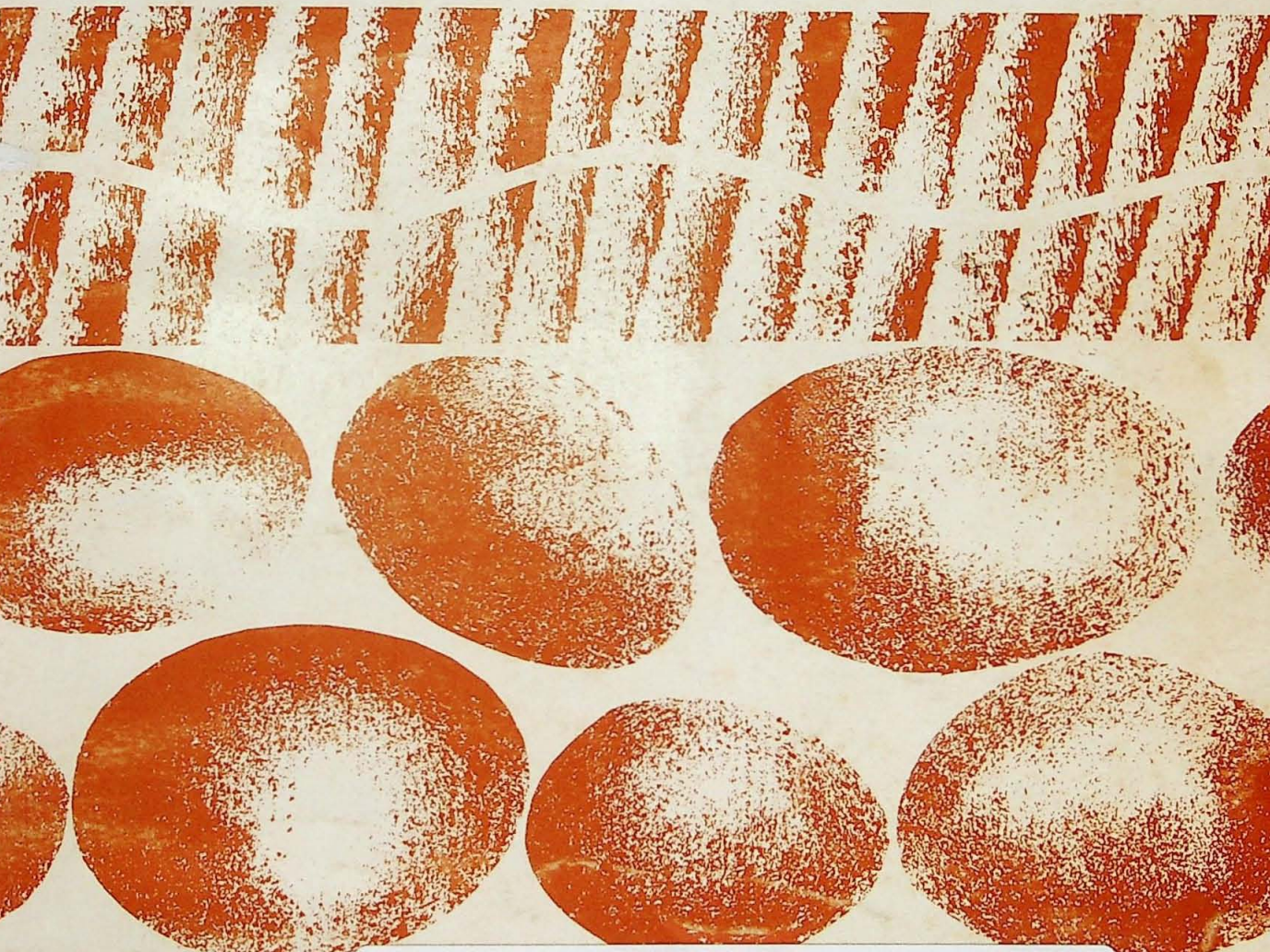


REVISTA DE GEOLOGIA



UFC

Volume 5



Instituto de Geociências



Revista de geologia : (Fortaleza).

v.5-6(1992-93)

Fortaleza - 1992

GEOCRONOLOGIA NUCLEAR

CAPÍTULO III

O MÉTODO K/AR

Joaquim Raul Torquato*
Koji Kawashita**

* Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará - C.P. 12181 - CEP 60455-760 - Fortaleza

** Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP - C.P. 20899 - CEP 01498-970 - São Paulo

SUMÁRIO

3.1 - Histórico	181
3.2 - A composição isotópica do potássio e do argônio	181
3.3 - O duplo esquema de desintegração do potássio	182
3.4 - Determinação do ^{40}Ar e do ^{40}K	182
3.5 - Vantagens e limitações do método	186
3.6 - Como funciona o relógio K/Ar	188
3.7 - Uso do método K/Ar	188
3.8 - O que pode ser datado.....	189
3.9 - Quanto material é necessário	190
3.10 - Preparação da amostra	190
3.11 - O método K/Ar convencional	191
3.12 - O método K/Ar isocrônico	193
3.13 - Interpretação dos resultados	199
3.13.1 - Rochas ígneas vulcânicas	199
3.13.2 - Rochas ígneas plutônicas de resfriamento rápido	199
3.13.3 - Rochas ígneas plutônicas de resfriamento lento	199
3.13.4 - Rochas metamórficas epizonais	200
3.13.5 - Rochas metamórficas meso-catazonais.....	200
3.13.6 - Rochas policíclicas	200
3.13.7 - Rochas sedimentares	202
3.14 - Avaliação da qualidade dos valores obtidos.....	202
3.15 - Bibliografia citada e recomendada	204

3.1. HISTÓRICO

A radioatividade dos sais de potássio foi inicialmente sugerida por Thomson em 1905 e demonstrada por Campbell & Wood (1906) e por Campbell (1908).

Aston, em 1921, determinou pela primeira vez a composição isotópica do potássio e descobre o ^{39}K e o ^{41}K .

Em 1935 Nier calcula a composição centesimal dos três isótopos de potássio e prova que toda a radioatividade é derivada do terceiro isótopo, o de massa 40.

O duplo esquema de desintegração do potássio de massa 40 foi proposto em 1937 por Von Weizäcker.

Só a partir de 1948, através dos trabalhos de vários pesquisadores, especialmente de Aldrich e Nier, foi possível obter as primeiras datações pelo método K/Ar.

Um dos mais completos trabalhos sobre a metodologia K/Ar deve ser consignado a Dalrymple & Lanphere (1969), sem deixar de citar os de Schaeffer & Zähringer (1966), McDougall (1966), Damoun (1970), Hunziker (1979) e Faure (1986).

O método K/Ar, tal como outros que serão vistos nos próximos capítulos, apresenta duas possibilidades matemáticas para o cálculo de idades. A primeira, porque se convenção um determinado valor para a razão isotópica do argônio não radiogênico usado para efetuar correções na quantidade de ^{40}Ar total lido no espectrômetro de massas, é chamada de "método convencional" e a segunda chamada de "método isocrônico", na qual é possível determinar rigorosamente essa razão. As duas maneiras de abordar o problema serão discutidas no final do capítulo, uma vez que, ocuparemos a primeira parte descrevendo os aspectos fundamentais da metodologia comum a ambos.

3.2 - A composição isotópica do Potássio e do Argônio

Os dados mundialmente aceitos como sendo representativos da composição isotópica centesimal do potássio e do argônio após o 25º Congresso Internacional de Geologia em Sidney na Austrália (Steiger e Jäger, 1977) são os seguintes:

K	39 - 93,2581%	Ar	36 - 0,337%
	40 - 0,01167%		38 - 0,063%
	41 - 6,7302%		40 - 99,60%

As abundâncias do potássio e do argônio são devidas respectivamente a Garner et al. (1975) e a Nier (1950).

O peso atômico do potássio total é 39,098304, enquanto que o do argônio total é 39,9476 e o do argônio 40 de 39,9623. A meia vida do ^{40}K é de $1,25 \times 10^9$ anos.

3.3 - O Duplo Esquema de Desintegração do Potássio

Dos 3 isótopos naturais de potássio, o único radioativo é o de massa 40, o qual se pode desintegrar para ^{40}Ar ou ^{40}Ca de acordo com o esquema da figura 3.1.

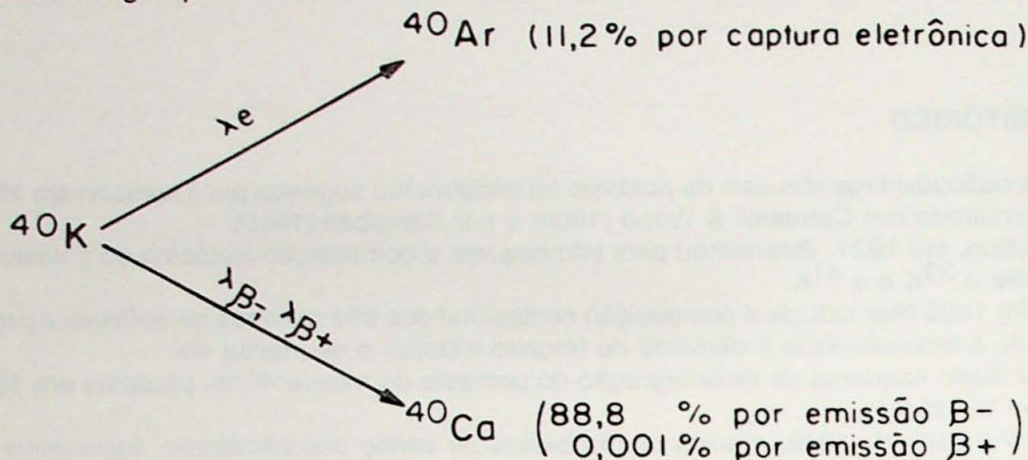


FIGURA 3.1 - Alternativas de decaimento do ^{40}K

Surgem assim dois métodos (K/Ar e K/Ca) teoricamente possíveis para datar rochas e minerais que contenham potássio. No entanto, o método K/Ca não está difundido, uma vez que, na natureza a maioria das rochas comuns, contém entre os seus minerais bastante cálcio primário onde o isótopo de massa 40 é o mais abundante (> 97%), sendo em decorrência disso muito pequenas as variações provocadas pela adição de ^{40}Ca radiogênico proveniente da desintegração do potássio. As determinações K/Ca têm sido restritas a minerais com altíssimas razões K/Ca como as encontradas em silvitas, feldspatos potássicos e micas.

3.4 - Determinação do ^{40}Ar e do ^{40}K

O argônio, como gás nobre que é, não se combina com outros elementos da rocha, e assim, quando o potássio se desintegra, o argônio, cujo raio iônico (1,9 Angstroms) é maior que o do potássio (1,33 Angstroms), fica preso, mecanicamente, no retículo cristalino do mineral. Para coletar o argônio, a melhor maneira é destruir por fusão a trama reticular e recolher os vários gases que se libertam (Figura 3.2).

A fusão de uma quantidade bem conhecida do mineral (em geral, da ordem de 1 grama ou menos), é feita num cadinho de molibdênio em ultra-alto-vácuo para evitar ao máximo os efeitos da presença de ^{40}Ar do ar atmosférico. Durante a fusão do mineral, para se poder proceder aos cálculos da concentração de argônio através de diluição isotópica (já visto no capítulo II), é-lhe adicionada uma certa quantidade de spike de ^{38}Ar , em geral da ordem de 10^{-5} cc (NPT). Esse spike retirado em alíquotas (ΔV) diminui após cada extração de acordo com a seguinte fórmula:

$$^{38}\text{Ar}_S(N) = ^{38}\text{Ar}_S(O) e^x,$$

$$\text{sendo } x = - \frac{\Delta V}{V} N$$

onde:

ΔV = volume da pipeta (alíquota)

V = volume do tanque

N = enésima extração ou alíquotagem

$^{38}\text{Ar}_S(o)$ = quantidade inicial de ^{38}Ar

Os gases que se libertam durante a fusão são muitos e variados, entre eles destacam-se: Ar, H₂O, H, CO₂, F, Cl, Li, Fe, K, etc.

Os elementos metálicos ou sólidos condensam-se nas paredes da garrafa onde a fusão é executada, enquanto os gases ativos têm que ser separados do Ar e, normalmente, o são através de:

- Zeólitas para retirar a água e Forno de Cu - CuO: um oxidante enérgico a 800°C que transforma o H em H₂O e o CO em CO₂.

- Forno de Ti em que os gases ativos são retidos desde 850°C até à temperatura ambiente, sendo os últimos H₂ e N₂.

Sobram assim só os gases inertes como Ar, Ne, He, etc..., onde os isótopos de argônio não se confundem isobaricamente no espectrômetro de massas com nenhum outro, podendo assim ser medidos facilmente.

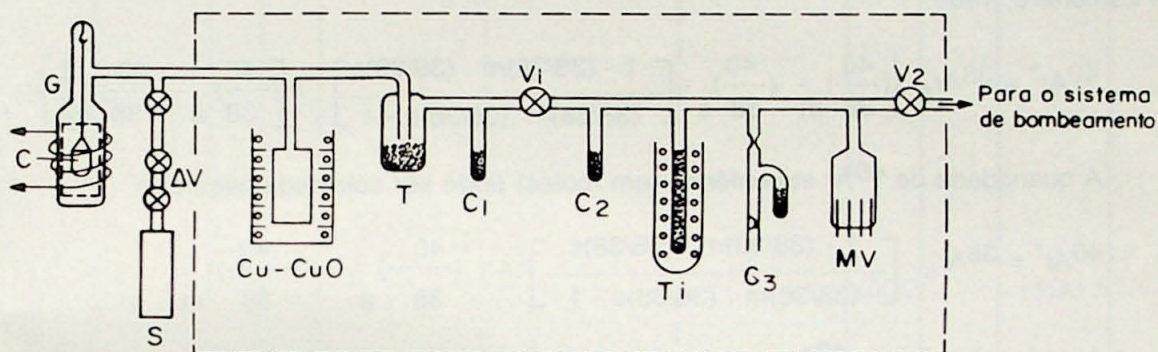


FIGURA 3.2 - Sistema de extração e purificação de argônio (adaptado de Amaral et al., 1966)

- G garrafa em pyrex com escudo interno de quartzo
- C cadinho de molibdênio suspenso para fusão da amostra utilizando forno de radiofreqüência
- S tanque em aço inox de 2 litros contendo traçador de ^{38}Ar com válvulas tipo Nupro para alíquotagem ($\Delta V = 0,2$ cc)
- Cu-CuO forno contendo cobre e óxido de cobre
- T armadilha (trap) molecular (com "molecular sieve" 4A da Linde molecular)
- C₁, C₂ condensadores com carvão ativado
- T_i forno com titânio granulado em tubo de quartzo para purificação final do gás extraído
- C₃ coletor especial de argônio com carvão ativado
- MV medidor de vácuo tipo Bayard-Alpert
- V₁, V₂ válvulas metálicas especiais para ultra-alto vácuo

As quantidades de argônio contidas num mineral são muito baixas, mas, na atmosfera o gás é comum com cerca de 0,93% de abundância. As fusões têm que ser feitas em ultra-alto-vácuo (pressão inferior a 10^{-7} mm de Hg) com temperaturas da ordem de 1500°C. A ordem de fusão com o aumento da temperatura é:

Rocha total - anfibólio - biotita - muscovita - feldspato

O argônio purificado, constituído por uma mistura de radiogénio, atmosférico e spike é introduzido diretamente (on line) ou indiretamente (coletores C_3) abrindo-se uma válvula previamente ajustada para a deteção da massa 40. Após a introdução total do argônio, que requer cerca de 30 a 40 segundos, a válvula de admissão é fechada e imediatamente se procede à varredura eletromagnética que abrange todas as 3 massas do argônio. Esta varredura, conforme fig. 3.3, é repetida cerca de 8 a 10 vezes, para se obter, por interpolação, em tempos adequados, como em t e t', as razões 40/38 e 38/36.

Normalmente estas razões, devido a efeitos de adsorção e desorção do argônio das paredes do espectrômetro, variam sensivelmente com o tempo de análise. As figuras 3.4 e 3.5 mostram essa variação desde o momento da introdução do argônio no espectrômetro. Convencionalmente admite-se como sendo razões da mistura o valor extrapolado para o tempo zero (0), quando cerca de 50% do argônio já foi expandido no espectrômetro de massa.

A quantidade de ^{40}Ar radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$) em função do ^{38}Ar (em moles) introduzido, razões isotópicas conhecidas para o argônio atmosférico (subscritas com a), argônio do spike (subscrito com s) e estas razões misturadas (subscritas com m) é conforme Dalrymple e Lamphere, 1969:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{38}\text{Ar}_s \left\{ \left(\frac{40}{38} \right)_m - \left(\frac{40}{38} \right)_s - \left[\frac{1 - (38/36)_m \cdot (36/38)_s}{(38/36)_m \cdot (36/38)_s - 1} \right] \times \left[\left(\frac{40}{38} \right)_a - \left(\frac{40}{38} \right)_m \right] \right\}$$

A quantidade de ^{40}Ar atmosférico (em moles) pode ser calculada segundo:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{38}\text{Ar}_s \left[\frac{1 - (38/36)_m \cdot (36/38)_s}{(38/36)_m \cdot (36/38)_s - 1} \right] \times \left[\left(\frac{40}{38} \right)_a - \left(\frac{40}{38} \right)_m \right]$$

A concentração de ^{40}Ar radiogénico pode ser também perfeitamente determinada sem a utilização do traçador de ^{38}Ar . Neste caso, como no método clássico, ela é obtida subtraindo-se o ^{40}Ar atmosférico do ^{40}Ar total extraído da amostra cuja respectiva concentração é calculada comparando-se a intensidade desse pico total em relação à observada numa quantidade conhecida de ^{40}Ar atmosférico que pode ser aferida, por sua vez, com padrões ou amostras de referência internacional. Aqui o argônio atmosférico cumpre indiretamente o papel do "spike" de ^{38}Ar , porém não é adicionado ou diluído durante a extração de cada amostra. A concentração de ^{40}Ar radiogénico é pois função da intensidade I(40) (comumente em volts) e da sensibilidade S(40) (expressa em termos de moles ou cc (NTP) de $^{40}\text{Ar}/\text{volt}$), que deve se manter uniforme, e da razão R ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) da amostra ou seja:

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{40}\text{Ar}_{(\text{total})} (1 - R_0/R)/M$$

onde,

$$^{40}\text{Ar}_{(\text{total})} = I(40) \cdot S(40)$$

R_0 = razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial = atmosférica atual medida

M = massa de amostra utilizada na extração do argônio

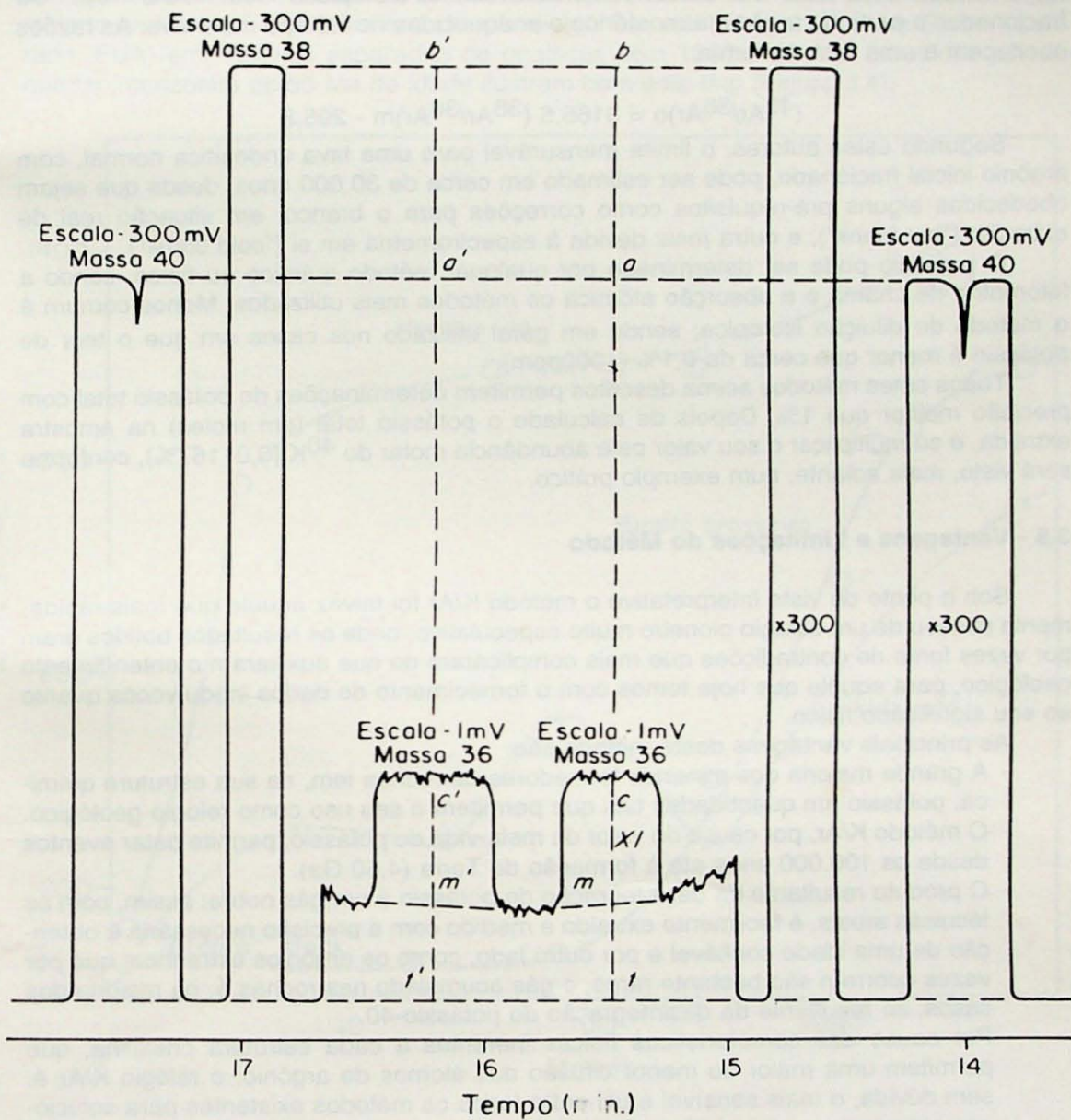
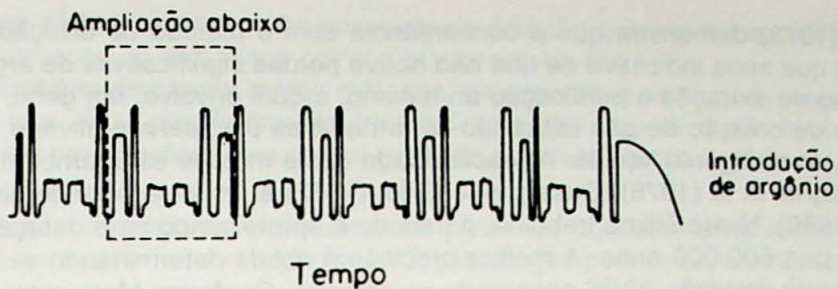


FIGURA 3.3 - Registro espectrométrico do argônio. Nos tempos t e t' podem ser determinadas as intensidades dos picos 40 (a e a'), 38 (b e b') e 36 (m e m') para determinação das razões 40/38 e 38/36

Baksi (1973) demonstra que a concordância com o método de diluição isotópica é excelente, o que seria indicativo de que não houve perdas significativas de argônio durante o processo de extração e purificação do mesmo, o qual envolve, em geral, pelo menos duas etapas de coleção de gás utilizando-se armadilhas com carvão ativado e mantido à temperatura do nitrogênio líquido. A praticidade deste método está também demonstrada por Cassagnol et al (1978), Cassagnol e Gillot (1982) e, mais recentemente por Matsumoto et al (1989). Neste último trabalho, o método é aperfeiçoado para datação de rochas mais jovens que 500.000 anos. A melhor precisão é obtida determinando-se a razão R_0 , deduzida a partir da razão 38/36 observada na amostra. Conforme Matsumoto et al (1989) a maioria das lavas históricas estudadas exibem razões isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ e $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ fracionadas a partir do argônio atmosférico e enriquecidas no isótopo mais leve. As razões obedecem a uma reta da forma:

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_o = 3165,5 (^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m - 295,8$$

Segundo estes autores, o limite mensurável para uma lava andesítica normal, com argônio inicial fracionado, pode ser estimado em cerca de 30.000 anos, desde que sejam obedecidos alguns pré-requisitos como correções para o branco, em situação real de extração ("hot blank"), e outra mais devida à espectrometria em si ("cold blank").

O potássio pode ser determinado por qualquer método químico ou físico, sendo a fotometria de chama e a absorção atômica os métodos mais utilizados. Menos comum é o método de diluição isotópica; sendo em geral utilizado nos casos em que o teor de potássio é menor que cerca de 0,1% (1000ppm).

Todos estes métodos acima descritos permitem determinações de potássio total com precisão melhor que 1%. Depois de calculado o potássio total (em moles) na amostra extraída, é só multiplicar o seu valor pela abundância molar do ^{40}K (0,01167%), conforme será visto, mais adiante, num exemplo prático.

3.5 - Vantagens e Limitações do Método

Sob o ponto de vista interpretativo o método K/Ar foi talvez aquele que mais rapidamente passou de um estágio pioneiro muito especulativo, onde os resultados obtidos eram por vezes fonte de contradições que mais complicaram do que auxiliaram o entendimento geológico, para aquele que hoje temos com o fornecimento de dados inequívocos quanto ao seu significado físico.

As principais vantagens deste método são:

- A grande maioria dos minerais formadores de rochas tem, na sua estrutura química, potássio em quantidades tais que permitem o seu uso como relógio geológico.
- O método K/Ar, por causa do valor da meia-vida do potássio, permite datar eventos desde os 100.000 anos até à formação da Terra (4,60 Ga).
- O produto resultante da desintegração do potássio é um gás nobre; assim, com as técnicas atuais, é facilmente extraído e medido com a precisão necessária à obtenção de uma idade confiável e por outro lado, como os argônios estranhos, que por vezes ocorrem são bastante raros, o gás acumulado nas rochas é, na maioria dos casos, só resultante da desintegração do potássio-40.
- Por causa das características físicas inerentes a cada estrutura cristalina, que permitem uma maior ou menor difusão dos átomos de argônio, o relógio K/Ar é, sem dúvida, o mais sensível e útil entre todos os métodos existentes para solucionar alguns tipos de problemas geológicos como: esfriamento gradual de faixas dobradas, elevação de cadeias de montanhas, denudação, efeitos térmicos ou intensidades termais associadas a intrusões/falamentos, etc.
- Salvo raras exceções, o método só é aplicado a rochas ígneas e metamórficas. As

rochas sedimentares só são passíveis de datação quando nelas ocorrem minerais neoformados ou autígenos como a glauconita ou illita.

- Ao contrário de alguns outros métodos, os minerais e as rochas a serem datadas, têm que estar absolutamente frescos, uma vez que, é muito fácil a perda do argônio por difusão e, em menor grau, do potássio por lixiviação.

As limitações do método são:

Nem todos os minerais, portadores de potássio, possuem uma estrutura cristalina que retenha completamente o argônio. As fugas do gás podem dar-se não só em temperaturas elevadas, mas, em alguns casos, como em feldspatos potássicos, até mesmo em condições ambientais. A escolha criteriosa do tipo de mineral a datar para resolver determinado problema é absolutamente fundamental. Os resultados obtidos em Eldora (Colorado, EUA) em minerais separados de gnaisses com 1300/1400 Ma, intrudidos por um quartzo monzonito de 55 Ma de idade ilustram bem este fato (Figura 3.4).

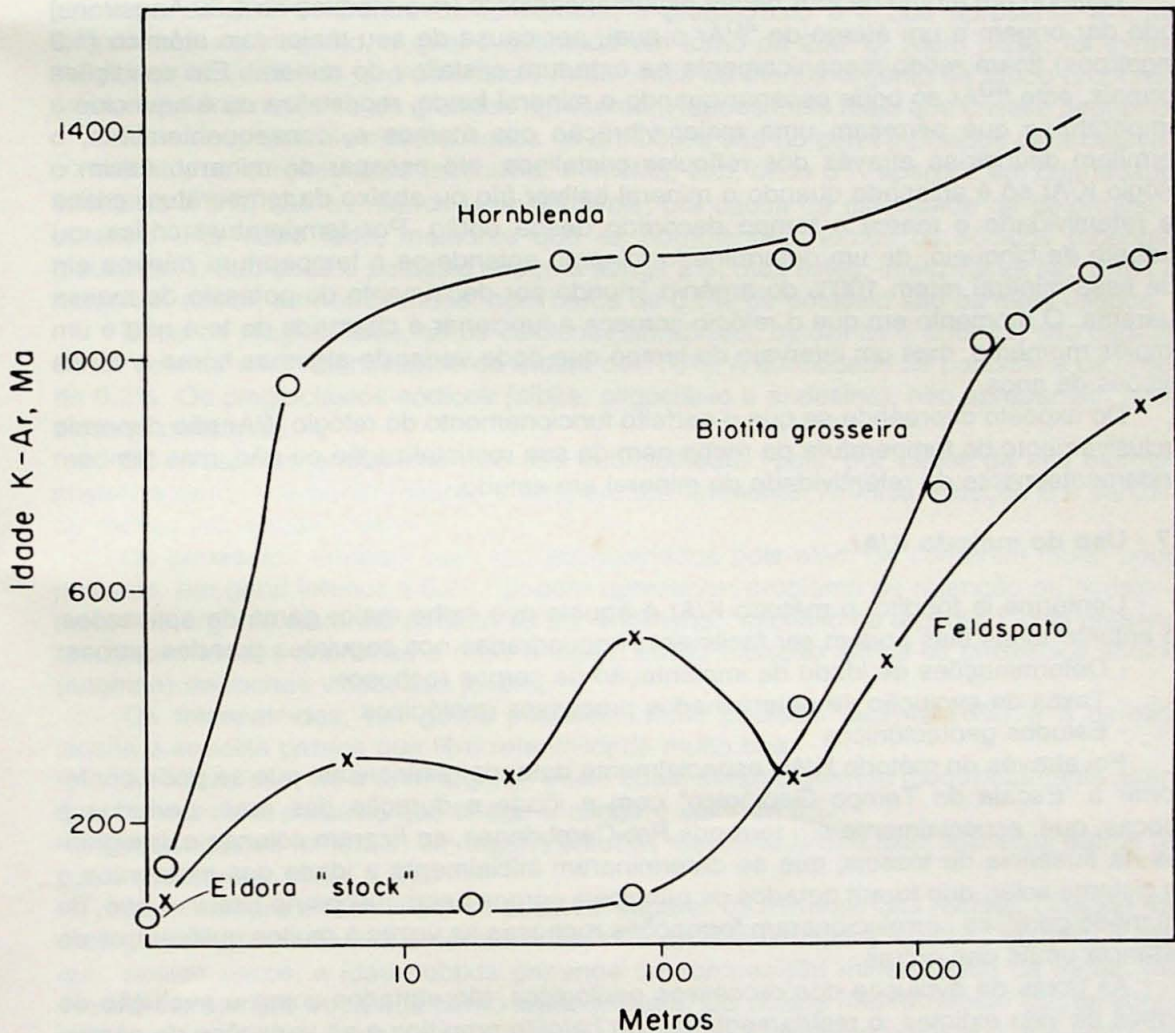


FIGURA 3.4 - Efeito (devido à intrusão, há 55 Ma, do quartzo-monzonito de Eldora) nas idades K-Ar em minerais coletados a distâncias crescentes. Observe-se o padrão irregular no feldspato potássico até à distância de cerca de 500 metros do contato (Fig. extraída de Hart, 1964)

As idades obtidas têm que ser, pois, interpretadas não só com base na história térmica da região mas também em função do mineral analisado uma vez que, para alguns, o relógio geológico começa a funcionar com o mineral ainda bastante quente (450/500°C) e para outros com o mineral já quase frio (< 100°C)

3.6 - Como Funciona o Relógio K/Ar

Em princípio, todos os minerais portadores de potássio são relacionáveis para datação pelo método K/Ar, no entanto, alguns por não apresentarem retentividade de 100% (retentividade é a capacidade que os minerais tem para reter o argônio formado) devem ser evitados.

O relógio potássio-argônio é um relógio de acumulação. Isto contrasta com outros métodos conhecidos como "decaimento" (por exemplo o ^{14}C) que para funcionarem, medem o desaparecimento do isótopo radioativo e não o acúmulo do isótopo radiogênico.

Quando um átomo de ^{40}K decaie espontaneamente (raio atômico de 1,33 Angstroms) pode dar origem a um átomo de ^{40}Ar o qual, por causa do seu maior raio atômico (1,9 Angstroms) ficará retido mecanicamente na estrutura cristalina do mineral. Em condições normais, este ^{40}Ar só pode escapar quando o mineral funde, recristaliza ou é aquecido a temperaturas que permitam uma maior vibração dos átomos e, conseqüentemente, o permitam difundir-se através dos retículos cristalinos, até escapar do mineral. Assim o relógio K/Ar só é acionado quando o mineral estiver frio ou abaixo da temperatura crítica de retentividade e marca o tempo decorrido desde então. Por temperatura crítica, ou também de bloqueio, de um determinado mineral, entende-se a temperatura mínima em que esse mineral retem 100% do argônio oriundo por decaimento do potássio de massa quarenta. O momento em que o relógio começa a funcionar é chamado de *to* e não é um simples momento, mas um intervalo de tempo que pode variar de algumas horas a vários milhões de anos.

Do exposto depreende-se que o perfeito funcionamento do relógio K/Ar não depende exclusivamente da temperatura da rocha nem da sua recristalização ou não, mas também fundamentalmente da retentividade do mineral em estudo.

3.7 - Uso do método K/Ar

Conforme já foi dito, o método K/Ar é aquele que exibe maior gama de aplicações, no entanto todas elas podem ser facilmente enquadradas nos seguintes grandes grupos:

- Determinações de idade de implantação de corpos rochosos
- Taxas de evolução de determinados processos geológicos
- Estudos geotectônicos

Foi através do método K/Ar, especialmente datando glauconitas, que se pode confeccionar a "Escala do Tempo Geológico" com a idade e duração das eras, períodos e épocas; que, especialmente em terrenos Pré-Cambrianos, se fizeram colunas estratigráficas na ausência de fósseis; que se determinaram inicialmente a idade dos meteoritos e do sistema solar; que foram datados os principais corpos pegmatíticos no Brasil; e que, de um modo geral, se correlacionaram formações rochosas às vezes a muitos quilômetros de distância umas das outras.

As taxas de evolução dos processos geológicos, tão variados como a evolução de formas de vida extintas, o resfriamento de um batólito granítico e as variações do campo magnético terrestre são exemplos que se podem dar do segundo grupo de aplicações.

A incorporação de uma área numa região cratônica ou geossinclinal, o posicionamento de rochas ao longo de uma evolução de um cinturão metamórfico e a separação de uma certa região em províncias geocronológicas são algumas das opções para o uso do método K/Ar nos estudos geotectônicos.

3.8 - O que pode ser datado

Um mineral para fornecer uma idade K/Ar confiável deve obedecer aos seguintes critérios:

- Ter retentividade de 100% ou muito próximo dela em temperaturas ambientes.
- Ser resistente a todos os tipos de alteração e não ser facilmente solúvel por águas superficiais ou subterrâneas.
- Conter quantidades de potássio e argônio que, dentro das técnicas de medida atualmente usadas, permitam a sua determinação com acuracidade.

Os minerais normalmente datados com melhores resultados são as hornblendas, micas, sanidina, anortoclásio e plagioclásio e alguns feldspatos como os de rochas vulcânicas. Todos estes mostram 100% de retentividade abaixo da temperatura crítica.

As temperaturas críticas hoje aceitáveis para as hornblendas (e, de um modo geral para os anfibólios) são ao redor de 500°C; para as moscovitas (e sanidina) cerca de 300°C enquanto que para as biotitas os valores são um pouco mais baixos, situando-se em torno de 220°C. Dentre os feldspatos, o plagioclásio é o que apresenta a maior temperatura de bloqueio, a qual é estimada em torno de 250°C. Além disso, foi experimentalmente verificado que os cristais retêm mais ou menos argônio de modo proporcional ao seu tamanho; cristais grandes apresentam idades mais reais que cristais pequenos.

Além dos minerais citados, todos os anfibólios são no geral indicados para datação, no entanto, os magnesianos (actinolita, tremolita, etc), onde o K aparece em quantidades inferiores a 1%, são os menos aconselháveis, por causa da dificuldade de determinar o potássio. Por outro lado, melhores que as hornblendas, temos os sódicos (ribequita, glaucofânio, etc) onde o potássio chega a atingir 2%, mas estes, infelizmente são raros na natureza, assim, as hornblendas, com cerca de 0,5% de potássio são os mais usados.

Entre os plagioclásios, só os cálcicos (labradorita, bytownita e anortita) são capazes de apresentar uma retentividade da ordem de 100%. A quantidade de potássio é da ordem de 0,2%. Os plagioclásios sódicos (albita, oligoclásio e andesina), não apresentam retentividade constante.

Os feldspatos potássicos não são aconselhados, pois, por causa da sua estrutura cristalina perdem argônio mesmo à temperatura ambiente. A única exceção é a sanidina de rochas vulcânicas jovens.

Os piroxênios também não são aconselhados pois além de conterem muito pouco potássio, em geral inferior a 0,2%, podem apresentar problema de retenção ou aprisionamento de argônio estranho (chama-se ao fenômeno: "excesso de argônio"), cuja presença resulta em idades anômalas e mais antigas. Como exceção temos os piroxênios sódicos (aegirina) de rochas vulcânicas jovens.

Os feldspatóides, em geral, possuem muito potássio (até 15-16%) e a nefelina, leucita e sodalita parece que têm retentividade muito boa.

As micas são, de maneira geral, muito boas, mesmo quando moderadamente alteradas. Apresentam potássio que chega a atingir o valor de 8%.

Além destes minerais, em alguns estudos específicos têm sido utilizados outros tais como glauconita, silvita e illita.

Nem sempre é tecnicamente possível separar os minerais das rochas. Quando esta é de granulação muito fina é normal fazer-se a análise em rocha total (RT ou TR). É claro que, nestes casos, a idade obtida depende da composição mineralógica da rocha, mas deverá ser sempre encarada como idade mínima. Os riolitos não fornecem idades confiáveis uma vez que o potássio se encontra presente no feldspato potássico enquanto que, nos diabásios, as idades são mais confiáveis visto que o potássio está presente nos plagioclásios cálcicos.

Se existir vidro vulcânico, especialmente hidratado ou desvitrificado, esta amostra deve ser evitada para datação uma vez que, mesmo à temperatura ambiente, tal material pode perder argônio e assim a idade poderá ser inferior à real.

3.9 - Quanto material é necessário

A quantidade de amostra que é necessária para uma datação K/Ar depende acima de tudo da concentração do argônio, a qual por sua vez depende do conteúdo em potássio e da idade da rocha. A quantidade de amostra diminui à medida que a idade e teor em potássio aumentam. Para a extração do argônio existe um ábaco (Dalrymple e Lanphere, 1969) donde se pode determinar a quantidade ideal da amostra em função da idade e do teor em potássio. Segundo este ábaco, uma amostra de rocha com cerca de 2% de K_2O e com 1 milhão de anos, precisa de 100 gramas de material, enquanto que outra com 2500 milhões de anos e 0,4% de K_2O só necessita, teoricamente, de cerca de 0,10 gramas de rochas. (Valores estes admitindo condições ideais de amostra e de análise).

No entanto, por razões técnicas, não é aconselhável analisar amostras com quantidades inferiores a 0,1 grama, independentemente da sua idade, sob pena de tomar uma amostra não representativa e/ou com erro alto de pesagem. Por outro lado, torna-se difícil manusear amostra com peso superior a 15-20 gramas porque durante a extração do argônio o material não cabe no cadinho e/ou pode saltar durante a fusão, afetando assim o resultado e inutilizando a amostra. Uma fórmula mais prática para o cálculo da quantidade de amostra $Q(g)$ respeitados estes limites, em função do teor de $K(\%)$ e presumida idade $T(Ma)$ é a seguinte:

$$Q(g) = 300/T.K.(%)$$

Para as determinações de potássio, a quantidade de material a utilizar depende do método de análise e do teor em potássio no mesmo. No geral, valores entre 0,1 e 0,5 grama são suficientes.

3.10 - Preparação da amostra

Como a datação é preferencialmente efetuada em minerais separados e não em rocha total, existe uma série de operações que são necessárias efetuar.

Uma vez que se trabalha com quantidades muito pequenas de minerais, o cuidado inicial e o mais importante é a limpeza de todo o material que vai ser usado na preparação da amostra. Uma palheta de mica num concentrado de hornblenda pode levar o resultado a um valor completamente anômalo, não só pela grande diferença de teores de potássio, mas também pelas diferentes temperaturas críticas.

A primeira operação é o esmagamento e separação da amostra em várias frações granulométricas, em geral, compreendidas entre 35 a 150 mesh, após a qual, com o auxílio de uma lupa binocular verifica-se a fração que maior concentração apresenta do mineral a analisar. A fração selecionada é então lavada para retirar o pó e secada rapidamente a uma temperatura da ordem de $100^{\circ}C$. A separação do mineral é feita de acordo com o tipo que se deseja, e é habitual logo de início, através de líquidos densos, a divisão da amostra em dois concentrados, uma vez que se reduz substancialmente a fração a tratar. Em seguida, ou com um separador eletromagnético, ou com placas vibrantes procede-se ao restante da separação, não deixando de acompanhar a purificação do material através de lupa binocular. A pureza do concentrado deverá ser muito próxima de 100%, pois só assim se conseguirá um resultado confiável.

3.11 - O método K/Ar convencional

Numa situação ideal, o argônio é proveniente de três origens distintas:

Da amostra - ^{40}Ar (radiogênico)

Do traçador - ^{38}Ar

Do atmosférico - $^{36}\text{Ar} + ^{38}\text{Ar} + ^{40}\text{Ar}$ (contaminantes)

O ^{40}Ar radiogênico ($^{40}\text{Ar}^*$) é obtido, conforme já sabido, subtraindo-se o ^{40}Ar atmosférico do ^{40}Ar determinado com o espectrômetro de massas. A atmosfera por ter argônio de composição fixa e bem conhecida, permite determinar essa quantidade de ^{40}Ar contaminante (atmosférico). A sua relação $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ na atmosfera é admitida mundialmente como sendo de 295,5 (Nier, 1950). Admite-se portanto, como premissa, de que toda a contaminação é exclusivamente atmosférica, o que nem sempre ocorre, conforme será visto no ítem seguinte. O nome "convencional" tem a sua origem ao admitir-se esta premissa ou seja no uso do valor de 295,5 como o correto do contaminante.

Da equação geral da geocronologia

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{F}{P} \right)$$

substituindo as variáveis para as do próprio método, tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda\beta^- + \lambda e} \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ca} + ^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{Ar}} \right)$$

onde:

$$\lambda e = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} (\text{Ar})$$

$$\lambda\beta^- = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} (\text{Ca})$$

logo:

$$\lambda = \lambda\beta^- + \lambda e = 5,543 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} (\text{total})$$

Como as quantidades dos elementos filhos formados são proporcionais às respectivas constantes de desintegração, é fácil eliminar da equação de idade os valores correspondentes ao cálcio, ou seja:

$$\frac{^{40}\text{Ca}}{\lambda\beta^-} = \frac{^{40}\text{Ar}^*}{\lambda e}$$

$$^{40}\text{Ca} = ^{40}\text{Ar}^* \frac{\lambda\beta^-}{\lambda e}$$

Donde, substituindo o valor de ^{40}Ca na equação de idade, tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ar}^* \cdot \lambda\beta^- / \lambda e}{^{40}\text{K}} \right)$$

ou, o que é o mesmo:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{40\text{Ar}^* \cdot \lambda_e + 40\text{Ar}^* \cdot \lambda_{\beta^-}}{40\text{K}} \right)$$

donde

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda_e + \lambda_{\beta^-}}{\lambda_e} \cdot \frac{40\text{Ar}^*}{40\text{K}} \right)$$

substituindo λ_e e λ_{β^-} pelos seus valores obtem-se a equação geral do método K/Ar:

$$t = 1,804 \times 10^9 \ln \left(1 + 9,54 \frac{40\text{Ar}^*}{40\text{K}} \right) \text{ anos}$$

onde

$40\text{Ar}^*/40\text{K}$ é a razão atômica ou molar.

A título de exemplo, tomemos uma biotita separada de um granito da Pedreira Monguba (CE) analisada no CPGeo-USP sob o número SPK 4141 cujos valores analíticos são: K = 7,328% e $40\text{Ar}^* = 1,7230 \times 10^{-4}$ ccSTP (Torquato et al, 1986). Com base nestes dois valores a idade da biotita é assim calculada:

1 - Cálculo do 40Ar^* em moles/g

$$\frac{1,7230 \times 10^{-4}}{22415} = 7,6868 \times 10^{-9} \text{ moles/g}$$

onde 22415 é o volume molar dos gases em centímetros cúbicos

2 - Cálculo do 40K em moles/g

$$\frac{0,07328 \times 0,0001167}{39,098304} = 2,1872 \times 10^{-7} \text{ moles/g}$$

onde

0,0001167 é a abundância do 40K em K total (fração decimal) e 39,098304 é o peso atômico do potássio.

3 - Cálculo da idade

Substituindo-se os valores de $^{40}\text{Ar}^*$ e ^{40}K na equação da idade tem-se:

$$t = 1,804 \times 10^9 \ln \left(1 + 9,54 \frac{7,6868 \times 10^{-9}}{2,1872 \times 10^{-7}} \right) \text{ anos}$$

ou

$$t = 522 \text{ Ma}$$

O valor da idade assim calculado só é realmente a idade da biotita, se forem satisfeitas as seguintes condições:

- 1 - durante toda a vida da biotita não houve fuga de nenhum $^{40}\text{Ar}^*$ através de qualquer processo físico ou químico;
- 2 - igualmente, durante toda a vida da biotita não pode ter sido incorporado nela nenhum ^{40}Ar seja durante a sua formação seja tardiamente através de algum processo físico;
- 3 - a biotita deve ter-se esfriado rapidamente para que o sistema químico se tenha fechado logo após a sua formação;
- 4 - desde que se formou a biotita, o sistema químico do potássio deverá, do mesmo modo, comportar-se como um sistema químico fechado;
- 5 - a composição do potássio deverá ser a normal e as variações sofridas só poderão ser resultantes do decaimento radioativo do ^{40}K para $^{40}\text{Ar}^*$ e,
- 6 - as determinações do potássio e do argônio tenham sido feitas com bastante precisão e com as correções devidas à contaminação laboratorial.

3.12 - O método isocrônico K-Ar

Conforme visto anteriormente, é possível que a relação $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$, que se usa para correções do argônio não radiogênico das amostras não tenha exatamente este valor. Em tais situações as idades obtidas, dependendo do valor desta razão, fornecem cifras que representam rochas normalmente mais velhas ou, raramente, mais jovens que a real. O método isocrônico é o que nos permite calcular rigorosamente este valor e assim eliminar os problemas causados pelo uso de uma razão incorreta.

A quantidade de $^{40}\text{Ar}^*$ que existe num certo mineral ou rocha portador de potássio é expressa por:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda e}{\lambda} \quad ^{40}\text{K} (e^{-\lambda t} - 1)$$

que não é mais que a equação vista no Capítulo I, quando da apresentação da "Equação Fundamental da Geocronologia", a menos da razão $\lambda e/\lambda$ por causa do duplo esquema de desintegração do potássio.

Chamando agora de "argônio inicial" ou $^{40}\text{Ar}_i$ a este argônio de massa 40 não radiogênico e que ocorre quando da extração do argônio de um mineral ou rocha, seja ele de origem atmosférica ou não, tem-se:

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_i + ^{40}\text{Ar}^*$$

Substituindo-se o valor de $^{40}\text{Ar}^*$ obtém-se

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_i + \frac{\lambda e}{\lambda} \quad ^{40}\text{K} (e. \lambda t - 1)$$

A origem do $^{40}\text{Ar}_i$, quando se consegue provar que a sua relação com o ^{36}Ar é igual a 295,5 é, sem dúvida, unicamente de fonte atmosférica, seja por causa do gás residual que sempre fica na linha de extração de argônio, seja como resultado da adsorção de ar nas camadas externas ou em microfaturas dos grãos dos minerais a datar. Este argônio pode entrar ou durante o tempo de exposição no campo ou, no laboratório, durante o tratamento da amostra. Neste caso, as idades isocrônicas tem o mesmo valor interpretativo que as convencionais.

Casos existem, no entanto, embora bastante raros na literatura, onde a contaminação não se pode atribuir exclusivamente à atmosfera mas também a argônios estranhos incorporados diretamente no magma original ou introduzidos na amostra durante eventos térmicos tardios. Quando tal acontece é necessário adotar procedimentos e correções adequadas dos valores obtidos para então, depois disso, interpretar adequadamente as idades. A presença de tais argônios estranhos de origem "atmosférica", "magmática" ou "metamórfica" é assim um problema que pode mascarar a idade obtida e que só pode ser resolvido pelo método isocrônico.

A equação vista anteriormente pode ser adaptada às necessidades espectrométricas pela simples divisão de cada termo por ^{36}Ar , assim:

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} = \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_i + \left(\frac{\lambda e}{\lambda} \right) \frac{^{40}\text{K}}{^{36}\text{Ar}} \quad (e. \lambda t - 1)$$

que mostra bem que o argônio obtido durante a fusão do mineral ou da rocha é uma mistura de dois gases diferentes sob o ponto de vista genético, o primeiro seria contaminante, o segundo o argônio radiogênico proveniente do decaimento do ^{40}K .

Na hipótese de as amostras em estudo de uma mesma região, com a mesma história geológica, tiveram os mesmos tipos de contaminação ou razões $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ iguais e a sua idade ser a mesma, a equação anterior representa uma reta da forma:

$$y = ax + b$$

onde:

$$y = ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$$

$$x = ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$$

$$a = \left(\frac{\lambda e}{\lambda} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

$$b = (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$$

Sendo assim, os pontos analíticos dos minerais cogenéticos que têm a mesma razão inicial e idade, deverão dispor-se num sistema de eixos coordenados sob uma reta que se chama "isócrona" (Figura 3.5).

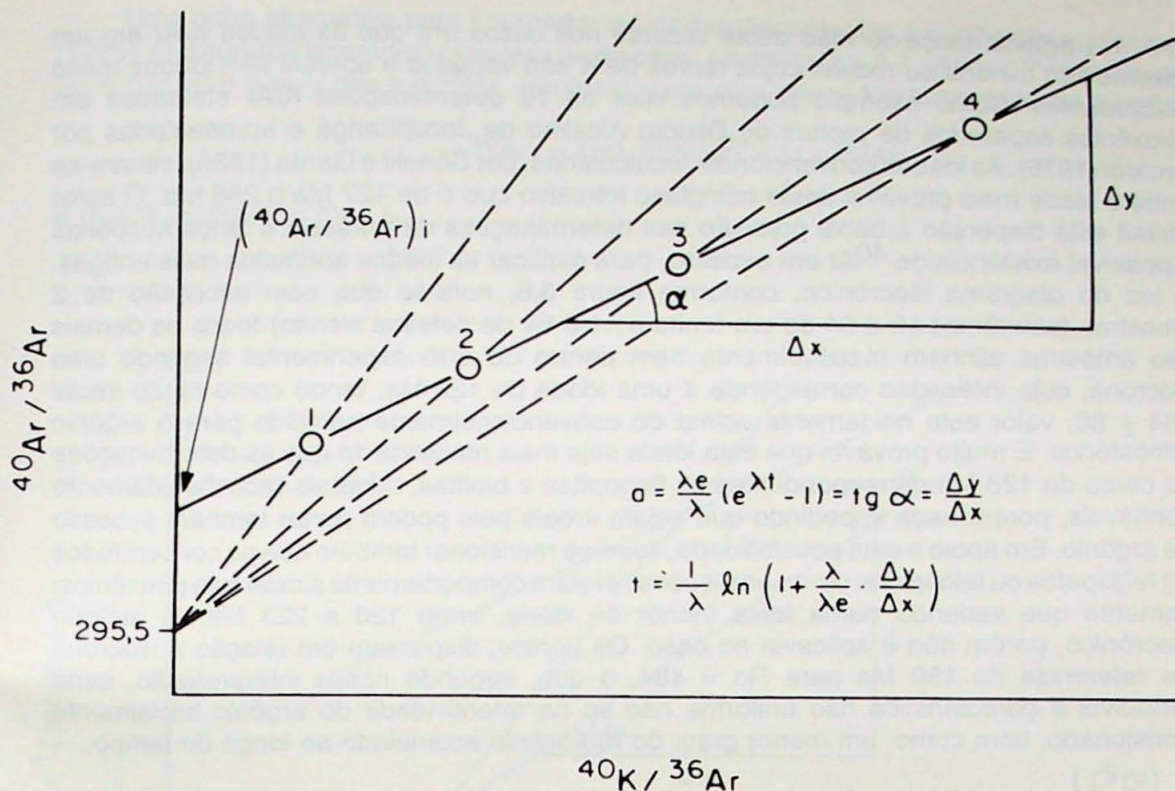


FIGURA 3.5 - Isócrona hipotética K/Ar para 4 amostras cogenéticas, cuja razão inicial $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ é nitidamente maior que a atmosférica. As retas tracejadas individuais, tendo como ponto comum $(0; 295,5)$ são para ilustrar melhor as diferenças nas inclinações individuais e conseqüentemente nas idades convencionais respectivas que podem ser obtidas, também graficamente, conforme fórmula acima.

A inclinação desta reta (α) permite determinar deste modo a idade do mineral ou rocha através da equação:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda e} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta x} \right)$$

O método isocrônico é aplicável quando todas as amostras cogenéticas utilizadas, sejam elas minerais ou rochas, mantiveram-se durante todo o tempo como um sistema químico fechado ao argônio e ao potássio. Neste caso, as razões $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ deverão ser as mesmas, enquanto os teores de potássio deverão ser os mais diferentes possíveis e, conseqüentemente as razões $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$, de maneira que os pontos fiquem bem dispersos, porém alinhados ao longo de uma reta. Este método de estudo foi aplicado pela primeira vez por McDougall et al. (1969) para interpretar as idades anômalas obtidas em rochas vulcânicas jovens de Auckland, Nova Zelândia. Entre outros que aplicaram ou discutem a aplicação desta técnica podemos citar Hayatsu e Carmichael (1970), Hayatsu e Palmer (1975), Shafiqullah e Damon (1974) e Rodick (1978). Comparado com o método convencional K/Ar, o isocrônico é indiscutivelmente muito mais confiável. A idade é realística e o alinhamento pode não só revelar que o sistema manteve-se fechado, bem como a boa qualidade das determinações analíticas.

Como ressalva há que se destacar um número mínimo de 3 análises em amostras com conteúdos distintos de potássio e distribuídas ao longo da reta.

Na prática, lança-se mão deste recurso nos casos em que as idades K/Ar em um mesmo tipo mineral ou rochas cujos teores de K são variados e apresentam idades muito discordantes. Como exemplo podemos citar as 10 determinações K/Ar efetuadas em piroxênios separados de rochas do Distrito Alcalino de Jacupiranga e apresentadas por Amaral (1976). As idades convencionais recalculadas, por Sonoki e Garda (1988), situam-se entre a idade mais provável deste complexo intrusivo que é de 127 Ma e 268 Ma. O autor atribui esta dispersão à baixa precisão nas determinações de potássio e lança suspeitas à possível existência de ^{40}Ar em excesso, para explicar as idades anômalas mais antigas. À luz do diagrama isocrônico, conforme figura 3.6, nota-se que com exceção de 2 amostras (piroxênios 12-J-64 de um fenito e 11-J-64 de nefelina sienito) todos as demais oito amostras alinham razoavelmente bem dentro do erro experimental segundo uma isócrona, cuja inclinação corresponde a uma idade de 122 Ma, tendo como razão inicial 484 ± 86 , valor este nitidamente acima do convencionalmente admitido para o argônio atmosférico. É muito provável que esta idade seja mais realística do que as determinações de cerca de 128 Ma correspondentes às flogopitas e biotitas, minerais reconhecidamente confiáveis, porém nada impedindo que sejam irreais pois podem portar também excesso de argônio. Em apoio a esta possibilidade, deve-se mencionar também que os concentrados de feldspatos ou feldspatos puros analisados revelam comportamento similar aos piroxênios, somente que variando numa faixa menor de idade, entre 128 e 223 Ma. O método isocrônico, porém não é aplicável no caso. Os pontos, dispersam em relação à isócrona de referencia de 130 Ma para $R_0 = 484$, o que, segundo nossa interpretação, seria atribuível à característica não uniforme não só na retentividade do argônio inicialmente aprisionado, bem como, em menor grau, do radiogênio acumulado ao longo do tempo.

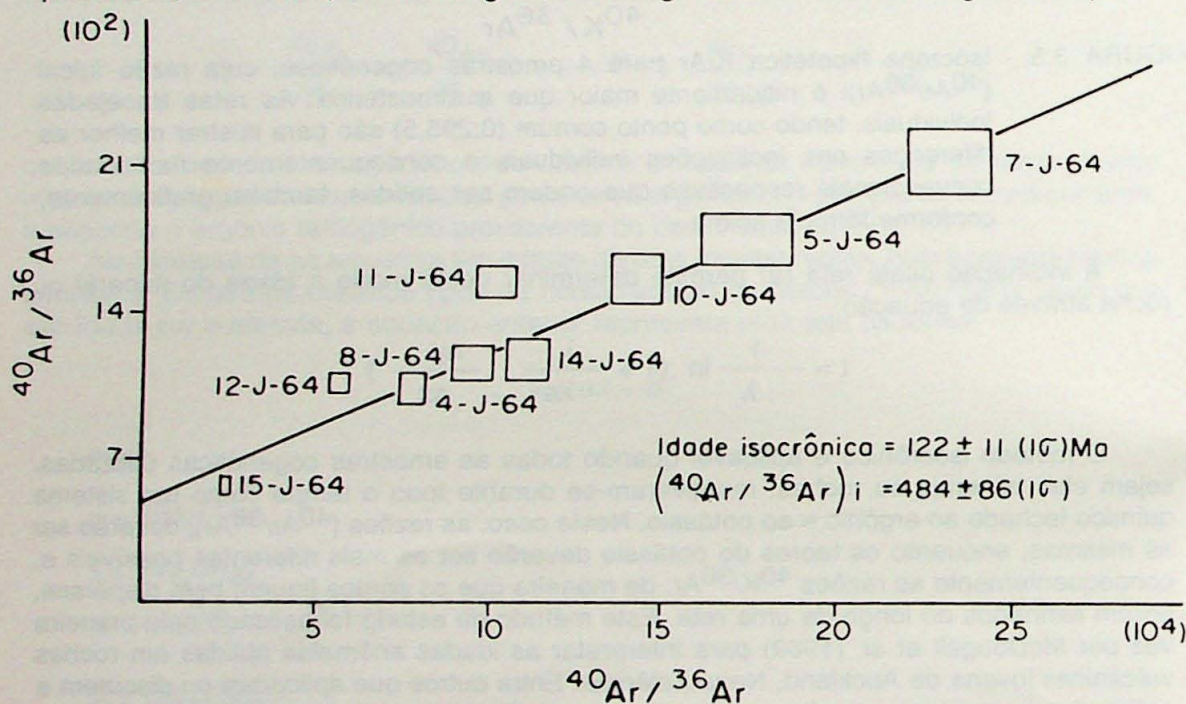


FIGURA 3.6 - Método isocrônico K/Ar aplicado a piroxênios separados de rochas do Distrito Alcalino de Jacupiranga. Para o cálculo da melhor reta (isócrona) adotou-se regressão linear simples, não tendo sido computados os pontos referentes a 11-J-64 e 12-J-64. (Dados extraídos de Amaral, 1976)

Uma outra alternativa para interpretar as idades discordantes é a indicada por Harper (1970). O diagrama isocrônico proposto neste caso, conforme fig. 3.7, utiliza o ^{40}K (moles/g) ou K (%) para o eixo dos x e $^{40}\text{Ar}^*$ (moles/g) para eixo dos y, fundamentado na relação:

$$^{40}\text{Ar}^* = \lambda e/\lambda \ ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) + ^{40}\text{Ar}_i$$

a qual é do tipo $y = ax + b$.

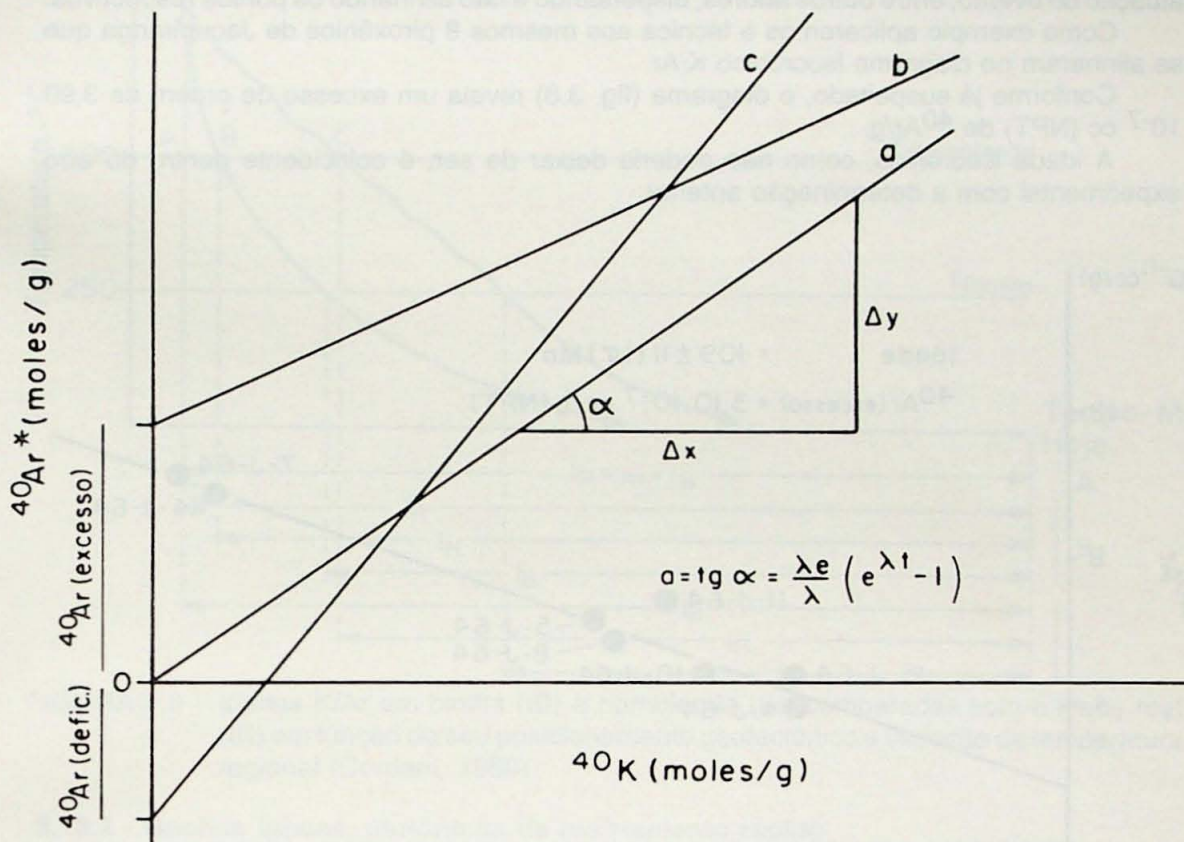


FIGURA 3.7 - Diagrama isocrônico de Harper ilustrando as 3 possibilidades descritas no texto.

Caso todas as premissas e condições discutidas anteriormente forem obedecidas pode ocorrer uma das 3 alternativas:

- Como em a, caso normal, em que a isócrona parte da origem, ou seja amostra sem potássio. Não apresenta ^{40}Ar radiogênico, enquanto amostras com K, apresentam teores proporcionais de ^{40}Ar radiogênico. A inclinação, neste caso como nos demais, é diretamente relacionada à idade t que pode ser calculada graficamente ou determinando-se o coeficiente a por métodos estatísticos apropriados. Adicionalmente, no tempo $t = 0$ ou do fechamento do sistema tem-se $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{40}\text{Ar}_i = 0$
- Como em b, em que para $t = 0$, $b = \text{Ar}_i$ é um valor positivo que corresponde ao argônio em excesso por grama em cada amostra, mesmo para aquelas sem potássio.

- Caso em c, mais difícil de ser observado, em rochas terrestres, em que Ar_i é um valor negativo ou seja equivalendo ao $^{40}Ar_i/g$ em deficiência nas amostras.

A deficiência, que deve ser uma constante, seria relativa ao ^{40}Ar de composição atmosférica normal. A composição isotópica inicial ($^{40}Ar/^{36}Ar$) deverá ser pois inferior a 295,5 em que seria denunciado um diagrama isocrônico K/Ar ($^{40}K/^{36}Ar \times ^{40}Ar/^{36}Ar$).

A deficiência aqui referida não deve ser confundida com perda parcial de argônio por difusão térmica num evento posterior, por exemplo. As perdas parciais nos minerais ou rochas não são constantes, como é requerida na equação, mas variáveis conforme a concentração de argônio, tipos e/ou teores de minerais presentes na rocha, tempo de atuação do evento, entre outros fatores, dispersando e não alinhando os pontos respectivos.

Como exemplo aplicaremos a técnica aos mesmos 8 piroxênios de Jacupiranga que se alinharam no diagrama isocrônico K/Ar.

Conforme já suspeitado, o diagrama (fig. 3.8) revela um excesso de ordem de $3,90 \cdot 10^{-7}$ cc (NPT) de $^{40}Ar/g$.

A idade isocrônica, como não poderia deixar de ser, é coincidente dentro do erro experimental com a determinação anterior.

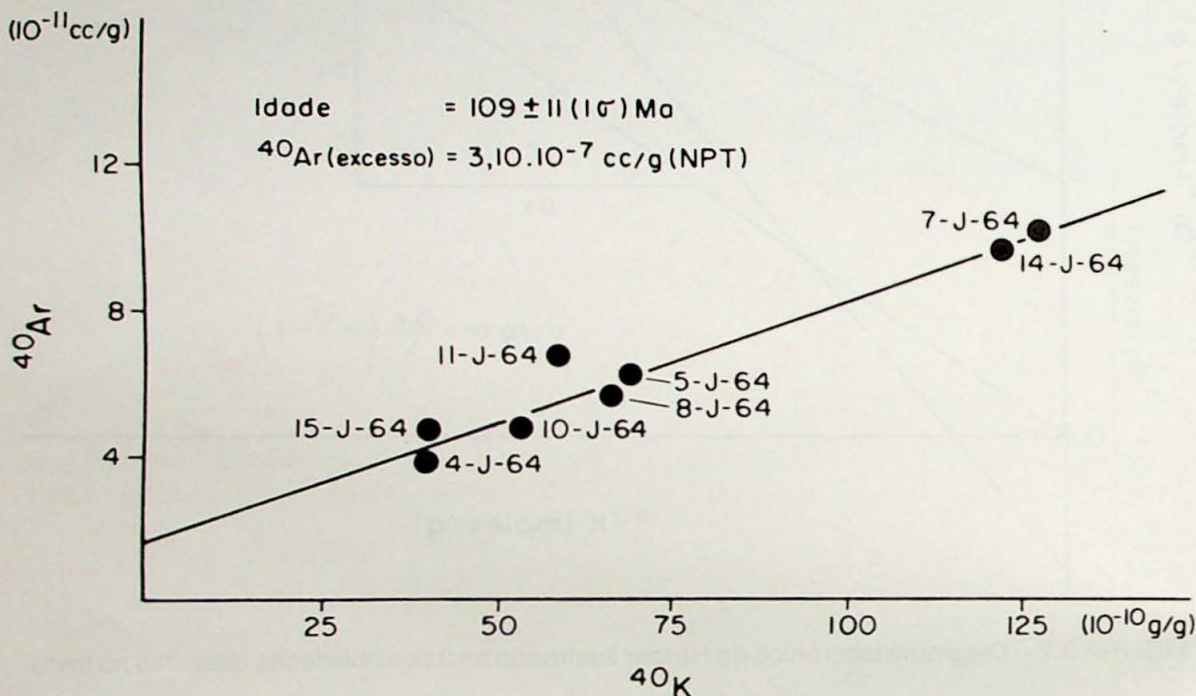


FIGURA 3.8 - Piroxênios do complexo alcalino de Jacupiranga num diagrama de Harper. Idade e argônio em excesso foram determinados utilizando-se regressão linear simples.

As idades K/Ar dos minerais e rochas não indicam necessariamente o momento da sua formação. O significado físico de uma idade deste tipo é sempre o mesmo, qualquer que seja o mineral ou rocha analisada, e pode corresponder ao tempo decorrido desde que o sistema químico do argônio se fechou (a temperatura desceu além do seu valor crítico) até hoje. Deste modo, em princípio, uma determinação K/Ar, deve ser sempre interpretada como uma idade mínima para o mineral ou rocha.

De acordo com os vários tipos de rochas e seus posicionamentos, pode-se distinguir:

3.13 - Interpretação dos resultados

3.13.1 - Rochas ígneas vulcânicas (resfriamento muito rápido)

Se estas rochas (ou os seus minerais) não tiverem sido afetadas por nenhum evento termo-tectônico posterior à sua implantação, a idade obtida no laboratório poderá ser muito parecida com a real; caso contrário, a idade obtida será sempre mais jovem e refletirá o momento do esfriamento regional, abaixo da temperatura crítica do material analisado (Fig. 3.9, curva A).

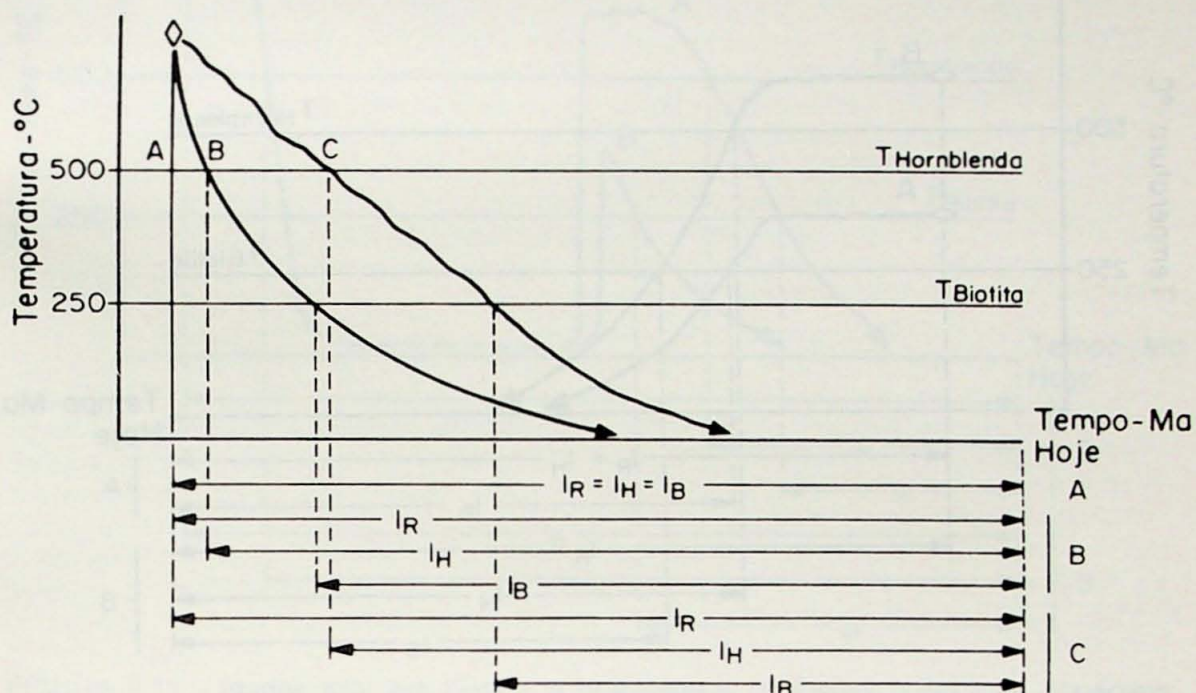


FIGURA 3.9 - Idades K/Ar em biotita (I_B) e hornblenda (I_H) comparadas com a idade real (I_R) em função do seu posicionamento geotectônico e variação da temperatura regional (Cordani, 1980)

3.13.2 - Rochas ígneas, plutônicas de resfriamento rápido

O que foi dito para as rochas ígneas se aplica às plutônicas de resfriamento rápido com uma única reserva: atendendo a que o posicionamento da rocha se processou na camada superior da crosta, o seu tempo de esfriamento, embora rápido, é variável e depende do tipo químico do magma, da profundidade do posicionamento e do gradiente geotérmico regional. Assim, a idade obtida deverá ser sempre interpretada como idade mínima (fig. 3.9 curva B).

3.13.3 - Rochas ígneas plutônicas (resfriamento lento)

O método K/Ar não é o mais indicado para datar rochas ígneas plutônicas, uma vez que, dependendo da ambiência geotectônica, o tempo decorrido entre a cristalização do magma e o início da retenção do argônio pode ser relativamente curto ou muito longo. Uma idade deste tipo mostra-nos exclusivamente o tempo decorrido depois que o mineral ou rocha, ao esfriar, ultrapassou a sua temperatura crítica. São idades muito úteis para se fazer o estudo geotectônico de uma região. (Fig. 3.9 curva C).

3.13.4 - Rochas metamórficas epizonais

Atendendo a que este tipo de rochas se forma em condições de baixa pressão e temperatura, mas que se pode assim manter por um período relativamente grande, as idades obtidas indicam só o tempo decorrido depois que o material analisado passou pela respectiva temperatura crítica. A datação de minerais herdados ou neoformados, durante este tipo de metamorfismo, é de grande utilidade para o estudo da evolução do metamorfismo regional (fig. 3.10 curva A).

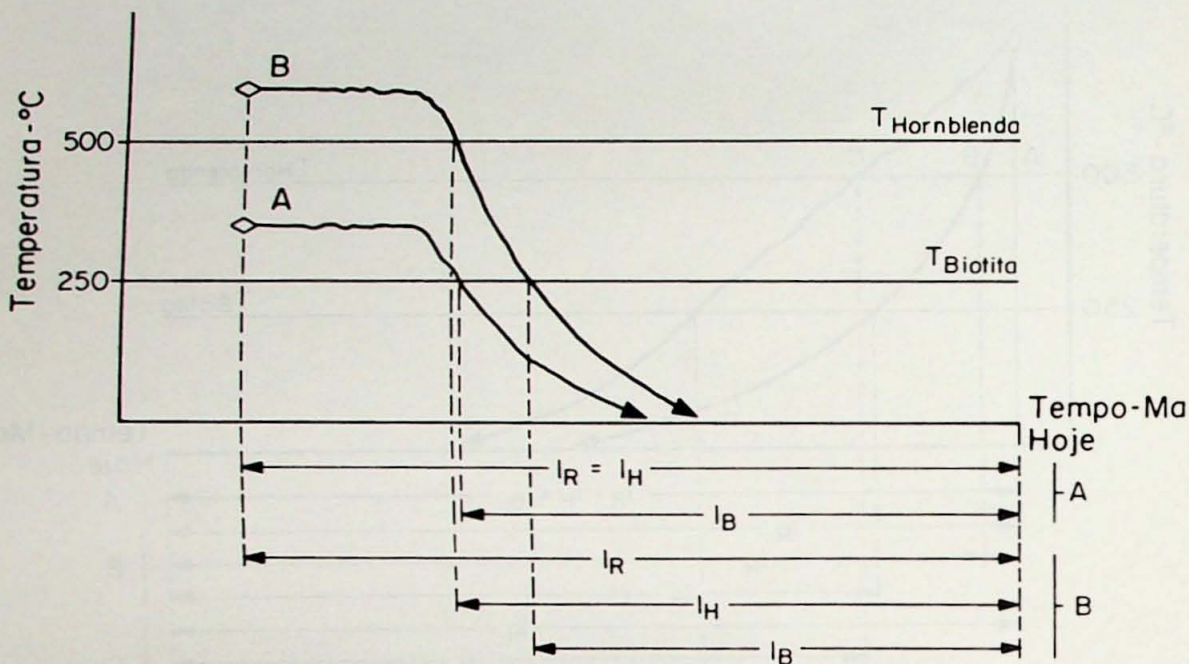


FIGURA 3.10 - Idades K/Ar em biotita (IB) e hornblenda (IH) de rochas metamórficas comparadas com a real (IR) em função da ambiência, geotectônica e variação de temperatura (Cordani, 1980)

3.13.5 - Rochas metamórficas meso-catazonais

As condições de pressão e temperatura são médias a elevadas. Os minerais herdados ou neoformados, de acordo com a temperatura crítica, podem fornecer contribuições de grande valia não só para o estudo de cinturões dobrados, mas também para determinar limites de províncias geológicas. A datação simultânea de vários tipos de minerais pode revelar indicações sobre a história térmica da região. A interpretação é, no geral, semelhante à das rochas ígneas (fig. 3.11 curva B).

3.13.6 - Rochas policíclicas

Dependendo do tipo de policiclismo que afetou a rocha, seja ela ígnea ou metamórfica, e do mineral datado, é possível obter-se uma idade muito próxima da real ou totalmente diferente. Se for uma rocha plutônica de resfriamento rápido que tenha sofrido um ou mais eventos termo-tectônicos de baixa ou média temperatura, a datação de hornblenda e/ou

do plagioclásio, fornecerá a idade aproximada da rocha, e a idade das micas a do resfriamento regional.

Se for um evento de alta temperatura, todo o registro geocronológico anterior ao evento foi apagado e, o relógio geológico comporta-se como no caso das rochas ígneas plutônicas (Fig. 3.9)

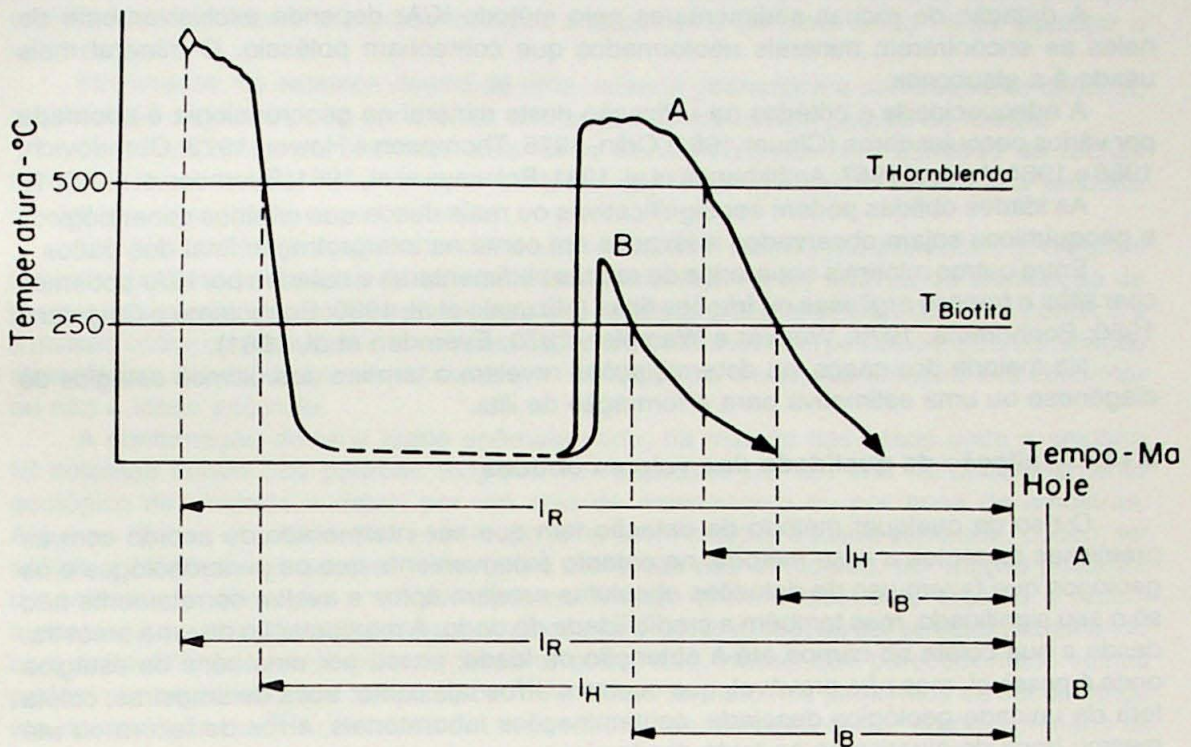


FIGURA 3.11 - Idades K/Ar em biotitas e hornblendas de rochas polícíclicas. Na figura aparecem apenas ilustradas as variações de temperatura do último evento metamórfico. É pressuposto que a rocha do exemplo B não tenha sofrido nenhum evento anterior, cuja temperatura fosse maior ou igual à do bloqueio admitido, ou seja de 500°C para as hornblendas (adaptado de Cordani, 1980).

Como exemplo de curva A da figura 3.11 temos o caso das rochas do embasamento da região de São José dos Campos (São Paulo) onde Tassinari (pp. 146-148, 1988) descreve idades de formação dos migmatitos pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb como sendo de cerca de 1400 Ma e idades K/Ar de anfibólios e biotitas de, respectivamente, 547 ± 14 e 455 ± 11 Ma. Este caso mostra muito bem uma rocha formada num ciclo e retrabalhada noutro por causa da elevação da sua temperatura acima da crítica da hornblenda, quando foi totalmente apagado o registro de tempo K/Ar anterior e o recomeço da contagem do tempo geológico quando a rocha começou novamente a esfriar.

No mesmo trabalho (p.151) Tassinari comenta as idades K/Ar de um corpo de rochas básicas metamorfozadas (epidioritos) situado na cidade de São Paulo e que forneceram idades de plagioclásios de 1360 ± 110 Ma e de biotitas entre 560 e 510 Ma (caso da curva B, Fig. 3.8). Estes dados foram interpretados pelo autor e por Kinoshita (1976) como evidenciando a formação de rochas em idade anterior à obtida pelo plagioclásio com aquecimento posterior de fraca intensidade, mas superior à temperatura crítica da biotita, levando nessa altura a sua idade a zero. O valor obtido assim, através do plagioclásio,

pode indicar uma idade maior, próxima da formação de rochas enquanto que através da biotita revelaria o momento em que a mesma esfriou pela última vez. Estes dados foram confirmados através da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

3.13.7 - Rochas Sedimentares

A datação de rochas sedimentares pelo método K/Ar depende exclusivamente de neles se encontrarem minerais neoformados que contenham potássio. O mineral mais usado é a glauconita.

A adequacidade e critérios na utilização deste mineral na geocronologia é abordada por vários pesquisadores (Clauer, 1981; Odin, 1975, Thompson e Hower, 1973; Obradovich, 1968 e 1964; Amaral 1967; Amirkhanoff et al, 1961; Plevaya et al, 1961; Evernden et al, 1961).

As idades obtidas podem ser significativas ou reais desde que critérios mineralógicos e geoquímicos sejam observados e levados em conta na interpretação final dos dados.

Entre outros minerais separados de rochas sedimentares e datados por K/Ar podemos citar illitas e frações argilosas ou frações finas (Mizusaki et al, 1990; Bonhomme e Cingolani, 1980; Bonhomme, 1976; Weaver e Wampler, 1970; Evernden et al, 1961).

Na maioria dos casos, as determinações revelam o término dos últimos estágios de diagênese ou uma estimativa para a formação de illita.

3.14 - Avaliação da qualidade dos valores obtidos

O uso de qualquer método de datação tem que ser interpretado de acordo com as premissas inerentes a esse método, no entanto é conveniente que os geocronólogos e os geólogos que fazem uso de datações absolutas estejam áptos a avaliar corretamente não só o seu significado, mas também a credibilidade do dado. A manipulação de uma amostra, desde a sua coleta no campo até à obtenção da idade, passa por uma série de estágios onde é possível, mas não provável, que ocorram erros tais como: troca de amostras, coleta fora da unidade geológica desejada, contaminações laboratoriais, erros de leitura ou até mesmo troca de algarismos no texto divulgado.

A aceitação de um determinado resultado deve ser, pois sempre acompanhada de uma avaliação cuidadosa dos valores obtidos.

Uma idade isolada, não afetada pelos erros grosseiros indicados acima, mas não passível de avaliação com outros dados geológicos, pode ser erroneamente interpretada, se não se levar em conta o erro respectivo que pode ser muito grande. É muito comum a apresentação dos dados geocronológicos associados a um determinado critério estatístico. O grau de confiança normalmente utilizado é 2 sigma, mesmo assim, uma idade de, por exemplo, 1000 ± 50 Ma tem uma probabilidade em 20 do erro não ser de 50 Ma, mas sim, por exemplo, de 100 Ma e 1 em 333 de o erro ser de 150 Ma. Assim embora se admita que os erros sigam uma distribuição normal e que o erro considerado na idade é o que mais se aproxima da realidade, pelas causas atrás examinadas nunca devemos descartar a hipótese da nossa medida não estar correta, a não ser que, outras evidências o corroborem.

Vários são os processos, todos de certa forma subjetivos, através dos quais é possível, na presença de um conjunto de dados, aferir a sua qualidade. De um modo geral, podemos enquadrá-lo nos seguintes itens: comparação com outros dados geocronológicos, quer da mesma sequência, quer de sequências diferentes, mas correlacionáveis; comparação com idades obtidas através de fósseis e comparação com eventos tectônicos já conhecidos.

A comparação com outros dados geocronológicos da mesma unidade é, de longe, o melhor processo existente. Se se dispuser de um conjunto de dados de uma mesma rocha, por exemplo, análises de anfíbios, micas e plagioclásios em várias amostras diferentes, a concordância dentro dos erros experimentais é a melhor evidência dos

resultados serem admitidos como certos. Por outro lado, se não for possível dispor de idades variadas de várias amostras semelhantes, mas se tivermos diferentes dados de vários autores sobre a mesma região ou sobre regiões indubitavelmente correlacionáveis, as comparações poderão propiciar uma idéia melhor sobre a qualidade das idades.

Quando se está datando eventos sedimentares ou ígneos (uma rocha ígnea cortando sedimentos) mas que possam ser controlados pela presença de fósseis, a comparação entre a idade isotópica e a paleontológica é igualmente um bom modo de se aquilatar o valor do dado.

Finalmente, se estamos dentro de uma unidade geotectônica perfeitamente definida, a qualidade da idade pode ser aferida em função do conhecido padrão de idades.

Contrariamente, se tivermos uma idade transamazônica num conjunto de rochas formadas num cinturão brasileiro, é evidente que algo deve estar errado e a amostra deverá ser descartada ou reanalisada.

Quando as determinações de idade não concordam com outras evidências geológicas convém determinar a causa de tal fato. Na maioria das vezes, através da eliminação de passos intermediários é possível chegar-se à causa do valor anômalo. Um bom começo é a revisão crítica dos resultados analíticos, especialmente o teor em potássio e a contaminação atmosférica, depois disso, se necessário, a repetição da análise da amostra virá confirmar ou não a idade anômala.

A confirmação de uma idade anômala pode, na maioria dos casos onde a amostra foi coletada dentro dos padrões exigidos, ser explicada por um erro no posicionamento geológico da unidade a datar, por um erro de amostragem ou por troca de amostras. Algumas idades que aparentam ser muito jovens em relação à idade esperada, podem ter sofrido o efeito de um aquecimento tardio até então não detectado, por adição posterior de potássio (a alteração e o intemperismo liberam preferencialmente argônio e fazem aumentar a quantidade de potássio em relação ao argônio retido) ou por se estar trabalhando com material inadequado para tal fim. Por outro lado, idades que parecem muito velhas podem ser explicadas por "excesso de ^{40}Ar " como foi visto nos piroxênios de Jacupiranga e a acumulação de ^{40}Ar herdado em inclusões. A identificação desse argônio primário ali incorporado, quando do tempo do esfriamento do magma, pode ser perfeitamente aferido através de diagramas apropriados conforme visto anteriormente.

Entre outras causas para a explicação de idades anômalas, a menos provável é aquela atribuída à perda de K, especialmente em micas, uma vez que por causa da sua estrutura, quando se altera e perde potássio, perde igualmente argônio. Kulp & Engels (1963) demonstraram que, através de alterações progressivas de uma biotita, as idades só deixam de ter significado depois de 80% de alteração. (Fig. 3.12).

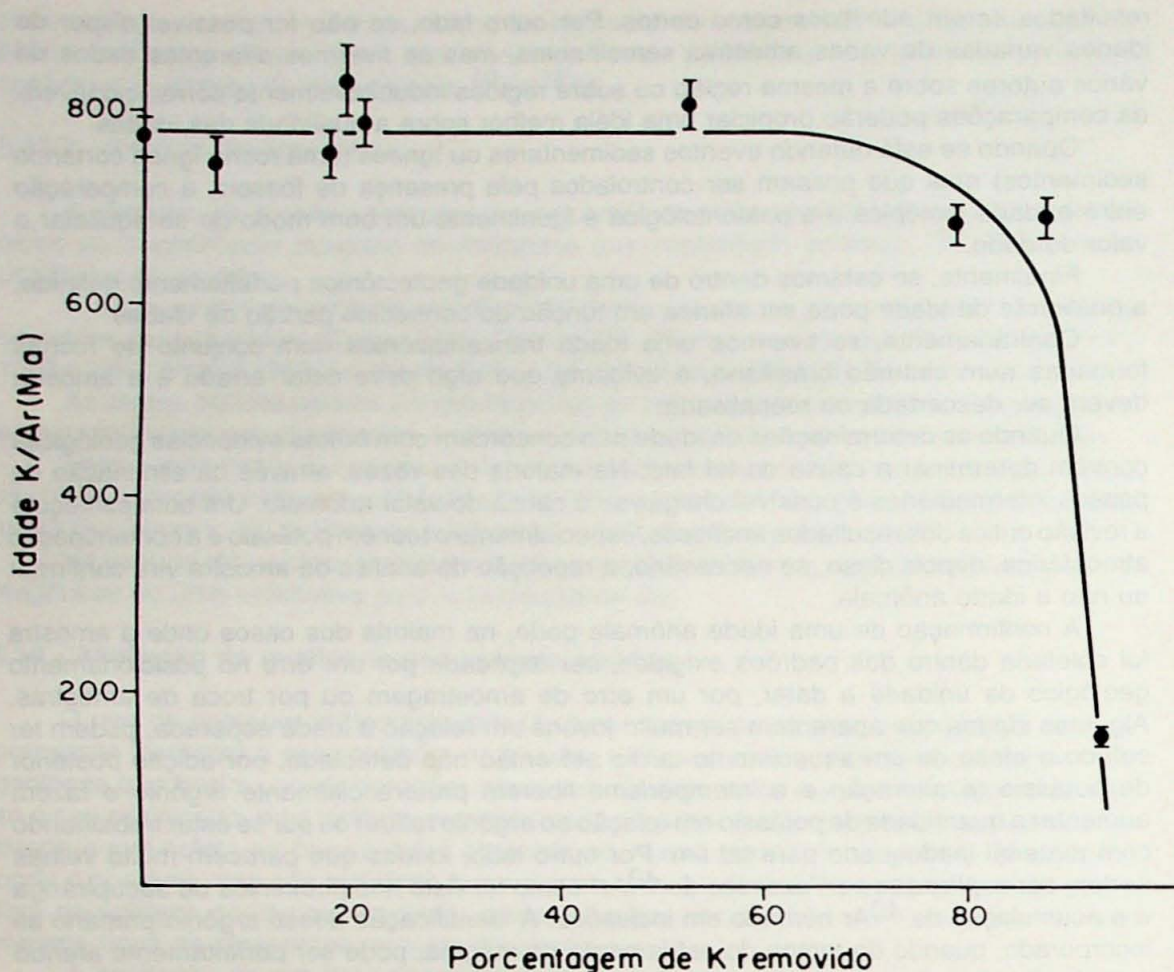


FIGURA 3.12 - Efeito nas idades K/Ar devido à remoção progressiva de potássio em biotita através de reações de troca catiônica (dados segundo Kulp e Engels, 1963).

3.15 - Bibliografia citada e recomendada

- Amaral, G. (1967) - Potassium-Argon age measurements on some Brazilian Glauconites. **Earth and Planet. Sci. Letters**, 3:190-192.
- Amaral, G. (1978) - Potassium-argon ages studies on the Jacupiranga Alkaline District, State of São Paulo, Brazil. In: **Simpósio Internacional de Carbonatitos, 1**, Poços de Caldas, 1976. Anais. Poços de Caldas, DNPM/MME. 297-302.
- Amirkhanoff K.I.; Brandt S.B.; Bartnisky, E.N. (1961) - Radiogenic argon in minerals and its migration. **Annals of New York Acad. of Sci.** In: Geochronology of rocks systems 91:235-275.
- Aston, F.W. (1921) - The mass spectra of the alkali metals. **Phil.Mag.**, ser. 6, 42, 436-441.
- Baksi, A.K. (1973) - Quantitative Unspiked Argon Runs in K-Ar Dating. **Can. J. Earth Sci.**, 10:1415-1419

- Bonhomme, M.G. (1976) - Mineralogie des fractions fures et datations rubidium dans le groupe Bambui, MG. Bresil. **Rev. Bras. Geoc.** 6(4):211-222.
- Bonhomme, M.G. & Cingolani, C. (1980) - Mineralogia y Geocronologia Rb-Sr y K-Ar de fraciones furas de la "Formación La Tinta", Provincia de Buenos Aires. **Rev. Assoc. Geol. Arg.** XXXV(4):519-538.
- Campbell, N.R. (1908) - The radioactivity of potassium, with special reference to solutions of its salts. **Proc. Cambridge Phil. Soc.**, 14, 557-567.
- Campbell, N.R., & Wood, A. (1906) - The radioactivity of the alkali metals. **Proc. Cambridge Phil. Soc.**, 14, 15-21.
- Cassignol, C.; Cornette Y; David, B. & Gillot, P.Y. (1978) - **Technologie Potassium-Argon.** Rapport commissariat a L'Energie Atomique - CEA - R-4908. 30p.
- Cassignol, C. & Gillot, P.Y. (1982) - Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental ground-work and applications. In. **Numerical dating in stratigraphy.** ed. Odin G.S., Wiley and Sons, Chichester: 159-179.
- Clauer, N. (1981) - Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clay and glauconies. **Precambrian Res.**, 15:331-352.
- Dalrymple, G.B., & Lanphere, M.A. (1969) - **Potassium-argon dating** W.H. Freeman, San Francisco, 258p.
- Damon, P.E. (1970) - A theory of 'real' K-Ar clocks. **Eclogae Geol. Helv.**, 63, 69-76.
- Everden, J.F.; Curtis, G.H.; Obradovich, J. & Kistler, R.W. (1961) - On the evaluation of grauconite and illite for dating sedimentary rocks by the K-Ar method. **Geoch. et Cosmoch. Acta**, 23:78-99.
- Faure, G. (1986) - **Principles of isotope geology.** John Wiley & Sons. New York. 2^a ed. 589 pp.
- Garner, E.L.; Murphy, T.T.; Gramlich, J.W; Paulsen, P.J. & Barnes, I.L. (1975) - Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium journal of Research Natl. Bur Standards - **A. Physics and chemistry** 79A(6):713-725.
- Hamilton, E.I. (1965) - **Applied geocronology.** Academic Press. London. 267pp.
- Harper, C.T. (1970) - Graphical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals. **Eclogae Geol. Helv.**, Basle, 63(1):119-140
- Hart, S.R. (1964) - The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. **J. Geol.**, 72, 493-525.
- Hayatsu, A. & Palmer H.C. (1975) - K-Ar isochron study of the Tudor Gabbro, Genville province, Ontario. **Earth Planet. Sci. Letters**, 25:208-212.
- Hayatsu, A., & Carmichael, C.M. (1977) - Removal of atmospheric argon contamination and the use and misuse of the K-Ar isochron method. **Can. J. Sci.**, 14, 337-345.

- Hunziker, J.C., (1979) - **Potassium argon dating**. In E.Jäger and J.C. Hunziker, eds., Lectures in Isotope Geology, 52-76. Springer-Verlag, Berlin, 329p.
- Kinoshita, H. (1976) - **Aplicabilidade do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rochas policíclicas**. Dissertação de mestrado apresentado no Inst.Geoc. da USP.Mimeografado. 63 pp.
- Kulp, J.L. & Engels, J. (1963) - Discordances in K/Ar and Pb/Sr isotopic ages. pp. 219-238. In: **Radioactive dating**, Vienna. Internat. Atomic Energy Agency, 440pp.
- Matsumoto, A.; Ito, K. & Shibata, K. (1989) - K-Ar dating by peak comparison method - New technique applicable to rocks younger than 0,5 Ma - **Bull. of Geol. Survey of Japan**, **40**(10):565-579.
- McDougall, I. (1966) - Precision methods of potassium-argon isotopic age determination on young rocks. In **Methods and techniques in geophysics**, vol. 2, 279-304. Wiley Interscience. New York.
- McDougall, I., Polach, H. A. & Stipp, J.J. (1969) - Excess radiogenic argon in young subaerial basalts from the Auckland volcanic field. New Zealand. **Geochim. Cosmochim. Acta**, **33**, 1485-1520.
- Mizusaki, A.M.P., Anjos, S.M.C dos; Wanderley F^o, J.R.; Silva, O.B. da; Costa, M.G.F. da; Lima, M.P. de; Kawashita, K. (1990) - datações K/Ar de Ilitas Diagenéticas. **Bol. Geoc. Petrobrás**, **4**(3):237-252.
- Nier, A.O. (1935) - Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40. **Phys. Rev.**, **48**, 283-284.
- Nier, A.O. (1950) - A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. **Phys. Rev.**, **77**:789-793.
- Polevaga, N.I.; Murina, G.A. & Kazakov, G.A. (1961) - Glaucomite in absolute dating. **Amm. N.Y. Acad. Sci.** **91**(2):298-310.
- Obradovich, J.D. (1964) - **Problems in the use of glauconite and related minerals for radiactivity dating**. Ph.D. Thesis, Inuv. Calif. Berkeley, 160 pp.
- Obradovich, J.D. (1968) - The potencial use of glauconite for late Cenozoic geochronology. In: **Means of correlation of quaternary sucession**: Congress Int. Ass. quant. Res. **8**(7):267-279.
- Odim, G. (1975) - **Les Glauconies: constitution, formation, age**. These Sc., Paris. 245 pp.
- Roddick, J.C. (1978) - The application of isochron diagrams in ^{40}Ar - ^{39}Ar dating: A discussion. **Earth Planet. Scie. Letters**, **41**, 233-244.
- Schaeffer, O.A., & Zahringer, J. eds. (1966) - **Potassium argon dating**. Springer-Verlag, New York, 234 p.
- Shafiqullah, M & Damon, P.E. (1974) - Evaluation of K-Ar isochron methods. **Geochim. Cosmochim. Acta**, **38**, 1341-1358.

- Sonoki, I.K. & Garda, G.M. (1988) - Idades K-Ar de Rochas Alcalinas no Brasil Meridional e Paraguai Oriental: Compilação e Adaptação às Novas Constantes de Decaimento. **Bol. IG-USP**, 19:63-85
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1978) -Subcommission on geochronology. convention on the use of the decay constants in geochronology. Contribution to the geologic time scale, **Studies in geology**, 6:67-72.
- Tassinari, C.C.G. (1988) - **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e a sua evolução crustal**. Tese de doutoramento apresentada no Inst. de Geoc. da USP. Mimeografada. 236 pp.
- Thompson, G.R. & Hower, J. (1973) - An explanation for low radiometric ages from glauconite. **Geochim. Cosmoch. Acta**, 37:1473-1491.
- Thomson, J.J. (1905) - On the emission of negative corpuscles by the alkali metals. **Phil. Mag.**, ser. 6,10:584-590.
- Torquato, J.R., Kawashita, K., Barbosa, H.S.P. & Pedreira, L.H. (1986) - Determinações Rb/Sr e K/Ar das rochas das pedreiras Monguba e Pendanga (Municípios de Macaraú e Guraramiranga). In: **Cong.Bras. Geol.**, Goiânia, 1986. Anais...Goiânia,SBG. vol.3, p.1385-1389.
- Von Weizäcker, C.F. (1937) - über die Möglichkeit eines dualen-Zerfalls von Kalium. **Physik. Zeitschrift**, 38, 623-624.
- Weaver, C.E. & Wampler J.M. (1970) - K-Ar illite burial. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 81:3423-3430.