

Fig. 5 — Vista panorâmica do Cerro do Purunã, observando-se a escarpa de erosão mantida pelo Arenito Furnas, que repousa em discordância angular sobre os siltitos e conglomerados da Formação Camarinha.



Fig. 6 — Conglomerado polimítico da Formação Camarinha, mostrando o arranjo gradacional dos seixos.

A FORMAÇÃO GUARATUBINHA

REINHARDT ADOLFO FUCK *

ONILDO JOÃO MARINI *

ELIMAR TREIN *

ABSTRACT

Geological mapping undertaken in the São José dos Pinhais Quadrangle (State of Paraná) has brought forth the occurrence of a volcanic and sedimentary sequence overlying the Precambrian migmatites and granites with an angular unconformity. The name Guaratubinha Formation is proposed for such sequence, after the typical locality in the Guaratubinha river valley, where the best outcrops occur. This formation comprises mainly arkoses, siltstones and conglomerates, as well as volcanic rocks of rhyolitic and andesitic nature. It occurs about 35 km SE of Curitiba, at the Serra do Mar region as an apparently isolated body overlying the Precambrian basement. The chronological and stratigraphical problems of the Guaratubinha Formation were not completely solved, and could only be inferred. However, lithological and structural comparisons together with regional stratigraphic considerations, strongly suggest the correlation with the eopalaeozoic Castro and Itajaí Groups, respectively in the States of Paraná and Santa Catarina.

SUMÁRIO

O levantamento geológico realizado na Fôlha de São José dos Pinhais revelou a ocorrência de uma formação de rochas vulcânicas e sedimentares repousando em discordância angular sobre os migmatitos e granitos pré-cambrianos. Essas rochas foram de-

* Geólogos da Comissão da Carta Geológica do Paraná.

nominadas Formação Guaratubinha, nome emprestado do rio homônimo, em cujo leito são encontradas as suas melhores exposições. A formação, que é constituída de sedimentos clásticos, principalmente arcósios, siltitos e conglomerados, e de rochas efusivas de natureza riolítica e andesítica, aflora na região da serra do Mar, cerca de 35 km a sudeste de Curitiba, estando isolada sobre as rochas cristalinas pré-cambrianas, sem apresentar aparentemente relações de contacto com formações mais jovens. A idade e a posição estratigráfica da Formação Guaratubinha não são bem conhecidas, podendo somente ser inferidas. Entretanto, a identidade litológica e estrutural, a par de considerações tectônicas e estratigráficas regionais, sugerem a correlação com os grupos eopaleozóicos Castro e Itajaí, que ocorrem, respectivamente, nos Estados do Paraná e Santa Catarina.

a) — Introdução

Durante o levantamento da Fôlha Geológica de São José dos Pinhais (Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967), foi verificado que a porção da serra do Mar abrangida nessa fôlha é constituída por um conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas repousando em discordância angular sobre os migmatitos e granitos pré-cambrianos. O conjunto em questão é constituído por três seqüências litológicas bem distintas: rochas sedimentares, principalmente conglomerados, arcósios, siltitos e argilitos; rochas vulcânicas ácidas, isto é, brechas vulcânicas, rochas tufíticas e lavas riolíticas; e rochas vulcânicas intermediárias, ou seja, lavas andesíticas.

Embora seja relativamente fácil individualizar as litologias das diferentes seqüências no terreno, as dificuldades de acesso à região — que apresenta um relêvo muito acidentado com amplitudes de mais de 500 m, e está coberta por um denso manto vegetal — não permitiram que fossem estabelecidas, com segurança, suas relações estratigráficas mútuas. Além disso, os trabalhos de campo realizados numa escala de semi-detalhe (1:50.000) demonstraram, sem margem de dúvida, que houve mais de uma fase de atividade vulcânica ácida, intercalada com depósitos clásticos.

Essas circunstâncias levaram os autores a situar o conjunto como uma formação distinta, que é provisoriamente dividida em três seqüências ou membros: sedimentar, vulcânica ácida e vulcânica intermediária. Para essa nova unidade litoestratigráfica, os autores propõem a denominação de Formação Guaratubinha, emprestada do rio do mesmo nome, afluente do rio Arraial, um dos formadores do rio Cubatão, que desagua na baía de Guaratuba. O

rio Guaratubinha corta, em sentido transversal, a maior parte do conjunto até agora estudado (Fig. 1), e é em seu leito que ocorrem as melhores exposições das diferentes seqüências mencionadas.

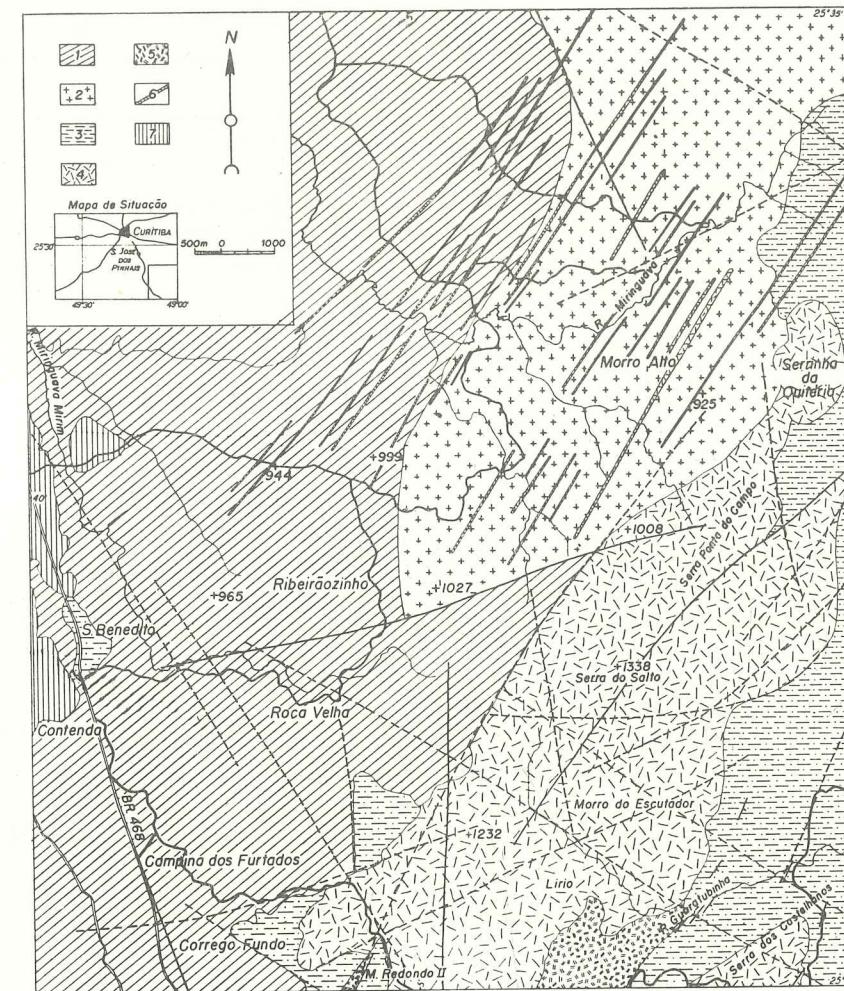


Fig. 1 — Esboço Geológico da área conhecida de afloramentos da Formação Guaratubinha: 1 — migmatitos; 2 — granito de anatexia; 3 — seqüência sedimentar da Formação Guaratubinha; 4 — seqüência vulcânica riolítica; 5 — seqüência vulcânica andesítica; 6 — diques de microgranito; 7 — Formação Guabirobuba.

Era inicialmente pensamento dos autores admitir, embora com reservas, a identidade das rochas vulcânicas e sedimentares da serra do Mar com aquelas ocorrentes na região de Castro-Piraí do Sul, atri-

buindo-lhes, em conseqüência, a designação de Grupo Castro, de acordo com a redefinição proposta por Trein et al., (1967).

Entretanto, embora a correlação seja fortemente sugerida, persistem dúvidas razoáveis quanto ao sincronismo entre as rochas das duas regiões, e o estágio atual dos estudos não permite estabelecer com segurança. Por outro lado, a distância que separa as duas regiões é relativamente grande (mais de 125 km), e os conhecimentos da tectônica regional são ainda insuficientes para validar uma correlação litológica.

Por essa razão, foi introduzida em caráter provisório a designação Formação Guaratubinha até que estudos geotectônicos e geocronológicos minuciosos assegurem ou não a perfeita identidade e o sincronismo dessas rochas com o Grupo Castro.

b) — Trabalhos Anteriores

A primeira notícia sobre a ocorrência de rochas de natureza riolítica na serra do Mar do Paraná, é provavelmente devida a Oliveira (1927:21), que mencionou ter encontrado diques de "porphyro a orthose" e felsitos cortando o granito em cortes da estrada de ferro Curitiba-Paranaguá. Posteriormente, Mack (1947: 100) referiu ser o pico Caratuba constituído por um quartzo-(riolito) pôrfiro, composto de fenocristais de quartzo, ortoclásio e plagioclásio, imersos em matriz afanítica. O mencionado autor admitiu que, aparentemente, essa rocha corresponde à idade geológica das vulcânicas da região de Castro.

As relações do riolito do pico Caratuba com os riolitos da Formação Guaratubinha não são conhecidas, uma vez que ambos estão separados por uma distância relativamente grande. Entretanto, sua contemporaneidade é provável, sugerindo vulcanismo ácido sobre extensas áreas da serra do Mar.

A existência de rochas riolíticas na área objeto do presente trabalho foi pela primeira vez relatada por Almeida (1949: 100). Esse autor referiu-se a riolitos ocorrendo em Campo Largo da Roseira, e sugeriu sua provável correspondência às vulcânicas ácidas que descreveu em Campo Alegre (Santa Catarina). As mesmas rochas mencionadas por Almeida (op. cit.) são brevemente referidas por Barbosa (1957:27) como ignimbritos riolíticos, que afloraram desde alguns quilômetros ao sul de São José dos Pinhais até Campo Alegre.

Mais recentemente, Mack (1961:39) assinalou arenitos

e xistos finamente laminados com intercalações de lençóis de riolitos em Agudos do Sul-Campestre e Oxford-Campo Alegre-Serra São Miguel, na região limítrofe dos Estados do Paraná e Santa Catarina, poucos quilômetros ao sul da área descrita neste trabalho. Essas rochas que, possivelmente, são a continuação da Formação Guaratubinha para o sul, foram correlacionadas por Mack (1961) ao Grupo Itajaí.

c) — Localização, Relações de Contacto e Estruturas

A Formação Guaratubinha ocorre cerca de 22 km em linha reta a sudeste de São José dos Pinhais, em plena serra do Mar (Fig. 1), que é localmente conhecida sob várias designações: serra Ponta do Campo, serra do Salto, morro do Escutador, morro Redondo II (Fig. 4) e serra dos Castelhanos. Na porção até agora estudada, a formação compreende uma área de afloramentos de aproximadamente 88 km².

A Formação Guaratubinha é nitidamente posterior aos migmatitos e granitos do primeiro planalto paranaense, sobre os quais repousa em discordância angular. Os conglomerados da sequência sedimentar são, em grande parte, constituídos por fenoclastos de granitos, embrechitos, epibolitos, anfibolitos e gnaisses de diversos tipos. Ademais, numerosos diques de microgranito, claramente relacionados às vulcânicas riolíticas da formação, atravessam as rochas migmatíticas e graníticas. Embora a discordância não tenha sido observada diretamente no campo, ela transparece claramente através da determinação das atitudes de estratificação e xistosidade que em afloramentos próximos são acentuadamente discordantes. A discordância é também evidenciada nas secções geológicas A-B e C-D-E (Figs. 2 e 3). Outra evidência de discordância transparece na diferença de metamorfismo entre os gnaisses e as rochas da Formação Guaratubinha. Enquanto os gnaisses foram metamorfizados na fácie anfibolito, as rochas sedimentares e vulcânicas Guaratubinha ou não mostram evidências de metamorfismo, ou apresentam um metamorfismo incipiente, caracterizado pela cataclase de grãos e pela neoformação de pistacita e clorita, bem como pelo desenvolvimento de um caráter ardosiano ou filitoso nos sedimentos mais finos.

As relações da Formação Guaratubinha com as demais formações pré-devonianas do Paraná são desconhecidas e podem somente ser inferidas, uma vez que a formação está isolada sobre as rochas gnássicas e graníticas do primeiro planalto e da serra do Mar, e são estas as únicas litologias com as quais está em contacto.

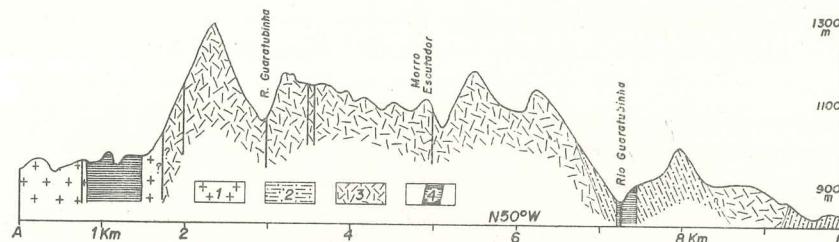


Fig. 2 — Secção geológica esquemática através o morro do Escudor, desde a serra dos Castelhanos até Ribeirãozinho, em rumo N 50°W; 2 — rochas sedimentares; 3 — seqüência vulcânica ácida; 4 — diques de diabásio.

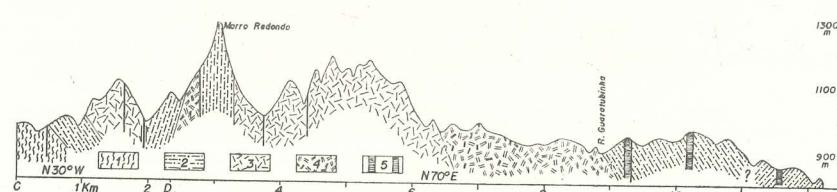


Fig. 3 — Secção geológica esquemática, desde a serra dos Castelhanos até o morro Redondo II, em rumo S 70°W, e daí até Campina dos Furtados, em rumo N 30°W; 1 — migmatitos; 2 — seqüência sedimentar; 3 — seqüência vulcânica riolítica; 4 — seqüência vulcânica andesítica; 5 — diques de diabásio.

O comportamento estrutural dos sedimentos e vulcanitos Guaratubinha é ainda pouco conhecido. As camadas de rochas sedimentares estão geralmente inclinadas apresentando mergulhos de 25°-40° e mesmo 70°-90°, predominantemente para o quadrante suldeste. A direção das camadas é, de um modo geral, nordeste-sudoeste. A tectônica rígida é relativamente importante na região, tendo originado basculamento de blocos e zonas brechadas, principalmente acompanhando os sistemas de falha noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste, os mais marcantes da região. Quanto à tectônica de dobramento, os elementos disponíveis são insuficientes para adiantar uma conclusão. Aparentemente, os dados de campo sugerem a ocorrência de uma sinclinal na região do rio Guaratubinha. Entretanto, não pode ser excluída a hipótese de que essa feição estrutural tenha resultado de falhamentos. Infelizmente, os dados de campo são ainda insuficientes, e para solucionar a questão, trabalhos mais minuciosos terão que ser desenvolvidos, principalmente nas fôlhas adjacentes de Mundo Nôvo e Tijucas do Sul.

Feições muito comuns na região estudada, principalmente a leste das maiores elevações da serra do Mar local, são os cabeços de estratos (**hogbacks**), mantidos por camadas sedimentares mais resistentes (Fig. 5).

d) — Petrologia das Seqüências

1 — SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR

As rochas que constituem a seqüência sedimentar da Formação Guaratubinha afloram, em maior extensão, a leste e nordeste das maiores elevações locais da serra do Mar, mantida pelos riolitos (Fig. 1). Ocorrências menores foram encontradas a oeste e sudoeste dessas elevações, uma das quais isolada sobre os embrechitos a sudoeste de Campo Largo da Roseira, no lugar chamado São Benedito, em cortes da nova rodovia Curitiba-Joinville (BR-468).

As litologias predominantes na seqüência são arcósios, com importantes intercalações de siltitos e argilitos. Sedimentos rudáceos foram encontrados em locais esparsos. Os poucos dados obtidos no campo não possibilitaram a separação das diversas litologias, as quais, por essa razão, foram cartografadas em conjunto.

Evidências de metamorfismo, embora fracas, são algumas vezes observadas nos sedimentos da formação. É principalmente a presença de pistacita neoformada em algumas rochas, que atesta terem as mesmas sofrido alguma forma de metamorfismo. O epidoto aparece disseminado na matriz, juntamente com a clorita e hematita. Em outras rochas, principalmente nos conglomerados, pistacita e clorita de neoformação constituem a matriz, juntamente com fragmentos líticos e grãos de quartzo e feldspato. Outras vezes, a pistacita ocorre na forma de veios, preenchendo fraturas, acompanhada por clorita, calcita e quartzo. Filões irregulares de quartzo leitoso com possanças até 10 cm são comuns. Às vezes são descontínuos apresentando limites difusos. Por outro lado, a sericitização dos grãos ferromagnesianos detriticos por pistacita e clorita é normalmente total. Fenômeno igualmente comum é o da cataclase dos grãos, originando muitas vezes textura em almofariz (**mortar texture**), com completo esmagamento dos grãos de quartzo, feldspato e ferromagnesianos. Provavelmente, as feições assinaladas refletem condições de pressão e temperatura mais energéticas do que as geralmente atribuídas à diagênese. É possível que tais fenômenos tenham sido originados por influência de derrames posteriores de lavas ácidas ou intermediárias, ou então, por um metamorfismo de carga, em que os esforços tangenciais, típicos do metamorfismo regional, desempenham um papel de importância reduzida. Há também a possibilidade de que esse metamorfismo seja devido à energética tectônica quebrável que atuou na região.

De qualquer forma, o problema do metamorfismo da Formação Guaratubinha é uma questão aberta, que só poderá ser resolvido com o prosseguimento das pesquisas na região.

a) — Arcósios, siltitos e argilitos

Os arcósios têm geralmente coloração castanho-avermelhada ou róseo escura. Têm granulação fina a média, e são bem estratificados, com estratificação plano-paralela. Marcas de ondas (**ripple-marks**) e microestratificação cruzada, originados por essas marcas, são feições conspícuas em alguns bancos. Ao lado de arcósios bem classificados, são observados também arcósios conglomeráticos, nos quais a matriz arcosiana inclui numerosos seixos de riolito, quartzo e feldspato, com 0,5-2 cm de diâmetro. Estruturas evidenciando ritmo na deposição são muito freqüentes nos arcósios. Observa-se alternância de camadas com granulações e tonalidades diferentes, que se repetem ciclicamente. Igualmente, estruturas de estratificação gradacional são muito freqüentes, observando-se bancos de arcósios conglomeráticos graduando para siltitos e argilitos, com repetição em ciclos aparentemente regulares.

Os siltitos e argilitos são intimamente associados aos arcósios. Às vezes, ocorrem em bancos espessos (Fig. 6) muito bem estratificados e endurecidos, intercalados nos sedimentos arcossianos. O conteúdo em minerais micáceos é relativamente elevado, mas os fihelhos propriamente ditos são raros. Estratificação rítmica é comum. A coloração dos siltitos é castanho escura, ao passo que a dos argilitos é vermelho tijolo.

As típicas estruturas rítmicas e de estratificação gradacional, bem como a associação com conglomerados intraformacionais, sugerem um processo de transporte e deposição através de correntes de turbidez.

Algumas das rochas de granulação fina são cinza escuras a verde escuras, observando-se nelas um bandamento bem marcado por uma repetição rítmica de camadas de material cinza-esverdeado, com raros e diminutos grãos de quartzo, e camadas mais claras, ricas em grãos de quartzo e feldspato envolvidos por matriz esverdeada. Ao microscópio, foi verificado que o material esverdeado é constituído de clorita, com cristais de pistacita e opacos disseminados. Grãos detriticos de antigos minerais ferromagnesianos estão integralmente substituídos por clorita e pistacita. Os grãos de quartzo e feldspato estão intensamente fraturados, e, enquanto o quartzo mostra recrescimento nas bordas, os feldspatos (microclínio e plagioclá-

sio) estão quase totalmente sericitizados. Zircão e titanita aparecem entre os grãos detriticos, com as arestas arredondadas. Observam-se também fraturas e microfalhas preenchidas com quartzo, pistacita e clorita. Por vezes, observa-se uma microestratificação convoluta nessas rochas, cuja origem ainda não está esclarecida.

b) — Conglomerados

Os conglomerados foram encontrados sempre em afloramentos isolados. Em virtude do elevado grau de consistência e compactação, desagregam characteristicamente em grandes matacões rugosos, mais ou menos arredondados, cujos diâmetros chegam a alcançar 3 m. Não apresentam estratificação em bancos, mas, algumas vezes, observam-se indícios de arranjo gradacional dos seixos e finos leitos (1-2 cm) de material arcossiano. Os conglomerados são polimíticos, contendo seixos de natureza extremamente variada. Os diâmetros são também muito variados oscilando entre 1 cm e 50 cm, ocorrendo com maior freqüência seixos entre 5 e 10 cm de diâmetro. Os seixos maiores são geralmente bem arredondados (Fig. 7). Os seixos menores são sub-angulares a sub-arredondados. Foram encontrados seixos de biotita granito, granito fino, biotita-hornblenda granito, anfibolito, gnais fitado, gnais milonitizado, leptinito, gnais ocelar, microgranito, riolitos de diversos tipos, aplito, pegmatito, quartzo, quartzito, feldspato róseo, siltito, arcósio. As rochas que constituem os seixos têm, macroscopicamente, aspecto fresco, apenas os minerais ferromagnesianos mostrando-se pseudomorfizados por clorita e pistacita.

Megascópicamente, ainda, observa-se que a rocha é atravessada por finos veios (5-10 mm) de pistacita, clorita e calcita, alojadas em fraturas. Filões de quartzo leitoso, são muito comuns. Falhas de pequeno rejeto são também comumente observadas (Fig. 8).

A matriz é predominantemente arcossiana, encontrando-se, em menor proporção, fragmentos líticos do tamanho de grânulos e areia. Entre os constituintes da matriz, que são geralmente pouco trabalhados, são dignos de nota grãos de quartzo, microclínio, plagioclálio, opacos, piroxênio, hornblenda, apatita, titanita e zircão. Os grãos são cimentados por clorita, pistacita e calcita, o que confere à matriz um caráter notavelmente consistente. De um modo geral os grãos da matriz estão intensamente fraturados, apresentando freqüentemente desenvolvimento de textura **mortar**. A maioria dos grãos têm extinção ondulante, e as lamelas de macla do plagioclálio estão vergadas e microfalhadas. Os feldspatos estão quase totalmente sericitizados particularmente o plagioclálio, que se altera

também a calcita, clorita e pistacita. Os grãos ferromagnesianos estão quase totalmente substituídos por pistacita e clorita, com alguma calcita associada. O quartzo mostra um recrescimento nas suas bordas, as quais em consequência são denteadas.

Os conglomerados estão melhor expostos num dos cortes da nova rodovia Curitiba-Joinville, imediatamente ao norte do arroio da Contenda, e nas vizinhanças do Morro Redondo II. O próprio Morro Redondo II parece, pelas evidências colhidas, ser sustentado por espesso banco conglomerático, fato que não pode ser comprovado pelas dificuldades de acesso.

2 — SEQÜÊNCIA VULCÂNICA RIOLÍTICA

A existência de rochas riolíticas na área compreendida pelo presente trabalho foi pela primeira vez indicada por Almeida (1949:100) embora aquêle autor não tenha precisado sua localização exata, referindo-se apenas à localidade de Campo Largo da Roseira. O corpo principal de rochas vulcânicas riolíticas ocorre a aproximadamente 11 km em linha reta, a E e SE de Campo Largo da Roseira, em plena serra do Mar, sustentando as maiores elevações locais, tais como o morro do Escutador (1.232 m), serra do Salto (1.338 m), serra Ponta do Campo (1.171 m), serrinha da Quitéria (1.108 m). Os afloramentos dos vulcanitos riolíticos cobrem aproximadamente 55 km², em área, na região estudada (Fig. 1).

Os principais tipos de rochas vulcânicas ácidas encontradas foram riolitos, lavas riolíticas com estrutura fluidal, riolitos porfiríticos, tufos, lapili-tufos, conglomerados, e brechas vulcânicas. Em virtude do acesso difícil à maior parte da serra do Mar, foi impossibilitada a separação dos diversos tipos de vulcanitos ácidos. Mesmo os contactos com os granitos e migmatitos subjacentes e os sedimentos e vulcanitos andesíticos associados tiveram que ser freqüentemente inferidos com base em estudos de fotointerpretação, face à impenetrabilidade de muitas áreas. Por outro lado, relações estratigráficas com respeito aos sedimentos e às lavas andesíticas não puderam também ser estabelecidas claramente. É provável que tenha havido mais de uma fase de erupção vulcânica ácida, intercaladas com fenômenos de sedimentação clástica. Assim, na região do rio Guaratubinha, e daí mais ao norte, os sedimentos (arcos e argilitos principalmente) dispõem-se segundo uma direção NE, inclinando entre 25° e 40° para SE. Pelo menos aparentemente, estão sobrepostos aos riolitos, conforme se observa nas fotografias aéreas e na secção geológica AB (Fig. 3). As observações de campo que poderiam comprovar esse fato, entretanto, foram dificultadas pela ausência de afloramentos na área de contacto.

Na mesma região do rio Guaratubinha ocorre um corpo constituído predominantemente de rochas piroclásticas (tufos, brechas, conglomerados) intercalado nos sedimentos, aparentemente em uma sinclinal (Fig. 2). Em vários outros locais nessa mesma região, foram encontrados vulcanitos ácidos intercalados nos sedimentos, os quais algumas vezes são também cortados por rochas hipabissais micrograníticas.

Nas vizinhanças do Morro Redondo II, as relações parecem ser distintas, as evidências de campo mostrando que as rochas riolíticas se derramaram sobre os sedimentos ali existentes (Fig. 3). Entretanto, os conglomerados que afloram nessa região contém numerosos seixos de vulcânicas ácidas, o que atesta a existência de atividade vulcânica concomitante ou eventualmente anterior à sedimentação. O conjunto dos fatos apontados conduz à conclusão de que houve mais de uma fase de atividade vulcânica ácida, com sedimentação clástica intercalada ou contemporânea.

Além das lavas riolíticas e das piroclásticas associadas, foram encontrados numerosos diques de microgranito (Fig. 9) nos embrechitos e granitos, bem como nas rochas sedimentares da Formação Guaratubinha (Fig. 1).

a) — Riolitos

Os riolitos apresentam geralmente uma cor avermelhada, variando entre o róseo, e o vermelho tijolo. As colorações castanho escura e castanho avermelhada são igualmente comuns. Algumas rochas porfiríticas mostram uma massa fundamental cuja coloração é em vários tons de cinza, passando a esverdeado, quando aumenta o teor em clorita. Muitas vezes, observam-se rochas rosadas com listas em vários tons de castanho avermelhado e cinzento, orientadas em direções muito variadas, resultantes provavelmente de estruturas fluidais.

Texturalmente, há toda uma gama de variações nos riolitos. São geralmente porfiríticos, com numerosos fenocristais de quartzo bipiramidal (1-3 mm) e feldspato róseo (1-5 mm), imersos em mesostase predominantemente afanítica. Fenocristais de ferromagnesianos (biotita ?) e metálicos (magnetita, pirita) são às vezes observados. Há rochas nas quais os fenocristais desaparecem completamente, passando a felsitos. Estruturas esferulíticas são comuns observando-se esferulitos esféricos ou elipsoidais, cujos diâmetros variam entre 2 a 10 mm, envolvidos por matriz afanítica, castanho avermelhada, na qual aparecem alguns fenocristais de quartzo bipiramidal. No

centro dos esferulitos observam-se às vezes pequenos cristais de quartzo.

Numerosas fraturas nos riolitos estão preenchidas com quartzo e freqüentemente com clorita e pistacita, além de pirita.

Ao microscópio, verifica-se que a matriz dos riolitos é microcristalina granular, algumas vezes criptocristalina, principalmente nas rochas em que a desvitrificação provocou a formação de esferulitos (Fig. 10). A massa fundamental é constituída de diminutos cristais de quartzo e feldspato (ortoclásio ?), freqüentemente entrelaçados, às vezes intercrescidos microgràficamente, constituindo texturas granofíricas. Disseminadas na matriz, aparecem numerosas lamelas de clorita e sericita e pequenos cristais de pistacita, além de calcita, hematita e limonita (lepidocrocita ?, goethita ?) todos minerais secundários. Hematita e limonitas são os pigmentos responsáveis pela coloração avermelhada dos riolitos. Nas texturas fluidais, os minerais se dispõem sub-paralelamente, havendo faixas em que predomina o quartzo, outros com feldspato dominante, e outros ainda, enriquecidos em calcita e clorita radiada. Muitas vezes o quartzo cristalizou transversalmente às paredes das faixas, cujo fundo é revestido de calcedônia. Algumas faixas são caracterizadas pela presença de esferulitos alinhados.

Os fenocristais são constituídos principalmente por quartzo, feldspato potássico (Fig. 11), e menos comumente plagioclásio sódico (oligoclásio) An 25%, opacos e minerais ferromagnesianos inteiramente pseudomorfizados por pistacita e clorita.

O quartzo aparece em cristais às vezes arredondados, mas, é geralmente bipiramidal, quase isento de inclusões. Tem usualmente bordas corroídas pela matriz, fenômeno que provocou fundas reentrâncias nos cristais (Fig. 10), separando-os às vezes em diversos fragmentos. Em alguns casos, acham-se rodeados por intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato.

Aparentemente, o feldspato potássico que constitui fenocristais nos riolitos é o ortoclásio, embora a sanidina pareça estar presente em algumas amostras. O ortoclásio é geralmente micropertítico e tem as bordas corroídas pela matriz. Está comumente geminado segundo Carlsbad, e mais raramente, Baren. Sua coloração avermelhada é resultante de numerosas inclusões de fina poeira hematítica. Seus produtos de alteração são sericita e material argiloso, além de clorita fibrorradiada pseudomórfica.

Os acessórios mais comuns nos riolitos são minerais opacos

oxidados, além de zircão. Em numerosas amostras observam-se cavidades preenchidas com quartzo límpido, clorita radiada, fluorita e calcita.

Os esferulitos resultam de intercrescimentos fibrorradiados felsíticos muito finos, de difícil identificação, que usualmente desenvolvem em torno de um fenocristal de quartzo, ou de feldspato potássico. Em geral, são aproximadamente esféricos (Fig. 10). As formas ovalares e irregulares são derivadas da coalescência de duas ou mais estruturas fibrorradiadas. Os esferulitos estão envolvidos por uma mesóstasis micro- a criptocristalina granular quartzo-feldspática, intensamente sericitizada, na qual aparecem raros fenocristais de quartzo e feldspato, de bordas corroídas (Fig. 10).

Evidências de metamorfismo são pouco nítidas. Talvez possa se atribuir a sericitização dos fenocristais feldspáticos bem como a intensa sericitização da matriz, aliada à presença de clorita e pistacita, a condições metamórficas de baixo grau, que tanto podem ser atribuídas a manifestações vulcânicas posteriores, como a metamorfismo regional, ou de carga.

b) — Brechas riolíticas e tuhos

Foram encontradas várias ocorrências de brechas vulcânicas riolíticas, principalmente no corpo de vulcanitos ácidos existentes ao sul do rio Guaratubinha (Fig. 1). Estão associadas a tuhos (**crystal e lithic tufts**) com os quais ocorrem intercaladas. São rochas de cor castanho escura, lago avermelhada, nas quais se observam fragmentos angulares a sub-angulares, raramente arredondados, de diversos tipos de rochas riolíticas (felsitos, riolitos pôrfiros com quartzo idiomórfico, riolitos com fenocristais de quartzo e feldspato) envolvidos por uma matriz afanítica esverdeada, na qual se observam numerosos cristais de quartzo (1-3 mm) e feldspato róseo (2-5 mm). Os fragmentos alcançam até 5 cm de tamanho.

Ao microscópio, a rocha mostra-se inteiramente cristalina constituída de numerosos fragmentos de rochas riolíticas e grandes cristais de quartzo, feldspato potássico micropertitizado, geminado segundo Carlsbad, além de plagioclásio, envolvidos por uma matriz criptocristalina, cuja composição é difícil de determinar. Observam-se nela diminutos fragmentos de quartzo e feldspato, cimentados por calcita. Clorita, pistacita e sericita aparecem disseminadas. Os cristais maiores estão muito fragmentados e quebrados, às vezes mostrando reentrâncias de corrosão (Fig. 12) contendo pequenas porções de provável matriz de rocha a que pertenciam os cristais. Fragmentos

de minerais máficos, inteiramente substituídos por pistacita a clorita são também observados algumas vezes. Os fragmentos de plagioclásio são geminados segundo albita e as lamelas de macla estão vergadas e microfalcadas.

Tufos foram observados em vários afloramentos. Por um lado, são freqüentemente difíceis de distinguir dos riolitos porfiríticos e, por outro lado, das rochas sedimentares da Formação Guaratubinha. Além disso, são raros os afloramentos de rochas frêscas, o que acentua ainda mais a dificuldade de identificação, pela impossibilidade de confecção de secções delgadas. A estratificação plano-paralela é às vezes facilmente distinguida pela alternância de camadas de colorações e tonalidades distintas. Apenas uma lâmina pôde ser estudada e nela a estratificação não está bem evidenciada. Observa-se apenas uma disposição sub-paralela dos fragmentos menores, acomodando-se aos maiores. A rocha em referência é um *crystal tuff* (M o o r h o u s e, 1959:226-227) uma vez que os fragmentos de cristais predominam sobre os fragmentos líticos constituídos de diversos tipos de rochas riolíticas. Os fragmentos de cristais são principalmente de quartzo, feldspato potássico (ortoclásio ?) micropertítico, plagioclásio e minerais ferromagnesianos substituídos por pistacita e clorita. A matriz que é criptocristalina, nela se distinguindo, às vezes, calcedônia, está alterada para sericita, clorita e pistacita, estas responsáveis pela coloração esverdeada da rocha. Finos grãos de hematita são também observados. Os fragmentos de rocha de composição riolítica são angulares e sub-angulares, por vezes arredondados.

c) — Microgranitos

Microgranitos, riolitos pôrfitos e felsitos foram encontrados em numerosos diques que cortam os gnaisses e granitos (Fig. 9), bem como a seqüência sedimentar da Formação Guaratubinha. Os diques são usualmente de pequena possança, variando entre 5 e 30 m, e apresentam-se dispostos num rumo nordeste, aproximadamente entre N 10 E e N 40 E (Fig. 1).

Os microgranitos têm geralmente uma cônca castanho-avermelhada, apresentando numerosos fenocristais de ortoclásio róseo, geminado segundo Carlsbad, medindo entre 1 e 8 mm de comprimento, de quartzo hialino bipiramidal (1-3 mm), e, mais raramente, de plagioclásio cinza-esbranquiçado (2-3 mm), além de minerais ferromagnesianos cloritizados. Em alguns diques de pequena possança, observam-se unicamente fenocristais de quartzo idiomórfico envolvidos por matriz afanítica. A matriz é granular fina ou afanítica. Os

fenocristais desaparecem por vezes completamente, dando lugar a microgranitos granulares no caso de serem faneríticos, e a felsitos quando são afaníticos.

Ao microscópio, a matriz é granular ou microgranular, às vezes com notável desenvolvimento de texturas de intercrescimento micrográfico (granofílico), que constituem bainhas em torno dos fenocristais de feldspato e quartzo. Esferulitos são comuns (Fig. 13). Os fenocristais são constituídos de ortoclásio micropertítico, quartzo idiomórfico (Fig. 14), com bordas corroídas, às vezes recrescidas, e máficos inteiramente substituídos por clorita, opacos e pistacita. Fenocristais de oligoclásio (An 20-25%) ocorrem esporadicamente.

Os acessórios mais freqüentes são zircão, opacos, além de fluorita que aparece em cavidades. Clorita de hábito radiado aparece também em cavidades.

Calcita, clorita, pistacita e sericita ocorrem disseminados na matriz. São produtos secundários, de alteração da matriz e dos fenocristais feldspáticos.

3 — SEQÜÊNCIA VULCÂNICA ANDESÍTICA

Rochas vulcânicas de composição andesítica, algumas vezes tendendo a dacítica, foram encontradas na porção sudeste da área pesquisada (Fig. 1). Os afloramentos dessas rochas são raros, e em geral profundamente intemperizados. Por essa razão, suas verdadeiras relações com as rochas sedimentares e com os vulcanitos riolíticos não estão convenientemente esclarecidas. Em consequência, os limites das ocorrências de andesito não puderam ser senão inferidos, na maior parte das vezes.

As melhores exposições de andesitos foram encontradas no leito do rio Guaratubinha, onde foram coletadas as poucas amostras razoavelmente frescas. Apesar das escassas evidências de campo, a presença de vesículas orientadas, bem como de amígdalas orientadas, preenchidas com quartzo hialino, calcita e clorita, além de andesitos vitrófiros, parece não dar margem a dúvidas quanto a tratar-se de derrames de lavas andesíticas, e não sills intrusivos.

A posição estratigráfica dos derrames andesíticos é ainda incerta. Conforme se observa no corte geológico C-D-E (Fig. 3) os andesitos estão intercalados nas demais litologias da Formação Guaratubinha, motivo pelo qual foram incluídos na formação. Os andesitos encontrados na região do Morro Redondo II (Fig. 1) estão, a leste, separados por falha de rochas sedimentares, de riolitos e tufos. A oeste,

estão recobertos por conglomerados, arcósios e siltitos fortemente inclinados para NW. Na região do rio Guaratubinha, os andesitos parecem mergulhar sob os sedimentos arcossianos, que ali estão inclinados 25 a 40° para SE. As relações com as vulcânicas ácidas, a oeste, são ainda menos claras, desconhecendo-se se os andesitos repousam sobre os riolitos ou se deles estão separados por falha.

Ocorrências isoladas de andesitos foram encontradas esporadicamente, sempre associadas aos sedimentos, ou próximas aos vulcanitos ácidos. Não puderam ser representadas no mapa geológico, ou pelo caráter restrito dos afloramentos, ou pela insuficiência de dados. Através dos estudos de campo, entretanto, persistiu o fato de que os derrames andesíticos sempre estão associados às demais litologias que caracterizam a Formação Guaratubinha.

A coloração dos andesitos é geralmente castanho escura ou castanho avermelhada. Menos comumente, foram encontradas rochas de côncreto cinza média a escura. A textura é sempre inequigranular, com matriz afanítica escura dominando amplamente sobre os fenocristais. Os fenocristais são geralmente cristais brancos retangulares e alongados de feldspato, medindo entre 1 e 3 mm de comprimento, ao lado dos quais às vezes se distinguem pequenos prismas de piroxênio verde escuro a preto (1 mm). Vesículas aproximadamente elípticas ou irregulares, com diâmetro maior medindo entre 1 e 8 mm são relativamente comuns. São esféricas ou elípticas, freqüentemente orientadas, apresentando diâmetro que variam entre 1 mm e 15 mm. Estão preenchidas com quartzo hialino, calcita ou clorita e zeólitas, e mais raramente, epidoto.

Ao microscópio, os andesitos se caracterizam por típica textura porfirítica. A mesóstase é usualmente microlítica, constituída de microlitos de plagioclásio, piroxênio, minerais opacos, e mais raramente quartzo. Nos andesitos vitróficos, a matriz é hialopilita, observando-se microlitos de plagioclásio imersos numa base vítreia. O vidro nessas rochas tem uma côncreto castanha escura a quase preta, e está geralmente em processo de desvitrificação, reagindo fracamente ao microscópio. As rochas com matriz holocrystalina são, no entanto, nas amostras coletadas, bem mais freqüentes que as hipocrystalinas (vitróficas). Quando a matriz é holocrystalina, é microlítica, com os microlitos de plagioclásio ou dispostos paralela e subparalelamente circundando caprichosamente os fenocristais (matriz pilotaxítica), ou dispostos ao acaso, sem orientação constituindo matriz **felty** (Fig. 15). Entre os microlitos de plagioclásio, sempre geminados segundo lei albita, aparecem microlitos de piroxênio, e de minerais opacos, além de grãos menores de material feldspático, e provavelmente quartzo,



Fig. 4 — Vista panorâmica da região do Morro Redondo II, denominação local da serra do Mar, a sudeste de Campo Largo da Roseira. Nessa região, a serra do Mar é constituída pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Formação Guaratubinha. À esquerda, pedreira de riolito.

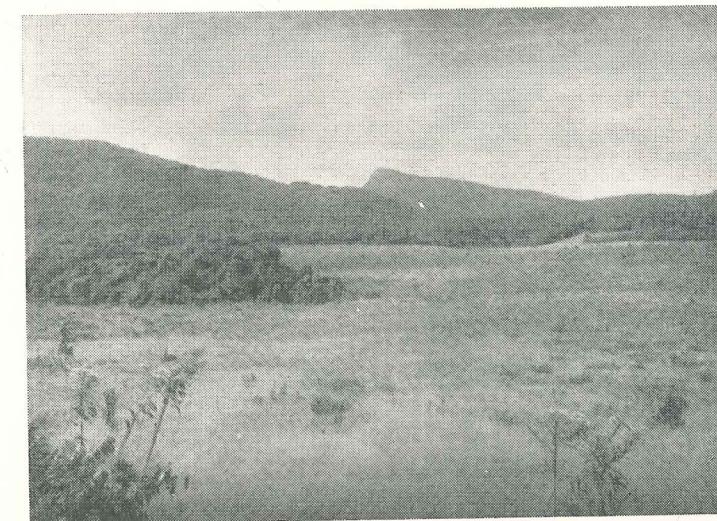


Fig. 5 — Cabeço de estrato **hogback** mantido por camada de arenito arcossiano. À esquerda, vertente oriental do morro do Escudador, constituído de riolitos. Em primeiro plano, planície alveolar onde afloram tufo riolíticos e rochas sedimentares.



Fig. 6 — Camadas inclinadas de siltitos e argilitos, formando cachoeiras conseqüentes no leito do rio Guaratubinha.



Fig. 7 — Conglomerado polimítico da Formação Guaratubinha, constituído de seixos e blocos subangulares até arredondados, quase esféricos, de granito, anfibolito, gnaisses e riolito, envolvidos por matriz arcosiana e lítica.



Fig. 8 — Conglomerado polimítico da Formação Guaratubinha, constituído de seixos e blocos sub-angulares até arredondados de natureza variada. Notar a falha de pequeno rejeito que seccionou um seixo de granito.



Fig. 9 — Dique de microgranito cortando os migmatitos. Corte da auto-estrada Curitiba - Paranaguá.



Fig. 10 — Fotomicrografia de riolito, com fenocristal de quartzo, observando-se esferulito resultante de intercrescimento radial de quartzo e feldspato. O esferulito apresenta um envoltório constituído de material criptocristalino (mais escuro). O quartzo, que tem as bordas corroídas, inclui porções, de formato irregular, da matriz microcristalina. Nicóis +.

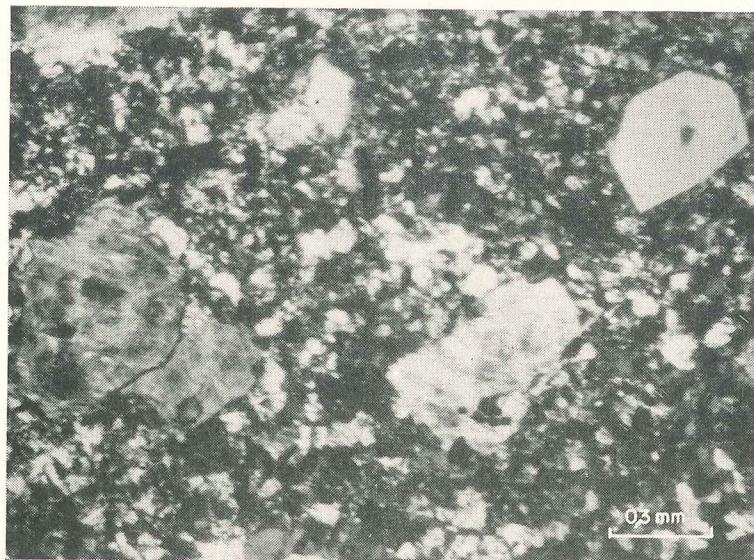


Fig. 11 — Fotomicrografia de riolito pôrfiro, observando-se fenocristais de quartzo (canto superior direito) e ortoclásio microperfítico, envolvidos por matriz microcristalina constituída de quartzo, feldspato, sericita e hematita. Nicóis +.

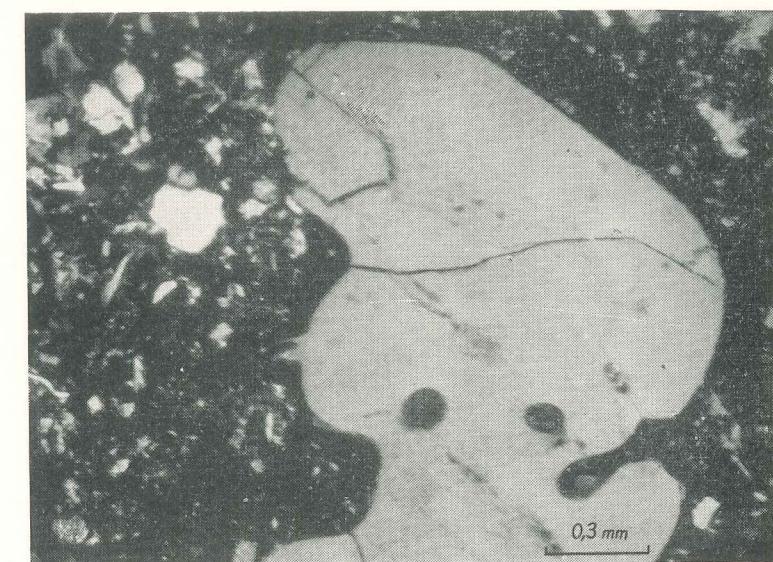


Fig. 12 — Fotomicrografia de **crystal tuff**, mostrando cristal de quartzo corroído pela matriz, que é constituída de fragmentos de quartzo e feldspato, com clorita e pistacita disseminadas. Nicóis +.



Fig. 13 — Fotomicrografia de microgranito esferulítico. A matriz é microcristalina, constituída de quartzo e feldspato. Nicóis +.

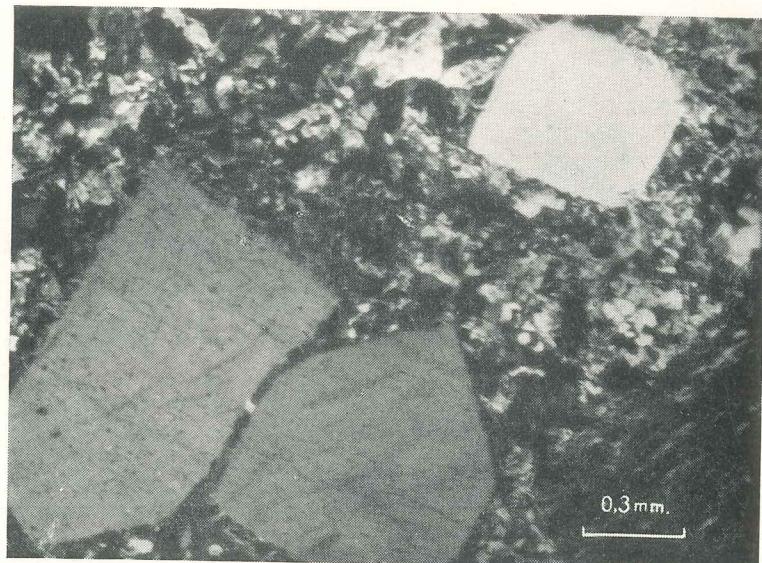


Fig. 14 — Fotomicrografia de microgranito, observando-se fenocristais de ortoclásio micropertítico (canto inferior direito) e quartzo, envolvidos por matriz microcristalina de quartzo e ortoclásio. Nicós +



Fig. 15 — Fotomicrografia de andesito, mostrando a textura **felty** da matriz, constituída de plagioclásio ripiforme, em cujos interstícios cristalizou clorita. Nicós +.

bem como minerais secundários, tais como calcita, epidoto, clorita, hematita (?).

Os fenocristais mais comuns são os de plagioclásio, secundados por piroxênio e minerais opacos, e raramente, quartzo.

O plagioclásio dos fenocristais é idiomórfico a hipidiomórfico, aparecendo em cristais estreitos e alongados, maclados segundo albíta, e mais raramente, segundo albíta-Carlsbad. Estão geralmente zonados, normal ou oscilatoriamente, com o núcleo mais cálcico que as bordas. Em média, sua composição oscila em torno de An 45%. O plagioclásio da matriz é aparentemente mais sódico que os fenocristais. Comumente, o feldspato calco-sódico está recoberto por inúmeras finas escamas de sericita. Outras vezes, reconhecem-se além da sericita, diminutos cristais de clinzoisita, calcita, albíta, quartzo, clorita, pistacita, evidenciando uma saussuritização parcial. Nos andesitos vitrófiros, o plagioclásio tem conformação irregular, aparecendo em cristais esqueléticos, corroídos pela mesóstasis.

O ferromagnesiano presente nos andesitos é clinopiroxênio (augita ?). É idiomórfico ou hipidiomórfico, incolor, freqüentemente maclado segundo (100). Está, às vezes, alterado a epidoto, calcita e clorita.

O quartzo raras vezes constitui fenocristais, geralmente corroídos, com engolfamentos provocados pela matriz. Na matriz é observado freqüentemente em cristais irregulares xenomórficos. Aparece também preenchendo cavidades e amígdalas. A presença de quartzo em fenocristais, bem como na mesóstasis, caracteriza uma tendência a dacitos (M o r h o u s e, 1959:187 e 190).

Os acessórios mais freqüentes são minerais opacos, que aparecem principalmente na matriz, e apatita, além de quartzo.

Os minerais secundários usuais são clorita, quartzo, pistacita, clinzoisita, hematita cercando opacos, calcita e sericita. Em uma das amostras coletadas, a rocha foi inteiramente substituída por uma massa constituída por um mineral da série clinzoisita-pistacita, associado a clorita, opacos e quartzo. Nessa rocha (epidósoito ?) observam-se amígdalas preenchidas com quartzo, que cristalizou em mosaico sobre um fundo atapetado com cristais bem formados de epidoto.

Rochas hipabissais de composição semelhante às dos derrames andesíticos (e dacíticos) foram encontrados esporadicamente. Não foram representados no mapa geológico por serem de possança insuficiente e porque geralmente, não foi possível definir o rumo dos diques. Trata-se de biotita dacitos, augita andesitos, às vezes inten-

samente alterados, apresentando plagioclásio saussuritizado e ferromagnesianos substituídos por pistacita, clorita, calcita e anfibólios.

c) — Idade e Correlação

A idade da Formação Guaratubinha é ainda desconhecida, e pode sómente ser inferida por comparação com os grupos Castro e Itajaí. No sítio geográfico onde a formação ocorre, pode sómente ser estabelecido que ela é posterior aos migmatitos e granitos pré-cambrianos, sobre os quais repousa em discordância angular, e anterior aos diques de diabásio pelos quais é seccionada em rumo noroeste-sudeste. Os diabásios estão relacionados aos extensos lençóis de lavas toleíticas da Bacia do Paraná, os quais, de acordo com Almeida et al., (1966:182) são de idade cretácea ou jurássico-cretácea. Já os migmatitos e granitos pertencem aparentemente a um cinturão orogênico que se estende desde o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul. O referido cinturão, denominado Geossinclínio Paraíba (H. Ebert, apud Almeida, 1964) esteve ativo entre 600-400 milhões de anos atrás (Cordani et al., 1967). As rochas vulcânicas ácidas do Brasil Meridional foram datadas em 400-500 m.a. (Leinz e Cordani, informação verbal) e representam, portanto os estágios finais da evolução do geossinclínio. As vulcânicas da Formação Guaratubinha ainda não foram datadas, mas, provavelmente são também do fecho do mesmo ciclo geossinclinal. Litologicamente, a Formação Guaratubinha pode, sem reservas, ser comparada ao Grupo Castro, embora, sejam pouco conhecidas sua estrutura e estratigrafia.

Por outro lado, a região de afloramento da Formação Guaratubinha é relativamente próxima da área de ocorrência das rochas riolíticas de Campo Alegre e vizinhanças, descritas por Almeida (1949:103) e que o mesmo autor comparou aos riolitos ocorrentes no vale do Itajaí-Açu (Grupo Itajaí) e na região de Castro (Grupo Castro). Maack (1961:39) refere-se também a lençóis riolíticos aflorantes na região limítrofe entre Paraná (Agudos do Sul-Campestre) e Santa Catarina (Oxford-Campo Alegre-Serra São Miguel), a oeste da serra do Mar. Afirma Maack que êsses riolitos estão em finos estratos entre sedimentos arenosos e xistos finamente laminados. O conjunto apresenta-se suavemente dobrado e repousa em discordância angular sobre gnaisses e quartzitos. Segundo Maack (1961) essas rochas são provavelmente equivalentes ao Grupo Itajaí. O mesmo autor compara-os também às vulcânicas de Castro, referindo-as como sendo possivelmente da mesma idade.

Aparentemente, a Formação Guaratubinha corresponde às ro-

chas vulcânicas e sedimentares de Agudos do Sul-Campestre e Oxford-Campo Alegre-serra São Miguel, e pode mesmo ter havido uma continuidade física entre essas ocorrências em tempos pretéritos. Dessa forma, é fortemente sugerida a equivalência de Guaratubinha com o Grupo Itajaí, bem como é válida a hipótese de correlação com o Grupo Castro. Embora as manifestações de vulcanismo ácido nas regiões de Castro-Pirai do Sul, serra do Mar e vale do Itajaí-Açu, possam deixar de ter sido rigorosamente sincrônicas, é fato quase fôr de dúvida que sejam tôdas resultantes de magmatismo tardio nos estágios finais da evolução do Geossinclínio Paraíba. Apesar de esporádicas evidências de dobramentos suaves e metamorfismo incipiente, à época do vulcanismo e da sedimentação associada predominava o tectonismo em fase rígida, que produziu falhamentos e fraturas regionais, originado fossas tectônicas que se tornaram sítio de deposição de espessos pacotes de sedimentos clásticos.

Em conseqüência, pode-se admitir a Formação Guaratubinha como sendo pré-devoniana, ou seja, eopaleozóica.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de — 1949 — Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil. Miner. Metal. 14 (82):101-103 — Rio de Janeiro.
- — 1964 — Os fundamentos geológicos. "In Azevedo, A., Brasil, a terra e o homem. V.I. — As bases físicas": 55-133 — São Paulo.
- AMARAL, G. et alii — 1966 — Potassium argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta, 30:159-189 — Belfast.
- BARBOSA, O. — 1957 — Observações e comparações sobre algumas ocorrências vulcânicas no Peru, no México e no Brasil. D.N.P.M., Div. Geol. Mineral., B. 167, 43 p. — Rio de Janeiro.
- COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ — 1967 — Fóliha Geológica de São José dos Pinhais. Curitiba, CCGP, escala 1:50.000 (quadrícula XXIV-12).
- CORDANI, U.G., MELCHER, G.C. & ALMEIDA, F.F.M. — 1967 — Outline of the Precambrian geochronology of South America. In: Burwash, R.A. & Morton, R.D., ed. Geochronology of Precambrian stratified rocks. Conference held in the Department of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada, June 1967, Abstracts of papers. [Abstract].
- LEINZ, V. — 1937 — Paisanito com hastingsita de Curitiba, Paraná. Miner. Metal. 2 (10):273-275 — Rio de Janeiro.
- MAACK, R. — 1947 — Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arq. Biol. Technol. 2:63-154 — Curitiba.
- — 1961 — Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas. B. Univ. Paraná, Inst. Geol., Geol. 4, 52 p. — Curitiba.
- MOORHOUSE, W.W. — 1959 — The study of rocks in thin section. New York, Harper & Brothers, 514 p.
- OLIVEIRA, E.P. — 1927 — Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geol. Mineral. Brasil. Monografia 6, 172 p. — Rio de Janeiro.
- TREIN, E., & FUCK, R.A. — 1967 — O Grupo Castro. B. Paran. Geosci. (23/25). — Curitiba. (22/25). — Curitiba.