

RESUMO

Este trabalho apresenta aproximadamente 80 determinações inéditas de idade, pelo método potássio-argônio, realizadas em rochas provenientes de ilhas vulcânicas do Oceano Atlântico Sul.

As determinações foram executadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo; o potássio foi analisado por meio de fotometria de chama, e o argônio 40 por diluição isotópica, mediante emprêgo de traçador de argônio 38. A precisão das análises de potássio é demonstrada pela reprodutibilidade dos resultados, que apresentam desvio percentual médio de 0,37%. Análises de argônio são em geral reprodutíveis dentro de erro de 2%, com exceção dos casos em que a correção efetuada para argônio 40 atmosférico atinge grandes proporções em relação ao radiogênico existente. O erro experimental total, para a maioria das análises, é da ordem de 3%, sendo poucos os casos em que a margem de 10% é ultrapassada. No entanto, em 3 casos de rochas extremamente jovens, somente pôde ser determinado o limite superior (idade máxima) de cada amostra.

A validade do método foi demonstrada pela concordância dos resultados de análises de rocha total e de minerais separados provenientes das mesmas amostras. Não foram verificadas quantidades substanciais de argônio em excesso, capazes de invalidar os resultados, e somente em alguns casos pôde ser constatada a presença de material contaminante.

37 análises foram efetuadas em 27 rochas da Ilha de Trindade, e 4 outras em 2 rochas dos rochedos de Martin Vaz. Verificou-se que grande parte das rochas intrusivas que pertencem ao Complexo de Trindade (diques básicos e ultrabásicos, além de intrusivas fonolíticas) formaram-se durante ciclo vulcânico que se manifestou entre 2,9 e 2,3 m.a. No en-

tanto, foram obtidos alguns resultados mais antigos, até cerca de 3,6 m.a., em algumas rochas de dique do mesmo Complexo. As rochas da Sequência Desejado formaram-se em ciclo próximo a 2,5 m.a., e para as formações Morro Vermelho, Valado e Vulcão do Paredão, mais recentes, não puderam ser obtidos resultados significativos. Uma das duas amostras dos rochedos de Martin Vaz revelou idade próxima a 60 m.a., totalmente anômala em relação ao conjunto obtido para a ilha vizinha de Trindade.

28 determinações foram efetuadas em 23 rochas do Arquipélago de Fernando de Noronha. A maioria das intrusões fonolíticas da Formação Remédios apresentou idades próximas de 9 m.a., e alguns outros corpos intrusivos mostraram-se mais antigos, com até cerca de 12 m.a.. Aparentemente, os derrames de nefelina-basanito são contemporâneos ao ciclo vulcânico da Formação Remédios, e os derrames ankaratríticos da Formação Quixaba lhes são posteriores, dando idades entre 6,3 e 1,7 m.a.

As ilhotas do arquipélago dos Abrolhos representam os remanescentes, acima do nível do mar, de edifício vulcânico que se formou na plataforma continental. Algumas de suas rochas, de natureza basáltica, foram datadas com resultados entre 52 e 42 m.a., do Eoceno. Estas atividades são referentes às últimas fases do ciclo vulcânico, que se iniciou pelo menos no Cretáceo superior, como parecem indicar as evidências paleontológicas.

Foram datadas também (neste trabalho, ou em pesquisas anteriores) diversas rochas do continente, próximas do litoral, associadas a atividades ígneas pós-paleozóicas, de caráter anorogênico, e essencialmente ligadas a fraturas na crosta. Verificou-se que as atividades basálticas das bacias do Paraná e do Parnaíba tiveram sua fase principal no Cretáceo inferior. As idades das

rochas alcalinas do Brasil meridional, das rochas ígneas do Cabo Santo Agostinho, de diversas rochas básicas do nordeste brasileiro, da rocha fonolítica de Mecejana, e da rocha basáltica de Caravelas indicaram atividades magmáticas contínuas ao longo da costa brasileira, desde o Cretáceo inferior até pelo menos o fim do Terciário.

As idades mais antigas encontradas nos edifícios vulcânicos do Atlântico Sul, podendo representar em alguns ca-

sos idades próximas do início das atividades vulcânicas, são sempre consistentes com a hipótese do crescimento do assoalho oceânico. Os dados geocronológicos no Atlântico Sul, assim como em rochas ígneas da costa brasileira, não contrariam a Teoria da Deriva Continental, embora não possam ser considerados definitivos para a sua comprovação, e permitem sugerir o início da abertura do Atlântico Sul, a partir do Jurássico.

ABSTRACT

About eighty K-Ar age determinations were carried out on samples from the Brazilian South Atlantic islands, and on samples of magmatic rocks associated to post-palaeozoic fractures of the Brazilian coast.

37 analyses were obtained from 27 rock samples of Trindade island. The results show that most of the intrusive rocks of the Trindade Complex (basic and ultrabasic dikes, and phonolitic plugs) were formed during a volcanic cycle between 2.9 and 2.3 m. y. Some older results, up to 3.6 m. y. were also found. The lava flows of the Desejado Sequence exhibited ages close to 2.5 m. y. A maximum age of 0.17 m. y. was postulated for the Morro Vermelho Formation, but no significant results could be obtained for the younger formations. Two samples of rocks from Martin Vaz were analysed. One of them showed a 60 m. y. apparent age, regarded as anomalous.

28 determinations were carried out on 23 rocks from Fernando de Noronha Archipelago. The phonolitic rocks, intrusives into the Remedios Formation, exhibited ages close to 9 m. y. Other intrusive bodies resulted older, up to 12 m. y. Apparently, the nepheline basanite of the São José island is synchro-

nous with the Remedios volcanism, and the ankaratritic lava flows of the Quixaba Formation are younger, with results between 6.3 and 1.7 m. y.

The islands of Abrolhos are the remnants above sea level of a volcanic cone on the continental shelf. Some of their basaltic rocks were dated, with results between 52 and 42 m. y. The analysed samples belong to the last phases of the volcano, which started at least in the Upper Cretaceous, based on fossil evidences.

Post-palaeozoic anorogenic magmatic activities on the continental cratonic margin were also considered. Basaltic volcanism of the Paraná and Parnaíba basins took place in Lower Cretaceous times, but started somewhat earlier. The alkalic rocks of Southern Brazil, the igneous suite of Cabo, Pernambuco, and several intrusives of northeastern Brazil indicate that magmatic events were going on along the Brazilian coast until at least Miocene times.

The oldest ages found for the volcanic cones of the South Atlantic are always consistent with the hypothesis of ocean floor spreading. The data here assembled suggest that the opening of the South Atlantic rift started in the Jurassic.

1 — INTRODUÇÃO

Os problemas relacionados com a evolução da crosta terrestre, com a origem das massas continentais, e com a das grandes bacias oceânicas, valem-se cada vez mais de dados oceanográficos, cuja importância tem crescido continuamente nos últimos anos. O mesmo acontece com as teorias que procuram explicar os mecanismos de formação das grandes feições geotectônicas, tais como as cadeias montanhosas, as profundas trincheiras e as cristas dorsais oceânicas. Grande número de dados geofísicos vêm sendo acumulados recentemente, advindo de medidas magnéticas, gravimétricas e sísmicas ao longo de perfis que atravessam os oceanos, bem como de medidas de fluxo de calor em inúmeras localidades. Estudos oceanográficos, sedimentológicos e petrológicos também vêm sendo efetuados simultaneamente, contribuindo para a evolução das interpretações. Estas, por sua vez, têm-se mostrado cada vez mais coerentes e integradas em relação à estrutura da crosta. Teorias preexistentes são acomodadas ou mesmo demolidas e são acrescentados novos mecanismos que explicam a evolução terrestre, em seus mais variados aspectos.

De grande atualidade é a controvertida questão da deriva continental, assunto debatido há mais de 50 anos. Ainda não se pode afirmar com certeza se os continentes permaneceram fixos, na mesma posição relativa, desde sua formação, ou se sofreram movimentação no decorrer dos tempos geológicos. Esta incerteza ainda não pôde ser debelada talvez porque a geologia e estrutura dos continentes são muito mais conhecidas do que o assoalho oceânico, onde provavelmente residam as evidências decisivas para a elucidação do problema.

Se a crosta terrestre manteve-se rígida desde sua origem, a história geológica das bacias oceânicas ter-se-ia desenvolvido paralelamente à dos continen-

tes, cuja evolução é conhecida com certa segurança pelo menos desde 3 bilhões de anos. Idades semelhantes deveriam ser encontradas também no material do assoalho oceânico. Por outro lado, se os continentes se moveram relativamente um ao outro, e se o material oceânico surgiu no espaço compreendido entre eles, as partes da crosta oceânica assim formadas deveriam ser mais novas do que o deslocamento. Somente explorações sistemáticas do assoalho oceânico, e disponibilidade de grande número de amostras para datação radiométrica poderão elucidar a questão. A maior dificuldade encontrada é justamente a obtenção de amostras convenientes, visto que sempre o material que constitui o assoalho oceânico encontra-se enterrado sob centenas e mesmo milhares de metros de sedimentos inconsolidados.

Torna-se então evidente a grande importância de estudos geocronológicos em amostras provenientes das ilhas vulcânicas que aparecem esparsas na enorme área ocupada pelas bacias oceânicas. Trata-se atualmente do único material diretamente disponível a tais estudos. As citadas ilhas consistem quase sempre de rochas vulcânicas (principalmente basaltos ou produtos de diferenciação de magma basáltico), associadas a recifes calcários. Foram indubitavelmente originadas em ambiente oceânico, sem qualquer participação da crosta sílica continental.

Este trabalho resume as datações geocronológicas efetuadas em rochas provenientes das ilhas vulcânicas brasileiras do Oceano Atlântico Sul. Seu principal objetivo é contribuir com determinações de idade que permitam correlações com ilhas congêneres, para auxiliar a interpretação da história e da evolução geológica do Oceano Atlântico Sul.

Acham-se aqui relacionadas mais de 80 determinações inéditas de idade pelo método potássio-argônio, obtidas em

material proveniente dos arquipélagos de Fernando de Noronha e dos Abrolhos, e das ilhas de Trindade e Martin Vaz. São também mencionadas algumas determinações efetuadas em rochas eruptivas do continente, nas proximidades da costa, relacionadas a manifestações magmáticas pós-paleozóicas. A não ser o arquipélago dos Abrolhos, que está situado ainda sobre a plataforma continental, as outras ilhas referem-se a edifícios vulcânicos cuja base assenta-se diretamente no assoalho oceânico, a mais de 4000 metros de profundidade.

O autor procurou realizar pessoalmente a coleta das amostras a serem estudadas. Tal amostragem foi grandemente facilitada pela existência de trabalhos geológicos detalhados, com cartas em escalas adequadas para localização dos afloramentos visitados nas principais localidades estudadas, a saber: o arquipélago de Fernando de Noronha (Almeida, 1955, com carta geológica em escala 1:15.000) e a ilha de Trindade (Almeida, 1961, com carta geológica em escala 1:10.000). Rochas do arquipélago dos Abrolhos foram também obtidas pessoalmente, enquanto que diversos pesquisadores cederam para este trabalho amostras por eles coletadas ao longo da costa brasileira. Algumas, provenientes de Fernando de Noronha e Trindade, foram fornecidas por F. F. M. de Almeida, e outras pelo Museu Nacional. Duas amostras dos rochedos de Martin Vaz, considerados inacessíveis por mar, foram gentilmente cedidas pelo dr. E. P. Scorza, que as recebeu do Cte. Biermbach da Divisão de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha.

Foram analisadas somente rochas vulcânicas provenientes de derrames ou de intrusões de pouca profundidade, tais como diques ou outros corpos intrusivos de formas diferentes. Seu caráter estritamente eruptivo, sua idade esperada bastante jovem, e seu razoável conteúdo de potássio, (são freqüentes as variedades rítidamente alcalinas), torna-as especialmente adequadas para determinações de idade potássio-argônio. Não existe material conveniente para análises pelos métodos urânio-chumbo, ou tório-chumbo, e a estimativa sobre a idade muito jo-

vem das rochas desaconselhou "a priori" as análises pelo método rubídio-estrôncio. Todas as determinações foram então efetuadas pelo método potássio-argônio, perfeitamente autônomo nas condições da pesquisa.

As idades potássio-argônio de rochas ígneas, que não sofreram modificações de caráter térmico posteriores à sua formação, indicarão a época da cristalização, dentro do erro experimental, se forem comprovadas as seguintes condições:

1 — Na época da cristalização não foi incorporado argônio primário no sistema.

2 — Qualquer argônio de origem não radiogênica presente na amostra, ou incorporado durante a análise, possui a composição isotópica do argônio atmosférico.

3 — Não ocorreu ganho ou perda de argônio ou de potássio desde a cristalização, a não ser por desintegração radioativa do isótopo 40 do potássio.

Pela consistência dos resultados obtidos em pesquisas semelhantes (por exemplo, McDougall, 1964), essas premissas podem ser consideradas válidas na grande maioria dos casos. A primeira é quase sempre confirmada pela concordância das determinações em diversas amostras ou fases minerais da mesma intrusão, pela consistência com a escala relativa do tempo, e pela concordância com resultados obtidos por outros métodos isotópicos. Parece não haver dúvida de que qualquer argônio preexistente é expulso pelo magma, quer quando este se forma, quer quando se movimenta para o local da cristalização final, seja como intrusão, seja como derrame. Em alguns casos, porém, verificou-se a existência de certa quantidade de argônio primário, incorporado em minerais na época da sua formação. Tal foi encontrado por alguns autores (Damon e Kulp, 1958; Hart e Dodd, 1962; Livingston *et al.*, 1966, etc.). Trata-se quase sempre de minerais com baixo conteúdo de potássio, que em consequência apresentam pequena quantidade de argônio radiogênico. Assim, se é possível conhecer por outras evidências a verdadeira idade radiométrica da rocha, quan-

tidades de argônio em excesso podem ser medidas com precisão razoável. Em geral, o nível de argônio primário na maioria dos casos em que foi possível a determinação é da ordem de 10^{-7} cc STP/g (centímetros cúbicos de argônio por gramas de amostra, nas condições normais "standard" de temperatura e pressão).

A segunda premissa também é geralmente válida, visto que medidas repetidas da quantidade de argônio radiogênico de uma mesma amostra, concordam em geral dentro da margem de erro experimental. Isto acontece mesmo que a correção efetuada para a quantidade presente de argônio não radiogênico varie consideravelmente. Tal fato demonstra que o argônio não radiogênico possui sempre a mesma composição isotópica do argônio atmosférico atual.

Algumas restrições existem quanto à terceira condição. Quando algum fenômeno geológico provocar elevação de temperatura em época posterior à cristalização primária, pode verificar-se a perda de argônio por difusão, e neste caso a idade encontrada será menor do que a idade real. De qualquer modo, idades potássio-argônio representam quase sempre idades mínimas dignas de confiança, visto que a perda de argônio pode se dar mais facilmente do que a de potássio.

Agradecimentos

O presente trabalho tornou-se possível mediante a colaboração prestada por várias pessoas, entidades científicas e autoridades militares. De início, o autor deseja consignar sua gratidão ao orientador da presente pesquisa, Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, Catedrático de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, pelo constante estímulo, e pelas valiosas sugestões proporcionadas durante a elaboração do trabalho. Os agradecimentos se tornam extensivos ao Prof. Dr. Viktor Leinz, Catedrático de Geologia da mesma Faculdade, orientador durante grande parte do andamento da pesquisa, enquanto o autor exercia as funções de instrutor naquela Cadeira.

Agradecimentos são devidos também ao Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida, profundo conhecedor da geologia das ilhas estudadas, pelas proveitosas discussões mantidas, pelas sugestões, pela cessão de algumas amostras por ele coletadas em trabalhos prévios, e por ter acompanhado o autor durante a viagem de coleta de amostras à ilha de Trindade. Reconhecimento também é devido aos geólogos Aluisio Castanho Maciel, Adolpho José Melfi e Celso de Barros Gomes, que ajudaram na coleta de amostras nas campanhas efetuadas.

As viagens para a ilha de Trindade e para o Arquipélago dos Abrolhos foram realizadas graças à colaboração prestada sem restrições pela Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha, à qual o autor deseja agradecer nas pessoas do Cte. R. Mattos, então Vice-Diretor, e Cte. F. Freitas do navio Hidrográfico Canopus. A amostragem no arquipélago de Fernando de Noronha tornou-se realizável através da colaboração prestada pela Força Aérea Brasileira, que proporcionou o transporte aéreo. Reconhecimento cabe a S. Excia. O Governador do Território, Cel. Jayme Augusto da Costa e Silva, pela autorização para a execução do trabalho e pela atenção dispensada. Ao Museu Nacional o autor deve a cessão de diversas amostras pertencentes à sua coleção.

Os melhores agradecimentos são consignados também aos Profs. Drs. John H. Reynolds, Rui Ribeiro Franco, Geraldo C. Melcher e Sérgio E. do Amaral pelas sugestões oferecidas, críticas construtivas e estímulo dispensado. Ao físico Koji Kawashita, que executou análise de potássio e rubídio de amostra crítica pelo método de diluição isotópica, e ao geólogo Vicente Antonio Vitorio Girardi, que auxiliou no estudo das secções delgadas das amostras, cabe a sincera gratidão do autor. Os agradecimentos são extensivos aos técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas Cláudio Comerlatti, Antonio Loureiro Filho e Lourival da Silva. O primeiro é responsável pelas análises de potássio, o segundo ajudou em diversas técnicas de laboratório, e o terceiro na prepara-

ção das amostras, incluindo a separação dos minerais. As secções delgadas foram confeccionadas pela técnica Da. Melanie Thereza Isauk, do Departamento de Geologia e Paleontologia, e os trabalhos de datilografia são devidos ao sr. José Ponchirolli, do Departamento de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

Esta pesquisa foi possibilitada por auxílio concedido pela Fundação de Am-

paro à Pesquisa do Estado de São Paulo. Todas as análises foram executadas no Laboratório pertencente ao Centro de Pesquisas Geocronológicas, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, instalado em 1963 mediante colaboração da Universidade da Califórnia, da National Science Foundation dos Estados Unidos da América do Norte, do Conselho Nacional de Pesquisas e da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo.

2 — MÉTODOS EXPERIMENTAIS

a) Técnicas de análise

As técnicas analíticas do método potássio-argônio, empregadas no Laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, foram extensivamente descritas por Amaral *et al.* (1966).

Para a presente pesquisa foram empregadas amostras de rocha total que, para garantir homogeneidade do material, sofreram britagem, moagem e selecionamento em tamanhos uniformes, (grãos submilimétricos) por intermédio de peneiras. Nas amostras de granulação muito fina foram empregados para extração de argônio fragmentos maiores (até mais de 1 cm³); neste caso, uma parte do material era separada, moída e analisada separadamente para potássio. Por êste último processo, erros possíveis advindos da heterogeneidade do material podem ser considerados desprezíveis, justamente em face da granulação muito fina. Quando possível a separação de minerais (como no caso dos fonólitos porfíricos), as análises foram levadas a efeito em feldspatos ou biotita. Em três amostras foram separados piroxênio e olivina, minerais praticamente sem potássio, para estudos especiais visando a determinar possível existência de argônio 40 em excesso.

As análises do potássio total foram executadas em amostras com cêrca de 0,2 gramas, tendo sido empregado processo essencialmente idêntico ao descrito por Brannock e Berthold (1949). Foi empregado fotômetro de chama Baird Atomic, com padrão interno de lítio.

As extrações de argônio foram efetuadas em sistemas de vácuo ultra-alto da ordem de 10⁻⁸ mm Hg, com a amostra situada em cadinho de molibdênio e fundida completamente por intermédio de forno de indução. Foram empregadas quantidades variáveis entre cêrca de 1

até mais ou menos 20 gramas. Na purificação do gás foram empregadas zeólitas como dessecantes; forno de Cu-CuO para provocar a oxidação de hidrogênio a água, e CO para CO₂; forno de titânio para a retirada dos demais gases, principalmente nitrogênio.

Ao gás libertado na linha de extração foi adicionada uma quantidade calibrada de isótopo 38 do argônio (traçador) para permitir a análise pelo método de diluição isotópica. Os traçadores de argônio 38 são preparados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, em grupos de aproximadamente 400, segundo a técnica descrita por Reynolds e Spira (1966), a partir de gás excepcionalmente puro preparado na Universidade de Zurich por método de difusão térmica. A proporção isotópica dêste argônio dos traçadores é a seguinte:

Ar ⁴⁰ :	0,015% ;
Ar ³⁸ :	99,980% ;
Ar ³⁶ :	0,003% .

A análise isotópica da mistura gasosa purificada foi levada a efeito em espectrômetro de massa, com raio de curvatura de 4,5 polegadas, fabricado pela Nuclide Corp. sob desenho original de Reynolds (1956). Neste espectrômetro, o sistema de vácuo é mantido por bombas iônicas "Vac Ion" equipadas com cátodos especiais para tratamento de argônio. As análises foram realizadas estatisticamente, e foram determinadas as abundâncias relativas dos três isótopos de argônio, de massa 36, 38 e 40. A quantidade de argônio radiogênico é obtida pela relação:

$$A_{Ar^{40}} - A_{Ar^{38}} \left[\frac{(A_{Ar^{36}})_{m} - (A_{Ar^{36}})_{a}}{(A_{Ar^{38}})_{m} - (A_{Ar^{38}})_{a}} \right] \left\{ \frac{1 - \left[\frac{(A_{Ar^{36}})_{m}}{(A_{Ar^{38}})_{m}} \right] \left[\frac{(A_{Ar^{36}})_{a}}{(A_{Ar^{38}})_{a}} \right]}{\left[\frac{(A_{Ar^{36}})_{m}}{(A_{Ar^{38}})_{m}} \right] - \left[\frac{(A_{Ar^{36}})_{a}}{(A_{Ar^{38}})_{a}} \right]} \right\} \left[(A_{Ar^{40}})_{a} - (A_{Ar^{40}})_{m} \right]$$

onde A^{40*} é a quantidade de argônio 40 radiogênico, Ar^{38} é a quantidade de argônio 38 no traçador (padrão) e $(40/38)$, etc. são as razões isotópicas medidas, com os índices: "m" relativo à mistura (razão medida no espectrômetro), "T" relativo à razão isotópica do traçador, conhecida, e "A" relativo à razão isotópica do argônio atmosférico, também conhecida. As constantes empregadas nos cálculos são:

$$\lambda_{tot} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1},$$

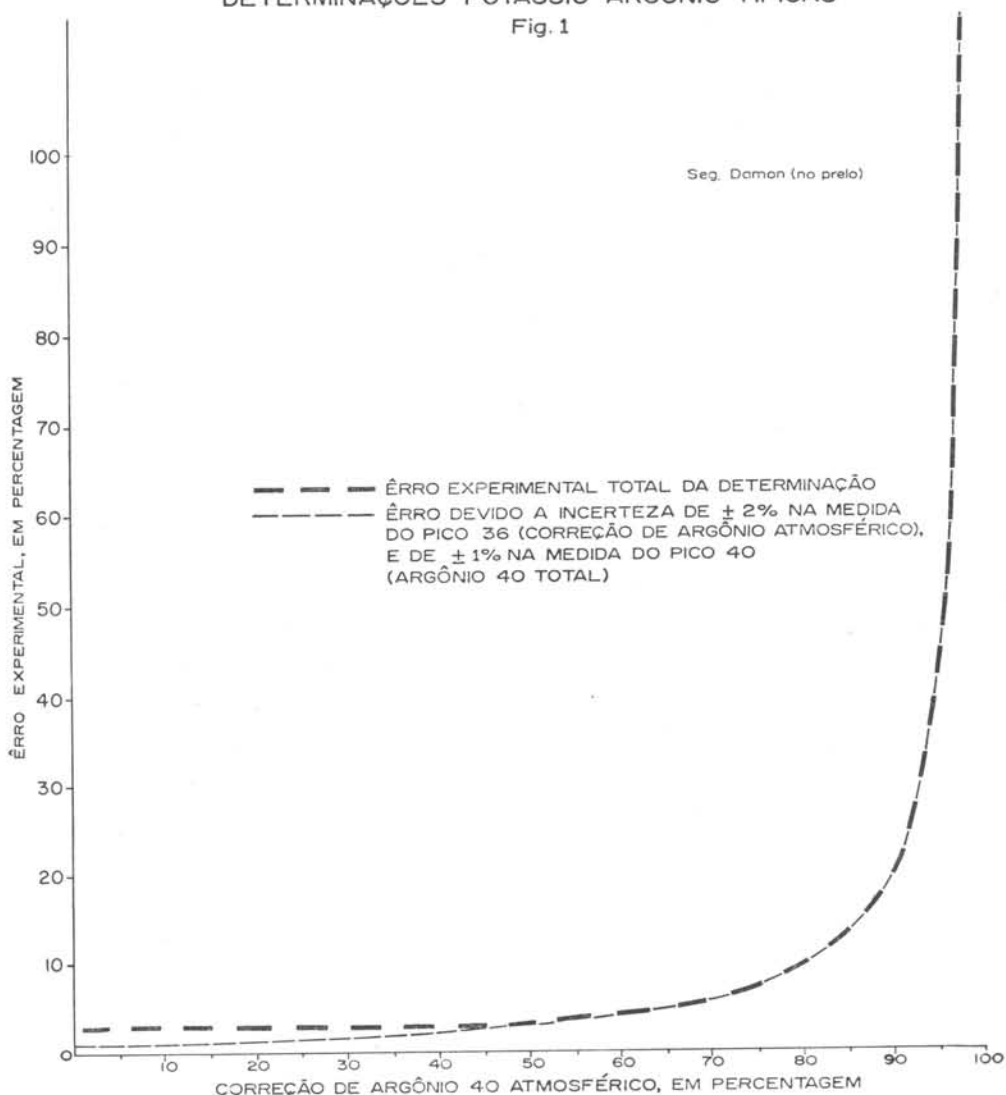
$$\lambda_k = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} \text{ e}$$

$$\text{atom \% } K^{40} \text{ em } K^{tot} = 0,0119$$

Cuidados especiais devem ser tomados nas análises de argônio em materiais muito jovens, onde é essencial que o nível de argônio atmosférico presente seja o mais baixo possível. O fator limitante do método, em material recente, ou de baixo teor de potássio, é a detecção

ESTIMATIVA DO ÊRRO EXPERIMENTAL ENVOLVIDO
EM
DETERMINAÇÕES POTÁSSIO-ARGÔNIO TÍPICAS

Fig. 1



de pequenos componentes de argônio radiogênico em relação a quantidades relativamente muito maiores de argônio atmosférico contaminante. Embora uma correção para o argônio atmosférico seja sempre possível (pois sua composição isotópica é conhecida) é necessário para uma boa medida que o argônio radiogênico represente fração apreciável do argônio total medido.

Damon (no prelo) construiu o gráfico representado na Fig. 1, que relaciona a porcentagem de Ar^{40} atmosférico existente na amostra com o erro possível decorrente da determinação de idade. Observa-se por este gráfico que quaisquer amostras com correção até 50% estão sujeitas a erro total possível inferior a 3%. A partir dali a correção do argônio atmosférico é responsável única pela incerteza analítica, avaliada em cerca de 8% para 80% de correção, 20% para 90% de correção e 100% para 98% de correção. A curva foi construída admitindo um erro gráfico na medida do pico 36 da ordem de 2%, estimativa razoável, visto que este pico é formado em escala das mais sensíveis do espectrômetro, com "ruído eletrônico" considerável.

Na prática, verificou-se que idades significativas são obtidas mesmo nos casos em que o argônio 40 não radiogênico atinge cerca de 80% do argônio 40 total. No entanto, amostras sujeitas a correções acima de 90% podem apresentar resultados erráticos, não reproduzíveis, devendo ser considerados com grandes reservas. Nenhuma confiança deve ser atribuída a amostras cuja correção esteja situada acima de 95%. Pelo exposto, torna-se óbvio que é desejável manter em nível baixo a quantidade de argônio atmosférico contaminante.

No caso de rochas de granulação muito fina, uma possibilidade de diminuir a quantidade de argônio atmosférico presente é o uso do material em fragmentos relativamente grandes, da ordem de 1 cm, para a extração de argônio. Verificou-se que grande parte do argônio não radiogênico presente nas medidas provém de adsorção na superfície dos grãos da amostra britada ou moída. O uso de fragmentos maiores, diminuindo a

superfície de contato do material, reduz a possibilidade de adsorção. Esta técnica é válida evidentemente apenas para rochas de granulação muito fina, que possibilitam a obtenção de amostras representativas mesmo sem moagem e quarteação. Tal procedimento foi empregado em algumas rochas onde se impunha a redução da quantidade de argônio 40 atmosférico, como algumas lavas ankaratríticas do Arquipélago de Fernando de Noronha, e algumas rochas da ilha de Trindade (vide Tabela 2).

Para amostras de feldspato muito jovens, da ordem de 100.000 anos, Evernden e Curtis (1965) mostraram que é de grande eficácia o tratamento prévio com ácido fluorídrico diluído (5-10%), durante 20-30 minutos, para reduzir drasticamente a quantidade de argônio atmosférico. A ação do ácido remove a parte externa dos grãos onde a adsorção é maior. A título de experiência, a sanidina SPK-406 foi analisada pelas duas maneiras, com e sem tratamento com ácido fluorídrico. (Tabela 1). Os resultados apresentaram razoável concordância, mas o tratamento não atingiu sua finalidade principal, pois não houve redução na quantidade percentual de argônio atmosférico. Verificou-se que o teor de potássio aumentou na amostra tratada com ácido fluorídrico, fato também observável nas amostras relacionadas por Evernden e Curtis (1965), sem que estes autores lhes tivessem dado maior importância. É possível que o referido aumento no teor de potássio seja conseqüente da remoção preferencial pelo ácido de impurezas nos grãos de feldspatos, como, por exemplo, pedaços da matriz da rocha, de teor em potássio inferior ao dos feldspatos. No entanto, não pode ser excluída a possibilidade de que o tratamento químico possa em alguns casos afetar também a razão K/Ar, e portanto a idade aparente do mineral. Na opinião do autor, o tratamento é aconselhável apenas nos casos em que é essencial a redução do argônio "contaminante", ou seja em feldspatos potássicos de amostras muito jovens, abaixo de 1 milhão de anos, ou em feldspatos de baixo teor de potássio. Neste trabalho, o tratamento com ácido

TABELA 1

TRATAMENTO COM ÁCIDO FLUORÍDRICO DO K-FELDSPATO DO
FONÓLITO UC-TD-28

Nº Lab. (SPK)	Tratamento	%K Média	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁷	Ar ⁴⁰ atm. %	Idade K-Ar x 10 ⁻⁶ anos
406	10 minutos HF 5%	7,22	6,61	67,8	2,28±0,12
		7,26			
		7,30			
407	nenhum	6,51	6,41	51,3	2,47±0,08
		6,51			
		6,52			

fluorídrico não foi empregado, pois os feldspatos analisados não apresentaram quantidades muito críticas de argônio atmosférico.

b) *Precisão analítica*

A precisão analítica relativa pode ser determinada por repetições de análises em amostras idênticas.

Tôdas as amostras foram analisadas de maneira rotineira em duplicata para a determinação de potássio. Além disso, para algumas amostras que originalmente evidenciaram certa discrepância entre os dois resultados obtidos, foram executadas análises adicionais, de modo que em alguns casos existem 3, 4 e até mesmo 6 determinações de potássio no mesmo material. No total, os resultados de 164 análises individuais de potássio podem ser comparados: para cada um deles foi calculado o desvio percentual em relação à média, e os dados foram utilizados para a confecção do histograma da Fig. 2, que mostra o grau de reprodutibilidade atingido para as análises de potássio deste trabalho. No gráfico, a abcissa é o desvio percentual em relação à média, que no caso mais geral (85% dos casos) representa a metade da diferença percentual entre dois resultados.

O histograma assemelha-se à curva de erro convencional, com valor médio da abcissa de 0,37%. Este valor é sensivelmente melhor que o apresentado por Amaral *et al.* (1966), cujas análises foram executadas no mesmo Laboratório. A diferença entre os dois conjuntos de dados pode ser facilmente explicada, visto que no presente estudo não foram analisadas amostras de teor de potássio muito baixo, responsáveis pelos valores de má reprodutibilidade do histograma de Amaral *et al.* O valor de 0,37%

REPRODUTIBILIDADE DAS ANÁLISES DE POTÁSSIO
Fig. 2

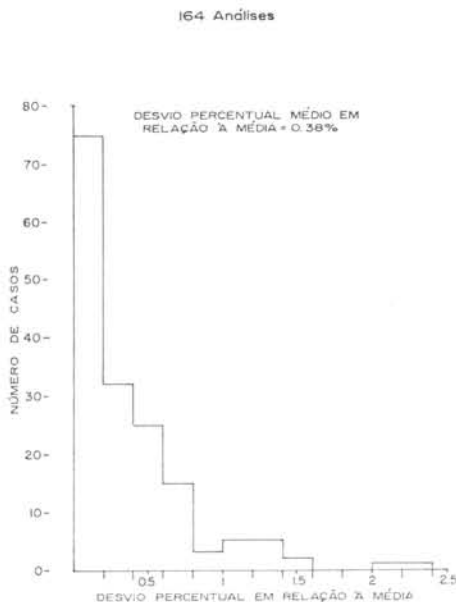


TABELA 2

ANÁLISES DE ARGÔNIO COM REPETIÇÕES

Material	Nº Lab. (SPK)	Ar ⁴⁰ rad x 10 ⁻⁷ ccSTP/g	Média	Desvio percentual em relação à média	% Ar ⁴⁰ atm.
Fonólito — Rocha total	147	16,86	16,96	- 0,59	36,0
	147R (149)	17,06		+ 0,59	30,8
Ankaratrilito — Rocha total	295	23,5	23,4	+ 0,43	63,2
	295R (664)	32,7*		+39,7	58,9
	295R2(708)	23,3**		- 0,43	54,3
Fonólito — K-feldspato	415	7,08	7,04	+ 0,57	57,7
	415R (417)	7,00		- 0,57	51,0
Fonólito — Rocha total	421	5,24	5,26	- 0,47	16,1
	421R (825)	5,29**		+ 0,47	35,6
Grazinito — Rocha total	428	1,528	1,586	- 3,65	49,4
	428R (822)	1,643**		+ 3,65	27,2
	536	1,168***		—	94,3
Nefelinito — Rocha total	536R (589)	0,848	0,848	—	70,2
	541	2,24		+ 1,36	87,4
Analcita basanita — Rocha total	541R (592)	2,11	2,21	- 4,53	85,3
	541R2(849)	2,28**		+ 3,17	77,7

* Este resultado anormal não foi levado em conta para efeito de média.

** Amostra granular.

*** Não foi levado em consideração em vista da grande quantidade de argônio 40 atmosférico, próximo de 95%.

para o desvio percentual médio em relação à média aproxima-se bastante do valor encontrado por J. Bushee em 44 análises de potássio realizadas ainda no mesmo Laboratório (vide Amaral *et al.*, 1967), em amostras de rochas alcalinas, com teor de potássio mais elevado.

Ainda com relação à precisão das análises de potássio, padrões inter-laboratórios foram analisados de modo rotineiro no Laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (na frequência de uma em cada oito determinações), com resultados sempre comparáveis aos rotulados, com diferenças inferiores a 1% em 95% dos casos.

A precisão das análises de argônio também foi discutida por Amaral *et al.* (1966). Estes autores mostraram que determinações individuais estão sujeitas a incerteza analítica da ordem de 2%, mas, ocasionalmente (em cerca de um sexto dos casos), pode haver discrepâncias de até 4%, e mesmo mais. As fontes mais prováveis de resultados erráticos foram apontadas como sendo contaminações provenientes de material sólido mais rico em argônio radiogênico, ou conteúdos erráticos nos traçadores empregados. No caso de análises de amostras com pouco argônio radiogênico, como no presente trabalho, a contaminação assume papel muito mais crítico. Além disso, um terceiro fator que exerce grande influência na precisão das análises de amostras muito novas é a correção do argônio atmosférico, como foi exposto pouco antes (vide Fig. 1). Deve então ser esperada precisão inferior à normal, principalmente nos casos em que a proporção de argônio atmosférico na amostra ultrapassa 80%.

Nesta pesquisa, cinco amostras tiveram duplicação na análise de argônio, e duas outras foram analisadas três vezes. Os resultados são apresentados na Tabela 2. Pode-se notar que a análise SPK-295R (SPK-664) apresentou resultado obviamente anômalo, que será comentado no capítulo relativo; a amostra SPK-536, mostrou discrepância que pode ser atribuída à elevada correção (95%) para argônio atmosférico. Tô-

cas as outras apresentaram concordância satisfatória, dentro do esperado. Os desvios percentuais relativamente grandes apresentados pelas amostras SPK-541, SPK-541R e SPK-541R2 são facilmente explicáveis pela maior imprecisão acarretada pela quantidade de argônio atmosférico presente, próxima a 90% do argônio total medido. A concordância geral garante a significância dos resultados e comprova mais uma vez a validade da premissa originária, de que a composição isotópica do argônio atmosférico "contaminante" é constante.

Com relação à precisão absoluta, ainda uma vez o fator limitante é o da correção do argônio atmosférico. Estimativas individuais do erro analítico envolvido em cada análise foram realizadas, constando das Tabelas 5, 6, 8 e 9, e do Apêndice I. Estas estimativas foram realizadas mediante emprego do gráfico da Fig. 1, sendo que em alguns casos foram levados em conta fatores adicionais, tais como a instabilidade dos instrumentos durante as medidas. Pode ser verificado que a maioria das análises está sujeita a erro experimental não superior a 3%, normal para as determinações K-Ar realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. São poucos os casos em que a margem de 10% de erro é ultrapassada, mas, existem alguns (amostras SPK-320, SPK-392 e SPK-1536) em que o resultado é praticamente invalidado pela quantidade excessiva de argônio atmosférico presente. Além disso, no caso das amostras SPK-114, SPK-294 e SPK-429, o teor mínimo em argônio radiogênico, em virtude da idade extremamente jovem das amostras (aliadas ao baixo conteúdo de potássio), impediu a determinação normal das idades radioométricas. Nestes casos foi determinado somente o limite superior (idade máxima) de cada amostra, tendo sido empregados nos cálculos os valores extremos possíveis das razões isotópicas 40/38 e 38/36 medidas nos registros espectrométricos. Tais valores limites representam as quantidades de argônio atmosférico mínimas, e de argônio radiogênico máximas, para cada análise.

c) *Validade do método*

Para êste trabalho, diversas idades potássio-argônio foram determinadas em feldspatos potássicos, biotita ou plagioclásios separados, minerais cuja aplicabilidade para determinações desta natureza foi amplamente comprovada por vários autores, como Evernden e Curtis (1965), ou Frechen e Lippolt (1965), ou McDougall (1966). No entanto, a maioria das análises foi efetuada em rocha total, a partir de amostras frescas e de granulação fina, de material vulcânico de natureza alcalina. A validade do método foi evidenciada para rochas desta natureza por diversos trabalhos, como os de Erickson e Kulp (1961), McDougall (1963), Evernden e James (1964) e Amaral *et al.* (1967).

A Tabela 3 relaciona alguns casos em que podem ser efetuadas comparações nas determinações de idade efetuadas em rocha total e/ou em minerais separados provenientes de mesmas amostras, que evidentemente devem exibir a mesma idade potássio-argônio. Quase todos os resultados mostram concordância satisfatória, dentro do êrro experimental. A leve discrepância apresentada pelas amostras SPK-675 e SPK-676,

pouco além dos limites do êrro analítico, pode ser facilmente explicada, admitindo-se leve escape de argônio apresentado pela rocha total. Resultado claramente discordante é o apresentado pelo piroxênio SPK-172; no entanto, piroxênios não constituem material adequado para determinações potássio-argônio, como mostram Amaral *et al.* (1967), e a análise SPK-172 somente foi levada a efeito para verificar a possibilidade da existência de argônio em excesso, como será mostrado pouco adiante.

No caso especial de rochas muito jovens, grande cautela deve ser mantida em virtude da possível existência de argônio em excesso presente no material analisado, em quantidades por vezes comparáveis às de argônio radiogênico. Argônio daquele tipo, de origem primária, incorporado nos minerais durante a sua cristalização, em virtude da pressão parcial do sistema, foi encontrado em diversas ocasiões. Os exemplos mais óbvios foram evidenciados em minerais com baixo teor de potássio, e que possuem, por conseguinte, pequena quantidade de argônio radiogênico. Nestes casos, foi possível medir com razoável precisão quantidades também pequenas de argônio em excesso.

TABELA 3

ANÁLISES DE DIFERENTES MATERIAIS PROVENIENTES DAS MESMAS AMOSTRAS

Nº de Campo	Rocha	Material	Nº Lab. (SPK)	Idade m.a.
FA-T-94	Fonólito	K-feldspato	170	2,32±0,08
		Matriz	174	2,21±0,33
TD-22	Fonólito	Biotita	408	2,63±0,37
		K-feldspato	409	2,96±0,10
FA-FN-380	Fonólito	Rocha total	147	9,03±0,27
		Rocha total	147R(149)	9,10±0,27
		K-feldspato	148	8,96±0,27
		Piroxênio	172	4,50±0,40
PV-38	Fonólito	K-feldspato	675	29,9 ±0,9
		Rocha total	676	27,8 ±0,8

Damon e Kulp (1958) demonstraram a presença de argônio não radiogênico em berilo, cordierita e turmalina. Hart e Dodd (1962) e McDougall e

Green (1964) mostraram que piroxênios podem conter até 100×10^{-7} ccSTP/g de argônio em excesso. Funkhauser *et al.* (1965) mostraram que mesmo horn-

blendas, flogopitas e biotitas de rochas vulcânicas muito jovens (do Hawaii) podem apresentar argônio em excesso; o mesmo fenômeno foi observado em alguns plagioclásios sódicos (Loughlin, 1966). Livingston *et al.* (1966) trazem tabela comparativa da qual constam os dados de argônio em excesso encontrado nas diversas ocasiões e mostram que em geral a sua quantidade é da ordem de 5×10^{-7} ccSTP/g. Tal quantidade constitui quase sempre fração insignificante do argônio total dos minerais, não detectável. Torna-se importante apenas no caso de rochas muito jovens, quando seu teor é comparável ao do argônio radiogênico. No caso específico deste trabalho, onde são determinadas quantidades mínimas de argônio, da ordem de 1×10^{-7} ccSTP/g, os resultados poderiam estar grandemente influenciados por quantidades de argônio primário da mesma ordem.

Para a detecção da existência de argônio em excesso, é necessária a obtenção da idade do material por vias independentes. Neste estudo, a concordância dos resultados obtidos em materiais cogenéticos, além da correlação completa dos dados com a coluna estratigráfica estabelecida no terreno, parecem excluir a possibilidade da existência de argônio primário em quantidades sensíveis na grande maioria dos casos. Tal fato concorda plenamente com os dados de Evernden e Curtis (1965), cujos resultados demonstram que os feldspatos das rochas vulcânicas muito jovens por eles analisadas podem conter no máximo 7×10^{-10} ccSTP/g de argônio em excesso. Tais dados implicam em degaseificação praticamente completa do material durante a extrusão do magma, mesmo que seja assumido que o sistema original contivesse argônio primário em quantidade da ordem de 5×10^{-7} ccSTP/g, segundo os dados de Livingston *et al.* (1966).

Tentativas da obtenção de argônio em excesso em amostras do presente estudo foram levadas a efeito em minerais de baixo teor de potássio, onde aquele, se existente, seria mais facilmente identi-

ficável. Para este fim, foram separados e analisados 2 piroxênios, um deles proveniente do fonólito FA-FN-380, cuja idade havia sido perfeitamente estabelecida por três determinações: SPK-147, SPK-149 e SPK-148 (vide Tabela 3), e outro proveniente do analcita basanita TD-13, cuja idade também foi razoavelmente estabelecida por três determinações: SPK-541, SPK-592 e SPK-849 (vide Tabela 5). Os dados analíticos relativos aos piroxênios encontram-se na Tabela 4. Estes dados mostram que mesmo no caso de materiais com baixo teor em potássio não se verificam quantidades substanciais de argônio em excesso. O valor de $0,14 \times 10^{-7}$ ccSTP/g, medido no piroxênio SPK-548, mesmo que fosse totalmente atribuível a argônio primário, o que não acontece, seria bem inferior aos valores encontrados nos exemplos da literatura especializada já mencionados, e não teria qualquer influência na determinação da idade radiométrica da rocha. No exemplo do piroxênio SPK-172, ao contrário de argônio em excesso, parece ter acontecido retenção incompleta do argônio radiogênico durante a história geológica da rocha.

TABELA 4

ANÁLISES DE ARGÔNIO EM PIROXÊNIOS

Rocha	Fonólito FA-FN-380	Analcita ba- sanita TD-13
Idade radiométrica das rochas* (**)	9,03	3,42
Nº Lab. (SPK)	172	548
K %	1,249	0,07
Ar ⁴⁰ rad. $\times 10^{-7}$ ccSTP/g	2,24	< 0,14
% Ar ⁴⁰ atm.	74,2	~ 96
Idade aparente (**)	4,50±0,40	< 4,9

* Média de 3 determinações.

(**) Em milhões de anos.

Outra fonte de erros significativos pode ser a existência de material contaminante incorporado pelo magma sob forma de xenólitos ou xenocristais, que eventualmente podem reter parte de seu argônio radiogênico original. Na maioria

dos casos, o material é englobado pelo magma com temperatura da ordem de 1000 graus centígrados, suficiente para que todo o argônio por ventura existente escape por difusão. No entanto, por qualquer motivo, a degaseificação pode ser incompleta, como demonstrou Dalrymple (1964) ao analisar feldspato de xenólito granítico incorporado em basalto, e verificar a existência de 2 a 5% do argônio original retido.

Buscando evidências de material contaminante com argônio original, foram feitas diversas determinações nos nefelina basanitos encontrados na Ilha de São José, no Arquipélago de Fernando de Noronha, caracterizados por apresentarem enorme quantidade de xenólitos de olivinito. Análises de três destas rochas (vide Tabela 6) indicaram idades aparentes de 8, 13; 9, 44 (média de duas determinações independentes) e 21,9 milhões de anos. O último valor parece indicar a existência de argônio em excesso, e como a amostra apresenta quantidade extremamente grande de material englobado, foi tentada a análise de argônio na olivina proveniente de um dos xenólitos maiores, de onde foi separada. Em virtude do teor de potássio muito baixo, a análise foi executada por diluição isotópica com o resultado de 770 ppm de potássio total (ou 0,077%). A

análise de argônio evidenciou $2,82 (\pm 1,14) \times 10^{-7}$ ccSTP/g. Se fôr descontada quantidade de argônio correspondente ao radiogênico (assumindo idade próxima a 9 milhões de anos para a amostra), restariam ainda $2,55 \times 10^{-7}$ ccSTP/g, de argônio presumivelmente primário. Este fato demonstraria a incompleta degaseificação do material durante a subida do magma e por conseguinte a existência de argônio radiogênico contaminante. Contaminação por material mais antigo poderia explicar convenientemente os resultados mais ou menos erráticos, fora dos limites do erro experimental, obtidos para as amostras de nefelina basanito da Ilha de São José.

Fenômenos análogos de contaminação, embora de verificação experimental inexecutável, poderiam explicar também os resultados discordantes (SPK-295, SPK-664 e SPK-708) obtidos na amostra M: VAZ-2 (que provém dos rochedos de Martin Vaz), que parecem indicar falta de homogeneidade do material. Os resultados mostram idade aparentemente estranhamente muito antiga se comparada às encontradas na ilha vizinha de Trindade; êste fato poderia ser interpretado satisfatoriamente se fôr levada em conta a possibilidade de contaminação, da maneira indicada pouco acima.

3 — ILHA DE TRINDADE E ROCHEDOS DE MARTIN VAZ

a) *Situação e geologia*

A Ilha de Trindade está situada no Oceano Atlântico Sul, a cerca de 20° Lat. S., e a uma distância aproximada de 1140 km de Vitória, na costa brasileira. Seu maior comprimento, na direção NW-SE, atinge cerca de 7 km, e sua área total é de mais ou menos 13,5 km². Eleva-se a partir de região do assoalho oceânico com fundo plano a profundidade de 5000 metros, e forma um edifício vulcânico cuja base possui cerca de 50 km de diâmetro. Os rochedos de Martin Vaz, que se situam 48 km a leste, constituem o tópo de edifício vulcânico semelhante e contíguo.

Almeida (1961) executou levantamento detalhado, do qual resultou a carta geológica da Ilha de Trindade, em escala 1:10.000, adaptada na Fig. 3. Na monografia de Almeida foi distinguido um complexo basal, heterogêneo, que inclui diversos episódios vulcânicos de natureza distinta, e recebeu a denominação de Complexo Trindade. Após longo período de erosão pronunciada, tiveram lugar quatro ciclos vulcânicos sucessivos, facilmente reconhecíveis, que foram denominados, na ordem, Sequência Desejado, Formação Morro Vermelho, Formação Valado e Vulcão do Pa-redão.

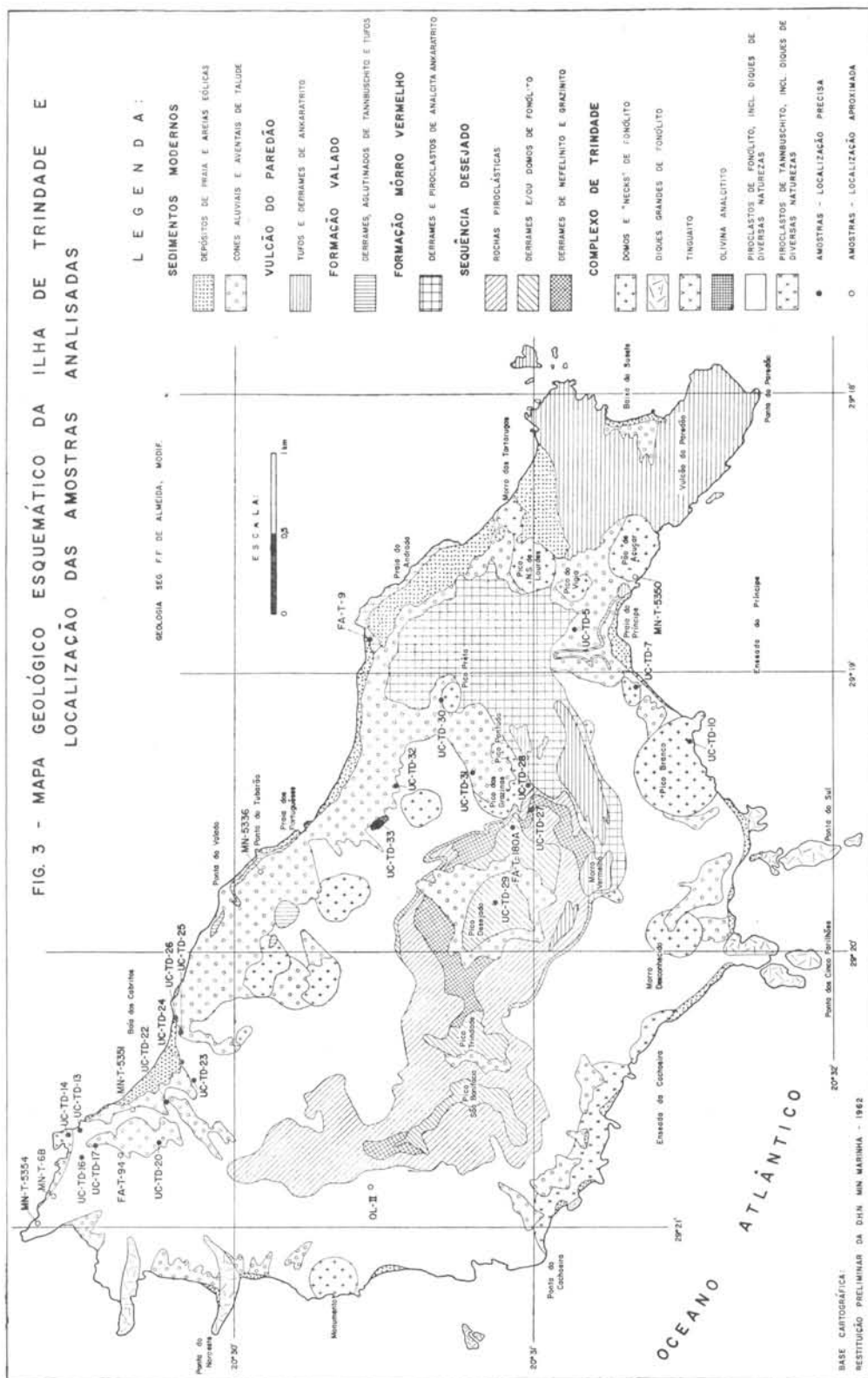
No Complexo de Trindade foram incluídos depósitos piroclásticos que constituem a parte basal da ilha, e são atravessados por rochas eruptivas de diversas naturezas. As rochas mais antigas expostas são provavelmente os piroclastos tannbuschíticos que ocorrem na costa da Enseada da Cachoeira. Estão ali associados a diques de composição também tannbuschítica, possíveis focos de emissões vulcânicas. São recobertos por piroclastos associados a vulcanismos fonolítico e ultrabásico, que constituem a maior parte das rochas do Complexo

de Trindade. Trata-se quase sempre de tufo lapilíticos, tufo-brechas e brechas, com fragmentos de rochas comagmáticas, principalmente fonólitos. Possuem estratificação plano-paralela que pode atingir inclinação de 30°, e sua espessura total exposta alcança 400 metros na região do Obelisco.

Os depósitos piroclásticos pertencentes ao Complexo de Trindade são atravessados por rochas eruptivas de caráter fonolítico e também ultrabásico. Os fonólitos, em geral porfíricos, aparecem formando diques com espessura desde alguns centímetros até diversas dezenas de metros, como na Ponta do Noroeste, ou na dos Cinco Farilhões. Formam também grandes "necks", como o do Monumento, ou corpos do tipo de "staukuppe", como os que sustentam os morros Desconhecido, das Grazinas, e do Vigia. A mais volumosa destas intrusões, a do Morro Branco, apresenta quase 700 metros em seu maior diâmetro, segundo a carta geológica mencionada. Rochas ultrabásicas, geralmente de granulação muito fina, formam numerosos diques de pequena espessura, raramente atingindo 5 metros. Foram descritos tipos de tannbuschitos, nefelinitos, monchiquitos, analcitos e outros. Não aparecem derrames no Complexo de Trindade, provavelmente em vista da erosão completa das estruturas externas do edifício vulcânico antes dos eventos relacionados com os ciclos posteriores.

A Sequência Desejado compreende uma sucessão de derrames de fonólito, grazinito e nefelinito que se intercalam com rochas piroclásticas de mesma natureza, e cujas camadas pouco inclinadas formam o planalto estrutural que recobre as rochas vulcânicas do Complexo de Trindade.

FIG. 3 - MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DA ILHA DE TRINDADE E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS



Os piroclastos da seqüência têm caráter fonolítico ou nefelínico. Aquêles correspondem geralmente a tufos cineríticos e lapilíticos finos, enquanto que os últimos são tufo-brechas associados a derrames de nefelito. Apresentam camadas subhorizontais com estratificação plano-paralela, além de caracteres adicionais, cujo conjunto levou Almeida a inclinar-se pela sua formação em meio aquoso, pelo menos parcialmente. Êstes caracteres, mais o fato de não terem sido encontrados diques de nenhuma espécie atravessando a Seqüência Desejado, permitiram distinguir seus piroclastos dos depósitos semelhantes pertencentes ao Complexo de Trindade.

Os derrames de fonólito, analcita fonólito, grazinito e nefelinito, que se intercalam com as rochas piroclásticas, mesmo possuindo espessuras em geral pequenas, da ordem de 10 metros, formam degrau no planalto estrutural. Os grandes depósitos de talude que são encontrados nas escarpas do Pico Desejado impediram a observação dos contatos do corpo de rocha fonolítica afírica que o forma. Almeida sugeriu tratar-se de derrame único, com pelo menos 160 metros de espessura, que teria recoberto as demais rochas vulcânicas da Seqüência. No entanto, deixa em aberto a possibilidade de tratar-se de restos de erosão de uma "staukuppe", crescida no orifício afunilado de cone vulcânico antigo. A dúvida que envolve a natureza da estrutura da rocha que forma o pico Desejado é mantida também para a que forma os outros dois picos elevados da ilha, o de Trindade e o São Bonifácio.

A Formação Morro Vermelho resultou da manifestação vulcânica originada nas proximidades do morro Vermelho. E' constituída por derrames de rocha ankaratrítica que formam um planalto estrutural inclinado para o norte, aos quais se associam lapillitufos com blocos e bombas de ankaratrítico. Os piroclastos possuem leve inclinação, que atinge porém cêrca de 30° no alto vale do córrego Vermelho. Neste local sua espessura alcança 50 metros. Os derrames são formados por material original muito fluido, e podem apresentar espessuras mínimas, inferiores a meio metro.

Em geral superpõem-se em grande número, com pouco ou nenhum piroclasto intercalado. A espessura total da formação ultrapassa 230 metros, dos quais a maior parte se refere a lavas.

Depósito piroclástico situado próximo às pontas dos Tubarão e Valado indica a proximidade da fonte do material vulcânico do 3º ciclo. Trata-se de aglutinado, cuja espessura atual é de mais ou menos 20 metros. E' constituído por fragmentos de lava tannbuschítica achatados e superpostos, o que evidencia sua queda original em estado ainda plástico. Pelo menos três derrames constituídos de material tannbuschítico foram assinalados na falésia próxima, com espessura de poucos metros. O ciclo vulcânico foi contemporâneo à formação de grande cone de dejecção, mas os derrames sucederam-se rapidamente, não deixando tempo para o acúmulo de quantidades apreciáveis de piroclastos ou sedimentos do cone intercalados. Camadas de tufos atribuíveis à mesma formação (denominada Formação Valado) são encontradas intercaladas aos detritos do grande cone de dejecção da praia do Príncipe.

O vulcão do Paredão (último ciclo) representa o que resta de uma cratera de edifício vulcânico situado na extremidade oriental da ilha, que vem sendo destruído rapidamente pela erosão marinha. O cone, cuja altura é de cêrca de 200 metros, é constituído essencialmente de piroclastos. Derrames, de composição ankaratrítica, existem somente em seu lado norte. Os depósitos piroclásticos são principalmente tufos lapilíticos com blocos e bombas. Tufos cineríticos, cinzas e lapilli ocorrem também fora do edifício vulcânico do Paredão, recobrando qualquer outro tipo de rocha vulcânica da ilha. No cone, as camadas mostram-se com acentuados mergulhos até mais de 40°, e com posição radial centrífuga em relação à cratera.

Em Trindade não existem sedimentos fossilíferos associados às rochas vulcânicas. Sômente dados concernentes a flutuações no nível do mar puderam ser considerados para algumas inferências sobre a idade do vulcanismo. Almeida (1961) considera pré-glaciais as rochas do Complexo de Trindade, e

também as da Sequência Desejado, em face dos extensos fenômenos de erosão a que foram submetidas. O vulcanismo responsável pela Formação Morro Vermelho realizou-se aparentemente com o nível do mar mais baixo do que o atual, em relação à ilha, e sua idade foi considerada pleistocênica. A Formação Valado foi considerada contemporânea aos cones aluviais, atribuídos à idade Wisconsin, cujo último estágio foi datado em 11.000 anos segundo determinação pelo método do carbono 14 (Flint et Devey, 1951). Por fim, o vulcão do Paredão seria pós-glacial, mas anterior à última ascensão eustática.

Os rochedos de Martin Vaz são considerados inacessíveis por mar, e são completamente desconhecidos geologicamente. As duas pequenas amostras disponíveis para este trabalho foram coletadas pelo Cte. Bierrembach da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha. Estas amostras foram descritas por Scorza (1964), que as identificou como ankartrito e háüynito.

b) *Determinações radiométricas*

Foram executadas 37 análises potássio-argônio em 27 amostras da Ilha de Trindade, além de 4 determinações pelo mesmo método nas duas amostras disponíveis dos rochedos de Martin Vaz. A localização das amostras da Ilha de Trindade encontra-se na Fig. 3, e os resultados na Tabela 5. No Apêndice I podem ser encontrados os dados analíticos completos das determinações, enquanto que no Apêndice II foi incluída a descrição sucinta de cada amostra. Em virtude das idades muito jovens, reveladas desde as primeiras determinações, o maior número de determinações foi efetuado em rochas do Complexo de Trindade, onde residiam as maiores possibilidades do encontro de idades relativamente antigas, que pudessem situar um limite mínimo razoável para as atividades do edifício vulcânico. 30 das 37 determinações foram efetuadas em rochas que pertencem a este Complexo, provenientes dos grandes corpos fonolíticos, ou dos inúmeros diques fonolíticos e ultrabásicos.

Um dique de caráter ultrabásico, intrusivo em tufos na praia dos Cabritos, constitui-se na rocha mais antiga encontrada, com idade próxima a 3,6 m.a. Este dado, do fim do Plioceno, representa uma idade mínima para os ciclos vulcânicos que deram origem às rochas do Complexo de Trindade.

A Tabela 5 mostra que são impraticáveis as distinções cronológicas nítidas entre ciclos vulcânicos de caráter fonolítico e os de caráter básico ou ultrabásico, porque intrusões de natureza diversa manifestaram-se mais ou menos contemporaneamente, e especialmente entre 2,9 e 2,3 m.a. Neste espaço de tempo relativamente curto tiveram lugar tôdas as volumosas intrusões fonolíticas analisadas, que constituem os grandes diques, "necks" e "staukuppen", bem como a formação de grande parte dos demais corpos intrusivos analisados, principalmente de caráter ultrabásico. Formaram-se no referido intervalo restrito as rochas das grandes intrusões que formam o Pão de Açúcar, o Pico Preto, o Pico Branco, o Pico das Graziñas — Pico Pontudo, os "necks" menores que aparecem nas praias do Príncipe, dos Cabritos e dos Portugueses, e alguns dos diques de fonólito encontrados na região noroeste da ilha. A intrusão tinguaitica da Crista do Galo, o corpo de olivina analcítico da praia dos Portugueses, e diversos diques de natureza mais básica existentes na praia dos Cabritos ou na Crista do Galo também são do mesmo período. Foi também analisado um xenólito encontrado num dique da região da Crista do Galo, cuja idade revelou-se próxima a 2,5 m.a. Significa provavelmente a idade da intrusiva, não havendo indícios seguros de argônio em excesso, que poderia existir caso não tivesse sido completa a degaseificação do material.

Sòmente quatro rochas incluídas no Complexo de Trindade apresentaram idades aparentemente mais novas do que 2,3 m.a., não pertencendo portanto à fase culminante formadora de rochas do Complexo. No entanto duas delas, o dique fonolítico analisado sob o nº SPK-392 e o dique analisado sob o nº SPK-320, apresentam erro experimental muito grande, em virtude de correção para

TABELA 5

IDADES POTÁSSIO-ARGÔNIO DE ROCHAS DA ILHA DE TRINDADE E
ROCHEDOS DE MARTIN VAZ

Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO	ROCHA	Nº LAB.(SPK)	MATERIAL	IDADE K-Ar x 10 ⁶ anos
<i>A — Derrames da Formação Morro Vermelho</i>					
FA-T-9	Ponta de Calheta	Analcita ankaratrito	114	Rocha total	< 0,27
UC-TD-5	Morro Vermelho	Analcita ankaratrito	429	Rocha total	< 0,17
<i>B — Rochas de Seqüência Desejado</i>					
FA-T-180A	Derrame — Subida para Pico Desejado	Fonólito	146	Rocha total	1,50 ± 0,06
UC-TD-27	Derrame — Subida para Pico Desejado	Grazinito	428	Rocha total	2,23 ± 0,08
Idem	Idem	Idem	428R (822)	Rocha total	2,40 ± 0,08
UC-TD-29	“Staukuppe” — Pico Desejado	Fonólito	421	Rocha total	2,60 ± 0,08
Idem	Idem	Idem	421R (825)	Rocha total	2,63 ± 0,08
<i>C — Fonólitos Intrusivos do Complexo de Trindade</i>					
MN-T-5354	Dique — Crista do Galo	Fonólito	392	K-feldspato	1,38 ± 1,17
FA-T-94	Dique(?) — Blocos rolados de Obelisco	Fonólito porfírico	170	K-feldspato	2,32 ± 0,08
Idem	Idem	Idem	174	Matriz	2,21 ± 0,33
UC-TD-31	“Neck” — Pico das Grazinhas, lado S	Fonólito porfírico	415	K-feldspato	2,38 ± 0,09
Idem	Idem	Idem	415R (417)	K-feldspato	2,45 ± 0,09
UC-TD-28	“Neck” — Pico Pontudo	Fonólito porfírico	407	K-feldspato	2,47 ± 0,08
UC-TD-7	“Neck” — Praia do Príncipe	Fonólito	420	Rocha total	2,43 ± 0,11
UC-TD-10	“Neck” — Pico Branco	Fonólito porfírico	438	K-feldspato	2,57 ± 0,13
UC-TD-25	“Neck” — Praia dos Cabritos	Fonólito porfírico	412	K-feldspato	2,59 ± 0,08
UC-TD-16	Dique — Crista do Galo	Fonólito	436	K-feldspato	2,77 ± 0,08
UC-TD-30	“Neck” — Pico Prêto	Fonólito porfírico	414	K-feldspato	2,77 ± 0,10
MN-T-5350	“Neck” — Morro Pão de Açúcar	Fonólito porfírico	395	K-feldspato	2,81 ± 0,08
UC-TD-32	“Neck” — Praia dos Portugueses	Fonólito porfírico	410	K-feldspato	2,87 ± 0,09
UC-TD-22	Dique — Praia dos Cabritos	Fonólito	408	Biotita	2,63 ± 0,37
Idem	Idem	Idem	409	K-feldspato	2,96 ± 0,10
<i>D — Diques e Outros Corpos Intrusivos do Complexo de Trindade</i>					
UC-TD-23	Praia dos Cabritos	Analcita basanita	403	Rocha total	1,06 ± 0,08
MN-T-5336	Blocos — Ponta do Tubarão	Olivina nefelinito	320	Biotita	1,13 ± 0,96
UC-TD-20	Praia dos Cabritos	Olivina nefelinito	537	Rocha total	1,89 ± 0,07
UC-TD-33	Praia dos Portugueses	Olivina analcítico	416	Rocha total	2,38 ± 0,64
OL-II	Descida para o Monumento	Olivina nefelinito	418	Rocha total	2,42 ± 0,11
UC-TD-17	Crista do Galo	Nefelinito	536	Rocha total	3,32 ± 1,20
Idem	Idem	Idem	536R (589)	Rocha total	2,42 ± 0,13
MN-T-6B	Xenólito em dique — Crista do Galo	Olivina nefelinito	341	Rocha total	2,45 ± 0,07
UC-TD-24	Praia dos Cabritos	Nefelinito	411	Rocha total	2,55 ± 0,22
UC-TD-26	Praia dos Cabritos	Olivina nefelinito	413	Biotita	2,55 ± 0,38
UC-TD-14	Crista do Galo	Tinguaíto	433	K-feldspato	2,55 ± 0,08
MN-T-5351	Praia dos Cabritos	Olivina nefelinito	339	Rocha total	3,26 ± 0,29
UC-TD-13	Praia dos Cabritos	Analcita basanita	541	Rocha total	3,62 ± 0,54
Idem	Idem	Idem	541R (592)	Rocha total	3,41 ± 0,44
Idem	Idem	Idem	541R2(849)	Rocha total	3,69 ± 0,30
<i>E — Amostras dos Rochedos de Martin Vaz</i>					
M. VAZ-1	Bloco sôlto	Haüynito	294	Rocha total	< 0,73
M. VAZ-2	Bloco sôlto	Ankaratrito	295	Rocha total	61,3 ± 2,4
Idem	Idem	Idem	295R (664)	Rocha total	84,9 ± 3,3
Idem	Idem	Idem	295R2(708)	Rocha total	60,9 ± 2,1

argônio atmosférico superior a 97% (ver Apêndice I). Daí concluímos que os seus resultados não são realmente significativos. Um dique de olivina nefelinito da praia dos Cabritos apresentou cêrca de 1,9 m.a., e outro de fonólito situado em local próximo teve sua idade determinada em 1,1 m.a.



A Fig. 4, adaptada de Almeida (1961) mostra uma secção na qual aparece a base da Sequência Desejado, recobrimdo o corpo fonolítico que constitui o Pico das Grazinas. Atrás deste pico, em suas faldas meridionais, aparecem derrames de grazinito intercalados na parte inferior da seqüência, em posição estratigráfica aparentemente inferior aos derrames de analcita fonólito da citada figura.

O fonólito das Grazinas, em vista de sua posição crítica para estabelecer a idade das rochas que o recobrem, teve sua idade determinada em duas amostras diferentes das quais foram separados os feldspatos: uma delas foi coletada no Pico Pontudo, parte oriental do grande corpo ígneo, e a outra no Pico das Grazinas, sua parte ocidental. Esta última amostra teve ainda sua análise repetida, para melhor confirmação. Os três resultados revelaram concordância altamente satisfatória, apresentando média de $2,43 \pm 0,08$ m.a., que pode ser considerada a idade real do corpo intrusivo. O derrame de grazinito sobreposto teve sua idade determinada em duplicata, com

resultados próximos, de 2,23 e 2,40 m.a. O derrame mais elevado do analcita fonólito que aparece na Fig. 4, em posição aparentemente mais elevada do que o grazinito mencionado logo atrás, evidenciou idade de $1,50 \pm 0,06$ m.a. Observa-se pois que todos estes dados concordam com a seqüência relativa de idade verificada no terreno. O derrame de fonólito afírico do tópo da Fig. 4 é semelhante à rocha que forma o Pico Desejado, tendo ambos sido incluídos por Almeida (1961) na mesma unidade. O resultado da determinação potássio-argônio nesta última rocha é aparentemente anômalo, em relação a tal interpretação. Duas análises independentes evidenciaram resultado médio de $2,61 \pm 0,08$, indicando que a rocha seria mais antiga do que os derrames de analcita fonólito e de grazinito e mais antiga ainda do que o próprio fonólito do Pico das Grazinas, que constitui parte da superfície de erosão pré-Seqüência Desejado. Não há razão evidente para admitir quantidade anômala de argônio em excesso, que possa ser responsável por idade aparente mais antiga do que a real da amostra do Pico Desejado. Estudos adicionais fazem-se necessários para explicar a anomalia. De qualquer modo, as atividades vulcânicas responsáveis pela formação da Sequência Desejado parecem ser mais ou menos sincrônicas com a formação dos grandes "necks" fonolíticos, de idades aparentes próximas a 2,5 m.a.

Para as duas amostras analisadas pertencentes aos derrames de analcita-ankartrito da Formação Morro Vermelho não puderam ser determinadas idades significativas, mas somente idades máximas, conforme foi exposto no capítulo sobre precisão analítica. O valor numérico mais baixo dentre os dois pode então ser considerado válido como limite máximo para a formação, que seria portanto mais nova do que 170.000 anos. Como os derrames parecem ter sido formados a nível do mar inferior ao atual, é provável que se extravazaram durante uma das regressões marinhas universais que acompanharam os estádios glaciais da glaciação de Würm, entre 115.000 e 11.000 anos atrás (Zeuner, 1958).

Em vista dos resultados obtidos para as rochas da Formação Morro Vermelho, não foram tentadas determinações de idade das rochas ainda mais recentes da Formação Valado e do Vulcão do Paredão. Tais análises seriam ainda mais problemáticas, em virtude da quantidade de argônio radiogênico extremamente baixa esperada para tais rochas.

O háüynito proveniente dos rochedos de Martin Vaz, rocha muito porosa, também não forneceu resultado significativo, possibilitando somente obtenção de idade máxima. Sua idade assim determinada é mais ou menos comparável às mais novas encontradas no edifício vulcânico que forma a Ilha de Trindade.

No entanto, a segunda amostra proveniente dos mesmos rochedos, o ankartrito, revelou idade totalmente anômala em relação ao conjunto de idades obtidas para a ilha vizinha. Tal anomalia foi comprovada por três determinações independentes (como pode ser notado na Tabela 5), cujos resultados apresentaram discordância superior ao erro experimental estimado para cada análise. Três são as possibilidades que poderiam explicar a discordância, e também a idade aparentemente mais antiga do que a das rochas de Trindade:

1 — A idade real da rocha seria de cerca de 60 milhões de anos, e a análise SPK-295R (SPK-664) representaria resultado errático devido a acidente analítico qualquer.

2 — A rocha apresentaria argônio em excesso, responsável por idade aparente muito antiga, argônio êste incorporado na época da cristalização.

3 — Os resultados discordantes indicariam heterogeneidade relacionada com contaminação por material mais antigo, incorporado na lava durante sua subida para a superfície, e proveniente das paredes do edifício vulcânico. A

idade do derrame neste caso poderia ser muito mais nova, comparável às obtidas para a ilha de Trindade, e o argônio radiogênico presente no material contaminante (xenólitos, material assimilado) seria residual, oriundo de degaseificação incompleta.

O estudo petrográfico desta única e pequena amostra disponível não permitiu o reconhecimento de qualquer evidência de material contaminante; todos os minerais presentes parecem primários. Muito embora seja reconhecida a validade dos dados analíticos que indicam uma idade próxima a 60 m.a., o autor prefere não atribuir significação a êste dado, principalmente tendo em vista o conjunto dos resultados obtidos na ilha vizinha de Trindade. Uma possibilidade que pode ser aventada é a de ter sido coletado pelo Cte. Bierrembach um ejetólito, proveniente das partes basais do vulcão. Entretanto, interpretação definitiva somente poderá ser dada após maior número de análises de amostras provenientes dos rochedos de Martin Vaz.

Pelo exposto, verifica-se que grande parte das rochas intrusivas que pertencem ao Complexo de Trindade formaram-se durante ciclo vulcânico que se manifestou entre 2,9 e 2,3 milhões de anos, intervalo de tempo que abrange o limite entre o Plioceno e o Pleistoceno, situado em cerca de 2,5 m.a. (Mathews e Curtis, 1966). No entanto, pelo menos algumas rochas piroclásticas são anteriores, como as da praia dos Cabritos, que foram atravessadas por diques de até 3,6 m.a. A Sequência Desejado inclui derrames formados por volta de 2,5 m.a., e as formações Morro Vermelho, Valado e Vulcão do Paredão são bem mais recentes, não tendo sido possível a obtenção de resultados significativos. A primeira formou-se há menos de 170.000 anos atrás, e as outras duas são provavelmente pós-pleistocênicas.

a) *Situação e geologia*

O arquipélago de Fernando de Noronha localiza-se no Oceano Atlântico Equatorial, a cerca de 345 km de Natal. Sua área total não ultrapassa 18,4 km², correspondendo 16,9 km² à ilha principal. Representa o resto ainda não erodido de um grande edifício vulcânico, cuja base apresenta cerca de 60 km em seu maior diâmetro e assenta-se no assoalho oceânico, a 4000 m de profundidade.

Almeida (1955) executou o levantamento geológico completo, incluindo carta geológica em escala 1:15.000. Esse Autor mostrou que o arquipélago é constituído por substrato de rochas piroclásticas, atravessado por numerosos diques e outros corpos intrusivos de diversas naturezas. A este conjunto denominou de Formação Remédios. As rochas desta formação foram submetidas à erosão, e posteriormente recobertas por derrames de lavas ankaratríticas e piroclastos que foram incluídos na Formação Quixaba. O derrame de nefelina basanita, assinalado em três pequenas ilhotas próximas à ilha principal, foi denominado Formação São José.

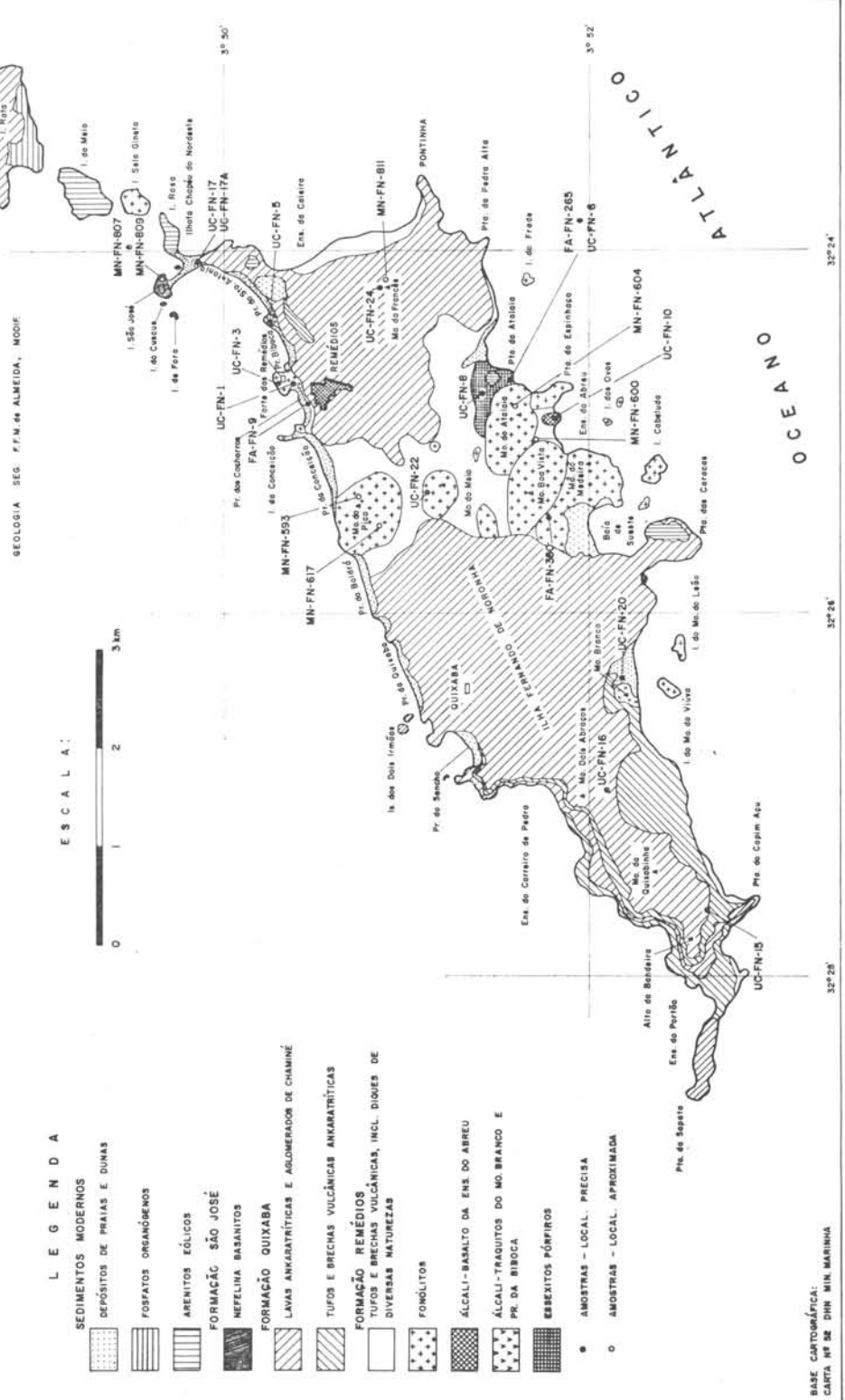
A Fig. 5, adaptada da referida monografia de Almeida, mostra as relações entre as três citadas formações, bem como os principais corpos intrusivos pertencentes à Formação Remédios. Desta figura consta a localização das amostras cujas idades foram determinadas neste trabalho.

Os depósitos piroclásticos da Formação Remédios (tufos, aglomerados, brechas, tufos lapilíticos e tufo-brechas) apresentam blocos de origem comagmática. Sua espessura ultrapassa 100 metros e, em certos lugares, puderam ser medidas inclinações primárias de 40°. Estes depósitos piroclásticos são atravessados por grande quantidade de diques

e corpos intrusivos hipoabissais discordantes de fonólitos, traquitos e outras rochas de caráter ultrabásico-alcálico. Fonólitos afíricos ou porfíricos formam diversos grandes corpos como os dos morros do Pico, Atalaia, Boa Vista, Medeira, do Meio, do Forte, e outros menores. Possuem secção subelíptica, com o maior diâmetro podendo atingir mais de 1 km, como na intrusão do morro da Boa Vista, e sua forma dômica é revelada pela análise de estruturas primárias. Formam as maiores elevações da parte central da ilha principal, e também constituem diversas ilhas menores como a Sela Gineta. Alcali-traquitos constituem pequenas intrusões, como a do morro Branco e da praia da Biboca. Essexitos pórfiros ocorrem em área próxima do morro do Atalaia, e alcali-basaltos formam pequenos "plugs", como o da enseada do Abreu. Inúmeros diques cortam as rochas piroclásticas, e também os corpos intrusivos, tendo sido descritas muitas variedades, como kali-gauteitos, limburgitos, lamprófiros diversos, e outras.

As relações de intrusão entre todas essas variedades permitiu a Almeida o estabelecimento de uma ordem cronológica mais ou menos definida. Verificou que, de modo geral, as intrusões sucederam-se em ordem crescente de basicidade, sendo mais antigas as rochas ricas em feldspato alcalino, depois as medianamente feldspáticas, e por fim aquelas em que feldspatos são escassos ou mesmo ausentes. Incluiu os fonólitos de um modo geral e os traquitos entre as rochas mais antigas da ilha, sendo somente posteriores aos essexitos pórfiros, que são cortados por algumas intrusões fonolíticas. Os alcali-basaltos também foram incluídos entre as rochas mais anti-

FIG. 5 - MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS



gas, sendo atravessados por diversas variedades de diques. Entre os diques não fonolíticos ou traquíticos, os kali-gauteitos foram indicados como os mais antigos, vindo a seguir os lamprófiros e por fim as rochas fortemente melanocráticas.

A superfície basal da formação foi esculpida por processos de erosão diferencial, que destruiu completamente os aparelhos vulcânicos externos da Formação Remédios. Por êste motivo, não puderam ser encontrados derrames nesta formação, sendo de caráter hipoabissal tôdas as suas rochas eruptivas.

A formação seguinte recobriu uma superfície de erosão na qual as maiores intrusões de fonólito ou de traquito representavam as formas de relêvo mais salientes, enquanto que depressões caracterizavam áreas de depósitos piroclásticos.

Constituem esta formação, denominada Quixaba, derrames de ankaratrito alternados com rochas piroclásticas. A Fig. 5 mostra que estas rochas afloram em duas áreas distintas: a região ocidental da ilha principal, denominada planalto de Quixaba, e a região oriental da mesma ilha, que constitui o chamado planalto interior, no qual sobressai-se o morro do Francês. Formam planaltos escalonados, inclinados obedecendo aos declives originais. Rochas pertencentes a esta formação aparecem também constituindo a maior parte da ilha Rata, e também algumas ilhotas menores do arquipélago.

Depósitos piroclásticos aparecem com destaque somente na parte ocidental, sendo constituídos unicamente de componentes essenciais, partículas e fragmentos de rochas ankaratriticas semelhantes às dos derrames da mesma formação. Trata-se de tufos, tufos lapilíticos, tufo-brechas e aglomerados, por vêzes com estratificação visível, mergulhando para o sul.

As rochas eruptivas da Formação Quixaba são essencialmente derrames de ankaratrito. São raros os diques, constituídos pelo mesmo tipo de rocha, ou de nefelinito. Os derrames apresentam espessuras individuais que variam muito desde alguns centímetros até cerca de

40 metros. Na região oriental, parece existir amplo derrame basal, recoberto por outro ou por outros, nas maiores elevações, como o morro do Francês. Na região ocidental, foi assinalado maior número de derrames individuais: Almeida indica pelo menos 7, intercalados com rochas piroclásticas no perfil entre a ponta do Capim-Açu e o Alto da Bandeira (Fig. 6).

Os mergulhos constantes para sul das rochas da Formação Quixaba indicam ter existido condutos vulcânicos logo ao norte da enseada do Carreiro de Pedra, formando edifício do qual foi expelido material ankaratritico em lavas muito fluidas. Outros centros ou fendas existiam em outras partes, como atesta por exemplo a chaminé encontrada na parte nordeste da ilha principal.

O derrame de nefelina basanita que constitui a Formação São José, com espessura de pelo menos 25 metros, constitui as ilhas de São José, Cuzcuz e de Fora. Apresenta como característica especial numerosos xenólitos de olivinito (e também xenocristais de olivina), com tamanhos em geral de alguns centímetros, mas podendo atingir até mais de 20 cm. Não é possível a observação de contato direto com as Formações Remédios ou Quixaba, mas segundo Almeida a sua inclinação para NNE parece indicar tratar-se de derrame mais recente que se sobrepõe aos ankaratritos da Formação Quixaba, encontráveis no embasamento da ilhota Chapéu de Nordeste.

Pela inexistência de sedimentos associados, as idades das rochas vulcânicas referidas somente puderam ser inferidas por comparação com fenômenos eruptivos semelhantes do Atlântico, e em especial o de Cabo Verde, onde vulcanismo fonolítico e traquítico iniciou-se entre o Eoceno e o Mioceno e as atividades basálticas manifestam-se até hoje, na ilha do Fogo. Em Fernando de Noronha, Almeida assinala que o vulcanismo devia ter-se encerrado já há muito tempo no Pleistoceno, e situa o ciclo vulcânico entre limites amplos, desde o

Cretáceo superior até o Neogeno. Em sua Tabela III (op. cit., p. 71), situa no terciário ambas as Formações Quixaba e São José, e no Neo-cretáceo (de modo altamente incerto) a Formação Remédios.

b) Determinações radiométricas

No presente trabalho, foram levadas a efeito 28 análises potássio-argônio em 23 amostras do arquipélago de Fernando de Noronha. A sua localização encontra-se na Fig. 5, e os resultados na Tabela 6. Dados analíticos completos podem ser encontrados no apêndice I, enquanto que descrição sucinta das amostras estudadas foi incluída no apêndice II. Segundo a tabela mencionada, pode-se verificar que quatro das amostras analisadas são provenientes do derrame de nefelina basanita que constitui a Formação São José, e seis representam lavas ankaratríticas da Formação Quixaba. Da Formação Remédios, foram datadas seis rochas fonolíticas, três essexitos pórfiros, e cinco outras rochas pertencentes a intrusivas incluídas na formação. A análise dos resultados mostra que as rochas mais antigas dentre as datadas são o álcali-basalto da enseada do Abreu, o álcali-traquito da praia da Biboca e o fonólito do morro do Meio. As determinações confirmam pois as observações de Almeida.

O corpo intrusivo de essexito pórfiro encontrado próximo ao morro do Atalaia apresentou três resultados próximos, com discrepâncias que não superam o erro experimental estimado para as determinações. A média dos resultados, próxima a 9,4 m. a., pode representar a época de formação da rocha.

Os grandes "necks" fonolíticos datados, com exceção do caso já mencionado do fonólito do morro do Meio, apresentaram idades muito consistentes, e próximas de 9,0 m. a. São eles os do Pico, da praia dos Cachorros, do morro do Atalaia, e do morro logo a norte da Raia de Sudeste. Este último foi analisado diversas vezes, com resultados alta-

mente concordantes (ver Tabela 3). Idade inferior foi apresentada por uma das duas amostras analisadas provenientes do Pico. Para esta amostra, SPK-393, o fato pode ser interpretado como escape de argônio posterior à formação da rocha, e que pode ser relacionado com o maior estado de alteração apresentado pelo seu feldspato.

A amostra SPK-574 refere-se ao dique de furchito intrusivo no fonólito do morro do Forte, e sua idade é consistente com as relações de campo. Isto é também verificado para as amostras SPK-130 e SPK-351, que representam idades mínimas para rochas de dique intrusivas em material da Formação Remédios. A primeira refere-se à matriz kali-gaudeítica de brecha eruptiva da praia dos Cachorros, e a segunda a bloco de rocha limburgítica encontrada na parte ocidental do morro do Atalaia. Ambas as idades determinadas poderiam relacionar-se com episódios contemporâneos ao ciclo vulcânico posterior.

A idade mais antiga verificada para rochas da Formação Quixaba, 6,3 m. a., é exibida por amostra proveniente de grande bloco de lava ankaratrítica encontrado logo a leste do morro Branco, e proveniente com grande probabilidade do derrame basal existente na região meridional do planalto ocidental. Outra amostra, situada em posição estratigráfica mais elevada, proveniente de um dos derrames que sustentam o morro Dois Abraços e que talvez seja o mesmo que ocorre no Alto da Bandeira (derrame n.º 5 da Fig. 6), apresentou idade de 3,0 m. a. Outra ainda, coletada nas vizinhanças da Ponta do Capim Açú, correspondendo a um dos derra-

FIG. 6 SEÇÃO GEOLÓGICA ATRAVÉS DO PLANALTO ORIENTAL DA ILHA DE FERNANDO DE NORONHA
ADAPT DE ALMEIDA, 1955 (Fig. 21)

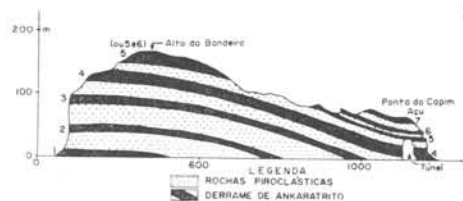


TABELA 6

Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO	ROCHA	Nº LAB. (SPK)	MATERIAL	IDADE K-Ar x 10 ⁶ anos
A — Derrames da Formação Quixaba					
UC-FN-18	Ilha Rata	Ankarátrito	853	Rocha total	1,81 ± 0,13
UC-FN-15	Ponta do Capim Açú	Ankarátrito	562	Rocha total	2,49 ± 0,09
UC-FN-16	Morro dos Dois Abraços	Ankarátrito	850	Rocha total	2,99 ± 0,27
MN-FN-811	Morro do Francês	Ankarátrito	402	Rocha total	2,96 ± 0,52
UC-FN-24	Morro do Francês	Ankarátrito	828	Rocha total	3,33 ± 0,11
UC-FN-20	Bloco — Praia do Leão	Ankarátrito	554	Rocha total	6,64 ± 0,20
B — Derrames da Formação São José					
MN-FN-807	Morro de São José — I. de São José	Nefelina basanita	404	Rocha total	8,13 ± 0,36
MN-FN-809	Morro de São José — I. de São José	Nefelina basanita	419	Rocha total	21,9 ± 0,8
UC-FN-17	Bloco — Tómbolo para I. de São José	Nefelina basanita	549	Rocha total	9,49 ± 0,33
UC-FN-17A	Bloco — Tómbolo para I. de São José	Nefelina basanita	910	Rocha total	9,38 ± 0,94
C — Fonólitos Intrusivos da Formação Remédios					
MN-FN-617	Morro do Pico	Fonólito porfírico	393	Feldspato	8,02 ± 0,24
MN-FN-593	Morro do Pico	Fonólito porfírico	354	Rocha total	9,11 ± 0,27
UC-FN-1	Praia dos Cachorros	Fonólito porfírico	806	Feldspato	9,31 ± 0,28
FA-FN-380	Baía de Sueste	Fonólito porfírico	147	Rocha total	9,03 ± 0,27
Idem	Idem	Idem	147R(149)	Rocha total	9,10 ± 0,27
Idem	Idem	Idem	148	Feldspato	8,96 ± 0,27
MN-FN-604	Morro do Atalaia	Fonólito afírico	352	Rocha total	9,30 ± 0,28
UC-FN-22	Morro do Meio	Fonólito afírico	573	Rocha total	11,15 ± 0,34
D — Diques e Outros Corpos Intrusivos da Formação Remédios					
MN-FN-600	Bloco de dique — W do Morro do Atalaia	Limburgito	351	Rocha total	2,62 ± 0,33
FA-FN-9	Brecha eruptiva — Praia dos Cachorros	Brecha vulcânica	130	Matriz Kaligaut.	4,30 ± 0,30
UC-FN-3	Dique — Morro do Forte	Furchito	574	Rocha total	8,80 ± 0,26
UC-FN-6	Ponta do Atalaia	Essexito pórfiro	837	Rocha total	9,31 ± 0,28
FA-FN-265	Ponta do Atalaia	Essexito pórfiro	131	Rocha total	9,19 ± 0,28
UC-FN-8	Estrada para Ponta do Atalaia	Essexito pórfiro	552	Rocha total	9,67 ± 0,29
UC-FN-5	Praia da Biboca	Alcali-traquita	551	Rocha total	10,76 ± 0,32
UC-FN-10	Enseada do Abreu	Alcali-basalto	553	Rocha total	12,32 ± 0,37

mes superiores aí encontrados (vide Fig. 6), revelou idade de 2,5 m. a. Verificou-se que estas idades radiométricas são passíveis de serem colocadas em seqüência que concorda com a posição estratigráfica estabelecida no campo. Nenhuma amostra co.oca-se de maneira evidentemente anômala, fato que contribui para assegurar a validade das análises.

Ainda com relação à Formação Quixaba, ambas as amostras coletadas próximas do tôpo do morro Francês, no planalto interior, mostraram resultados concordantes e próximos a 3,0 m.a. Maior confiança deve ser depositada no valor de 3,3 m.a., sujeito ao melhor êrro experimental. Finalmente, amostra do derrame ankaratrítico existente na Ilha Rata evidenciou 1,7 m.a.

Assim, as atividades vulcânicas que deram origem a esta formação podem ser compreendidas em ciclo que apresenta intervalo de pelo menos 4,6 m.a., entre 6,3 e 1,7 m.a. No entanto, como não pode ser exc.uída a possibilidade de resultado errático (ou afetado por material contaminante), algumas reservas devem ser mantidas com respeito à análise da amostra SPK-554, cujo resultado difere dos demais. Tôdas as outras rochas agruparam-se em volta de idades bem mais novas (entre 3,3 e 1,7 m.a.), como também o dique de limburgito já referido, intrusivo em rochas da Formação Remédios.

Resultados discordantes foram apresentados por três rochas provenientes do derrame de nefelina basanita da Formação São José. Duas determinações independentes (tanto de potássio como de argônio) em fragmentos da mesma amostra apresentaram resultado próximo a 9,5 m.a. dentro do êrro experimental, que pode ser considerado o resultado provávelmente mais próximo da idade real da rocha. Outra amostra apresentou idade aparente inferior (8,1 m.a.), e que poderia ser atribuída à perda de argônio por aquecimento posterior. No entanto, a terceira amostra revelou resultado nitidamente discordante, com idade aparente próxima de 22 m.a. Es-

ta última amostra apresenta inúmeros xenólitos grandes e pequenos de olivinito, além de xenocristais de olivina disseminados na matriz. Segundo a análise de argônio, levada a efeito em olivina separada de um dos maiores xenólitos, revelou-se razoável quantidade presente de argônio em excesso (ver Capítulo 2-c). Embora a quantidade presente deste argônio primário (2,55 cc STP/g) não seja suficiente por si só para explicar a idade excessiva do nefelina basanita, vem comprovar a presença de material contaminante.

O fato mostra que não foi completa a degaseificação do material que constitui os xenólitos, durante a subida da lava, e permanece a possibilidade das duas outras amostras do mesmo nefelina basanita também estarem afetadas por certa quantidade de argônio em excesso, presente em material xenolítico. Se esta possibilidade fôr a verdadeira, não pode ser excluída a hipótese de serem realmente os nefelina basanitos as rochas mais novas do arquipélago, como formulou Almeida (1955). No entanto, na opinião do presente autor, as idades próximas a 9,5 m.a., obtidas em amostras com muito pouca contaminação evidente, têm maiores possibilidades de estarem próximas da idade real do derrame, que portanto seria contemporâneo ao vulcanismo que deu origem à Formação Remédios.

Almeida (1961), em considerações a respeito de gênese das séries alcalinas de Fernando de Noronha e Trindade, acha provável que os nefelina basanitos sejam representantes do magma parental. Os fragmentos de olivinito nêle englobados constituíram material original do manto peridotítico do planeta, de acôrdo com interpretações anteriormente manifestadas por Ross *et al.* (1954) e Kuno (in Kuno *et al.*, 1957) analisando material análogo. A existência de argônio em excesso na olivina parece constituir evidência adicional desta hipótese, pois o material sólido do manto estaria armazenando argônio desde sua formação, em tempos que podem ser

muito antigos. Determinação de rubídio por diluição isotópica (2,40 ppm) permitiu o cálculo da razão K/Rb desta olivina, que resultou próxima a 320. Este valor é relativamente baixo se comparado com os resultados obtidos por Hart (1965) em rochas ultrabásicas dos rochedos São Pedro e São Paulo, mas situa-se no intervalo encontrado para rochas provenientes do manto.

Em resumo, a intrusão mais antiga datada na Formação Remédios é o álcali-basalto da enseada do Abreu, com 12,3 m.a., idade mínima para os depósitos piroclásticos nos quais está introduzido. Outras rochas intrusivas de mesma formação evidenciaram idades pouco mais novas, tendo havido grande atividade fonolítica há 9,0 m.a. atrás, com

a formação dos grandes "necks" da ilha principal. Ao que parece, os derrames da Formação São José são contemporâneos ao ciclo vulcânico da Formação Remédios. Os derrames ankaratríticos da Formação Quixaba possuem idade variável entre 6,3 e 1,7 m.a., existindo alguma evidência de maior atividade vulcânica ao redor de 3 m.a. atrás. Todo o ciclo vulcânico da Formação Remédios desenvolveu-se no fim do Mioceno e no Plioceno, assim como no fim do Plioceno ocorreram a maior parte dos eventos relativos à Formação Quixaba. Somente o derrame que sustenta a Ilha Rata, com 1,7 m.a., idade mais nova encontrada no arquipélago de Fernando de Noronha, parece ter sido formado já no Pleistoceno.

5 — ARQUIPÉLAGO DOS ABROLHOS

a) *Situação e geo'ogia*

O arquipé'ago dos Abrolhos situa-se na plataforma continental brasileira, cêrca de 55 quilômetros a ESE de Caravelas, ao largo da costa da Bahia. Compõe-se de cinco pequenas ilhas, denominadas Santa Bárbara, Sueste, Guarita, Redonda e Siriba, sendo estas últimas unidas na baixa-mar por um tómbolo. Estas ilhas dispõem-se em semicírculo interrompido, conforme pode ser verificado pela Fig. 7. São tôdas pequenas. A maior delas, a de Santa Bárbara, possui pouco mais de 1 km em seu maior comprimento.

A primeira descrição geológica dos Abrolhos foi efetuada por Hartt (1870); posteriormente, estudos geológicos foram realizados por geólogos da Petróleo Brasileiro S/A (Petrobrás), e novos dados foram incluídos em relatório inédito (Burrows, 1961). O mapa geológico da Fig. 7 está baseado em esquemas elaborados por Hartt (1870), por Breitbach (in Burrows, 1961) e por observações do autor. Verifica-se que, exceção da ilha de Sueste e da ilha Guarita, as outras são constituídas de rochas sedimentares (principalmente arenitos e folhelhos) que mergulham para NNW, e são recobertas por rochas basálticas concordantes. As rochas sedimentares constituem a Formação Abrolhos, assim denominada por Oliveira e Leonardos (1943).

A Petrobrás efetuou sondagem na ilha de Santa Bárbara, levada por anomalia sísmica em forma de domo. O poço pioneiro, denominado SBs-t-1-Ba, atingiu a profundidade de 1398 metros, e sua coluna estratigráfica, extraída do relatório mencionado, consta da Tabela 7.

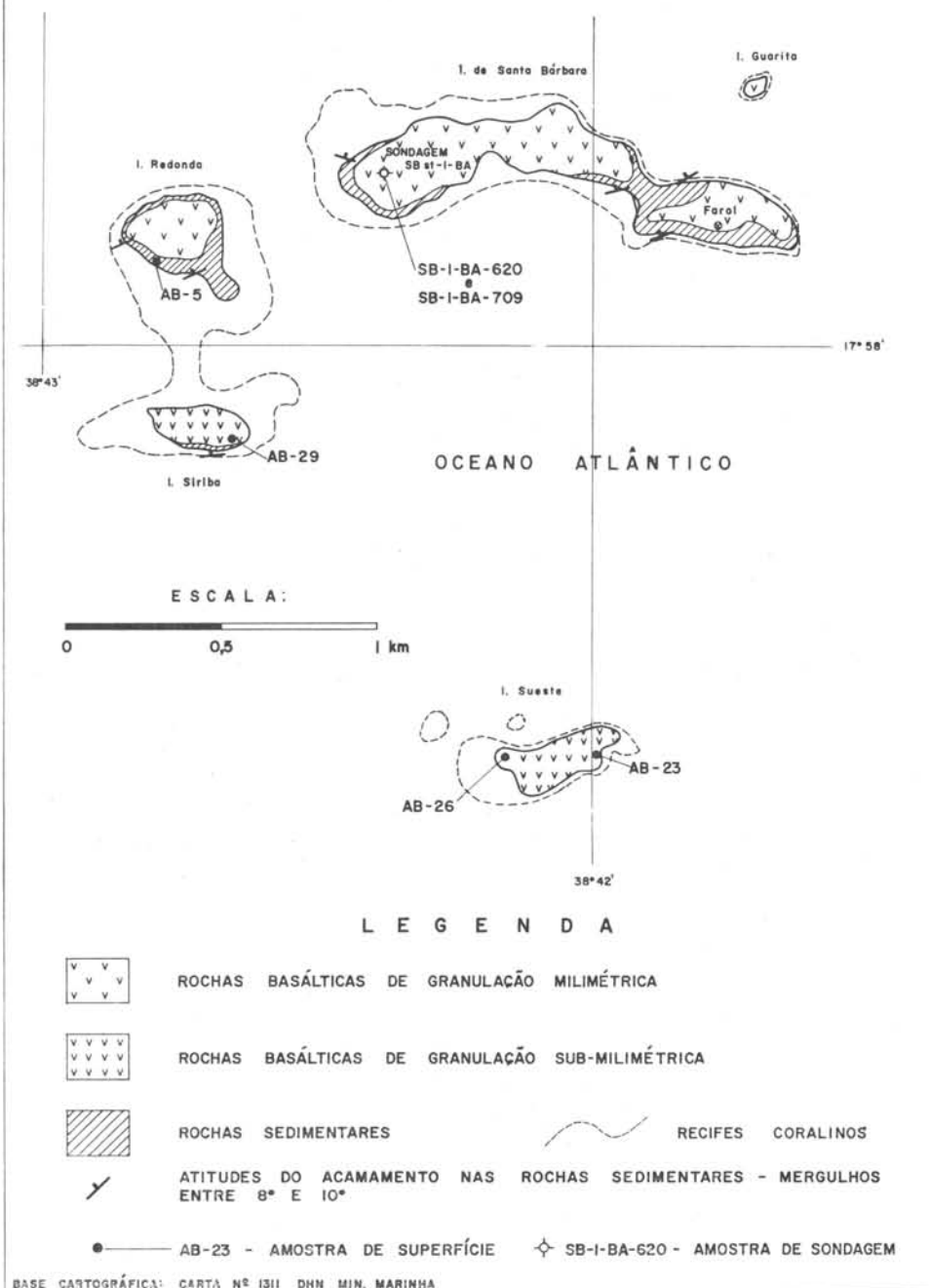
O poço foi encerrado quando ainda estavam sendo perfurados depósitos piroclásticos, de espessura portanto desconhecida.

Foi revelada pela sondagem estrutura de edifício vulcânico, responsável pela anomalia sísmica acima mencionada. O material vulcânico perfurou a crosta na plataforma continental, e acumulou-se de início de maneira calma, simultaneamente a sedimentos de natureza principalmente calcária. Posteriormente intrusões de diabásio ("sills" e diques) afetaram e inclinaram as rochas estratificadas preexistentes. A interpretação estrutural do arquipélagos dos Abrolhos foi efetuada por Burrows (1961), cujo perfil geológico adaptado é reproduzido na Fig. 8.

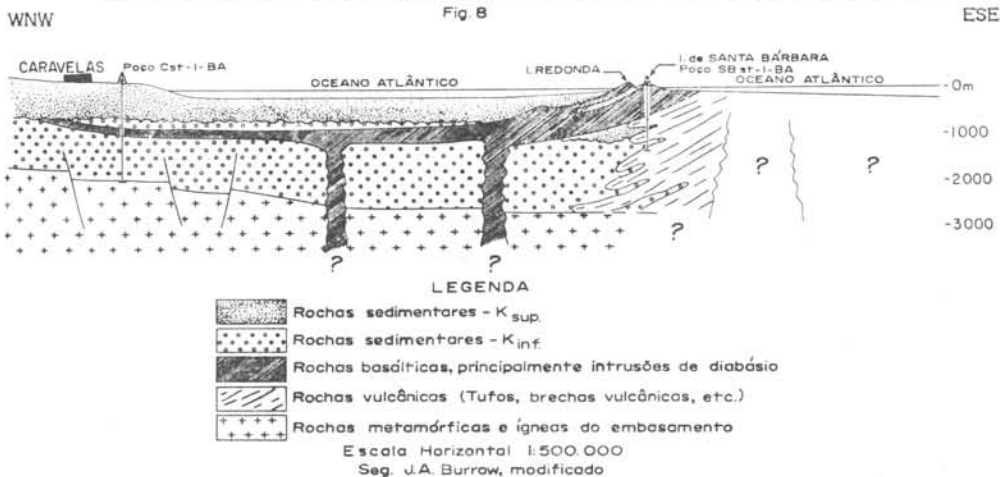
As ilhotas do arquipélagos representam os remanescentes acima do nível do mar do edifício, cujo tópo foi completamente demolido pela erosão. As inclinações medidas nas camadas, quase sempre para N ou NNW, são de 8 a 10°, podendo atingir até 15° em alguns casos.

As rochas basálticas que ocorrem na superfície, sobrepostas a sedimentos, foram destruídas pela erosão em seus contatos superiores, de modo que se torna impossível a verificação de seu caráter intrusivo ou extrusivo. As que afloram nas ilhas de Santa Bárbara, Guarita e Redonda são de granulação milimétrica, enquanto que as das ilhas Siriba e Sueste possuem granulação muito mais fina, embora não tivessem sido notadas texturas de rochas extrusivas. O autor acredita que existem grandes possibilidades de tôdas as variedades serem de rochas intrusivas. O fato é fundamentado na existência de intercalações

FIG. 7 - MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DO ARQUIPÉLAGO DOS ABROLHOS E LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DA REGIÃO DO ARQUIPÉLAGO DOS ABROLHOS



de textura até muito fina que possuem contatos “quentes” tanto no tópo como na base, em sondagem e também na superfície. Na ilha Redonda, por exemplo, foi notado um pequeno “sill”, com cêca de um metro de espessura, intrusivo em sedimentos finos.

As rochas sedimentares, com base em restos vegetais, foram colocadas por Hartt (1870) tentativamente no Cretáceo superior. Na sondagem Sbst-1-Ba, a 1150 metros de profundidade, um testemunho de calcário tufáceo, contemporâneo às rochas piroclásticas do edifício vulcânico, foi estudado por J. C. Troelsen (in Burrows, 1961), que encontrou foraminíferos relacionáveis ao Cretáceo superior.

b) *Determinações radiométricas*

Quatro amostras de rochas basálticas encontradas na superfície, e duas amostras do “sill” intrusivo inferior foram datadas pelo método potássio-argônio. A localização das amostras encontra-se na Fig. 7; os resultados na Tabela 8; os dados analíticos completos podem ser encontrados no Apêndice I, e a descrição sucinta das amostras no Apêndice II. Em todos os casos, as idades potássio-argônio representam idades mí-

nimas dignas de confiança para fenômenos eruptivos que contribuíram para a formação do edifício vulcânico dos Abrolhos. Trata-se presumivelmente, em todos os casos, de amostras de intrusões, relacionadas com as últimas fases do ciclo vulcânico. Se algumas das amostras constituírem na verdade rochas extrusivas, da mesma maneira tratar-se-ia de rochas situadas no tópo da sequiência ora observável, e portanto também relacionadas com as últimas fases do ciclo vulcânico.

As idades encontradas são tôdas referíveis ao Eoceno, e são quase sempre analiticamente distintas, isto é, com diferenças superiores ao erro experimental das análises. A idade mais antiga, próxima de 52 milhões de anos, foi revelada por amostra proveniente da pequena intercalação mencionada existente na ilha Redonda. Das duas amostras provenientes da ilha Sueste, aquela situada em nível estratigráfico mais elevado apresentou alguma dificuldade analítica, em virtude da presença de grande quantidade de argônio atmosférico. Tal fato impediu determinação mais precisa de sua idade, mas o resultado pode ser considerado concordante com o apresentado pela outra amostra proveniente da mesma ilha, dentro do erro experimental. Para a ilha Siriba, foi determi-

TABELA 7

PERFIL LITOLÓGICO DO POÇO SBst-I-Ba

Profundidade	Litologia
0-53 m	Diabásio
53-97 m	Arenito com pequenas intercalações concordantes de diabásio.
97-140 m	Intrusão de diabásio
140-412 m	Rochas sedimentares (arenitos, calcários, folhelhos calcários).
412-724 m	Intrusão de diabásio
724-1398 m	Rochas piroclásticas e sedimentos associados. (tufo-brechas, calcários tufaceos, brechas vulcânicas e folhelhos calcários).

TABELA 8

IDADES POTÁSSIO-ARGÔNIO DE ROCHAS DO ARQUIPÉLAGO DOS ABRILHOS

Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO	ROCHA	Nº LAB. (SPK)	MATERIAL	IDADE K-Ar x 10 ⁶ anos
SB-1-BA-620	Poço SB-1-BA — I. Sta. Barbara-620m	Diabásio	267	Plagioclásio	41,4 ± 1,2
SB-1-BA-709	Poço SB-1-BA — I. Sta. Barbara-709m	Diabásio	261	Rocha total	43,3 ± 1,3
AB-29	"Sill" — Ilha Siriba	Diabásio	816	Rocha total	47,6 ± 1,5
AB-26	Tôpo do "sill" — I. Sueste	Diabásio	731	Rocha total	46,6 ± 4,7
AB-23	Base do "sill" — I. Sueste	Diabásio	815	Rocha total	50,3 ± 2,0
AR-5	Pequeno "sill" — Ilha Redonda	Diabásio	814	Rocha total	52,4 ± 1,6

nada idade aparente pouco mais recente do que a das ilhas Redonda e Sueste, embora a diferença seja pequena. As idades mais novas foram apresentadas pelas duas amostras provenientes do "sill" inferior perfurado pela sondagem SBst-1-Ba, e localizado logo acima das rochas piroclásticas do edifício vulcânico. Os dois resultados foram concordantes e sua média (que pode ser considerada $42,3 \pm 0,6$ milhões de anos) re-

presenta uma boa estimativa da idade de consolidação deste corpo intrusivo.

Resumindo, as determinações potássio-argônio indicam eventos vulcânicos associados à formação de rochas basálticas intrusivas no arquipélago dos Abrolhos pelo menos entre 52 e 42 milhões de anos, no Eoceno. Estas atividades referem-se às últimas fases de ciclo vulcânico que se iniciaram, pelo menos, no Cretáceo superior, como parecem indicar as evidências fossilíferas.

Os últimos eventos de caráter orogênico que ocorreram na costa oriental da América do Sul são do fim do pré-Cambriano e do início do Paleozóico, quando intensos dobramentos afetaram rochas sedimentares no nordeste e leste do Brasil. Cinturões metamórficos formados nestas épocas circundam núcleo mais antigo representado pelo Craton do São Francisco.

Esta orogênese foi melhor caracterizada na área dos dobramentos Caririanos (Hurley *et al.*, 1967), onde mais de uma centena de dados radiométricos já são disponíveis. A fase principal do diastrofismo parece ter ocorrido há cerca de 600-650 milhões de anos atrás, como mostram diversas determinações pelo método rubídio-estrôncio em rocha total, interpretadas pelo procedimento da "linha isócrona". Granitos tardi-tectônicos e posttectônicos evidenciam idades pouco mais recentes (500-550 milhões de anos), enquanto que evento de 470 milhões de anos parece estar associado à formação de pegmatitos. Padrão de idades muito semelhantes é encontrado também no grande cinturão metamórfico que se dispõe ao longo da costa brasileira, desde o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul.

A última manifestação magmática ainda associada à grande orogênese responsável pelos diastrofismos nestas duas significativas unidades geotectônicas, parece ter sido a formação do corpo granítico da Serra Meruoca-Rosário, Ceará, ao que parece intrusivo em sedimentos pouco ou não metamórficos, que constituem a assim chamada "Série Jaibaras". Estes sedimentos representam muito provavelmente depósitos de "molasse", formados no fim do ciclo Caririano. O granito citado evidencia

idade ordoviciana, de 430 m.a., pelo método potássio-argônio (Vandoros, 1967).

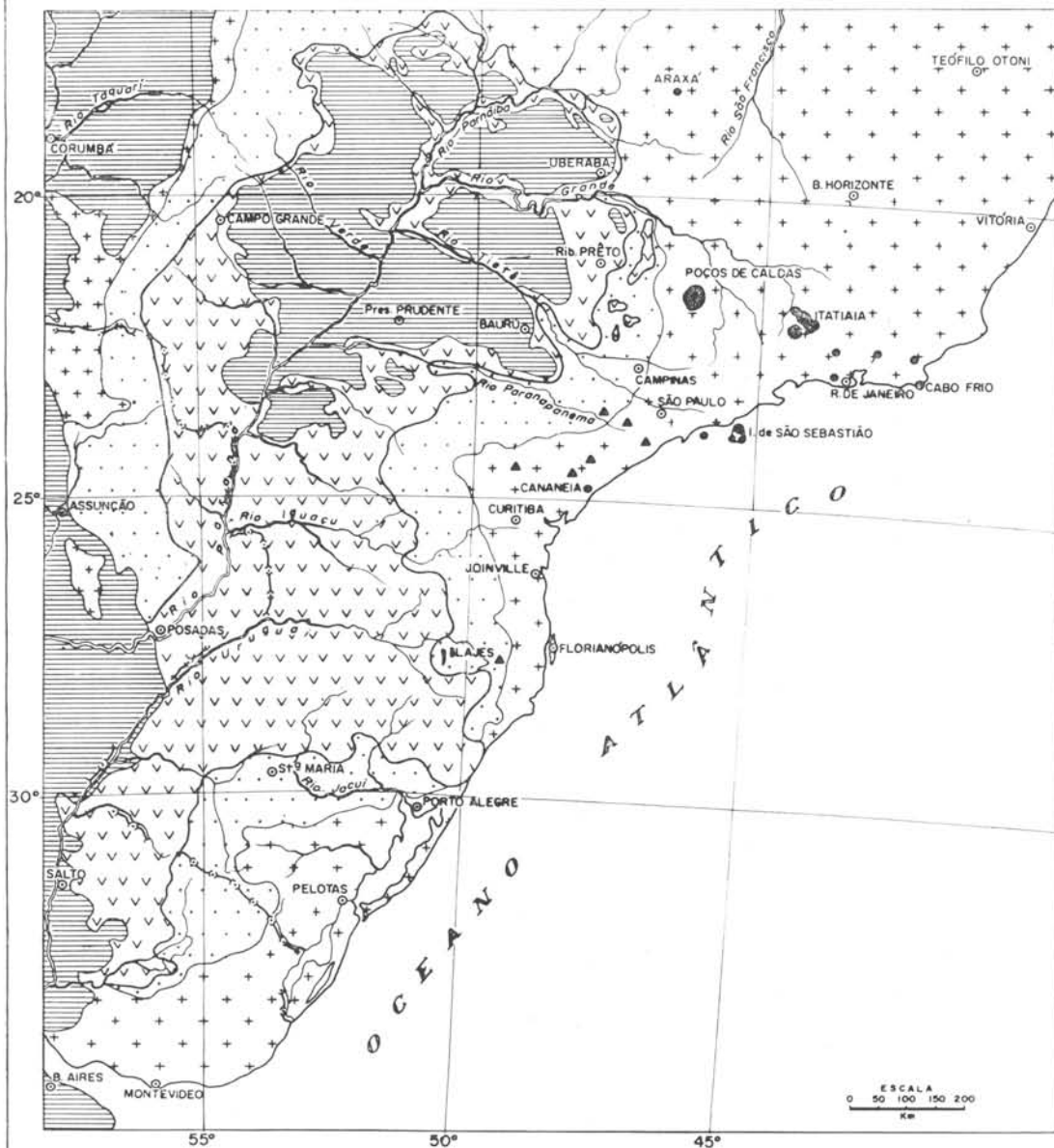
Com o término do ciclo orogênico mencionado, estabilizou-se, no eo-paleozóico, o grande núcleo que serviria posteriormente de plataforma para a orogênese andina. Nessa enorme região cratonizada, denominada por Almeida (1967) "Plataforma Brasileira", qualquer atividade ígnea posterior foi de caráter anorogênico, essencialmente ligada a fraturas. De modo especial, na região oriental, podem ser mencionadas as seguintes manifestações magmáticas:

a) *Atividade basáltica da Bacia do Paraná*

No fim da era mesozóica, um volume imenso de material basáltico de caráter toleítico, estimado em 650.000km³ (Leinz *et al.*, 1967), extravasou-se na Bacia do Paraná, formando grande número de derrames e intrusões rasas. A Fig. 9 mostra os limites aproximados atingidos pelas lavas; no entanto, a manifestação vulcânica ultrapassou de muito tais limites, visto que diques de diabásio são encontrados desde o Atlântico até ao maciço Brasil Central.

O vulcanismo foi alimentado por extensas fendas de tensão, hoje preenchidas por diques. Alguns destes diques exibem muitas dezenas de quilômetros de comprimento e mais de 100 metros de espessura. Foram certamente introduzidos em enormes geoclases na época da extrusão. Cordani e Girardi (1967), na região de Morretes, onde o número de unidades paralelas é excepcionalmente elevado, assinalam sua frequência relativa de cerca de um por quilômetro, e espessura média de 25 a 30 metros. Nesta localidade os diques apresentam

Fig. 9 - ATIVIDADE BASÁLTICA E ALCALINA DO BRASIL MERIDIONAL



ESCALA
0 50 100 150 200
Km

CONVENÇÕES:

- | | |
|--|---|
| 
ROCHAS DO EMBASAMENTO PRÉ-DEVONIANO | 
ROCHAS SEDIMENTARES PÓS-VULCÂNICAS |
| 
ROCHAS SEDIMENTARES PRÉ-VULCÂNICAS DA BACIA DO PARANÁ | 
ROCHAS ALCALINAS (GRUPO DO CRETÁCEO SUPERIOR) |
| 
ROCHAS BASÁLTICAS DA BACIA DO PARANÁ | 
ROCHAS ALCALINAS (GRUPO DO CRETÁCEO INFERIOR) |

direção NW-SE, e sua natureza de preenchimento de espaços abertos indica uma distensão da crosta na época do vulcanismo de cêrca de 2,5 a 3%, nos sentidos NE e SW.

A fase principal da manifestação magmática ocorreu entre 115 e 130 milhões de anos atrás, no Cretáceo inferior (Creer *et al.*, 1965; Amaral *et al.*, 1966; McDougall e Rüegg, 1966; Melfi, 1967; Vandoros *et al.*, 1966). O total de amostras datadas pelo método potássio-argônio, quase sempre em rocha total, atinge mais de 80, sendo que cêrca de 75% caem no intervalo referido (Cordani e Vandoros, 1967). No entanto, algumas determinações isoladas mostraram-se mais antigas, indicando que as primeiras atividades dêste vulcanismo tiveram lugar provêvelmente ainda no Jurássico ou talvez antes.

b) *Atividade basáltica da Bacia do Parnaíba*

Atividade ígnea em grande escala, de caráter semelhante à da Bacia do Paraná, teve lugar também na Bacia do Parnaíba, no Norte do Brasil. Rochas basálticas afloram predominantemente sob forma de intrusivas (grandes "sills") nas rochas sedimentares desta bacia. Foram realizadas algumas determinações de idade potássio-argônio (ver Tabela 9), com resultados concordantes e próximos a 125 milhões de anos. A localização das amostras analisadas encontra-se na Fig. 10. Portanto, embora os dados ainda sejam insuficientes para permitir generalizações, parece que o vulcanismo da Bacia do Parnaíba é contemporâneo ao congênere da Bacia do Paraná.

c) *Atividade ígnea alcalina no Brasil meridional*

Embora o volume total do material que resultou da atividade ígnea alcalina seja muito inferior ao das rochas basálticas anteriormente mencionadas, o vulcanismo alcalino apresenta papel não menos importante em relação à inter-

pretação genética, visto que teve duração até mesmo superior à do vulcanismo basáltico. Já foram assinalados no Brasil meridional mais de 20 distritos onde ocorrem tipos de rocha alcalina muito variados, em edifícios vulcânicos bem localizados. As câmaras magmáticas que lhes deram origem formaram-se por processos ainda muito discutidos, mas de qualquer modo o material magmático foi introduzido em condutos originados em zonas de maior fraqueza da crosta. Melcher e Coutinho (1966) demonstraram, pelo menos para a ocorrência alcalina de Anitápolis, a sua associação indubitável a sistemas de fraturamento da crosta. A distribuição das áreas das ocorrências é também muito grande, desde o sul do Estado de Minas Gerais até o Estado de Santa Catarina (ver Fig. 9).

O estudo geocronológico foi apresentado por Amaral *et al.*, (1967). Êstes autores verificaram que as ocorrências alcalinas formaram-se em épocas individuais e características para cada uma, com exceção de algumas localidades, como a de Poços de Caldas, onde as atividades magmáticas desenvolveram-se durante certo período. De um modo geral, a formação das rochas alcalinas envolve intervalo de tempo total superior a 80 milhões de anos. Além disso, parecem distribuir-se em dois grupos distintos de idade, o primeiro no Cretáceo inferior (122-133 milhões de anos) e o segundo entre Cretáceo superior e Terciário (51-82 milhões de anos). Sômente poucas determinações se colocam fora dos citados limites. De início, pode ser notado que o primeiro grupo é essencialmente contemporâneo à atividade basáltica, enquanto que o segundo grupo é nitidamente posterior.

Fator de grande importância genética que foi observado por Amaral *et al.* (1967) é a localização do grupo de ocorrências mais antigas a oeste do grupo de ocorrências mais recentes. Além disso, dentro dêste último grupo, existe uma tendência das idades dos distritos individuais decrescerem para leste, em direção ao Oceano Atlântico. Não é de

TABELA 9

DETERMINAÇÕES DE IDADE POTÁSSIO-ARGÔNIO INÉDITAS EM ROCHAS MAGMÁTICAS PÓS-PALEOZÓICAS DO NORDESTE BRASILEIRO

Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO E SITUAÇÃO GEOLÓGICA	ROCHA	Nº LAB (SPK)	MATERIAL x 10 ⁶ anos	IDADE K-Ar
HD-805	"Sill" intrusivo em rochas carboníferas — Floriano, Pi	Diabásio	660	Rocha total	125,7±3,8
HD-626	"Sill" intrusivo em rochas carboníferas — Floriano, Pi	Diabásio	707	Rocha total	126,8±3,8
AN-281	Derrame (?) — Lizarda, Go	Basalto	673	Rocha total	128,1±9,4
GA-20	Chaminé intrusiva em rochas metamórficas — P. Cabugi, RN	Basalto	512	Rocha total	19,7±0,8
OB-PF/F-1	Dique intrusivo em rochas metamórficas — Curaça, Ba	Gabro	391	Plagioclásio	73,2±4,4
GA-21	Dique intrusivo em rochas metamórficas — Angicos, RN	Diabásio	653	Rocha total	131,4±3,9
PV-38-CE	Intrusão em rochas metamórficas Mecejana, Ce	Fonólito	675	K-feldspato	29,9±0,9
Idem	Idem	Idem	676	Rocha total	27,8±0,8
Cst-1-BA	Pequeno "sill" intrusivo em rochas do Cretáceo — Caravelas, Ba	Diabásio	248	Rocha total	46,5±1,4

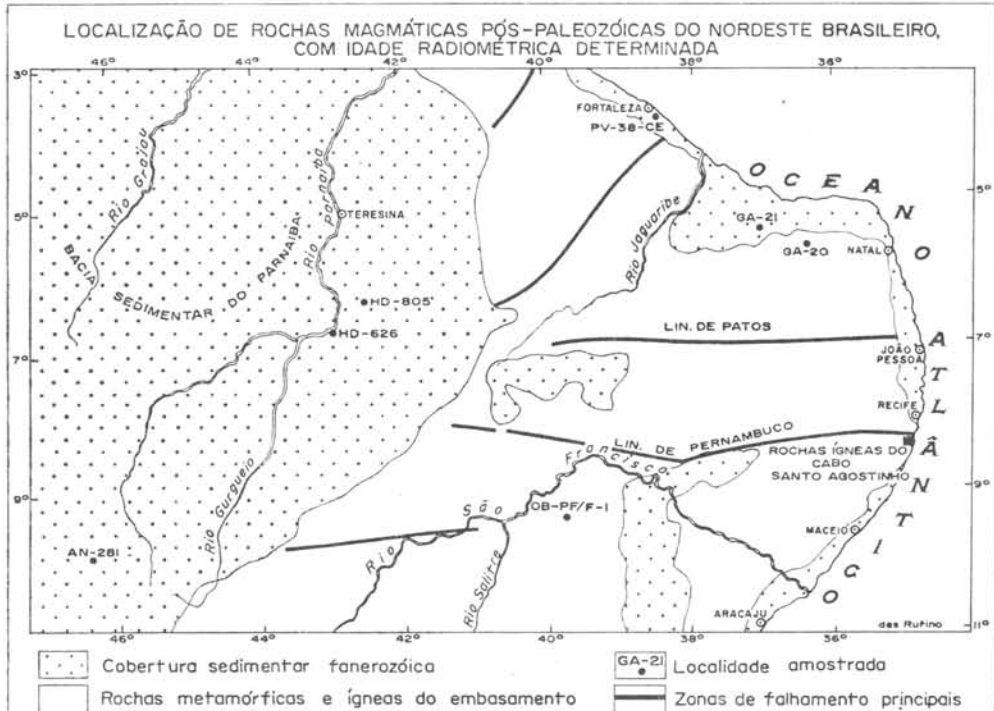


FIG. 10

se excluir a hipótese de existirem ocorrências desconhecidas de rochas alcalinas submersas na plataforma continental com idades provavelmente ainda mais novas (deve ser notado o fato de que muitos distritos, como São Sebastião, Montão de Trigo, Vitória, Búzios e Cabo Frio, constituem ilhas).

d) *Rochas ígneas do Cabo Santo Agostinho, Pernambuco*

A cerca de 30 km ao Sul de Recife, Pernambuco, ocorre um distrito magmático abrangendo área total de 150km², onde aparecem diversas variedades de rochas, cuja composição varia desde basálticas até graníticas. Trata-se essencialmente de rochas vulcânicas, mas aparece também uma variedade alcalina de granito, indubitavelmente não orogênico, semelhante aos de Niger (Jacobson *et al.*, 1958; Black, 1967). O complexo ígneo foi descrito primeiramente por Eriksen de Oliveira e Andrade Ramos (1956). Posteriormente, Vandoros *et al.* (1966) mostraram que as idades radiométricas de todos os tipos litológicos determinados eram semelhantes, próximas de 90 milhões de anos (Cretáceo superior). Tais determinações evidenciaram a consangüinidade de todas as variedades magmáticas (inclusive o granito), que devem ter sido formadas principalmente por processos de diferenciação.

O complexo ígneo do Cabo de Santo Agostinho está situado próximo ao "lineamento de Pernambuco", assim definido por Ebert (1962), e caracterizado por uma imensa zona de fratura com diversos quilômetros de largura, direção mais ou menos E-W, que atravessa todo o nordeste brasileiro, desde o Atlântico até perder-se sob as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (vide Fig. 10).

e) *Rochas básicas do Nordeste Brasileiro*

Inúmeras ocorrências de rochas ígneas de natureza basáltica foram assi-

na'adas cortando o escudo no Nordeste Brasileiro. Trata-se principalmente de rochas de dique, associadas a fraturas de tensão. Ocorrem também alguns casos de chaminés vulcânicas, como algumas descritas por Ro'ff (1965), ou derames, como os que aparecem no litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte (Kegel, 1957).

Três amostras de rochas basálticas foram datadas (ver Tabela 9,); sua localização consta da Fig. 10. O dique básico de Angicos, RN, corta rochas metamórficas pertencentes à orogênese Caririana, e sua idade revelou contemporaneidade com o vulcanismo da Bacia do Parnaíba, com o qual guarda provavelmente associação genética. Amostra do Pico do Cabugi, que pertence a conjunto de chaminés vulcânicas existentes na região de Lages, RN (Ro'ff, 1965), evidenciou cerca de 20 milhões de anos, demonstrando a continuidade das atividades ígneas pelo menos até o fim do Mioceno. O gabro de Curaçá faz parte de sistema de diques paralelos, e revelou idade radiométrica de 72 milhões de anos, próxima ao fim do Cretáceo. Estas poucas idades já sugerem que as manifestações vulcânicas no nordeste brasileiro foram mais ou menos contínuas a partir do Cretáceo inferior, até o fim do Terciário, indicando que os fraturamentos a que estão associadas mantiveram-se ativos durante todo aquele espaço de tempo.

f) *Fonólito de Mecejana, Ceará*

A cerca de 20 km a SE de Fortaleza, Ceará, ocorre corpo de rocha fonolítica, presumivelmente intrusivo nas rochas metamórficas e ígneas do embasamento. Seus contatos estão encobertos, pois encontra-se completamente rodeado por sedimentos cenozóicos. A rocha, descrita por Vandoros e Oliveira (no prelo), é semelhante aos fonólitos do Arquipélago de Fernando de Noronha. Além disso, jaz na continuação do alinhamento que passa pelo referido arquipélago, pelo atol das Rocas, e por alguns altos fundos que significam com toda

probabilidade edifícios vulcânicos submersos. Tal alinhamento, de direção geral E-W, já tinha sido assinado por Almeida (1955) e indica provavelmente zona de fratura pela qual se extravasou grande quantidade de material magmático.

A idade do fonólito de Meczjena foi determinada em uma única amostra (ver Tabela 9) tanto em rocha total como em feldspato potássico. Os resultados, embora próximos, apresentam diferença pouco superior ao erro experimental, que pode ser atribuível à perda de argônio por difusão da rocha total (ver Capítulo 2-C). A idade próxima a 30 m.a. do feldspato, mais digna de confiança, indicaria que atividades ígneas ao longo da zona de fratura referida teriam existido pelo menos desde o M'oceno.

g) *Rocha basáltica de Caravelas,
Bahia*

O poço Cst-1-Ba, perfurado pela Petrobrás nas proximidades da cidade de Caravelas, Bahia, encontrou em profundidade uma pequena intercalação basáltica (cêrca de 1 metro de espessura) atravessando camadas atribuídas ao Cretáceo. A amostra revelou idade potássio-argônio de 56,5 milhões de anos (ver Tabela 9), perfeitamente correlacionável com o vulcanismo que afetou o arquipélago dos Abroihos, de que trata o Capítulo anterior. A Fig. 8 mostra a relação possível de intercalação de Caravelas com o edifício vulcânico dos Abroihos, ao qual muito provavelmente esteja relacionada.

7 — O VULCANISMO E A ORIGEM DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

a) *Evolução do vulcanismo nas ilhas do Atlântico Sul*

Pelo exposto nos capítulos anteriores, foi verificado que em cada edifício vulcânico estudado do Atlântico Sul, e notadamente no Arquipélago de Fernando de Noronha e na Ilha de Trindade, existem ciclos magmáticos sucessivos, cuja idade pode ser delimitada dentro dos limites experimentais. Os resultados mostram, em cada caso, a possibilidade de alternância de fases vulcânicas, que podem ser de natureza distinta. Além disso, mostrou-se perfeitamente definível o intervalo de tempo que envolve a história geológica do material encontrado acima do nível do mar, no topo do edifício. Mais ainda, em muitos casos são definíveis também com certa precisão os intervalos de tempo referíveis a cada fase vulcânica.

É necessário frisar, no entanto, que o tempo necessário para o crescimento de qualquer edifício vulcânico inclui aquele que decorreu durante a formação do material situado abaixo do nível do mar, que constitui sempre a parte principal do edifício. Torna-se evidente que a idade mais antiga encontrada em rochas da superfície significa tão somente um limite mínimo de idade para as atividades iniciais do vulcanismo. As primeiras rochas formadas estariam na base do edifício vulcânico, fora do alcance direto. Portanto, a história geológica do vulcão oceânico cobre necessariamente intervalo de tempo maior daquele determinado por análises de amostras da superfície. Além disso, a complexidade da história vulcânica evidenciada pela secção atualmente exposta (rochas piroclásticas, derrames, intrusões, etc.) impõe grande cautela nas interpretações. É praticamente impossível inferir-se a

evolução completa do edifício somente pelas exposições na superfície. Dificuldade adicional é representada pela instabilidade isotática dos edifícios vulcânicos, que tendem a subsidir abaixo do nível do mar; por esta razão, não são encontradas, a não ser em raras exceções, ilhas nas quais o vulcanismo extinguiu-se já há algum tempo. A vida média de uma ilha vulcânica oceânica é estimada por Miller (1964) e Gass (1967) em cerca de 20 milhões de anos.

A Tabela 10 reúne as determinações de idade radiométrica efetuadas em outros laboratórios que não o da Universidade de São Paulo, em rochas provenientes de ilhas vulcânicas do Oceano Atlântico Sul: as ilhas de Santa Helena, Inacessível, Tristão da Cunha e Gough (Abdel-Monem e Gast, 1967; Miller, 1964, Bell *et al.*, 1967). Na mesma tabela, acham-se incluídas determinações de idade efetuadas em amostras dragadas do topo dos montes submersos ("sea mounts") Vema e Discovery (Miller, 1964; Cooper e Richards, 1966). Hart (1964) tentou determinar a idade pelo método Rb-Sr de amostras dos Rochedos São Paulo, sem ter conseguido resultados favoráveis em virtude do conteúdo extremamente baixo de Rb nestas rochas.

A localização destes edifícios vulcânicos, bem como dos demais existentes no Oceano Atlântico Sul é mostrada na Fig. 11.

De acordo com os dados da Tabela 10 verifica-se que o padrão evidenciado para os edifícios de Trindade e Fernando de Noronha ocorre também para outras ilhas, como as de Santa Helena ou Tristão da Cunha, onde diversas determinações de idade são disponíveis. Em todos os casos em que foram efetuadas várias determinações, é delimitado um

intervalo de tempo para as atividades vulcânicas, que pode ser considerado mínimo para cada um dos edifícios considerados.

b) *Associação do vulcanismo com zonas de fratura na costa*

Almeida (1955, 1961 e 1965) sugere que as ilhas vulcânicas oceânicas bra-

tantos montes submarinos. Enormes zonas de fratura, de direção aproximada E-W, já foram assinaladas em todo o Atlântico Norte e Equatorial. Como exemplos podem ser citados a "Chain fracture zone" e a "Romanche fracture zone", aproximadamente no Equador, com deslocamentos transcorrentes da ordem de centenas de quilômetros em cada uma delas (Heezen *et al.*, 1964), e a

TABELA 10

DETERMINAÇÕES POTÁSSIO-ARGÔNIO EM EDIFÍCIOS VULCÂNICOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL*

LOCALIDADE	ROCHA	IDADE (m.a.)	REFERÊNCIA
Ilha vulcânica de Santa Helena	Olivina-basalto	13,0 ± 1,3**	Abdel-Monem e Gast(1967)
Idem	Olivina-basalto	12,1 ± 1,2**	Idem
Idem	Basalto	11,8 ± 1,2**	Idem
Idem	Fonólito	10,6 ± 1,1**	Idem
Idem	Traqui-basalto	10,4 ± 1,0	Idem
Idem	Fonólito	8,5 ± 0,9**	Idem
Idem	Fonólito	8,0 ± 0,8**	Idem
Ilha vulcânica de Tristão da Cunha	Derrame	3,0 ± 3,0	Miller (1964)
Idem	Derrame	0,5 ± 1,0	Idem
Idem	Derrame	0,95 ± 0,15**	Grasty (em Miller, 1964)
Idem	Derrame	0,7 ± 1,0**	Miller (1964)
Idem	Derrame	1,0 ± 1,0	Idem
Idem	Derrame	3,0 ± 1,5	Idem
Idem	Basalto	3,0 ± 1,0	Idem
Idem	Basalto	9,0 ± 2,0	Idem
Ilha de Nightingale	Basalto	2,0 ± 1,0	Idem
Ilha Inacessível	Basalto	6,0 ± 1,5	Idem
Idem	Basalto	2,9 ± 0,3	Rex (em Gass, 1967)
Ilha vulcânica de Gough	Olivina-basalto	6,0 ± 2,0	Miller (1964)
Idem	Traquito	3,0 ± 1,0	Idem
Idem	Traquito	2,0 ± 1,0	Idem
Ilha vulcânica de Ascensão	Várias	até 1,5	Bell <i>et al.</i> , 1967***
Monte submarino "Discovery"	Lava	26,0 ± 4,0	Miller (1964)
Monte submarino "Vema"	Lava fonolítica	11,0 ± 0,3	Cooper e Richards (1956)

* Sòmente foram consideradas determinações em que a correção para argônio atmosférico não alcançou 95%. $\lambda\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ anos⁻¹
 $\lambda\epsilon = 0.583 \times 10^{-10}$ anos⁻¹

** Média de 2 resultados

*** Sòmente resumo publicado — Dados analíticos não disponíveis.

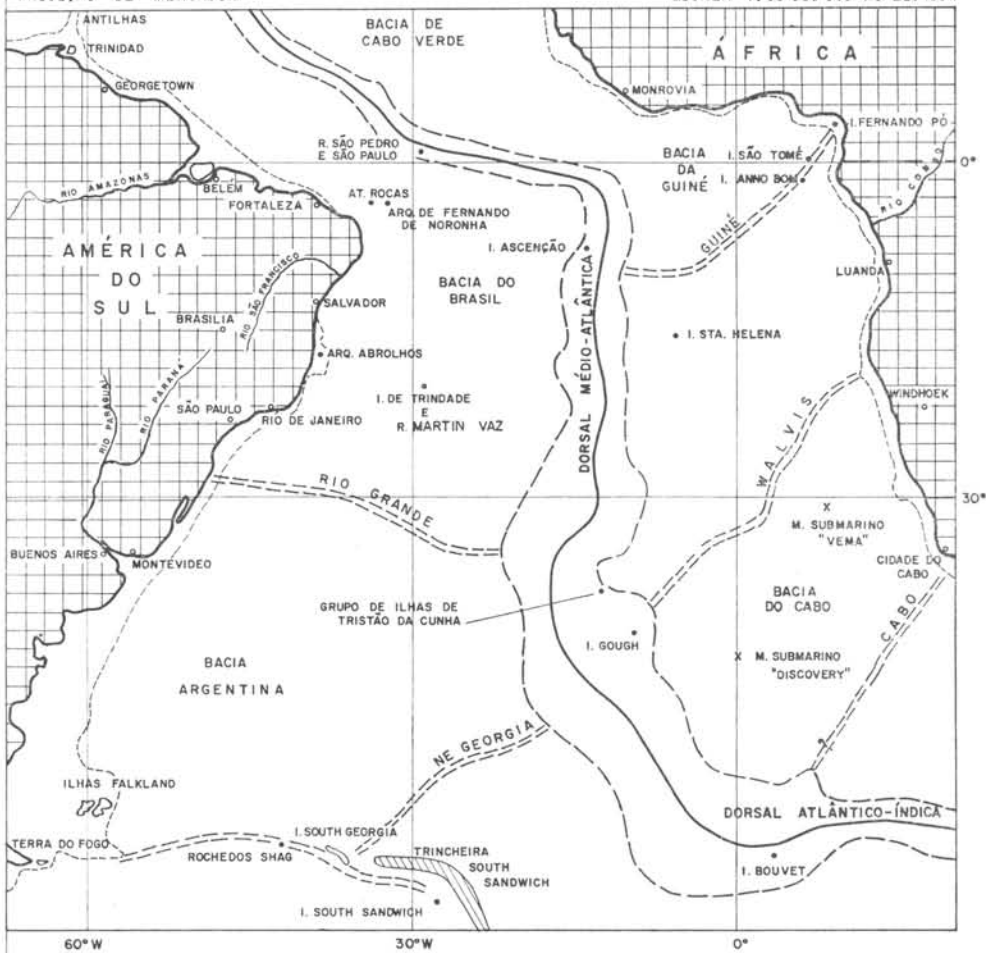
sileiras apareceram em vastas zonas de fratura, evidenciadas por alinhamento de altos fundos que representariam outros

zona de fratura "Atlantis", na latitude aproximada 30° N, com deslocamento de cerca de 100 quilômetros (Heezen e

FIG. II - LOCALIZAÇÃO DOS EDIFÍCIOS VULCÂNICOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

ADAPT. DA CARTA 1262 A U.S. NAVAL OCEAN. OFFICE
PROJEÇÃO DE MERCADOR

ESCALA 1:39 000 000 NO EQUADOR



CONVENÇÕES.

- CRISTA DA DORSAL MÉDIO-OCEÂNICA
- LIMITE GEGRÁFICO APROXIMADO DA DORSAL MÉDIO-OCEÂNICA
- ELEVACÃO OCEÂNICA ("OCEANIC RÍSE" OU "OCEANIC RIDGE")
- LIMITE DA PLATAFORMA CONTINENTAL
- TRINCHEIRA ("TRENCH")
- ILHA, ARQUIPÉLAGO OU ROCHEDO(S)
- MONTE SUBMARINO ("SEA MOUNT")

Tharp, 1965). Fraturas semelhantes foram assinaladas em toda a extensão do Atlântico Norte. Krause (1965), estudando enorme zona que se estende desde a península Ibérica até a região nordeste dos Estados Unidos da América do Norte ("East and West Azores fracture zone"), considera as fraturas ativas pelo menos desde a Era Mesozóica média até os presentes dias, embora em épocas diferentes e sucessivas, e com deslocamentos às vezes opostos, conforme as mudanças dos "stresses" tectônicos.

No Atlântico Sul, ainda não existem estudos oceanográficos completos, para que padrão semelhante de fratura pudesse ser observado. No entanto, os altos fundos alinhados presentes nas latitudes de Fernando de Noronha, Abrolhos, Trindade, e outros, como os da elevação oceânica ("rise") Rio Grande, parecem estar referidos a outras tantas zonas de fratura, de direção aproximada E-W, como acontece nos casos já descritos do Atlântico Norte e Equatorial.

No continente sulamericano existem linhas tectônicas definidas, como as imensas zonas de fraturas E-W que constituem os lineamentos de Patos (Kegel, 1965) e Pernambuco (Ebert, 1962). Tais lineamentos do Nordeste brasileiro representam possivelmente reativações de linhas tectônicas muito antigas, talvez ligadas aos movimentos orogênicos Caririanos do fim do pré-cambriano. Isto porque, ao que parece, se lhe associam intrusões graníticas desta orogênese, às quais as fraturas devem ser anteriores ou pelo menos contemporâneas; por outro lado, estes mesmos granitos também foram afetados por movimentos posteriores ao longo das mesmas linhas de fraqueza. A fase moderna das reativações é comprovada pela existência de numerosos diques basálticos (Rolff, 1965) de direção E-W, e pelo aparecimento da atividade magmática do Cretáceo do Cabo Santo Agostinho, esta última nas proximidades do acima referido lineamento de Pernambuco. Também no continente

africano, fenômenos semelhantes foram assinalados por Furon (1963), que mostrou a existência de enormes fraturas de direção ENE-WSW no Camerum, que continuam na plataforma continental, onde aparecem associadas às rochas vulcânicas consideradas mesozóicas das ilhas do Golfo da Guiné. Estas megafaturas, existentes sobre os continentes, podem representar a continuação das já mencionadas zonas de fratura no assoalho oceânico.

A associação do vulcanismo oceânico com fraturamento é fato aceito de longa data, e a existência das referidas zonas de fratura mais ou menos transversais à dorsal meio-Atlântica parece não deixar dúvida quanto à sua relação com a origem dos focos vulcânicos no Oceano Atlântico Sul.

c) *A hipótese do crescimento do assoalho oceânico*

Wilson (1963) reuniu os dados referentes às idades das ilhas vulcânicas de todos os oceanos, e relacionou-os com as distâncias respectivas das dorsais meio-oceânicas. Embora naquela época os dados geocronológicos fossem ainda muito escassos, já se pôde verificar que de modo geral as idades máximas encontradas nas ilhas vulcânicas mostraram-se sempre relativamente jovens, e especialmente muito mais jovens do que as observadas em rochas de todos os continentes.

Além disso, verificou-se que existe uma tendência no sentido de serem mais antigas aquelas ilhas que mais se afastam da dorsal meio-oceânica. Para o Oceano Atlântico em particular, as ilhas vulcânicas próximas da crista da dorsal meio-Atlântica são ativas ainda hoje, ou foram ativas muito recentemente, enquanto que as mais afastadas são todas inativas. Infelizmente, a já mencionada tendência a subsidir dos edifícios vulcânicos faz com que somente aqueles onde existiram atividades muito recentes permaneçam acima do nível do mar. Como exemplo podem ser referidas as

ilhas situadas ao longo da dorsal, e outras como a de Trindade, onde as atividades se extinguiram há menos de um milhão de anos. O registro disponível do vulcanismo é por isto muito raro e incompleto. As evidências acima foram empregadas por Wilson para substanciar a hipótese já lançada anteriormente por Hess (1960, 1962) e Dietz (1961 e 1962), de que haveria crescimento do assoalho oceânico a partir das cristas das dorsais, com material sendo adicionado sucessivamente nesta posição.

A idéia de Hess e Dietz, está em conexão com a Teoria da Deriva Continental. O presente autor não pretende relacionar novamente as impressionantes similaridades geológicas existentes entre África e América do Sul, já exaustivamente discutidas por Wegener (1924), du Toit (1927, 1937), ou Martin (1961). No entanto, torna-se necessário executar alguma recapitulação sobre o mecanismo proposto por Hess e Dietz, e que envolve a história do Oceano Atlântico.

As ilhas vulcânicas ter-se-iam originado por atividade magmática sobre a dorsal e as mais antigas já teriam sido transportadas para longe dela no movimento geral do assoalho oceânico. Evidentemente, as atividades magmáticas não cessariam tão logo o edifício deixasse a crista da dorsal, mas poderiam continuar por determinado lapso de tempo, enquanto permanecessem abertos os respectivos canais de alimentação. A existência de correntes de convecção no manto seria, segundo os mencionados Autores, o mecanismo mais provável que originaria o vulcanismo ao longo das dorsais e o movimento do assoalho oceânico. Segundo esta interpretação, portanto, material crustal neo-formado aparece ao longo das cristas das dorsais meio-oceânicas em faixas sucessivas e simétricas, que se afastam da crista à medida que envelhecem.

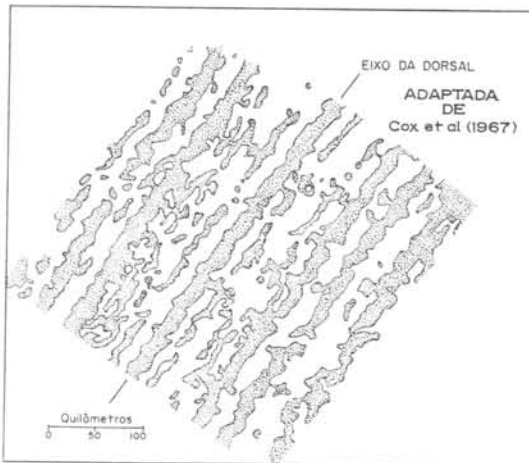
Recentemente, Vine e Matthews (1963), e Vine (1966), mostraram o impressionante fato relativo à correlação perfeita e indiscutível entre anomalias

magnéticas nos oceanos e diversas épocas nas quais verificaram-se reversões na polaridade do campo magnético terrestre, isto é, épocas em que os polos Norte e Sul magnético teriam trocado mutuamente de lugar. Sabe-se que o campo magnético terrestre sofreu diversas destas reversões nos últimos milhões de anos, fato que foi evidenciado por medidas paleomagnéticas em inúmeras localidades (Cox *et al.*, 1964). Se o crescimento do assoalho oceânico ocorresse realmente de acordo com a formulação de Hess e Dietz, deveriam existir faixas sucessivas, paralelas à crista da dorsal meio-Atlântica, e simétricas em relação a este eixo, solidificadas e magnetizadas em épocas sucessivas de polaridade alternadamente oposta. Esta condição provocaria padrão de anomalias magnéticas alternadamente positivas e negativas dispostas paralelamente às dorsais. De fato, tais anomalias foram observadas em todos os perfis magnéticos efetuados sobre a dorsal meio-Atlântica: um exemplo é mostrado na Fig. 12, adaptada de Cox *et al.*, (1967). A região ali evidenciada situa-se a algumas centenas de quilômetros a SW da Índia, no Atlântico Norte, a cerca de 60° de latitude. As faixas paralelas nas quais o campo magnético terrestre é mais forte (regiões pontilhadas) corresponderiam a rochas formadas em épocas de magnetismo com polaridade normal. As de campo magnético terrestre mais fraco (regiões em branco) corresponderiam a rochas formadas em épocas de magnetismo com polaridade invertida. Pode ser notado que todas estão orientadas paralelamente ao eixo da dorsal meio-Atlântica, e exibem padrão sensivelmente simétrico em relação a ela.

Assim como na região da Fig. 12, os mapas magnéticos de regiões oceânicas em geral, de modo totalmente diverso daqueles sobre os continentes, mostram padrões "zebrados" com faixas de intensidade magnética alternadamente forte e fraca. Estas anomalias, que são interpretadas como conseqüentes de reversões do campo magnético, reforçam

sobremaneira a hipótese do crescimento do assoalho oceânico.

Wilson (1963) tentou estimar a proporção do deslocamento no Atlântico a partir das idades atribuídas aos edifícios vulcânicos e sua distância da dorsal. Chegou a valores que variam até cerca de 7 cm/ano para a velocidade máxima aparente, com valor médio de 3,5 cm/ano. No entanto, esta estimativa é significativamente mais elevada do que as obtidas pelos estudos magnéticos recentes, que são de maior confiança, pois os dados referentes às idades das ilhas estavam sujeitos a incerteza considerável, em grande parte dos casos. Phillips (1967) estimou uma velocidade de 1,3 cm/ano para a latitude 27° N; Heirtzler e Le Pichon (1965) indicam 1,5 cm/ano para o Atlântico Sul, na latitude de 38° S; Dickson *et al.*



(1967) indicam 2 cm/ano na latitude 50° S, também no Atlântico Sul. Estes dados mostram que a proporção de deslocamento pode ser variável, mas as estimativas são da mesma ordem, entre 1 e 2 cm/ano, para o Atlântico Sul. Tomando-se como base o valor mais alto encontrado (2 cm/ano) como máximo relativo razoável, pode ser calculada a idade dos edifícios vulcânicos, assumindo-se a validade da hipótese de Hess, Dietz e Wilson, de que o vulcanismo teve início sobre a crista da dorsal meio-

Atlântica. Da Tabela 11, constam as distâncias aproximadas de cada edifício vulcânico da crista da dorsal, medidas segundo as linhas mais prováveis ao longo das quais se deu o deslocamento. Não foram levados em conta os edifícios vulcânicos que constituem as ilhas do Príncipe, Fernando Pó e o arquipélago dos Abrolhos, situados sobre as plataformas continentais. Quase sempre as distâncias referidas foram determinadas segundo os paralelos, em direção sensivelmente perpendicular à dorsal. Para o arquipélago de Fernando de Noronha, como a dorsal meio-Atlântica em sua latitude apresenta forte inflexão para uma direção WNW-ESE, a distância foi medida segundo trajetória curva, terminando mais ou menos perpendicular à dorsal. Para as ilhas vulcânicas situadas mais próximas à África, as distâncias foram medidas em sentido NE, aproximadamente paralelo às elevações oceânicas ("ridges" ou "rises") da Guiné, Walvis e do Cabo. As idades possíveis para o início do vulcanismo, nos casos assinalados, (assumindo o valor de 2 cm/ano para a velocidade média do deslocamento), também constam da referida Tabela 11. Verifica-se que, em todos os casos, as determinações radiométricas efetuadas resultaram mais novas do que as estimativas teóricas calculadas. Este fato poderia ter sido previsto, pois as determinações radiométricas constituem sempre idades mínimas para o início do vulcanismo, sendo que idades mais antigas ocorrem necessariamente nas bases de todos os edifícios. De qualquer modo, nenhuma das estimativas é desmentida pelas determinações de idade.

d) *A época do nascimento do Atlântico Sul*

Algumas idéias de caráter especulativo podem ser aventadas com relação ao início das atividades magmáticas na região hoje ocupada pelo Atlântico Sul. É altamente significativo o fato de não existir aparentemente nenhuma atividade ígnea importante entre o final da oro-

TABELA 11

ESTIMATIVAS PARA A ÉPOCA DO INÍCIO DO MAGMATISMO NOS EDIFÍCIOS VULCÂNICOS DO ATLÂNTICO SUL

Edifício vulcânico	Situação em relação à dorsal	Distância aproximada da crista da dorsal	Idade estimada para o início do vulcanismo*	Idade radiométrica máxima encontrada (Seg. Tab. 10)
Bouvet	Sôbre a dorsal	80 km E	4 m.a.	—
Ascensão	Idem	140 km W	7 m.a.	1,5 m.a.
Inacessível-Nightingale	Idem	440 km E	22 m.a.	6 m.a.
Tristão da Cunha	Idem	460 km E	23 m.a.	9 m.a.
Gough	Idem	620 km E	31 m.a.	6 m.a.
Santa Helena	Fora da dorsal	700 km E	35 m.a.	13 m.a.
Fernando de Noronha	Idem	780 km W	39 m.a.	12 m.a.
M. subm. "Discovery"	Idem	1000 km E	50 m.a.	26 m.a.
Martin Vaz	Idem	1450 km W	72 m.a.	60 m.a.**
Trindade	Idem	1500 km W	75 m.a.	3,5 m.a.
M. subm. "Vema"	Idem	2300 km W	115 m.a.	11 m.a.
Annobom	Idem	2450 km E	122 m.a.	—
São Tomé	Idem	2500 km E	125 m.a.	—

* Assumindo-se o valor de 2 cm/ano para a velocidade de deslocamento.

** Idade questionável — ver Capítulo 2.

gênese Caririana e a Era mesozóica. Neste intervalo de tempo, relativamente grande, da ordem de 250 milhões de anos, não foi assinalado, para a plataforma brasileira, nenhum fenômeno magmático de maior importância. No entanto, a partir do Jurássico apareceu vulcanismo intenso, tanto na Bacia do Paraná como na Bacia do Parnaíba, responsável pela formação de enorme quantidade de rochas basálticas, em derrames ou intrusões concordantes. Posteriormente apareceram focos de atividades ígneas em diversos lugares, tanto no continente como na região hoje ocupada pelo oceano, cobrindo mais ou menos continuamente o intervalo de tempo desde o Jurássico até o presente. Cabe frisar mais uma vez que tôdas estas manifestações ígneas pós-Jurássicas possuem caráter anorogênico, sem qualquer conexão com metamorfismo e movimentos orogênicos. São elas ligadas essencialmente a tectonismo de fratura, produzido por esforços tensionais.

Outro fato muito significativo é representado pela sedimentação marinha ao longo das costas do Oceano Atlântico Sul, em ambos os lados. Não há evidências definitivas de sedimentos marinhos anteriores ao Cretáceo, e além disso as bacias em que foram depositados invariavelmente são de origem tectônica, como as de Alagoas, Sergipe ou Recôncavo, na América do Sul, ou a de Dakar, na África.

A ser verdadeira a origem do oceano por crescimento a partir da dorsal meio-Atlântica, que no seu início teria se constituído em megafratura no continente de Gondwana, os dados geocronológicos aqui referidos sugerem fortemente que o início dêste fraturamento e separação dos continentes africano e sulamericano deu-se a partir do Jurássico. Evidentemente, o movimento de separação não necessita ter sido uniforme com o tempo; é provável mesmo que tenha sido de intensidade variável, mais ou menos proporcional à atividade ígnea

associada. Assim o movimento provavelmente foi mais intenso no Cretáceo inferior, contemporaneamente à subida do magma basáltico; deve ter sido considerável no Cretáceo superior, quando se formou a maioria das rochas alcalinas do Brasil meridional e as rochas ígneas da região do Cabo Santo Agostinho, e ainda em diversas outras ocasiões, posteriormente. Infelizmente, o registro da atividade ígnea no assoalho oceânico é muito escasso, e dados mais completos sobre a sua evolução poderão ser obtidos somente após intensa amostragem do próprio assoalho ou dos montes submarinos ("sea mounts"), que representam os testemunhos de atividade ígnea pretérita.

Resumindo, nenhuma determina-

ção radiométrica de rochas provenientes das ilhas vulcânicas do oceano Atlântico, ou das ocorrências magmáticas ao longo da costa, apresentou idades pré-mesozóicas, comparáveis às encontradas nos continentes africano e sulamericano. A evolução do magmatismo parece ter-se dado de W para E no lado sulamericano, e as atividades magmáticas, sempre de caráter anorogênico, manifestaram-se ao longo de fraturas orientadas mais ou menos perpendicularmente à dorsal meio-Atlântica. Embora tais dados não possam ser considerados definitivos para a comprovação da Teoria da Deriva Continental, nenhum deles lhe é contrário, e o padrão das evidências é consistente com a abertura da Bacia do Atlântico Sul, a partir do Jurássico.

8 — REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-MONEN, A. e GAST, P. W. (1967)
— Age of volcanism on Sta. Helena
— *Earth and Plan. Sci. Letters* — v. 2, pp. 415-418.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1955) — *Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha* — Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral, Monogr. XIII.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1961) — *Geologia e Petrologia da Ilha de Trindade* — Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral, Monogr. XVIII.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1965) — *As ilhas oceânicas brasileiras e uma hipótese sobre a Origem do Atlântico* — Simpósio sobre a Oceanografia do Atlântico Sul Ocidental — An. Acad. Bras. Ciências, v. 37, Supl.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1967) — *Origem e evolução da plataforma brasileira* — Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral — Bol. 241.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J. H. (1967) — *Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil* — *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, v. 31, pp. 117-142.
- AMARAL, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J. H. (1966) — *Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil* — *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, v. 30, pp. 159-189.
- BELL, J. D., ATKINS, F. B., BAKER, P. E. e SMITH, D. G. W. (1967) — *Notes on the petrology and age of Ascension Island, South Atlantic* — *Symposium on Continental Drift* — UNESCO-IUGS — Montevideo — (Resumo).
- BLACK, R. (1967) — *Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique Occidentale* — *Chron. des Mines et de la Rech. Minière* — n. 364, pp. 225-238.
- BRANNOCK, W. e BERTHOLD, S. (1949) — *The determinations of sodium and potassium in silicate rocks by flame photometer* — *U. S. Geol. Survey, Bull.* n. 992, pp. 1-14.
- BURROWS, J. A. (1961) — *Relatório do poço Sbst-1-Ba* — *Petróleo Brasileiro S/A.* (inédito).
- COOPER, J. A. e RICHARDS, J. R. (1966) — *Isotopic and alkali measurements from the Vema Seamount of the South Atlantic Ocean* — *Nature*, v. 210, n. 5042, pp. 1245-1246.
- CORDANI, U. G. e GIRARDI, V. A. V. (1967) — *Geologia da Fôlha de Morretes* — *Bol. Univ. Fed. Paraná, Geologia* n. 26.
- CORDANI, U. G. e VANDOROS, P. (1967) — *Basaltic rocks of Southern Brazil* — *Em: Problems in Brazilian Gondwana Geology* — Eds. Bigarella, J. J., Becker, G. D. e Pinto, I. D. — Curitiba.
- COX, A., DALRYMPLE, G. B. e DOELL, R. (1967) — *Reversals of the Earth's magnetic field* — *Scient. Amer.*, v. 216, n. 2, pp. 44-60.
- COX, A., DOELL, R. R. e DALRYMPLE, G. B. (1964) — *Reversals of the Earth's magnetic field* — *Science*, v. 144, pp. 1537-1543.
- CREER, K. M., MILLER, J. A. e SMITH, A. G. (1965) — *Radiometric age of the Serra Geral Formation* — *Nature*, v. 207, pp. 282-283.
- DALRYMPLE, G. B. (1964) — *Argon retention in a granitic xenolith from a Pleistocene basalt* — *Nature*, v. 201, p. 282.
- DAMON, P. E. (no prelo) — *Radioactive dating of Quaternary Tephra* — *Proc. of VII Intern. I. N. Q. U. A. Congress.*
- DAMON, P. E. e KULP, J. L. (1958) — *Excess helium and argon in beryl and*

- other minerals — *Am. Min.*, v. 43, pp. 433-459.
- DICKSON, G. O., PITMAN III, W. C., HEIR-TZLER, J. R. (1967) — Magnetic anomalies in the South Atlantic and Ocean floor spreading (resumo) — *Trans. Am. Geoph. Union*, v. 48, p. 132.
- DIETZ, R. S. (1961) — Continent and Ocean Basin evolution by spreading of the sea floor — *Nature*, v. 190, pp. 854-857.
- DIETZ, R. S. (1962) — Ocean-basin evolutions by sea-floor spreading — *Em: Continental Drift* — Ed: S. K. Runcorn, pp. 289-298.
- DU TOIT, A. L. (1927) — A geological comparison of South America with South Africa — *Carnegie Instit. of Washington* — Publ. n. 381.
- DU TOIT, A. L. (1937) — Our wandering continents — Ed: Oliver and Boyd — Edinburgh.
- EBERT, H. (1962) — Baustil und Regional-metamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens — *Tsch. Mineral. Petrog. Mitt.*, v. 8, pp. 49-81.
- ERICKSON, G. P. e KULP, J. L. (1961) — Potassium-argon measurements on the Palisades sill, New Jersey — *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 72, pp. 649-652.
- EVERNDEN, J. F. e CURTIS, G. H. (1965) — The potassium-argon dating of Late Cenozoic rocks in East Africa and Italy — *Current Anthropol.*, v. 6, n. 4, pp. 343-385.
- EVERNDEN, J. F. e JAMES, G. T. (1964) — Potassium-argon dates and the Tertiary floras of North America — *Am. J. Sci.*, v. 262, pp. 945-974.
- FLINT, R. F. e DEEVEY JR., F. S. (1951) — Radiocarbon dating of Late-Pleistocene events — *Am. J. Sci.*, v. 249, n. 4, pp. 258-300.
- FRECHEN, Von J. e LIPPOLT, H. J. (1965) — Kalium-argon-Daten zum Alter der Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten — *Eiszeitalter und Gegenwart*, v. 16, pp. 5-30.
- FUNKHOUSER, J. G., NAUGHTON, J. J. e BARNES, I. L. (1965) — Some problems of dating Hawaiian rocks by the K-Ar method (resumo) — *Trans. Am. Geoph. Un.*, v. 46, p. 547.
- FURON, R. (1963) — *Geology of Africa* — Ed: Oliver and Boyd, Edinburgh.
- GASS, I. G. (1967) — Geochronology of the Tristan da Cunha Group of Islands — *Geol. Mag.*, v. 104, n. 2, pp. 160-170.
- HART, S. R. (1964) — Potassium, Rubidium and Strontium in the ultramafic rocks of St. Paul's Islands (resumo) — *Prog. 1964 Annual Meeting* — *Geol. Soc. Amer.*, pp. 86-87.
- HART, S. R. e DODD, R. T. (1962) — Excess radiogenic argon in pyroxenes — *J. Geoph. Res.*, v. 67, pp. 2998-2999.
- HARTT, C. F. (1870) — *Geology and Physical Geography of Brazil* — Ed: Fields Osgood e Co. — Boston.
- HEEZEN, B. C., BUNCE, E. T., HERSEY, J. B. e THARP, M. (1964) — Chain and Romanche Fracture Zones — *Deep-Sea. Res.*, v. 11, pp. 11-33.
- HEEZEN, B. C. e THARP, M. (1965) — Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and Continental drift — *Em: Symposium on Continental Drift* — *Phil. Trans. of the Roy. Soc.*, v. 258, pp. 90-106.
- HEIRTZLER, J. R. e LE PICHON, X. (1965) — Crustal structure of the mid-ocean ridges: 3. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge — *J. Geoph. Res.*, v. 70, pp. 4013-4033.
- HESS, H. H. (1960) — Evolution of Ocean basins in the sea. Ideas and observations — Eds: M. N. Hill *et al.*
- HESS, H. H. (1962) — History of ocean basins — *Em: Petrologic Studies* — Buddington volume — Eds: Engel and Leonard — *Geol. Soc. Am. Spec. publ.*
- HURLEY, P. M., ALMEIDA, F. F. M. de, MELCHER, G. C., CORDANI, U. G. RAND, J. R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINSON JR., W. H. e FAIRBARN, H. W. (1967) — Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages — *Science*, v. 157, n. 3788, pp. 495-500.

- JACOBSON, R. R. E., MACLEOD, W. N. e BLACK, R. (1958) — Ring-complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria — *Geol. Soc. Lond., Mem.* n. 1.
- KEGEL, W. (1957) — Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte — *Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral, Bol.* 170.
- KEGEL, W. (1965) — A estrutura geológica do Nordeste Brasileiro — *Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral Bol.* 227.
- KRAUSE, D. C. (1965) — East and West Azores fracture zones in the North Atlantic — *Em: Submarine Geology and Geophysics*, pp. 163-172 — Eds: Whittard W. F. e Bradshaw R. — London — Washington, D. C.
- KUNO, H. YAMASAKI, K., IIDA, C. NAGASHIMA, K. (1957) — Differentiation of Hawaiian Magmas — *Jap. Jour. of Geol. and Geog.*, v. XXVIII, n. 4, pp. 179-218.
- LAUGHLIN, A. W. (1966) — Excess radiogenic argon in minerals from the Amelia, Virginia pegmatites (resumo) — 62nd Annual Meet. *Geol. Soc. Am. — Cordilleran Section-Nevada.*
- LEINZ, V., BARTORELLI, A., SADOWSKI, G. R. e ISOTTA, C. A. L. (1966) — Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da bacia do Paraná — *Soc. Bras. Geol.*, v. 15, n. 4, pp. 79-91.
- LIVINGSTON, D. E., DAMON, P. E., MAUGER, R. L., BENNETT, R. e LAUGHLIN, A. W. (1966) — Ar⁴⁰ in cogenetic feldspar-mica mineral assemblages — *Annual Progr. Rep. n° COO-689-60, App. A-III* — *Geoch. Section Univ. of Arizona — Tucson.*
- MARTIN, H. (1961) — The hypothesis of Continental Drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa — *Geol. Soc. of S. Africa, Anexo ao v. 64* — Alex L. du Toit Mem. Lecture n. 7.
- MATHEWS, W. H. e CURTIS, G. H. (1966) — Date of the Pliocene-Pleistocene boundary in New Zealand — *Nature*, v. 212, n. 5066, pp. 979-980.
- McDOUGALL, I. (1963) — Potassium-argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa — *J. Geoph. Res.*, v. 68, pp. 1535-1545.
- McDOUGALL, I. (1964) — Potassium-argon Ages from Lavas of the Hawaiian Islands — *Geol. Soc. Am., Bull.* v. 75, pp. 107-128.
- McDOUGALL, I. (1966) — Precision method of potassium-argon isotopic age determination on young rocks — *Meth. and Techn. in Geoph.*, v. 2, pp. 279-304.
- McDOUGALL, I. e GREEN, D. H. (1964) — Excess radiogenic argon in pyroxenes and isotopic ages on minerals from Norwegian eclogites — *Norsk. Geol. Tidsskr.*, v. 44, pp. 183-196.
- McDOUGALL, I. e RÜEGG, N. R. (1966) — Potassium-argon dates on the Serra Geral Formation of South America — *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 30, pp. 191-195.
- MELCHER, G. C. e COUTINHO, J. M. V. (1966) — Rochas alcalinas e carbonatito de Anitápolis, Santa Catarina — *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v. 15, n. 1, pp. 59-93.
- MELFI, A. J. (1967) — Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil — *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 31, pp. 1079-1089.
- MILLER, J. A. (1964) — Age determinations made on samples of basalt from the Tristan da Cunha group and other parts of the mid-Atlantic ridge — *Em: Volcanological Report of the Royal Soc. Exped. to Tristan da Cunha, 1962. Appendix II* — *Phil. Trans. R. Soc. A.*, v. 256, pp. 565-569.
- OLIVEIRA, A. I. de e LEONARDOS, O. H. (1943) — *Geologia do Brasil 2.ª ed.* — Rio de Janeiro — *Serv. Inf. Agric. (Série didática n. 2).*
- OLIVEIRA, P. E. e ANDRADE RAMOS, J. R. de (1956) — *Geologia das quadriculas de Recife e Pontas de Pedra* — *Div. Geol. Min. do Depto. Nac. da Prod. Mineral — Bol.* 151.
- PHILLIPS, J. D. (1967) — Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge near

- 27° N Latitude (resumo) — Trans. Am. Geoph. Union, v. 48, p. 89.
- REYNOLDS, J. H. (1956) — High sensitivity mass spectrometer for noble gas analysis — Rev. Sci. Instr., v. 27, pp. 928-934.
- REYNOLDS, J. H. e SPIRA, R. (1966) — Individual tracers for isotope dilution analysis of rare gases — Nuclear Instr. and Methods, v. 42, pp. 225-228.
- ROLFF, P. A. de A. (1965) O pico vulcânico do Cabugi, Rio Grande do Norte Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral — Notas Prel. e Est., n. 126.
- ROSS, C. S., FOSTER, M. e MYERS, A. T. (1954) — Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks — Am. Min., v. 39 pp. 693-737.
- SCORZA, E. P. (1964) — Duas rochas alcalinas das ilhas Martin Vaz — Div. Geol. Min. do Depto. Nac. Prod. Mineral — Notas Prel. e Est., n. 121.
- VANDOROS, P. (1967) — Sobre o granito da Serra Meruoca-Rosário, intrusivo na Formação Jaibara, Ceará — Ciência e Cultura, v. 19, n. 2, pp. 255-256.
- VANDOROS, P., CORDANI, U. G. e MATZKO, J. J. (1966) — Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo, Pernambuco — Soc. Bras. Geol. — Núcleo do Rio de Janeiro — Publicação n. 1 (resumo).
- VANDOROS, P. e OLIVEIRA, M. A. F. de (no prelo) — Sobre o fonólito de Mecejana, Ceará — An. da Acad. Bras. de Ciências, v. 40, n. 2.
- VANDOROS, P., RÜEGG, N. R. e CORDANI, U. G. (1966) — On potassium-argon age measurements of basaltic rocks from Southern Brazil — Earth and Plan. Sci. Letters, v. 1, n. 6, pp. 449-452.
- VINE, F. J. (1966) — Spreading of the ocean floor: New evidence — Science, v. 154, pp. 1405-1415.
- VINE, F. J. e MATTHEWS, D. H. (1963) — Magnetic anomalies over oceanic ridges — Nature, v. 199, n. 4897, pp. 947-949.
- WEGENER, A. (1924) — Origin of continents and oceans — Ed: Dutton — New York.
- WILSON, J. T. (1963) — Evidence from islands on the spreading of ocean floors — Nature, v. 197, n. 4867, pp. 536-538.
- ZEUNER, F. E. (1958) — Dating the past: an introduction to geochronology — 4.^a ed. Ed: Methuen e Co. — London.

APÊNDICE I — DADOS ANALÍTICOS

Nº LAB. (SPK)	Nº DE CAMPO	ROCHA	LOCALIZAÇÃO	MATERIAL	% K*	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁷	% Ar ⁴⁰ atm	IDADE K-Ar x 10 ⁶ anos
114	FA-T-9	Analcita ankaratrito	Ilha de Trindade	Rocha total	0,492	—	~ 98	< 0,27
130	FA-FN-9	Brecha vulcânica	Arq. de Fern. Noronha	Matriz	0,948	1,626	73,4	4,30±0,30
131	FA-FN-265	Essexito pórfiro	Idem	Rocha total	3,84	14,13	26,7	9,19±0,28
146	FA-T-180A	Fonólito	Ilha de Trindade	Idem	2,85	1,720	59,9	1,50±0,06
147	FA-FN-380	Idem	Arq. de Fern. Noronha	Idem	4,68	16,86	36,0	9,03±0,27
148	Idem	Idem	Idem	K-feldspato	5,19	18,60	23,4	8,96±0,27
149(147R)	Idem	Idem	Idem	Rocha total	4,68	17,06	30,8	9,10±0,27
170	FA-T-94	Idem	Arq. de Fern. Noronha	K-feldspato	9,50	8,84	54,6	2,32±0,08
172	FA-FN-380	Idem	Ilha de Trindade	Piroxênio	1,249	2,24	74,2	4,50±0,40
174	FA-T-94	Idem	Idem	Matriz	2,01	1,779	86,8	2,21±0,33
248	Cst-1-BA	Diabásio	Caravelas, Ba	Rocha total	1,106	20,8	34,8	46,5 ± 1,4
261	SB-1-BA-709	Idem	Arquipélago dos Abrolhos	Idem	1,037	18,11	39,7	43,3 ± 1,3
267	SB-1-BA-620	Idem	Idem	Plagioclásio	1,436	24,0	36,2	41,4 ± 1,2
294	M. VAZ-1	Häünyito	Rochedos de Martin Vaz	Rocha total	0,984	—	~ 99	< 0,73
295	M. VAZ-2	Ankaratrito	Idem	Idem	0,945	23,5	63,2	61,3 ± 2,4
320	MN-T-5336	Olivina nefelinito	Ilha de Trindade	Biotita	7,64	3,44	97,3	1,13±0,96
339	MN-T-5351	Idem	Idem	Rocha total	2,55	3,32	80,0	3,26±0,29
341	MN-T6B	Idem	Idem	Idem	2,58	2,52	38,5	2,45±0,07
351	MN-FN-600	Limbúrgito	Arq. de Fern. Noronha	Idem	1,117	1,170	84,1	2,62±0,33
352	MN-FN-604	Fonólito	Idem	Idem	5,49	20,40	25,8	9,30±0,28
354	MN-FN-593	Idem	Idem	Idem	5,30	19,30	38,2	9,11±0,27
391	OB/PF/F-1	Gabro	Curça, Ba	Plagioclásio	0,1472	43,9	54,8	73,2 ± 4,4
392	MN-T-5354	Fonólito	Ilha de Trindade	K-feldspato	6,15	3,62	97,3	1,38±1,17
393	MN-FN-617	Idem	Arq. de Fern. Noronha	Idem	4,97	15,93	31,9	8,02±0,24
395	MN-T-5350	Idem	Ilha de Trindade	Idem	6,56	7,37	22,3	2,81±0,08
402	MN-FN-811	Ankaratrito	Arq. de Fern. Noronha	Rocha total	1,093	1,295	88,6	2,96±0,52
403	UC-TD-23	Analcita basanita	Ilha de Trindade	Idem	2,51	1,064	74,9	1,06±0,08

404	MN-FN-809	Nefelina basanita	Arq. de Fern. Noronha	Rocha total	0,967	3,15	62,4	8,13±0,36
406	UC-TD-28	Fonólito	Ilha de Trindade	K-feldspato**	7,46	6,61	67,8	2,28±0,12
407	Idem	Idem	Idem	Idem	6,51	6,41	51,3	2,47±0,08
408	UC-TD-22	Idem	Idem	Biotita	7,29	7,65	86,3	2,63±0,37
409	Idem	Idem	Idem	K-feldspato	8,04	9,48	52,0	2,96±0,10
410	UC-TD-32	Idem	Idem	Idem	8,01	9,17	44,1	2,87±0,09
411	UC-TD-24	Nefelinito	Idem	Rocha total	2,78	2,82	79,2	2,55±0,22
412	UC-TD-25	Fonólito	Idem	K-feldspato	7,76	8,02	46,1	2,59±0,08
413	UC-TD-26	Olivina nefelinito	Idem	Biotita	7,41	7,54	86,9	2,55±0,38
414	UC-TD-30	Fonólito	Idem	K-feldspato	6,50	7,20	58,7	2,77±0,10
415	UC-TD-31	Idem	Idem	Idem	7,49	7,08	57,7	2,38±0,09
416	UC-TD-33	Olivina analcítico	Idem	Rocha total	1,507	1,432	92,9	2,38±0,64
417(415R)	UC-TD-31	Fonólito	Idem	K-feldspato	7,16	7,00	51,0	2,45±0,09
418	OL-II	Olivina analcítico	Idem	Rocha total	2,04	1,976	64,4	2,42±0,11
419	MN-FN-809	Nefelina basanita	Arq. de Fern. Noronha	Idem	0,771	6,79	52,1	21,9 ±0,8
420	UC-TD-7	Fonólito	Ilha de Trindade	Idem	3,83	3,70	63,8	2,43±0,11
421	UC-TD-29	Idem	Idem	Idem	5,03	5,24	16,1	2,60±0,08
428	UC-TD-27	Grazinito	Idem	Idem	1,714	1,528	49,4	2,23±0,08
429	UC-TD-5	Analcita ankaratrito	Idem	Idem	2,17	—	~ 99	< 0,17
433	UC-TD-14	Tinguaíto	Idem	K-feldspato	6,41	6,50	38,1	2,55±0,08
436	UC-TD-16	Fonólito	Idem	Idem	6,37	7,03	22,2	2,77±0,08
438	Idem	Idem	Idem	Idem	8,38	8,61	67,4	2,57±0,13
455	MN-FN-809	Nefelina basanita	Arq. de Fern. Noronha	Olivina	0,077***	2,82	93,4	88±30
512	GA-20	Basalto	Lages, RN	Rocha total	1,388	10,94	56,1	19,7 ±0,8
536	UC-TD-17	Nefelinito	Ilha de Trindade	Idem	0,878	1,168	94,3	3,32±1,20
537	UC-TD-20	Olivina nefelinito	Idem	Idem	1,723	1,303	50,2	1,89±0,07
541	UC-TD-13	Analcita basanita	Idem	Idem	1,551	2,24	87,4	3,62±0,54
548	Idem	Idem	Idem	Piroxênio	0,07	<0,14	~ 96	< 4,9
549	UC-FN-17	Nefelina basanita	Arq. de Fern. Noronha	Rocha total	0,900	3,41	44,4	9,49±0,33
551	UC-FN-5	Alcali-traquito	Idem	Idem	4,40	18,96	20,3	10,76±0,32
552	UC-FN-8	Essexito pórfiro	Arq. de Fern. Noronha	Rocha total	5,42	20,95	19,4	9,67±0,29
553	UC-FN-10	Alcali-basalto	Idem	Idem	1,932	9,53	37,8	12,32±0,37

554	UC-FN-20	Ankaratríto	Arq. de Fern. Noronha	Idem	1,531	4,07	29,3	6,64 ± 0,20
562	UC-FN-15	Idem	Idem	Idem	1,473	1,463	55,5	2,49 ± 0,09
573	UC-FN-22	Fonólito	Idem	Idem	4,82	21,48	11,1	11,15 ± 0,34
574	UC-FN-3	Furchito	Idem	Idem	3,99	14,05	20,8	8,80 ± 0,26
589 (536R)	UC-TD-17	Nefelínito	Ilha de Trindade	Idem	0,878	0,848	70,2	2,42 ± 0,13
592 (541R)	UC-TD-13	Analcita basanito	Idem	Idem	1,551	2,11	85,3	3,41 ± 0,44
653	GA-21	Diabásio	Angicos, RN	Idem	1,251	67,8	24,3	131,4 ± 3,9
660	HD-805	Idem	Florianópolis, PI	Idem	1,095	56,7	6,9	125,7 ± 3,8
664 (295R)	M. VAZ-2	Ankaratríto	Rochedos de Martin Vaz	Idem	0,945	32,7	58,9	84,9 ± 3,3
673	AN-281	Basalto	Lizarda, GO	Idem	0,2073	10,95	76,0	128,1 ± 9,4
675	PV-38-CE	Fonólito	Mecejana, CE	K-feldspato	6,23	74,9	19,0	29,9 ± 0,9
676	Idem	Idem	Idem	Rocha total	5,03	56,1	34,9	27,8 ± 0,8
707	HD-626	Diabásio	Florianópolis, PI	Idem	1,831	95,3	27,9	126,8 ± 3,8
708 (295R2)	M. VAZ-2	Ankaratríto	Rochedos de Martin Vaz	Idem	0,945	23,3	54,3	60,9 ± 2,1
731	UC-AB-26	Diabásio	Arquipélago dos Abrolhos	Idem	0,972	18,28	78,7	46,6 ± 4,7
806	UC-FN-1	Fonólito	Arq. de Fern. Noronha	K-feldspato	3,56	13,24	37,5	9,31 ± 0,28
814	UC-AB-5	Diabásio	Arquipélago dos Abrolhos	Rocha total	0,838	17,76	16,3	52,4 ± 1,6
815	UC-AB-23	Idem	Idem	Idem	0,998	20,28	60,5	50,3 ± 2,0
816	UC-AB-29	Idem	Idem	Idem	0,799	15,15	15,5	47,6 ± 1,5
822 (428R)	UC-TD-27	Grazinito	Ilha de Trindade	Idem	1,714	1,643	27,2	2,40 ± 0,08
825 (421R)	UC-TD-29	Fonólito	Idem	Idem	5,03	5,29	35,6	2,63 ± 0,08
828	UC-FN-24	Ankaratríto	Arq. de Fern. Noronha	Idem	1,385	1,843	33,2	3,33 ± 0,11
837	UC-FN-6	Essexito pórfiro	Idem	Idem	5,50	20,45	12,8	9,31 ± 0,28
849 (541R2)	UC-TD-13	Analcita basanito	Ilha de Trindade	Idem	1,551	2,28	77,7	3,69 ± 0,30
850	UC-FN-16	Ankaratríto	Arq. de Fern. Noronha	Idem	0,746	0,889	79,8	2,99 ± 0,27
853	UC-FN-18	Idem	Idem	Idem	1,778	1,284	74,1	1,81 ± 0,13
910	UC-FN-17A	Nefelina basanito	Idem	Idem	0,855	3,21	78,5	9,38 ± 0,94

* Média de pelo menos duas determinações.

** Tratamento prévio com HF.

*** Análise por diluição isotópica.

APÊNDICE II DESCRIÇÃO SUCINTA DAS AMOSTRAS ANALISADAS

Foram incluídos neste Apêndice II dados geológicos e petrográficos que visam a caracterizar as amostras analisadas no presente trabalho. Sempre que disponíveis, são mencionados os dados relativos à localização precisa de cada amostra e à situação geológica. São também adicionadas algumas informações de caráter petrográfico, provenientes do exame de secções delgadas.

Em geral, foram efetuadas análises radiométricas somente em amostras inalteradas, preenchendo os critérios de seleção para determinações potássio-argônio. Os minerais apresentaram-se muito frescos, com exceção dos feldspatoides, quase sempre alterados, mais ou menos pronunciadamente, em natrólita, analcita, calcita, gibbsita e outros. 70% das análises foram efetuadas em rocha total, e as 30% restantes em minerais separados. Nestes últimos casos, os minerais foram separados com o máximo grau de pureza atingível através dos métodos disponíveis no laboratório de separação de minerais do C.P.G. Apenas no caso dos feldspatos provenientes de rochas fonolíticas, foi impossível a separação completa de grãos de nefelina (e/ou outras variedades de feldspatoides), e de grãos mistos formados por agregados destes minerais. Quando foram empregadas amostras de rocha total, somente foram escolhidas aquelas que apresentavam quantidade inferior a 2% de minerais provenientes de alteração intempérica, e quantidade inferior a 3-4% de minerais de origem deutérica. As poucas exceções em que foi tolerada maior presença de minerais secundários, sem contar aqueles provenientes de feldspatoides, foram assinadas nas descrições a seguir, e referem-se sempre a amostras muito importantes, por vezes essen-

ciais para algumas das interpretações tentadas no presente trabalho.

Para facilitar a consulta, as amostras foram agrupadas segundo os Capítulos 3, 4, 5 e 6, e ordenadas de acordo com as Tabelas n.º 5, 6, 8 e 9.

Ilha de Trindade e Rochedos de Martin Vaz

FA-T-9 — Analcita ankaratrito.

Derrame da Formação Morro Vermelho. Ponta da Calheta — Coletada por F. F. M. de Almeida. Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de olivina, analcita, nefelina e biotita em mesóstase que contém analcita, piroxênio e acessórios.

UC-TD-5 — Analcita ankaratrito.

Bloco rolado na encosta da praia do Príncipe, proveniente de derrame da Formação Morro Vermelho — Coletada pelo autor. Semelhante à amostra FA-T-9, maior quantidade de fenocristais de analcita.

FA-T-180A — Fonólito.

Derrame da Sequência Desejado. Caminho de subida para o pico Desejado, proximidades do pico das Graziñas — Coletada por F. F. M. de Almeida.

Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de girina-augita, anfibólio, noseana (?), biotita, feldspato alcalino e titanita em mesóstase formada essencialmente por feldspato alcalino e nefelina.

UC-TD-27 — Grazinito.

Derrame da Sequência Desejado. Caminho de subida para o pico Desejado, proximidades do pico das Graziñas — Coletada por F. F. M. de Almeida.

Textura holocristalina porfirítica.

- Fenocristais submilimétricos de augita, anfibólio, biotita e nefelina em mesóstase constituída de feldspato alcalino, analcita, nefelina e acessórios.
- UC-TD-29 — Fonólito.
 “Staukuppen” do pico Desejado — Coletada por F. F. M. de Almeida. Semelhante à amostra FA-T-180-A.
- MN-T-5354 — Fonólito.
 Dique intrusivo em rochas piroclásticas do Complexo de Trindade. Crista do Galo, extremidade NW — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada durante a expedição João Alberto.
 Textura holocristalina porfírica. Fenocristais submilimétricos de feldspato alcalino, nefelina, noseana (?), egirina-augita, titanita e biotita em matriz muito fina constituída essencialmente de feldspato alcalino e feldspatóides.
- FA-T-94 — Fonólito porfírico.
 Bloco rolado na encosta da praia dos Cabritos, provavelmente proveniente de intrusão do Complexo de Trindade — Coletada por F. F. M. de Almeida.
 Textura holocristalina porfírica. Fenocristais até centimétricos de feldspato alcalino e nefelina, egirina-augita, titanita e biotita em matriz constituída essencialmente de feldspato alcalino e feldspatóides.
- UC-TD-31 — Fonólito porfírico.
 “Neck” do Complexo Trindade. Bloco rolado da encosta N do pico das Grazinas — Coletada por A. Castanho Maciel. Semelhante à amostra FA-T-94; textura traquítica, fenocristais milimétricos.
- UC-TD-28 — Fonólito porfírico.
 “Neck” do Complexo de Trindade. Encosta S do pico Pontudo — Coletada por F. F. M. de Almeida. Semelhante à amostra FA-T-94. Alteração incipiente nos minerais claros.
- UC-T-7 — Fonólito.
 “Neck” do Complexo de Trindade. Extremidade ocidental da praia do Príncipe — Coletada pelo autor. Textura holocristalina porfírica. Fenocristais submilimétricos de noseana, piroxênio e nefelina em mesóstase constituída dos mesmos minerais, mais feldspato alcalino em grande quantidade, biotita e titanita.
- UC-TD-10 — Fonólito.
 “Neck” do Complexo de Trindade. Encosta S do pico Branco — Coletada pelo autor. Semelhante à amostra UC-TD-31.
- UC-TD-25 — Fonólito.
 Bloco rolado na extremidade oriental da praia dos Cabritos provavelmente proveniente de “neck” do Complexo de Trindade — Coletada pelo autor. Semelhante à amostra UC-TD-31; textura traquítica. Alteração incipiente nos minerais claros.
- UC-TD-16 — Fonólito.
 Dique intrusivo em rochas piroclásticas do Complexo de Trindade. Semelhante à amostra MN-T-5354, maior quantidade de titanita.
- UC-TD-30 — Fonólito.
 “Neck” do Complexo de Trindade. Encosta N do pico Preto — Coletada por A. Castanho Maciel. Semelhante à amostra UC-TD-31.
- MN-T-5350 — Fonólito.
 “Neck” do Complexo de Trindade. Morro Pão de Açúcar — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada durante a expedição João Alberto. Semelhante à amostra UC-TD-31.
- UC-TD-32 — Fonólito.
 Bloco rolado na encosta da praia dos Portugueses, proveniente de “neck” do Complexo de Trindade — Coletada por A. Castanho Maciel. Semelhante à amostra UC-TD-31. Alteração incipiente.

- UC-TD-22 — Fonólito.
Dique intrusivo em rochas piroclásticas do Complexo de Trindade. Encosta da praia dos Cabritos — Coletada pelo autor.
Alteração incipiente dos minerais claros.
- UC-TD-23 — Analcita basanita.
Dique intrusivo em rochas piroclásticas do Complexo de Trindade. Extremidade oriental do avental de talude da praia dos Cabritos — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita e biotita em matriz constituída dos mesmos minerais, mais analcita, plagioclásio e acessórios.
- MN-T-5336 — Olivina nefelinito.
Bloco rolado, nas proximidades da ponta do Tubarão, provávelmente proveniente de dique intrusivo no Complexo de Trindade. Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada durante a expedição João Alberto.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita zonada, biotita, olivina, nefelina e anfibólio, em matriz constituída dos mesmos minerais mais analcita, apatita e opacos. Matriz parcialmente alterada. Xenólitos abundantes, de rochas vulcânicas.
- UC-TD-20 — Olivina nefelinito.
Afloramento de rochas (provável dique) pertencente ao Complexo de Trindade, com contatos encobertos por talus. No interior do avental de talude da praia dos Cabritos — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra MN-T-5336. Apresenta também feldspato alcalino na matriz, que não se encontra alterada.
- UC-TD-33 — Olivina analcítico.
Intrusão do Complexo de Trindade. Encosta da praia dos Portugueses — Coletada por A. Castanho Maciel.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita zonada, biotita, e olivina em matriz constituída de analcita, augita, biotita e acessórios.
- OL-II — Olivina nefelinito.
Dique do Complexo de Trindade. Caminho de descida para o Monumento — Coletada por O. Leidler.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita zonada, olivina, biotita, nefelina e noseana (?) em matriz constituída de nefelina, augita, olivina e opacos. Alteração incipiente.
- UC-TD-17 — Nefelinito.
Extremidade ocidental do avental de talude da praia dos Cabritos. Rocha pertencente ao Complexo de Trindade (provável dique), com contatos encobertos por talus — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita, nefelina e apatita em matriz constituída dos mesmos minerais, mais analcita e magnetita. Aparecem xenólitos de piroxenitos.
- MN-T-6B — Olivina nefelinito.
Bloco rolado nas proximidades da Crista do Galo. Xenólito em rocha de dique — Coletada por Jorge Alberto.
Semelhante à amostra UC-TD-20. Matriz com alguma alteração. A rocha do dique constitui nefelinito.
- UC-TD-24 — Nefelinito.
Encosta da praia dos Cabritos, extremidade ocidental do avental de talude. Dique do Complexo de Trindade — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita, anfibólio, biotita e alguns de olivina em matriz constituída de augita, nefelina, analcita, anfibólio, biotita e magnetita.
- UC-TD-26 — Olivina nefelinito.
Bloco rolado na extremidade oriental da praia dos Cabritos provávelmente proveniente de dique do Complexo de Trindade — Coletada pelo autor.

- Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais milimétricos de augita, anfibólio, biotita e olivina em matriz constituída dos mesmos minerais mais nefelina, analcita e opacos. Olivina bastante alterada.
- UC-TD-14 — Tinguaito.
Intrusão do Complexo de Trindade, proximidades da Crista do Galo — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de feldspato alcalino, nefelina, egirina-augita e titanita em matriz constituída dos mesmos minerais.
- MN-T-5351 — Olivina nefelinito.
Dique do Complexo de Trindade. Encosta da praia dos Cabritos. Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada durante a expedição João Alberto.
Semelhante à amostra MN-T-5336. Não apresenta xenólitos.
- UC-TD-13 — Analcita basanito.
Dique do Complexo de Trindade. Extremidade ocidental da praia dos Cabritos — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-TD-23. Aparece também anfibólio na matriz. Amígdalas pequenas preenchidas com carbonatos e zeólitos. Alteração incipiente na matriz.
- M. VAZ-1 — Häüynito.
Bloco solto, superfície da ilha Norte dos rochedos de Martin Vaz. Amostra coletada pelo Cte. J. S. Bierrembach, da D. H. N. do Ministério da Marinha.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de háüyna, titanaugita e biotita em matriz constituída dos mesmos minerais, titanita, apatita e óxido de ferro. Estrutura vacuolar, e alteração pronunciada.
- M. VAZ-2 — Ankaratrito.
Bloco solto, superfície da ilha Norte dos rochedos de Martin Vaz. Amostra coletada pelo Cte. J. S. Bierrembach, da D. H. N. do Ministério da Marinha.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de olivina e titanaugita em matriz constituída de titanaugita, nefelina e magnetita. Alteração incipiente.
- Arquipélago de Fernando de Noronha*
- UC-FN-18 — Ankaratrito.
Derrame da Formação Quixaba. Lado N da ilha Rata — Coletada por C. B. Gomes.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de olivina, alguns de titanaugita e biotita em matriz constituída de titanaugita, magnetita e apatita.
- UC-FN-15 — Ankaratrito.
Derrame da Formação Quixaba. Estrada para o Alto da Bandeira, encosta próxima da ponta do Capim Açú — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-FN-18.
- UC-FN-16 — Ankaratrito.
Derrame da Formação Quixaba. Estrada para o Alto da Bandeira, encosta S do morro dos Dois Abraços — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de olivina com borda de óxido de ferro e de titanaugita em matriz constituída de titanaugita, nefelina, magnetita e apatita. Alteração pronunciada da olivina.
- MN-FN-811 — Ankaratrito.
Derrame da Formação Quixaba. Morro Francês — Amostra pertencente ao Museu Nacional — Coletada por J. C. Branner.
Semelhante à amostra UC-FN-16.
- UC-FN-24 — Ankaratrito.
Derrame da Formação Quixaba. Encosta N do Morro Francês — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-FN-16, apresenta também biotita.
- UC-FN-20 — Ankaratrito.
Bloco rolado na encosta da praia do Leão, proveniente do derrame basal da Formação Quixaba — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-FN-18.

- MN-FN-807 — Nefelina basanita.
Derrame da Formação São José. Extremidade oriental da ilha de São José — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de titanita e olivina em mesóstase constituída dos mesmos minerais, mais labradorita, nefelina, magnetita e apatita.
- MN-FN-809 — Nefelina basanita.
Derrame da Formação São José. Extremidade oriental da ilha de São José — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner.
Semelhante à amostra MN-FN-807. Grande quantidade de xenólitos de olivinito.
- UC-FN-17 — Nefelina basanita.
Bloco rolado no tómbolo que liga a ilha principal à ilha de São José. Proveniente de derrame da Formação São José — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra MN-FN-809. Maior grau de alteração.
- UC-FN-17-A — Nefelina basanita.
Bloco rolado no tómbolo que liga a ilha de São José. Proveniente de derrame da Formação São José — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra MN-FN-809.
- MN-FN-617 — Fonólito porfírico.
“Neck” da Formação Remédios. Encosta S do morro do Pico — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner. Textura holocristalina porfirítica traquítica. Fenocristais milimétricos de feldspato alcalino, nefelina, egirina-augita e mineral do grupo da sodalita. Matriz constituída dos mesmos minerais, mais titanita e magnetita. Alteração pronunciada da massa fundamental.
- MN-FN-593 — Fonólito porfírico.
“Neck” da Formação Remédios. Morro do Pico — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner. Semelhante à amostra MN-FN-617. Apresenta também fenocristais de anfibólio. Alteração apenas incipiente.
- UC-FN-1 — Fonólito porfírico.
“Neck” da Formação Quixaba. Extremidade oriental da praia dos Cachorros — Coletada pelo autor. Textura holocristalina traquítica. Raros fenocristais submilimétricos de feldspato alcalino e nefelina em matriz constituída dos mesmos minerais, mais egirina-augita, titanita, magnetita e mineral do grupo da sodalita.
- FA-FN-380 — Fonólito porfírico.
“Neck” da Formação Remédios. Morro a N da baía de Sueste — Coletada por F. F. M. de Almeida.
Semelhante à amostra MN-FN-617, com fenocristais até centimétricos, praticamente sem alteração.
- MN-FN-604 — Fonólito.
“Neck” da Formação Remédios. Cume do morro do Atalaia — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner. Semelhante à amostra MN-FN-617, com alteração apenas incipiente.
- UC-FN-22 — Fonólito.
“Neck” da Formação Remédios. Encosta N do morro do Meio — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-FN-1, sem textura traquítica.
- MN-FN-600 — Limburgito.
Bloco rolado a W do morro do Atalaia. Provavelmente rocha de dique intrusivo na Formação Remédios — Amostra pertencente ao Museu Nacional, coletada por J. C. Branner.
Textura hipocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de olivina e augita em mesóstase constituída de augita, feldspatóide do grupo da sodalita, magnetita, biotita e vidro parcialmente divitrificado.

FA-FN-9 — Brecha vulcânica.

Brecha eruptiva pertencente à Formação Remédios. Praia dos Cachorros — Coletada por F. F. M. de Almeida.

Rocha com grande quantidade de xenólitos e xenocristais de rochas vulcânicas. Matriz kali-gaueítica, apresentando piroxênios, analcita, magnetita, feldspatóide do grupo da sodalita e anfibólio.

UC-FN-3 — Furchito.

Dique intrusivo em fonólito da Formação Remédios. Morro do Forte — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina porfirítica. Raros fenocristais submilimétricos de augita e anfibólio, em matriz constituída dos mesmos minerais, mais analcita, magnetita e apatita.

UC-FN-6 — Essexito pórfiro.

Intrusão da Formação Remédios. Ponta do Atalaia — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais submilimétricos de augita e olivina, em matriz constituída de plagioclásio, feldspato alcalino, augita, nefelina, analcita, anfibólio e acessórios.

FA-FN-265 — Essexito pórfiro.

Intrusão da Formação Remédios. Ponta do Atalaia — Coletada por F. F. M. de Almeida.

Semelhante à amostra UC-FN-6.

UC-FN-8 — Essexito pórfiro.

Intrusão da Formação Remédios. Estrada para a ponta do Atalaia — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais até milimétricos de labradorita, augita e mineral do grupo da sodalita, em matriz constituída dos mesmos minerais, mais feldspato alcalino, nefelina, anfibólio, analcita e acessórios.

UC-FN-5 — Álcali-traquito.

Intrusão da Formação Remédios. Extremidade oriental da praia da Biboca — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina porfirítica traquítica. Raros fenocristais mili-

métricos de feldspato alcalino e andesina em matriz constituída dos mesmos minerais, mais egrina-augita e acessórios. Alteração incipiente; até 5% de minerais secundários.

UC-FN-10 — Álcali basalto.

Intrusão da Formação Remédios. Enseada do Abreu — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina intergranular porfirítica. Rarríssimos fenocristais de augita e labradorita em matriz constituída de augita, plagioclásio (andesina - labradorita), magnetita e apatita. Cerca de 5% de minerais secundários.

Arquipélago dos Abrolhos

SB-1-BA-620 — Diabásio.

“Sill” intrusivo em rochas sedimentares do Cretáceo — Poço SB-1-Ba, ilha de Santa Bárbara, profundidade aproximada 620 m — Amostra pertencente à Petróleo Brasileiro S/A.

Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais de augita em matriz milimétrica com textura ofítica, constituída de augita, labradorita, magnetita e apatita. Alteração pronunciada (cerca de 20-25% de minerais deutéricos).

SB-1-BA-709 — Diabásio.

“Sill” intrusivo em rochas sedimentares do Cretáceo — Poço SB-1-Ba, ilha de Santa Bárbara, profundidade aproximada 709 m — Amostra pretencente à Petróleo Brasileiro S/A.

Semelhante à amostra SB-1-BA-620, alteração menor, cerca de 10% de minerais secundários.

UC-AB-26 — Diabásio.

Tôpo da intercalação. Ilha de Sueste — Coletada pelo autor.

Textura holocristalina ofítica, submilimétrica. Apresenta labradorita, augita, magnetita, apatita, biotita e alguns cristais de olivina.

- UC-AB-29 — Diabásio.
Base da intercalação. Ilha Siriba — Coletada pelo autor.
Textura holocristalina subofítica, submilimétrica. Apresenta labradorita, augita, magnetita, apatita.
- UC-AB-23 — Diabásio.
Base da intercalação. Ilha de Sueste. — Coletada pelo autor.
Semelhante à amostra UC-AB-29. Apresenta alguma biotita.
- UC-AB-5 — Diabásio.
Pequeno "sill" intrusivo em rochas sedimentares. Ilha Redonda — Coletada por A. J. Melfi.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais até milimétricos de labradorita e olivina em matriz com textura subofítica constituída de labradorita, augita, magnetita, biotita e apatita.
- Rochas magmáticas pós-paleozóicas do nordeste brasileiro*
- HD-805 — Diabásio.
"Sill" intrusivo em rochas do Carbonífero, 80 km a ENE de Floriano, Pi — Coletada por H. Della Piazza.
Textura holocristalina ofítica, milimétrica. Apresenta labradorita, augita, magnetita, apatita e grande quantidade (cêrca de 10-15%) de minerais de origem deutérica.
- HD-626 — Diabásio.
"Sill" intrusivo em rochas do Carbonífero, 8 km a SE de Floriano, Pi — Coletada por H. Della Piazza.
Semelhante à amostra HD-805, textura subofítica. Alteração ainda maior (20-25% de minerais deutéricos).
- AN-281 — Basalto.
Derrame (?). Proximidades de Lizarda, Go — Coletada por equipe de Geologia de Superfície da Petróleo Brasileiro S/A.
Textura hipocristalina intergranular porfirítica. Fenocristais milimétricos de labradorita zonados em matriz constituída de labradorita, augita, olivina, magnetita. Aparece também pequena quantidade de vidro, e minerais secundários (até 10%).
- GA-20 — Basalto.
Chaminé intrusiva em rochas metamórficas. Pico do Cabugi, Lages, RN — Coletada por G. Amaral.
Textura holocristalina subofítica porfirítica. Fenocristais milimétricos de olivina e augita em matriz constituída por labradorita, augita, magnetita e olivina.
- OB/PF/F/1 — Gabro.
Dique intrusivo em rochas metamórficas. Proximidades de Curaça, Ba — Coletada por O. Barbosa.
Textura holocristalina, milimétrica. Constituída essencialmente por labradorita, hornblenda, augita e acessórios.
- GA-21 — Diabásio.
Dique intrusivo em rochas metamórficas. Angicos, RN — Coletada por G. Amaral.
Semelhante à amostra HD-805. Alteração apenas incipiente.
- PV-38-CE — Fonólito.
Intrusão em rochas metamórficas. Mecejana, Ce — Coletada por P. Vандoros.
Textura holocristalina porfirítica. Fenocristais milimétricos de feldspato alcalino, nefelina, egrina-augita, anfibólio e titanita. Massa fundamental com textura traquítica, constituída dos mesmos minerais, mais plagioclásio, mineral do grupo da sodalita, analcita, magnetita e calcita.
- Cst-1-BA — Diabásio.
Pequeno "sill" intrusivo em rochas do Cretáceo. Poço Cst-1-BA, profundidade aproximada 1120 m. Caravelas, Ba — Amostra pertencente à Petróleo Brasileiro S/A.
Semelhante à amostra UC-AB-26, com grande quantidade (até 20%) de minerais deutéricos.