$ =0,118400	$^{86}\text{Sr}$ 8,381	0,08381 × 85,9092 = 7,2000501
$^{84}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$ =0,006756	$^{84}\text{Sr}$ 0,4742	0,00474 × 83,9134 = 0,3977495
$^{88}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$ =1,000000	$^{88}\text{Sr}$ 70,192	0,70192 × 87,9056=61,702699
Sum = 1,424658	99,999	87,5096

Calcular a razão (atômica)  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  de uma biotita tendo como concentrações os seguintes valores: Rb = 465 ppm, Sr = 30ppm e cuja razão  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 2.5$ .

$$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) = (465 / 30) \times [(0,278346 \times 87,5096) / (0,08381 \times 85,46776)] = 52,70772$$

ou:

$$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) = (\text{Rb}_{\text{medido}} / \text{Sr}_{\text{medido}}) \times [\text{N}] \quad (2)$$

Cálculo de [N] de (2)

Embora geralmente  $N \approx 2,89 - 2,91$ , para a maioria das composições comuns um programa de computação é requerido para calcular  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  (programa em linguagem "BASIC" para microcomputadores):

**Tabela X.** Cálculo de [N] da fórmula (2).

```

INPUT "87Sr/86Sr="; X
INPUT "Rb/Sr="; Z
T= X*0,1194+0,1194+0,006756+1
S= 0,1194/T*85,9092+0,00675
  /T*83,9134+87,9056T+0,1194*X*86,9088/T
N= Z*(0,278346*S)/[(0,1194/T)*85,46776]
60      GOTO 10
    
```

**PRINCÍPIOS DE DATAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS**

Se a razão inicial  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  for conhecida,  $[(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i]$ , a equação (3 do § 9) pode ser resolvida para T (tempo):

$$T = 1 / \lambda \{ [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{medido}} - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i] / (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})_i + 1 \} \quad (1)$$

Onde  $\lambda = 0,0000142$  se T for expresso em milhões de anos (Ma)

Hipóteses:

a) Mesma razão isotópica  $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i$  para tipos de rochas derivadas do mesmo magma inicial (pai);

b) Mesma razão  $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i$  para minerais de paragênese das rochas ígneas;

c) A equação é representada por uma família de retas sendo m a inclinação e b a intersecção:

$$y = b + m x$$

onde  $y = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})$ ,  $x = (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$ ,  $b = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{os}}$  = intercepção,  $m = e^{\lambda t} - 1$  = inclinação.

**Exemplos:**

a). Cerro 7 Cabezas, Alto Paraguay (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005).

Material	Rb	Sr	N	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{medido}}$
Rocha total	80	252	2,8930816	0,9184	0,70714
Rocha total	83	335	2,8927759	0,7167	0,70606
Feldspato alcalino	62,1	406,2	2,8925438	0,4417	0,70524
Rocha total	155	278	2,8937184	1,6134	0,70939

Solução:

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) = 0.70365 + 0.003583 \times (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}); r = 0.9966$$

$$\text{Idade} = t = 1 / \lambda \times \ln(m+1) = 251,9 \text{ Ma}$$

B). Cerro Chiriguelo, Amambay (Comin-Chiaramonti e Gomes, 1996).

Material	Rb	Sr	N	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{medido}}$
Rocha total	151,6	1731	2,8933765	0,253400	0,708182
Calcita	36	3158	2,8932995	0,032983	0,707910
Resíduo insolúvel	667,4	1536	2,8938511	1,256639	0,709859

Solução:

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) = 0.707819 + 0.001617 \times (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr});$$

$$r = 0.9992$$

$$\text{Idade} = t = 1 / \lambda \times \ln(m+1) = 113,8 \text{ Ma}$$

NOTA: as equações para calcular a melhor inclinação (m) e intersecção (b) são as de retas:

$$m = (\Sigma XY - (\Sigma X)(\Sigma Y) / N) / (\Sigma X^2 - \Sigma X^2 / N)$$

$$b = [(\Sigma X)(\Sigma XY) - \Sigma Y(\Sigma X^2)] / [(\Sigma X^2) - N(\Sigma X^2)]$$

sendo: Y as razões  $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})$  medidas,

X a razão calculada  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$

N o número de dados (ou seja, 4 em A e 3 em B, respectivamente).

NB: Leve em conta o erro analítico conhecido.

### Considerações gerais

Rb e Sr são elementos-traço cujas concentrações nas rochas (ígneas, sedimentares e metamórficas) variam de poucas até várias centenas de ppm. O Rb está principalmente concentrado em mica, K-feldspato alcalino e minerais de argila, e o Sr no plagioclásio, apatita e carbonatos.

O decaimento do isótopo natural <sup>87</sup>Rb em outro estável <sup>87</sup>Sr em minerais ricos em Rb pode ser usado para calcular a idade do equilíbrio isotópico para tais minerais a partir de medidas de concentrações de Rb e Sr e da razão <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr. Note que os valores calculados a partir dos minerais indicam a idade da rocha, mas somente onde não ocorreram perturbações após a cristalização em episódios térmicos subsequentes. Adicionalmente, o melhor ajuste das isócronas aos dados analíticos se dá pelo método da regressão que incluem a utilização de fatores de peso associados aos erros analíticos. O objetivo dos procedimentos inclui a determinação da melhor inclinação e da intersecção (razão inicial <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr) da reta, e a identificação dos pontos de dados que se afastam mais da reta do que os seus erros analíticos.

### Datando rochas metamórficas

Assumindo que o <sup>87</sup>Sr radiogênico seja o componente móvel e que as concentrações do Rb e Sr sejam praticamente constantes durante o metamorfismo regional ou de contato, obtém-se uma equação semelhante à Equação (3).

Considerações sobre a Figura 37:

1. Posicionam-se inicialmente sobre uma isócrona de inclinação = 0 (t = 0).
2. Todos os sistemas se movem ao longo da reta (veja flechas).
3. Após um tempo Δt (t<sub>i</sub>-t<sub>m</sub>) as rochas foram aquecidas por um curto período de tempo.

4. As rochas totais permaneceram fechadas, mas os minerais R2 trocaram <sup>87</sup>Sr até alcançar a mesma razão <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr como R2.

5. Conseqüentemente, no instante t = t<sub>m</sub> os minerais R2 se realinharam sobre uma nova isócrona de inclinação = 0.

6. O sistema Rocha Total continuou sua evolução sem interrupção e formou uma isócrona cuja inclinação corresponde a t<sub>i</sub>, que é o tempo transcorrido desde a cristalização inicial.

7. Os minerais evoluíram cada um ao longo de sua isócrona, ainda incluindo R2, mas cuja inclinação representa o instante t<sub>m</sub>, o tempo transcorrido desde que os minerais se tornaram sistemas fechados após terem se reequilibrado do metamorfismo térmico.

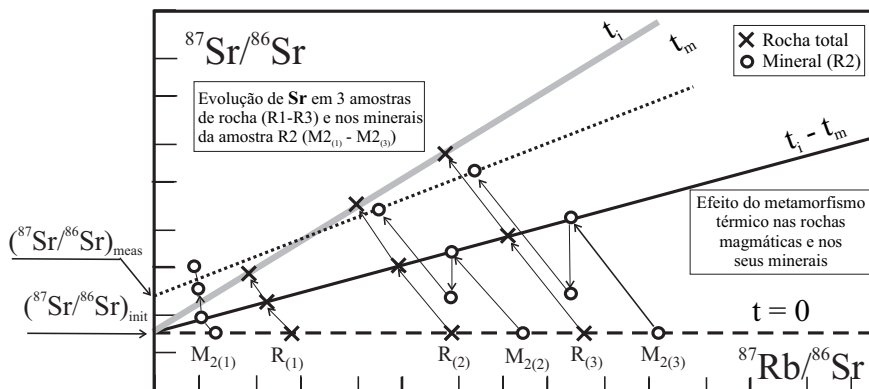
8. A intersecção das isócronas de Rocha Total e dos minerais corresponde a (<sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> e (<sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr)<sub>m</sub>.

Note: Os minerais das outras rochas formam isócronas semelhantes. Suas inclinações são idênticas, mas tem valores diferentes de Sr<sub>m</sub>, adequados para as rochas totais das quais são constituintes.

#### Exemplo:

Os seguintes dados se aplicam a Rocha Total e minerais separados de um complexo gnáissico (Baltimore, Maryland; Wetherill et al., 1968). Interprete esses dados utilizando diagramas isocrônicos adequados. Determine as idades e Sr<sub>i</sub> e utilize-os para reconstruir a história geológica dessas rochas e minerais.

TEMPO	Dados medidos	<sup>87</sup> Rb / <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr
	Rocha 1	2,244	0,7380
	Rocha 2	3,642	0,7612
	Rocha 3	6,590	0,7992
	Biotita (3)	289,7	1,9690

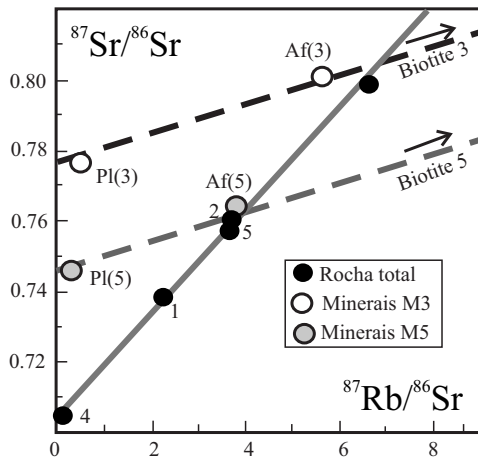


**Figura 37.** Evolução exemplificativa do Sr em três amostras de rocha total (R1, R2, R3) e nos minerais da amostra R2 (M2). O Sr nos minerais foi homogeneizado isotopicamente por um episódio de metamorfismo térmico de curta duração. A inclinação da isócrona de rocha total corresponde a t<sub>i</sub>, que é o tempo transcorrido desde a cristalização dessa rocha. A inclinação da isócrona mineral indica t<sub>m</sub>, que é o tempo transcorrido desde o final do metamorfismo.

TEMPO Dados medidos	<sup>87</sup> Rb / <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr
Feldspato alcalino (3)	5,600	0,8010
Plagioclasio (3)	0,528	0,7767
Rocha 4	0,2313	0,7074
Rocha (5)	3,628	0,7573
Biotita (5)	116,4	1,2146
Feldspato alcalino (5)	3,794	0,7633
Plagioclasio (5)	0,2965	0,7461

Rochas 1,2,3,4,5:  
 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.14457(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) + 0.705387$   $r=0.9984$ ;  
 tempo  $\approx 1018,1$  Ma  
 Rocha 3 + Minerais (3)  
 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.004122(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) + 0.77482$   $r = 0.9999$ ;  
 tempo  $\approx 290$  Ma  
 Rocha 5 + Minerais (5)  
 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0.004033(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) + 0.74510$   $r = 0.9999$ ;  
 tempo  $\approx 283$  Ma

Os dados são representados graficamente na Figura 38.



**Figura 38.** Representação gráfica dos dados. O complexo gnáissico mostra uma idade de cerca 1 Ga. Os minerais foram equilibrados por um evento térmico cerca de 280-290 Ma.

**MISTURAS ENTRE DOIS COMPONENTES: COMPOSIÇÃO QUÍMICA ENTRE AS MISTURAS DE DOIS COMPONENTES; MISTURAS ENTRE DOIS COMPONENTES COM DIFERENTES RAZÕES <sup>87</sup>RB / <sup>86</sup>SR.**

Assumindo a mistura entre dois componentes, A e B, em diferentes proporções definidas por um parâmetro “f” definido como:

$$f = A / (A + B) \quad (1)$$

A e B sendo o peso em % dos dois componentes em uma dada mistura. A concentração de qualquer elemento X será:

$$X_M = X_A f + X_B (1 - f) \quad (2)$$

ou

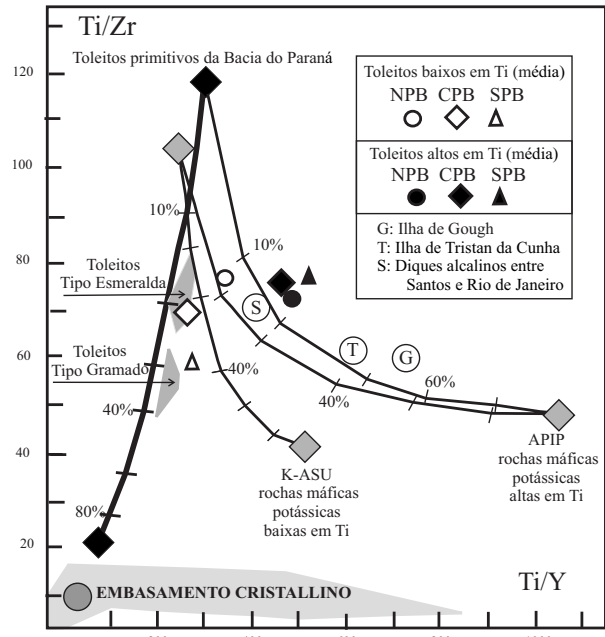
$$X_M = f (X_A - X_B) + X_B \quad (3)$$

Portanto, o valor de f pode ser calculado pela % de qualquer elemento X em uma mistura de dois componentes, conhecendo-se as concentrações de X nos termos X<sub>A</sub> e X<sub>B</sub>.

Considerando a concentração de dois elementos X e Y em misturas de A e B (X<sub>A</sub>, X<sub>B</sub> e Y<sub>A</sub>, Y<sub>B</sub>, respectivamente), e eliminando f, segue-se da Equação (3):

$$Y_M = X_M [(Y_A - Y_B) / (X_A - X_B)] + [(Y_B X_A - Y_A X_B) / (X_A - X_B)] \quad (4)$$

onde (4) é a equação de uma reta com coordenadas X<sub>M</sub>, Y<sub>M</sub>, representando misturas de A e B.



**Figura 39.** Representação gráfica das razões Ti/Y vs Ti/Zr na Bacia do Paraná.

Note:

1. Linhas retas podem, portanto, ser ajustadas em arranjos de pontos de dados que representam misturas de dois componentes em diferentes proporções.

2. Se a concentração de um dos dois elementos entre os extremos (end members) for conhecida, a equação de mistura pode ser usada para calcular as concentrações do outro elemento.

3. O valor de f (parâmetro de mistura) pode ser determinado pela Equação (3) a partir da concentração observada

de qualquer elemento em uma suíte de duas misturas componentes.

4. O mesmo tipo de cálculo pode ser feito também para razões elementares (vide Figura 39).

Considerando as misturas de dois componentes A e B, respectivamente, com:

1. Diferentes concentrações de Sr
2. Diferentes razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$

O número total de átomos de  $^{87}\text{Sr}$  em unidade de peso dessa mistura é:

$$^{87}\text{Sr}_M = \left\{ \left[ \left( \text{Sr}_A \text{Ab}_A^{87} \right) N f \right] / W_A \right\} + \left\{ \left[ \left( \text{Sr}_B \text{Ab}_B^{87} \right) N (1-f) \right] / W_B \right\} \quad (5)$$

onde:  $\text{Sr}_A$  e  $\text{Sr}_B$  são as concentrações de Sr em A e B, respectivamente;

$\text{Ab}_A^{87}$  e  $\text{Ab}_B^{87}$  são as abundâncias isotópicas do  $^{87}\text{Sr}$ ;

$W_A$  e  $W_B$  são os pesos atômicos do Sr em A e B, respectivamente;

$N$  é o número de Avogadro;

$(f)$  é o parâmetro de mistura.

Escrevendo uma equação semelhante para  $^{86}\text{Sr}$  e resolvendo para a razão  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ :

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \left\{ \left[ \left( \text{Sr}_A \text{Ab}_A^{87} \right) f \right] / W_B \right\} + \left\{ \left[ \left( \text{Sr}_B \text{Ab}_B^{87} \right) (1-f) \right] / W_A \right\} / \left\{ \left[ \left( \text{Sr}_A \text{Ab}_A^{86} \right) f \right] / W_B + \left[ \left( \text{Sr}_B \text{Ab}_B^{86} \right) (1-f) \right] / W_A \right\} \quad (6)$$

Introduzindo as aproximações de que o peso atômico Sr e as abundâncias do  $^{86}\text{Sr}$  em  $A \approx B$  (por exemplo, se  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são 0,7 e 0,8, respectivamente, os pesos correspondentes do Sr diferem apenas de 0,08%):

$W_A = W_B$  e  $\text{Ab}_A^{86} \approx \text{Ab}_B^{86}$ , então:

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \left\{ \text{Sr}_A \text{Ab}_A^{87} f \right\} + \left\{ \text{Sr}_B \text{Ab}_B^{87} (1-f) \right\} / \left\{ \text{Ab}_A^{86} [\text{Sr}_A f + \text{Sr}_B (1-f)] \right\} \quad (7)$$

e fazendo

$$\left( \frac{\text{Ab}_A^{87}}{\text{Ab}_A^{86}} \right) = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \quad \text{e} \quad \left( \frac{\text{Ab}_B^{87}}{\text{Ab}_B^{86}} \right) = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B$$

Da (6):

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \left[ \left( \frac{\text{Sr}_A}{\text{Sr}_M} \right) f \right] + \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \left[ \left( \frac{\text{Sr}_B}{\text{Sr}_M} \right) (1-f) \right] \quad (8)$$

eliminando  $f$ :

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = \left\{ \left( \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \right) \left[ \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \right] \right\} + \left\{ \left( \frac{\text{Sr}_A}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right) \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A - \left( \frac{\text{Sr}_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right) \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \right\} \quad (9)$$

Isto é, sendo  $a = \left\{ \left( \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \right) \left[ \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \right] \right\}$  e  $b = \left\{ \left( \frac{\text{Sr}_A}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right) \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A - \left( \frac{\text{Sr}_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \right) \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \right\}$ , então:

$$\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = a / \text{Sr}_M + b \quad (10)$$

Essa é a equação de uma hipérbole onde  $a$  e  $b$  são constantes especificadas pelas concentrações e razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  em A e B, respectivamente.

**Exemplo:**

Dados: dois componentes A e B

$\text{Sr}_A = 200$  ppm  $\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A = 0,725$

$\text{Sr}_B = 450$  ppm  $\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B = 0,704$

Calcular as concentrações do Sr e razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  das misturas para diferentes valores de  $f$  (por exemplo 0,8, 0,6, 0,4, 0,2).

Respostas:

valores de Sr de:  $\text{Sr}_M = \text{Sr}_A \times f + \text{Sr}_B \times (1-f)$

$\Xi = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{MIX}}$  valores de:

$$\Xi = \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \times \text{Sr}_A / \text{Sr}_M \times f + \left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \times \text{Sr}_B / \text{Sr}_M \times (1-f)$$

	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$fA$
A	200	0,72500	1,0
	250	0,71744	0,8
	300	0,71240	0,6
	350	0,70880	0,4
	400	0,70610	0,2
B	450	0,70400	0,0

E a equação da hipérbole (Equação 10) é:  $\left( \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M = 1 / \text{Sr}_M \times 7,56 + 0,6872$ .

Os dados são representados graficamente na Figura 40.

**RAZÕES ISOTÓPICAS E COMPOSIÇÕES QUÍMICAS**

Calcular as concentrações de  $\text{SiO}_2$  e de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  para as misturas A e B para  $f = 0,2, 0,4, 0,6, 0,8$ , assumindo:

	A	B	
$\text{SiO}_2$	72	48	%
Sr	150	475	ppm
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	0,730	0,704	razão isotópica

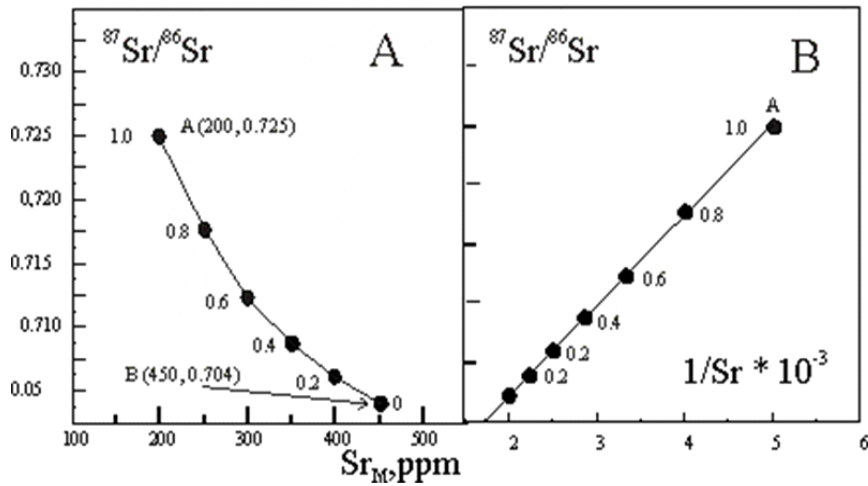


Figura 40. A: Representação gráfica do exemplo. B: transformação da hipérbole de A em uma linha reta plotando as recíprocas das concentrações de Sr.

f	Sr <sub>M</sub>	( <sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr) <sub>M</sub>	(SiO <sub>2</sub> ) <sub>M</sub>
B	475	0,70400	48,0
0,2	410	0,70590	52,8
0,4	345	0,70852	57,6
0,6	280	0,71236	62,4
0,8	215	0,71851	67,2
A	150	0,73000	72,0

Equações:

$$X_M = f(X_A - X_B) + X_B \quad (I)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \left\{ \text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[ \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right] \right\} / \left\{ \text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) + \left\{ \text{Sr}_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \right\} \right\} / \left\{ (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) \right\} \quad (II)$$

$$\text{Sr}_M = X_M \left\{ (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) / (X_A - X_B) \right\} + \left\{ \text{Sr}_B X_A - \text{Sr}_A X_B \right\} / (X_A - X_B) \quad (III)$$

Onde:

$$a = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \left\{ \text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[ \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right] \right\} / \left\{ (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) \right\}$$

$$b = \left\{ \text{Sr}_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \right\} / \left\{ (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) \right\}$$

$$c = (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) / (X_A - X_B)$$

$$d = \left\{ \text{Sr}_B X_A - \text{Sr}_A X_B \right\} / (X_A - X_B)$$

então:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = a / (c X_M + d) + b \quad (IV)$$

Com base nas equações 1, 2, 3 e 4, os dados relatados no exemplo são graficamente representados na Figura 41.

Note que as equações consideradas podem ser aplicadas sempre que situações de contaminação e/ou de assimilação são verificadas, às quais se podem aplicar os eventuais processos de cristalização fracionada.

#### Isócronas fictícias

As misturas de dois componentes com diferentes razões Rb / Sr e <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr se situam sobre retas (com inclinação positiva ou negativa):

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = g \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right) + e \quad (11)$$

interpolando as equações prévias de mistura (7), (8) e (9) e assumindo, por exemplo, a razão <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr = 0,70 - 0,75, <sup>87</sup>Rb / <sup>86</sup>Sr ≈ 2.896 × Rb = K, então

$$e = \left\{ \text{Rb}_B \text{Sr}_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - \text{Rb}_A \text{Sr}_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B \right\} / \left( \text{Rb}_B \text{Sr}_A - \text{Rb}_A \text{Sr}_B \right) \quad (12)$$

$$g = \left\{ \text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[ \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right] \right\} / \left[ K (\text{Rb}_B \text{Sr}_A - \text{Rb}_A \text{Sr}_B) \right] \quad (13)$$

Exemplo:	A	B	
Sr	200	450	
Rb	400	40	→ <sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr = ( <sup>87</sup> Rb / <sup>86</sup> Sr) / 0,0033755 + 0,70302
	0,725	0,704	



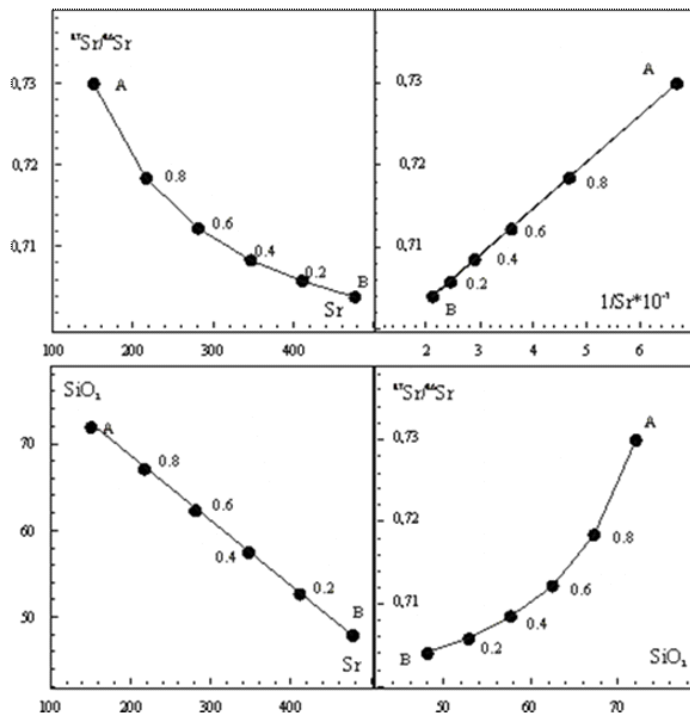


Figura 41. Representação gráfica dos dados reportados.

de:  $m = e^{\lambda t} - 1$  e  $t = [\ln(m - 1)] / \lambda$ , se pode calcular:  $t \approx 237$  Ma

Essa linha (ou similar) **não é uma isócrona, mas uma linha de mistura**. Note que a correlação positiva das razões iniciais  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  das rochas ígneas e suas razões Rb / Sr é interpretável em termos de processos de mistura ou como evidência de heterogeneidades de longo termo do manto superior (Figura 42).

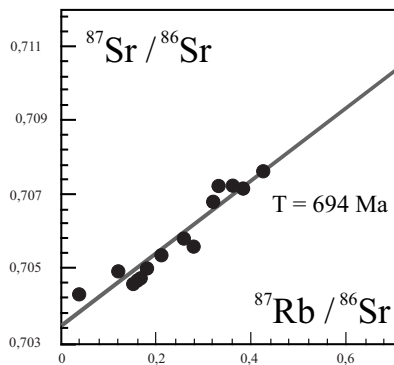


Figura 42. Isócrona fictícia traçada pelas razões médias  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  de diferentes variedades de lavas potássicas provenientes das regiões de Birunga e Toro-Ankola do East African Rift Valley. Essas rochas são do Plioceno ou mais jovens. As correlações das razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  foram interpretadas como resultado de mistura de duas componentes contendo Sr de composição isotópica diferente (vide Bell e Powell, 1969).

### GEOQUÍMICA DO SM E ND

Samário (143) e Neodímio (147) são elementos de terras raras leves (LREE) que ocorrem principalmente em minerais de silicatos, fosfatos, e carbonatos. Um dos isótopos do Sm é radioativo e decai emitindo uma partícula  $\alpha$  no isótopo estável do Nd ( $^{143}\text{Nd}$ ). Embora a meia vida do  $^{147}\text{Nd}$  seja muito longa ( $T = 106 \times 10^{11}$  anos,  $\lambda = 6,54 \times 10^{-12}\text{a}^{-1}$ ; Lungmair e Marti, 1978), este decaimento é útil para datar rochas terrestres, lunares e meteoritos.

A menor abundância do Sm comparada à do Nd é consistente com o decréscimo geral nas abundâncias cósmicas dos elementos com o aumento do número atômico.

A abundância do Nd no sistema solar é de  $8,36 \times 10^{-1}$  átomos de Nd por  $10^6$  átomos de Si, enquanto a do Sm é de  $2,61 \times 10^{-1} / 10^6\text{Si}$  (Anders e Ebihara, 1982).

A razão de Sm e Nd em rochas e minerais terrestres varia aproximadamente entre 0,1 e 0,5 porque a similaridade de suas propriedades químicas inibe uma maior separação entre o Nd e o Sm devido a processos geológicos. Por exemplo, a razão Sm / Nd dos basaltos da crista médio-oceânica (MORB) é 0,32, enquanto que os granitos tem uma razão de 0,19 e rochas alcalinas podem ter uma razão de apenas 0,11-0,12.

O decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  e crescimento do  $^{143}\text{Nd}$  radiogênico são descritos pela equação:

$$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}} + (^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd})(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

onde  $^{144}\text{Nd}$  é utilizado como isótopo de referência porque o número de átomos de  $^{144}\text{Nd}$  em uma unidade de peso da rocha e/ou mineral permanece imutável enquanto o sistema no qual reside permanece fechado para o Nd.

Datações pelo método Sm-Nd (baseado nas mesmas considerações das isócronas Rb-Sr) são geralmente obtidas da análise de minerais separados ou suítes cogenéticas de rochas cuja razão de Sm/Nd varia suficientemente para definir a inclinação de uma isócrona ( $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$  vs  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ , onde  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = (\text{Sm} / \text{Nd})_{\text{medido}} \times 0,60448$  derivou da abundância de isótopos; Faure, 1986).

Por exemplo, a isócrona Sm-Nd baseada nas frações de minerais do acondrito Moana fornece uma idade de  $4,58 \pm 0,05$  Ga (Faure, 1986, Figura 12.4).

**MISTURAS BINÁRIAS DE DOIS ELEMENTOS EM ROCHAS COM RAZÕES ISOTÓPICAS DIFERENTES**

Se A e B forem componentes contendo diferentes concentrações de um elemento X, e se  $R^X$  for uma razão isotópica de X, então:

$$R^X_{\text{Mist}} = [R^X_A X_A f + R^X_B X_B (1 - f)] / [X_A f + X_B (1 - f)] \quad (1)$$

A equação (1) pode ser usada para calcular a razão isotópica de qualquer elemento em misturas cujas composições em termos de componentes A e B são especificadas por valores pré-selecionados do parâmetro de mistura  $f$ , desde que sejam fornecidas as razões isotópicas e as concentrações. Pode ser usada também para calcular razões isotópicas de dois elementos diferentes na mesma mistura, resolvendo antes para um elemento e depois para o outro.

Dessa forma, podem-se gerar pares de razões isotópicas de dois elementos X e Y para valores de  $f$  específicos.

**Exemplo (Figura 43):**

Componente A (“granito”: Crosta Continental Superior)  
Componente B (“basalto”)

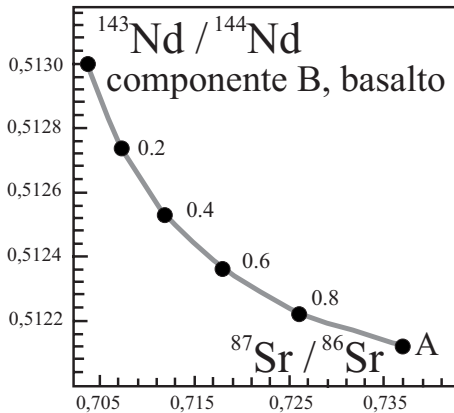


Figura 43. Representação gráfica do exemplo considerado.

Nota: Misturas podem representar ou **assimilação** de A por magmas basálticos na crosta, ou uma **mistura** das fontes das rochas basálticas e graníticas.

	Componente A	Componente B
Sr / ppm	160	318
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	0,73691	0,70362
Nd / ppm	31	18
$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	0,51212	0,51300

Sendo:  $R^X_M = [R^X_A X_A f + R^X_B X_B (1 - f)] / [X_A f + X_B (1 - f)]$  e for  $f = 0,2, 0,4, 0,6, 0,8$   
 $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_M = \{[0.73691 \times 160 \times f + 0.70362 \times 318 \times (1 - f)] / [160 \times f + 318 (1 - f)]\}$   
 $(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_M = \{[0.51212 \times 31 \times f + 0.51300 \times 18 \times (1 - f)] / [31 \times f + 18 (1 - f)]\}$

e:

f	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_M$	$(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_M$
0,2	0,70734	<b>0,51274</b>
0,4	0,71198	0,51253
0,6	0,71793	0,51238
0,8	0,72586	0,51222

Os resultados são graficamente representados na Figura 43.

Para obter as equações de mistura a partir das medidas das composições isotópicas de dois elementos em uma suíte de misturas binárias é necessária uma equação que relacione as razões isotópicas de X e Y diretamente (o que pode ser obtido combinando a Equação (1) para X e Y), resolvendo ambas as equações para  $f$  e igualando os resultados. Aplicando a multiplicação cruzada e juntando os termos, tem-se a equação geral de uma hipérbole: Figura 43.

$$aR^X_M + bR^Y_M + cR^Z_M + d = 0 \quad (2), \text{ sendo}$$

$$a = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_A \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$b = \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

$$c = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$d = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_A (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

No caso do exemplo (p. 55):

$$a = -3571.039$$

$$b = +6978$$

$$c = -4813.98516$$

$$d = +2463.4704$$

então:

$$3571,039(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) + 6978(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) - 4813,985(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}) + 2463,47 = 0$$

A forma da hipérbole de mistura é controlada pelo coeficiente “b” do produto cruzado da Equação (2).

Quando “b” = 0, a hipérbole se torna uma reta:

$$aR^X_M + cR^Y_M + d = 0 \quad (\text{Nd}_A \text{Sr}_B = \text{Nd}_B \text{Sr}_A) \quad (3)$$

E a forma da hipérbole de mistura é definida por:

$$K = (\text{Nd} / \text{Sr})_A / (\text{Nd} / \text{Sr})_B \quad (4)$$

Quando  $K=1$ ,  $b = 0$ , a (2) será uma reta.

Se  $K > 0$  ou  $< 1$  (vide exemplo onde  $K = 3.423$ ), os diagramas razão-razão são hipérbolas cuja curvatura aumenta conforme  $K$  se afasta da unidade.

A fração em peso “ $f$ ” de um componente A em qualquer mistura binária de A e B pode ser calculada resolvendo:

$$R^X_M = [R^X_A f + R^X_B X_B (1 - f) / X_A f + X_B (1 - f)] \quad (5),$$

então

$$f = [X_B (R^X_B - R^X_M)] / [R^X_M (X_A - X_B) - R^X_A X_A + R^X_B X_B] \quad (6)$$

A equação pode ser resolvida em termos de X ou Y, desde que as razões isotópicas sejam compatíveis com a Equação (2).

Em termos de Sr, obtém-se:

$$f = \text{Sr}_B [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_M] / [ (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) - (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_A \text{Sr}_A + (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_B \text{Sr}_B ] \quad (7)$$

Analogamente, em termos de Nd obtém-se:

$$f = \{ \text{Nd}_B [(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_M] \} / [ (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_M (\text{Nd}_A - \text{Nd}_B) - (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_A \text{Nd}_A + (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_B \text{Nd}_B ] \quad (8)$$

se, assim como no exemplo de p. 56, a mistura isotópica for representada por 50,5% da componente A e 49,5% da componente B.

## NOTAÇÕES CHUR E ÉPSILON ( $\epsilon$ )

A evolução isotópica do Nd na Terra é descrita em termos de um modelo denominado CHUR (*CHondrite Uniform Reservoir*, DePaolo, 1988). Esse modelo assume que o Nd terrestre tenha evoluído em um reservatório uniforme cuja razão Sm / Nd é igual àquela dos meteoritos condriticos.

O atual valor da razão  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  desse reservatório é 0,512638. A razão atual  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$  do CHUR é 0,1967. Essas informações permitem calcular a razão  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  do CHUR a qualquer outro instante “ $t$ ” no passado:

$$I^t_{\text{CHUR}} = I^0_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1),$$

onde:

$I^t_{\text{CHUR}} = ^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  razão do CHUR, a qualquer tempo “ $t$ ” no passado,

$I^0_{\text{CHUR}} = ^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  razão do CHUR no tempo presente = 0,512638, normalizado para  $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0,7219$ ,  $(^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd})^0_{\text{CHUR}} = \text{CHUR}$ , baseado em análises de meteoritos rochosos = 0,1967.

As diferentes razões que queremos comparar são bastante pequenas. Foi por isso que DePaolo e Wasserburg (1976) introduziram o “parâmetro épsilon”, definido por:

$$\epsilon^t_{\text{CHUR}} = [(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_i / I^t_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4 \quad (2)$$

$$\epsilon^0_{\text{CHUR}} = [(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{\text{medido}} / I^0_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4 \quad (3)$$

Note que  $\epsilon^t_{\text{CHUR}}$  expressa a diferença entre a razão inicial  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  de uma suíte de rochas e o valor correspondente dessa razão para o CHUR no instante da cristalização das rochas, enquanto  $\epsilon^0_{\text{CHUR}}$  faz essa comparação para o presente.

Épsilon positivo indica que as rochas derivaram de sólidos residuais dos reservatórios após um magma ter sido extraído anteriormente. Tais partes do reservatório são denominadas “empobrecidas” em “elementos litófilos de grande raio iônico” (LILE), que são preferencialmente particionados na fase líquida durante a fusão parcial.

Épsilon negativo indica que as rochas derivaram de fontes que tinham uma razão Sm / Nd mais baixa do que o reservatório condritico e que tais rochas foram derivadas ou assimiladas de rochas crustais antigas, cuja razão Sm / Nd foi diminuída quando separada do CHUR.

Se épsilon = 0, a composição isotópica do Nd na rocha é indistinguível daquela de um reservatório condritico, podendo-se concluir que as rochas podem ter sido derivadas daquele reservatório.

Analogamente, sendo a razão  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  da Terra global = 0,7045 e sua razão  $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$  atual  $\approx 0,0816$ , assumindo que a razão  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  da Terra primordial era 0,69899 (BABI, ou seja, *Basaltic Achondrite Best Initial*) e sua idade 4,6 Ga, a razão  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  da Terra global derivada dessa forma pode ser utilizada para definir os parâmetros épsilon do Sr:  $\epsilon^0_{\text{Sr}}$  e  $\epsilon^t_{\text{Sr}}$  como:

$$\epsilon^0_{\text{Sr}} = \{ [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^m_R / [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}}] - 1 \} \times 10^4 \quad (4)$$

$$\epsilon^t_{\text{Sr}} = \{ [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_R / [(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_{\text{UR}}] - 1 \} \times 10^4 \quad (5)$$

onde:

$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^m_R$  é o valor medido dessa razão na rocha (R) atualmente;

$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_R$  = valor inicial dessa razão no instante de cristalização da rocha;

$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}}$  = valor atual dessa razão em um reservatório uniforme (0,7045);

$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_{\text{UR}}$  = valor dessa razão em um reservatório uniforme a qualquer tempo  $t$  no passado.

Os valores de  $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_{\text{UR}}$  podem ser calculados por:

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^t_{\text{UR}} = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}} - (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})^0_{\text{UR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

Adicionalmente, a distribuição das razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  vs  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  dos basaltos da crista médio-oceânica (*Mid-Ocean Ridge Basalts*: MORB) e de rochas ígneas provenientes de ilhas oceânicas selecionadas definem o “*Mantle Array*” (Figura 13.1 de Faure, 1986). Na Figura 44 são mostradas as relações de alguns basaltos continentais e arranjos do Manto (*Mantle array*).

**Tabela XI.** Programa de cálculo para  $\epsilon_{Nd}^t$  e  $\epsilon_{Sr}^t$ .

Cálculo do $\epsilon_{Nd}^t$ e $\epsilon_{Sr}^t$ (notações de tempo integrado)	
1	INPUT "Sr/Sr="; X
2	INPUT "Rb/Sr="; Z
3	INPUT "Nd/Nd="; Y
4	INPUT "Sm/Nd="; W
5	INPUT "AGE, Ma="; A
6	T=X*0,1194+0,1194+0,006756+1
7	S=0,1194/T*85,9092+0,00675/T*83,9134+87,9056/T+0,1194*X*86,9088/T
8	N=Z*(0,278346*S)/((0,1194/T)*85,46776)
9	B=X-N*(EXP(0,0000142*A)-1)
10	C=Y-W*0,60448*(EXP(0,00000654*A)-1)
11	F=0,512638-0,1967*(EXP(0,00000654*A)-1)
12	E=0,7045-0,0816*(EXP(0,0000142*A)-1)
13	G=(B/E-1)*10000
14	H=(C/F-1)*10000
15	PRINT "et UR=";G
16	PRINT "et CHUR=";H
17	STOP
18	PRINT "Sr0=";B
19	PRINT "Nd0=";C
20	GOTO 1

### Idades modelo do Nd

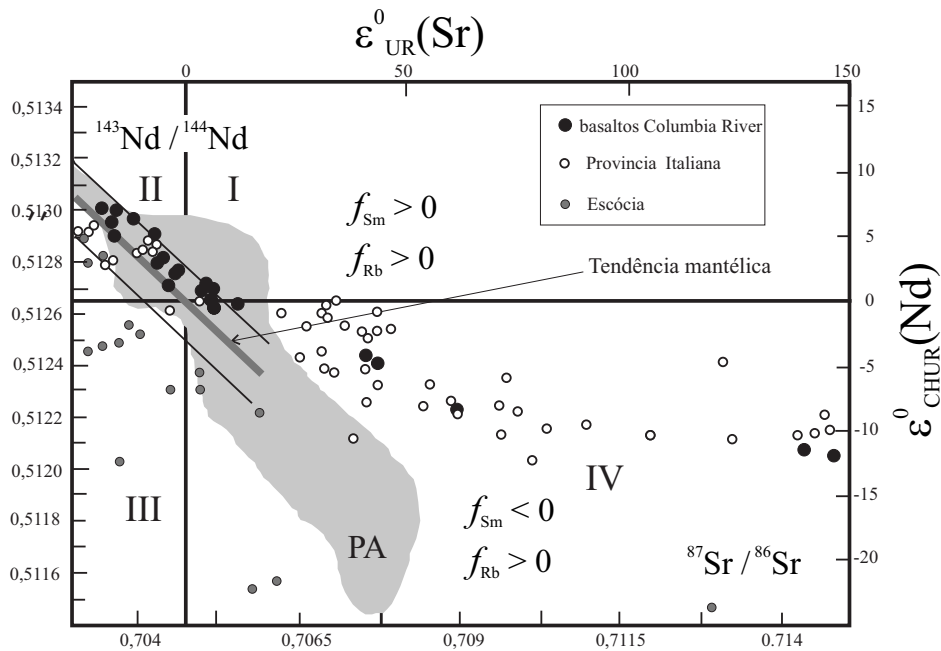
Uma vez que CHUR define as razões iniciais das rochas continentais no tempo, deduziu-se que medidas de  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ , com o uso do CHUR pode produzir idades "modelo" para a segregação do líquido (magma) do manto, que formou qualquer rocha crustal. Isso tem sido denominado 'T-CHUR'. Para calcular uma idade  $T_{\text{CHUR}}$  precisa ter ocorrido um fracionamento entre Nd / Sm durante a extração do magma do manto para produzir uma rocha continental. Esse fracionamento causaria um desvio entre as linhas de evolução isotópicas da crosta e manto. A interseção entre essas duas linhas de evolução indicará a idade de formação da crosta. A idade  $T_{\text{CHUR}}$  é definida pela equação:

$$T_{\text{CHUR}} = \left( \frac{1}{\lambda} \right) \ln \left[ 1 + \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{sample}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{sample}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} \right]$$

A idade  $T_{\text{CHUR}}$  de uma rocha pode indicar a idade de formação da crosta desde que a amostra não tenha sido perturbada durante sua formação. Sendo Sm / Nd Elementos de Terras Raras (*Rare Earth Elements* = REE), sua imobilidade característica permite às suas razões resistirem ao fracionamento durante o metamorfismo e a fusão das rochas silicáticas. Isto, portanto, permite calcular as idades de formação a despeito de qualquer metamorfismo que a rocha possa ter sofrido.

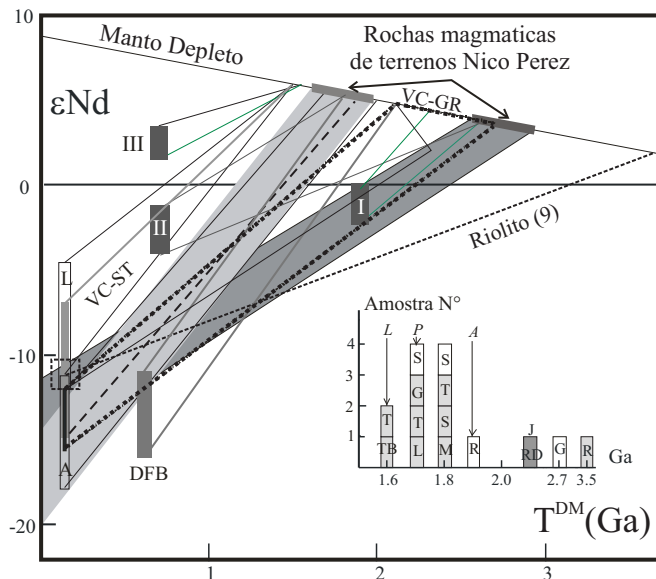
As idades modelo podem ser calculadas também para um reservatório empobrecido, cujas razões Sm / Nd têm aumentado devido à formação de fusões parciais em episódios anteriores. Para esse propósito considera-se que o reservatório empobrecido tenha uma razão  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0,513112$  e  $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = 0,222$  com valores atuais (*Computational model*).

Um exemplo de aplicação das idades modelo é mostrado na Figura 45 (vide Ruberti et al., 2005).



**Figura 44.** Distribuição das razões  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  vs  $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$  e relativas notações  $\epsilon$  de basaltos continentais (PA: campo dos complexos alcalinos e toleítos da Provincia Paraná) relativos à tendência do manto (*Mantle Array*). I:  $f_{\text{Sm}} > 0$ ,  $f_{\text{Rb}} > 0$  representa fontes onde as razões Sm / Nd e Rb / Sr são maiores de correspondentes valores de CHUR e UR; II:  $f_{\text{Sm}} > 0$ ,  $f_{\text{Rb}} < 0$  representa os sólidos residuais; III:  $f_{\text{Sm}} < 0$ ,  $f_{\text{Rb}} < 0$  representa provável contaminação de líquidos primários com materiais crustais (granulitos); IV representa fusões parciais (ver também a Figura 13.3 de Faure, 1986);  $f_{\text{Sm}}$  e  $f_{\text{Rb}}$  são fatores de enriquecimento definidos por:

$$f_{\text{Sm}} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right) / \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0 \right] - 1 \right\} \text{ e } f_{\text{Rb}} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) / \left( \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{UR}}^0 \right] - 1 \right\}.$$



**Figura 45.** Diagrama  $T^{\text{DM}}$  vs  $\epsilon^{\text{Nd}}$  (De Paolo, 1988) para rochas do Uruguai do tipo I, II, III: enxame de diques Florida, Nico Perez e Treinta y Tres (Ruberti et al., 2005); Cinturão Dom Feliciano (DFB: Dom Feliciano Belt; Babinski et al., 1997); A e L: séries Aigüa e Lavelleja, respectivamente (Kirstein et al., 2000); VC-ST, sienito e traquitos do Valle Chico; VC-GR, granitos e riolitos do Valle Chico. Note que as rochas félsicas Palmas (não mostradas; Garland et al., 1995) se sobrepõem exatamente às rochas VC-ST. Inserção: histogramas representando as idades modelo para as rochas VC. Campos amarelo e branco, respectivamente variantes de dois ou um feldspatos, símbolos como na Figura 16; campo verde: riodacitos de Jaguarão (J RD).

**Tabela XII.** Cálculo da idade modelo do Nd.

1	INPUT “(143/144)M, rocha=”;A
2	INPUT “Sm/Nd, M, rocha=”; B
3	T=(1/(6,54E-6))*LOG((A-0,512638)/((B*0,60448)-0,1967)+1)
4	PRINT “Tchur=”;T
5	D=(1/(6,54E-6))*LOG((A-0,513151)/88B+0,60448)-0,2188)*1)
6	PRINT “Tdepleted=”;D
7	GOTO 1

## CÁLCULO DAS RAZÕES INICIAIS RELATIVAS AOS ISÓTOPOS DO PB (RAZÕES INTEGRADAS POR IDADE)

### Os isótopos do chumbo

O Chumbo (Pb) tem quatro isótopos estáveis:  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ . O chumbo-204 é um nuclídeo primordial e não é radiogênico. Os três isótopos, Pb-206, Pb-207 e Pb-208, representam o extremo final das três cadeias de decaimento denominadas série do urânio (ou série do rádio), série do actínio e série do tório, respectivamente (Faure, 1986). Essas séries representam a cadeia dos produtos de decaimento dos isótopos primordiais de longa vida U-238, U-235 e Th-232, respectivamente. Entretanto, cada um deles também ocorre como isótopo primordial criado nas supernovas, ao invés de como produto filho radiogênico. A razão fixa do chumbo relativa às quantidades primordiais dos outros isótopos do chumbo pode ser usada de base para calcular as quantidades adicionais de chumbo radiogênico presentes em rochas como um resultado do decaimento do urânio e tório.

Os isótopos de maior longa-vida são  $^{205}\text{Pb}$ , com meia vida de  $\approx 15,3$  milhões de anos, e  $^{202}\text{Pb}$ , com uma meia-vida de  $\approx 53.000$  anos. Dos radioisótopos que ocorrem naturalmente, a meia-vida mais longa é a do  $^{210}\text{Pb}$ , 22,20 anos. A massa atômica padrão (média da abundância-pesada dos isótopos estáveis) é 207,2(1) u.m.a. O chumbo é o elemento com o isótopo estável mais pesado,  $^{208}\text{Pb}$ . (O de maior massa  $^{209}\text{Bi}$ , considerado estável, tem uma meia-vida de  $1,9 \times 10^{19}$  anos). Atualmente é conhecido um total de 38 isótopos do Pb, incluindo espécies sintéticas muito instáveis.

### Equações de decaimento para a datação Pb-Pb comum

Existem três isótopos “filhos” estáveis do Pb que resultam do decaimento radioativo do urânio e tório na natureza; são eles:  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ , e  $^{208}\text{Pb}$ . O  $^{204}\text{Pb}$  é o único isótopo do chumbo não radiogênico, portanto não é um dos isótopos filhos. Esses isótopos filhos são os produtos finais do

decaimento do U e Th das séries radioativas que iniciam dos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  respectivamente. Com o passar do tempo, o produto final de decaimento se acumula conforme decai o isótopo pai, com taxa constante. Isso desloca a razão de Pb radiogênico versus o  $^{204}\text{Pb}$  não radiogênico ( $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  ou  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ) a favor do radiogênico  $^{207}\text{Pb}$  ou  $^{206}\text{Pb}$ , o que pode ser expresso pelas equações de decaimento:

$$\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_P = \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I + \left( \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \left( e^{\lambda_{235}t} - 1 \right)$$

$$\left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_P = \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I + \left( \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \left( e^{\lambda_{238}t} - 1 \right)$$

onde os subscritos P se referem ao tempo presente e I às razões isotópicas iniciais do Pb,  $\lambda_{235}$  e  $\lambda_{238}$  são constantes de decaimento para  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$ , e t é a idade. O conceito de datação comum Pb-Pb (também referido como datação isotópica do chumbo em rocha total) foi deduzida das duas equações acima (Nier et al., 1941), dividindo a primeira equação pela segunda, desde que o sistema U / Pb não tenha sido perturbado. Rearranjando:

$$\left[ \frac{\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_P - \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I}{\left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_P - \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_I} \right] = \left( \frac{1}{137,88} \right) \left( \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right)$$

onde o fator 137,88 é a razão atual de  $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U}$ . Como se observa na equação, as razões isotópicas iniciais dos isótopos do Pb, assim como a idade do sistema, são os dois fatores que determinam as composições isotópicas atuais do Pb. Se a amostra tiver se comportado como um sistema fechado ao plotar a diferença entre as razões atual e inicial de  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ , resultará uma reta. A posição do ponto ao longo dessa reta depende da razão U / Pb, enquanto que a inclinação da reta depende do tempo transcorrido desde a formação da Terra (Nier et al., 1941).

A formação da Geócrona

O desenvolvimento da Geócrona foi atribuída à aplicação da datação por Pb-Pb de Patterson (1956). Foram medidas as razões de Pb de três meteoritos rochosos e dois ferrosos (Dickin, 2005). A datação dos meteoritos teria auxiliado Patterson não apenas a determinar a idade desses meteoritos, mas também a idade de formação da Terra. Ao datar os meteoritos, Patterson datou diretamente os vários planetesimais. O processo de diferenciação isotópica é o mesmo, seja na Terra, seja em outros planetas. Portanto, o núcleo desses planetesimais estaria empobrecido de U e Th, enquanto que a crosta e o manto conteriam razões de U / Pb mais elevadas. Tendo os planetesimais colidido, vários fragmentos foram espalhados produzindo os meteoritos. Os meteoritos ferrosos foram identificados como pedaços do núcleo, enquanto os meteoritos rochosos como segmentos do manto e unidades crustais desses planetesimais.

Amostras do meteorito metálico proveniente da Canyon Diablo (Meteor Crater, Arizona) apresentaram a menor composição radiogênica de qualquer material do sistema solar. A razão U / Pb era tão baixa que não foi detectado qualquer decaimento radiogênico na composição isotópica (Dickin, 2005).

Como ilustrado na Figura 46, este ponto define a extremidade inferior (esquerda) da isócrona. Portanto a troilita encontrada no Canyon Diablo representa a composição isotópica primitiva do sistema solar, datando de  $4,55 \pm 0,07$  Ga (Dickin, 2005). Os meteoritos rochosos, entretanto, apresentam razões elevadas de  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ , indicando que essas amostras vieram da crosta ou manto dos planetesimais. Essas amostras definem uma isócrona na Figura 46, cuja inclinação indica uma idade dos meteoritos de 4,55 Ga. Patterson analisou também sedimentos terrestres coletados do assoalho oceânico, representativos da composição da Terra Condritica (total), lançada sobre a isócrona. A composição isotópica dessa amostra se posicionou sobre a isócrona dos meteoritos, o que é uma boa evidência de que a Terra teve a mesma origem que os meteoritos e a mesma idade, portanto resolvendo a idade da Terra e originando o nome geócrona.

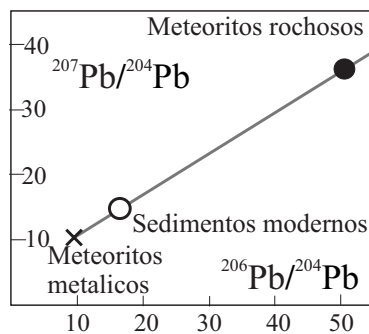


Figura 46. Isócrona do Pb para meteoritos e sedimentos oceânicos modernos. A inclinação da isócrona indica uma idade para os meteoritos de  $T = 4,54 \pm 0,07 \times 10^9$  anos (Patterson, 1956).

**μ, κ e cálculo das razões iniciais**

$$\mu = ^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$$

$$^{238}\text{U} = [\text{U}(\text{ppm}) \times 10^{-6} \times 0,992739] / 238,029$$

$$\text{SM} = 1 + \frac{(^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} + (^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} + (^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}}}{\text{Abundância isotópica}}$$

$$\text{Abundância isotópica} = 1 / \text{SM}$$

$$\text{Massa Atômica} = \text{AM}$$

$$\text{AM} = 1 / \text{SM} \times \{ [(^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{m}} \times 205,97448] + [(^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{m}} \times 206,9759] + [(^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{m}} \times 207,9766] + 203,97305 \}$$

$$^{204}\text{Pb} = [\text{Pb}(\text{ppm}) \times 10^{-6} / \text{AM}] \times (1 / \text{SM})$$

$$\kappa = [\text{Th}(\text{ppm}) / 232,038] \times (1 / ^{238}\text{U})$$

**De:**

$$\lambda_1 = 1,55125 \times 10^{-10}$$

$$\lambda_2 = 9,8485 \times 10^{-10}$$

$$\lambda_3 = 4,9475 \times 10^{-11}$$

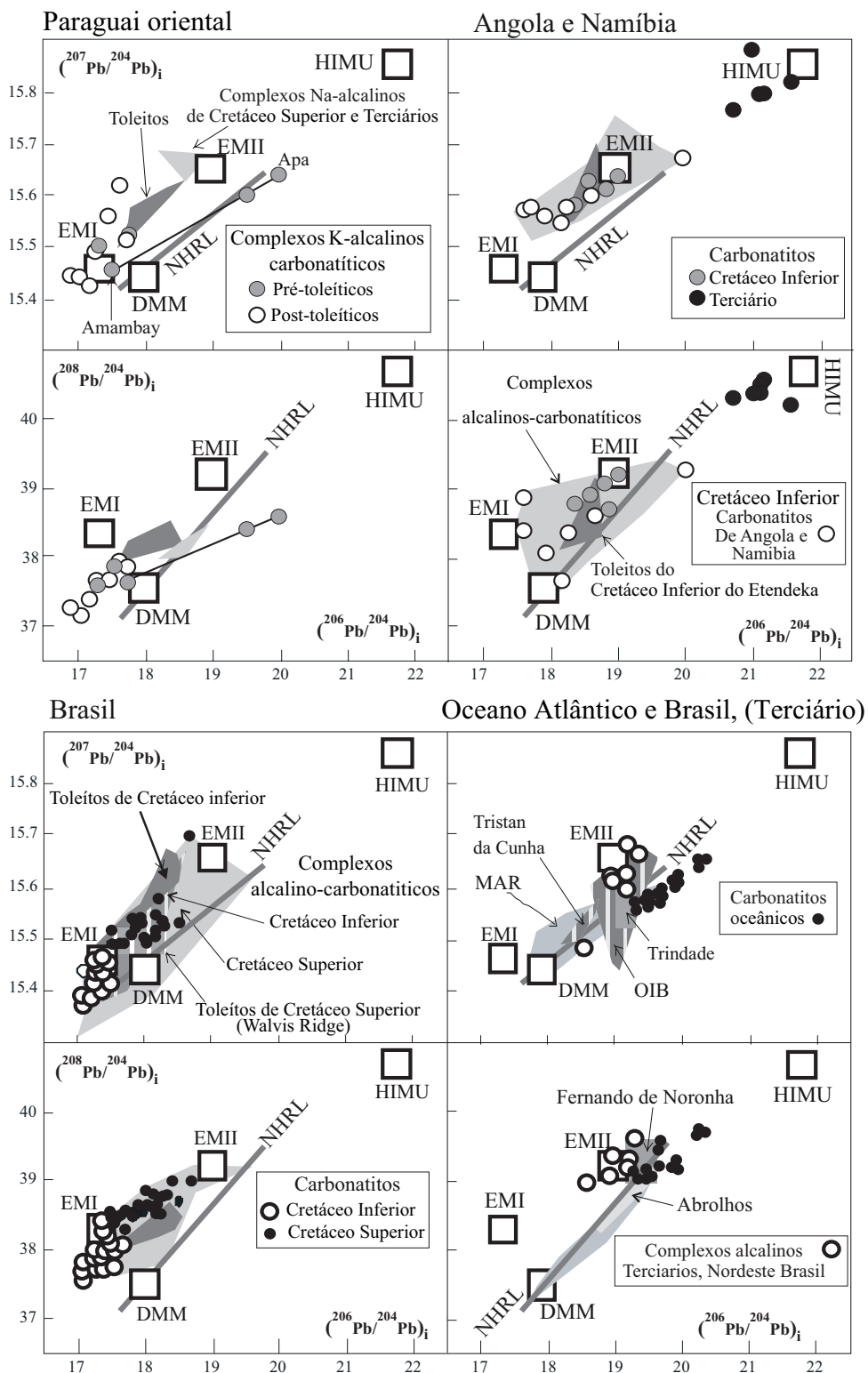
então:

$$1. \quad (^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} = + (^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - \mu \times 0,000155125 \times \text{Idade (Ma)}$$

$$2. \quad (^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} = + (^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - \mu / 137,88 \times 0,00098485 \times \text{Idade (Ma)}$$

$$3. \quad (^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} = + (^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - \mu \times \kappa \times 0,00049475 \times \text{Idade (Ma)}$$

Como exemplo, na Figura 47 são reportadas as razões iniciais do Pb para rochas magmáticas da Província Paraná-Angola-Etendeka (Comin-Chiaramonti et al., 2005).



**Figura 47.**  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  (razões iniciais) para tipos de rochas da Província Paraná-Angola-Etendeka. Fonte de dados: Comin-Chiaramonti et al., 2005. NHRL (*North Hemisphere Reference Line*) extraído de Hart (1984).



## REFERÊNCIAS

- Abbott, R.N.Jr. (1978). Peritectic reactions in the system An-Ab-Or-Qz-H<sub>2</sub>O. *The Canadian Mineralogist*, 16, 245-256.
- Anders, E., Ebihara, M. (1982). Solar-System Abundances of the Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2363-2380.
- Baker, P.E. (1982). Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. In: E.S. Thorpe (Ed). *Andesites* (11-23). Nova York: John Wiley & Sons.
- Barron, L.M. (1976). Segregation in ternary solutions. *Geochemical Journal*, 10, 145-154.
- Barth, T.F.W. (1951). The feldspar geological thermometer. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 82, 143-154.
- Bell, K., Powell, J.L. (1970). Strontium Isotopic studies of alkalic rocks: the alkalic complexes of Eastern Uganda. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3481-3490.
- Bowen, N.L., Schairer, J.F. (1935). The system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 29, 151-217.
- Boynnton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed). *Rare Earth Element geochemistry* (63-114). Holanda: Elsevier.
- Buddington, A.F., Lindsley, H. (1964). Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310-357.
- Carmichael, I.S.E. (1967). The mineralogy and petrology of volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 15, 24-66.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. (1974). *Igneous petrology*. Nova York: McGraw-Hill Book Co.
- Civetta, L., Innocenti, F., Lirer, L., Manetti, P., Munno, R., Peccerillo, A., Poli, G., Serri, G. (1979). Serie potassica e alta in potassio dei monti Ernici (Lazio meridionale): considerazioni petrografiche e geochimiche. *Rendiconti della Società italiana di Mineralogia e Petrologia*, 35, 227-249.
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Ruberti, E., De Min, A., Gittins, J., Gomes, C.B., Gwalani, L.G. (2009). Genesis of analcime and nepheline-potassium feldspar-kalsilite intergrowths: a review. *Acta Vulcanologica*, 20-21, 123-132.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B (Eds). (1996). *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp/Fapesp.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B (Eds). (2005). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Marques L.S., Censi, P., Ruberti, E., Antonimi, P. (2005). Carbonatites from Southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb Isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes (Eds). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp.
- D'Amico, C., Innocenti, F., Sassi, F.P. (1987). *Magmatismo e metamorfismo*. Torino: UTET.
- Davis, B.C., Schairer, S. (1965). Melting relations in the join diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere. *Year Book Carnegie Institution of Washington*, 64, 123-126.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- De Marchi, G., Comin-Chiaramonti, P., De Vito, P., Sinigoi, S., Castillo, C.A.M. (1988). Lherzolite-dunite xenoliths from eastern Paraguay: petrological constraints to mantle metasomatism. In: E.M. Piccirillo, A.J. Melfi (Eds). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects* (207-227). São Paulo: IAG-USP.
- DePaolo, D.J. (1988). Neodymium isotope geochemistry. An introduction. *Mineral and Rocks*, 20, 1-187.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3, 249-252.
- Dickin, A.P (2005). *Radiogenic isotope geology*. Cambridge: University Press.
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. Nova York: J. Wiley & Sons.
- Faure, G. (2001). *Origin of igneous rocks : the isotopic evidence*. Berlin: Springer.

- Fuhrman, M.L., Lindsley, D.H. (1988). Ternary feldspar modelling and thermometry. *American Mineralogy*, 73, 201-215.
- Gasparini, P., Mantovani, M.S.M. (1981). *Fisica della Terra solida*. Nápoles: Liguori.
- Gittings, J. (1979). The feldspathoidal alkaline rocks. In: H. S. Yoder (Ed.) *Evolution of igneous rocks* (361-390). Princeton: Princeton University Press.
- Gittings, J., Fowcett, J.J., Brooks, C.K., Rudlidge, J.C. (1980). Intergrowths of nepheline-potassium feldspar: a re-examination of the "Pseudoleucite problem". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 119-126.
- Goldschmidt, V.M. (1926). Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. *Skifter Norske Videnskaps Akademi, I. Math.-naturwiss*, 8, 7-156.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Jaques, A.L. (1979). Petrogenesis of mid-ocean basalts. In: M.W. McElhinney (Ed). *The Earth: its origin structure and evolution* (265-299). Londres: Academic Press.
- Green, D.H., Ringwood, A.E. (1967). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance to upper mantle structure. *Earth Planetary Science Letters*, 3, 151-160.
- Harris, P.G. (1957). Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, 195-298.
- Harris, P.G. (1974). Anatexis and other processes within the mantle. In: H. Sorenson (Ed). *The alkaline rocks* (427-436). Londres: Wiley.
- Hart, S.R. (1984). A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere. *Nature*, 309, 753-757.
- Hutchinson, R. (1976). Strontium and lead isotopic ratios, hetherogeneous accretion of the Earth and mantle plumes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 482-485.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Wanke, H. (1979). The abundances of major, minor and trace elements in Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings 10<sup>th</sup> Lunar Science Conference*, 2031-2050.
- Jaques, A.L., Green D.H. (1980). Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287-310.
- Johannsen, A. (1939). *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Chicago: Chicago University Press.
- Kay, R.W. (1979). Zone refining at the base of lithospheric plates: a model for a steady-state astenosphere. *Tectonophysics*, 55, 1-9.
- Kretz, R. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 411-421.
- Kudo, A.M., Weill, D.F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petroleum*, 25, 52-65.
- Kushiro, I. (1968). Liquids and residuum of melted pyrolite. *Journal of Geophysical Research*, 73, 619-634.
- Kushiro, I. (1972). Partial melting of synthetic and natural peridotites at high pressure. *Year Book Carnegie Inst. Washington*, 71, 357-362.
- Kushiro, I. (2001). Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 71-107.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., Taylor, S.R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 133-156.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leeman, W.P., Scheidegger, K.F. (1977). Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, 247-257.
- Le Maitre, R.W. (1976). Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classification. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56, 181-189.

- Le Maitre, R.W. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Lungmair, G.W., Marti, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 349-357.
- Luth, W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F. (1964). The granite system of pressure of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 69, 759-773.
- Macdonald, R. (1974). Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanology*, 38, 498-516.
- Mathez, E.A. (1973). Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 41, 61-72.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of REE concentrations. *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.
- Me, Q., McCuaig, T.C., Kerrich, R. (1995). Secular trends in the melting depths of mantle plumes: Evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts. *Chemical Geology*, 126, 29-42.
- Mercier, J-C.C. (1980). Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70, 1-37.
- Morse, S.A. (1970). Alkali feldspars with water at 5 Kb pressure. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 11, 221-251.
- Nelson, S.A. (2011). *Igneous rocks and plate tectonics*. Nova Orleans: Tulane University.
- Nier, A.O., Thompson, R.W., Murphy, B.F. (1941). The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time. *Physical Review*, 60, 112-17.
- Palme, H., Nickel, K.G. (1985). Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2123-2132.
- Patterson, C.C. (1956). Age of meteorites and the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10, 230-237.
- Piccirillo, E.M., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Civetta, L., Marques, L.S., Melfi, A.J., Petrini, R., Raposo, M.I.B., Stofa, D. (1988). Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná basin Brazil). In: E.M. Piccirillo, A.J. Melfi (Eds). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects* (179-205). São Paulo: IAG-USP.
- Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds). (1988). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: IAG-USP.
- Presnall, D.C., Dixon, J.R., O'Donnell, T.H., Dixon, S.A. (1979). Generation of mid-ocean tholeiites. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 20, 3-35.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petroleum*, 29, 275-289.
- Ringwood, A.E. (1979). *Origin of the Earth and Moon*. Nova York: Springer Verlag.
- Ruberti, E., Gomes, C.B., Tassinari, C.C., Antonini, P., Comin-Chiaramonti, P. (2005). The Early Cretaceous Valle Chico complex (Mariscal, SE Uruguay). In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes (Eds). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform* (591-628). São Paulo: EDUSP/FAPESP.
- Scarfe, C.M., Luth, W.C., Tuttle, O.F. (1966). An experimental study bearing on the absence of leucite in plutonic rocks. *American Mineralogist*, 51, 726-735.
- Schairer, J.F., Yoder, H.S. (1961). Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica at one atmosphere pressure. *Carnegie Institution Washington Year Book*, 60, 141-144.
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.
- Stephenson, N.C.N., Hensel, H.D. (1978). A Precambrian fayalite granite from the south coast of Western Australia. *Lithos*, 11, 209-218.
- Stormer, J.C.Jr. (1975). A practical two feldspar geothermometer. *American Mineralogist*, 60, 667-674.
- Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.

- Sun, S-S., McDounough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: A. D. Saunders, M.J. Norry (Eds). *Magmatism in the Ocean Basins* (313-345). Londres: Geological Society.
- Thornton, C.P., Tuttle, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks; I, Differentiation Index. *American Journal of Science*, 258, 664-684.
- Trönes, R.G., Frost, D.J. (2002). Peridotite melting and mineral/melt partitioning of major and minor elements at 22-24.5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, 197, 117-131.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ . *Geological Society America Memoirs*, 74, 1-53.
- Wood, D.A. (1979). Dynamic partial melting: its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faroer Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Trodos Massif (Cyprus). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1031-1046.
- Wyllie, P.J. (1981). Plate tectonics and magma genesis. *Geologische Rundschau*, 70, 128-153
- Yoder, H.S. (1976). *Generation of basaltic magmas*. Washington: National Academy of Science.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B., Smith, J.R. (1957). Ternary feldspar. *Carnegie Institution Washington Year-book*, 56, 206-214.
- Yoder, H.S., Tilley, C.E. (1962). Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 3, 342-532.

**APÊNDICE I: EXEMPLOS COMPUTACIONAIS PARA VALORES NORMATIVOS (NORMA CIPW)**

**Tabela 1.** Cálculo das normas das análises n. D68 e n. D160 (Piccillo e Melfi, 1988). São também calculados mg# da olivina de equilíbrio com o líquido, o índice de diferenciação (DI = Q + Or + Ab + Ne + Lc + Ks; Thorton and Tuttle, 1960), e Q-AF-P %, derivados da repartição da molécula albítica (Le Maitre, 1976). Nota-se que a olivina de equilíbrio é Fo75 e o plagioclásio é labradorítico (An69).

**Amostra N. D68: basalto toleítico**

SiO <sub>2</sub>	48,63	Ox = 0,65	Al = 0,37
TiO <sub>2</sub>	2,06		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,77		mg# = 0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	4,73	
FeO	13,21	8,90	
MnO	0,19		R1 = 1725
MgO	5,44		R2 = 1582
CaO	9,74		
Na <sub>2</sub> O	2,44		
K <sub>2</sub> O	0,97		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21		
LOI	1,87		
Soma	98,53	98,92	

\*\*\* Adicionado a FeO

%	Quocientes moleculares	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Resti	Di	Hy	Q	NORMA CIPW	%
SiO <sub>2</sub>	0,80929				0,06234	0,23622	0,17058	0,34015	0,16692	0,12120	0,05123	Q	3,08
TiO <sub>2</sub>	0,02616		0,02616					-				or	5,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13505				0,01039	0,03937	0,08529	-				ab	20,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02999			0,02999				-				an	23,73
FeO	0,12669		0,02616	0,02999				0,07054	0,02865	0,04189			A
MnO	0,19							-		0,08011			P <sup>(A=69)</sup>
MgO	0,13492							0,13492	0,05481				di
CaO	0,17368	0,00492					0,08529	0,08346	0,08346				hy
Na <sub>2</sub> O	0,03937					0,03937		-					il
K <sub>2</sub> O	0,01039							-					mt
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00148	0,00148			0,01039			-					ap
Soma	97,14							Σ					Σ
								FeO+MgO					
								= 0,20546					

**Amostra N. D160: fonolito peralcalino**

SiO <sub>2</sub>	54,00	Ox = 0,35	Al = 1,08	mg# = 0,21
TiO <sub>2</sub>	0,18			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,47			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	1,38		
FeO	1,99	0,75		
MnO	0,13			R1 = -1485
MgO	0,11			R2 = 553
CaO	1,18			
Na <sub>2</sub> O	10,28			Nomenclatura:
K <sub>2</sub> O	5,87			<b>Fonolito peralcalino</b>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02			mg# da olivina de equilíbrio: 0,44
LOI	4,55			
Soma	99,78	99,92		

%	Quocientes moleculares	Ap	Il	Or	Pv Ab	Ac	Ns	Di	Wo	Ab	Ne	NORMA CIPW	%
SiO <sub>2</sub>	0,89865			0,37386	0,88956	0,03456	0,00896	0,02550	0,00782	0,22715	0,22080	Q	-
TiO <sub>2</sub>	0,00225		0,00225					-				or	34,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21057			0,06231	0,14826			-		0,03786	0,11040	ab	19,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00864				0,00864			-				an	-
FeO	0,01227		0,00225					0,01002				ne	31,37
MnO	***							-					P
MgO	0,00273							0,00273				ac	3,99
CaO	0,02104	0,00047					0,00896	0,01275	0,00782			ns	1,09
Na <sub>2</sub> O	0,16586				0,14826	0,00864		-		0,03786	0,11040	di	3,08
K <sub>2</sub> O	0,06231			0,06231				-				wo	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00014	0,00014						-				il	0,34
Soma	95,37							Σ				ap	0,05
								Σ					Σ
								FeO+MgO					95,38
								= 0,01275					

\*\*\* Adicionado a FeO

**APÊNDICE II: ELEMENTOS DE INTERESSE GEOLÓGICO E TRANSFORMAÇÃO  
ÓXIDO-ELEMENTO E ELEMENTO-ÓXIDO.**

**Tabela B-1.** Elementos de interesse geológico em ordem alfabética, com a exceção de REE ordenadas segundo o número atômico.

<b>Elemento</b>	<b>Peso Atômico</b>	<b>Número Atômico</b>	<b>Óxido</b>	<b>Peso Molecular</b>
Al	26,9815	13	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	101,9618
As	74,91	33	As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	229,8170
Ba	137,34	56	BaO	153,3394
C	12,0111	6	CO <sub>2</sub>	44,0099
Ca	40,08	20	CaO	56,0794
Cd	112,40	48	CdO	128,3994
Cl	35,453	17		
Co	58,933	27	CoO	74,9324
Cr	51,996	24	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	151,9968
Cu	63,556	29	CuO	79,95
F	18,9984	9		
Fe	55,847	26	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	159,6928
			FeO	71,8464
H	1,00797	1	H <sub>2</sub> O	
Hf	194,496	72	HfO <sub>2</sub>	210,49
K	39,102	19	K <sub>2</sub> O	94,2034
Li	6,939	3	Li <sub>2</sub> O	29,8774
Mg	24,312	12	MgO	40,3114
Mn	54,938	25	MnO	70,9374
Na	22,988	11	Na <sub>2</sub> O	61,9790
Nb	92,9065	41	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	265,81
Ni	58,71	28	NiO	74,7094
P	30,9738	15	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	141,9446
Pb	207,2	82	PbO	223,20
Rb	85,47	37	Rb <sub>2</sub> O	186,9634
S	32,064	16	SO <sub>3</sub>	80,0622
Sc	44,956	21	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	137,9102
Si	28,086	14	SiO <sub>2</sub>	60,0848
Sn	118,69	50	Sn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	285,3782
Sr	87,62	38	SrO	103,6194
Ta	180,96	73	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	441,89
Th	232,05	90	ThO <sub>2</sub>	264,0488
Ti	47,90	22	TiO <sub>2</sub>	79,8988
U	238,042	92	UO <sub>2</sub>	270,03
V	50,955	23	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	181,88
Y	88,905	39	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	225,8082
Zn	65,381	30	ZnO	81,38
Zr	91,2212	40	ZrO <sub>2</sub>	123,22

Terras Raras (REE)

Tabela B-1. Continuação.

Elemento	Peso Atômico	Número Atômico	Óxido	Peso Molecular
La	138,91	57	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	325,8182
Ce	140,12	58	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	328,2382
Pr	140,907	59	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	329,8722
Nd	144,24	60	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	336,4782
Sm	150,35	62	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	348,6982
Eu	152,0	63	Eu	167,9994
Gd	157,26	64	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	362,5182
Tb	158,93	65	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	365,8582
Dy	162,50	66	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	372,9982
Ho	164,93	67	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	377,8582
Er	167,26	68	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	382,5182
Tm	168,934	69	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	385,8662
Yb	173,04	70	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	394,0782
Lu	174,97	71	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	397,9382

Tabela B-2.

Óxido → elemento transformação	Elemento → óxido transformação
SiO <sub>2</sub> × 0,4674 = Si	Si × 2,1393 = SiO <sub>2</sub>
TiO <sub>2</sub> × 0,5995 = Ti	Ti × 1,6681 = TiO <sub>2</sub>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> × 0,5293 = Al	Al × 1,8893 = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> × 0,6994 = Fe <sup>3+</sup>	Fe × 1,4297 = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
FeO × 0,7773 = Fe <sup>2+</sup>	Fe × 1,2865 = FeO
MnO × 0,7745 = Mn	Mn × 1,2912 = Mn
MgO × 0,6031 = Mg	Mg × 1,6581 = MgO
CaO × 0,7147 = Ca	Ca × 1,3992 = CaO
Na <sub>2</sub> O × 0,7419 = Na	Na × 1,3479 = Na <sub>2</sub> O
K <sub>2</sub> O × 0,8302 = K	K × 1,2045 = K <sub>2</sub> O
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> × 0,4364 = P	P × 2,2915 = P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
BaO = 0,8957 = Ba	Ba × 1,1165 = BaO
CO <sub>2</sub> × 0,2729 = C	C × 3,6641 = CO <sub>2</sub>
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> × 0,8538 = Ce	Ce × 1,1712 = Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
CoO × 0,7865 = Co	Co × 1,2715 = CoO
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> × 0,6842 = Cr	Cr × 1,4613 = Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
CuO × 0,7989 = Cu	Cu × 1,2518 = CuO
H <sub>2</sub> O × 0,1119 = H	H × 8,9365 = H <sub>2</sub> O
HfO × 0,9240 = Hf	Hf × 1,0826 = Hf
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> × 0,8527 = La	La × 1,3228 = La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Li <sub>2</sub> O × 0,4644 = Li	Li × 2,1529 = Li <sub>2</sub> O
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> × 0,6990 = Nb	Nb × 1,4306 = Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
NiO × 0,7857 = Ni	Ni × 1,2728 = NiO
PbO × 0,9283 = Pb	Pb × 1,0772 = PbO
Rb <sub>2</sub> O × 0,9144 = Rb	Rb × 1,0936 = Rb <sub>2</sub> O



**Tabela B-2.** Continuação.

Óxido → elemento transformação	Elemento → óxido transformação
$\text{SO}_3 \times 0,4005 = \text{S}$	$\text{S} \times 2,4969 = \text{SO}_3$
$\text{SrO} \times 0,8456 = \text{Sr}$	$\text{Sr} \times 1,1826 = \text{SrO}$
$\text{ThO}_2 \times 0,8788 = \text{Th}$	$\text{Th} \times 1,1379 = \text{ThO}_2$
$\text{UO}_2 \times 0,8815 = \text{U}$	$\text{U} \times 1,1344 = \text{UO}_2$
$\text{V}_2\text{O}_5 \times 0,5601 = \text{V}$	$\text{V} \times 1,7854 = \text{V}_2\text{O}_5$
$\text{Y}_2\text{O}_3 \times 0,7874 = \text{Y}$	$\text{Y} \times 1,2700 = \text{Y}_2\text{O}_3$
$\text{ZnO} \times 0,8034 = \text{Zn}$	$\text{Zn} \times 1,2447 = \text{ZnO}$
$\text{ZrO}_2 \times 0,7403 = \text{Zr}$	$\text{Zr} \times 1,3508 = \text{ZrO}_2$

**APÊNDICE III:****Tabela C-1.** Programa de balanço de massa.

```

10  DIM A(10,10),U(10,10),Z(10,10),C(10)
20  DIM F(10,10),B(10,10),X(10,10),D(10)
30  DIM E(10)
40  DIM P(10,10),G(10,10),H(10),K(10),L(10)
50  REM Y$ = "SiO2 TiO2 Al2O3 FeO MnO MgO CaO Na2O K2O P2O5"
60  M=10
65  E2=E1-30
70  INPUT "N AMOSTRAS=";NM
110 FOR J=1 TO NM
111 FOR I=1 TO M
113 PRINT J;"-";MID$(Y$,5*I-4,5);
120 INPUT ":";A(I,J)
121 E(J)=E(J)+A(I,J)
122 NEXT I
130 FOR I=1 TO M
131 A(I,J)=A(I,J)*100/E(J)
132 NEXT I
133 NEXT J
210 INPUT "MAGMA INICIAL=";MI
220 INPUT "MAGMA FINAL=";MF
230 INPUT "N: FASES=";N
240 FOR J=1 TO N
250 INPUT "FASE=";B(J)
269 NEXT J
500 PRINT "PROCISSANDO"
1000 FOR I=1 TO M
1010 F(I)=A(I,MF)-A(I,MI)
1020 NEXT I
1200 FOR J=1 TO M
1210 FOR I=1 TO M

```

**Tabela C-1.** Continuação.

---

```

1220  U(I,J)=(A(I,B(J))-A(I,MF))/100
1230  NEXT I
1240  NEXT J
1400  FOR I=1 TO N
1410  FOR J=1 TO N
1430  FOR O=1 TO M
1440  SM=SM+U(O,I)*U(O,J)
1450  NEXT O
1460  Z(I,J)=SM
1470  NEXT J
1480  NEXT I
1600  FOR J=1 TO N
1601  SM=0
1602  FOR I=1 TO M
1603  SM=SM+U(I,J)*F(I)
1604  NEXT I
1605  C(J)=SM
1606  NEXT J
1650  FOR I=N+1 TO 10
1660  FOR J=N+1 TO 10
1670  Z(I,J)=1
1680  NEXT J
1681  C(I)=1
1682  NEXT I
5000  FOR J=1 TO N-1
5001  Q=J
5002  RM=ABS(Z(J,J))
5003  FOR O=J+1 TO N
5004  RN=ABS(Z(K,J))
5010  IF RM>=RN THEN GOTO v5050
5020  RM=RN
5030  Q=O
5050  NEXT O
5100  IF Q <> J THEN 5150
5110  IF ABS(Z(J,J)) < E2 THEN 5150
5120  GOTO 5200
5150  FOR L=J TO N
5151  W=Z(J,L)
5152  Z(J,L)=Z(Q,L)
5153  Z(Q,L)=W
5154  NEXT L
5160  W=C(J)
5170  C(J)=C(Q)

```

---

**Tabela C-1.** Continuação.

---

```
5180 C(Q)=W
5200 X(J)=1/Z(J,J)
5201 FOR O=J+1 TO N
5202 IF Z(J,O)=0 THEN GOTO 5300
5210 W=-X(J)*Z(O,J)
5211 FOR L=J+1 to N
5212 Z(O,L)=W*Z(J,L)+Z(O,L)
5213 NEXT L
5220 C(O)=W*C(J)+C(O)
5300 NEXT O
5301 NEXT J
5310 X(N)=1/Z(N,N)
5311 C(N)=X(N)*C(N)
5312 FOR O=1 TO N-1
5313 J=N-O
5314 W=0
5320 FOR I=J+1 TO N
5321 W=Z(J,I)*C(I)+W
5322 NEXT I
5323 C(J)=(C(J)-W)*X(J)
5324 NEXT O
6000 FOR J=1 TO N
6010 FOR I=1 TO M
6020 P(I,J) =U(I,J)*C(J)
6030 G(I;J)=(A(I,B(J))*C(J))/100
6040 NEXT I
6050 NEXT J
6060 FOR I=1 TO M
6061 SP=0
6062 SQ=0
6063 FOR I=1 TO M
6064 SP=SP+P(I;J)
6065 SQ=SQ+G(I;J)
6066 NEXT J
6110 H(I)=SP
6111 K(I)=SQ
6112 NEXT I
```

---

**Tabela C-1.** Continuação.

---

```

6200 SM=0
6201 FOR I=1 TO M
6202 SM=SM+K(I)
6203 NEXT I
6300 QR=0
6301 FOR I=1 TO M
6302 L(I)=(K(I)/SM)*100
6303 D(I)=F(I)-H(I)
6304 QR=QR+D(I)^2
6305 NEXT I
6500 REM "LPT1:" AS#1
6501 PRINT "RESIDUI^2=";QR
6600 FOR I=1 TO M
6610 PRINT MID$(Y$,5*I-4,5);";";A(I;MF)*E(MF)/100-D(I),"(";H(I);")"
6620 NEXT I
6700 SM=0
6701 SP=0
6702 FOR I=1 TO N
6703 IF C(I)>=0 THEN SP=SP+C(I) :GOTO 6720
6710 SM=SM-C(I)
6720 NEXT I
6724 FOR I=1 TO N
6730 IF C(I)>=0 THEN IF SP=<>0 then C(I)=C(I)*100/SP:GOTO 6750
6740 IF SM<>0 THEN C(I)=C(I)*100/SM
6750 NEXT I
6800 FOR I=1 TO N
6810 PRINT "FASE(";I;");";C(I)
6830 NEXT I
6900 PRINT "F=";1-SM/100
7000 REM
7100 INPUT "SE ACABADO OU, SE QUER TROCAR DE PARAMETROS 1, ANALISIS 2" HH
7110 IF HH=0 GOTO 8000
7115 IF HH=2 GOTO /=
7120 GOTO 210
8000 END

```

---

## ABREVIACOES NO TEXTO

Acmita (Acm)  
Albita (Ab)  
Anortita (An)  
Apatita (Ap)  
Calcita (Cal)  
Carbonato de sodio (Nc)  
Coríndon (Crn)  
Cromita (Chr)  
Diopsídio (Di)  
Espinélio (Sp)  
Forsterita (Fo)  
Granada (Gr)  
Halita (Hl)  
Hematita (Hem)  
Hiperstênio (Hyp)  
Ilmenita (Ilm)  
Jadeita (Jd)  
Kaliofilita (Kp)  
Kalsilita (Kls)  
Magnetita (Mag)  
Nefelina (Ne)  
Olivina (Ol)  
Ortoclásio (Or)  
Perovskita (Prv)  
Pirita (Py)  
Quartzo (Qz)  
Rutilo (Rt)  
Sílica (S)  
Silicato de potássio (Ks)  
Thenardita (Thn)  
Titanita (Ttn)  
Ulvoespinlio (Usp)  
Wollastonita (Wo)  
Zircão (Zrn)

## TABELAS DOS EXERCÍCIOS

### Respostas:

Razões Isotópicas	Abundâncias %	W Sr
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 2,5 \times 0,1194$	$^{87}\text{Sr}$ 20,952	$0,20952 \times 86,9088 = 18,209132$
$^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0,118400$	$^{86}\text{Sr}$ 8,381	$0,08381 \times 85,9092 = 7,2000501$
$^{84}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0,006756$	$^{84}\text{Sr}$ 0,4742	$0,00474 \times 83,9134 = 0,3977495$
$^{88}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 1,000000$	$^{88}\text{Sr}$ 70,192	$0,70192 \times 87,9056 = 61,702699$
Sum = 1,424658	99,999	<b>87,5096</b>

### Exemplos

A) Cerro 7 Cabezas, Alto Paraguay (Comin-Chiaramonti e Gomes, 2005).

Material	Rb	Sr	N	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{\text{medido}}$
Rocha total	80	252	2,8930816	0,9184	0,70714
Rocha total	83	335	2,8927759	0,7167	0,70606
Feldspato alcalino	62,1	406,2	2,8925438	0,4417	0,70524
Rocha total	155	278	2,8937184	1,6134	0,70939

B) Cerro Chiriguelo, Amambay (Comin-Chiaramonti e Gomes, 1996).

Material	Rb	Sr	N	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{medido}}$
Rocha total	151,6	1731	2,8933765	0,253400	0,708182
Calcita	36	3158	2,8932995	0,032983	0,707910
Resíduo insolúvel	667,4	1536	2,8938511	1,256639	0,709859

### EXEMPLO

TEMPO Dados medidos	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
Rocha 1	2,244	0,7380
Rocha 2	3,642	0,7612
Rocha 3	6,590	0,7992
Biotita (3)	289,7	1,9690
Feldspato alcalino (3)	5,600	0,8010
Plagioclasio (3)	0,528	0,7767
Rocha 4	0,2313	0,7074
Rocha (5)	3,628	0,7573
Biotita (5)	116,4	1,2146
Feldsato alcalino (5)	3,794	0,7633
Plagioclásio (5)	0,2965	0,7461

**Respostas:**

	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	fA
<b>A</b>	200	0,72500	1,0
	250	0,71744	0,8
	300	0,71240	0,6
	350	0,70880	0,4
	400	0,70610	0,2
<b>B</b>	450	0,70400	0,0

**Item 13**

	f	Sr <sub>M</sub>	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$	(SiO <sub>2</sub> ) <sub>M</sub>
<b>B</b>	475		0,70400	48,0
	0,2	410	0,70590	52,8
	0,4	345	0,70852	57,6
	0,6	280	0,71236	62,4
	0,8	215	0,71851	67,2
<b>A</b>	150		0,73000	72,0