NÃO CIRCULA

REINHARDT ADOLFO FUCK

GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE TUNAS

PARANÁ - BRASIL

1972

CIRCULA

REINHARDT ADOLFO FUCK

DEDALUS - Acervo - IGC
30900004941

GEOLOGIA DO MACIÇO ALCALINO DE TUNAS
PARANÁ - BRASIL

Tese de Doutoramento apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo

Orientador: Prof. Dr. José Moacyr V. Coutinho

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 67
U.S.P.

1972

Instituto de Geociencias
BIBLIOTECA
U.S.P.

Para Zazá, companheira

dedicada

R E S U M O

O maciço alcalino de Tunas, situado no município de Bocaiúva do Sul, Estado do Paraná, é formado por cinco estruturas anelares justapostas, alinhadas na direção NW-SE. O corpo ocupa uma área de 22 km^2 e é intrusivo na Formação Setuva e na Formação Votuverava do Grupo Açungui, ambas do Pré-Cambriano Superior. A rocha predominante é sienito alcalino. Constitui a porção externa das estruturas anelares, que na sua parte interna mostram gabros de filiação alcalina, dioritos e sienodioritos envolvidos por pulasquitos.

Diques estreitos de microssienito, traquito e bostonito cortam as demais rochas do maciço. Brechas magmáticas são restritas e representam uma fase tardia na evolução do complexo. As rochas de Tunas datam do Cretáceo Inferior (110 m.a.) e sua gênese está relacionada à reativação Wealdeniana da Plataforma Brasileira.

S U M Á R I O

		Página
1.	INTRODUÇÃO	01
1.1	Apresentação	01
1.2	Situação e acesso	02
1.3	Trabalhos anteriores	03
1.4	Metodologia	04
1.5	Agradecimentos	06
2.	ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E MORFOLÓGICOS	08
2.1	Clima e vegetação	12
3.	SÍNTESE DA GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUNAS	14
3.1	A Formação Setuva	14
3.2	O Grupo Açungui	15
3.3	Diques de diabásio	18
3.4	O maciço alcalino de Tunas	18
3.5	Depósitos recentes	20
4.	PETROGRAFIA DAS ROCHAS ALCALINAS	21
4.1	Rochas sieníticas	21
4.1.1	Sienitos alcalinos	21
4.1.2	Pulasquitos	30
4.1.3	Foiaíto	38
4.2	Gabros alcalinos	42
4.3	Sienodioritos e dioritos	54
4.4	Rochas filonianas	59
4.4.1	Microssienitos	59
4.4.2	Traquitos	60
4.4.3	Bostonitos	61
4.5	Brechas	63
5.	CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DO MACIÇO DE TUNAS	66
5.1	Idade e posicionamento na tectônica regional	66
5.2	Ensaio petrogenético	71
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	75
	BIBLIOGRAFIA	77

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

As rochas sieníticas de Tunas são conhecidas na literatura geológica brasileira desde os trabalhos pioneiros que os engenheiros Paulino Franco de Carvalho e Estevam Alves Pinto, do antigo Serviço Geológico e Mineralógico, realizaram na região em 1934 *(Carvalho e Pinto, 1937)*. Desde essa época, as rochas de Tunas têm merecido referências sucintas e descrições breves por parte de vários autores.

O interesse do autor pelo assunto foi despertado em 1967, quando, em colaboração com os geólogos Elimar Trein, Onildo João Marini e Arsênio Muratori, participou do levantamento da Folha Geológica de Tunas para a Comissão da Carta Geológica do Paraná. Nasceu daí o propósito de realizar trabalhos geológicos mais pormenorizados na área, objetivando o estudo petrográfico e petrológico dos diversos tipos de rochas que compõem o maciço, a sua variação e a sua distribuição espacial.

O projeto foi executado sob a orientação do Professor José Moacyr Vianna Coutinho, da Universidade de São Paulo, e contou com o auxílio do Conselho Nacional de Pesquisas.

O presente trabalho, apresentado como assunto de Tese ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, é o resultado desses estudos.

1.2 Situação e Acesso

O maciço alcalino de Tunas situa-se junto à localidade homônima, na porção norte-oriental do Estado do Paraná. A região de Tunas, pertencente ao município de Bocaiuva do Sul, dista cerca de 80 km de Curitiba, capital do Estado, e é alcançada pela chamada "estrada da Ribeira", que corta o maciço no sentido norte-sul (fig. 1).

O corpo alcalino apresenta forma semelhante a um rim, alongado na direção NW-SE. Tem 8 km de comprimento e 2,7 km de largura em média, ocupando uma área de aproximadamente 22 km^2. Está compreendido entre as coordenadas geográficas aproximadas 24°55' e 24°58' de latitude sul, e 49°03' e 49°08' de longitude oeste de Greenwich.

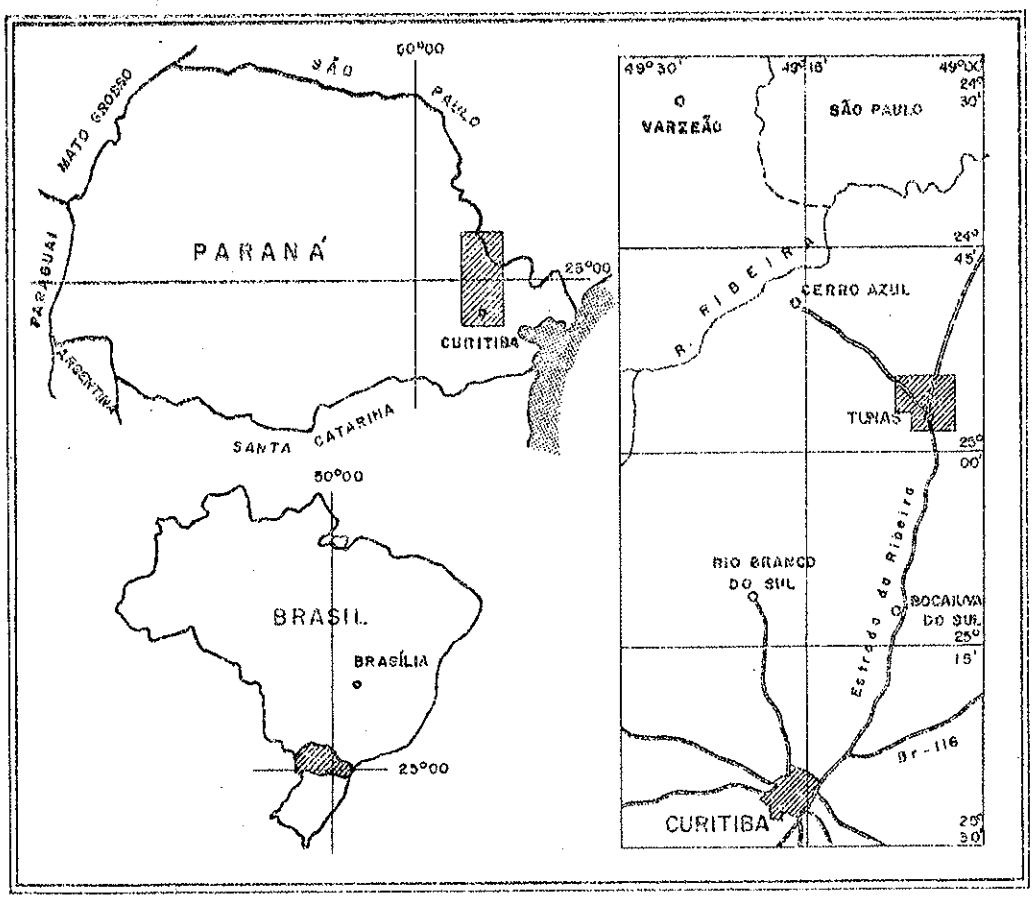


Fig. 1 - Localização do maciço alcalino de Tunas

1.3 Trabalhos Anteriores

A primeira referência sobre a ocorrência de rochas sieníticas na região de Tunas deve-se a *Carvalho e Pinto* (1937). Esses autores encontraram sienito cortado por pequenos diques de traquito na localidade de Tuneiras, 3 km a este de Tunas, e consideraram-no como intrusivo nos metassedimentos Açungui. As amostras coletadas por Carvalho e Pinto foram estudadas por José Menescal Campos *(in Carvalho e Pinto, 1937)* que as descreveu como sienitos compostos de feldspato potássico (sanidina), egirina e arfvedsonita.

Oliveira e Leonardos (1943) assinalaram uma acidez crescente em direção à periferia do maciço, que consideraram intrusivo no Grupo Açungui.

Moraes Rego e Almeida (1946) reconheceram dois tipos de sienitos em Tunas: hornblenda sienito, de cor esverdeada e granulação média a grossa, e hornblenda-quartzo sienito, de cor cinza e granulação fina a média. Segundo os autores, o primeiro é constituído de ortoclásio micropertítico, plagioclásio, hornblenda, diopsídio e biotita; o segundo apresenta ortoclásio, hornblenda, biotita e quartzo, além de plagioclásio subordinado.

Maack (1947) considerou os sienitos de Tunas como sendo de idade possivelmente pós jurássico-cretácea. Entretanto, em seu Mapa Geológico do Estado do Paraná *(Maack, 1953)*, o maciço está figurado como arfvedsonita sienito, pertencente à orogenia caledoniana-taconiana, intrusivo no Grupo Açungui. Posteriormente, em 1961, o mesmo autor referiu-se aos sienitos de Tunas como sendo ligados a granitos da fase final da orogênese assíntica do Neo-Algonquiano, relacionados com o tectonismo de dobramento que afetou o Açungui.

Estudo mais pormenorizado foi realizado por *Trein, Marini e Fuck (1967)*, que reconheceram ser o maciço constituído de quatro chaminés justapostas, alinhadas no rumo NW-SE. Os autores referidos apontaram como rochas predominantes hornblenda sienito, augita sienito, quartzo sienito e sienodiorito. Subordinadamente, assinalaram a presença de gabros, brechas vulcânicas e traquitos.

Cordani e Hasui (1968) realizaram o estudo geocronológico das rochas de Tunas, analisando duas amostras de sienito e uma de gabro pelo método K/Ar. Para uma das amostras de sienito e para o gabro obtiveram as idades de 115,5 ± 5,6 m.a. e 108,4 ± 5,4 m.a., utilizando, respectivamente, biotita e rocha total. Para a outra amostra de sienito, obtiveram a idade de 73,8 ± 3,7 m.a. em feldspato K. Com base nesses dados, os autores sugeriram a possibilidade do maciço ter-se formado em fases magmáticas sucessivas, durante um certo intervalo de tempo, do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior.

A geologia regional, bem como os traços gerais do maciço de Tunas, foram apresentados na Folha Geológica de Tunas, elaborada por *Trein, Muratori, Fuck e Marini* e publicada pela Comissão da Carta Geológica do Paraná em 1970.

1.4 Metodologia

Para a realização deste trabalho, foram executados levantamentos geológicos no terreno e investigações em laboratório.

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas. A primeira, efetuada no 1º trimestre de 1967, constou do mapeamento de semi-detalhe da área de 15' de lado, abrangida pela Folha Geológica de Tunas, realizado em colaboração com E. Trein, O.J.Marini e A. Muratori. O levantamento foi levado a efeito com auxílio de fotografias aéreas de escala aproximada 1:70.000 (vôo *Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul, 1964)* previamente interpretadas. A base planimétrica utilizada foi construída por triangulação radial a partir das fotos 1:70.000 pelo Departamento de Geografia, Terras e Colonização do Paraná (DGTC). Algumas partes da área, como aquela abrangida pelo maciço de Tunas, foram detalhadas com base em fotos aéreas de escala aproximada 1:25.000, tomadas por *Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul* em 1952. Desse trabalho resultou o mapa publicado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná *(Trein et allii, 1970)*, e os dados obtidos integram diversas contribuições à geologia do Paraná *(Marini et allii, 1967; Trein et allii, 1967; Fuck et allii, 1971)*.

A segunda etapa foi realizada pelo autor em novembro e dezembro de 1968 e abril de 1969. Compreendeu a pormenorização do estudo geológico do maciço e a delimitação dos diversos tipos petrográficos que o constituem. Para tanto, foram utilizadas as fotos 1:25.000 acima referidas, interpretadas sobre calcos transparentes, antes do início dos trabalhos no terreno. A planimetria para o mapa geológico final foi elaborada com auxílio de Sketchmaster Carl Zeiss (Jena) a partir das aerofotos 1:25.000, tendo por base a folha planimétrica de Tunas 1:70.000 do DGTC, ampliada por pantógrafo.

O maciço foi percorrido em toda a sua extensão, sobretudo a pé, para a coleta de amostras e delimitação dos tipos petrográficos tendo sido efetuado um total aproximado de 100 km de caminhamentos, e descritas próximo de 230 estações geológicas, com perto de 150 amostras coletadas.

O mapa geológico final, anexo a este trabalho, resultou das observações feitas no terreno, integradas com a fotointerpretação, e completadas com os dados obtidos em laboratório. O transporte desse conjunto de informações (contatos, lineamentos estruturais, diques e pontos representativos das estações geológicas) dos calcos para o mapa foi feito com auxílio do Sketchmaster.

As investigações de laboratório constaram do estudo de cerca de 120 lâminas delgadas de rocha, segundo métodos convencionais, em microscópio binocular de fabricação Carl Zeiss (Oberkochen).

As análises modais foram efetuadas através de contagem de pontos, em número sempre superior a 1.500 para cada preparação, usando-se ocular de integração marca Carl Zeiss. Para a melhor distinção entre feldspato potássico e plagioclásio foi utilizado método de coloração empregando ácido fluorídrico concentrado e solução de cobaltinitrito de sódio *(Tröger, 1969)*.

Na identificação dos minerais, o autor valeu-se das tabelas de *Tröger* (1959) e das obras de *Deer, Howie e Zussman* (1963) e *Troger (1969)*. Na nomenclatura de rochas foram utilizadas as classificações de *Tröger (1935), Johannsen (1958, 1962) e Jung e Brousse (1959)*.

As composições dos plagioclásios foram determinadas oticamente, usando-se, entre outros, o método da zona elaborado por *Rittmann (1929) e Ebert (1931)*, citados por *Tröger (1959, 1969)*. Consiste na medida da extinção máxima na zona [010] e da extinção em secções simultaneamente perpendiculares a (010) e (001). As leituras foram feitas em platina universal de quatro eixos, de fabricação Carl Zeiss (Oberkochen).

As análises químicas de rocha total foram executadas por via úmida, exceto para os álcalis que foram determinados por fotometria de chama. As análises foram realizadas por Fernando Peixoto e H. Garcia nos laboratórios de Minerações Brasileiras Reunidas S.A. (MBR), em Belo Horizonte. Algumas amostras foram analisadas por Puriquima Ltda, São Paulo.

A composição normativa das rochas foi calculada segundo *Kelsey (1965)* e sua classificação segundo o quimismo foi baseada em *Frey (1937)*.

1.5 Agradecimentos

Muitas pessoas pessoas contribuiram para que este trabalho pudesse ser realizado. Entre elas merece destaque especial o Professor José Moacyr Vianna Coutinho, cuja orientação e sugestões tornaram possível a apresentação desta Tese.

Profundos agradecimentos são também externados ao Professor Onildo João Marini, por seu apoio e estímulo generosos, pelas discussões profícuas e pela leitura e crítica pacientes do manuscrito.

Aos geólogos Elimar Trein e Arsênio Muratori cabem agradecimentos por sua participação nos trabalhos de campo e pelas discussões estimulantes.

Ao Professor João da Rocha Hirson o autor é grato pela ajuda nos cálculos petroquímicos, e ao Professor Getúlio Vargas Barbosa pela crítica do resumo geomorfológico deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas o autor deve os recursos com os quais foram realizados os trabalhos de campo, as análises químicas e diversos trabalhos de laboratório e gabinete.

Ao Dr. Claudio Vieira Dutra e ao Dr. Fernando Peixoto o autor expressa seus agradecimentos pela realização das análises químicas das rochas.

As pessoas abaixo colaboraram em diversas fases da execução do presente trabalho:

- o Sr. Serzedelo Garcia acompanhou o autor em todas as jornadas de campo,

- os Srs. Sebastião Jungles e Laurindo Rodrigues da Costa Filho confecionaram as secções delgadas de rochas,

- o Sr. Luiz Carlos Donnici realizou os ensaios de coloração de feldspatos,

- os Srs. Akira Dairiki, Fernando Félix de Andrade e a Sra. Regina Maria Resende executaram os originais de mapas e diagramas.

- a Sra. Neuza Divina de Oliveira e o Sr. Nilson Carneiro Quirino cooperaram em várias ocasiões, especialmente datilografando o manuscrito. O texto final foi datilografado pelo Sr. Lauro dos Santos Correia.

A todos, o reconhecimento e a gratidão do autor.

De este para oeste, o Estado do Paraná se subdivide morfologicamente em cinco compartimentos paisagísticos distintos: litoral, serra do Mar, primeiro planalto, segundo planalto e terceiro planalto *(Maack, 1947)*. O primeiro planalto, onde está localizado o maciço de Tunas, é uma zona fisiográfica de caráter intermontano, limitada a leste pela serra do Mar e a oeste pela escarpa dos arenitos da Formação Furnas (Devoniano Inferior), degrau que o separa do segundo planalto. Trata-se de uma extensa zona de eversão escavada abaixo do paleoplano pré-devoniano, e cuja elaboração, comandada por tributários da Bacia do Paraná, culminou em um nível geral de aplainamento, de 950-1000 m de altitude, batizado de superfície do Alto Iguaçu por *Almeida (1952)*. Restos da superfície, modelada durante o Terciário, aparecem nas cristas mais altas da região de Tunas. Segundo *Bigarella e Ab'Saber (1964)* e *Bigarella, Mousinho e Silva (1965)*, a superfície resultou de uma pediplanação extensiva em condições de semi-aridez, com flutuações intermitentes para condições de clima úmido.

Embora em sua porção meridional apresente topografia suavemente ondulada, com colinas de grande amplitude horizontal e pequena altura, na porção norte o primeiro planalto se mostra profundamente dissecado pela erosão remontante, configurando uma zona montanhosa recente, que *Maack (1968)* denominou de região serrana do Açungui. Apresenta um relevo que lembra o apalachiano, refletindo a estrutura geológica regional constituída por camadas fortemente dobradas e orientadas na direção NE-SW. Os interflúvios são estreitos e alongados, acompanhando a direção das camadas, sobressaindo-se as rochas mais resistentes aos processos morfogenéticos como cabeços de estratos, a exemplo das camadas quartzíticas a sudeste e a leste de Tunas. A rede de drenagem, pertencente à bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape, é fundamente encaixada, apresentando-se estruturada em padrão retangular, como reflexo da orientação das camadas e de uma pronunciada tectônica de fraturamento de rumo NW-SE, à qual estão associados os diques básicos cretáceos.

Nesse contexto, destaca-se nitidamente a morfologia do maciço de Tunas, não só em razão da estrutura peculiar do corpo alcalino, como também, por sobressair-se topograficamente em relação ao relevo esculpido nas rochas vizinhas (Fig. 2 e 3). Alon -

Fig. 2 - Vista parcial do maciço de Tunas, tomada de sul para norte. Em primeiro plano, área de ocorrência dos metamorfitos do Grupo Açungui. Ao centro, o povoado de Tunas.

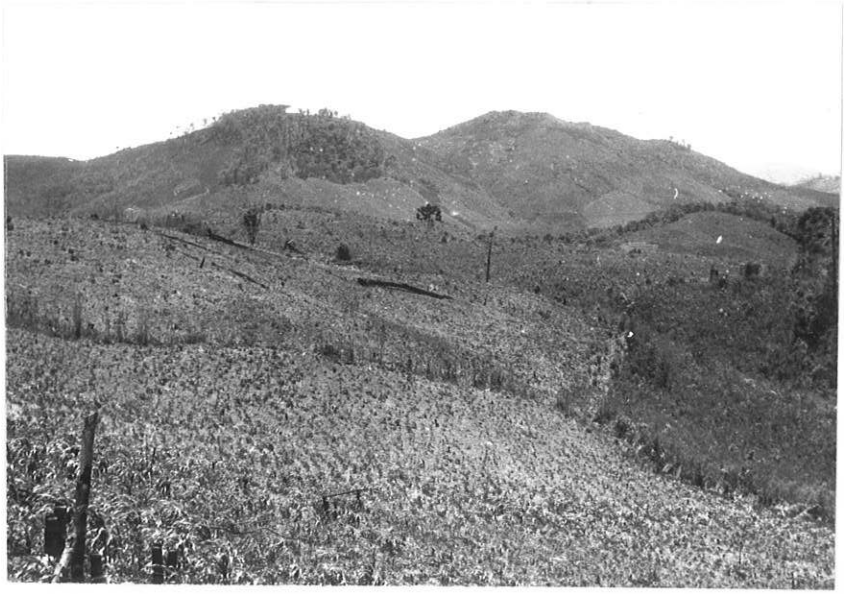


Fig. 3 - Vista da porção sul do maciço de Tunas. Em primeiro plano, relevo modelado sobre os metassedimentos do Grupo Açungui.

gado na direção NW-SE, o maciço é constituído por quatro estruturas sub-vulcânicas justapostas, de formato anelar.

A chaminé da extremidade noroeste do complexo é praticamente circular, em contraste com as demais, caracterizadas por formas semelhantes à meia lua. Esse aspecto peculiar do conjunto de estruturas que formam o maciço de Tunas é facilmente distinguido, não só nas aerofotos (fig. 4), como também no terreno. A zona periférica de cada chaminé é constituída por rochas mais resistentes aos processos de intemperismo e erosão, resultando daí a formação de saliências anelares que ressaltam na topografia, tanto em relação às partes centrais das estruturas, quanto em relação aos metamorfitos circundantes (Fig. 3 e 4). A drenagem, adaptada às feições estruturais do maciço, é grosseiramente anular e em parte radial, divergente a partir do corpo alcalino.

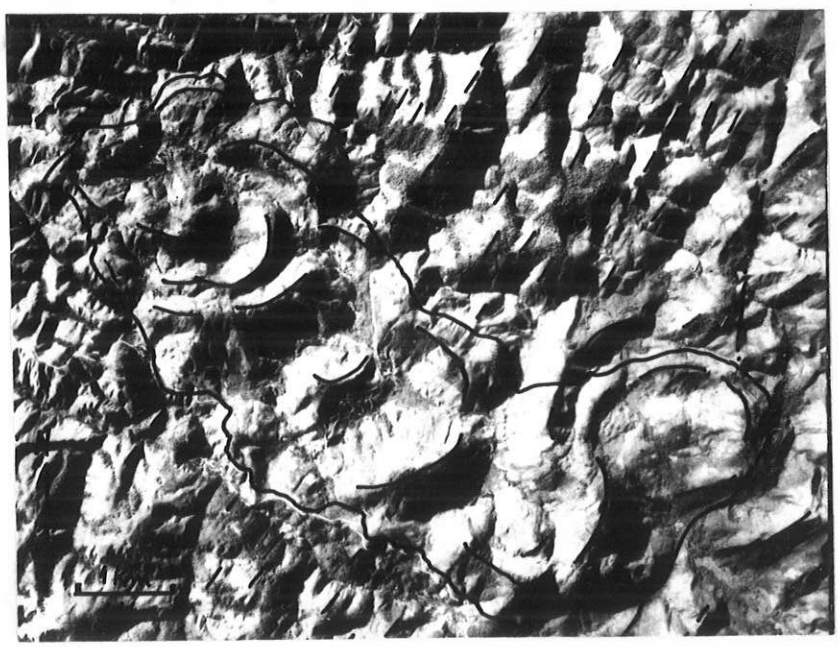


Fig. 4 - Vista aérea do maciço de Tunas (escala aproximada 1:70.000), mostrando o contraste marcante das suas estruturas com relação às rochas encaixantes (Aerofoto 8924, Serviços Aéreos Cruzeiro do Sul, 1964).

No centro das estruturas, onde rochas menos resistentes favorecem intemperismo e erosão mais efetivos, ocorrem localmente pequenas planícies de soleira (Fig. 5), preenchidas por misturas complexas de detritos aluvionares e materiais resultantes de movimentos de massa proveniente das encostas, ao pé das quais são observados pequenos leques coluviais e restritos depósitos de talus, representados em conjunto como depósitos coluviais no mapa geológico anexo.

Fig. 5 - Aspecto de planície de soleira embutida no maciço de Tunas. Ao fundo, paredão rochoso interno da saliência anelar periférica.

As rochas alcalinas ocorrem em afloramentos relativamente abundantes, sob esse aspecto destacando-se sobretudo as saliências anelares nas bordas das estruturas sub-vulcânicas, onde às vezes são encontrados paredões de rocha nua (Fig.5).

Normalmente, as rochas se apresentam em matacões de tamanhos variando entre 0,5 m e 4 m de diâmetro, podendo formar verdadeiros campos de matacões (Fig. 6).

Fig. 6 - Matacões de sienito alcalino do maciço de Tunas

2.1 Clima e Vegetação

Segundo *Maack (1968)*, a região do planalto de Curitiba apresenta um clima quente-temperado subtropical, fresco até frio no inverno. A temperatura média anual é de 16,5°C, e a precipitação oscila entre 1600 e 1800 mm por ano. Conforme a classificação de *Koeppen (Maack, 1968)*, trata-se de um clima do tipo CfB, sempre úmido, pluvial temperado, o mês mais quente (janeiro) apresentando temperaturas superiores a 22°C. A temperatura é superior a 10°C durante onze meses do ano. Ocorrem, em média, mais de 5 geadas anuais, raramente aparecendo neve.

A vegetação encontrada na área mapeada é praticamente toda de origem secundária, sendo raros e restritos os locais em que a primitiva cobertura vegetal foi preservada. Essa foi destruída para dar lugar a culturas pouco rotativas que acabaram por exaurir o solo. Em consequência, as culturas foram sendo gradativamente abandonadas, sendo substituídas por mato secundário e "capoeiras". Excetuam-se as porções rebaixadas do maciço onde os solos são mais espessos e mais ri -

cos, além de mais úmidos. Há aí significativa contribuição da solifluxão das vertentes, bem como solos aluvionares,que são ainda utilizados para a agricultura.

3. SÍNTESE DA GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUNAS

As rochas alcalinas de Tunas são intrusivas em rochas metassedimentares e metafígneas do Pré-Cambriano Superior. Em sua porção oriental, o maciço está em contato com gnaisses e quartzitos da Formação Setuva. Ao norte, oeste e sul, as encaixantes são rochas pertencentes à Formação Votuverava do Grupo Açungui (ver mapa geológico anexo).

3.1 A Formação Setuva

A Formação Setuva era originalmente considerada como sendo a porção basal do Grupo Açungui *(Bigarella e Salamuni, 1956, 1958)*. Entretanto, a natureza e o grau de metamorfismo das litologias que a integram são notavelmente contrastantes com as das formações Capiru, Itaiacoca, Votuverava e Água Clara, do Grupo Açungui. Também as camadas Setuva sofreram deformações mais intensas que as do Açungui, mostrando segregação de lentes de quartzo e obliteração das estruturas sedimentares originais. Tais fatos levaram *Marini (1970) e Fuck et allii (1971)* a separar a Formação Setuva do Grupo Açungui, considerando-a mais antiga e ocupando uma posição intermediária entre esse grupo e o Complexo Cristalino.

Na área estudada, as litologias constituintes da Formação Setuva são gnaisses, xistos e quartzitos. Os gnaisses são de granulação fina a média, tipicamente bandados, com gradação para ocelares em alguns locais. As bandas claras, largas de 0,5 a 1 cm, constituídas por quartzo, microclínio e oligoclásio, alternam com bandas escuras e mais finas, ricas em biotita e hornblenda poiquilítica. Nas rochas ocelares os fenoblastos são de microclínio e, subordinadamente, de oligoclásio, que aparecem em cristais de até 2 cm de comprimento. Lamelas de muscovita são encontradas ocasionalmente. Os acessórios são principalmente zircão, alanita e apatita, enquanto que os minerais secundários são epidoto, clorita e sericita.

Os quartzitos ocorrem tanto em intercalações pouco espessas dentro dos gnaisses, como individualizados em camadas com até 50 m de espessura. Por sua maior resistência aos processosmorfoclimáticos, sobressaem no relevo regional na for

ma de cabeços de estratos, facilitando a reconstrução das estruturas geológicas da formação. Apresentam granulação fina a média e são estratificados em bancos plano-paralelos, passando a laminados quando a muscovita aparece em teores mais expressivos. Nas vizinhanças de Água Clara, e, mais a leste, em Anta Gorda ocorrem quartzitos ferruginosos, mostrando leitos alternados de quartzo e de hematita e magnetita.

Associados aos quartzitos e aos gnaisses, ocorrem quartzo xistos, muscovita-biotita xistos e biotita xistos na área mapeada. Mais ao norte, na região de Perau e Barra do Faxinal, sobre os gnaisses foi encontrado um pacote espesso de micaxistos, com camadas intercaladas de almandina-estaurolita xistos e hornblenda xistos *(Marini, Trein e Fuck, 1967; Trein et allii, 1970)*.

As camadas da formação em foco apresentam-se fortemente dobradas e falhadas. As estruturas mais bem expostas são os anticlinais desventrados de Anta Gorda e do Ribeirão da Barra e nordeste de Tunas (além dos limites do mapa anexo), cujos eixos se inclinam com cerca de 10° para S 40 W. Dentre as falhas, destaca-se a que separa o pacote Setuva dos metassedimentos Açungui.

O grau de metamorfismo exibido pelas rochas da Formação Setuva, tendo em conta as paragêneses minerais descritas, corresponde à fácies almandina-anfibolito de *Winkler (1967)*.

3.2 O Grupo Açungui

O Grupo Açungui, sequência de rochas epi-metamórficas inicialmente descritas por *Derby (1878)* e por *Oliveira (1927)*, envolve o maciço de Tunas em quase toda sua extensão. De acordo com a proposição de *Fuck et allii (1971)*, o Grupo se divide em quatro formações: Capiru, Itaiacoca, Votuverava e Água Clara, das quais apenas a Votuverava ocorre na área de Tunas.

A Formação Votuverava foi criada por *Bigarella e Salamuni (1958)* para designar um espesso pacote de filitos com intercalações de metabasitos, metacalcários e quartzitos aflorantes na região de Rio Branco do Sul. Os trabalhos de levantamento geológico desenvolvidos pela Comissão da Carta Geológica

do Paraná permitiram estender, com segurança, a área de ocorrência da formação até a região de Tunas, e mais além, até pelo menos o vale do Ribeira de Iguape *(Marini, Trein e Fuck, 1967)*. Na área de Tunas, a litologia largamente predominante da formação é constituída de filitos. Na realidade, quando estudados em detalhe, os filitos revelam-se rochas rítmicas, com característica estrutura gradacional, variando a granulação dos grãos constituintes desde a fração areia fina até a fração argila, com predominância do intervalo de silte. A espessura dos leitos individuais é de 5 a 50 mm. Apresentam-se intensamente amarrotados, dobrados em isoclinais com vergência para SE. São luzidios e, quando frescos ou pouco decompostos, suas cores variam do cinza escuro ao preto. Alterados, mostram típica coloração castanho-avermelhada, variando as tonalidades com a granulação: os leitos argilosos são mais escuros que os síltico s. Compõem-se essencialmente de quartzo, que aparece em grãos irregulares, xenomórficos, alongados segundo o acamamento, medindo entre 0,06 a 0,15 mm, sericita e clorita, que comparecem em lamelas de 0,03 a 0,1 mm. Nos leitos pelíticos, o teor de quartzo decresce em função da maior proporção de sericita e clorita. Como minerais acessórios, ocorrem magnetita zircão, pirita, turmalina e rutilo.

Nas zonas imediatamente adjacentes ao contato com os sienitos, os metapelitos sofreram recristalização por efeito de metamorfismo termal. Não foi possível delimitar com precisão a extensão dos filitos atingidos pelo metamorfismo de contato, dada a profunda decomposição das rochas. As melhores exposições de hornfelses foram encontradas nos cortes da "estrada da Ribeira", cerca de 1,5 km ao norte de Tunas, e no rodovia Tunas - Cerro Azul, a oeste do entroncamento com a "estrada da Ribeira". Trata-se de rochas muito finas, pretas, compactas com o acamamento original às vezes conservado, constituídas de biotita, hornblenda, quartzo, oligoclásio-andesina, epidoto, algumas vezes ocorrendo a andalusita. As paragêneses minerais encontradas correspondem à fácies hornblenda hornfels.

Os metacalcários ocorrem em três lentes a nordeste do maciço e uma de pequena extensão, ao sul. São rochas cinza claras a escuras, com tonalidades azuladas, muito finas, tendo os grãos 0,01-0,04 mm de diâmetro. São ocasionalmente bandados, apresentando nas bordas intercalações centimétricas de natureza filitosa e calcofilitosa. Uma dessas lentes, no contato com o maciço, mostra-se recristalizada para uma rocha cálcio-silicatada composta de diopsídio, tremolita e talco.

Os quartzitos da Formação Votuverava reduzem-se, na área mapeada, a pequenas lentes com cerca de 2 m de espessura intercaladas nos metapelitos. Apenas a noroeste do maciço alcalino, ocorre uma camada com cerca de 20 m de espessura, constituída de quartzito branco a cinza claro, de granulação fina a média, estratificado em bancos de 10 a 50 cm de espessura.

Os metabasitos dispõem-se concordantemente com a direção dos estratos metassedimentares, configurando antigos *sills* de diabásio introduzidos no pacote sedimentar em época anterior ao metamorfismo regional, uma vez que, como aquele, foram também metamorfizados. Ocorrem a oeste de Tunas e ao norte do maciço em camadas de algumas dezenas de metros de espessura. Foram encontrados também no interior do maciço, aparentando tratar-se de resto de teto, preservado na forma de espigão por sobre as rochas alcalinas. Os metabasitos são rochas equigranulares, de granulação fina a média, de cor preta passando a várias tonalidades de verde quando alteradas. Na amostra de mão, distinguem-se cristais de 1 a 3 mm de anfibólio, plagioclásio e clorita arranjados numa textura orientada. Ao microscópio, verifica-se a textura blastoffítica, e a presença dominante de anfibólio do tipo tremolita-actinolita, verde pálido, fracamente pleocróico, de hábito fibroso, associado a lamelas verdes de clorita. O anfibólio resultou da substituição de augita, observando-se ocasionalmente pequenos grãos desse mineral no interior daquele. O plagioclásio presente é labradorita (An 55-60%) em avançado estágio de substituição por albita, sericita, zoisita e calcita. O quartzo é raro, aparecendo em grãos intersticiais. Apatita e titanita são os acessórios mais comuns. Os metabasitos que ocorrem no interior do maciço foram recristalizados por força do gradiente termal gerado pela intrusão ígnea. São praticamente destituídos de ori-

entação, apresentando textura diablástica. Compõem-se de hornblenda, claramente substituindo a tremolita-actinolita, e oligoclásio-andesina, aparecendo epidoto, quartzo, titanita, clorita e minerais opacos em menor proporção.

A estrutura da Formação Votuverava na área estudada é complexa e ainda não inteiramente esclarecida. Segundo *Carvalho e Pinto (1937) e Moraes Rego e Almeida (1946)*, o maciço de Tunas ocuparia o eixo de extensa dobra anticlinal, de direção NE-SW. Os estudos de detalhe não confirmaram essa suposição, dado que o maciço se alonga no rumo NW-SE e os metassedimentos tem direção NE-SW inclinando-se em geral para NW. O grau de metamorfismo dos metassedimentos e metabasitos da Formação Votuverava corresponde aos intervalos de mais baixa temperatura da fácies xistos verdes, zona da clorita, conforme é indicado pelas paragêneses minerais encontradas.

3.3 Diques de Diabásio

Esporádicos diques de diabásio aparecem na região, cortando os metamorfitos Setuva e Açungui. Preenchem fraturas de rumo NW-SE, e as suas possanças variam entre 10 e 50 m. A rocha é preta ou cinza escura, com granulação fina a média e mostra labradorita e augita arranjadas em típica textura diabásica. Os diques são atribuídos ao Cretáceo, por analogia a diques semelhantes que ocorrem no primeiro planalto e que foram datados em 120-130 m.a. pelo método K/Ar *(Amaral et allii, 1966)*.

3.4 O maciço alcalino de Tunas

Conforme já foi referido anteriormente neste trabalho, as rochas alcalinas de Tunas constituem um corpo alongado no rumo NW-SE, intrometido em rochas metamorficas do Pré-Cambriano Superior. A maior parte das encaixantes pertence à Formação Votuverava do Grupo Açungui. Apenas no extremo sudeste, as alcalinas estão em contato com gnaisses e quartzitos da Formação Setuva (ver mapa geológico anexo).

O contato entre os diabásios e as rochas alcalinas não foi observado diretamente Entretanto, foi verificado que os diques básicos não penetram as rochas alcalinas, interrompendo-se aparentemente nas vizinhanças dos limites do maciço. As evidências apontadas sugerem que as alcalinas de Tunas são mais jovens que os diques de diabásio, conclusão essa confirmada pelas datações radiométricas K/Ar: enquanto *Amaral et allii (1966)* determinaram que o máximo de atividade basáltica à qual estão ligados os diques ocorrem há 120 m.a., *Cordani e Hasui (1968)* obtiveram idades entre 73 m.a. e 111 m.a. para as rochas do maciço de Tunas.

Em razão disso aventaram a hipótese de que o maciço poderia ter se formado em fases magmáticas múltiplas, identificando duas delas, uma próxima a 110 m.a. e outra com cerca de 70 m.a.. Não excluiram, porém, a possibilidade de perda de argônio do feldspato potássico que forneceu a idade de 73,8 ± 3,7 m.a.. Com base nesses dados, Cordani e Hasui enquadraram o maciço de Tunas tal como o de Itapirapuã, numa fase intermediária aos dois grupos de idade estabelecidos por *Amaral et allii (1967)* para as rochas alcalinas do Brasil meridional: um do Cretáceo inferior (122-133 m.a.) e outro no limite entre Cretáceo e Terciário (51-82 m.a.).

As litologias que compõem o complexo de Tunas são sienitos alcalinos, pulasquitos, gabros alcalinos, sienodioritos e brechas magmáticas, além de esporádicos diques de traquito, microssienito e bostonito, de possança e comprimento reduzidos.

Os sienitos alcalinos são as rochas predominantes do conjunto, constituindo sobretudo as cristas anelares. Os pulasquitos têm distribuição aparentemente restrita, e, embora não tenha possível separá-los em mapa, em razão de serem macroscopicamente muito semelhantes aos sienitos alcalinos, mormente em rochas decompostas, parecem ocorrer com maior frequência na parte interna das chaminés. Mesmo aí, entretanto, os dois tipos de rochas foram encontrados juntos, ou em afloramentos afastados de poucos metros.

Os gabros alcalinos ocorrem em áreas de pequena extensão, ocupando a parte mais central das estruturas descritas, aparentemente rodeados de pulasquitos. A única ocorrência de foiaíto (Tu-186) encontrada pelo autor em Tunas localiza-se em meio aos gabros alcalinos das cabeceiras do ribeirão São Domingos.

Os sienodioritos, por sua vez, ocupam a parte interna da estrutura do extremo noroeste, ocorrendo na localidade conhecida por Lajeado.

As brechas foram observadas em várias partes do maciço. Três dessas ocorrências têm expressão mapeável: duas nas vizinhanças de lajeado e uma na margem esquerda do ribeirão São Domingos.

3.5 Depósitos recentes

As formações geológicas mais recentes encontradas na região estudada compreendem sobretudo depósitos aluvionares e coluviais.

Os depósitos aluvionares de maior expressão localizam-se no vale do ribeirão Ouro Fino, no trecho a montante do ponto em que esse curso d'água adentra o maciço. Os depósitos, compostos de material sílitico-argiloso, intercalado com lentes e camadas arenosas, estão em processo de dissecação. Pequenas planícies de soleira ocorrem também no interior do maciço, merecendo ser citados as dos ribeirões Lajeado, São Domingos e Água Clara.

Os depósitos coluviais ocorrem em geral na parte interna das chaminés, ocupando as cabeceiras dos vales. São compostos de material heterogêneo, constituído de solo argiloso, englobando fragmentos de rochas de tamanhos variados, inclusive grandes matacões de sienitos alcalinos, pulasquitos, gabros alcalinos, sienodioritos e brechas. Às vezes, esse material está misturado com os depósitos aluvionares das planícies de soleira, podendo, por essa razão, aparecer também matacões entremeados nos aluviões.

4. PETROGRAFIA DAS ROCHAS ALCALINAS

4.1 Rochas Sieníticas

As rochas de natureza sienítica abrangem cerca de 90% da área do maciço alcalino de Tunas. Compõem sobretudo as bordas anelares das chaminés, exibindo portanto uma expressão topográfica que as distingue tanto das metamórficas encaixantes, como dos gabros alcalinos e sienodioritos que são encontrados nas partes centrais das estruturas sub-vulcânicas.

Os trabalhos de campo e os estudos petrográficos revelaram que as rochas sienítica podem ser grupadas em dois tipos principais: sienitos alcalinos e pulasquitos. Entretanto, o esforço dispendido na tentativa de cartografá-los separadamente resultou infrutífero. Com frequência, foram encontrados juntos num mesmo afloramento, ou separados apenas de alguns metros, impedindo delimitações de alguma precisão na escala utilizada neste trabalho. Por outro lado, embora em amostra fresca fosse relativamente fácil distinguir os dois tipos, o mesmo não ocorreu em amostras intemperizadas. De qualquer forma, foi constatado que os sienitos alcalinos são largamente predominantes e que os pulasquitos ocorrem preferencialmente na parte interna das chaminés, envolvendo aparentemente os gabros alcalinos. Parece também haver todas as transições entre os dois tipos.

4.1.1 Sienitos alcalinos

Os sienitos alcalinos são as rochas mais abundantes do complexo de Tunas. Não contêm feldspatóides, e o quartzo aparece em algumas das amostras estudadas, embora em teores sempre inferiores a 5%. Sem considerar as pertitas no ortoclásio, a albita ocorre individualizada em grãos intersticiais ou preenchendo espaços triangulares entre os cristais de ortoclásio, ou ainda embainhando parcialmente o feldspato K. Em alguns poucos casos, foi constatada a presença de oligoclásio-andesina. Essas características correspondem aos "Kalisienitos"

na classificação proposta por *Johannsen (1962)*, ou aos sieni - tos alcalinos de outros autores(*Moorhouse, 1959; Hatch, Wells e Wells, 1961; Williams, Turner e Gilbert, 1970; Raguin, 1970*).

Fig. 7 - Fotomicrografia de sienito alcalino (Tu-88): no centro, plagioclásio zonado, envolvido parcialmente por ortoclásio enuviado. Presentes biotita escura no canto superior esquerdo e quartzo branco e cinza. Nicóis +, 30 X.

Apenas a amostra Tu-88 (Fig. 7) com 5,3% em volume de plagio - clásio (Tabela I) corresponderia a um sienito calco-alcalino normal na classificação de *Johannsen (1962)*.

Os sienitos alcalinos de Tunas são rochas de granulação média a grossa, exibindo cor cinza esverdeada, às vezes com tons amarelados, feições essas resultantes da coloração do ortoclásio micropertítico, que é o mineral dominante. Algumas amostras têm cor cinza clara esbranquiçada, com manchas pretas, mostrando características idênticas aos pulasquitos. Nesse caso, a distinção só pode ser feita mediante o estudo de lâminas delgadas ao microscópio.

A textura é granular hipidiomórfica ou xenomórfica. O ortoclásio mede entre 0,5 e 3 cm, mas, normalmente tem comprimento de 10 mm. Nos filões pegmatóides encontrados esparsamente, pode atingir 10 cm. O feldspato K apresenta hábito tabular característico, e a geminação Carlsbad é visível a olho desarmado. O teor em minerais máficos dificilmente excede 10% do volume da rocha (Tabela I). Estão representados por anfibólios e piroxênios de cor preta, e, em menor proporção, por biotita. Suas dimensões são em geral menores que 5 mm, podendo aparecer reunidos em pequenos aglomerados irregulares.

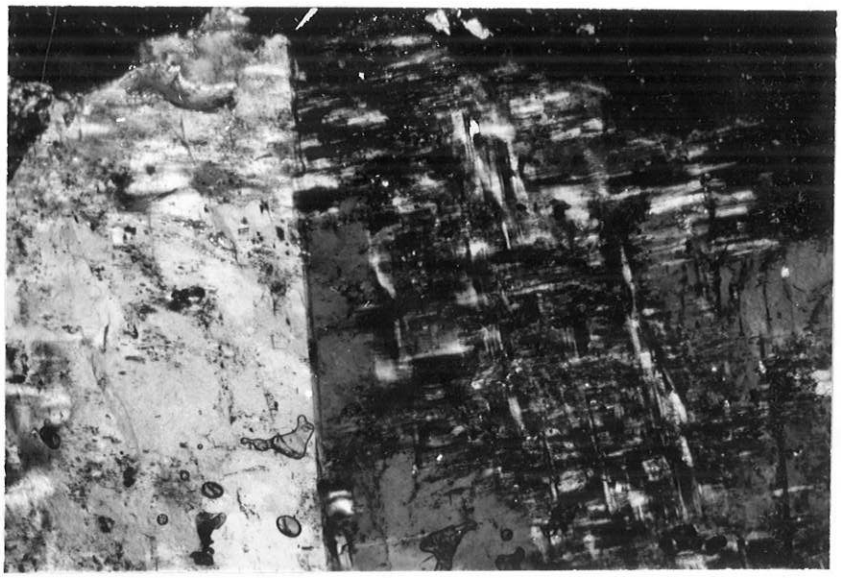


Fig. 8 - Ortoclásio pertítico geminado Carlsbad. A pertita é albita geminada polissinteticamente segundo as leis albita e periclina. Nicóis +, 75 X.

Nas lâminas delgadas, verifica-se que o ortoclásio é micropertítico (Fig. 8), e geralmente obscurecido por inclusões de fina poeira hematítica e por alteração a minerais argilosos (Fig. 9). O ortoclásio é o mineral dominante, perfazendo entre 80,6 e 94,4% do volume da rocha (Tabela I).

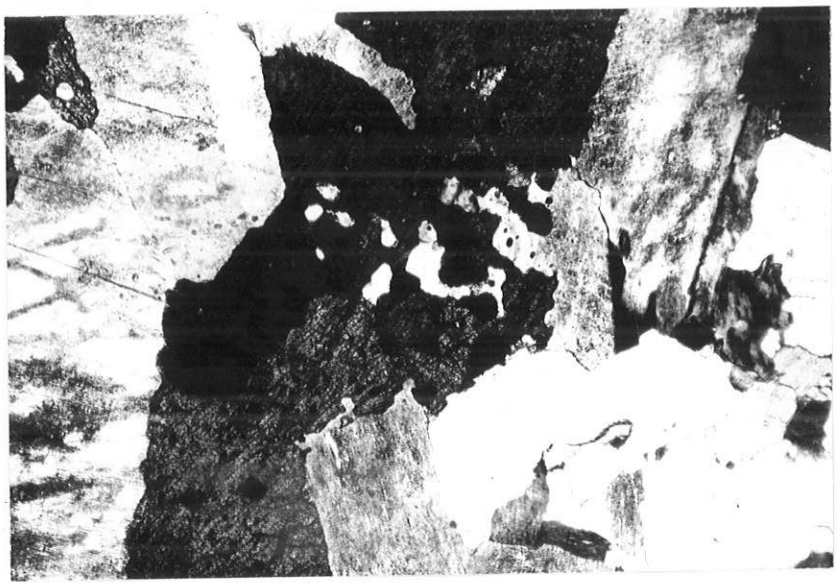


Fig. 9 - Fotomicrografia de sienito, mostrando ortoclásio enuviado. No centro, hornblenda hastingsítica. Nicóis +, 30 X.

TABELA I

Análise modal de sienitos alcalinos

	Tu-88	Tu-161	Tu-165b	Tu-167b	Tu-169	Tu-223	Tu-224
Quartzo	4,6	0,2	-	-	0,4	-	0,3
Ortoclásio	80,6	93,8	89,6	89,3	92,3	91,1	94,4
Albita	-	-	-	-	-	0,2	-
Plagioclásio	5,3	-	0,2	-	-	-	-
Fayalita	-	1,0	1,2	1,4	1,8	0,3	0,5
Piroxênio	0,5	2,9	4,0	4,0	3,1	3,1	2,7
Anfibólio	8,0	0,8	3,3	3,2	1,2	0,9	0,7
Biotita	-	0,3	0,9	0,8	0,3	1,7	0,3
Opacos	0,7	0,8	0,8	1,2	0,7	1,7	0,9
Apatita	tr	0,2	tr	0,1	0,1	0,7	0,2
Zircão	0,3	tr	tr	tr	0,1	0,1	tr
Carbonato	-	-	-	-	-	0,2	-

O piroxênio é diopsídio ou augita diopsídica incolor a verde pálido. Apresenta-se, na maior parte dos casos, zonado, com as bordas progressivamente mais verdes, passando a composição para egirina-augita e mesmo egirina. A extinção de X alcança valores próximos de 50° no centro do cristal, variando até cerca de 5° nas bordas, em alguns casos.

O anfibólio é hornblenda hastingsítica, de hábito prismático, geralmente poiquilítica, englobando numerosos grãos de piroxênio, apatita, magnetita e ortoclásio. Seu pleocroísmo é acentuado: X = verde amarelado, Y = verde, Z = verde oliva, às vezes verde azulado. Associada a esse anfibólio foi constatada a presença de barkevikita, em grãos isolados ou como aurêola de zonação da hornblenda. Seu pleocroísmo é expresso por X = castanho amarelado, Y = castanho avermelhado, Z = verde castanho escuro, e a absorção é X < Y < Z. A extinção de Z com c é de 13-15°, e 2Vx é próximo de 50°. Em algumas amostras (Tu-147, Tu-165b, Tu-167b e Tu-169), foi também observado um mineral da série da arfvedsonita. Constitui envoltórios descontínuos em torno da hornblenda hastingsítica ou da barkevikita, ou então ocorre na forma de terminações aciculares na extremidade dos anfibólios citados. O pleocroísmo é acentuado: X = azul escuro, Y = azul esverdeado escuro a pardo azulado, Z = pardo esverdeado. A absorção é X > Y > Z, e a extinção de X com respeito a c oscila entre 5 e 10°.

A biotita é fortemente pleocróica em tons castanhos e avermelhados e ocorre em lamelas pequenas desenvolvidas ao longo das clivagens e das bordas do anfibólio. Constitui sempre menos de 2% em volume da rocha.

A fayalita é um mineral acidental muito comum nos sienitos alcalinos de Tunas, estando presente em quase todos os exemplares examinados, podendo mesmo constituir perto de 2% em volume da rocha (Tabela I). Só foi reconhecida em lâmina delgada. Apresenta-se em cristais entre 0,8 mm e 5 mm com característica cor amarela pálida. Está sempre em adiantado estágio de substituição por um produto castanho esverdeado ou amarelado até alaranjado. O processo inicia-se nas bordas e progride ao longo de fraturas (Fig. 10)acabando por pseudomorfisar totalmente a fayalita. Parece tratar-se de uma mistura

de nontronita e saponita, com proporção variável de goethita *(Tröger, 1969)*. O mineral é oticamente negativo, com 2Vx próximo de 55°, e a birrefringência alcançando 0,050, dados que pelas tabelas de *Tröger, (1959)* correspondem à fayalita.

Fig. 10 - Fotomicrografia de sienito alcalino (Tu-169), mostrando fayalita alterada. Nicóis +, 75 X.

Os acessórios comuns dessas rochas são apatita em prismas hexagonais idiomórficos, zircão idiomórfico e magnetita. A apatita pode atingir 2 mm, o zircão e a magnetita são sempre diminutos, não ultrapassando 1 mm. A calcita aparece preenchendo cavidades, junto com albita e anfibólio.

A composição mineralógica obtida de análises modais dos sienitos alcalinos é apresentada na Tabela I.

A Tabela II apresenta a análise química de três sienitos alcalinos coletados no maciço de Tunas.

TABELA II

Análise química de sienitos alcalinos

	Tu-88**	Tu-165b*	Tu-224*
SiO_2	63,21	60,84	60,81
TiO_2	0,40	0,85	0,75
Al_2O_3	18,68	18,12	20,98
Fe_2O_3	1,10	3,97	2,43
FeO	2,81	2,85	2,13
MnO	0,07	0,33	0,26
MgO	0,15	1,09	0,43
CaO	1,60	1,51	1,68
Na_2O	5,73	5,70	5,80
K_2O	5,89	4,20	4,40
H_2O+	0,07	0,52	0,35
H_2O-	0,01	-	-
P_2O_5	0,10	-	-
Total	99,82	99,98	100,02

* Analistas: F. Peixoto e H. Garcia - MBR, Belo Horizonte.

** Analisada por Puriquima, São Paulo.

TABELA III

Norma dos sienitos alcalinos

		Tu-80	Tu-165b	Tu-224
Quartzo		2,26	6,23	5,57
Corindon		0,20	1,46	3,65
Ortoclásio		34,88	24,96	26,09
Albita		40,63	40,51	49,16
Anortita		7,30	7,52	8,30
Hiperstênio	Enstatita	0,37	2,72	1,07
	Ferrossilita	3,72	1,18	1,10
Magnetita		1,60	5,00	3,53
Ilmenita		0,76	1,62	1,43
Apatita		0,24	-	-
Total		99,96	100,00	99,98

Na Tabela III figuram as normas de sienitos alcalinos. Este e todos os outros cálculos normativos foram realizados segundo a sugestão de Kelsey (1965).

4.1.2 *Pulasquitos*

Os pulasquitos são rochas cinza claras, às vezes com leve tonalidade azulada, com manchas pretas de anfibólio e piroxênio. A granulação é média a grossa. O ortoclásio é cinza claro a cinza creme e mede entre 3 mm e 15 mm, situando-se geralmente entre 5 e 8 mm. É largamente predominante na rocha, podendo-se quase sempre identificar sua geminação segundo a lei *Carlsbad*. O hábito é tabular às vezes alongado na forma de ripas, estas podendo estar orientadas de modo grosseiro, conformando uma textura traquitóide. Outras vezes, observam-se critais bem desenvolvidos, entre os quais ocorre uma massa de cristais menores do mesmo feldspato, porém de segunda geração, junto com anfibólio e piroxênio.

Os máficos mais comuns nos pulasquitos são o anfibólio e o piroxênio, nem sempre fáceis de ser distinguidos na amostra de mão. O primeiro ocorre em prismas pretos alongados medindo 1-5 mm. O piroxênio é preto esverdeado, ocorrendo em prismas curtos de 1-2 mm, às vezes reunidos em pequenos aglomerados. Raramente distinguem-se lamelas pretas brilhantes de biotita.

O microscópio mostra uma textura hipidiomórfica granular. O ortoclásio é ripiforme, conferindo algumas vezes um aspecto traquitóide à rocha, quando os cristais se dispõem segundo um paralelismo grosseiro, ou se apresentam pouco divergente (Fig. 11). Em outras lâminas, distinguem-se duas gerações de ortoclásio, sendo os representantes da 1ª geração melhor desenvolvidos (até 20 mm) e com faces bem formadas, tendendo os cristais ao idiomorfismo. A segunda geração é constituída por cristais menores (0,5-3 mm) totalmente xenomórficos. O ortoclásio é sempre micropertítico, podendo a pertita, constituída de albita (An 5-8%), aparecer em fitas estreitas que atravessam os cristais potássicos, ou então desenvolvida em manchas ("patches") irregulares, nas quais se distingue a geminação albita ou albita-periclina do feldspato sódico.

O ortoclásio é comumente enuviado por finíssimas inclusões de hematita e pela alteração a material argiloso, que conferem aos cristais observados ao microscópio um tom de cor castanho às vezes bastante escuro (Fig. 12). Inclusões de outros minerais são comuns, sobretudo apatita, titanita, magnetita, sodalita e nefelina. Ortoclásio é o mineral mais abundante, perfazendo entre 73,2 e 92,1% em volume da rocha (Tabela IV).

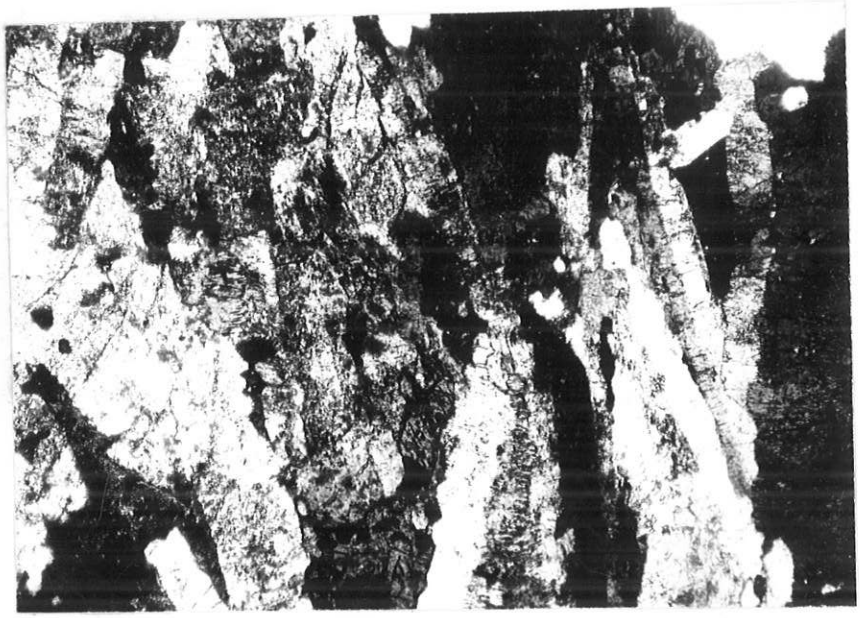


Fig. 11 - Fotomicrografia mostrando textura traquitóide em pulasquito (Tu-175). A direita, hornblenda hastingsítica. Nicóis +, 30 X.

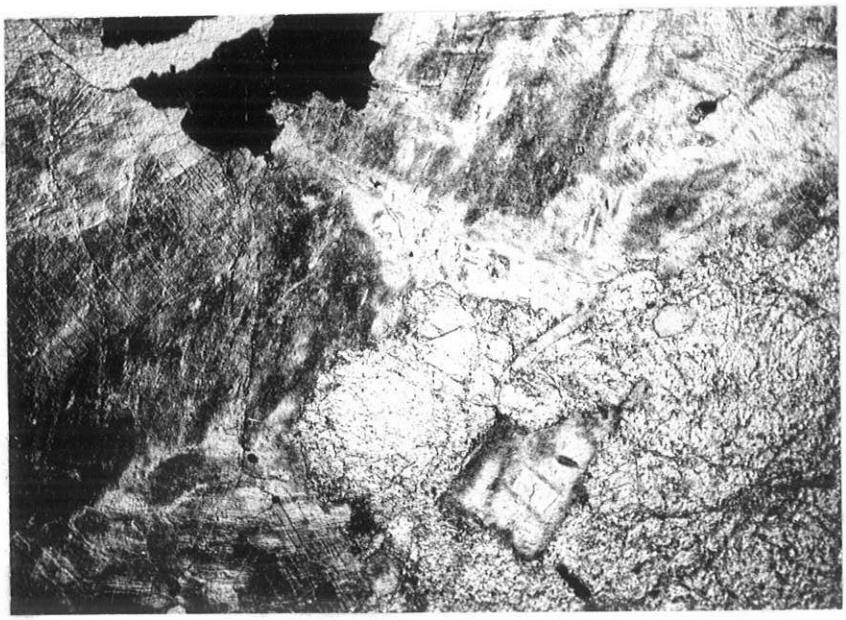


Fig. 12 - Fotomicrografia de pulasquito (Tu-170), observando-se ortoclásio enuviado e sodalita, esta englobando pequeno cristal de ortoclásio. Nicóis //, 30 X.

A albita, afora o fato de constituir a pertita, pode também aparecer em cristais isolados. É de geração tardia, sendo observada nas bordas do ortoclásio, ou ainda preenchendo cavidades triangulares entre os cristais tabulares de ortoclásio.

Em uma das amostras estudadas foram observados cristais de oligoclásio-andesina. São hipidiomórficos sempre envolvidos por bainhas de feldspato potássico, e apresentam-se zonados, variando a composição de An 35 no centro para An 14 nas bordas. Mostram-se alterados, distinguindo-se entre os produtos pequenos grãos de zoisita, carbonato e sericita, além de manchas de clorita e biotita, desenvolvidas ao longo das clivagens.

Dos feldspatóides presentes nos pulasquitos estudados, o mais comum é a sodalita que aparece em cristais aproximadamente hexagonais entre os grãos de feldspato, ou então em pequenos grãos envolvendo ortoclásio (Fig 12). Em boa parte das amostras está alterada a zeolitas, que aparecem em agregados fibroradiados, às vezes pseudomorfizando inteiramente os antigos cristais de sodalita.

A nefelina é mais rara, aparecendo esporadicamente na maior parte dos casos associada à sodalita. É xenomórfica, apresentando-se alterada a zeolitas e também a muscovita e cancrinita.

Em conjunto, os feldspatóides somam entre 0,1 e 5,4% em volume da rocha, fato que aliado a um teor superior a 5% de máficos e à dominância do ortoclásio permite classificar a rocha como pulasquito *(Johannsen, 1958)*.

Entre os minerais máficos, predominam piroxênios e anfibólios, a biotita aparecendo raramente.

O piroxênio está sempre presente nos pulasquitos de Tunas. Na maior parte das amostras trata-se de egirina-augita com X = verde, Y = verde amarelado e Z = amarelo esverdeado. A extinção de X com relação a c varia entre 10 e 28° e o ângulo dos eixos óticos entre 70 e 90°, o mineral sendo oticamente positivo ou negativo, em dependência do teor da molécula da egirina. Frequentemente os cristais são zonados apresentando-se progressivamente mais verdes do centro para às bordas, espelhando a variação de diopsídio [illegible] até egirina-augita e mesmo egirina. Neste caso a extinção de X alcança

valores próximos de 50° no centro do cristal, variando até cerca de 0° nas bordas.

O teor em piroxênio da rocha não ultrapassa 5% em volume, oscilando entre 2,4% e 5% (Tabela IV). Os cristais medem entre 0,5-2 mm.

O anfibólio encontrado nos pulasquitos é uma hornblenda hastingsítica, de hábito prismático, frequentemente poiquilítica. Comparece com teores entre 2,2% e 9,5% em volume, superando quase sempre o piroxênio nesse aspecto (Tabela VI). Os cristais medem entre 0,8 mm e 3 mm e englobam numerosos grãos de piroxênio, apatita, magnetita e ortoclásio, mais raramente sodalita zeolitizada. Seu pleocroísmo é acentuado: X = verde amarelado, Y = verde, Z = verde oliva, às vezes azulado, podendo a fórmula variar até X = castanho amarelado ou esverdeado, Y = verde castanho, Z = verde escuro. A obsorção é X < Y < Z. Em algumas rochas, o pleocroísmo é todo expresso em tons de castanho: X = castanho amarelado claro, Y = castanho a castanho avermelhado, Z = castanho escuro a castanho esverdeado, indicando a presença de barkevikita *(Tröger, 1969)*. A extinção de Z com relação a c oscila entre 15 e 35°, e o ângulo dos eixos óticos é geralmente pequeno (entre 20 e 50°), os valores mais baixos correspondendo à ferrohastingsita. Em todas as amostras examinadas ao microscópio, o anfibólio engloba o piroxênio, e é frequente o crescimento homoaxial do primeiro a partir do segundo (Fig. 13). Por seu lado, o anfibólio passa a biotita castanho avermelhada, que cresceu em pequenas lamelas ao longo das bordas, das clivagens e de fraturas do primeiro.

Os acessórios mais comuns são a magnetita e a apatita, ambas geralmente automórficas, e incluídas sobretudo no anfibólio. Em uma rocha foi encontrada a titanita com seu hábito característico.

Entre os minerais secundários destaca-se a zeolita, representada sobretudo pela natrolita, produto da alteração de nefelina e sodalita. Em duas amostras foi observada a

zeolita formando agregados com muscovita e cancrinita, o conjunto resultando da substituição dos feldspatóides. A zeolita pode ainda aparecer preenchendo cavidades com albita, carbonato e epidoto.

A composição modal dos pulasquitos é apresentado na Tabela IV.

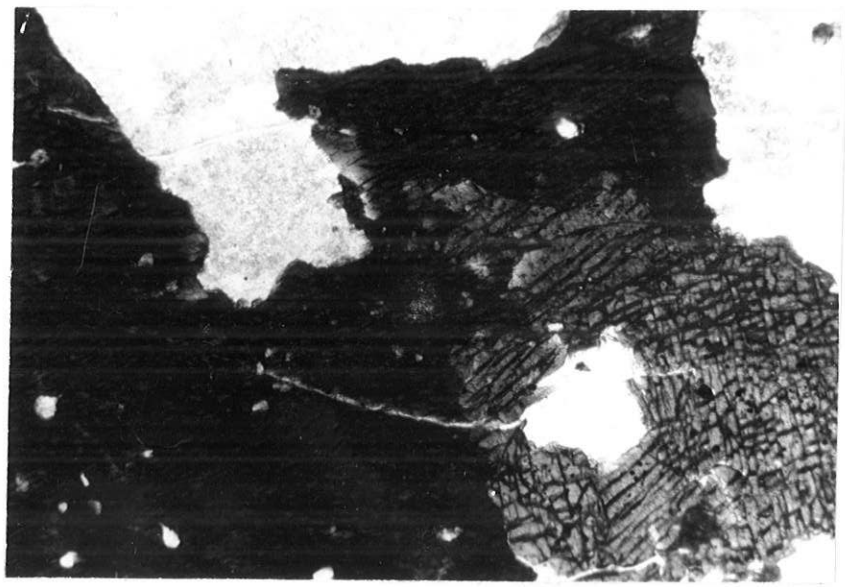


Fig. 13 - Crescimento homoaxial de hastingsita em torno de egirina-augita. Nicóis + 75 X

TABELA IV

Análises modais de pulasquitos

	Tu-148	Tu-153	Tu-165a	Tu-170	Tu-172	Tu-175	Tu-192	Tu-218
ortoclásio	81,4	85,1	84,0	92,1	91,2	84,1	87,5	90,5
albita	0,2	-	-	-	-	-	-	-
plagioclásio	-	-	-	-	-	-	2,3	-
nefelina	-	1,1	-	-	-	-	-	-
sodalita	4,0	4,3	1,2	1,6	0,7	1,7	0,1	2,1
piroxênio	5,0	2,4	4,3	2,6	3,9	4,2	-	3,8
hornblenda	6,5	5,7	9,5	2,2	2,9	5,5	8,4	2,7
biotita	0,1	-	-	-	-	-	0,4	-
opacos	2,5	0,4	0,9	1,4	1,3	0,2	0,7	0,9
apatita	0,1	0,1	0,1	0,1	tr	tr	0,1	tr
zircão	0,1	-	-	-	-	-	0,2	-
titanita	-	-	-	-	-	-	0,1	-
epidoto	0,1	-	-	-	-	-	-	-
zeolita	-	-	-	-	-	4,3	0,2	-
agregado	-	0,9	-	-	-	-	-	-

A composição química dos pulasquitos consta da Tabela V, e a composição normativa figura na Tabela VI.

TABELA V

Análise química de pulasquitos

	153*	165a*	172**	218*
SiO_2	61,22	59,16	61,73	61,11
TiO_2	0,45	0,85	0,31	0,30
Al_2O_3	16,82	17,43	17,71	20,73
Fe_2O_3	3,61	5,02	3,18	3,43
FeO	2,50	3,46	2,58	2,13
MnO	0,31	0,27	0,07	0,26
MgO	1,37	1,37	0,08	0,50
CaO	1,54	1,26	1,57	tr
Na_2O	6,75	6,35	7,16	7,05
K_2O	4,80	4,60	5,36	4,35
H_2O+	0,66	0,25	0,36	0,20
H_2O^-	-	-	0,02	-
P_2O_5	-	-	0,08	-
Total	100,03	100,02	100,21	100,06

* Analistas: F. Peixoto e H. Garcia - MBR, Belo Horizonte

** Analisada por Puriquima, São Paulo.

TABELA VI

Norma de pulasquitos

		Tu-153	Tu-165a	Tu-172	Tu-218
quartzo					2,24
corindon					4,44
ortoclásio		27,88	27,17	31,73	25,75
albita		55,21	53,76	54,11	59,69
anortita		1,39	5,45	0,36	
nefelina		0,47		3,56	
diopsídio	enstatita	1,67	0,22	0,20	
	ferrossilita	0,72	0,09	1,73	
	wollastonita	2,55	0,34	1,75	
hipersteênio	enstatita	1,69	2,35	-	1,25
	ferrossilita	0,72	0,91	-	1,06
wollastonita				1,16	
olivina	forsterita	1,17	0,59	-	-
	fayalita	0,56	0,24	-	
magnetita		5,14	7,27	4,62	4,99
ilmenita		0,83	1,61	0,59	0,58
apatita				0,17	
Total		100,00	100,00	99,98	100,00

4.1.3 *Foiaíto*

Um único exemplar de foiaíto foi encontrado no maciço alcalino de Tunas. A ocorrência dessa rocha foi registrada em meio aos gabros alcalinos da porção central do maciço. Ocorre em blocos soltos de cerca de 50 cm de diâmetro, na margem norte de um dos formadores do ribeirão São Domingos. Em razão da natureza do afloramento não foi possível verificar se se trata de dique ou não.

Macroscopicamente, a rocha é cinza clara, composta de feldspato ripiforme, de cor cinza clara, medindo entre 1 mm de comprimento, excepcionalmente alcançando 7 mm. Entre as ripas, que se mostram grosseiramente orientadas, distinguem-se pequenas agulhas pretas de egirina (o,1-1,0 mm), ocasionais lamelas de biotita (0,2-0,6 mm), e pequenas manchas castanho-claras de sodalita (0,6-1,2 mm).

Nas seções delgadas examinadas ao microscópio, é nítida a textura foiaítica: cristais ripiformes de feldspatos dispostos paralelamente entre si, ou com pouca divergência (Fig.14).

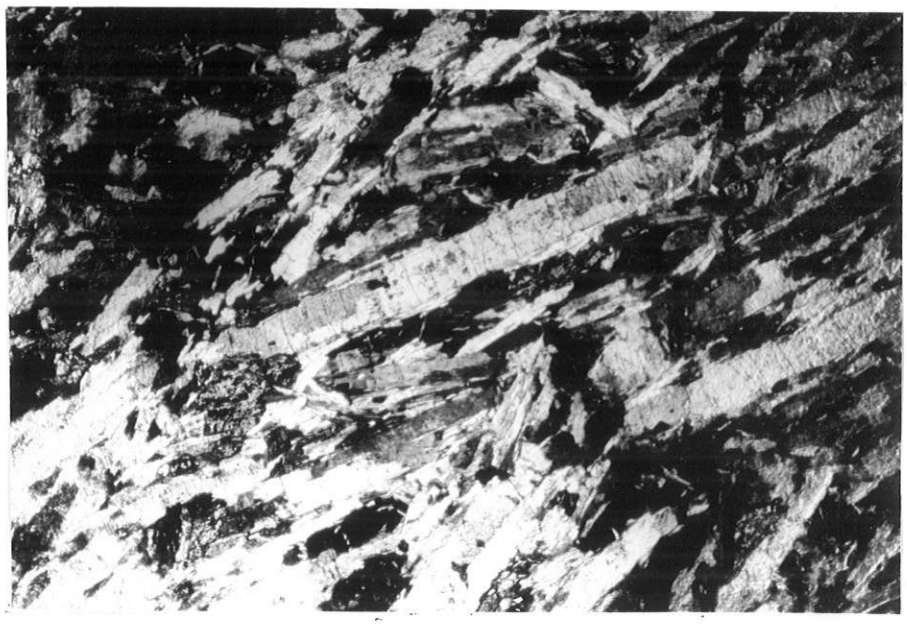


Fig. 14 - Textura traquitóide em foiaíto. Nicóis +, 30 X.

Entre as ripas, a maior parte das quais mede 2 e 3 mm, ocorrem a egirina, a sodalita, a nefelina, a biotita, a magnetita e também cristais menores de feldspato (0,1-0,3 mm).

As ripas maiores de feldspato apresentam um núcleo de ortoclásio, embainhado por um envoltório de albita. A distinção entre os dois minerais é facilitada pelo fato de a albita ser límpida e o ortoclásio enuviado por alteração a material argiloso. Essa distinção foi confirmada através do teste químico de coloração com solução de cobaltinitrito de sódio: a porção central dos cristais e todas as partes enuviadas apresentaram-se coloridas de amarelo após o teste, em contraste com as partes límpidas que permaneceram incolores. Além disso, o ortoclasio mostra geminação Carlsbad, enquanto a albita exibe geminações polissintéticas segundo as leis albita e periclina.

Entre os feldspatóides, domina a sodalita (Fig. 15) que ocorre em cristais xemomórficos, englobando agulhas de egirina e ripas de plagioclásio. Contém também numerosas bolhas de fluídos. Está alterada a natrolita fibrosa e radiada. A nefelina (Fig. 15) é também xenomórfica, inclui egirina e feldspato e está alterada nas bordas e ao longo das clivagens a cancrinita, muscovita e zeolita.

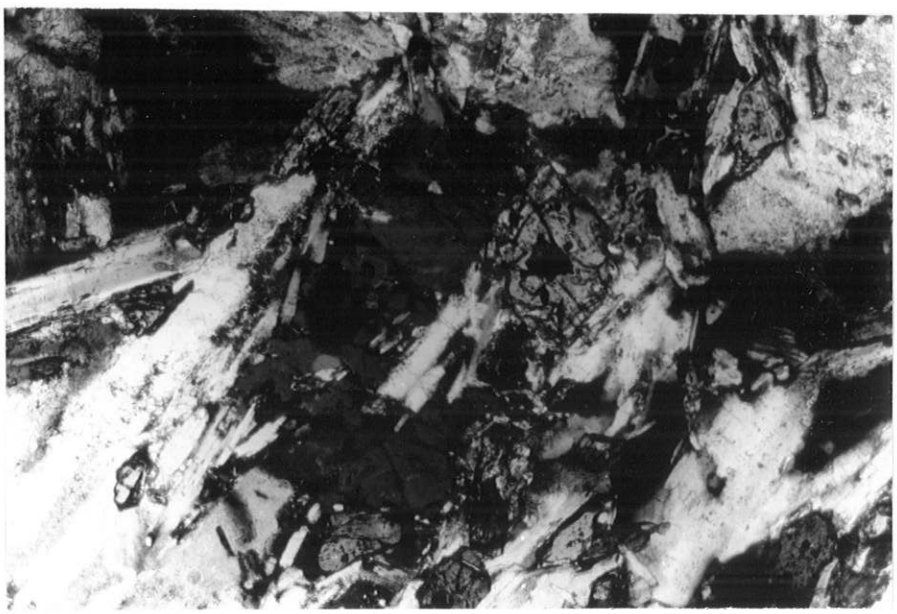


Fig. 15 Nefelina em foiaíto. À esquerda do feldspatóide, egirina. Em preto, cristais de sodalita - Nicóis +, 75X.

A egirina é abundante, ocorrendo em finas agulhas pleocróicas, nas quais a absorção é X > Y > Z, e a fórmula do

pleocroísmo é expressa por X = verde, Y = verde amarelado e Z = amarelo esverdeado. A extinção de X forma um ângulo próximo de 5° com o eixo cristalográfico c, e o ângulo 2Vx mede cerca de 65°. A egirina é anterior aos feldspatos, pois aparece frequentemente neles englobada.

A biotita é fortemente pleocróica em tons que vão de verde escuro, quase preto, a castanho avermelhado e vermelho-castanho. É poiquilítica, incluindo opacos, apatita, feldspato e egirina.

Os acessórios principais são magnetita, apatita e zircão. A zeolita ocorre seja isoladamente seja como produto de alteração dos feldspatóides, formando agregados fibrorradiados.

A composição modal dada na Tabela VII, bem como a textura da rocha, coincidem com a dos foiaitos, conforme descritos por *Johannsen* (1958), a partir da sugestão original de *Brögger* (citado por *Johannsen*, 1958).

TABELA VII

Análise modal de foiaito (Tu-186)

ortoclásio	46,6 %
albita	22,9 %
nefelina	2,2 %
sodalita	8,8 %
egirina	14,5 %
biotita	3,4 %
opacos	0,2 %
apatita	0,1 %
zircão	0,1 %
zeolita	1,2 %

TABELA VIII

Análise química e norma molecular de foiaíto (Tu-186)

SiO_2	60,48	ortoclásio		24,24
TiO_2	0,15	albita		54,96
Al_2O_3	17,86	nefelina		8,25
Fe_2O_3	3,77	acmita		5,33
FeO	2,26	diopsídio	enstatita	0,09
MnO	0,32		ferrossilita	0,12
MgO	0,87		wollastonita	0,21
CaO	0,10	olivina	forsterita	1,48
Na_2O	8,90		fayalita	2,17
K_2O	4,05	magnetita		2,86
H_2O+	1,20	ilmenita		0,29
Total	100,04	Total		100,00

Analistas: F. Peixoto e H. Garcia

A composição química e a norma do foiaíto encontrado no maciço de Tunas constam da Tabela VIII.

4.2 Gabros Alcalinos

As rochas gabróicas encontradas no maciço de Tunas distribuem-se em cinco pequenas ocorrências, cuja localização é restrita sistematicamente à parte interna das chaminés subvulcânicas. Ocupam, por consequência, as porções rebaixadas do maciço, apresentando-se parcialmente cobertos por depósitos aluvionares e coluviais. Afloram em matacões com 0,5 a 3 m de diâmetro, esparsos no terreno, em meio a solo argiloso avermelhado. Suas relações com as rochas vizinhas, isto é, com os pulasquitos e sienitos alcalinos, não são bem conhecidas, porque os contatos estão todos cobertos.

Os gabros alcalinos do complexo de Tunas são mesocráticos, apresentando cor cinza média a escura. A granulação é grossa, com os grãos minerais medindo geralmente entre 5 e 15 mm. Macroscopicamente, reconhece-se plagioclásio, biotita, piroxênio e anfibólio, dispostos num arranjo textural que vai de sub-ofítico a granular hipidiomórfico.

O plagioclásio tem hábito ripiforme ou tabular, e pode atingir até 15 mm de comprimento embora em média apresente 8 mm. Sua cor varia de creme a cinza escuro, com ocasionais reflexos violáceos. Os cristais dispõem-se ao acaso, os vazios entre as ripas sendo ocupados pelos minerais máficos. O piroxênio aparece em prismas curtos, pretos, com cerca de 5 mm de comprimento, podendo alcançar 10 mm. A biotita está presente em lamelas pretas brilhantes, com reflexos avermelhados; podem medir 15 mm de diâmetro mas, habitualmente não ultrapassam 5 mm. O anfibólio ocorre em prismas pretos estreitos e alongados. Ocasionalmente, reconhecem-se ainda cristais de 2-3 mm de apatita de cor amarelada e grãos de nefelina com o brilho oleoso característico.

Nas seções delgadas examinadas ao microscópio, verifica-se geralmente a textura sub-ofítica (Fig. 16) sendo também frequente a hipidomórfica granular. Em alguns casos, o plagioclásio está inteiramente englobado pelo piroxênio, configurando a textura ofítica (Fig. 17). A sequência de cristalização típica é olivina-plagioclásio-piroxênio-anfibólio-biotita. O mineral mais abundante é o plagioclásio, que

perfaz entre 57 e 77% do volume da rocha (Tabela IX). Ocorre com hábito ripiforme ou tabular (Fig. 16), é incolor, apresentando-se algumas vezes enuviado em função de diminutas inclusões, ou mesmo por causa da alteração. A composição do plagioclásio nas diversas amostras estudadas varia entre 56% e 67%

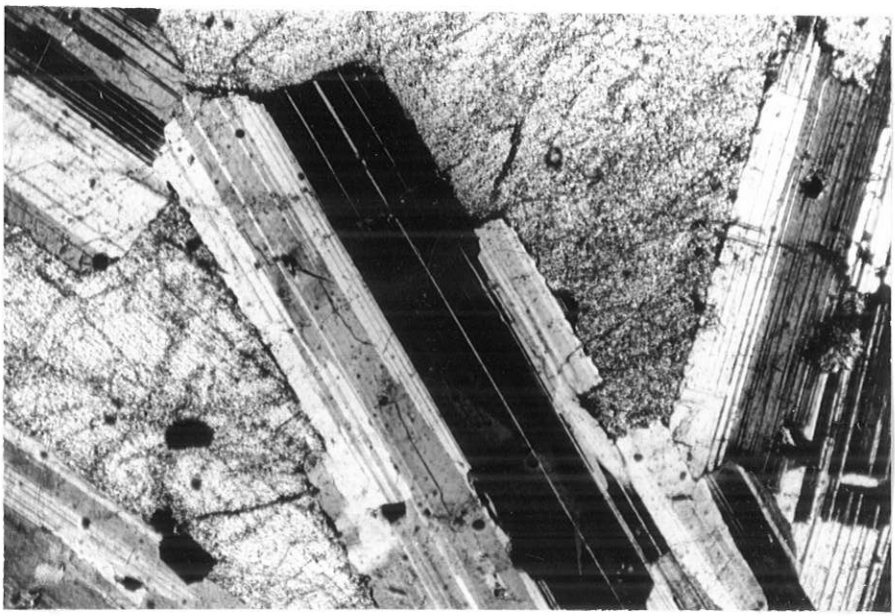


Fig. 16 - Fotomicrografia de gabro alcalino: titano-augita e labradorita com geminação albita-Carlsbad arranjados em textura sub-ofítica (Tu-114b). Nicóis +, 30 X.

An, tratando-se pois de labradorita. Em algumas rochas, à labradorita associa-se a andesina (An 37-45%), encontrada em pequenos cristais intersticiais de cristalização tardia. A zonação do plagioclásio é comum, tendo sido observados cristais com núcleo apresentando 71% de An, zonados até An 49%. Em outros casos foram observados núcleos com An 54-62%, zonados até An 28% nas bordas. As geminações predominantes encontradas na labradorita são as das leis albita e periclina, seja individualmente, seja associadas. Também a associação albita-Carlsbad foi comumente observada. A alteração do plagioclásio é incipiente, tendo sido produzida ao longo das bordas e das clivagens. Foram identificados sericita, zoisita e calcita como produtos principais. Algumas vezes, observa-se o

o desenvolvimento de clorita e mesmo de biotita e hornblenda ao longo de fraturas no plagioclásio.

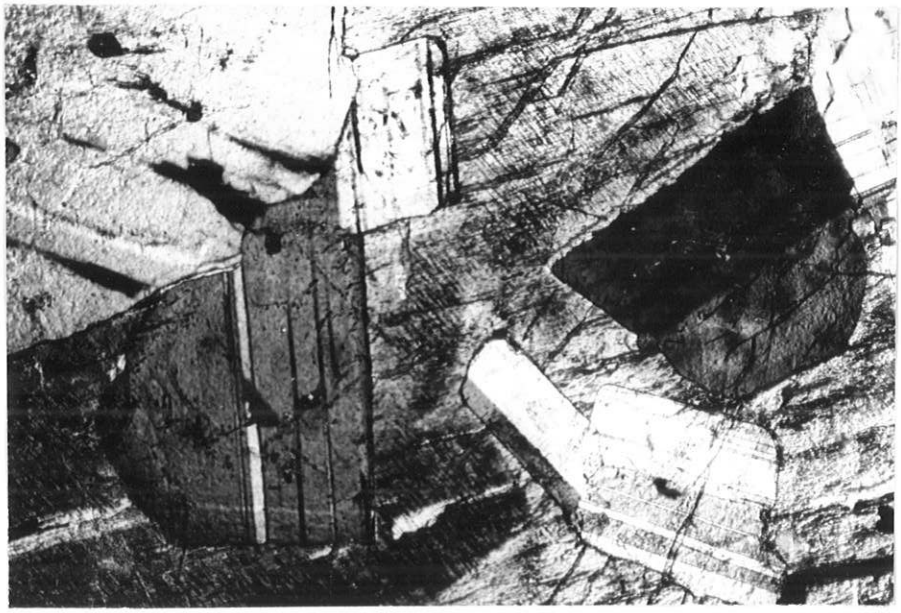


Fig. 17 - Fotomicrografia mostrando titanoaugita schilleritizada englobando labradorita zonada com geminação albita (Tu-219). Nicóis +, 30 X.

Ortoclásio ocorre em algumas das rochas gabróicas de Tunas. É sempre intersticial, ocupando espaços triangulares entre os cristais da labradorita (Fig. 18). Outras vezes aparece em torno de concentrações de minerais máficos, ou ainda, constitui bainhas descontínuas envolvendo o plagioclásio. Distingue-deste por ser enuviado devido a numerosas inclusões de finíssimas palhetas de hematita (Fig. 18). O ortoclásio pode constituir mais de 10% em volume da rocha (Tabela IX).

Os máficos constituem entre 17 e 42% em volume das rochas gabróicas de Tunas, tratando-se pois de rochas leucocráticas e mesocráticas. A olivina esta presente em quase todas elas, podendo atingir até 5% em volume da rocha. Ocorre na forma de grãos hipidiomórficos e xenomórficos (Fig. 19), frequentemente arredondados, medindo entre 0,4 e 2,8 mm. É incolor a levemente amarelada, estando na maior parte dos casos incluída em cristais de piroxênio, de kaersutita (Fig.

20) ou de biotita. Apresenta 2Vx entre 80 e 85°, o que corresponde a aproximadamente 25-35% Fa ou seja, crisolita-hialosiderita (*Tröger, 1959*). Frequentemente está em parte ou no todo pseudomorfisada a um agregado constituído de magnetita,

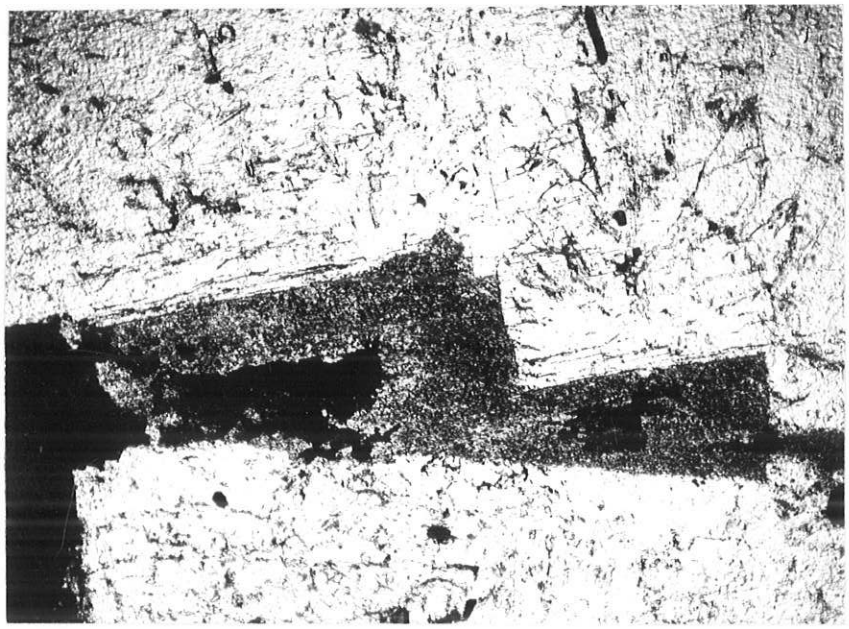


Fig. 18 - Fotomicrografia de gabro alcalino: ortoclásio enuviado ocupando espaços triangulares entre os cristais de labradorita. Nicóis //, 30X.

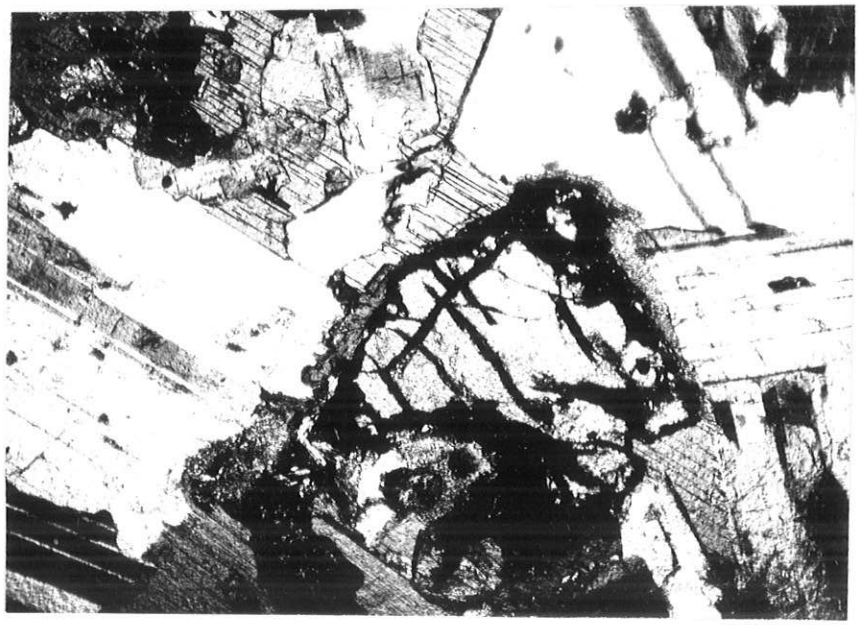


Fig. 19 - Fotomicrografia de gabro alcalino (Tu-173): olivina rodeada por biotita, e labradorita com geminação polissintética. Nicóis +, 30X.

talco, anfibólio, biotita, clorita. Outras vezes aparece um agregado microcristalino de cor castanho amarelada, desenvolvida ao longo de clivagens e fraturas. É possivelmente constituido de saponita e geethita. São encontrados também grãos de olivina embainhadas por finas auréolas de actinolita verde ou biotita castanha escura avermelhada (Fig. 19). As vezes contém inclusões de apatita, e, mais frequentemente de minerais opacos.

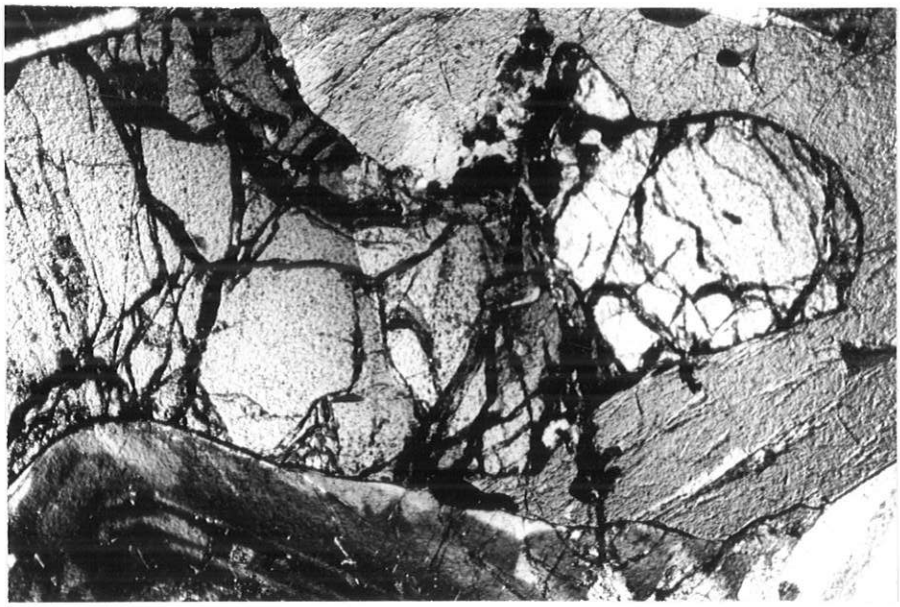


Fig. 20 - Fotomicrografia de gabro alcalino (Tu-219): Plagioclásio zonado e olivina parcialmente englobada por kaersutita. Nicóis +, 30X.

TABELA IX

Análise modal de gabros alcalinos

	Tu 114b	Tu 149	Tu 171	Tu 173	Tu 179	Tu 183	Tu 185	Tu 216	Tu 219	Tu 226	Tu 227
ortoclásio	–	–	–	–	10,4	–	0,4	0,5	–	3,3	2,8
labradorita	73,5	77,3	72,4	66,7	60,6	57,2	73,0	69,0	66,4	76,8	77,5
nefelina	–	–	–	0,1	1,0	–	–	4,9	–	–	1,0
sodalita	–	–	–	–	0,1	0,4	–	1,6	–	–	–
olivina	1,6	0,4	0,1	1,2	–	1,9	–	5,0	3,0	0,4	0,2
titanoaugita	6,4	1,0	4,7	6,4	1,8	9,8	3,8	6,7	17,7	8,2	1,7
kaersutita	3,3	0,5	0,1	6,2	17,9	13,9	0,7	–	5,0	–	–
hornblenda	3,1	2,2	2,6	5,4	0,2	5,9	6,1	0,1	1,1	0,8	4,1
biotita	4,9	11,4	11,3	7,2	5,2	8,1	10,7	6,7	1,5	8,7	7,4
opacos	2,8	2,1	7,1	4,1	0,9	1,8	1,2	3,6	3,2	0,7	3,2
apatita	4,2	2,1	0,7	1,7	1,4	1,0	1,3	1,4	1,1	1,1	1,1
zircão	–	–	–	–	–	–	0,1	–	–	–	0,1
carbonato	–	–	–	0,4	–	–	0,3	–	0,2	–	–
zeolita	–	–	1,0	0,6	0,6	–	2,4	0,5	–	–	1,1
clorita	–	1,2	–	–	–	–	–	–	0,8	–	–
epidoto	0,2	1,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–

O piroxênio das rochas gabróicas de Tunas é geralmente róseo em lâmina delgada, aparesentando um pleocroísmo fraco, característico da titanoaugita. A extinção Z com c varia entre 36 e 42° enquanto 2Vz oscila entre 45 e 50°. Em algumas amostras observa-se a presença de piroxênio verde pálido, fracamente pleocróico, 2Vz em torno de 60° e extinção até 44°. Raramente, o piroxênio róseo apresenta zonação com borda verde pálida. A schilleritização do piroxênio é comum (Fig. 17). Em quase todas as amostras examinadas, a titanoaugita apresenta-se envolvida parcialmente por anfibólio castanho amarelado, fortemente pleocróico, identificado como kaersutita, que aparece também crescido ao longo de clivagens e fraturas. Mais frequentemente, entretanto, é a biotita castanho-avermelhada que envolve o piroxênio (Fig. 21). Outras vezes ainda, observa-se o crescimento de anfibólio verde ou clorita ao longo das bordas do piroxênio. O piroxênio é sempre xenomórfico, ocupando os espaços deixados pelo plagioclásio, e não raro, envolvendo o plagioclásio em típica textura ofítica (Fig. 17). Como pode ser visualizado na Tabela IX, o piroxênio perfaz entre 1% e 17,7% em volume dos gabros alcalinos de Tunas.

Geralmente estão presentes dois anfibólios nas rochas alcalino-gabróicas de Tunas. O mais abundante é um anfibólio castanho avermelhado, de pleocroísmo acentuado com X = castanho amarelado, Y = castanho avermelhado, Z = castanho averme

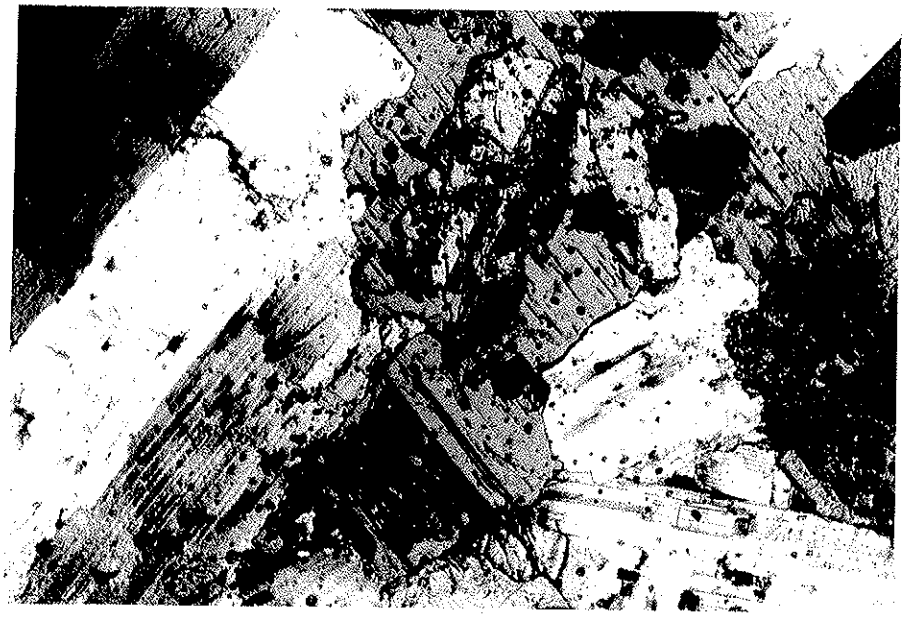


Fig. 21 - Fotomicrografia de gabro alcalino (Tu-173), observando-se labradorita e titanoaugita rodeada de biotita. Nicóis +, 30X.

melhado escuro. O ângulo dos eixos óticos oscila em torno de 80°, a extinção de Z mede 11-18° e a birrefringência varia entre 0,010 e 0,015. Essas propriedades coincidem com as apontadas por *Tröger (1969)* como características da kaersutita, mineral do grupo das hornblendas, contendo teores superiores a 5% em peso de TiO_2. Com frequência o anfibólio castanho apresenta se zonado, mostrando bordas progressivamente mais verdes, até verde azuladas, evidenciando uma passagem para hornblenda comum. O tamanho dos cristais, que são sempre xenomórficos, varia entre 1,6 e 7,2 mm, podendo montar a quase 18% em volume da rocha (Tabela IX). Usualmente, a kaersutita envolve a titanoaugita, sendo, por sua vez, envolvida pela biotita (Fig. 22). Em uma das amostras examinadas (Tu-185) foi determinada a barkevikita, ocorrente em grãos de aproximadamente 1 mm, com 2Vx = 50°, e fórmula de pleocroísmo semelhante à kaersutita, porém com tons esverdeados.

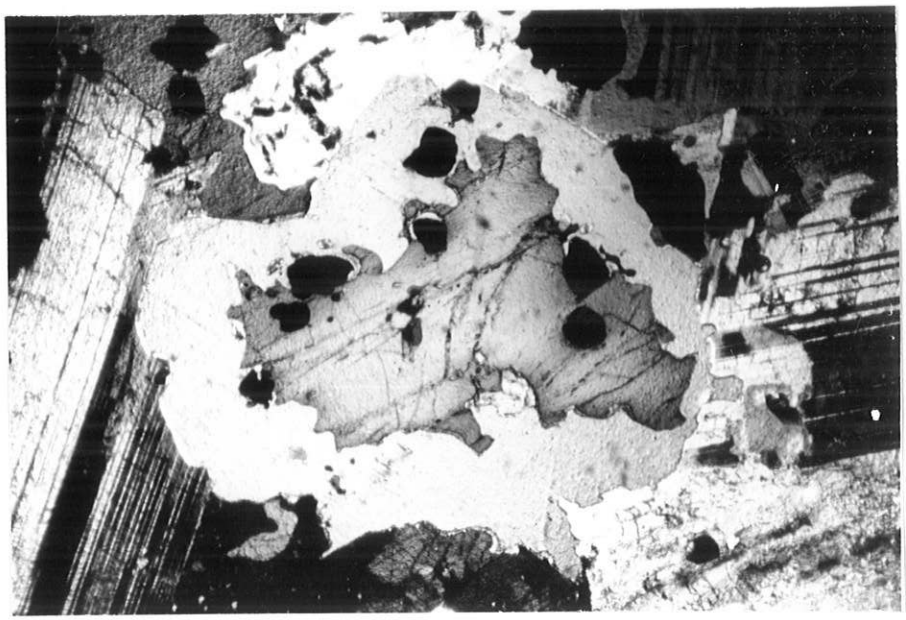


Fig. 22 - Fotomicrografia de gabro (Tu-185), mostrando kaersutita envolvida por biotita. Nicóis +, 30X.

O anfibólio verde é menos abundante, raramente ocorrendo em grãos isolados. Forma quase sempre auréolas em torno do piroxênio e da olivina, ou ainda, ocupando cavidades. Trata se ora de actinolita (envolvendo a olivina), ora de hornblenda verde comum, esta com extinção de Z em realção a c medindo

20-22° e 2Vx=60-70°, e desenvolvida em crescimento homoaxial em torno do piroxênio.

A biotita está sempre presente nos gabros de Tunas, comparecendo em teores abrangendo entre 1,5% e 11,4% em volume (Tabela IX). A fórmula de pleocroísmo X = amarelo, castanho amarelado, Y = castanho avermelhado, Z = vermelho castanho escuro indica biotita titanífera *(Tröger, 1969)*. 2Vx mede 5 a 10°. Esse mineral caracteriza-se sempre pelo seu aspecto poiquilítico, sendo rico em inclusões de apatita, zircão, magnetita, ilmenita, olivina, titanoaugita e kaersutita, mostrando, dessa forma, ser um dos últimos minerais a cristalizar. Em algumas rochas observam-se também pequenas palhetas de biotita verde-escura (0,1-0,5 mm), crescidas por sobre o plagioclásio, ou ao longo de clivagens dos demais minerais máficos.

Entre os minerais acidentais das rochas gabróicas de Tunas destacam-se os feldspatóides, embora nem sempre estejam presentes, ou então comparecendo em pequenos teores. Estão representados por nefelina e sodalita (0,4-2 mm), que podem estar reunidas em uma mesma rocha, a exemplo das amostras Tu-179 e Tu-216. Raramente foram observadas diminutas palhetas de cancrinita desenvolvidas sobre a nefelina.

A nefelina e a sodalita são geralmente intersticiais, mostrando terem sido dos últimos minerais a cristalizar, antes porém do feldspato potássico. Somente na amostra Tu-216, a nefelina está aparentemente intercrescida com o plagioclásio. A nefelina é xenomórfica (Fig. 23), apresentando-se quase sempre alterada, sobretudo ao longo das clivagens e fraturas. Entre os produtos de alteração notam-se zeolitas (natrolita, principalmente), muscovita e, às vezes, cancrinita. A sodalita é também, xenomórfica e, embora possa aparecer na forma intersticial, geralmente está englobada no plagioclásio. É rica em diminutas bolhas fluídas. Apresenta-se alterada a finas agulhas de natrolita, que crescem em feixes ao longo das bordas e de fraturas. Com frequência encontram-se cristais parcial ou totalmente pseudomorfizados por zeolita fibrorradiada, constituindo espécie de bolsões dentro do plagioclásio.

O teor em feldspatóides é sempre baixo, alcançando excepcionalmente 6,5% em volume na amostra Tu-216 (Tabela IX).

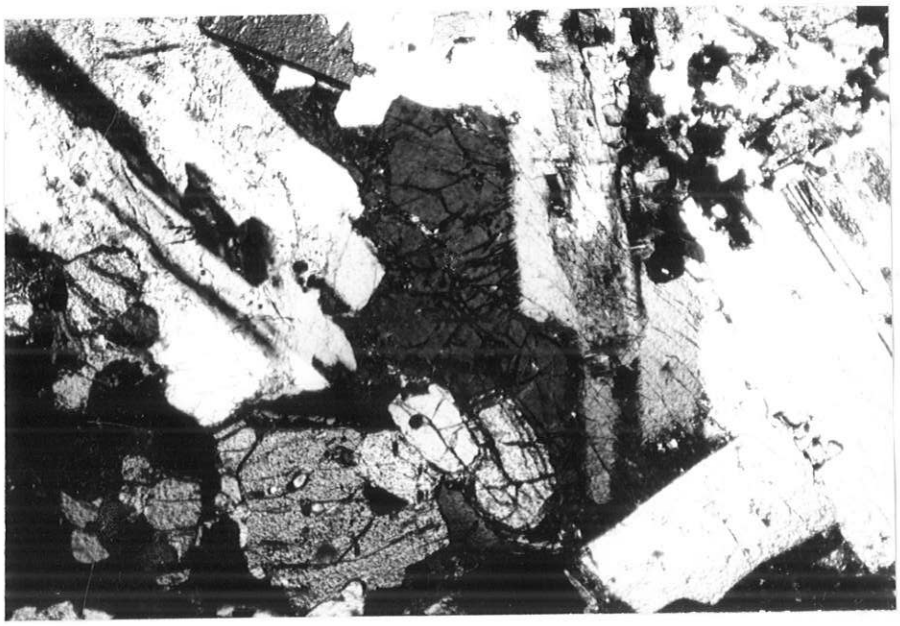


Fig. 23 - Fotomicrografia de nefelina gabro (Tu-216): ao centro, nefelina xenomórfica entre cristais de plagioclásio. Embaixo, à esquerda, titanoaugita. Nicóis +, 30X.

Os acessórios mais frequentes das rochas estudadas são apatita e minerais opacos, aparecendo em plano secundário o zircão, que excepcionalmente figura na análise modal. A apatita é geralmente idiomórfica, ocorrendo em prismas hexagonais de 0,2 a 2,0 mm de comprimento. Algumas vezes foi encontrada como material intersticial xenomórfico, medindo até 4 mm. Os opacos estão representados por magnetita e ilmenita, em grandes cristais de até 0,8 cm. Às vezes acham-se orlados por biotita titanífera.

Ocasionalmente, são observadas cavidades preenchidas por zeolitas, carbonato, epidoto e clorita.

Nas Tabelas X e XI são mostrados, respectivamente a composição química e a norma dos gabros alcalinos.

TABELA X

Análise química de gabros alcalinos

	Tu-149	Tu-171	Tu-173	Tu-185	Tu-219
SiO_2	48,79	47,42	49,30	49,38	44,86
TiO_2	1,40	1,85	2,55	1,70	4,25
Al_2O_3	21,81	24,14	21,63	20,60	24,72
Fe_2O_3	6,39	5,20	5,39	4,66	6,96
FeO	3,04	3,20	3,80	3,22	4,17
MnO	0,19	0,18	0,23	0,23	0,21
MgO	2,82	3,71	1,18	5,48	5,77
CaO	10,20	9,14	11,07	7,15	4,88
Na_2O	4,05	4,05	3,45	5,20	3,53
K_2O	0,99	0,91	0,91	1,87	0,44
H_2O+	0,34	0,21	0,45	0,53	0,27
Total	100,02	100,01	99,96	100,02	100,06

TABELA XI

Norma de gabros alcalinos

		Tu-149	Tu-171	Tu-173	Tu-185	Tu-219
quartzo				3,29		3,57
corindon						9,57
ortoclásio		5,92	5,41	5,42	11,13	2,62
albita		31,67	30,05	29,36	29,84	29,96
anortita		38,51	45,11	41,02	27,46	24,26
nefelina		1,45	2,30		8,00	
diopsídio	enstatita	4,42	0,12	2,95	2,95	
	ferrosilita					
	wollastonita	5,12	0,14	3,42	3,42	
hipersténio	enstatita					14,40
	ferrosilita					
wollastonita				2,50		
olivina	forsterita	1,84	6,40		7,54	
	fayalita					
magnetita		6,39	5,52	5,63	6,21	1,81
hematita		2,00	1,41	1,54	0,40	5,73
ilmenita		2,67	3,52	4,86	3,25	8,09
Total		99,99	99,98	99,99	100,20	100,01

4.3 Sienodioritos e dioritos

Os sienodioritos ocupam a porção central da estrutura circular situada no extremo noroeste do maciço de Tunas. Foram encontrados numa área de aproximadamente 1,0 km^2, parcialmente cobertos por aluviões e material coluvial recente. Por isso, não puderam ser observados seus contatos com os sienitos alcalinos.

Os sienodioritos estudados são, de um modo geral, rochas inequigranulares, de cor cinza clara. Os fenocristais são de plagioclásio, raramente de ortoclásio. São tabulares e medem entre 2 e 10 mm de comprimento. Entre eles observa-se uma massa de granulação fina (0,1-1,5 mm) constituída de feldspato cinza claro, anfibólio, piroxênio e biotita. Ocasionalmente,os minerais escuros acham-se reunidos em aglomerados de forma arredondada, com 5 a 10 mm de diâmetro, excepcionalmente alcançando 5 cm de tamanho. Alguns sienodioritos apresentam textura granular hipidiomórfica, de granulação média a grossa, os minerais dominantes medindo entre 5 e 10 mm.

Em seção delgada, essas rochas mostram os fenocristais de plagioclásio sempre aureolados por uma bainha de 0,1-0,4 mm de ortoclásio. O mineral predominante é feldspato calco-sódico zonado, apresentando núcleo de labradorita (An 62-65%) ou de andesina (An 41-45%). Em direção às bordas o teor em Ca diminui até cerca de 25% An. A geminação polissintética tipo albita é comum, podendo estar combinada com a periclina. A macla Carlsbad é rara, aparecendo associada à lei albita. A porção central do plagioclásio mostra-se bastante alterada a finos grãos de zoisita, calcita e sericita, observando-se ainda amiúde, clorita, biotita e epidoto desenvolvidos ao longo das clivagens e de fraturas. Na matriz da rocha, o plagioclásio aparece em grãos xenomórficos geminados segundo albita e albita-periclina. Sua composição corresponde à do oligoclásio, tendo sido encontrado valores entre An 14 e An 20%. Em algumas amostras foi observada andesina (An 30-34%).

O feldspato potássico dos sienodioritos é ortoclásio micropertítico, que aparece embainhando os fenocristais de plagioclásio ou então em grãos isolados na matriz. Raramente foi observado como fenocristal. A geminação Carlsbad é comum.

Em contraste com o plagioclásio, o ortoclásio é sempre obscurecido por alteração a mineral argiloso.

Os minerais escuros são representados por clinopiroxênio, hornblenda e biotita, presentes em proporções variáveis, não alcançando porém, em conjunto, 21% do volume da rocha.

O piroxênio é augita incolor a levemente esverdeada raramente zonada.

A extinção de Z com o eixo cristalográfico c mede 38-45% e 2Vx = 50°. Em quase todas as seção delgadas examinadas, a augita mostra-se aureolada por envoltório de actinolita verde. Nos estágios mais avançados da substituição, a actinolita pseudomorfisa praticamente todo o antigo mineral, apresentando-se em cristais alongados entremeados, algo divergentes, tendo mesmo crescido além dos limites do piroxênio.

Afora a actinolita, ocorre hornblenda nessas rochas. A hornblenda é fortemente pleocróica com X = verde amarelado, Y = verde castanho e Z = castanho esverdeado ou azulado. A extinção de Z é próxima de 20°. Inclui poiquilitica mente piroxênio, opacos, apatita e zircão. Como alteração desse mineral ocorrem clorita e opacos.

A biotita é intensamente pleocróica; variando de castanho amarelado a castanho escuro, ou então de verde escuro a castanho algo avermelhado. A biotita ocorre em lamelas isoladas contendo inclusões de magnetita, apatita e zircão - este formando halos pleocróicos no hospedeiro - ou então intercrescida com a hornblenda. Como esta, apresenta-se também cloritizada. Os minerais acessóriso comuns são magnetita, apatita e zircão, todos euédricos e medindo entre 0,1 e 0,4 mm.

O quartzo ocorre em algumas amostras como mineral acidental. É totalmente xenomórfico, rico em diminutas bolhas, e aparece intersticialmente entre os demais minerais.

Nefelina somente foi observada na amostra Tu-207. É xenomórfica, e está quase totalmente alterada a um agregado zeolítico fibrorradiado, de cor castanho clara. Sua presença, embora em proporção reduzida, permite classificar a rocha como nefelina sienodiorito. Ainda outras amostras (exemplo: Tu-209) mostram zeolita, sempre disposta em agregados fibrorradiados incluídos nos feldspatos. É possível que, a exemplo da rocha Tu-207, onde a zeolitização da nefelina foi observada, essas rochas tenham contido o feldspatóide , atualmente pseudomorfisado por zeolita, o que é aliás atestado pela presença de nefe

lina virtual na composição normativa (Tabela XIV).

Nas Tabelas XII, XIII e XIV são apresentadas, respectivamente, a análise modal, a composição química e a composição normativa de sienodioritos e dioritos.

TABELA XII

Análise modal de sienodioritos e dioritos

	Sienodioritos			Dioritos	
	Tu-207	Tu-209	Tu-230	Tu-225	Tu-228
ortoclásio	14,8	28,6	23,9	5,1	6,6
plagioclásio	66,6	58,2	53,7	77,5	66,6
nefelina	0,2	-	-	-	-
piroxênio	2,1	3,8	7,5	3,8	7,7
hornblenda	9,6	4,5	0,6	2,3	1,5
biotita	2,6	1,4	12,1	9,1	14,2
apatita	0,5	0,6	1,0	1,1	1,3
opacos	1,7	1,3	0,8	3,2	1,4
zircão	-	0,2	0,3	0,2	0,1
zeolita	1,9	1,4	-	0,1	0,6
clorita	-	-	0,1	0,1	-

Os dioritos (Tu-225 e Tu-228), embora ocorram associados aos gabros alcalinos na região de São Domingos, são incluídos neste item, porque texturalmente e mineralogicamente se aproximam dos sienodioritos. São rochas de granulação média a grossa, e de cor cinza clara, constituídas de andesina (An 30-40%), o ortoclásio micropertítico aparecendo intersticialmente em proporções reduzidas. Entre os máficos, domina a biotita, seguida da augita e da hornblenda. A análise modal dessas rochas pode ser visualizada na Tabela XII; a sua composição química e a norma molecular figuram, respectivamente, nas Tabelas XIII e XIV.

TABELA XIII

Análise química de sienodioritos e dioritos

	Sienodioritos			Dioritos	
	Tu-207	Tu-209	Tu-230	Tu-225	Tu-228
SiO_2	55,45	56,70	54,39	56,48	56,88
TiO_2	0,80	1,50	1,20	1,20	2,25
Al_2O_3	22,02	21,78	20,75	20,35	15,45
Fe_2O_3	3,64	3,40	4,44	3,29	4,92
FeO	3,04	2,04	2,66	3,02	4,33
MnO	0,25	0,24	0,21	0,23	0,29
MgO	1,46	1,81	2,94	0,83	1,57
CaO	4,16	2,80	3,81	7,01	5,83
Na_2O	6,20	6,35	5,70	5,70	5,55
K_2O	2,41	2,90	3,43	1,68	2,17
H_2O+	0,60	0,50	0,46	0,25	0,74
Total	100,03	100,02	99,99	100,04	99,98

Analistas: F. Peixoto e H. Garcia

TABELA XIV

Composição normativa de sienodioritos e dioritos

		Sienodioritos			Dioritos	
		Tu-207	Tu-209	Tu-230	Tu-225	Tu-228
Quartzo		-	-	-	2,17	5,11
Corindon		1,66	3,11	0,73	-	-
Ortoclásio		14,33	17,23	20,35	9,93	12,90
Albita		52,23	54,01	43,52	48,35	47,30
Anortita		20,76	13,94	18,98	25,03	10,93
Nefelina		0,28	-	2,68	-	-
Diopsídio	Enstatita	-	-	-	2,07	3,94
	Ferrossilita	-	-	-	1,27	0,72
	Wollastonita	-	-	-	3,52	5,19
Hiperstênio	Enstatita	-	4,35	-	-	-
	Ferrossilita	-	-	-	-	-
Wollastonita		-	-	-	0,58	2,42
Olivina	Forsterita	2,57	0,13	5,16	-	-
	Fayalita	1,33	-	-	-	-
Magnetita		5,31	3,02	5,82	4,78	7,18
Hematita		-	1,33	0,45	-	-
Ilmenita		1,53	2,86	2,29	2,28	4,31
Total		100,00	99,98	99,98	99,98	100,00

4.4 Rochas filonianas

4.4.1 Microssienitos

Os microssienitos ocorrem na forma de diques estreitos, cortando os sienitos. São encontrados esporadicamente em todo o maciço, com possanças em torno de 5 m, e direção N 80E, NE-SW e NW-SE.

São rochas cinza claras até escuras, com matriz muito fina, ricas em fenocristais euédricos de ortoclásio e algumas vezes de hornblenda, plagioclásio e piroxênio. Os fenocristais medem entre 1 e 10 mm.

A matriz é xenomórfica, com grãos de 0,05 a 0,3 mm, constituída dominantemente por ortoclásio micropertítico e, em menor proporção, por plagioclásio, biotita, hornblenda, piroxênio e quartzo. Os acessórios são principalmente apatita, minerais opacos, zircão e titanita.

O ortoclásio, tanto os grãos da massa fundamental como os fenocristais, é micropertítico e enuviado. É geminado segundo Carlsbad e Baveno.

O plagioclásio varia em composição de oligoclásio (An 20%) a andesina cálcica (An 47%). Os cristais apresentam-se frequentemente zonados, com núcleo próximo de An 50% e as bordas 20-23% An. Geminações segundo as leis albita, pericline e Carlsbad são comuns. Como produtos de alteração verificou-se sericita, zoisita e calcita, havendo por vezes crescimento de clorita, epidoto e opacos por sobre o plagioclásio.

Dos máficos, o mineral mais abundante é hornblenda hastingsítica, com acentuado preocroísmo: X = verde escuro, Y = castanho esverdeado e Z = castanho escuro, com ocasionais tons azulados. A extinção oscila entre 20 e 35°, com alongamento sempre positivo e 2Vx entre 15° e 30°. É substituído por biotita e os produtos secundários são clorita, epidoto, opacos. O clinopiroxênio presente nessas rochas é augita verde pálida com a extinção Z formando ângulos entre 38 e 48° com c. Frequentemente está englobado pelo anfibólio. Concentrações arredondadas medindo entre 0,5 e 1,0 cm de diâmetro são comuns. Nelas são encontrados hornblenda, piroxênio, biotita, opacos, epidodo e clorita. Os acessórios usuais dos microssie

nitos são apatita, zircão e titanita, além de opacos.

4.4.2 *Traquitos*

Diques estreitos de traquito são esporadicamente encontrados cortando os sienitos do maciço de Tunas: As espessuras são pequenas variando entre 0,5 e 5 m, raramente atingindo 10 m. As direções preferenciais são próximas de E-W (N75-85E), N20E e N50W. As melhores exposições foram observadas nas vizinhanças da localidade de Lajeado e nas cabeceiras do ribeirão São Domingos.

São rochas cinza claras, com matriz afanítica englobando fenocristais euédricos de ortoclásio micropertítico ocorrendo subordinadamente megacristais de plagioclásio, egirina-augita, hornblenda hastingsítica e biotita. Em uma amostra (Tu-145), foi encontrada barkevikita, em cristais de 0,2-0,3 mm, com pleocroísmo característico X = castanho amarelado, Y = castanho avermelhado e Z = castanho escuro.

Ao microscópio, a massa fundamental revela típica textura traquítica, constituída de micrólitos ripiformes de ortoclásio (0,1-0,01 mm), maclado segundo Carlsbad, dispostos de forma orientada. Intersticialmente aparecem pequenos cristais de quartzo, hastingsita, egirina-augita e minerais opacos, além de apatita, zircão, titanita, biotita, calcita, epidoto, clorita, os últimos como produtos secundários.

O ortoclásio é micropertítico, enuviado, medindo os fenocristais entre 0,4 e 7 mm. Os fenocristais de clinopiroxênio (0,4-2 mm) são zonados, com núcleo verde pálido e pleocroísmo fraco, ao contrário das bordas e dos cristais da matriz que tem elongação negativa, extinção de 34° e pleocroísmo dado pela fórmula X = verde, Y = verde amarelado e Z = amarelo esverdeado, indicando tratar-se de egirina-augita. O anfibólio aparece em grãos isolados e também envolvendo o piroxênio em crescimento homoaxial. Apresenta extinção de 23°, 2Vx em torno de 20° e pleocroísmo X = castanho amarelado, Y = = verde-castanho escuro, Z = castanho escuro, correspondendo a hastingsíta. Apresenta-se alterada a clorita, epidoto e opacos, além de parcialmente substituíd por biotita.

4.4.3 Bostonitos

Bostonitos ocorrem em dois pequenos diques com cerca de 5 m de espessura. Um deles aflora na localidade de Lajeado, apresentando direção próxima de NS, enquanto o outro foi encontrado às margens de um dos afluentes do ribeirão São Domingos, na porção central do maciço.

São rochas cinza claras a cinza escuras, com matriz muito fina (0,04 a 0,4 mm) englobando fenocristais euédricos de ortoclásio e plagioclásio com 1 a 5 mm e finíssimas agulhas de hornblenda hastingsítica, além de lamelas de biotita (0,5-2 mm). Ao microscópio, a matriz mostra cristais alongados de ortoclásio dispostos divergentemente, na forma de feixes fibrorradiados, caracterizando a textura bostonítica (Fig. 24).

Fig. 24 Fotomicrografia de bostonito (Tu-151): micrólitos de ortoclásio dispostos divergentemente. Nicóis +. ~ 75X.

O ortoclásio é micropertítico e fortemente enuviado por finíssimas inclusões de hematita. O anfibólio é acicular, com pleocroísmo acentuado X = amarelo esverdeado claro, Y = castanho esverdeado e Z = castanho esverdeado escuro, 2Vx próximo de 30° e extinção de Z com respeito a c igual a 26°. Apresenta-

se zonado, com uma fina borda verde oliva, igualmente pleo - crôica. Algumas vezes ocorre a barkevikita (Fig. 25), pleocrôi ca em tons de castanho avermelhado. A biotita é também forte-

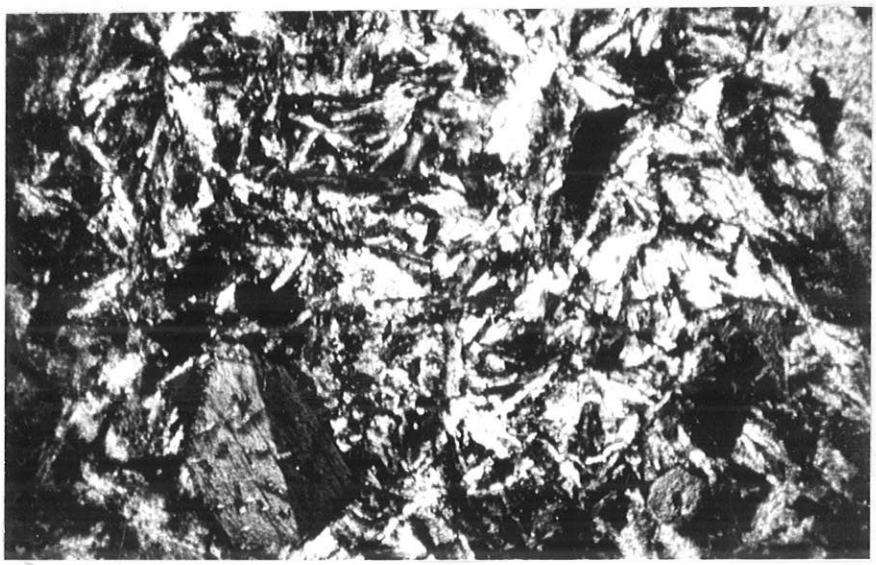


Fig. 25 - Fotomicrografia de bostonito (Tu-229): microfenocristal de barkevikita gemina do 100 em matriz bostonítica. Nicóis + - 30 X.

temente pleocrôica passando de castanho-amarelada para castanho escura, quase preta. O quartzo é intersticial, xenomórfico. Como acessórios ocorrem prismas alongados de apatita e minerais opacos. Esporadicamente são observadas concentrações arredondadas de clorita e opacos, aparentemente frutos da substituição do anfibólio.

4.5 Brechas

Foram separadas três ocorrências de brechas no maciço de Tunas. Duas delas situam-se no extremo noroeste: uma no contato com os metassedimentos Açungui e a outra na localidade de Lajeado, no centro da chaminé setentrional. A terceira ocorrência localiza-se na porção central do maciço, a leste da "estrada da Ribeira", na margem esquerda do ribeirão São Domingos. Uma quarta ocorrência foi verificada ao norte desta última, na borda do maciço; a exiguidade dos afloramentos não permitiu separá-la no mapa. No total, as brechas cobrem menos de 1 km^2, ou seja, em torno de 3% do maciço.

As brechas afloram em blocos soltos de 0,5 a 3 m, sem que se conheçam com exatidão suas relações com as rochas vizinhas. São constituídas por fragmentos de minerais e rochas preexistentes, soldados entre si por uma base de traquito afanítico contendo fenocristais de ortoclásio, plagioclásio e augita. Os fragmentos medem desde alguns milímetros até 50 cm (Fig. 26) e são tanto angulosos como arredondados. Estimativas grosseiras indicam que ocupam cerca de 30-40% do volume da rocha. Sua natureza é variada, abrangendo sienitos de diversos tipos, gabros alcalinos, traquitos, bostonitos, microssienitos, quartzitos, mármores e filitos recristalizados a biotita hornfels e hornblenda-biotita hornfels (Fig. 27).

A matriz afanítica é cinza escura, facilitando o reconhecimento dos fragmentos, que por sua vez formam saliências ou reentrâncias na superfície da rocha. Ao microscópio verifica-se a textura traquítica da mesóstase, apresentando-se os micrólitos de ortoclásio (0,01-0,4 mm de comprimento) grosseiramente orientados em torno de fenocristais e dos fragmentos de rochas englobadas. Ainda na matriz verifica-se a presença de finas lamelas de biotita (0,01-0,1 mm). Além dos fragmentos, a matriz contém fenocristais de plagioclásio (An 43-47%), ortoclásio, augita e, em menor proporção, biotita, hornblenda, olivina e rara nefelina. A maior parte deles mostra feições de corrosão e reabsorção pela mesóstase, além de estarem bastante alterados. Os produtos principais de alteração são sericita, carbonatos e zeolitas no caso dos feldspatos, enquanto clorita, epidoto e opacos substituem o piroxênio e iddingsita a olivina.

Fig. 26 - Brecha contendo fragmentos de sienito, gabro, traquito e hornfels. No canto inferior esquerdo, fragmento de sienito, com cerca de 50 cm. A matriz é traquítica.

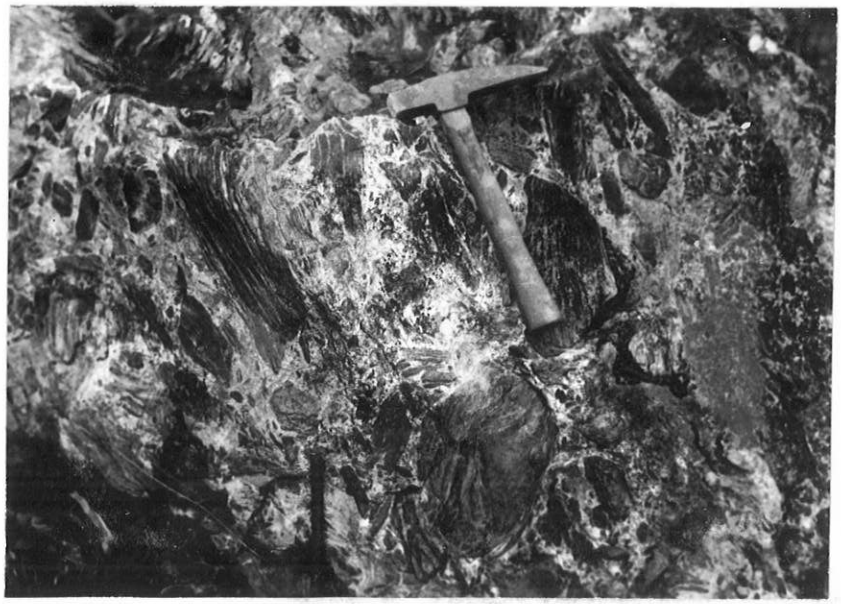


Fig. 27 - Brecha na borda nordeste do maciço (Tu-212). A matriz traquítica contém numerosos fragmentos de rochas encaixantes, tais como filito, quartzito e mármore, bem como de sienito.

A origem das brechas representa necessariamente uma fase tardia na constituição do maciço, uma vez que contêm fragmentos de praticamente todas as rochas que nele ocorrem. Provavelmente correspondem a uma fase final de colapso das estruturas, seguida da ascensão de lava traquítica. Aparentemente, houve mais de uma fase, fato evidenciado pela presença de fragmentos de brecha em brechas mais jovens.

5. CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DO MACIÇO DE TUNAS

5.1 *Idade e posicionamento na tectônica regional*

As idades radiométricas K-Ar de amostras de rocha provenientes de Tunas, determinadas por *Cordani e Hasui (1968)*, demonstram claramente que o complexo alcalino de Tunas é também resultado do magmatismo alcalino que ocorreu no centro-sul do Brasil no final do Mesozóico e início do Cenozóico. Esse magmatismo é o responsável por um grande número de corpos alcalinos, cuja composição varia de saturada a subsaturada, de ultrabásica a moderadamente ácida, e de sódica a potássica, ocorrem em áreas tectonicamente soerguidas, às bordas da Bacia do Paraná no Brasil e no Paraguai *(Almeida, 1969)*, nas serras do Mar e Mantiqueira, região costeira de São Paulo *(Freitas, 1947)* e do Rio de Janeiro. A maioria desses corpos introduziu-se em rochas do embasamento pré-cambriano, tais como gnaisses, granitos, granodioritos, xistos, quartzitos e mármores. Alguns são intrusivos em camadas sedimentares da Bacia do Paraná, cortando formações devonianas, como é o caso dos complexos de Iporá *(Glaser et allii, 1968)*, Montes Claros de Goiás *(Bez, 1970)* e Santa Fé *(Lessa Sobrinho et allii, 1971)* ou formações do Carbonífero e Permiano, caso dos maciços de Lages e Ipanema *(Amaral et allii, 1967)* ou ainda do Mesozóico como foi verificado em Poços de Caldas *(Ellert, 1959)*.

A idade dos complexos alcalinos brasileiros, segundo os estudos geocronológicos desenvolvidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo *(Amaral et allii, 1967)*, varia entre 133 e 51 milhões de anos, se não se considerar a ocorrência de Mogi-Guaçu, SP (254 m.a.) e o maciço de Pão de Açúcar, MT (238 m.a.) que se mostraram bem mais antigos. Há, assim, um intervalo de cerca de 82 m.a. na cronologia dos maciços. Entretanto, os trabalhos dos autores citados mostraram que a maioria das ocorrências já datadas está reunida em dois grupos de idade: o mais antigo relaciona-se ao Cretáceo Inferior (122-133 m.a.) e o mais recente ao Cretáceo Superior e Terciário Inferior (51-82 m.a.), considerando-se a

escala de tempo proposta por *Kulp (1961)*.

O maciço de Tunas, tal como o de Itapirapuã, situado cerca de 50 km ao norte de Tunas, apresenta idade aparentemente intermediária aos grupos determinados por *Amaral et allii (1967)*. As rochas de Itapirapuã, estudadas por *Gomes (1970)* e datadas por *Gomes e Cordani (1965)*, apresentam idade de 103 m.a., média de três determinações feitas por aqueles autores. De amostras coletadas em Tunas, *Cordani e Hasui (1968)* obtiveram os seguintes resultados: biotita de sienito (amostra GM-25) 111,5+ 5,6 m.a.; gabro rocha total (UC-885) 108,4± 5,4 m.a.; feldspato K de sienito (UC-884) 73,8 ± 3,7 m.a..

As duas primeiras determinações (média de 110 m.a.) aproximam-se daquelas obtidas para o maciço de Itapirapuã, e, assim, o complexo de Tunas pode ser considerado também intermediário em relação aos dois grupos alinhados por *Amaral et allii (1967)*. Já a última determinação revelou idade aparente mais nova, coincidente com o grupo de corpos alcalinos jovens identificados por aqueles autores. Além disso, essa idade é semelhante às datações realizadas nos fonólitos de Mato Preto e Barra do Teixeira *(Cordani e Hasui, 1968)*, corpos esses localizados ainda no primeiro planalto do Paraná, a noroeste de Tunas, respectivamente a 35 e 60 km. Dessa forma, segundo a interpretação de *Cordani e Hasui (1968)*, o maciço poderia ter-se formado em fases magmáticas múltiplas. Entretanto, os autores referidos não excluem a hipótese de perda de argônio do feldspato K datado na amostra UC-884, ainda que tal não seja usual em amostras relativamente jovens *(Amaral et allii, 1967)*.

As manifestações de magmatismo alcalino no Brasil meridional são atribuídas por *Almeida (1967)* a um tectonismo de caráter germanótipo, iniciado no Jurássico Superior (Wealden) e cujos efeitos tardios aparentemente se estendem ao Quaternário. Esse diastrofismo, que *Almeida (1967)* denominou de reativação Wealdeniana, interrompeu a estabilidade de uma longa fase geocrática da Plataforma Brasileira iniciada no Permiano. A reativação Wealdeniana é responsável, entre outras numerosas consequências registradas na Plataforma, por reativação de falhas antigas, surgimento de novas, estabelecimento das

fossas do Recôncavo, Jatobá, Tucano e de São Luiz, e do graben de Marajó, desenvolvimento do magmatismo basáltico nas bacias paleozóicas, além do magmatismo alcalino no centro-sul brasileiro.

Segundo *Almeida (1969)*, "o início do fenômeno está assinalado pela retenção de sedimentos do Jurássico Superior em quase todas as bacias do Nordeste que então surgiram, e pelo início do vulcanismo basáltico e seus derivados, radiometricamente datados da mesma ocasião. Seus efeitos derradeiros aparentemente se confundem com a neotectônica".

Baseado nos fenômenos magmáticos e sedimentares ocorridos na Plataforma Brasileira, *Almeida (1969)* distinguiu três fases na reativação Wealdeniana, ou estádio de reativação. A primeira compreende o final do Jurássico e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano: caracteriza-se pelo vulcanismo trapeano acompanhado de alcalino, assim como pela constituição das bacias tectônicas que então recebem sedimentação continental. A segunda fase, abrangendo o Aptiano até o Eoceno, é caracterizada pela cessação do vulcanismo basáltico-toleítico, pelo reaparecimento do vulcanismo alcalino e pela ingressão marinha nas bacias costeiras. A terceira fase é marcada pelo decréscimo e extinção do vulcanismo, pela atenuação da atividade de falhas, pelo soerguimento e basculamento das extensas superfícies de erosão, pela cessação das atividades das bacias antigas e o aparecimento de novas.

De acordo com a subdivisão proposta por *Almeida (1969)*, as rochas alcalinas de Tunas, tal como as de Itapirapuã, surgiram na passagem da primeira para a segunda fase do estádio de reativação, tendo em vista as determinações de idade realizadas respectivamente por *Cordani e Hasui (1968)* e *Gomes e Cordani (1965)*. Já o vulcanismo que gerou os fonólitos de Mato Preto e Barra do Teixeira relaciona-se com a segunda fase, o mesmo ocorrendo com a amostra de Tunas datada de 73,8 m.a. por *Cordani e Hasui (1968)*. Assim, o maciço de Tunas é uma das muitas manifestações do estádio de reativação da Plataforma Brasileira, que marcou a sua atividade no centro-sul do Brasil com a formação de um grande número de focos de magmatismo alcalino na região de fraqueza crustal que margeia a Bacia do Paraná, palco de intensa movimentação tectôni

ca nessa época.

A estrutura do maciço de Tunas, já descrita em outra parte deste trabalho, e conforme referida por *Trein et allii (1967)*, compreende quatro chaminés justapostas, o conjunto mostrando-se alinhado no rumo NW-SE (Fig. 4 e mapa geológico anexo). A análise em fotografia aérea e também no terreno dessas estruturas anelares revela que a do extremo noroeste, embora imperfeita é relativamente completa, e, aproximadamente circular. As que se lhe seguem em direção a sudeste mostram formas em meia lua, com a convexidade voltada sistematicamente para SE (Fig. 4). Essa disposição parece indicar que as estruturas se formaram sequencialmente de SE para NW, a anterior sendo recortada pela subsequente, o que deu margem à formação das cristas hemicirculares na porção média do maciço. Essa mesma disposição leva à inferência de que aparentemente o foco de magmatismo migrou ao longo do eixo do maciço, deslocando-se de SE para NW. Nesse contexto, constitui exceção a estrutura mais oriental do corpo alcalino. De um lado porque está à parte do eixo NW-SE de alinhamento das demais chaminés: a Fig. 4 mostra que essa estrutura se situa a leste-nordeste e não a sudeste da anterior. E de outro, porque essa chaminé em particular é também praticamente circular, a exemplo daquela do extremo noroeste.

Convém notar ainda que parece existir uma quinta chaminé na porção média do complexo, cuja parte central seria constituída pelos gabros alcalinos que afloram nas cabeceiras do ribeirão São Domingos, a oeste da estrada da Ribeira. A ausência de estruturas típicas ou então o seu mascaramento dificulta a visualização de mais esse aspecto do complexo.

O alinhamento NW-SE do maciço de Tunas é grosseiramente paralelo às numerosas geoclases que aparecem caracteristicamente no primeiro planalto paranaense, preenchidas por diques básicos. As geoclases, originadas na primeira fase do estádio de reativação de *Almeida (1969)* estão intimamente relacionadas ao vulcanismo toleítico do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. De acordo com *Marini et allii (1967b)*, a maior parte dos diques básicos está concentrada

numa faixa larga de 70 km que se estende da região litorânea (Guaratuba-Paranaguá) até o vale do rio Ivaí, e que coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Embora o maciço de Tunas não esteja localizado na região axial do arco mencionado, e sim no limite nordeste da mesma, seu posicionamento parece ser um reflexo da reativação das geoclases paralelas àquele eixo, há cerca de 110 m.a., acompanhada de magmatismo alcalino. Regionalmente, como observou *Algarte (1972)*, há também um alinhamento NW-SE dos fonólitos de Cerro Azul, Barra do Teixeira, Sete Quedas e Mato Preto, assim como do complexo alcalino de Banhadão, recentemente descoberto por *Kaefer e Algarte (1972)*. Esse alinhamento indica que as fraturas NW-SE foram reativadas repetidas vezes ao longo do tempo, uma vez que os fonólitos datam de 70 m.a. *(Cordani e Hasui, 1968)*. O fato é corroborado pela existência de fraturas que cortam as rochas do maciço, algumas delas preenchidas por diques de bostonito e traquito.

A intrusão do corpo alcalino de Tunas produziu relativamente poucas deformações nas rochas encaixantes. Restringem-se às imediações do contato das alcalinas, sendo mais conspícuas nos limites da chaminé oriental (Fig. 4). Nas demais partes do maciço, a poucas centenas de metros de intrusiva as formações metassedimentares mostram suas estruturas orientadas NE-SW, como é característico para toda a região. Falhas não puderam ser inteiramente comprovadas e a existência de rochas esmagadas no interior do maciço é restrita a apenas dois locais, um em cada extremidade do complexo (ver mapa geológico).

5.2 Ensaio petrogenético

Considerando cada chaminé do maciço de Tunas individualmente, observa-se uma variação característica na natureza das rochas que as compõem. Na parte interna rebaixada das estruturas circulares ou semicirculares há pequenas ocorrências de rochas gabróicas de filiação alcalina. Encontram-se aí olivina gabros, nefelina gabros, além de gabros com ortoclásio e gabros com kaersutita, todos contendo biotita. Há mesmo rochas que mostram tendência para teralito ou essexito, conforme pode ser vislumbrado na norma molecular da amostra Tu - 185 (Tabela XI), na qual é registrada a presença de 8% de nefelina virtual e mais de 7,5% de olivina normativa.

Em torno dos gabros alcalinos foram sempre observados sienitos levemente insaturados: pulasquitos com sodalita e pulasquitos com nefelina. Embora não tivesse sido possível determinar sua extensão, em virtude de serem facilmente confundidos com os demais sienitos quando decompostos, pôde ser verificado que os pulasquitos se restringuem às partes internas das chaminés.

Por último, envolvendo gabros alcalinos e pulasquitos, ocorrem os sienitos alcalinos. Esses sienitos apresentam grande distribuição areal, constituindo a maior parte do complexo de Tunas. O quartzo está ausente ou então presente em quantidades pequenas nessas rochas. Sua presença é mais marcante na porção noroeste do maciço onde foi notada tendência nordmarquítica. Também o plagioclásio está ausente, ou presente em teores reduzidos, tendendo a aumentar em direção noroeste, onde foram registrados alguns exemplares de sienitos calcoalcalinos normais.

Dessa forma, das bordas para o centro das estruturas anelares do maciço de Tunas, passa-se de sienito alcalino para pulasquito, e deste para gabro de filiação alcalina, ou seja, de rochas leucocrátricas para mesocráticas.

Na chaminé de Lajeado, no extremo noroeste do maciço, a porção central é ocupada por sienodiorito, tendo sido observadas raras e pequenas ocorrências de gabro alcalino

(Tu - 340). Sienodiorito com nefelina foi também encontrado em Lajeado, notando-se que o feldspatóide aparece não só na moda como também na composição normativa (Tabelas XIII e XIV). A borda anelar da estrutura é composta de sienito alcanino, tendo sido verificado que nessa área o mesmo tende algumas vezes para nordmarquito e sienito calcoalcalino.

A variação petrográfica assinalada no maciço é também posta em evidência pela variação química, conforme pode ser observado na Fig. 28, onde é mostrada a variação do valor de R de *Jung (1955)* em relação ao teor de SiO_2 para as rochas de Tunas. Do interior para o exterior, há progressivo aumento do teor em álcalis e sílica, com uma paralela diminuição nos valores de CaO, bem como de MgO.

A disposição dos tipos petrográficos no complexo de Tunas, guardadas as proporções e ressalvando-se as diferenças quanto à composição das rochas, é a inversa da que *Ribeiro Filho (1967)* e *Penalva (1967)* observaram no maciço do Itatiaia. Naquela área, os facies de borda são insaturados (nefelina sienitos e foiaítos), enquanto na parte central ocorrem rochas saturadas (sienitos e nordmarquitos) e mesmo supersaturadas (granito alcalino).

Por outro lado, a passagem de rochas mesocráticas no centro para leucocráticas nas bordas, à parte a natureza dos tipos litológicos presentes, pode ser comparado ao que ocorre no distrito alcalino de Jacupiranga *(Melcher, 1954; 1965)*, onde, nesse mesmo sentido, passa-se de rochas melanocráticas para leucocráticas.

Essa variação na sequência de cristalização das rochas nos diferentes complexos alcalinos foi explicada experimentalmente por *Bailey e Schairer (1966)*. Esses pesquisadores, estudando o sistema Na_2O - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 à pressão de uma atmosfera, verificaram que os eutéticos foiaítico, pantellerítico e ijolítico estão muito próximos uns dos outros, de maneira a que pequenas variações nas condições de cristalização conduzem o sistema para um ou outro polo de cristalização. Essas oscilações permitem a associação, num mesmo complexo, de rochas de composição muito variada, tais como ultra

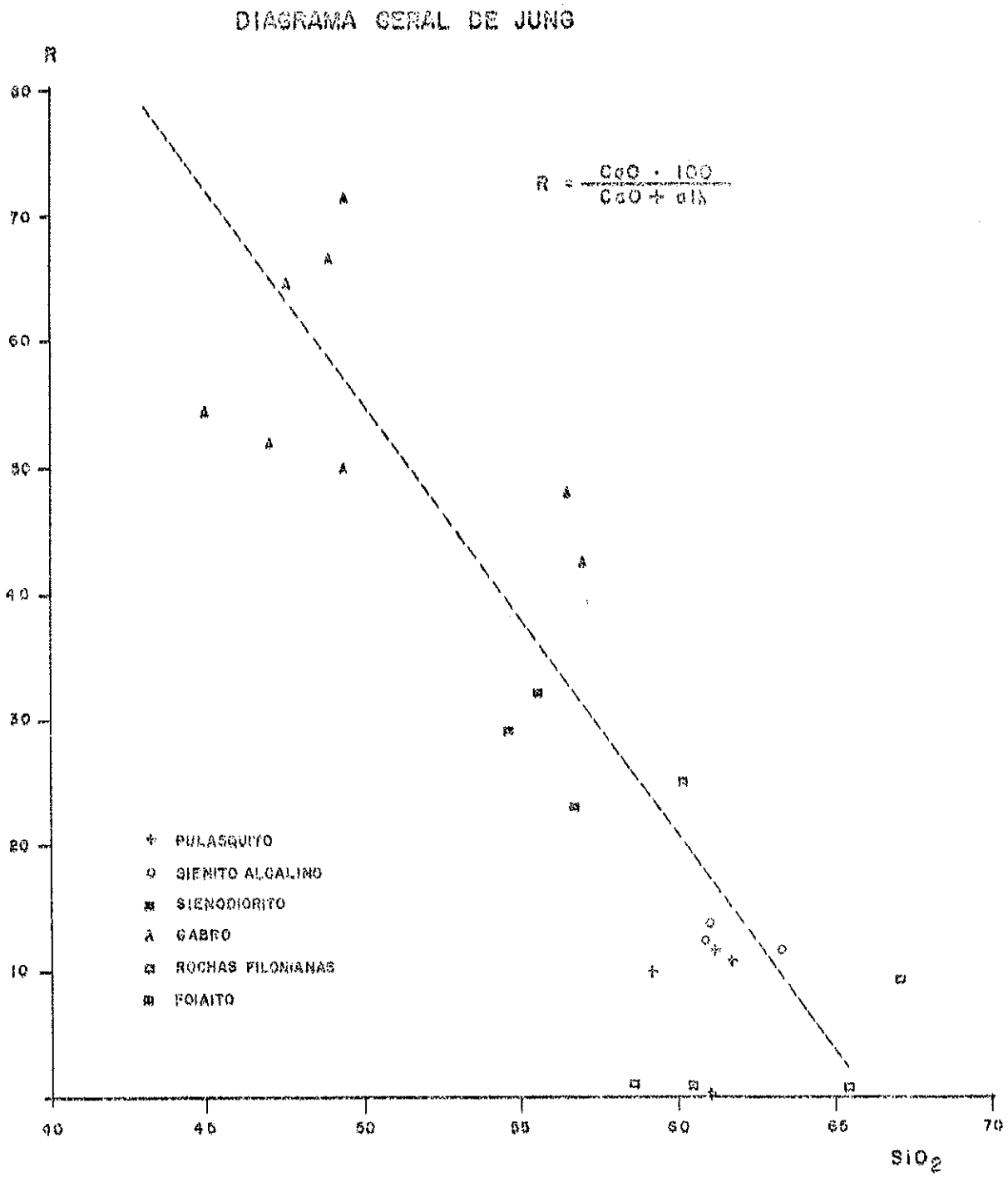


FIG. 28 - DIAGRAMA MOSTRANDO A VARIAÇÃO DO VALOR R DE JUNG PARA AS ROCHAS DE TUNAS.

básicas e alcalinas, ou alcalinas subsaturadas e supersaturadas.

A origem das rochas alcalinas do tipo das de Tunas é modernamente em geral atribuída à diferenciação magmática a partir de magma olivina-basáltico alcalino *(Turner e Verhoogen, 1960; Bailey e Schairer, 1966)*. Segundo os mencionados autores, resíduo de composição traquítica-fonolítica é o típico produto final da evolução do magma basáltico alcalino. O resíduo, cristalizando em condições plutônicas produziria sienitos alcalinos e rochas associadas. A cristalização fracionada deve ter exercido um papel preponderante, mas, parece que a possibilidade de contaminação com materiais crustais não deve ser excluída, dada a elevada predominância das rochas leucocráticas sobre as básicas mesocráticas no caso do complexo de Tunas.

Fenitização não foi constatada na região de Tunas, abstraindo-se processos metassomáticos incipientes junto ao contato, onde foi notada a presença de ortoclásio e egirina-augita nos hornfelses adjacentes ao maciço, ou nos fragmentos englobados pelas rochas alcalinas.

As brechas de matriz traquítica representam o estágio final da evolução do maciço, uma vez que contêm fragmentos das rochas encaixantes e das rochas do proprio maciço. Aparentemente são produtos de uma fase explosiva.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As considerações finais relativas ao estudo geológico do maciço alcalino de Tunas são as seguintes:

1. O corpo alcalino, com forma semelhante a um rim, alongado no rumo NW-SE, ocupa cerca de 22 km^2, e encontra-se encaixado em rochas metassedimentares e metaígneas da Formação Votuverava do Grupo Açungui, e em gnaisses e quartzitos da Formação Setuva, ambas do Pré-Cambriano.

2. O maciço compõe-se de quatro estruturas circulares e semicirculares justapostas, mostrando suas relações mútuas que as estruturas são sucessivamente mais jovens no sentido SE-NW. Desse esquema exclui-se a chaminé oriental, que pode ser mais jovem. É provável que uma quinta estrutura esteja presente na porção média do maciço, mostrando-se porém mascarada.

3. Petrograficamente, o maciço é constituído de sienitos alcalinos predominantes, seguidos de pulasquitos, gabros alcalinos, dioritos e sienodioritos. Foi também reconhecida uma ocorrência de foiaíto.

4. Nas chaminés consideradas individualmente, os gabros de filiação alcalina ocupam a porção central; são envolvidos por pulasquitos, e estes, por sua vez, são aureolados por sienitos alcalinos (com tedência para nordmarquitos) que constituem as estruturas anelares salientes na topografia.

5. A porção central da chaminé norte-ocidental é ocupada por sienodioritos.

6. Diques de microssienito, bostonito e traquito são encontrados esporadicamente, cortando as rochas do maciço.

7. Brechas de matriz traquítica contendo fragmentos de sienitos, gabros alcalinos, sienodioritos, microssienitos, traquitos, rochas encaixantes e de brechas mais antigas foram separadas em três pequenas áreas na porção noroeste e na porção central do maciço.

8. O maciço está relacionado ao estádio de reativação (reativação Wealdeniana) da Plataforma Brasileira, tendo se formado provavelmente na passagem da primeira para a segunda fase desse estádio.

9. A idade do maciço, de acordo com as determinações radiométricas de *Cordani e Hasui (1968)* é de cerca de 110 m.a. (Cretáceo Inferior).

10. As rochas do maciço de Tunas parecem ter-se formado por diferenciação magmática a partir de magma de composição basáltica alcalina.

11. Não foram encontrados recursos minerais no maciço de Tunas. As rochas que o constituem podem ser utilizadas como material de construção. As pedreiras implantadas em anos passados, estão porém abandonadas.

ALGARTE, J.P. - 1972 - A influência do arqueamento de Ponta Grossa no condicionamento das intrusões alcalinas do Paraná. Belém, XXVI Congr. Bras. Geol., Bol. nº 1, Resumo das Comunicações, p. 69-70.

ALMEIDA, F.F.M. - 1952 - Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas, nos estados de São Paulo e Paraná. B. Soc. Bras. Geol. 1 (1): 53-58 - São Paulo.

ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Bol. DGM-DNPM, nº 241, 36 p. - Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Anais XXIII Congr. Bras. Geol., p. 29-46 - Salvador.

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, 31: 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, 30: 159-189.

BAILEY, D.K. e SCHAIRER, J.F. - 1966 - The System Na_2O - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 at 1 atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks. J. Petrol. 7 (1): 114-170.

BEZ, L. - 1970 - Petrografia do maciço alcalino de Montes Claros de Goiás, GO. XXIV Congr. Bras. Geol., Bol. Esp. nº 1, p. 361-364 - Brasília.

BIGARELLA, J.J. e AB'SABER, A.N. - 1964 - Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. Zeitschrift für Geomorph., Neue Folge, 8 (3): 286-312 - Berlim.

BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. e SILVA, J.X. - 1965 - Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. B. Paranaen. Geogr. (16/17): 117-151 - Curitiba.

BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1956 - Estudos preliminares na Série Açungui. V-Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). Dusênia, 7 (6): 317-323 - Curitiba.

BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1958a- Estudos preliminares na Série Açungui. VIII- A Formação Votuverava. Bol. Inst. Hist. Nat., Geol. 2, 6p. - Curitiba.

BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1968b - Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). Bol. Paul. Geogr. (29): 3-19 - São Paulo.

CARVALHO, P.F. e PINTO. E.A. - 1937 - Reconhecimento geológico na Série Assunguy. B. Serv. Geol. Mineralógico, 71, 29p. - Rio de Janeiro.

CORDANI, U.G. e HASUI, Y. - 1968 - Idades K-Ar de rochas alcalinas do primeiro planalto do Estado do Paraná. Anais XXII Congr. Bras. Geol., p. 149-153 - Belo Horizonte.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, M.A. - 1963 - Rock-forming minerals. London, Longmans, 4 V.

DERBY, O.A. - 1878 - Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arq. Museu Nacional, 3: 89-96 - Rio de Janeiro.

ELLERT, R. - 1959 - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Bol. F.F. C. L. Univ. São Paulo nº 237, Geol. nº 18, p. 5-63 - São Paulo.

FREITAS, R.O. - 1947 - Geologia e Petrologia da Ilha de São Sebastião. Bol. F.F.C.L. Univ. São Paulo, nº 85, Geol. nº 3, 244 p. - São Paulo.

FREY, R. - 1937 - La classification moderne des roches éruptives. Notes et Mémoires du Serv. Mines et Carte Geol. du Maroc. 44, 125 p.

FUCK, R.A., MARINI, O.J., TREIN, E. e MURATORI, A. - 1971 - Geologia do leste paranaense. São Paulo, Anais do XXV Congr. Bras. Geol., Vol. 1: 121-130.

GLASER, I., GUIMARÃES, G. e MARQUES, V.J. - 1968 - Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporã, GO. Miner. Metal., 48 (283): 11-15 - Rio de Janeiro.

GOMES, C.B. - 1970 - Petrologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP. Bol. Inst. Geoc. Astrom. USP, 1: 77-197 - São Paulo.

GOMES, C.B. e CORDANI, U.G. - 1965 - Estudo geocronológico do maciço de Itapirapuã, São Paulo, Brasil. An. Acad. Bras. Cienc., 37: 497-501.

GUTMANS, M. - 1943 - Rochas mater da "terra roxa". Bragantia, 3: 271-322 - Campinas.

HATCH, F.H.; WELLS, A.K. e WELLS, M.K. - 1961 - Petrology of the igneous rocks. London, Thomas Murby, 12ª ed. 515 p.

JOHANNSEN, A. - 1958 - A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, the Univ. of. Chicago Press, Vol. 4, 4ª ed., 523 p.

JOHANNSEN, A. - 1962 - A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, The Univ. of Chicago Press, Vol. 3, 6ª ed., 360 p.

JUNG, J. - 1955 - Un nouveau type de diagramme pour la répresentation des charactères chimiques des associations régionales de laves. C.R. Ac. Sc. France, 242 (7).

JUNG, J. e BROUSSE, R. - 1959 - Classification modale des roches éruptives. Paris, Masson, 122p.

KAEFER, L.Q. e ALGARTE, J.P. - 1972 - Maciço alcalino no Banhadão - estudos preliminares. Belém, XXVI Congr. Bras. Geol., Bol. nº 1, Resumo das Comunicações, 211-212.

KELSEY, C.H. - 1965 - Calculation of the C.I.P.W. norm. Miner. Mag., 34 (226): 276-282.

KULP, J.L. - 1961 - Geologic time scale. Science, 133: 1105-1114.

LESSA SOBRINHO, M., ANDRADE, R.S. e MARQUES, V.J. - 1971 - Missouritos e rochas alcalinas associadas em Santa Fé, Município de Jussara, GO. XXV Congr. Bras. Geol., Bol. Esp. 1, p. 97-98 - São Paulo.

MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Tecn. 2: 63-154 - Curitiba.

MAACK, R. - 1953 - Mapa Geológico do Estado do Paraná. Escala 1:750.000. Ed. Com. Comemorações do Centenário do Paraná - Curitiba.

MAACK, R. - 1961 - Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas. Bol. Univ. Par., Geol. 4, 52p. - Curitiba.

MAACK, R. - 1968 - Geografia Física do Estado do Paraná. Curitiba, BADEP, UFP e IBPT, 350 p.

MARINI, O.J. - 1970 - Geologia da Folha de Rio Branco do Sul (PR). Tese, 190p. mimeogr.. Rio Claro (inédito).

MARINI, O.J., TREIN, E. e FUCK, R.A. - 1967a - o Grupo Açungui no Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoci. (23/25): 43-103 - Curitiba.

MARINI, O.J., TREIN, E. e FUCK, R.A. - 1967b - Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do primeiro planalto do Paraná. Bol. Paran. Geoci. (23/25): 307-324 - Curitiba.

MELCHER, G.C. - 1954 - Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga, Estado de São Paulo. Div. Geol. Min., Notas Prelim. nº 84 - Rio de Janeiro.

MELCHER, G.C. - 1965 - O carbonatito de Jacupiranga. Bol. F.F. F.F.C.L. , USP nº 282, Geol. nº 21, 75p. - São Paulo.

MOORHOUSE, W.W. - 1959 - The study of rocks in thin section. New York, Harper, 514 p.

MORAES REGO, L.F. e ALMEIDA, F.F.M. - 1946 - Secção geológica de Capela da Ribeira a Curitiba. Centro Moraes Rego, B. Geol. Metal. 3: 35-30 - São Paulo.

OLIVEIRA, A.I. e LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil. Min. Agricult., Série Didática nº 2, 2ª ed., 813p. Rio de Janeiro.

OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geológico e Mineralógico do Brasil, Monografia 6, 178p. - Rio de Janeiro.

PENALVA, F. - 1967 - Geologia e tectônica da região do Itatiaia. Bol. F.F.C.L. USP nº 302, Geol. 22: 95-196.

RAGUIN, E. - 1970 - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Paris. Masson, 239p.

RIBEIRO FILHO, E. - 1967 - Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa Quatro. Bol. F.F.C.L. USP nº 302, Geol. 22: 5-93.

TREIN, E., MARINI, O.J. e FUCK, R.A. - 1967 - Rochas alcalinas no primeiro planalto do Estado do Paraná. B. Paranaen. Geoci. 23/25: 325-347 - Curitiba.

TREIN, E., MURATORI, A., FUCK, R.A. e MARINI, O.J. - 1970 - Folha Geológica de Tunas. Com. Carta. Geol. Paraná - Curitiba.

TRÖGER, W.E. - 1935 - Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 360 p.

TRÖGER, W.E. - 1959 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen. Stuttgart.E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 3ª ed., 147 p.

TRÖGER, W.E. - 1969 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2ª ed., 822 p.

TURNER, F. J. e VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamor - phic petrology. New York, McGraw-Hill, 2ª ed., 694 p.

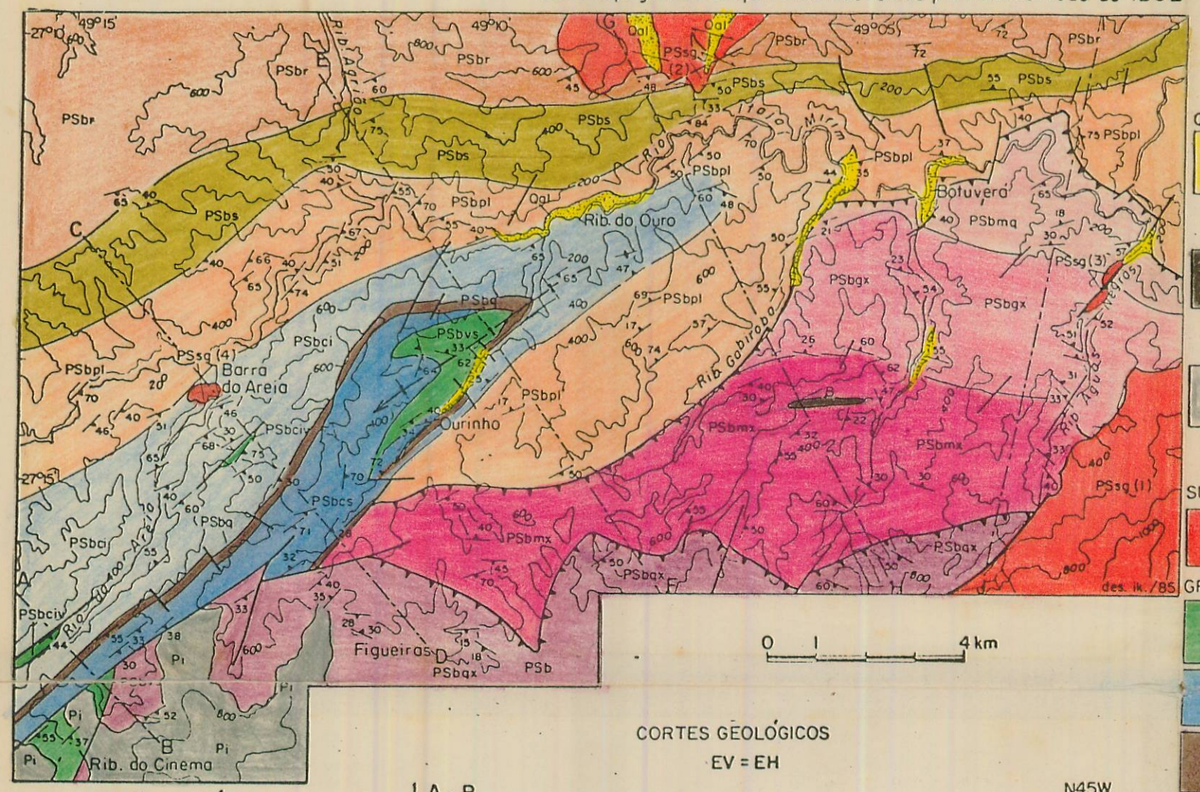
WILLIAMS, H., TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. - 1970 - Petrografia. Trad. Ruy R. Franco. São Paulo, Polígono, Univ. São Paulo, 445 p.

WINKLER, H.G.F. - 1967 - Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer Verlag, 237p.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.

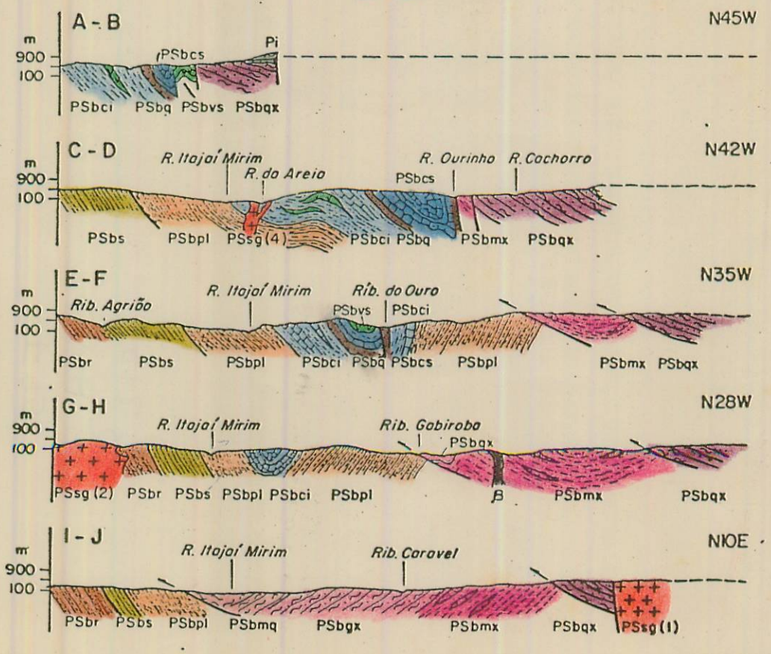
MAPA GEOLÓGICO PRELIMINAR DO TRECHO ENTRE BOTUVERÁ E RIBEIRÃO DO CINEMA - SC

Base topográfica simplificada das folhas plani altimétricas do IBGE - 1:50000 de Botuverá, Aguti, Apiuna e Vidal Ramos

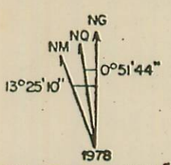


CORTES GEOLÓGICOS

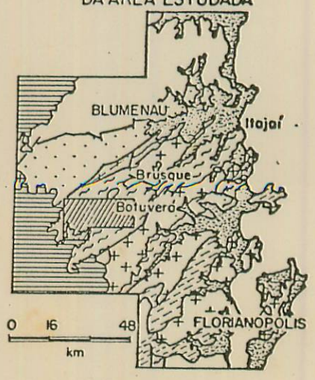
EV = EH



DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
Cresce 9' anualmente



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA



LEGENDA

CENOZÓICO

QUATERNÁRIO

Qal — Aluvião Continental: sedimentos areno - silte argilosos e cascalhos inconsolidados

MESOZÓICO

β — Alcali Sienito: dique de rocha alcalina, de granulação média onde fenocristais de 2 a 3mm do feldspato potásico róseo se destacam numa matriz cinza azulada

PALEOZÓICO SUPERIOR

Pi — Grupo Itararé: Siltitos rítmicos, folhelhos e diamictitos

PROTEROZÓICO SUPERIOR

SUITE INTRUSIVA GUABIRUBA

PSsg — Granitos e quartzo monzonitos a duas micas, leuco a hololeucocráticos, cinza claro e com fácies granatífera. São hipidiomórficos equi a inequigranular médio à grosseiros. Granitos Serra do Tijucas (1). Lajeado Alto (2). Águas Negras (3) e Barra do Areia (4). Desenvolvem aureola de metamorfismo de contato

GR. BRUSQUE / *Seqüência Rio do Areia*

PSbvs — Unidade Vulcano Sedimentar: Metabasaltos variolíticos e amigdaloidais, metaperidotitos cumaláticos xistos tremolíticos e meta tufos básicos. Clorita quartzo xistos, calcoclorita xistos e sericita xistos, são os termos metassedimentares predominantes

PSbcs — Unidade Psamo Pelito Carbonática Superior: Meta margas e calco xistos que intercalam lentes de metacalcários e meta dolomitos cinza a preto, maciços. Subordinadamente meta siltitos rítmicos e sericita xistos. Ocorrência de rochas máficas foliadas

PSbq — Unidade Quartzítica: Ortoquartzitos foliados, sacaróides com porções maciças de aspecto vítreo. Subordinadamente quartzitos micáceos e quartzo mica xistos listrados com bandas micáceas esverdeadas e bandas brancas quartzíticas

PSbci / bciv — Unidade Psamo Pelito Carbonática Inferior: Meta margas bandadas e calco xistos maciços que abrigam lentes de calcáreos e dolomitos. Intercalam sericita xistos e quartzitos. Ocorrências de meta vulcânicas máficas foliadas (PSbciv)

GR. BRUSQUE / *Seqüência Ribeirão do Agrião*

PSbpl — Unidade Psamo Pelítica: Sericita xistos e sericita clorita xistos cinza azulados com intercalações de quartzo xistos e lentes de quatzitos

PSbs — Unidade Psamítica: Quartzo xistos, quartzo sericita xistos com intercalações métricas de meta ritmitos e quartzitos maciços

PSbr — Unidade Psamo Pelítica Rítmica: Em posição basal predominam sericita xistos que passam rumo ao topo a meta ritmitos que alternam bandas milimétricas a decimétricas de meta siltitos e metarenitos

GR. BRUSQUE / *Seqüência Botuverá (Posição litoestrátigráfica indefinida)*

PSbmq — Unidade Pelito Psamítica: Biotita muscovita xistos e quartzo xistos em proporções iguais. Subordinadamente quartzitos e granada muscovita xistos. Localmente presença de rochas calcossilicatadas

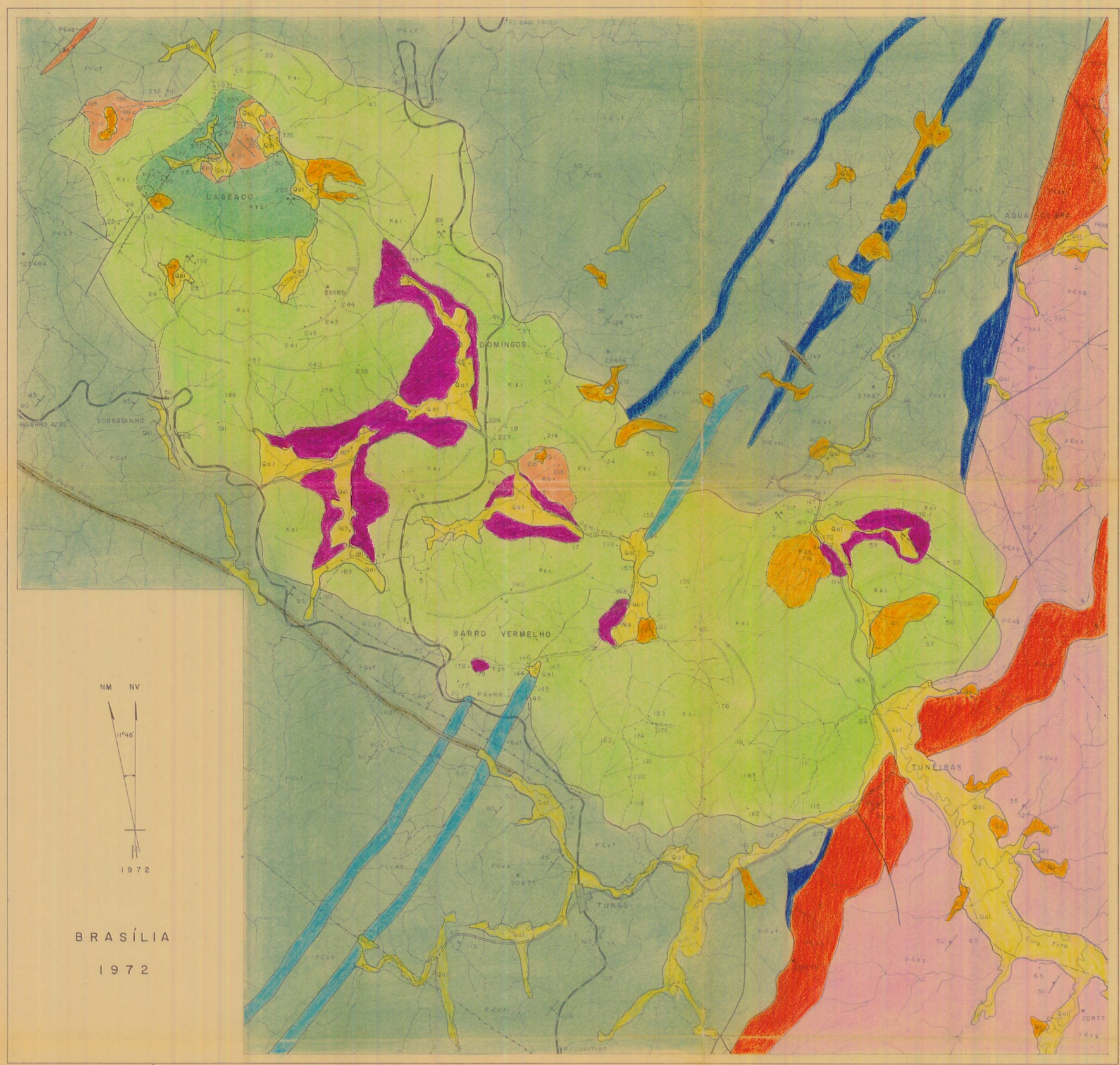
PSbgx — Unidade Pelítica: Predomínio de granada biotita muscovita xistos e biotita muscovita xistos que intercalam em posição basal calco granada quartzo xistos

PSbmx — Unidade Pelito Arenosa: Granada muscóvita xistos em alternância métrica com quartzitos micáceos. No topo intercalam frequentes lentes de calcossilicáticas. Passam rumo a base a uma predominância de granada muscovita xistos

PSbqx — Unidade Areno Pelítica: Alternância rítmica de quartzitos micáceos granatíferos e granada muscovita xistos Intercalam bancos métricos de ortoquartzitos maciços e placóides

SIMBOLOGIA

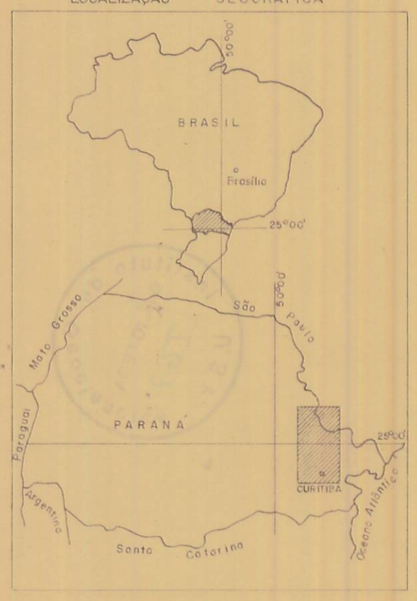
- Xistosidade e ou foliação com mergulho de valor medido e vertical (S_2)
- Estrutura sinformal com indicação do sentido de caimento (B_3)
- Contato geológico
- Falha inversa ou de empurrão
- Falha de alto mergulho com rejeito direcional



PLANIMETRIA BASEADA EM TRIANGULAÇÃO RADIAL APOIADA EM PONTOS DE COORDENADAS GEOGRÁFICAS E RESTITUIDA DE AEROFOTOS SERVIÇOS AEROFOTOGRAMÉTRICOS CRUZEIRO DO SUL S.A. (1952), 1:25000. DETALHES GEOLÓGICOS TRANSFERIDOS POR SKETCHMASTER.

GEOLOGIA POR REINHARDT A. FUCK

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA



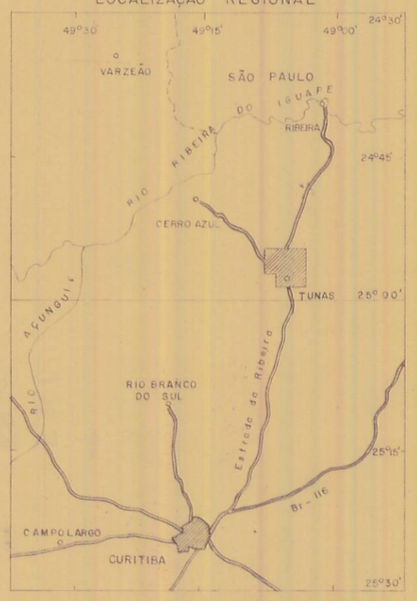
MAPA GEOLÓGICO DO MACIÇO DE TUNAS

PARANÁ - BRASIL

0 — 2 km

ESCALA 1:25.000

LOCALIZAÇÃO REGIONAL



QUATERNÁRIO

- Qc — DEPÓSITO COLUVIONAR
- Qal — DEPÓSITO ALUVIONAR

CRETÁCEO

- Kbr — BRECHA
- Ksa — SIENODIORITO
- GABRO ALCALINO
- Ksi — SIENITO ALCALINO E PULASQUITO

JURÁSSICO-CRETÁCEO

- Jkd — DIABÁSIO

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

FORMAÇÃO VOTUVERAVA (GRUPO AÇUNGUI)

- PCvq — QUARTZITO
- PCvb — METABASITO
- MÁRMORE
- PCvf — FILITO

FORMAÇÃO SETUVA

- PCsq — QUARTZITO
- PCsg — GNAISSE COM XISTO SUBORDINADO

- CONTATO GEOLÓGICO
- CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
- FALHA
- FALHA ENCOBERTA
- FRATURA
- DIQUE DE DIABÁSIO
- DIQUE DE TRAQUITO E BOSTONITO
- LINEAMENTO ESTRUTURAL
- ATITUDE DE CAMADA FOTOINTERPRETADA
- 50 — ATITUDE DE CAMADA COM VALOR MEDIDO
- ATITUDE DE CAMADA VERTICAL
- 60 — XISTOSIDADE COM VALOR MEDIDO
- 115 — AFLORAMENTO VISITADO
- ESTRADA COM REVESTIMENTO SOLTO, UMA VIA
- ESTRADA TRANSITÁVEL EM TEMPO BOM E SECO
- CAMINHO
- TRILHA
- DRENAGEM
- CRISTA
- 23485 — CENTRO DE FOTO
- VILA
- PEDREIRA