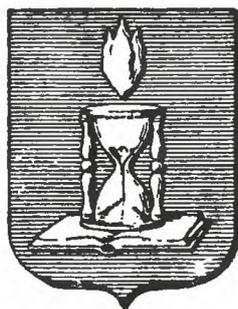


UNIVERSIDADE DE S. PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

BOLETIM XLIX

MINERALOGIA

N.º 7



S. PAULO — BRASIL
1945.

Os Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo são editados pelos Departamentos das suas diversas secções.

Toda correspondência deverá ser dirigida para o Departamento respectivo da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - Caixa Postal 105-B, S. Paulo, Brasil.

The "Boletins da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de S. Paulo" are edited by the different departments of the Faculty.

All correspondence should be addressed to the Department concerned, Caixa Postal 105-B, São Paulo, Brasil.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Reitor:

Prof. Dr. Jorge Americano

Diretor da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras:

Prof. Dr. André Dreyfus

Cadeira de Mineralogia e Petrografia: -

Professor:

Eng.º Reynaldo Saldanha

Professor interino:

Dr. Ruy Ribeiro Franco

Assistentes:

Dr. William G. R. Camargo

Lic.º Walter Loewenstein

Estagiário:

Licenciando José M. V. Coutinho

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, CIÊNCIAS E LETRAS

BOLETIM XLIX

MINERALOGIA

N.º 7

índice geral

	Pág.
Franco, R. R. — Minerais de zircônio na região de Poços de Caldas, Minas Gerais	7
Camargo, W. G. Rolim de, — Sobre a gênese de uma jazida de molibdenita do Rio Grande do Sul	31
Camargo, W. G. Rolim de, — Morfologia da wulfenita de Itapirapuan, S. Paulo	75
Coutinho, J. M. Viana, — Sobre um topázio de Arassuaí, Minas Gerais	79

SÃO PAULO — BRASIL
1945



HOMENAGEM

ao Prof. Major Reynaldo Ramos de Saldanha da Gama,
Diretor do Departamento de Mineralogia e Petrografia da
Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade
de São Paulo, oficial da Força Expedicionária Brasileira em
operações de guerra na Itália.

MINERAIS DE ZIRCÔNIO NA REGIÃO DE POÇOS DE CALDAS, MINAS GERAIS

Ruy Ribeiro Franco

Índice

	Pág.
1. Introdução	7
2. Trabalhos anteriores	9
3. Morfologia	13
a) Tipos de cristais de zirconita	13
b) “Favas” e material fibro-radiado	17
c) Material de associação (caldasito)	21
4. Problema da gênese	24
5. Summary and Conclusions	26
6. Bibliografia	27

MINERAIS DE ZIRCÔNIO NA REGIÃO DE POÇOS DE CALDAS, MINAS GERAIS

Ruy Ribeiro Franco

(18 desenhos e 1 fotografia no texto)

1. Introdução

O material utilizado neste estudo morfológico-genético foi obtido, não somente em excursões realizadas na região de Cascata, Pocinhos do Rio Verde e áreas circunvizinhas, mas também nas amostras existentes no Museu do nosso Departamento e material cedido por terceiros.



Mapa do Brasil, vendo-se, no Estado de Minas Gerais, a área onde ocorrem os depósitos de minerais de zircônio.

O material provém, na sua quase totalidade, dos seguintes pontos da área mineralizada: Córrego do Quartel, Serrote, Quirinos e Triângulo na área de Cascata; Campinas, Pouso Alegre, Campo do Alemão ou Taquarí, Coqueiro e Retiro dos Coqueiros nas áreas de Parreiras e Pocinhos do Rio Verde.

Os trabalhos de campo foram realizados nos períodos de férias dos anos de 1942 e 1943 e completados pelas observações de laboratório no ano de 1944.

Embora muitos trabalhos já tenham sido publicados sobre a região acima citada muito pouco foi escrito sobre a morfologia dos minerais de zircônio. Nossa maior preocupação foi o estudo dos principais hábitos e formações dos minerais que aí ocorrem. Dê-se estudo procuraremos tirar algumas conclusões sobre o problema da gênese dos minerais aludidos, embora este já tenha sido tratado em muitos dos trabalhos abaixo referidos.

Dado o interesse econômico, mineralógico-petrográfico e geológico da região, onde predominam as jazidas e depósitos primários e secundários de silicatos e óxidos de zircônio, tem sido ela amplamente estudada por autores brasileiros e estrangeiros. Merecem ser citados os trabalhos de Orville E. Derby (5); Jordano da Costa Machado (13); Dom P. A. von Sachsen Coburg (16); Eugen Hussak (11); E. Hussak e J. Reitinger (12); Ruy de Lima e Silva (17); Djalma Guimarães (9), (10); Octávio Barbosa (1), (2); Caio P. Guimarães (8); Emilio A. Teixeira (18); Ruy O. de Freitas (6) e Avelino I. de Oliveira e Othon H. Leonardos (14).

Antes de apresentarmos os resultados de nossas observações, seja-nos permitido passar em revista, resumidamente, alguns dos trabalhos já publicados anteriormente e que dizem respeito aos minerais de zircônio.

Ainda, neste sentido, desejamos esclarecer, com referência aos minerais de zircônio da região estudada, alguma coisa sobre a nomenclatura existente:

Brasilita.

(1) Nome usado comercialmente, desde 1884, para uma rocha contendo óleo e existente na Bahia. (L. Fletcher, *Mineralogical Magazine*, 1893, vol. X, p. 160).

(2) E. Hussak, 1892 (primeira lista) sinónimo de baddeleita, óxido de zircônio, monoclinico, ZrO_2 .

(3) Nome usado comercialmente desde 1916 para o óxido de zircônio fibroso, mamelonar, o qual é, talvez, diferente da baddeleita (H. C. Meyer, *Mineralogical Footnote-Notes*, Philadelphia, March 1917, p. 2; W. T. Schaller, *ibid.*, March 1918, p. 2; E. H. Rodd, *Journ. Soc. Chem. Industry*, 1918, vol. XXXVII, p. 213 R).

Caldasito.

O. A. Derby em T. H. Lee, 1917. *Revista Soc. Brasileira Sc.* N. 1, p. 31; *Amer. Journ. Sci.*, 1919, vol. XLVII, p. 126. Minério de zircônio ou massa mineral constituída principalmente de baddeleita ou uma mistura de zirconita e orvilita do distrito de Poços de Caldas, Minas Gerais, Brasil.

Orvilita.

T. H. Lee, 1917. *Revista Soc. Brasileira de Sci.*, N. 1, p. 31; *Amer. Journ. Sci.*, 1919, vol. XLVII, p. 126; *Chem. News*, 1919,

vol. CXVIII, p. 125. Silicato hidratado de zircônio, $8 \text{ZrO}_2 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot .5\text{H}_2\text{O}$, que ocorre com a zirconita em uma variedade de minério de zircônio (veja Caldasito e Zirkita) do distrito de Poços de Caldas, Brasil. Trata-se evidentemente de uma alteração da zirconita semelhante a outras já descritas sob vários nomes.

Zirkita.

Monthly Price List. Foote Mineral Company, Philadelphia, September 1916, p. 26; November 1916, p. 29; Mineral Foote-Notes, March 1917, p. 2. Nome comercial para um minério de zircônio do Brasil contendo 73-97 % ZrO_2 .

A zirkita parece ser mistura mecânica de baddeleita, zirconita e orvilita. Inclue as "favas" de óxido de zircônio descritas por E. Hussak (11) em 1899 e as grandes massas mamelonares de estrutura fibro-radiada descritas por E. Hussak e J. Reitinger (12) em 1903; as fibras são consideradas como uma possível modificação do óxido de zircônio, distinto da baddeleita.

Zirkelita — $(\text{Ca,Fe}) (\text{Zr, Ti, Th})_2\text{O}_5$, mineral de hábito octaédrico encontrado com a baddeleita no magnetita-piroxenito decomposto de Jacupiranga, São Paulo, Brasil.

Embora não tenhamos conseguido determinar com toda a segurança o caráter rômbo das fibras de óxido de zircônio, o que equivaleria a existência de uma fase heteromorfa da baddeleita, usaremos êsse nome toda a vez que ao óxido de zircônio fizermos referência.

2. Trabalhos anteriores

Orville E. Derby (5) embora não tenha dedicado grande atenção ao problema dos minerais de zircônio e sim ao estudo das rochas que ocorrem na região de Poços de Caldas, faz, no fim do trabalho, referência aos belos e grandes cristais de zircônio da região de Parreiras (Caldas), despertando a suspeita que o zircônio-sienito ou uma variedade zirconífera de foiaito, pode aparecer naquela paragem. A seu tempo Derby reconhecia que em nenhum foiaito até então encontrado no Brasil fôra reconhecida a presença de zirconita.

Jordano Machado (13) em sua magnífica tese sôbre o Planalto de Poços de Caldas, trata de maneira pormenorizada, as principais rochas que ocorrem na região de Caldas e regiões circunvizinhas

Para êsse Autor, o platô acima referido originou-se mediante a formação de massiços de sienitos de idade muito antiga, ocorrida no período silúrico, talvez mesmo no pré-silúrico. Seja-nos

permitido fazer aqui ligeira referência ao fato de Jordano Machado já mencionar trabalhos de Derby, como o primeiro descobridor dos sienitos no Brasil, em Cabo Frio e ilhas existentes ao norte do Rio de Janeiro, assim como em outros pontos desta província.

Descrevendo as rochas da região de Poços de Caldas determinou os seguintes minerais: ortoclásio, nefelina, augita, titanita, melanita (mineral que se conta entre as raridades), sodalita (moderadamente rara), variedade de mica magnésiana, cancrinita.

Cita ainda a presença de epidoto, grãos de magnetita, calcita, apatita, hauyna, noseana, wollastonita, biotita, lavenita, eucolita — Machado diz ter ficado surpreso por não ter conseguido demonstrar o ZrO_2 quantitativamente quando analisou rochas portadoras de lavenita, obtendo apenas reação muito nitida para ZrO_2 , segundo o método de Hermann.

Von Sachsen-Coburg (16) estudou pormenorizadamente algumas formas. Assim, êle descreve as formas $\{111\}$, $\{110\}$, $\{100\}$, para os cristais de zirconita, de tamanhos variados, que se encontram soltos nas areias do Rio Verdinho. Essas formas acham-se comumente associadas, formando cristais de dois “habitus” principais — o piramidal e o prismático. Êsse Autor mostra as relações de origem, entre os depósitos zirconíferos da área de Poços de Caldas e os depósitos da Noruega, local onde ocorrem, também, augita-nefelina-sienitos. Estuda ainda a estrutura zonada dos cristais de zirconita; as anomalias óticas em secções normais ao eixo ótico e finalmente a questão da geminação polissintética, como no rutilio, responsável pelas anomalias óticas. Não faz, contudo, referência alguma ao problema da gênese dos minerais de zircônio.

Hussak (11) cita a ocorrência, nas areias do Rio Verdinho, de cristais octaédricos (bipiramidais), castanho-escuros medindo até três centímetros, associados aos satélites do diamante, rutilio, ilmenita, turmalina, favas, etc. Hussak, em companhia de Derby, diz ter encontrado a rocha matriz do zircônio, quando examinando um augita-sienito decomposto, encontrou muitas centenas de cristais de zirconita intemperizados. Confessa, contudo, não ter podido encontrar a rocha matriz com os cristais de zirconita. Descreve, a seguir, as favas de coloração cinzento-escuras, pretas, raramente castanho-avermelhadas, muito semelhantes às favas de rutilio, mas de peso específico muito superior. A análise destas favas evidenciou, ao exame químico, alto valor em óxido de zircônio (97 %).

As favas exibem, superficialmente, estruturas fibro-radiadas, enquanto, no interior, mostram estrutura compacta, densa e microcristalina e côres de interferência muito alta quando examinadas em lâminas delgadas. São, na maioria das vezes, de estru-

tura concêntrica, fazendo lembrar algumas variedades de calcedônia e jaspe.

Geneticamente, Hussak admite que estas favas são um produto secundário de decomposição da zirconita, o qual seria, com a máxima verosimilhança, o mineral de zircônio primário. A zirconita se transformaria pela perda de SiO_2 no óxido de zircônio das favas, fato êste semelhante à malaconização. Êsse Autor prefere admitir esta hipótese para explicar a origem das favas de zircônio do que admitir a dos minerais zirconíferos, (lavenita, rosenbuschita, eudialita, etc.), de resto tão raros nos maciços augito-sieníticos encontrados na região.

Hussak e Reitinger (12) que estudaram pormenorizadamente um maior número de favas, chegaram à conclusão de que o teor em SiO_2 dessas favas variava entre limites amplos, o que, indubitavelmente, falava em favor da hipótese de que as favas de zircônio teriam sua origem a partir da zirconita. Mostram êles que o teor em sílica varia de 2 a 15,5 % em numerosas análises químicas.

Nêsse sentido, considerando a variação do teor em sílica das favas, parece confirmada a suposição já externada por Hussak (11) de que estas favas são um produto de decomposição dos cristais grandes de zircônio tão frequentes exatamente na serra citada, isto é, nos augita-sienitos decompostos, embora até aqui não se tenha observado decomposição tão extensa na zirconita.

Hussak e Reitinger (12), estudando, no fim do trabalho referido, as favas de óxido de zircônio quase puras, descrevem-nas como formações de estrutura fibro-radiada que, quando fragmentadas, se rompem em pedaços poliédricos, de superfícies lisas e com faces aparentes. A superfície está modificada, formando uma camada delgada, verrucosa, essencialmente mamelonar, recordando as limonitas e minérios de manganês de Antonio Pereira (M. G.) e Burnier (M. G.), respectivamente. Distinguem-se umas das outras pelo alto pêso específico das favas de óxido de zircônio.

Êsses dois Autores mostram, contudo, que estas crostas de óxido de zircônio, consistindo de mais de 97 % de ZrO_2 , nada têm a ver, porém, com a baddeleita descrita por Hussak no jacupiranguito, rocha existente na região de Jacupiranga, S. Paulo.

As crostas de óxido de zircônio de estrutura fibrosa, radial, assentam-se quase sempre, em primeiro lugar, sobre u'a massa microcristalina, muitas vezes de cor cinzento-esverdeada escura que consiste igualmente de óxido de zircônio cinzento-escuro.

Finalmente os Autores citados concluem, por numerosos estudos óticos, que as favas de óxido de zircônio representam uma nova *modificação do óxido de zircônio natural*, não podendo ser interpretadas como baddeleita fibrosa.

Ruy de Lima e Silva (17) referindo-se aos depósitos de minério de zircônio da região, focaliza, além da localização, a importância, a exploração, a constituição e aplicações dos minérios, a questão da gênese. Para êsse Autor que considerou a constituição geológica e o modo de aparecimento do minério, êste ter-se-ia originado de uma concentração magmática de silicato de zircônio nas rochas nefelínicas da região. Posteriormente, pela ação do metasomatismo, ter-se-ia verificado a formação dos óxidos no minério complexo denominado "caldasito" por O. Derby.

Djalma Guimarães (9) citando as favas de óxido de zircônio diz que são nódulos de *baddeleita*, frequentemente fibro-radiada e de forma botrioidal. Estudando as massas de caldasito (formações compostas essencialmente de óxido e silicato de zircônio) descreve-as como massas de estrutura filoniana, encravadas em rochas.

Além disso, a forma botrioidal de pequenas massas ou crostas de *baddeleita* sugere processo hidrotermal de formação em temperatura elevada e meio oxidante.

Guimarães (9) cita, ainda, que o caldasito seria o produto de metamorfismo hidrotermal que provocou fenômeno metasomático nas rochas nefelínicas.

Octavio Barbosa (2) fazendo referência às jazidas de minério de zircônio da região de Poços de Caldas (jazida de Cascata) diz que o minério é encontrado sob forma de veios em rochas nefelínicas muito decompostas. Conclue que todo o zircônio provém da alteração de rochas nefelínicas, quer fonolitos, quer foiaitos e ainda mais, em todas as jazidas ou proximidades encontra-se rocha fresca com piroxênios zirconíferos.

Estudando os veios de minério de zircônio descreve sua forma, direção, posição e composição.

Quanto à origem do minério de zircônio, êsse Autor nega a hipótese aventada pelo Sr. Vogel — hipótese segundo a qual o minério originar-se-ia por ação de intemperismo comum. Para O. Barbosa, o minério de zircônio teria começado sua formação logo após o último derrame de lavas fonolíticas ricas de soluções ácidas e alcalinas. Evoca a ação das soluções ácidas sobre os minerais zirconíferos e, ainda, talvez, na zirconita dos veios. Com as soluções alcalinas dar-se-ia a precipitação do óxido de zircônio. Êste seria, parte fibro-radiada e parte amorfa. Admite, da análise de algumas amostras, que o óxido de zircônio e o ortossilicato do mesmo elemento se tenham formado ao mesmo tempo, sendo ambos de origem primária.

Finalmente, sugere que o óxido de zircônio botrioidal é ortorrômbico, podendo ser uma espécie mineralógica nova, o ZrO_2 dimorfo. Nesse particular, pedimos a atenção dos leitores para o final do trabalho de Hussak e Reitinger (12).

Emilio A. Teixeira (18), estudioso da região, já publicou inúmeros trabalhos sobre a ocorrência dos minerais de zircônio, tratando do assunto, não somente sob o ponto de vista da gênese dos minerais, da descrição das diversas jazidas mas também do valor econômico e utilização dos minerais acima referidos.

Referindo-se às rochas da área mineralizada classifica-as como maciços, principalmente nefelínicos, representados por fonolitos, foiaitos e tinguaitos. Descrevendo estas formações considera-as como formando diques “sills flows” e “stocks”.

Esse Autor dá a seguir, descrição pormenorizada das principais ocorrências de minerais de zircônio, considerando-as, finalmente, como as únicas no mundo com aqueles característicos. O minério, representado por depósitos filonianos, aluvionais e eluvionais, classifica-se em quatro tipos principais — “favas” (minério aluvionar), “Compacto” (minério aluvionar e caldasito), “Minério de baixo teor” (cinzento friável) e “Mixto” (minério do Campo do Alemão).

Tratando da gênese, classifica os depósitos como sendo de origem hidrotermal. As rochas nefelínicas da região teriam sido atacadas por soluções alcalinas, após o período eruptivo, com dissolução do zircônio encontrado nos piroxênios zirconíferos (eudialita, rosenbuschita, lavenita) e posterior deposição nas fraturas então existentes.

3. Morfologia

a) Tipos de cristais de zirconita

O material por nós estudado se apresenta sob forma bem variada. Analisaremos em primeiro lugar os cristais de zirconita que, muito comumente, se apresentam idiomorfos e de tamanhos os mais variados — desde os de tamanho microscópico aos de 4 cm de largura. Apresentam-se ora isolados ora formando agrupamentos irregulares e, às vezes, agrupamentos paralelos.

Vistos em luz refletida são de cor castanho-escura, castanho-avermelhada, verde, castanho-esverdeada, ligeiramente esverdeados e, na maioria das vezes de brilho adamantino. Muitos há que se mostram coloridos diversamente com regiões verdes e vermelhas. Quando examinados em luz transmitida se tornam fortemente coloridos. Nas faces de clivagem (110), quando os cristais são polidos, a maior parte deles mostra-se fortemente zonados (fig. 1). As zonas, bem numerosas e de espessuras variáveis, mostram-se bem unidas. Nestas mesmas faces o cristal exhibe, em luz refle-

tida, cores de iridescência diferentes. Interiormente mostram-se fraturados e algumas vezes ricos de cavidades.

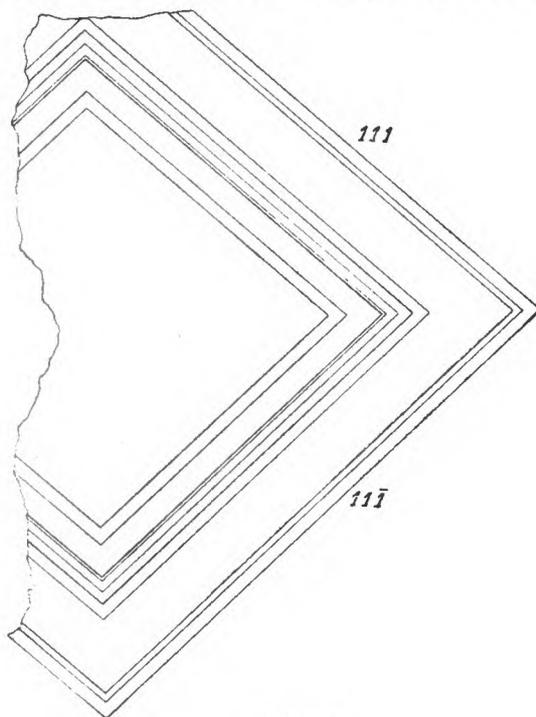


Fig. 1

O hábito mais comum é o pirâmidal. Com este hábito os cristais podem ser simples $\{111\}$ (figs. 2, 7) ou mostram as combinações seguintes: $\{111\}$ e $\{100\}$ às vezes igualmente desenvol-

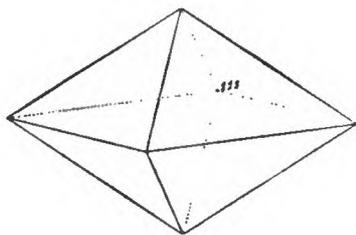


Fig. 2

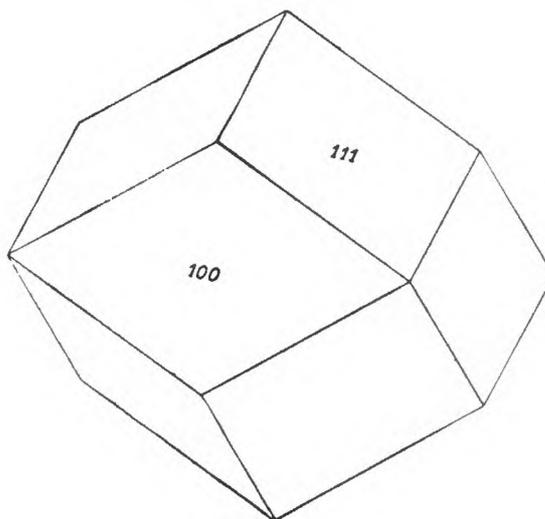


Fig. 3

Cristal de zirconita com habitus rombododecaédrico.

vidas, o que dá ao cristal, perfeita semelhança a um rombododecaédro (fig. 3); $\{111\}$ e $\{100\}$ com maior desenvolvimento da for-

ma $\{111\}$ (fig. 4); $\{111\}$, $\{110\}$ e $\{100\}$ — a combinação mais comum entre os cristais da região (fig. 5); $\{111\}$, $\{110\}$, $\{100\}$ e $\{311\}$ menos comum (fig. 6). Os cristais de aspecto rombododecaédrico foram encontrados na jazida do Campo do Alemão (Taquari). São verdes e se encontram juntamente, com massas de

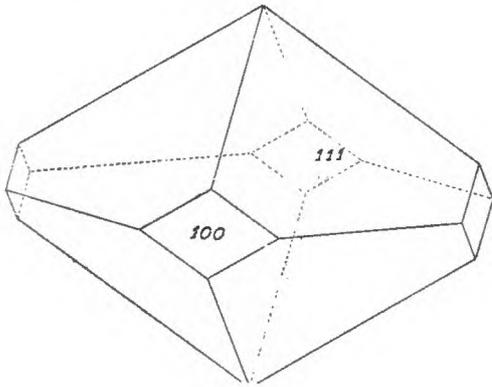


Fig. 4

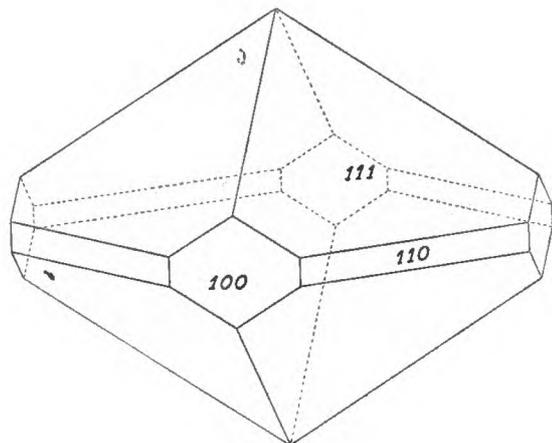


Fig. 5

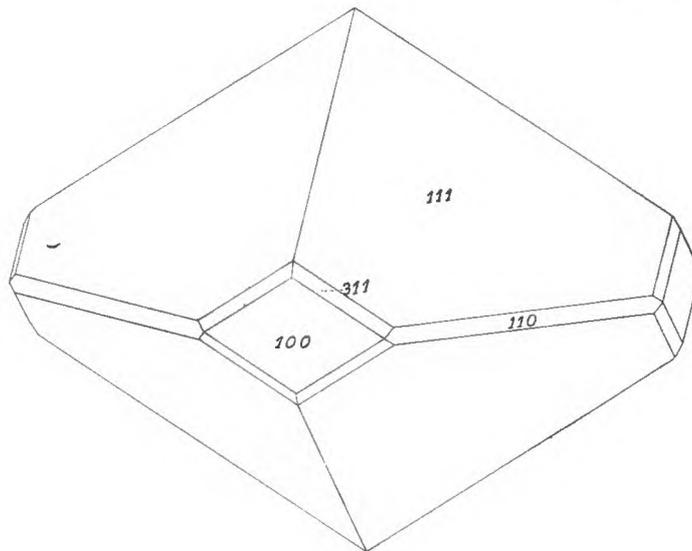


Fig. 6

silicatos de zircônio microcristalina em filões de espessuras variadas.

A fig. 7 representa o maior cristal que tivemos a oportunidade de estudar. Pertence ao Museu de Mineralogia da Escola Politécnica do Rio de Janeiro. Mede aproximadamente 4.5 (quatro e cinco) centímetros de aresta (111 / $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) e exibe numerosíssimas reintrâncias triangulares (figuras de corrosão) dispostas regularmente como se pode ver na figura mencionada. Suas faces são, ainda, muito estriadas.

Finalmente, a fig. 8 mostra-nos um cristal bem original. Trata-se de um crescimento paralelo onde os dois cristais são per-

feitamente isorientados (12) e mostram as mesmas combinações de formas. Este exemplar mede 1,9 cm segundo o eixo de "z".

Os cristais de coloração verde são, geralmente, os mais límpidos, os menos opacos e suas superfícies são lisas e perfeitas. Têm

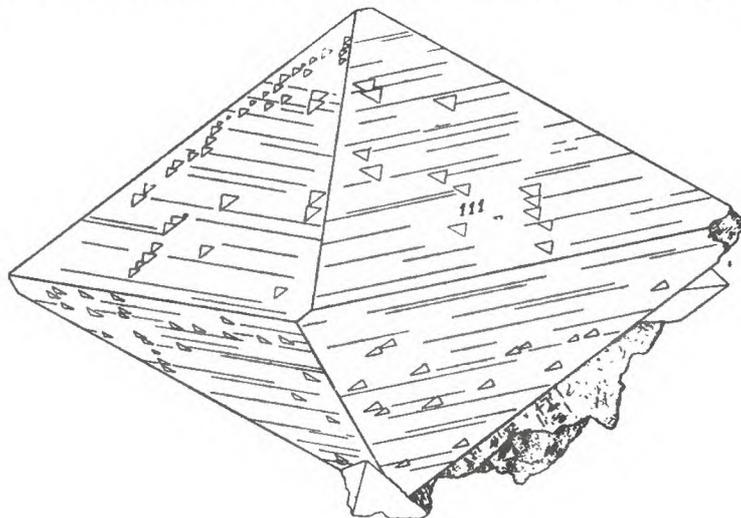


Fig. 7

Notar o **habitus** b'ipiramidal, as figuras de corrosão triangulares e as estrias. Cristal encontrado nas arcias do Rio Verdinho (M. Gerais).

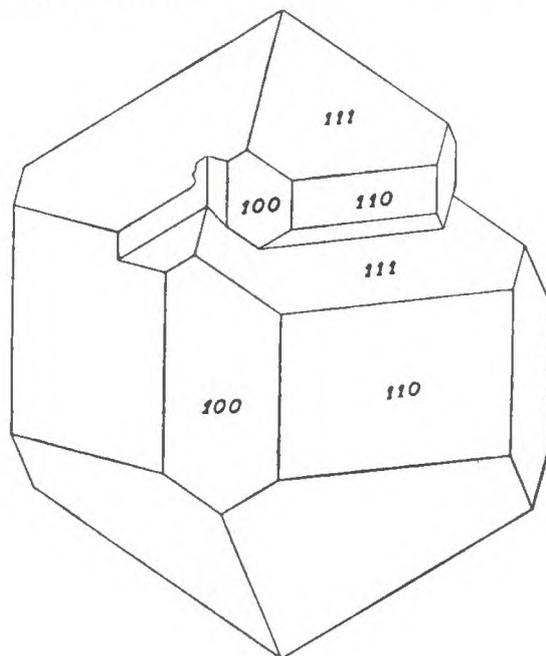


Fig. 8

sido usados como pedras semi-preciosas.

Não existem cristais geminados.

Os hábitos dos cristais de zirconita da área por nós estudada diferem, fundamentalmente, dos cristais de zirconita que se encontram associados à ilmenita, à monazita, à magnetita e outros minerais, das praias dos Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo,

Bahia e S. Paulo. Aqui, são êles de tamanho milimétrico e absolutamente incolores. Contudo, como os primeiros, reagem de igual maneira à luz ultra-violeta e são, ainda, de hábitos prismáticos, em sua quase totalidade.

Ôticamente os cristais da área de Poços de Caldas se comportam ora como cristais uniaxiais normais, ora como substâncias biaxiais, evidentemente, por efeito de anomalias. Algumas lâminas de variedades fortemente coloridas exibem pleocroísmo. Os cristais, qualquer que seja seu hábito ou côr, são fortemente birrefringentes.

b) “Favas” e material fibro-radiado

Embora E. Hussak (11), Hussak e Reitinger (12), E. A. Teixeira (18), O. Barbosa (2) e D. Guimarães (9) e outros tenham estudado minuciosamente a composição química das “favas” de zircônio, a estrutura fibro-radiada de suas camadas, sua semelhança com as calcedônias e jaspes, o seu pêsso específico e côr,

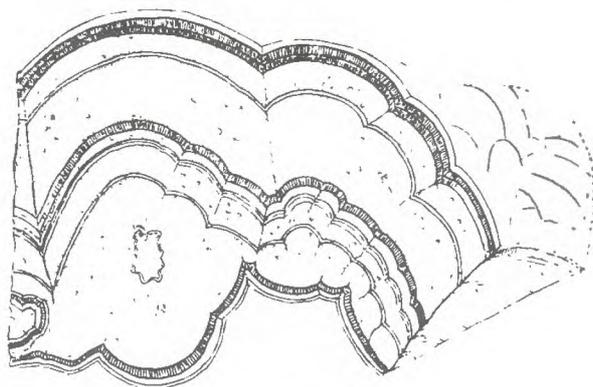


Fig. 9

as suas propriedades óticas e a sua gênese, procuraremos aqui, traçar em linhas gerais os resultados por nós obtidos do estudo desse material “sui generis”.

As figuras que se seguem, (9, 10, 11 e 12), nos dão idéia perfeita da estrutura das “favas” e do material fibro-radiado. Muitas “favas” lembram, perfeitamente, massas mamelonares ou botrioidais de limonita, hematita e minérios de manganês. Como já foi mencionado várias vezes, êste material, sob forma mamelonar ou botrioidal, tem estrutura fibrosa ou sub-fibrosa; também maciça ou concrecionada e não raro, aspecto terroso. Sua dureza varia consideravelmente.

A figura 9 corresponde a uma secção através de uma “fava” botrioidal. Vêm-se, facilmente, as camadas de estrutura fibrosa que se repetem várias vezes dando-nos idéia de uma formação que se originou por processo tipicamente hidrotermal. Entre as

camadas estreitas, concêntricas se localiza um material microcristalino, que com dificuldade se pode resolver ao microscópio.

A figura 10 mostra “fava” negra de estrutura tipicamente mamelonar. Algumas elevações que se acham cortadas mostram, claramente, a estrutura fibrosa.

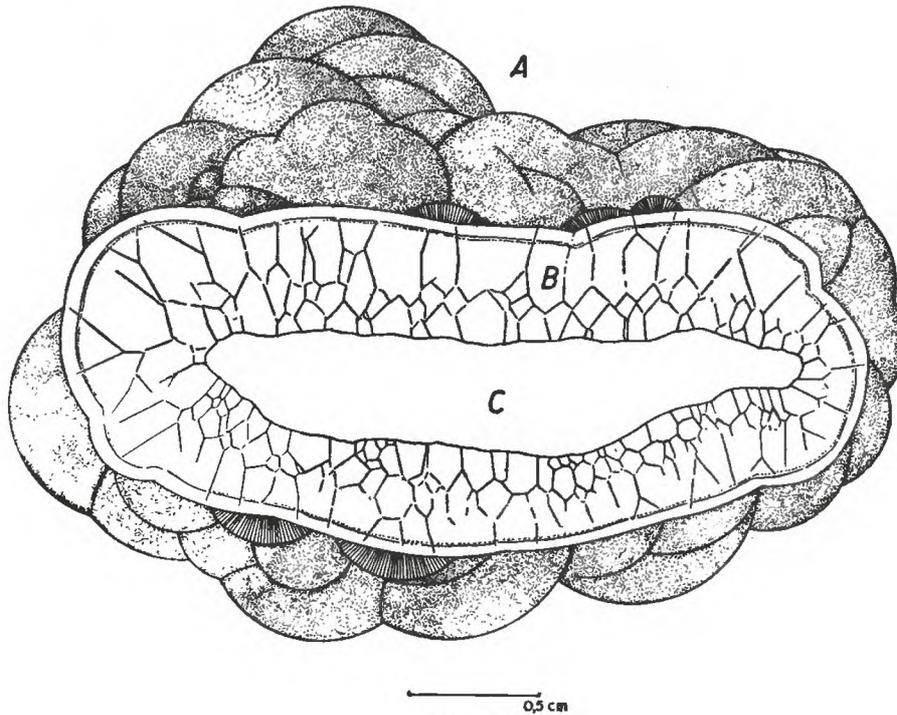


Fig. 10

“Fava” mamelonar, reniforme, comum nos depósitos aluvionais dos campos de Serrote, Cascata (São Paulo).

Aí, pode verificar-se que, abaixo das saliências, aparece um material não fibroso que se fragmenta em pedaços de faces planas (poliédricas) (B); finalmente na parte mais central (C) vê-se uma região maciça, microcristalina que geralmente ocupa a maior parte das “favas”.

Este é o aspeto mais comum destas formações.

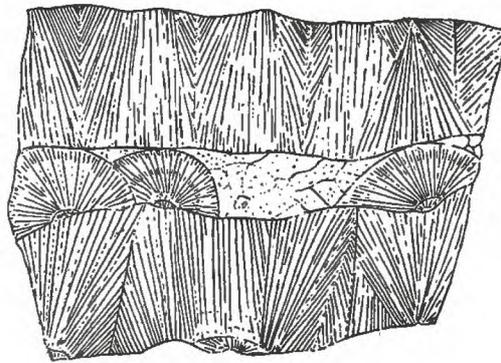
As fibras, quando examinadas ao microscópio, mostram cores de interferência muito altas e exibem extinção reta.

Do exame microscópico de algumas lâminas delgadas pudemos verificar que as fibras, isoladamente, mostram típico caráter biaxial. Verificámos, ainda, que a figura de interferência mostra, embora com grande dificuldade, a bisetritz aguda normal ao comprimento do cristal acicular.

Nêsse particular peço a atenção dos leitores para o trabalho de Hussak e Reitinger (12).

A fig. 11 mostra-nos duas camadas fibro-radiadas, sob forma de leque, encaixando uma série de concreções globóides da mes-

ma estrutura. Entre essas concreções vêm-se massas informes de zirconita. Este é um aspecto muito comum entre as “favas” e o material fibro-radiado (baddeleita).



1cm

Fig. 11

Jazida do Serrote, (São Paulo).

A fig. 12 uma das mais curiosas formações fibro-radiadas, mostra-nos secção de um corpo globóide radiado (B), recoberto (A) por cristais de zirconita, idiomorfos, que se implantam na parte periférica.

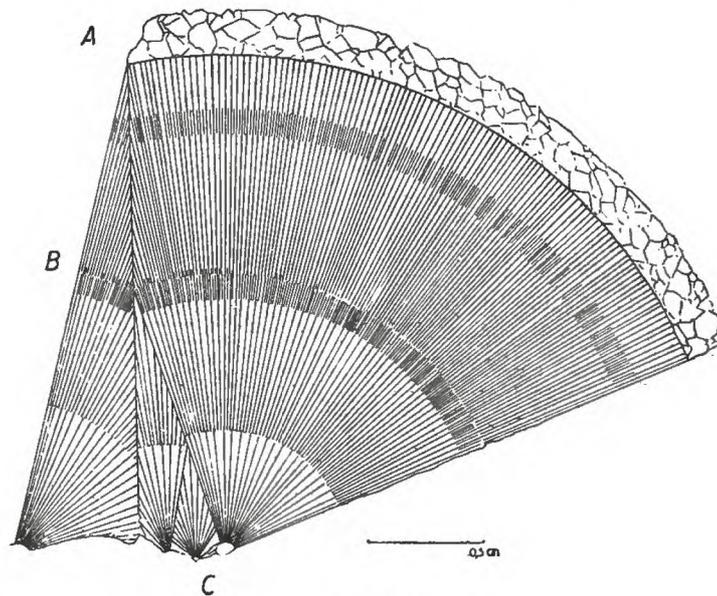


Fig. 12

Nessa amostra, os cristais aciculares já se mostram alterados parcialmente e com coloração esbranquiçada.

Esta curiosa formação foi encontrada cêrca de 17 Km de Poços de Caldas na estrada para Parreiras (Caldas). Acha-se em estreito filão, rico de geôdos e cavidades, encaixado em rocha nefelínica profundamente alterada. Do exame dêsse material che-

gámos à conclusão que o óxido de zircônio fibroso-radial se cristalizou primeiro, a partir das paredes dos geòdos e do estreito filão e, posteriormente, na luz de tais formações, se precipitou o ortossilicato de zircônio sob a forma de zirconita idiomorfa.

Pudemos verificar ainda que o material fibro-radiado parece ter sofrido profunda alteração. Encontrámos este material formando massas mamelonares compactas e escuras, difícil de serem fragmentadas com o martelo; massas menos coerentes mais claras (fig. 12) onde se pode, ainda, destacar os cristais aciculares, e finalmente massas terrosas, friáveis, brancas, de consistência de caolim, onde as fibras já não mostram consistência alguma. Entre estas três formas encontrámos todos os estádios intermediários de alteração. Aqui, durante a decomposição do material compacto, escuro, a perda da coloração é devida, muito provavelmente, à lixiviação do ferro e manganês, elementos encontrados juntamente com o óxido de zircônio do material fibro-radiado e nas favas.

Outro característico das favas compactas e escuras é o da exfoliação mecânica superficial. Verifica-se aqui a separação de lâminas de espessura uniforme em torno de cada mamelão ou verrugosidade como se fossem as camadas de um bulbo de ce-



Fot. 1

Massa de óxido de zircônio de estrutura fibro-radiada mamelonar e concrecionada. Notar as camadas de exfoliação. Jazida Serrote, Cascata, São Paulo.
($\frac{1}{2}$ do natural)

bola. Estas lâminas, que se desagregam, são de coloração diversa da do resto do material -- são mais claras e menos coerentes mostrando ainda evidente alteração química. Em regiões onde existem três, quatro e mesmo mais camadas de exfoliação, nota-se facilmente, que a descoloração é progressiva a partir da camada mais interna. Aliás estas camadas parecem estar preformadas na

“fava” fibrosa podendo ser distinguidas dada a diferença de cor existente no restante do material, (Fotog. 1).

Todos estes aspectos são perfeitamente comparáveis às concreções de göthita, limonita e hematita e outros minerais de estrutura mamelonar fibro-radiada de origem hidrotermal ou coloidal.

c) Material de associação (caldasito).

Terminando a parte morfológica, resta-nos tratar do material de associação ou misto — caldasito — nome este dado por Derby. A principal ocorrência deste último tipo de formação é aquela do Campo do Alemão ou Taquari.

Caldasito é o minério do veiro. Constitue-se, essencialmente, de óxido e silicato de zircônio. E’ encontrado em veiros e vênulas de espessuras variáveis, encaixados nas rochas nefelínicas locais. (Vêr Emílio A. Teixeira (18), págs. 38-39).

O minério de associação apresenta-se, geralmente, de coloração cinzenta e é muito pesado. Na massa de minério microcristalino, às vezes bem homogêneo, acham-se disseminados cristais de zirconita de coloração verde e castanha. São perfeitamente idiomorfos e se aglomeram, de preferência, em drusas e geodos dentro da massa de óxido homogêneo. Pudemos verificar, ainda, que este último material se desfaz, algumas vezes, deixando soltos os cristais de zirconita que nele se acham disseminados.

Intercaladas nestas zonas onde predominam os cristais de zirconita, microscópicos ou não, notam-se, perfeitamente bem, drusas e geodos ricos de zirconita. As paredes desses geodos são revestidas por camadas paralelas de um material fibroso, óxido de zircônio, cujo aspecto lembra as camadas de calcedônea fibrosa que atapetam os geodos de quartzo. Estas crostas de estrutura fibrosa, com disposição radial e de composição química correspondente ao óxido de zircônio são encontradas, de preferência, nas paredes dos veiros, enquanto a parte rica de cristais está, quase sempre, mais para o interior do mesmo.

A figura 11 mostra-nos o material retirado de pequena vênula (veiro fino). Notar sua quase perfeita simetria bilateral. Das paredes para o interior vê-se o material fibro-radiado, o qual deixa, no centro, pequeno espaço onde se formaram posteriormente, as pequenas esferas de estrutura fibro-radiada. A origem de tal formação é, com toda verossimilhança, hidrotermal.

As figuras 13, 14, 15, 16 e 17 poderão dar ao leitor idéia mais clara sobre a estrutura e aspecto do minério de associação, estudadas em grande número de lâminas e secções polidas.

A fig. 13 mostra-nos massa de caldasito onde se vê a íntima associação existente entre o óxido de zircônio fibro-radiado (B)

e os cristais de zirconita (A). Aqui, tudo nos está a indicar que, ou os dois minerais se formaram concomitantemente ou o material fibroso seria o primeiro formado e, às expensas dêste, ter-se-ia formado a zirconita (A), talvez por influência de soluções altamente ricas em sílica. A interpretação mais razoável seria a

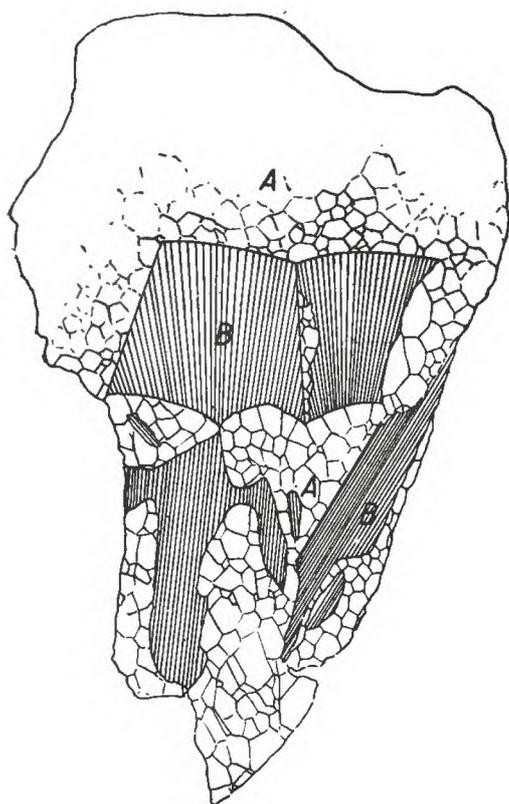


Fig. 13

Jazida situada a 17 km. de Poços de Caldas na estrada de rodagem para Parreiras.

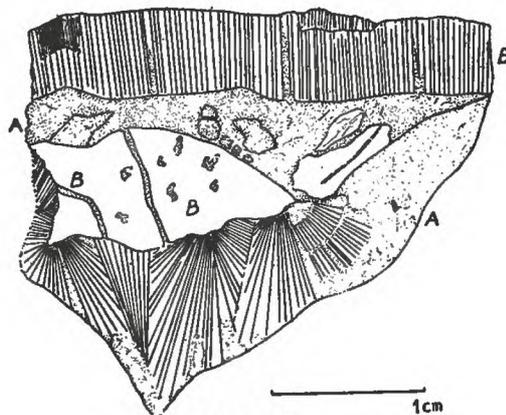


Fig. 14



Fig. 15

Campo do Alemão (Taquari)

de um típico fenômeno de substituição, na qual a zirconita suceder-se-ia ao óxido de zircônio. Somos levados a pensar desta maneira porque se encontram dentro da massa de zirconita, restos isolados de material fibroso (fig. 13).

A fig. 14 apresenta estrutura que, a nosso vêr, corrobora ainda a idéia esboçada acima. Veem-se microcristais de zirconita A, atravessando massas de óxido fibro-radiado (B) em secção normal às fibras.

As figs. 15 e 16 mostram, ainda, alguns blocos de caldasito. Nelas vemos, facilmente, a relação entre os cristais de zirconita, idiomorfos na sua quase totalidade e o material fibro-radiado e homogêneo.

Em 15 veem-se os cristais de zirconita atapetando as paredes de pequenos geodos enquanto o óxido de zircônio forma, aqui, massa homogênea.

Os cristais de zirconita, idiomorfos, são de côr verde.

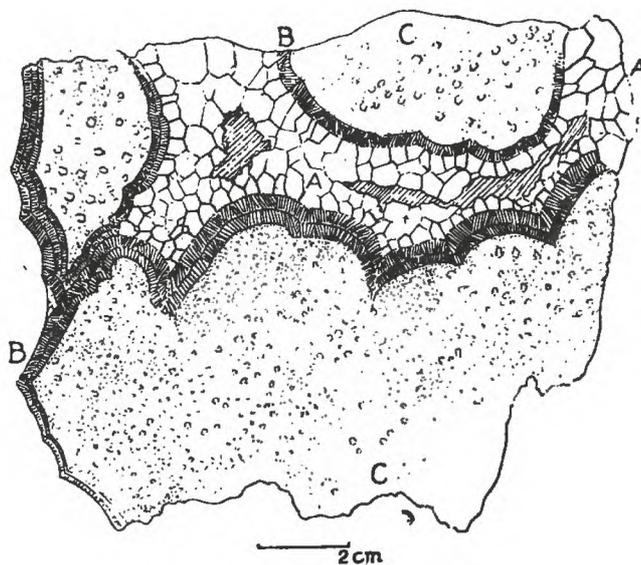


Fig. 16

Campo do Alemão (Taquari).

Na fig. 16 distinguem-se, em A, os cristais bem formados e desenvolvidos de zirconita que preenchem largas cavidades forradas por camadas de óxido de estrutura fibro-radiada (B). (C) representa massas riquíssimas de pequeninos cristais de zirconita.

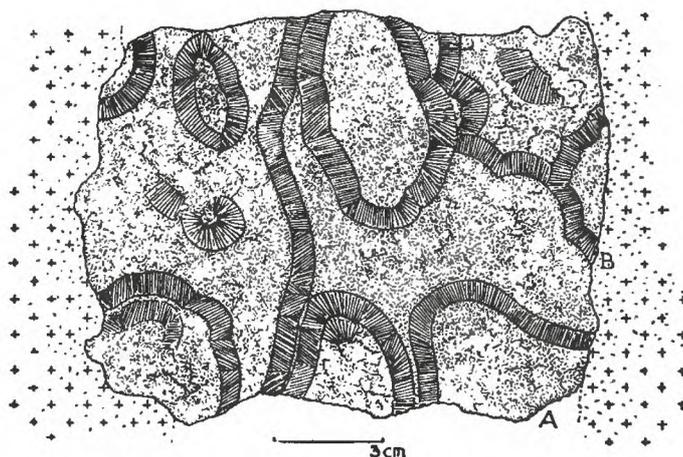


Fig. 17

Quando examinada à luz ultra-violeta, verifica-se, muito simplesmente, que toda a massa reage imediatamente, exceto as camadas fibro-radiadas. Nesta amostra os cristais de zirconita são ligeiramente castanho-amarelados.

Em 17, (A) representa a massa silicato-óxido, sob a forma de massa aparentemente homogênea encaixando as formações fibro-radiadas (B) e mamelonares de óxido. Esta jazida se localiza cerca de 17 quilômetros de Poços de Caldas na estrada para Parreiras (Caldas). Este material foi retirado de um estreito filão de cerca de 10 cm em média, encaixado em rocha nefelínica profundamente alterada.

Sua estrutura parece denunciar fracos movimentos após a precipitação do material zirconífero. Apresenta típica estrutura de breccia. A partir da parede da rocha encaixante já profundamente alterada vem o material fibro-radiado e mamelonar. No centro, ou entre as camadas fibrosas encontram-se, não raramente, pedaços de rocha nefelínica também alterada, cimentada pela massa de silicato e óxido de zircônio sob forma compacta. É nossa opinião que, os múltiplos veios e vênulas mineralizadas que muitas vezes tomam o aspecto de um reticulado (stockwork) tenham sofrido dois ou mais períodos de mineralização.

4. Problema da gênese

Antes de abordarmos o problema da gênese dos minerais de zircônio que ocorrem na região de Poços de Caldas, passemos em revista, de modo geral, a gênese desses minerais. Como é do conhecimento de todos, a zirconita é, geralmente, um dos mais comuns acessórios da quase totalidade das rochas ígneas. É, contudo, encontrada mais comumente nas rochas silícicas — granitos, sienitos, dioritos — e em seus correspondentes efusivos. Como acessório que é, a zirconita é um dos primeiros minerais a se segregar do magma. Muitas vezes se segrega, também, sob a forma de minerais zirconíferos, minerais estes extremamente raros. Entretanto, tais piroxênios foram encontrados nos sienitos nefelínicos na região de Poços de Caldas. Sob a forma de zirconita, constitui um dos minerais mais característicos dos augita-sienitos da Noruega (3).

Deville, citado por Clarke (4) indica uma possível origem pneumatolítica para a zirconita.

Zirconita é extraída, também, de diques pegmatíticos.

Como mineral de metamorfismo de contacto tem sido citado muito frequentemente. Mencione-se, aqui, o trabalho de Joseph L. Gillson (7), o qual, além de descrever rochas afetadas pelo metamorfismo de contacto contendo numerosos cristais de zirconita, indica numerosos trabalhos sobre zonas metamórficas contendo zircônio. Nesse trabalho refere-se ainda à pag. 193, as conclusões de H. C. Meyer que considera os depósitos de zirkita (caldasito) do Brasil como sendo de origem pneumatolítica. Este último Autor é citado, também, por Venable (19).

As primeiras notícias que se referem à origem hidrotermal de minerais de zircônio (óxido e silicato), dizem respeito às jazidas da região de Poços de Caldas. Todos os estudos conduzidos por autores brasileiros e estrangeiros tem chegado, de regra, às mesmas conclusões. A diferença entre eles reside, principalmente e como foi dito na primeira parte deste trabalho, no fato de se considerar ora a zirconita, ora os piroxênios zirconíferos como minerais do magma responsáveis, posteriormente, pelas formações de "favas" e caldasito.

Nossas observações concordam, em linhas gerais, com as dos Autores já mencionados acima.

A nosso vêr as coisas ter-se-iam passado da seguinte maneira:

Primeiramente ter-se-iam formados, uns por segregação magmática e outros por alteração dos primeiros, os minerais essenciais e acessórios das rochas alcalinas da região. Entre outros citam-se: ortoclásio, nefelina, aegirina-augita, titanita, melanita, sodalita, wollastonita, magnetita, biotita, hastingsita, escapolita, natrolita, zirconita e muscovita. Ao lado destes minerais, ter-se-iam formado, talvez, na zona de transição entre os estádios magmático e post-magmático, os cristais de rosenbuschita (1), eudialita (1), astrofilita (1), lavenita (13), eucolita (13) e, muito provavelmente, a zirconita.

Segundo O. Barbosa (1) os primeiros são sempre de textura poiquilitica, ocorrendo a rosenbuschita e a astrofilita nos foiaitos e fonolitos, enquanto a eudialita somente nos foiaitos e rochas de granulação grosseira, formando massas de notável concentração.

Ao lado destes minerais zirconíferos desejamos lembrar que, muito provavelmente, a acmita, mineral comuníssimo e abundante nas rochas nefelínicas da região estudada, poderia ter sido também, fonte de zircônio, pois como sabemos, este mineral parece conter sempre notável quantidade de óxido de zircônio e terras raras (20).

Acmita não só foi encontrada nos sienitos nefelínicos de granulação normal e microsienitos mas também, e em grande quantidade, nas formas de granulação grosseira estudadas pelo autor na região do Campo do Alemão onde se encontra uma das principais jazidas. Assim, a meio caminho de Poços de Caldas e Parreiras o autor, estudando um pegmatito que ali ocorre pode verificar a existência de cristais de acmita de até cinco centímetros de comprimento por um de largura (segundo o menor eixo), intimamente associada ao ortoclásio, à nefelina, fluorita, calcita, titanita, etc.

Provavelmente, estes minerais contendo zircônio, teriam sido destruídos ou atacados quimicamente e o zircônio, agora, transportado em solução, teria se precipitado nas zonas mais altas (fraturas), ou mesmo no local do ataque, sob a forma de minerais

secundários, estáveis (óxido e silicato). O autor, ainda, é de opinião que, nas fraturas onde se depositou o material que mais tarde seria conhecido pelo nome de caldasito (mistura de óxido e silicato de zircônio), êste teria sofrido ulterior ataque com substituição parcial do óxido de zircônio pelo silicato (zirconita). Neste processo, deveriam ter tomado parte ativa, as soluções residuárias, responsáveis também pela formação de inúmeros outros minerais de origem secundária. Neste particular pedimos a atenção dos leitores para o trabalho de William T. Pecora (15), páginas 407, 420-424.

Como se pode deduzir do presente trabalho e de todos aqueles citados na literatura, a gênese dos minerais de zircônio (óxido e silicato) da região de Poços de Caldas, baseado no material que nos foi dado a examinar, parece estar relacionada a um processo em que tomaram parte, ativamente, as soluções alcalinas e silícicas do processo hidrotermal.

Embora até o presente não tenhamos encontrado a zirconita como mineral primário nos foiaitos da região e em nenhum outro foiaito que ocorre no Brasil, mas sim os silicatos zirconíferos (eudialita, rosenbuschita, lavenita, astrofilita e eucolita), somos de opinião, dados os característicos da área estudada, que si já não existiu um zircônio-sienito idêntico ao da Noruega (Brevig, etc.), muito provavelmente êste aparecerá ainda, quando tôda a área estiver inteira e completamente estudada. Embora não tenhamos elementos seguros para garantir tal suposição, o fato da existência de grandes cristais de zirconita perfeitamente puros, idiomórfos e zonados parece indicar-nos de alguma maneira, a existência de zirconita pirogenética (formada diretamente do magma), ou pelo menos a sua presença em pegmatitos já erodidos e decompostos.

Agradecimentos

O autor deseja expressar os seus agradecimentos aos Fundos Universitários de Pesquisas pelo auxílio financeiro prestado e ao Dr. José de Paiva Oliveira por ter proporcionado, durante as varias fases da elaboração dêste trabalho, visitas a muitas das atuais jazidas existentes na região.

5. Summary and Conclusions

The purpose of this paper was the study of the occurrence and genesis of zirconium minerals (zirconite and baddeleyite (?), in the Poços de Caldas region (Pocinhos do Rio Verde and Cascata), Minas Gerais and São Paulo, Brazil.

Descriptions of typical and common forms (euhedral crystals; reniform and botryoidal or mammillary forms, having a fibrous or subfibrous structure; also massive, concretionary, and occasionally earthy) are followed by a review of the literature on zircon in the area cited above.

The writer after considering the problem of the formation of the mineral deposit arrives to the conclusion that the zirconium silicate and oxide were of hydrothermal origin. Masses of pure silicate and mixed material (caldasite) were deposited in veins which are enclosed in the nephelite and augite-nephelite-syenite. Compact reniform and mammillary forms, having fibrous structure are found on, and a few meters below, the surface of the decomposed rocks. Crystals and others formations can be found, very widely, as gravels in creeks and valleys.

The main primary source of the zirconium seems to be the complex zircon silicates (eudialyte, rosenbuschite, lavenite, astrophyllite, and probably, acmite), which are very common in the country rocks. Zirconite was not found as an accessory constituent of the rocks. All these minerals have been destroyed and the resulting solutions were deposited in the veins and cavities as pure zirconite or pure zirconium oxide.

6. Bibliografia

1. Barbosa, O. — Notas sobre algumas rochas da região de Poços de Caldas; An. da Acad. Bras. de Ciências, t. 6, n. 4, 211-219, Rio de Janeiro (1934).
2. Barbosa, O. — O planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas: D.N.P.M. Av. 8, 19-29, Rio de Janeiro (1936).
3. Brögger, W. C. — Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite : Zeitschr. für Krist. und Min. 16, 101 (1890).
4. Clarke, F. W. — The data of Geochemistry : U. S. Geol. Survey, 491, 336 (1911).
5. Derby, Orville E. — "On nepheline rocks in Brazil; with special reference to the association of phonolite and foyaite" : Quart. Journ. Geol. Soc. London, 43, 457-473 (1887).
6. Freitas, R. O. — As estruturas fósseis do sistema de Sta. Catarina no planalto de Poços de Caldas : Bol. Assoc. Geógrafos Brasileiros 3, 25-37, S. Paulo (1943).
7. Gillson, Joseph L. — Zircon, a contact metamorphic mineral in the Pend Oreille District, Idaho : Am. Mineral. 10, 187-194 (1925).
8. Guimarães, Caio P. — "Recorrência de mineralização em depósitos caledonianos : An. da Acad. Bras. de Ciências, t. 14, n. 3, 218-222, Rio de Janeiro (1942).
9. Guimarães, D. — À margem de "Os satélites do diamante" : D. Serv. Geográfico e Geológico, Monog. 2, 5-12 (1933).

10. Guimarães, D. — A provincia magmática do Brasil meridional : D. Serv. Geográfico e Geológico, Monog. 1, Belo Horizonte (1934).
 11. Hussak, E. — Ein Beitrag zur Kenntniss der sogenannten "Favas" der brasilianischen Diamantsande : *Tscherm. Min. Petrog. Mitt.* 18, 339-341, (1899).
 12. Hussak, E. e Reitinger, J. — Ueber Monazit, Xenotim, Senait und natürliches Zirkonoxyd aus Brasilien : *Zeitschr. für Krist. und Min.* 37, 566-574 (1903).
 13. Machado, Jordano C. — Beitrag zur Petrographie der südwestlichen Grenze zwischen Minas-Gerais und S. Paulo : *Tscherm. Min. Petrog. Mitt.* 9, 316-359 (1888).
 14. Oliveira, A. I. e Leonardos, O. H. — Geologia do Brasil : *Min. da Agric.*, Rio de Janeiro (1943) 482-483, 497, 597.
 15. Pecora, W. T. — Nepheline Syenite Pegmatites, Rocky Boy Stock, Bearpaw Mountains, Montana : *Am. Mineral.* 27, 397-424 (1942).
 16. Sachsen-Coburg, Dom Pedro Augusto von — Ueber ein neues Zirkonvorkommen aus Brasilien (Caldas, Provinz Minas Gerais) : *Tscherm. Min. Petrog. Mitt.* 10, 453-455 (1889).
 17. Silva, Ruy de L. — Jazigos brasileiros de minério de zircônio : *Comb. e Transp.* 1, 97-99, Rio de Janeiro (1928).
 18. Teixeira, E. A. — Zircônio em Poços de Caldas : *D.N.P.M. Bol.* 55, Rio de Janeiro (1943).
 19. Venable, F. P. — Zirconium and its compounds : *Chemical Catalog Company Inc. New York* (1922), 19.
 20. Washington, H. S., Mervin, H. E., — The acmitic pyroxenes : *Am. Mineral.* 12, 233-248 (1927).
-

**SÔBRE A GÊNESE DE UMA JAZIDA DE MOLIBDENITA
DO RIO GRANDE DO SUL**

William Georson Rolim de Camargo

Í n d i c e

	Pág.
I — Introdução	31
II — Situação geográfica	32
III — Geologia geral da região	34
1. Generalidades	34
2. Descrição petrográfica das rochas	39
IV — Geologia da jazida	48
1. Estudo dos minerais constituintes do minério e da ganga	48
2. Filões	54
3. Rochas encaixantes	56
V — Mineralogênese	60
1. Problema da gênese	61
2. Classificação do depósito	65
3. Abertura das fendas e formação dos filões	66
4. Paragênese dos minerais e sequência de depo- sição	68
5. Histórico da mineralização	71
VI — Conclusões	71
VII — Summary and conclusions	71
VIII — Bibliografia	72

SÔBRE A GÊNESE DE UMA JAZIDA DE MOLIBDENITA DO RIO GRANDE DO SUL

William Gerson Rolim de Camargo

I — Introdução

É necessário salientar a importância e a necessidade do estudo da gênese dos depósitos minerais, antes de qualquer tentativa de exploração de lavra racional. Esse estudo prévio da gênese é tão importante e indispensável na prospecção de uma jazida, como a geologia pormenorizada, pois dando à prospecção um cunho mais racional e científico, facilita e resume sobremaneira os trabalhos da mesma.

Com a finalidade de ser estudada a gênese da jazida de molibdenita de Vacacaí e dar alguma contribuição à resolução deste problema, foi que se elaborou o presente trabalho, após dois anos de pesquisas.

Em uma restrita área do Estado do Rio Grande do Sul, município de São Gabriel, foi verificada a presença de molibdenita, em coexistência paragenética com outros minerais, quase todos sulfetos, formando filões de pequena extensão e possança, mas bem ramificados e intrometidos nas fendas dos xistos da série Porongos.

A prospecção dessa jazida foi iniciada em 1939, pela Diretoria da Produção Mineral do Rio Grande do Sul, não chegando, entretanto, por motivos vários, a um resultado satisfatório no sentido de ser organizada, na ocasião, a lavra. A molibdenita foi descoberta ocasionalmente, pois a prospecção visava minerais de cobre, visto terem sido encontrados nas proximidades indícios destes últimos minerais.

Essa prospecção foi dirigida pelos engenheiros de minas Mariano Sena Sobrinho e J. Pinagel daquela Diretoria. Foram realizadas duas excavações, distantes de 20 m, com o intuito de localizar o minério de cobre e molibdenita. Tais excavações evidenciaram calcopirita e molibdenita, além de outros minerais que serão ainda citados, em filões quartzíferos que seguiam, com pequenas variações, a direção N 45° E e a inclinação 60° N. Com o fito de se verificar o comprimento desses filões foi aberta uma trincheira em L, cujos dois ramos faziam 45° com a direção dos fi-

lões. Tais filões mostraram-se estéreis, estando constituídos principalmente de quartzo, pequenos nódulos de calcopirita e ausência de molibdenita. Como teremos ocasião de verificar mais adiante, a mineralização do depósito por nós estudado foi de pequena escala.

À vista dos resultados não satisfatórios na época, ou talvez por carência de técnicos que pudessem continuar os trabalhos, foi suspensa a prospecção.

Em fins de 1942, por sugestão do professor Reynaldo Saldanha da Gama, Diretor do Departamento de Mineralogia e Petrografia e do professor Viktor Leinz, da Diretoria da Produção Mineral no Rio Grande do Sul, teve início, por intermédio do autor, nova prospecção da jazida, cuja concessão de pesquisa pertence atualmente a Cia. Brasileira do Cobre. Apesar de ser a jazida considerada presumivelmente de pequena capacidade, tal fato não constituía séria objeção à prospecção no momento, pois que, qualquer quantidade de minério de molibdênio produzida seria útil, dada a escassez deste material de guerra no Brasil (de conformidade com a classificação de materiais de guerra, fornecida pelo Governo dos Estados Unidos da América do Norte, o molibdênio e seus minérios são considerados materiais "mais escassos", apesar mesmo, deste país, possuir grandes depósitos de tais minérios (34).

Ocorrências de molibdenita de origens diversas: pegmatítica, hidrotermal e pneumatolítica, têm sido encontrados no Brasil, nos seguintes Estados: Ceará (em pegmatito encaixado em gneis), Espírito Santo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (veios quartzíferos), São Paulo e Rio de Janeiro. (33).

No Rio Grande do Sul, a molibdenita tem sido observada não somente em Vacacaí, mas também em Porto Alegre (lâminas finíssimas no granito), em Lavras (no granito) e em Encruzilhada (em veios quartzíferos de origem hidrotermal) (9).

Outros minerais de molibdênio têm sido observados no Brasil além de molibdenita, principalmente wulfenita, $PbMoO_4$, segundo minério em importância econômica daquele elemento. Assim, no Estado de São Paulo (Itapirapuan) (6) e em Minas Gerais, foram observadas ocorrências deste mineral, porém de escassa ou nula importância econômica, constituindo mineral secundário em veios de galena argentífera. A wulfenita, que teria sua gênese por alteração, originariamente contém pequeno teor de molibdênio em mistura, sob forma ainda não bem conhecida (8).

II — Situação geográfica

Situação — A região onde ocorre a molibdenita, objeto de nossos estudos, está situada ao Sul do município de São Ga-

briel, Rio Grande do Sul, no limite com o município de Lavras, nas margens da Sanga Bom Retiro, uma das cabeceiras do Rio Vacacaí e de onde o nome Vacacaí para toda aquela região. Dentro de mais ou menos 2 km² foram verificadas várias ocorrências de molibdenita, sendo três ao longo daquela sanga. Notam-se que essas ocorrências localizam-se, na totalidade, dentro da zona de contacto do granito, fato êste importante na gênese da jazida, como veremos adiante.

Uma dessas pequenas ocorrências, prospectada recentemente, apresenta-se hoje como pequena jazida. Está ligada por estradas de rodagem à cidade de Lavras e às estações de Ibaré, Von Bock e Suspiro. Tais estações de estrada de ferro distam em média 25 km da jazida, enquanto Lavras dista cerca de 40 km.

Essas estradas de rodagem, infelizmente, só se apresentam em condições favoráveis no verão; na estação de inverno chegam a ser quase intransitáveis. Entretanto, a exploração de lavra de calcáreo motivou a construção de uma estrada de rodagem de bom estado, entre as pedreiras próximas à jazida de molibdenita e a estação de Ibaré.

Topografia — A topografia da região pode ser classificada entre ondulada e montanhosa, variando os desníveis até o máximo de 100 m. O aspecto fisiográfico é característico dos terrenos geológicos antigos, tendentes a peneplanização, principalmente na parte onde predominam os xistos que sofreram mais a ação da erosão, não só por serem mais antigos que o granito, como também por serem menos resistentes aos agentes erosivos, dada a sua especial constituição mineralógica e estrutural. O relêvo da região dos xistos já atingiu, provavelmente, quase o seu estágio final de maturidade, mostrando ainda testemunhos de superfícies de erosão mais jovens, como as cristas acentuadas de quartzitos. Dois "hog-backs" típicos são observados na região: o pico Trekont e o conjunto Mantiqueira. Geologicamente, essas duas massas de quartzito, correspondem a uma *facies* mais acentuada da deposição silicosa do algonquiano.

A erosão na região foi sem dúvida de grandes proporções, porquanto não foi verificado no teto do batolito granítico, formação ou ilhota de xisto ou rocha de contacto, pelo menos na parte da região estudada. Possivelmente, nos tempos que atravessamos, a erosão já atinge zonas mais profundas do batolito.

Energia — Os cursos d'água são numerosos mas todos de pequeno volume. Durante a estiagem êste volume diminui sensivelmente. Tratando-se de região pobre em acidentes abruptos, não foram encontradas quedas d'água naturais suscetíveis de serem utilizadas para a obtenção de energia elétrica. Todavia existem desníveis que permitem a construção de barragens artificiais. Por outro lado, a reserva de matas é praticamente nula, pois sa-

bemos que as matas da “campanha” riograndense são todas ciliares, o que impossibilita qualquer tentativa no sentido de se empregarem locomóveis a lenha para aquele fim. Resta, porém, a possibilidade do uso de carvão mineral que parece existir em grande reserva próximo à estação de Suspiro, de gasogênio, combustíveis derivados do petróleo, ou mesmo lenha, se se lançar mão de florestamentos artificiais (plantações de eucaliptos, etc.).

Mão de obra — Sendo a região rica em ouro aluvionar, há por assim dizer, canalização da mão de obra para a garimpagem e fiação do ouro quase toda custeada pelos próprios trabalhadores, fato êste, ainda agravado pelo caráter despovoado da região. O ouro é encontrado nos depósitos de aluvião, tendo-se originado da desintegração e transporte do material dos filões quartzo-auríferos, que cortam os xistos em diferentes direções.

O ouro aluvionar apresenta-se em grânulos e pepitas. O garimpeiro retira em média, por processos rudimentares de bateamento, cêrca de 1/2 gr. diária de ouro. Tal fato, sem dúvida, representa concorrência ao trabalho organizado da mineração, vindo portanto encarecer a mão de obra, a qual, não obstante, ainda pode ser considerada de baixo preço.

III — Geologia geral da região

1. Generalidades

A região estudada é constituída litològicamente dos seguintes elementos (ver figs. 1 e 2):

1. xistos epi-mesometamórficos, tipos de transição entre epizona e mesozona, pertencentes à série Porongos de P. F. de Carvalho (7) (algonquiano inferior);

2. granito penetrado nos xistos, formando batolito e de idade algonquiãna;

3. rochas andesíticas de idade mais antiga que o permiano, posterior à série Camaquan.

Na área estudada, da qual interessa principalmente a zona de contacto, onde se passaram os fenômenos de pirometasomatismo e formação dos filões, são predominantes os xistos, representados aqui pelas seguintes rochas: hornblenda-xistos, mica-xistos, clorita-xistos, talco-xistos e em menor importância quartzitos e calcáreo metamórfico (mármore). Entre êstes são predominantes os clorita-xistos, os quais, provàvelmente, ter-se-iam originado da alteração de rochas formadas sob condições de p.t. mais elevado — mesozona —, em um fenômeno de retrometamorfismo. Poderiam, entretanto, os mesmos clorita-xistos, se ter originado de anamor-

fismo de rochas formadas sob p.t. menos elevado — epizona — tais como de talco-xistos e filitos.

Observámos que o calcáreo metamórfico, muitas vezes, se apresenta com impurezas constituídas por silicatos de magnésio e cálcio.

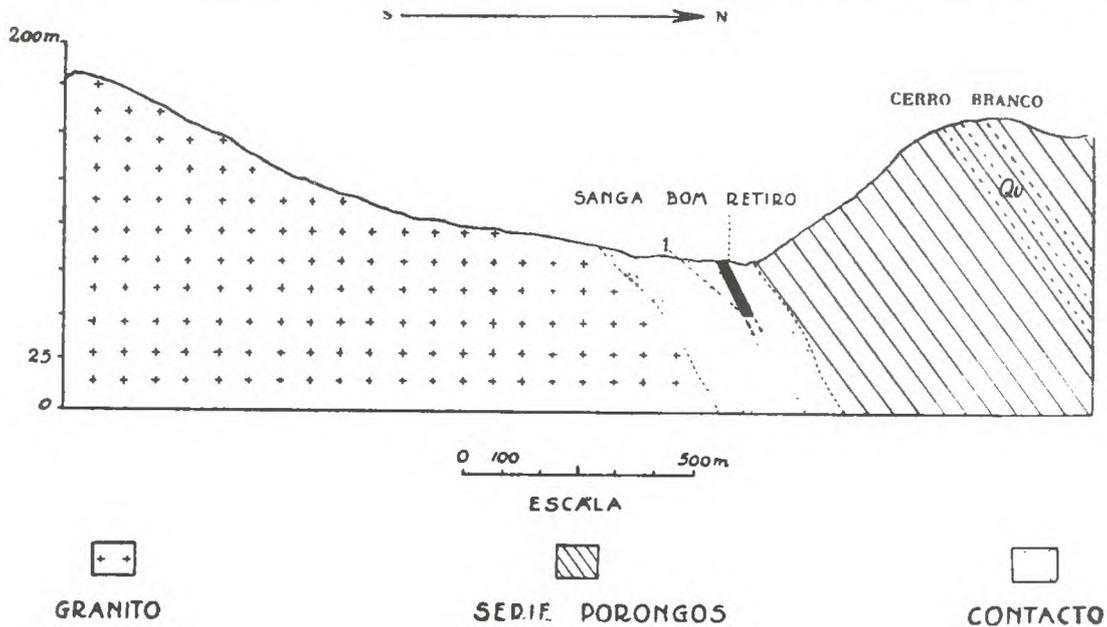


Fig. 1

Perfil geológico esquemático da região da jazida, notando-se o batolito granítico, a zona de contacto, na qual se encaixa o filão mineralizado, e os xistos da série Porongos.

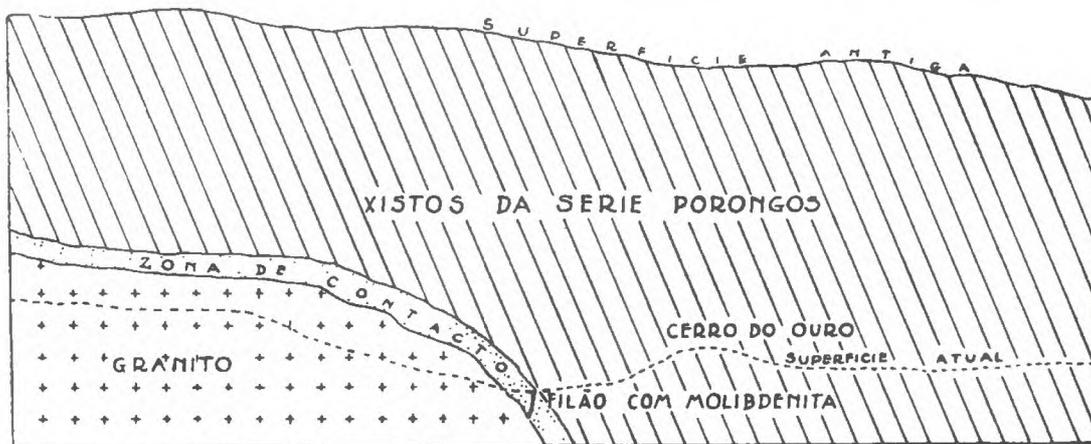


Fig. 2

Esquema mostrando a superfície antiga e a superfície atual da região, após a erosão.

cio (ver fig. 3 e análise química pg. 43), o que nos leva a admitir que sofreu um processo de metamorfismo suficientemente intenso, para formar silicatos. Acresce ainda, o fato de ter sido encontrada a titanita nos xistos da série Porongos, e sendo tal mineral um dos primeiros da série cristaloblástica (grande força de cristalização), segundo Gröbenmann-Niggli (2), é de se supor que os xistos ricos em titanita se tenham formado sob condições de

p.t. elevado e que atualmente estejam sofrendo, ou processo de retrometamorfismo ou de intemperismo. Portanto, a série Porongos parece ter sofrido metamorfismo de mesozona e após regressão, para se apresentar tal como hoje, epimesometamorfizada.

O metamorfismo da série Porongos deve ter ocorrido, segundo V. Leinz (24), na fase orogênica do huroniano, seguida pela intrusão granítica.

A colocação dos xistos no algonquiano inferior e a sua identificação com outras formações semelhantes do Brasil — série Minas, série São Roque, etc. — só pode ser feita por analogia petrográfica, por serem rochas litologicamente do mesmo tipo e por analogia geológica, pelos dobramentos tetônicos acentuados. É provável que todas essas séries representem tratos contemporâneos da sedimentação algonquiana. No entanto, só o acréscimo de observações poderão, no futuro, solver definitivamente o problema.

Tanto os xistos como os granitos se agregam ao denominado “escudo riograndense”, de P. F. de Carvalho (7) (29, pg. 150), complexo de rochas antigas do Sudeste do Estado do Rio Grande do Sul. Esse complexo forma o embasamento das formações geológicas mais recentes. As principais áreas mineralizadas nesse Estado localizam-se nas formações antigas, tais como as jazidas de cassiterita e wolframita de Encruzilhada (15), (9), cobre e ouro de Lavras e Caçapava (23), (25).

Os xistos observados na região de Vacacai, apresentam pequenas variações na direção dos planos de xistosidade, o que aliás é fato comum nesse tipo de rocha. Em limite de observação de 3 km foi verificada uma direção N 10° E e outra N 90° E; a inclinação também varia, pois foram observadas inclinações de 45° a 60° E.

Os esforços tectônicos ocorridos na região provocaram nos xistos, rochas mais flexíveis, apenas dobramentos e enrugamentos enquanto que nos quartzitos, falhas. Assim, observámos na região uma falha de quartzito, provavelmente não acompanhada, senão em dobramentos, pelos xistos.

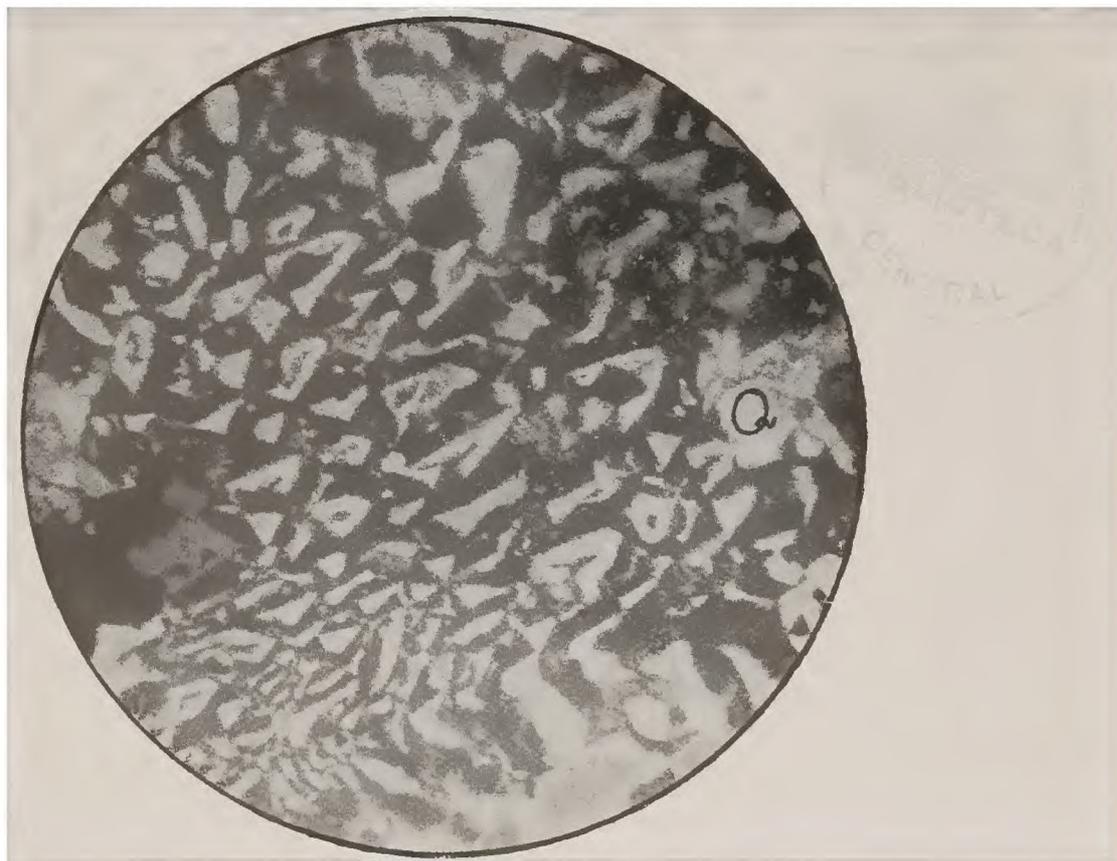
Observando a região, verificámos que existe alternância de xistos, quartzitos e calcáreos metamórficos. Essa alternância parece indicar *facies* originária marinha ou lagunar, posteriormente atuadas pelo dinamometamorfismo e trabalhadas pela gliptogênese, até a denudação do batolito granítico, o qual exhibe numerosos afloramentos próximos à jazida (batolito de Lavras).

A intrusão granítica, responsável pela formação do grande batolito, foi posterior à formação dos xistos, a julgar-se pelos indícios no contacto, de metamorfismo térmico e de injeção “lit-par-lit”. Esse metamorfismo fez resultar na zona de contacto, xistos feldspatizados e migmalitos que se assemelham a gneis. São diferenciados destes apenas pela situação geológica, sendo indistintos

petrográficamente. Explica-se a pequena influência que teve a intrusão granítica nos xistos, pela grande estabilidade dos minerais destas rochas metamórficas, formadas em condições de p.t.mé-dio (mesozona).

Além da injeção "lit-par-lit" e formação de xistos feldspatiza-dos, a intrusão granítica por sua ação metamórfica provocou a for-mação de epidoto na zona de contacto. Assim, observam-se prin-cipalmente na parte mais próxima ao batolito, núcleos de epidoto dentro do granito, ou então, núcleos de xistos não totalmente epi-dotizados. Notam-se no centro de tais núcleos, zonas mais escuras constituídas de hornblenda.

O batolito granítico deve ter se constituído a grande profun-didade porquanto o granito é de média granulação passando a grosseira, o que mostra formação sob resfriamento lento, dando tempo a um maior desenvolvimento dos germens cristalinos. Além



Microf. 1

Granito gráfico, no'ando-se um típico concrecimento micropegmatítico, quartzo (Q) N + 35 X.

dêste fato, o batolito apresenta outros característicos de intrusão profunda, tais como: existência de veios formados sob p.t. elevado, concrecimentos micropertíticos e micropegmatíticos, presença de biotita e ausência de piroxênio sódico, textura miarolítica e falta de larga albitização (40) (figs. 2 e 5 e microfotos 1 e 4).

Não só granito e xistos foram observados na região, como também afloramentos de andesito, de formação posterior. A idade posterior é comprovada pela posição geológica do andesito que se superpõe ao granito e aos xistos. Confirmando este último fato, foram encontrados no interior do andesito, núcleos de granito não totalmente digeridos.

O vulcanismo andesítico foi posterior também à formação da série Camaquan, presumivelmente devoniana (V. Leinz, 24). Superpondo-se ao andesito foram verificadas ocorrências de blocos esparsos de arenito arcossiano friável ferruginoso e folhelho argiloso, o que possivelmente são relíquias da série Camaquan, a qual teria sido primeiramente atravessada e fraturada pelo vulcanismo andesítico e, posteriormente erodida, deixando apenas alguns vestígios de sua existência. O limite superior do andesito não pode ser determinado na região por falta de dados geológicos. Considerando-se entretanto a sua semelhança petrográfica com outras formações andesíticas do Estado, como Seival, Bom Jardim e Cerro dos Martins, localizadas próximas, principalmente a primeira, podemos considerar o andesito de Vacacaí como sendo da mesma idade dessas demais formações. Segundo V. Leinz, o vulcanismo andesítico se deu entre o período de formação da série Camaquan e o permo-carbonífero, sendo essas manifestações vulcânicas responsáveis por numerosas mineralizações de ouro e cobre que se observam no Rio Grande do Sul (23) (24) (25). Assim, as jazidas de cobre de Camaquan, Seival e as jazidas de ouro de Lavras formaram-se por soluções provenientes do magma andesítico. No capítulo referente à mineralogênese, discutiremos as duas possibilidades de formação da jazida de molibdenita de Vacacaí, ou seja, a partir de soluções andesíticas ou de soluções graníticas.

Xistos e granitos são cortados por numerosos filões quartzíferos, que seguem, na maioria das vezes, a direção de xistosidade dos termos metamórficos. Esses filões são, ora mineralizados e então apresentam molibdenita, calcopirita, bornita, etc., ora completamente estéreis.

Além do granito e xistos, foram observadas ocorrências de folhelhos betuminosos, cuja existência, segundo P. F. de Carvalho (7), se explica como remanescentes do grupo Iratí, permiano, conservados livres da erosão por uma falha de terreno antigo, cuja escarpa de falha se exhibe no granito porfiróide, com a direção EW.

Coluna geológica na área de Vacacaí

Permo-carbonífero	<ul style="list-style-type: none"> — Folhelhos betuminosos do grupo Irati (segundo P. F. de Carvalho). — Carvão — não observado na região, aflora em Suspiro a 25 km. <hr/> <ul style="list-style-type: none"> — Discordância
Devoniano?	<ul style="list-style-type: none"> — Série Camaquan. Arenitos arcossianos e folhelhos argilosos cerâmicos fraturados e rolados. <hr/> <ul style="list-style-type: none"> — Discordância
Siluriano	<ul style="list-style-type: none"> — (não observado)
Cambriano	<ul style="list-style-type: none"> — (não observado) <hr/> <ul style="list-style-type: none"> — Discordância
Algonquiano	<ul style="list-style-type: none"> — Intrusão granítica — Granitos alcalinos com filões quartzíferos. Pórfiros graníticos. — Série Porongos — filitos, talco-xistos, clorita-xistos, mica-xistos, hornblenda-xistos, quartzitos e calcáreos metamórficos. <hr/> <ul style="list-style-type: none"> — Discordância
Arqueano	<ul style="list-style-type: none"> — (não observado)

2. Descrição petrográfica das rochas.

Xistos — Como já tivemos ocasião de ver, estes xistos compreendem as seguintes rochas: hornblenda-xistos, mica-xistos, mica-clorita-xistos, clorita-xistos, talco-xistos, filitos, quartzitos, e calcáreos metamórficos, os quais serão descritos sumariamente, abaixo.

Hornblenda-xistos — Estas rochas são escassamente representadas, pois a maior parte está retrometamorfizada, seja em clorita-xistos, seja em serpentinitos. Possuem em geral granulação fina, mas podem apresentar também granulação grosseira devido a recristalização em consequência de ação térmica de contacto, provocada pela intrusão granítica. Muitas partes desta ro-

cha apresentam-se semi-alteradas, formando hornblenda-clorita-xistos.

Os constituintes mineralógicos desta rocha são os seguintes: hornblenda, clorita, sericita, quartzo (em pequena quantidade), titanita, (com halo claro de carbonato) e apatita. A hornblenda se apresenta em cristais distintos, mais desenvolvidos, sem contudo formar porfiroblastos. A estrutura é xistosa e a textura granuloblástica ou xenoblástica.

O anfibolito (microfoto 2), transformação metamórfica do hornblenda-xisto e como tal pode ser considerado como hornblenda-cornubianito, é rocha macroscopicamente melanocrática, de estrutura granular média. Os constituintes mineralógicos do anfibolito são mais ou menos os mesmos do hornblenda-xistos:



Microf. 2

Anfibolito, notando-se hornblenda (H), às vezes alterada em clorita. O mineral opaco é calcopirita. L.N. 35 X.

hornblenda, clorita como produto de alteração da hornblenda, epidoto formando núcleos e vênulas secundárias, titanita com halo transparente e muscovita parcialmente cloritizada.

M i c a - x i s t o s — Estas rochas são ainda mais escassas que as anteriormente descritas. Quase sempre exibem muita clorita, representando assim tipos intermediários de mica-clorita-

xistos. A estrutura é xenoblástica. Composição mineralógica: muscovita, clorita e quartzo.

C l o r i t a - x i s t o s — Constituem a maior parte das rochas metamórficas da região estudada. São de cor verde escura, brilho sedoso e planos de xistosidade evidentes. Macroscopicamente, são diferenciados dos talco-xistos, por serem os clorita-xistos, em geral, de tonalidade verde mais escura. Microscopicamente, a rocha é constituída principalmente de clorita e quartzo. Este mineral é ora primário (singenético — originário da rocha) e ora secundário (epigenético — originário das soluções residuais). O quartzo secundário só é encontrado, quando o clorita-xisto constitui a rocha encaixante.

A estrutura dos clorita-xistos é nitidamente xistosa, dada a orientação da clorita e do quartzo primário. Textura granuloblástica.

T a l c o - x i s t o s — Apresentam-se de cor verde, planos de xistosidade nítidos, de brilho sedoso. São mais freqüentes que os hornblenda-xistos. Talco-xistos são encontrados comumente nas fraturas e falhas dos xistos, onde houve maior infiltração de águas superficiais. Microscopicamente, são facilmente confundidos com os sericita-xistos, dada a semelhança do talco com a sericita, ópticamente, e também à dificuldade de se distinguir um do outro pela dimensão exígua dos cristais, não permitindo, deste modo, observações muito perfeitas. Nota-se, às vezes, estrutura “microplissée”.

Q u a r t z i t o s — Os quartzitos cobrem pequena extensão da região estudada, mas em compensação se apresentam em formações muito desenvolvidas em uma direção apenas. Sendo rochas muito resistentes à ação dos agentes erosivos, aparecem nitidamente no terreno, destacando-se das demais formações, constituindo salientes morfológicos bem acentuados (conjunto Mantiqueira e pico Trekont). Formam lente estrato bem longa (cerca de 10 km), com uma dobra ou falha, como foi esquematizada no mapa anexo. Os quartzitos são distintos dos filões quartzíferos pela sua massa relativamente considerável, por serem concordantes como os xistos e por serem desprovidos de salbandas.

C a l c á r e o m e t a m ó r f i c o — O calcáreo é formado por lentes intercaladas nos xistos, em concordância com os mesmos (mapa anexo), que seguem a crista de quartzito, até mesmo na sua falha. As lentes se sucedem como as contas de um rosário, apresentando dimensões variáveis em comprimento e espessura. (As maiores lentes possuem 300m de comp. e 20-30 m de largura).

O calcáreo apresenta granulação variável; fina, com aspecto compacto, até grosseira com aspecto sacaroide (fig. 3). Quase sempre puro, sem inclusões, perfeitamente branco (tipo Carrara)

ou com tonalidades claras de azul, rosa ou cinza. O calcáreo, pela sua relativa abundância já foi prospectado várias vezes para indústria de cimento. Entretanto, até o presente, os resultados foram negativos, seja pela pequena capacidade das jazidas (cêrca

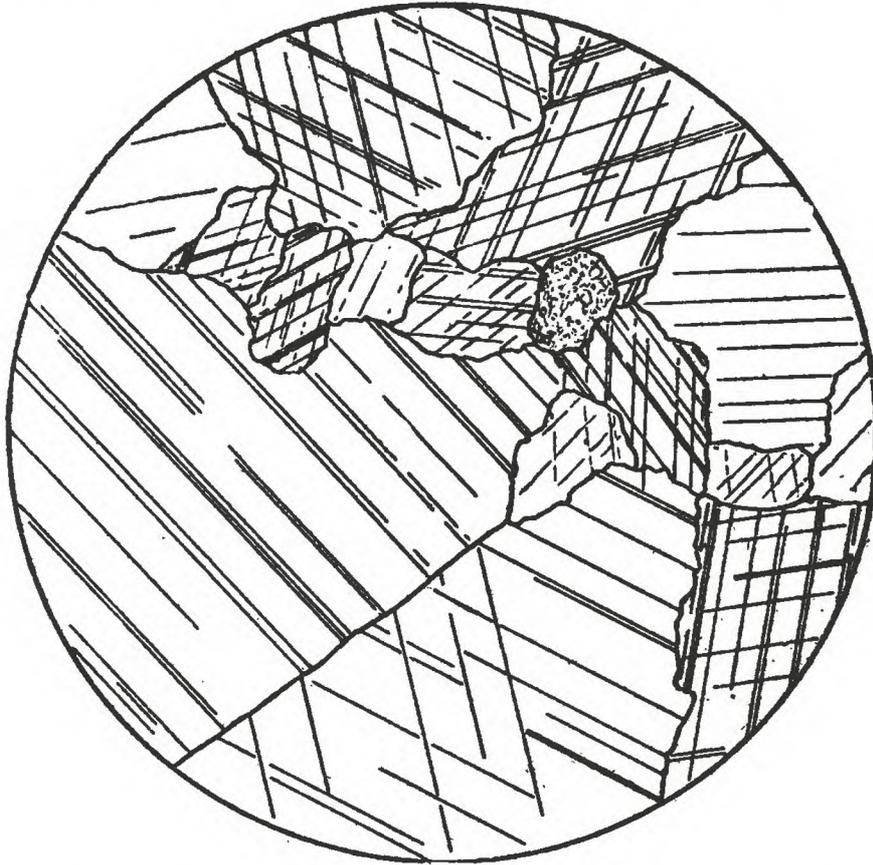


Fig. 3
Secção delgada do calcáreo, notando-se calcita (com traços de clivagem) e um núcleo de silicato.

de 1.500.000 de ton.), seja ainda pela explorabilidade pouco econômica. A composição química é satisfatória, pois é calcáreo sem impureza e com teor baixo em $MgCO_3$. O teor máximo observado em $MgCO_3$, foi de 33,9 % e o mínimo de 0,7 % (26). É bom notar que aquela porcentagem elevada de 33,9 % foi observada apenas em uma jazida de pequena capacidade, o que de modo algum invalida ou influe nos resultados gerais. Os teores das maiores jazidas oscilam entre 0,7 % e 6,9 %, sendo bem satisfatórios para fins de industrialização. O calcáreo mostra, algumas vezes, xistossidade nítida a olho nú, pela alternância das faixas escuras e claras.

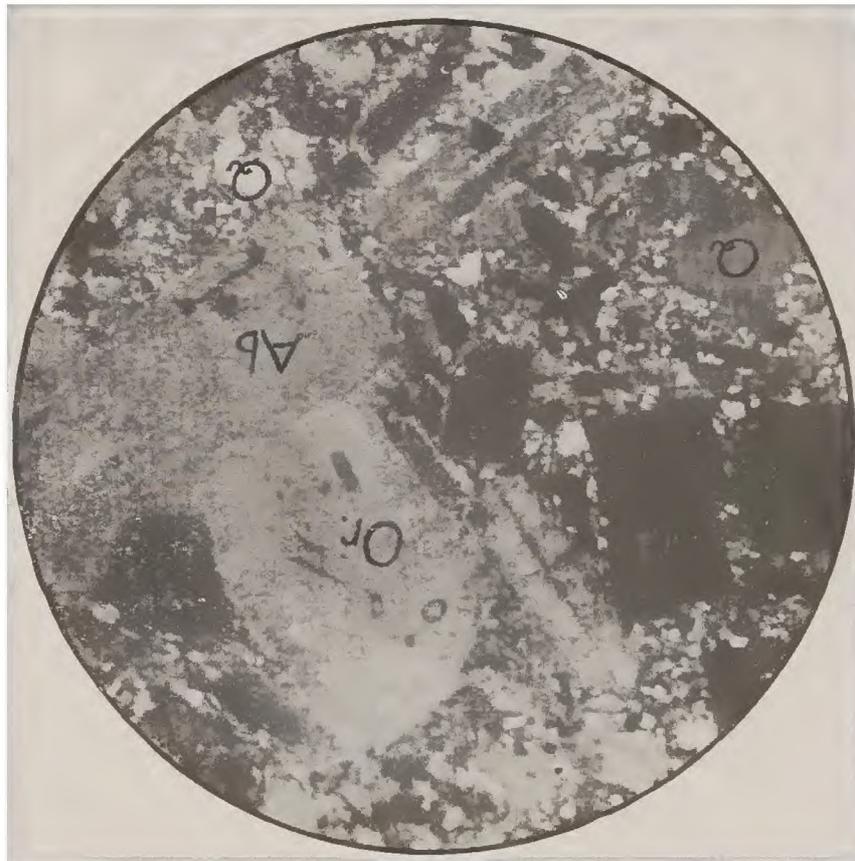
Quimicamente pobre em MgO , este calcáreo é recomendável para a fabricação de cimento. Atualmente é explorado para a fabricação de cal hidráulica.

Análise química do calcáreo de Vacacai

Perda ao fogo (H ₂ O + CO ₂)	44,76%
Silica (SiO ₂)	0,06
Alumina (Al ₂ O ₃)	0,35
Cal (CaO)	50,87
Magnésia (MgO)	4,24
T o t a l	100,28%

Analista: Laboratório Central da Produção Mineral.

G r a n i t o — O granito é róseo, de granulação média, apresentando ortoclásio, quartzo e biotita. Apresenta-se, como as rochas ácidas em geral, sob a forma de batolito, como admitimos nas figs. 1 e 2 e mapa anexô. A erosão, denudando a região fez aflorar o granito em numerosos pontos e por isto, a região granítica é notada especialmente pela sua riqueza de afloramentos. O granito se apresenta pouco alterado. Cobrem-no na parte mais superficial, formações eluvionais de areia. Apresenta disjunção em almofadas.



Microf. 3

Pórfiro granítico, mostrando quartzo (Q), raramente em fenocristais, ortoclásio (Or), albita (Ab), ambos frequentes como fenocristais e biotita como acessório. N + 35 X.

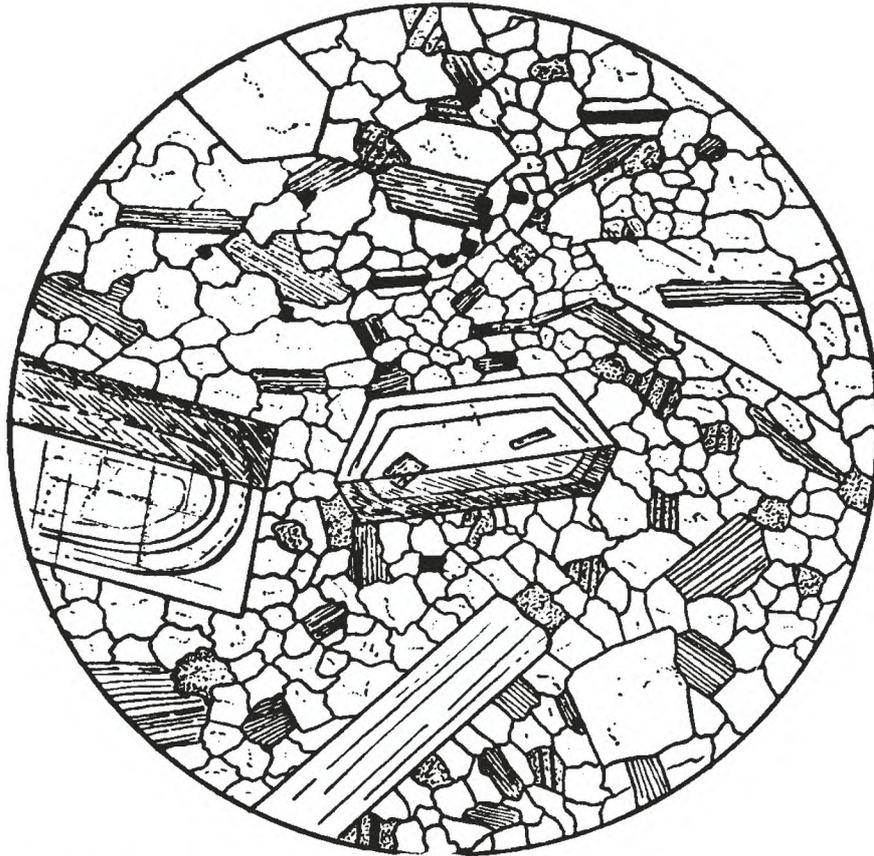


Fig. 4

Secção delgada de pórfiro granítico, notando-se plagioclásio zonado em fencristais, quartzo (com inclusões puntiformes) e mica.



Microf. 4

Granito, mostrando quartzo (Q), plagioclásio albita (Ab) e cncrescimentos micropertíticos (M). N + 35 X.

Em alguns pontos foram notados diques de pórfiro granítico (microfoto 3 e fig. 4).

Microscòpicamente, é a seguinte a composição mineralógica do granito: quartzo, ortoclásio, albíta-oligoclásio, microclínio, mi-



Fig. 5

Secção delgada de granito, notando-se quartzo, ortoclásio, concrecimentos micropegmatíticos e microperthíticos, plagioclásio e biotita.

croperthito e micropegmatito, como componentes essenciais, e biotita em pequena porcentagem como constituinte acessório (microfoto 4 e fig. 5). Dada a porcentagem quase insignificante de elementos máficos, esta rocha pode ser classificada de acordo com Johannsen como alaskito (18).

Quartzo — Apresenta-se em cristais alotriomorfos, com inclusões de biotita, plagioclásio ou ortoclásio, além de inclusões líquidas e gasosas em número elevado. Apresenta-se freqüentemente em concrecimento com ortoclásio, formando micropegmatitos.

Ortoclásio — É raramente encontrado em cristais não concrecidos e está freqüentemente associado ao quartzo ou à albíta, formando respectivamente, micropegmatitos e microperthitos. Apresenta-se parcialmente sericitizado.

Plagioclásio — Este mineral foi encontrado em concrecimento com o quartzo ou em cristais não concrecidos. Em quantidade secundária em relação aos outros componentes essenciais.

Biotita — É mineral essencialmente escasso. Apresenta-se em cristais idiomorfos e parcialmente muscovitizados.

Fluorita foi verificada em algumas amostras de granito. Acha-se, entretanto, em quantidade subordinada.

Andesito — Macroscopicamente é rocha compacta, bem dura e com tendência melanocrática na tonalidade. Notam-se, mesmo a olho nú, feno-cristais de anfibólio com dimensões que variam em torno de 1 mm na sua maior dimensão. Tais fenocristais tornam-se facilmente visíveis quando a rocha está em vias de alteração, dada a alteração mais rápida do feltro fundamental. O andesito, formado pela efusão de magma mais recente que granito e que as formações da série Camaquan, mostra frequentemente núcleos destas rochas. Assim, notamos no andesito, inclusões de granito epidotizado e na zona de contacto com o



Microf. 5

Andesito, notando-se fenocristais de andesina (And) com intensa disseminação de piritas (pontos pretos). O feltro está constituído por micrólitos de hornblenda comum principalmente. L.N. 35 X.

granito, um tipo de andesito misturado com material siálico, emprestando-lhe aspecto mais leucocrático. Ao microscópio, nota-se maior riqueza de plagioclásio albita neste tipo misturado de rocha.

Microscopicamente, (microfoto 5 e fig. 6) a textura é holocristalina e porfirítica. A estrutura tende à traquítica, por inci-

piente iso-orientação dos micrólitos. Os fenocristais são de hornblenda comum ($Z/c = 17^\circ$) e de plagioclásio andesina (30 a 40 % An).

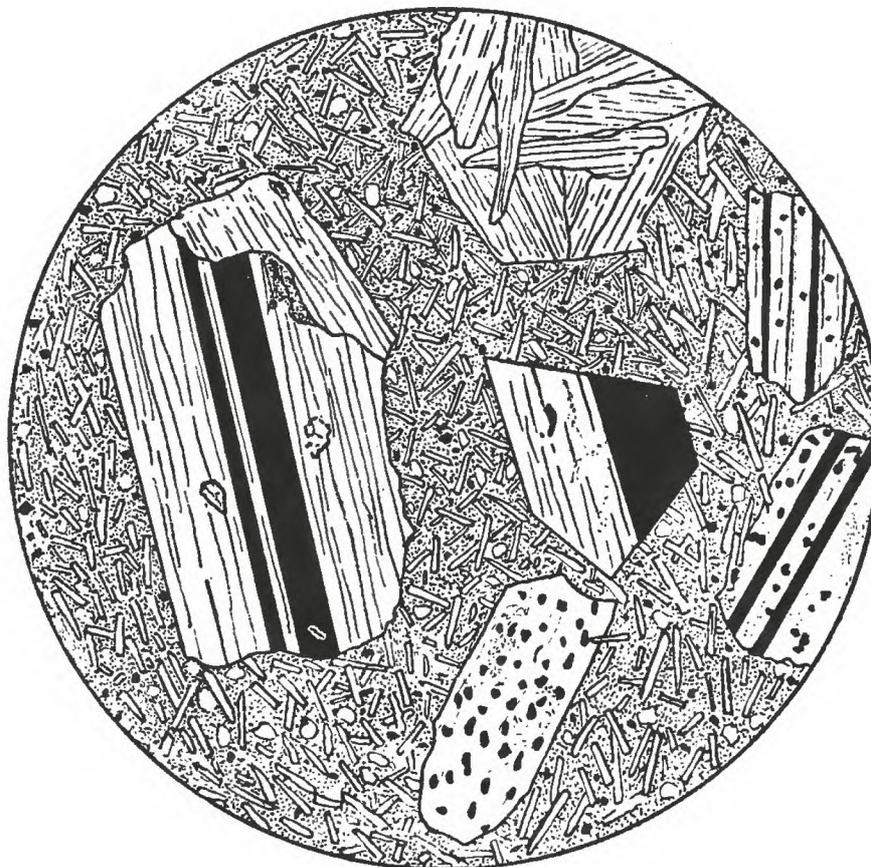


Fig. 6

Secção delgada de andesito, notando-se fenocristais de hornblenda (traços de clivagem paralelos) e de andesina (com disseminações pretas de pirita) e feltro de hornblenda (cristais prismáticos), quartzo e pirita.

A hornblenda forma cristais idiomorfos bem nítidos, individuais ou geminados segundo (001) de dois indivíduos ou ainda, geminados polissintéticos. Em geral, êste geminado de mais de dois indivíduos apresenta duas lamelas finas entre duas outras mais espessas, o que aliás é fato bastante comum nos anfibólios. O pleocroísmo não é muito acentuado em secção microscópica: X — amarelo claro, Y — verde azulado, Z — pardo amarelado.

Muitas vezes os fenocristais de hornblenda se apresentam fraturados, continuando os fragmentos a ocupar o local do antigo fenocristal. Com referência a êsse fato somos levados a classificar a estrutura como apresentando tendência glomeroporfirica. Verifica-se a mesma tendência dos plagioclásios para formarem agrupamentos semelhantes a glomérulos.

O plagioclásio andesina apresenta-se em fenocristais, porém menores e mais numerosos que os de hornblenda. Os contornos não são nítidos, mas a tendência é idiomórfica. Os cristais individuais são raros, sendo mais freqüentes os geminados segundo a lei da albita. São ricos em inclusões de pirita.

O feltro está composto na maior parte de micrólitos de hornblenda comum, a qual forma cristais prismáticos idiomorfos e alongados segundo Z. Cristais de pirita e de feldspato existem em menor quantidade.

O andesito apresenta ainda cristais de quartzo de origem secundária, não magmática, formados provavelmente por assimilação, pois forma núcleos não digeridos no seio da rocha andesítica. Estes cristais de quartzo possuem tendência idiomórfica e não apresentam inclusões.

Além destes constituintes, notamos no andesito minerais secundários como epidoto e carbonatos, provenientes da alteração de minerais primários.

Esta rocha se enquadra como um hornblenda-andesito.

IV — Geologia da jazida

1. Estudo dos minerais constituintes do minério e da ganga.
2. Filões.
3. Rochas encaixantes.

1. Estudo dos minerais constituintes do minério e da ganga.

Os minerais que ocorrem na jazida de Vacacaí são os seguintes: molibdenita, calcopirita, magnetita, pirita, ouro elementar, cobre elementar, fluorita, epidoto, calcita, limonita, bornita, e quartzo, minerais estes que passaremos a descrever.

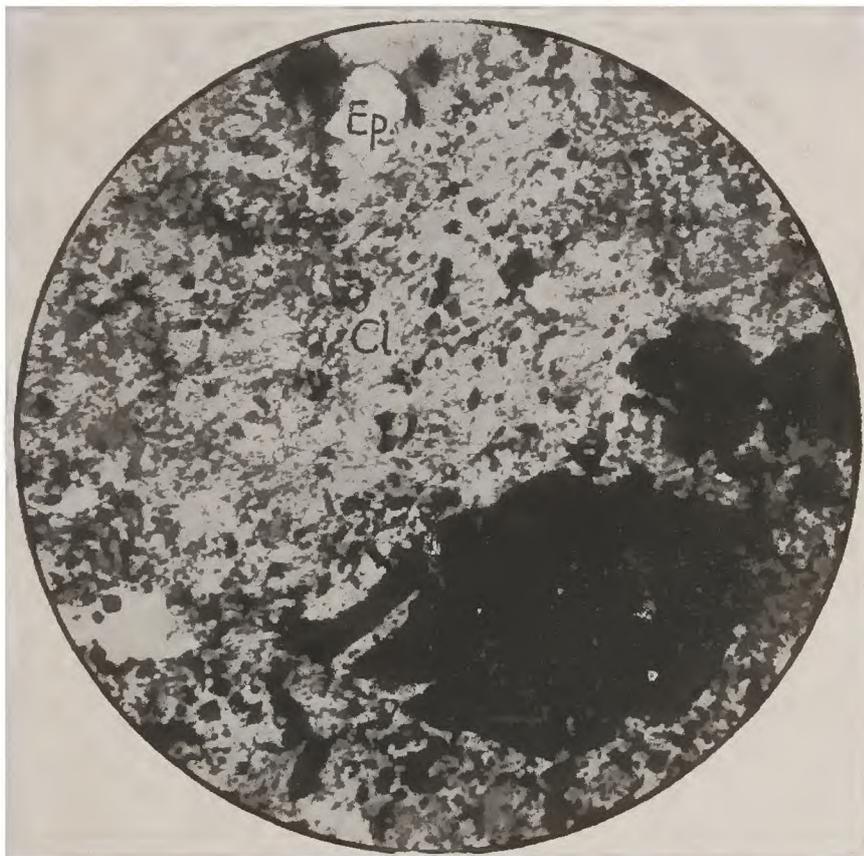
M o l i b d e n i t a — Apresenta-se ora interclusa entre os cristais de quartzo dos filões, ora intercrescida com calcopirita e associada à magnetita, formando filões e, às vezes, preenchendo fendas do xisto encaixante. Dêste modo, notamos três variedades de minério, que são as seguintes: minério quartzífero — branco com manchas de molibdenita; minério cuprífero — amarelo com manchas de molibdenita e minério xistoso — de côr escura, quase negra, com manchas cinzentas e brilhantes de molibdenita.

O minério quartzífero, microscòpicamente, apresenta o aspecto exibido pelo microfoto 6: lâminas de molibdenita entre grãos de quartzo geralmente localizadas na periferia do filão.



Microf. 6

Microfotografia de uma zona do filão D, mostrando a associação entre epidoto (Ep), molibdenita (opaca) e quartzo (Q). L. N. 35 X.



Microf. 7

Clorita-xisto das circunvizinhanças de 20 cm do filão C, notando-se intensa disseminação de molibdenita (opaca), constituindo por isto minério aproveitável. Ep- epidoto. Cl- Clorita L.N. 35 X.

O minério cuprífero mostra o aspecto da fig. 7: lâminas de molibdenita acham-se intercrescidas com a calcopirita circundando também cristais dêste último mineral.

O minério xistoso apresenta-se constituído de lâminas de molibdenita interpenetradas nos xistos, de modo concordante com a xistosidade (microfoto 7 e fig. 8).



Fig. 7

Secção polida do minério cuprífero, mostrando a associação calcopirita (em branco) e molibdenita (com traços de clivagem). Em baixo nota-se a molibdenita substituindo a calcopirita.

A molibdenita, em todos os tipos de minério descritos, apresenta-se sempre com hábito lamelar. Como sòe acontecer, não foram observados cristais perfeitos dêste mineral.

A exemplo de quase todos os sulfêtos e ainda mais, pela sua particular propriedade de fácil clivagem (clivagem basal segundo (0001), a molibdenita se desfaz com extrema facilidade, principalmente quando a rocha encaixante está alterada e não oferece substrato resistente, o que é o caso do minério xistoso. Por possuir hábito micáceo e grafitoso, fácil clivagem, resistência à oxidação e pela sua composição química, a molibdenita se presta para ser beneficiada e concentrada pelo processo da flutuação. As partículas de molibdenita flutuam com facilidade em quase todos os reagentes de flutuação, podendo-se obter com êste processo, con-

centrados de 90 % ou mais de MoS_2 . A maior dificuldade do beneficiamento do minério, para concentrar molibdenita, está no fato d'êele conter calcopirita. A separação d'êste mineral da molibdenita não é resolvida com uma operação exclusiva de concentração. E' necessária a flutuação seletiva; usamos duas baterias

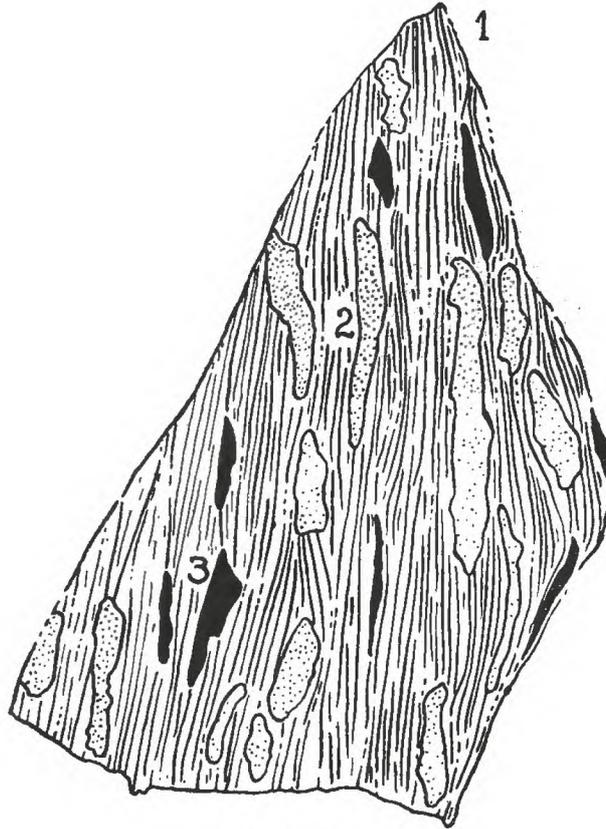


Fig. 8

Desenho de uma amostra macroscópica de minério, mostrando molibdenita (3) e calcopirita (2) disseminadas em xisto. (1)

de flutuação e um reativo depressor da calcopirita. A concentração do minério de molibdenita é feita em engenhos comuns de mineração, com bateria de flutuação. Em primeiro lugar, o minério sofre britagem. Passa depois ao moinho de bolas onde é reduzido a pó impalpável; daí segue para as células de flutuação, onde reativos apropriados — para o caso da molibdenita usa-se o querosene — separam o minério do estéril por meio da espuma, a qual é em seguida filtrada, obtendo-se assim o concentrado.

Calcopirita — Êste mineral é encontrado intimamente associado à molibdenita e ao epidoto (fig. 8 e microfoto 8). Não ocorrem cristais idiomorfos e perfeitos. Seu xenomorfismo é ainda mais acentuado do que o da molibdenita. Ocorre também disseminada no xisto feldspatizado encaixante em maior escala do que a molibdenita. Altera-se facilmente quando exposta ao ar,

tornando-se iridescente. Por alteração em maior grão fornece bornita, malaquita e mais raramente azurita.

M a g n e t i t a — A magnetita apresenta-se, no minério, em cristais octaédricos pequenos (1/2 mm), associados à molibdenita e à calcopirita. Como a calcopirita, a magnetita altera-se com facilidade, ao contrário do que acontece com a molibdenita.



Microf. 8

Microfotografia de uma zona do filão D, notando-se a associação de calcopirita (opaca) e epidoto (Ep). L.N. 35 X.

Conseqüentemente, observamos na zona de oxidação, minério já alterado, constituído de molibdenita, limonita e malaquita, sendo êstes dois últimos produtos de alteração, respectivamente, de magnetita e calcopirita.

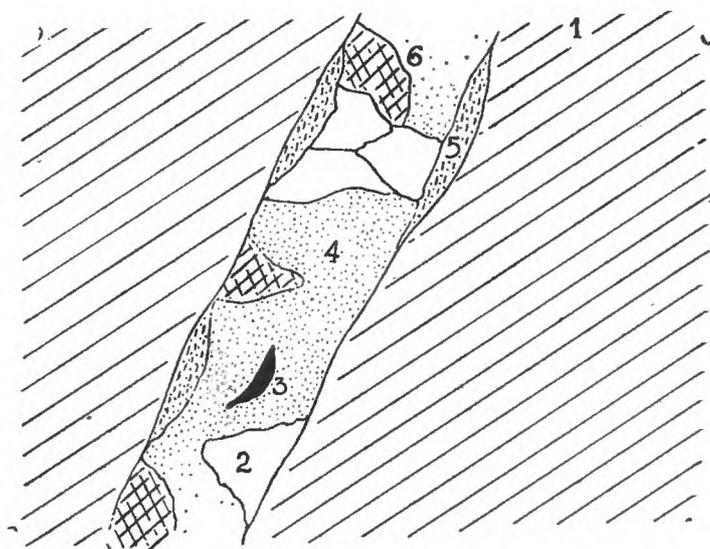
B o r n i t a — Foi observada em lâminas interclusas na rocha encaixante. Não foi encontrada nos filões. Fácilmente alterável, encontrâmo-la raramente fresca. Côr bronze de cobre quando inalterada, tornando-se fortemente iridescente quando alterada superficialmente. Pouco disseminada, não se apresentando em cristais idiomorfos.

P i r i t a — A pirita mostra-se em cristais bem individualizados, de forma cúbica (100), estriados, raramente alterados, estando mergulhados em clorita-xisto ou xisto feldspatizado, em associação com molibdenita. A rocha encaixante que contém pirita,

freqüentemente apresenta-se alterada, permitindo os cristais se destacarem com facilidade. Provavelmente, a pirita é aurífera, semelhante à pirita de Lavras.

O u r o e l e m e n t a r — Ouro foi verificado em filões quartzíferos, sob a forma de pequenos grãos. Contudo, é freqüente encontrar-se ouro com mineral secundário nos aluviões dos rios.

C o b r e e l e m e n t a r — Cobre nativo (elementar) foi verificado nas fendas da rocha encaixante, sob forma de dendritos muito friáveis que se desfazem facilmente com água, transformando-se em pó. Foi observado escassamente nas regiões mineralizadas.



0 2cm

Fig. 9

Filão encaixado em xisto feldspatizado, mostrando associação entre molibdenita, fluorita, epidoto, quartzo e calcita.

F l u o r i t a — A fluorita foi verificada em veios na encaixante, em associação com a molibdenita (fig. 9). Os cristais são pequenos, cúbicos, de cerca de 1 mm, de coloração roxo-clara a incolor e associada à calcita e ao epidoto.

E p í d o t o — Este mineral, comum em toda a zona de contacto entre xistos e granito forma núcleos e filões homogênicos — só epidoto — ou heterogênicos — plagioclásio e epidoto —, no seio do granito ou do xisto feldspatizado. Em pequena quantidade, encontrâmo-lo também nas fendas dos xistos e nos filões quartzíferos, localizando-se nestes últimos principalmente nas paredes.

C a l c i t a — A calcita preenche fendas no clorita-xisto encaixante. Apresenta-se em cristais bem formados, de hábito escalenoédrico, nos quais se notam as formas de romboédrio e esca-

lenoédro. Os cristais são de regra, perfeitamente transparentes, ou às vezes, ricos de impurezas de óxido de ferro, que lhes emprestam ligeira coloração parda. Não raramente os cristais apresentam inclusões de películas de óxido de manganês. O tamanho dos cristais é variável, oscilando em torno de 2cm. O maior cristal observado possuía 5cm de altura. Suas faces são perfeitamente planas ou escamosas (estas últimas só foram observadas nos cristais maiores e representam imperfeições de crescimento).

2. Filões.

Como foi assinalado na fig. 10, os filões mineralizados são cinco, designados respectivamente pelas letras A, B, C, D e E. Os filões A e C são os mais possantes e os únicos de valor econômico, tendo mostrado o comprimento máximo de 15 m e largura máxima de 20 cm em média.

Os filões são em geral quartzíferos, apresentando mineralização de molibdenita, calcopirita, magnetita, pirita, epidoto, fluo-

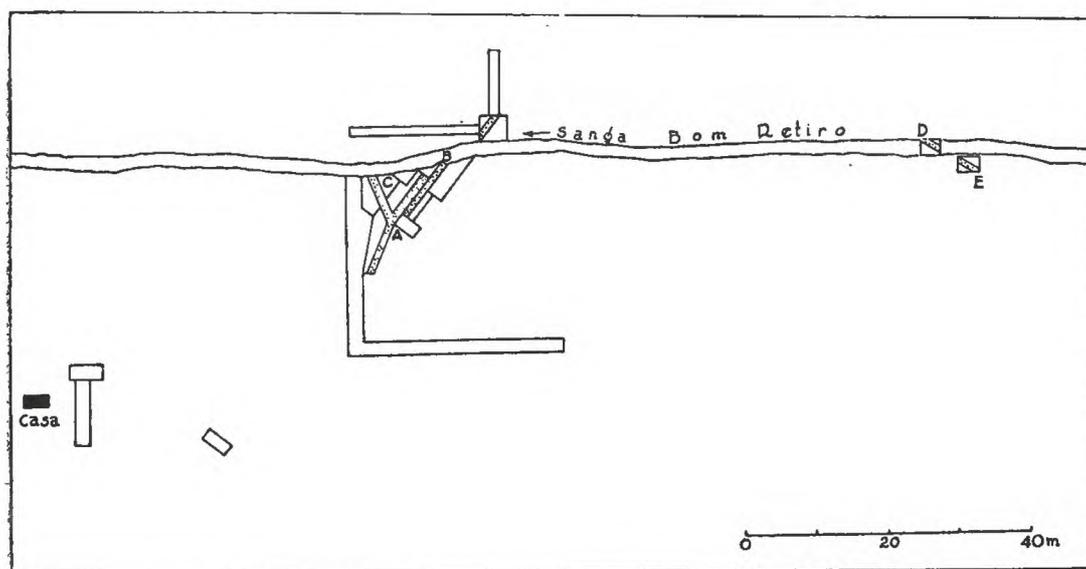


Fig. 10

Esboço da jazida de Vacacai, mostrando a situação dos filões A, B, C, D e E.

rita, etc. Estes minerais ocupam, de modo geral, a periferia dos filões, distribuindo-se, entretanto, ainda entre as fendas e grãos de quartzo. O mineral que ocorre particularmente na periferia é o epidoto.

Apesar dos filões serem quartzíferos, o quartzo, às vezes, desaparece quase completamente, sendo substituído pelos minerais metálicos. Os filões que mais caracteristicamente apresentam este aspecto pobre em quartzo são A e C. Os filões B, D e E são predominantemente quartzíferos.

Filão A — (fig. 11) Comprimento: 15m; largura máxima: 20 cm. O quartzo apresenta-se escasso, embora se trate genéticamente de filão quartzífero mineralizado. Ramifica-se em apófises laterais na rocha encaixante. O minério concentra-se em bolsas que seguem á direção do filão, N 45° E e N 25° E, em concordância com os planos de xistosidade dos termos metamórficos. A bolsa de maior volume observada, apresentava 1m de comprimento por 20 cm. de espessura.

Os minerais em maior frequência neste filão são molibdenita e calcopirita, em menor, a magnetita. Rocha encaixante: mica-clorita-xisto feldspatizado em pequena escala.

Filão C — (fig. 11) — Não foi observado aqui guia filão de quartzo. Os minerais que ocorrem neste filão são os seguintes: molibdenita, pirita, e calcopirita, sendo esta última presente em pequena escala ou mesmo ausente. Direção: N 35° W; inclinação: 80° S. Encaixado pelo mesmo tipo de rocha que o filão anteriormente descrito.

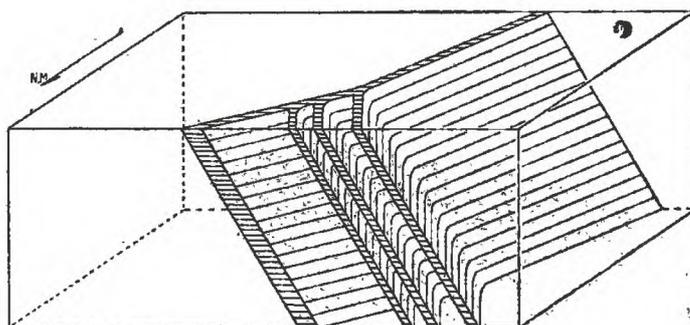


Fig. 11

Bloco-diagrama do filão A e suas ramificações. Neste desenho estão esquematizadas apenas as direções e as inclinações dos filões, mas não as suas formas. Na realidade, eles possuem paredes onduladas (filões em rosário).



Filão B — É semelhante ao filão A, mostrando-se porém mais rico em quartzo. Apresenta a mesma direção e inclinação que o filão A. Comprimento verificado: 10 m; largura máxima: 20 cm. Provavelmente é o mesmo filão que foi descoberto em 8. Rocha encaixante: mica-clorita-xisto feldspatizado em pequena escala.

Filões E e D — (fig. 12) — Estes dois filões são idênticos entre si quanto aos característicos mineralógicos, diferindo apenas quanto ao volume. Ambos são filões predominantemente quartzíferos, com segregação paragenética de molibdenita e calcopirita como minerais metálicos e epidoto como mineral não metálico. Este último ocupa, de preferência, as paredes dos filões. A rocha encaixante é constituída por xisto feldspatizado e sericitizado (microfotos 9 e 10). As dimensões dos filões são: filão D: compri-

mento 5m x largura máxima de 5cm; filão E: comprimento 3m x largura máxima de 5cm.

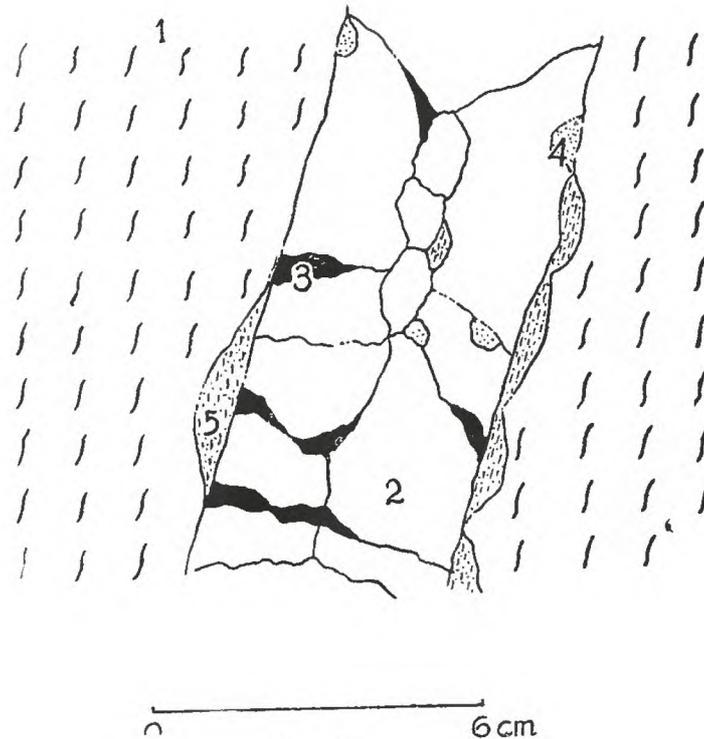


Fig. 12

Esquema dos filões E e D.

- 1 — xisto feldspatzado encaixante.
- 2 — quartzo.
- 3 — molibdenita.
- 4 — calcopirita.
- 5 — epidoto.

3. Rochas encaixantes.

De duas espécies diferentes são as rochas encaixantes: 1 — clorita-xisto acentuadamente silicificado, sericitizado e parcialmente feldspatzado, encaixante dos filões D e E (microfotos 9 e 10); 2 — mica-clorita-xisto com maior quantidade de talco, passando às vezes a talco-xisto, como silicificação e feldspatzização incipientes. A rigor, podemos considerar, no entanto, estas duas rochas como graus diferentes de maior ou menor ação metamórfica de contacto. Assim, no primeiro tipo, o metamorfismo se fez sentir mais intenso, evidenciado pela sericitização e silicificação mais pronunciadas; no segundo, menos.

Primeiro tipo — (microfotos 9 e 10 e figs. 13 e 14) — As rochas desta categoria possuem estrutura xistosa e textura granulo-blástica passando a porfiroblástica. Notam-se vários cristais de quartzo mais desenvolvidos que os demais das outras espécies. Há, também, cristais pequenos de quartzo. A presença deste mineral indica, além de outros fenômenos, processo de silicificação

dos xistos da série Porongos na zona de contacto. Considerando que a silicificação é mais intensa em alguns pontos que em outros, somos levados a supôr silicificação por precipitação de soluções hidrotermais, que teriam ascendido pelos caminhos mais fáceis, formando zonas mais ricas em sílica. O quartzo apresenta extinção ondulante e contôrno alotriomorfo. Seus cristais maiores, assim como os pequenos agrupamentos, podem ser considerados filões incipientes.

Juntamente com a silicificação, houve um processo intenso de sericitização. Tudo nos leva a crêr que os xistos tenham sido feldspatizados por metamorfismo de injeção "lit-par-lit" e após êste processo, os feldspatos, principalmente o ortoclásio, sofreram sericitização por ação hidrotermal, dada a pequena abundância de feldspato e riqueza relativa de sericita observada. Como sabemos, a sericita revela em sua análise química um acréscimo maior em sílica do que a variedade muscovita (36), e por esta razão aquele mineral só teria origem, onde fossem mais altas as condições de silicificação. E' êste fato que realmente observamos em tal rocha encaixante. A riqueza em quartzo e sericita demonstra que a so-



Microf. 9

Xisto feldspatizado encaixante, notando-se quartzo (Q), albita sericitizada e sericita. Encaixante dos filões D e E. N \perp 35 X.

lução residuária deveria ter sido rica em sílica e potássio (solução alcalina). Não existe ortoclásio na rocha encaixante, embora êle exista em relativa abundância no granito intrusivo, visto que o ortoclásio ter-se-ia transformado totalmente em sericita. O pla-



Microf. 10

Filão em contacto com a encaixante — A encaixante é um xisto feldspatizado e sericitizado, constituído de quartzo (Q), albita (Ab) e sericita (S), principalmente. O filão é quartzífero, notando-se que é formado na sua maioria por quartzo. Este filão contém molibdenita e calcopirita, que não são observadas na microfotografia. N + 35 X.

gioclásio, por sua vez, ter-se-ia alterado parcialmente por ser pobre em potássio. Tal fato explica por que se encontram ainda cristais remanescentes de plagioclásio.

A clorita, presente neste tipo de encaixante, poderia ser considerada como originária dos xistos da série Porongos e ter-se-ia também transformado em sericita, remanescendo apenas em pequena porção.

A presença de apatita no interior dos cristais de quartzo nos dá margem para admitir a presença de flúor ou cloro na solução hidrotermal. Entretanto, tudo nos leva a crer na presença de flúor, seja pela maior afinidade dêste elemento pelos magmas ácidos, seja ainda, pela presença de fluorita no depósito.

Os cristais de sericita não exibem orientação, fazendo-nos pensar que talvez não sejam provenientes de clorita, quando então deveriam orientar-se do mesmo modo que esta última. Entre-



Fig. 13

Desenho de uma secção delgada, mostrando o contato entre filão e encaixante, notando-se muito quartzo no filão, epidoto no contato (cinzento com traços de clivagem), molibdenita, plagioclásio com sericitização incipiente e sericita na encaixante.

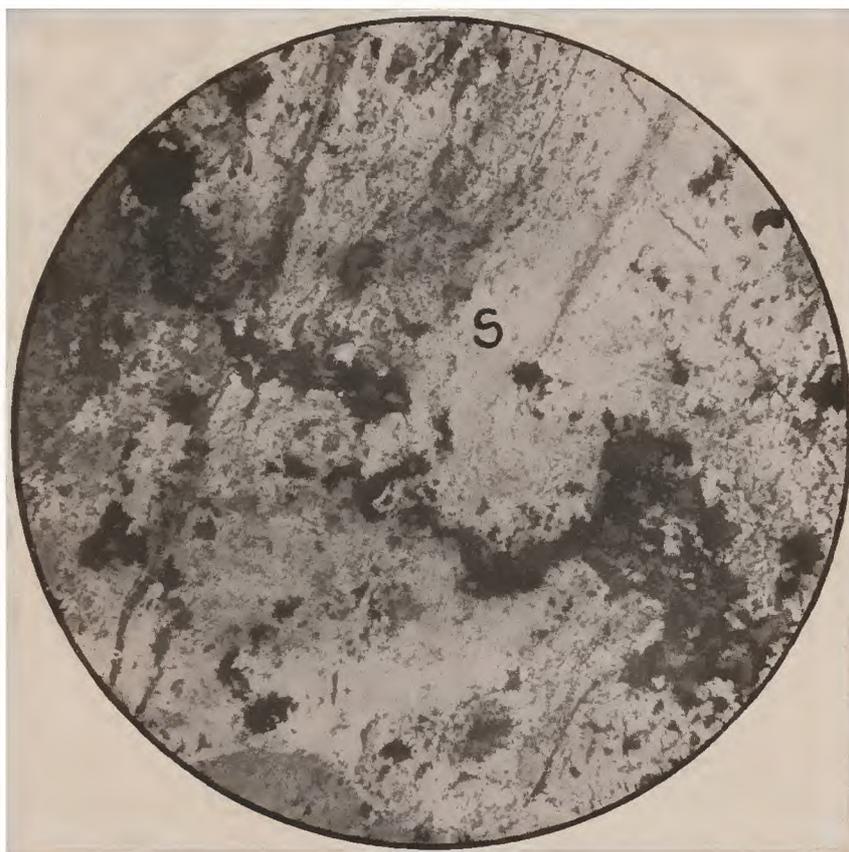


Fig. 14

Desenho de uma secção delgada de encaixante dos filões E e D (primeiro tipo), mostrando clorita (traços de clivagem paralelos), sericita (cristais peniformes), quartzo, plagioclásio sericitizado, epidoto e impregnações de calcopirita (cpaca).

tanto, foi notado sericita ao lado de clorita, denunciando possível derivação.

Segundo tipo — (microfoto 11) — Este tipo de rocha é um mica-clorita-xisto parcialmente epidotizado e com incipiente silicificação local. O epidoto foi observado em núcleos no seio da rocha, fato que demonstra origem posterior secundária.



Microf. 11

Mica-clorita-xisto encaixante com impregnações de calcopirita e molibdenita (opacas) e epidoto (Ep). L. N. 35 X.

A textura é granuloblástica e a estrutura xistosa. Os minerais são em ordem decrescente das respectivas porcentagens: sericita, clorita, quartzo e acessoriamente, sob forma de disseminações, calcopirita e molibdenita. Os cristais de quartzo são primários na maioria; outros, provavelmente secundários.

Como teremos ocasião de estudar adiante, no capítulo da mineralogênese, a composição química ou mineralógica da rocha encaixante teve uma influência muito reduzida na gênese do depósito.

V — Mineralogênese

1 — Problema da gênese.

- 2 — Classificação do depósito.
- 3 — Abertura das fendas e formação dos filões.
- 4 — Paragênese e seqüência de deposição dos minerais.
- 5 — Histórico da mineralização.

1. Problema da gênese.

No presente estudo teremos como finalidade primordial, sempre que possível, atingir interpretações genéticas. Entretanto, não pensamos obter resultados indubitáveis e absolutos, pois que os processos naturais são, muitas vezes, convergentes: causas diferentes podem produzir efeitos semelhantes.

Examinando a feição geológica da região da jazida de molibdenita, verificámos a existência de dois afloramentos de rochas magmáticas: um de granito, outro de andesito. São duas formações que denunciam atividade magmática na região em períodos geológicos diferentes: uma fase intrusiva mais intensa, ocorrida no algonquiano e outra extrusiva ou intrusiva superficial menos intensa, no paleozóico superior. Pelos argumentos apresentados neste trabalho, na parte referente à geologia propriamente dita (pg. 34 e ss.), verificámos que o granito é anterior ao andesito (superposição ao granito e presença de núcleos graníticos epidotizados dentro da massa de andesito). E' de se supor que ambos os magmas produziram efeitos de metamorfismo de contacto e post-eruptivo nas rochas da região: o magma granítico em maior escala por ser intrusivo e o andesítico em menor por ser extrusivo. Tal fato nos leva a acreditar em duas possibilidades sôbre a origem do depósito de molibdenita de Vacacaí, ambas entretanto, hidromagmatógenas: possibilidade de formação post-andesítica (solução residuária andesítica) e possibilidade de formação post-granítica (solução residuária granítica). Entretanto, como ainda teremos ocasião de ver, somos de parecer que a segunda possibilidade seja a mais viável.

Formação post-andesítica — A vizinhança de afloramentos andesíticos permite-nos sugerir uma origem de depósito de molibdenita, por atividade magmática andesítica. Em abono desta hipótese considere-se o fato, de que o mineral em maior porcentagem é calcopirita e não molibdenita, apesar da jazida ser chamada de molibdenita por motivo econômico e, como é sabido, a calcopirita é de gênese relacionada com magmas intermediários, dentro dos quais se enquadra o magma andesítico. De outro lado, como bem mostra V. Leinz (23) (25) de estudos exaustivos executados nos depósitos de cobre e ouro do Estado do Rio Grande do Sul, as jazidas dêstes metais ou de seus compostos minerais originaram-se, na maioria absoluta, de soluções hidrotermais provenientes de magma andesítico. Assim, o depósito de Vacacaí repre-

sentaria, segundo Leinz, veios post-andesíticos formados sob condições de pressão e temperatura as mais elevadas ou seja, hipotermal.

Considere-se ainda o fato, que os filões quartzíferos de Vacacai são também auríferos e, que os filões com ouro encontrados na região de Lavras, onde se fizeram atuar ambos os magmas, tanto o granítico como o andesítico, foram formados por soluções andesíticas e não graníticas.

Formação post-granítica — Com referência a esta hipótese temos a dizer que a maioria dos fatos observados corroboram-na. Analisaremos os mais importantes. E' fato estabelecido que, via de regra, os depósitos de molibdenita estão geneticamente relacionados com atividade ígnea de magmas ácidos (22), de preferência graníticos e mais raramente sieníticos e granodioríticos, termos, no entanto, ainda ácidos da série das rochas magmáticas. Assim, em Climax, Colorado, U.S.A., a molibdenita ocorre disseminada em granito. Butler e Vanderwilt (5) são de opinião que esse depósito seja do tipo mesotermal. Fuster (10) estudando uma ocorrência de molibdenita na região de Cornwall, Inglaterra, observou esse mineral em veio de quartzo cortando xisto turmalinífero e em correlação genética com granito. Gerrie (12), na região de Quebec, Canadá, encontrou molibdenita em veios de pegmatito, encaixados em biotita-xisto e nas circunvizinhanças de uma intrusão granítica. Na região de Chekiang, Ming e Chang (30) encontraram molibdenita em veios quartzosos atravessando pórfiro granítico. Brown (4), de estudos em depósitos de Burma, Índia, verificou molibdenita incluída em argilito, xistos e quartzito, relacionada geneticamente com magma granítico. Mario de Jesus (29), de pesquisas sobre pegmatitos mangano-litíferos de Mangualde, Beira, Portugal, onde é verificada molibdenita, mostra que tais depósitos se formaram em quatro fases magmatógenas (magmática, hipotermal, hidrotermal fosfática e hidrotermal sulfídica), relacionadas com atividade eruptiva granítica.

Do exposto, vê-se que os exemplos citados de algumas regiões bem diversas da face da terra, constituem jazidas e ocorrências de molibdenita, geneticamente relacionadas com atividade granítica. Outros exemplos poderiam ser citados (17 — ver Hintze), mas seriam tão numerosos e sua enunciação tão longa, que fugiria a finalidade do presente trabalho. Contudo, citaremos ainda alguns outros exemplos de jazidas geneticamente ligadas à atividade eruptiva, mas agora, sienítica e diorítica, embora sejam elas em número mais reduzido do que as primeiras de origem granítica. Assim, Truman (37) de pesquisas executadas nos depósitos de cobre da área de Creek, Arizona, U.S.A., onde também ocorre molibdenita, concluiu que tais depósitos se formaram em consequência de intrusão granodiorítica em sedimentos cretáceos. E' inte-

ressante notar que, nesta jazida, a molibdenita foi o último mineral hipógeno a se depositar, ao passo que nas demais jazidas é, em geral, dos de mais precoce separação, como se pode depreender da paragênese, que é a seguinte: pirita, calcopirita, bornita, tenantita, esfalerita, galena e molibdenita. No Japão, Susuki (37), investigando depósitos de metamorfismo de contacto da região de Ofuku, demonstra que uma intrusão diorítica foi responsável pelo metamorfismo de arenitos, xistos e calcáreos paleozóicos, produzindo uma zona de contacto com minerais característicos e formação de um depósito hidrotermal com a seguinte paragênese: calcopirita, pirita, mispíquel, molibdenita, blenda, galena e scheelita. Zambonini (40), dos estudos químicos realizados em lavas traquíticas do Vesúvio, encontrou os seguintes elementos entre os quais figura o molibdênio: Mo, Br, Ta, I, V, W, Se, Te, As, Nb, Ti e terras raras. Gilluly (11), de pesquisas em depósitos minerais de Arizona, U.S.A., verifica que a mineralização de molibdenita e outros minerais da região de Ajo, se deu em virtude da ação de um magma monzonítico.

No Brasil, a molibdenita também tem sido sempre encontrada em relação genética com granito. Confirmando êste fato, encontramos em Porto Alegre e em Lavras, molibdenita como mineral acessório no granito. Em Encruzilhada, R. R. Franco (9) verificou molibdenita em veios quartzíferos, originados de soluções hidrotermais de magmas graníticos.

Na região de Vacacaí foram verificadas várias ocorrências de molibdenita dentro da zona de contacto do granito com o xisto, e encaixadas portanto pela rocha de contacto, xisto feldspatizado (ver mapa). Entretanto, não foram observadas ocorrências dentro da zona de contacto com o andesito. Como veremos adiante, o nosso depósito se formou sob condições de elevado p.t., o que não acontece em geral, com magmas extrusivos ou intrusivos superficiais, os quais raramente fornecem soluções hidrotermais de alta temperatura e pressão. Ainda as soluções derivadas dos magmas extrusivos ou intrusivos superficiais são de regra epitermais ou mesotermiais.

A molibdenita e seus minerais de associação ocorrem em Vacacaí sob a forma de veios e filões de composição ricamente quartzosa. Considerando-se êste fato, verossimilmente êles se originaram do magma granítico.

A sericitização indica presença de metais alcalinos, principalmente potássio, nas soluções residuárias. Como diz Gratton (14), a maioria dos depósitos minerais é formada por soluções alcalinas, por serem estas as soluções com maior capacidade de dissolução, e portanto carregando maior quantidade de substâncias dissolvidas, são por conseguinte, mais mineralizadoras.

O molibdênio, como os demais elementos constituintes da crosta terrestre, está nela disseminado em pequena porcentagem. No entanto, é de se supor que concentre preferentemente nas rochas ácidas, pelas observações até hoje obtidas. Com referência a este fato comparem-se os resultados de detecção de molibdênio em rochas básicas e ácidas realizados por diversos autores. Verificou-se que o teor em Mo apresentado pelas rochas básicas é menor em relação à média das observações. Assim, Vernadsky (38, pg. 21) dá o seguinte teor aproximado do molibdênio, para até uma profundidade de 20km através da crosta, correspondentes a $3,25 \times 10^{19}$ de matéria: 10^{-3} a 10^{-2} % de Mo, o que significa 10^{14} a 10^{15} toneladas de molibdênio para todo o volume da crosta terrestre. Já Koppel e Berg, citados por Krusch (21, pg. 4) dão para a porcentagem de molibdênio o seguinte valor: $7,2 \cdot 10^{-6}$. Hevesy e Hobbie (16) em uma mistura de 282 exemplares de rochas eruptivas, encontraram o teor de $1,5 \cdot 10^{-5}$ g/g de Mo. Os mesmos autores (16) em 67 exemplares de rochas gábricas de diversas procedências encontraram o teor médio de $0,3 \cdot 10^{-5}$ Mo g/g.

Do exposto, notamos que o molibdênio, como os demais elementos, está disseminado na crosta terrestre, concentrando-se porém em magmas ácidos, formando com outros elementos, minerais que são encontrados em jazidas relacionadas com tais magmas.

Hullin, citado por Newhouse (31), admite que a fonte magmática do molibdênio, assim como do estanho e do wolfrâmio é muito ácida.

Finalmente, em abôno da hipótese post-granítica podemos lembrar que o fluoreto de molibdênio, provável forma pela qual ascendeu o molibdênio em Vacacaí, é muito volátil (p.f.: 17°C e p.e.: 35°C). Tal composto, portanto, dificilmente precipitar-se-ia a partir de magmas andesíticos, porquanto sendo tais magmas na maioria extrusivos, os compostos de molibdênio desprender-se-iam com facilidade, perdendo-se na atmosfera. Sendo ademais o depósito, hipotermal, convém salientar que tais depósitos de elevado p.t. formam-se exclusivamente a expensas de magmas batolíticos.

Pela maior soma de fatos e observações a favor da hipótese post-granítica, tais como, exemplos de outras jazidas estrangeiras e brasileiras, pela verificação geoquímica (maior teor de molibdênio em rochas ácidas), ocorrências de molibdenita na zona de contacto do granito em Vacacaí, alcalinidade das soluções originárias, volatilidade dos compostos de molibdênio, só passíveis de se precipitarem em ambiente fechado e, ainda pelo fato da jazida se localizar na zona de contacto do granito, somos levados a admitir que a jazida, apesar de não ter sido observada conexão direta entre granito e filões, formou-se por soluções post-graníticas.

2. Classificação do depósito.

A molibdenita e a calcopirita, principais minerais que ocorrem na jazida de Vacacaí, podem ter o seu climax de precipitação durante qualquer fase da emanção post-eruptiva, porquanto os seus elementos formadores fazem parte dos componentes voláteis (ichor) do magma, principalmente os compostos de molibdênio. Assim, a molibdenita e a calcopirita podem se originar de soluções aquo-ígneas até epitermais, passando pelas fases intermediárias de hipo- e mesothermal. A molibdenita, especialmente, pode se formar em diversos ambientes e sob várias condições de p.t. Assim, encontrâmo-la em pegmatitos em Quebec, Canadá, e em Magnet Cove, Arkansas, U.S.A.; em depósitos de metamorfismo de contacto em Marrocos e em Ontario, U.S.A.; em depósitos de substituição, sob forma disseminada, em Climax, Colorado, U.S.A. e em Cananéa, Mexico, ou ainda em veios hidrotermais como em Questa, Novo Mexico, U.S.A. e em Copper Creek, Arizona, U.S.A. (3, pg. 592).

Vimos, pela descrição da jazida e dos minerais que a constituem (pg. 48 e ss.), que não há ocorrência de feldspato e tampouco de mica nos filões estudados, fato êste que denunciaria formação pegmatítica ou hipothermal profunda. Observamos ainda que os filões possuem estrutura em rosário e, que há sericitização na encaixante, fatos que vêm eliminar a possibilidade de classificarmos o depósito como epitermal, quando então não haveria uma substituição tão pronunciada na rocha encaixante. A abundância de quartzo na maioria dos filões, como ganga quase exclusiva, da mesma maneira vem falar a favor da origem hidrothermal em condições de temperatura e pressão elevadas. De outro lado, a maior porcentagem de quartzo em relação a de sericita, leva-nos a admitir a formação dos filões e as modificações das rochas encaixantes, como ocorridas em níveis mais altos, porquanto a sericita aumenta com a profundidade e é relativamente escassa nas regiões pouco profundas (36). Êste fato nos induz a pensar em formação a p.t. menos elevado. No entanto, como já tivemos ocasião de verificar anteriormente, que foi encontrada pirita e não marcassita, como modificação do bisulfeto de ferro, e é fato bem conhecido em mineralogia, que a pirita é produto de filões profundos e de fontes quentes, ao passo que a marcassita, em geral, se forma próxima à superfície, por soluções frias ou menos quentes. Do mesmo modo, se tivéssemos veios de p.t. menos elevado, deveríamos ter encontrado, além de quartzo como ganga, outros minerais tais como baritina, etc.

A textura do minério, como se pode depreender da fig. 7, não exhibe ângulos, fato êste comum nos minérios epitermais.

Por estas várias razões, composição mineralógica e configuração geológica da jazida, e também pela estrutura fitada dos filões

denunciando ascensões sucessivas de soluções residuárias e que portanto o período de formação foi longo e perdurou sob diversas condições de p.t., somos levados a crêr que o depósito de Vacacaí, seja do tipo hipomesotermal, de acôrdo com a classificação dos depósitos minerais de Lindgren (28).

Em abòno desta idéia, convém mencionar que quando o depósito é de formação de baixo p.t., a molibdenita aparece em escala microscópica, acontecendo o contrário quando o filão é de alto p.t. Como em Vacacaí, a molibdenita ocorre em relativa abundância e concentração, confirma a sua origem sob elevado p.t.

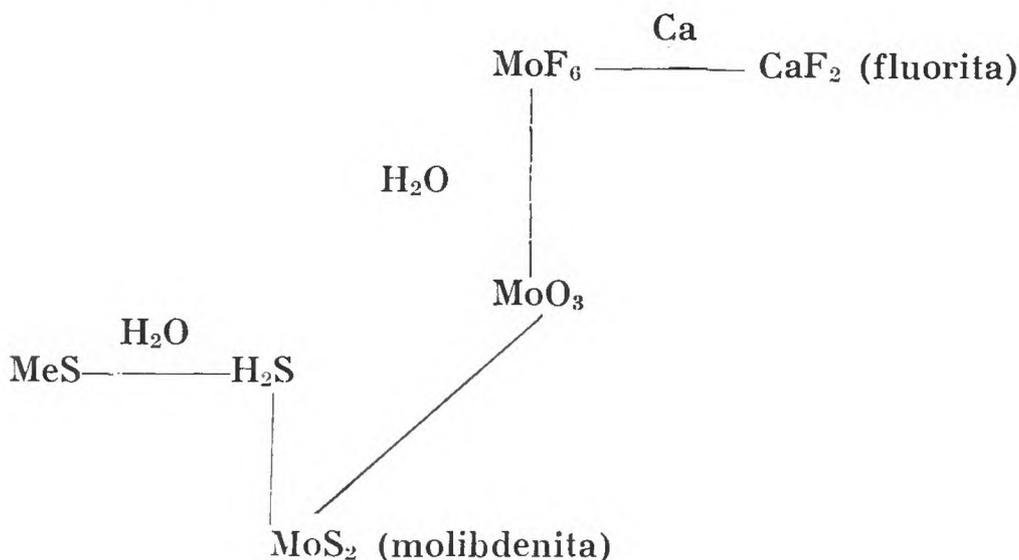
3. Abertura das fendas e formação dos filões.

Examinando o aspecto geológico apresentado pela região por nós estudada, verificámos que a zona de contacto é bem extensa e o número dos filões, sejam mineralizados ou não, é reduzido em relação à extensão do contacto. Ora, sendo a zona de contacto tão extensa, a probabilidade de se encontrarem filões também deveria ser grande, proporcionalmente. No entanto, tal não se verifica, seja porque os caminhos de acesso às soluções deveriam ter sido em número bem pequeno, seja porque, ter-se-iam formado numerosos filões, posteriormente destruídos pela erosão. Somos de opinião que os dois fatores devam ter influído.

Os filões estudados tiveram, indubitavelmente, a sua formação facilitada por uma falha, cujo espelho de escorregamento foi notado nas paredes dos filões. As soluções residuárias, encontrando menor resistência na altura da falha, teriam ascendido, originando os filões. Acreditamos na existência de uma falha, mas não de uma abertura preexistente. Provavelmente, essa zona de menor resistência foi aberta, não somente pela pressão das soluções ascendentes contra as paredes da encaixante, como também pela pressão de cristalização dos minerais que se formaram e pela ação química mineralizadora das soluções. Dêste modo, teriam sido substituídas as paredes da encaixante, formando-se filões em rosário, de paredes onduladas e irregulares, mostrando típico processo de reabsorção e reprecipitação. As soluções não se precipitaram exclusivamente na fenda aberta pela pressão e corrosão, mas penetraram ainda nas pequenas fendas xistosas da encaixante em extensão de mais ou menos 20 cm, de lado a lado, impregnando-as de molibdenita e calcopirita sob forma de disseminações laterais. Na fenda principal, precipitou-se quartzo, libertando os componentes voláteis, que se precipitaram tanto no próprio filão, entre grânulos de quartzo, como também entre o filão e a encaixante. Formaram assim as salbandas e as disseminações laterais no interior da própria encaixante.

O molibdênio, possivelmente, ascendeu sob forma de fluoreto, não só por ser este componente mais comum em magmas ácidos, mas também pela presença de fluorita na jazida. Posteriormente, quando as condições de p.t. nos filões permitiram a precipitação do quartzo, o fluoreto de molibdênio se libertou, reagiu com outros componentes, como H_2S , formando MoS_2 . Pela composição mineralógica do filão, podemos dizer que a solução residuária geradora deveria ter sido rica em sílica e água, componentes comuns dessas soluções, de enxofre ou seus compostos (riqueza em sulfetos dos filões) e fluorêto de molibdênio (presença de molibdenita e fluorita). A propósito, lembramos que na maioria das jazidas de molibdenita, é comum encontrarmos também em associação com este mineral, fluorita.

Formação da molibdenita (provável)



Possivelmente, o flúor reagiu com a pequena quantidade de cálcio da encaixante, resultando conseqüentemente pequena quantidade de fluorita. O flúor restante provavelmente foi perdido, ou, como volátil que é, tenha ido reagir em alturas mais elevadas, hoje completamente destruídas pela erosão.

No entanto, o molibdênio poderia ter ascendido sob a forma elementar, transformando-se sob ação da água em MoO_2 , e este sob influência de H_2S , formado MoS_2 , tal como na obtenção artificial da molibdenita (13).

Os filões não se originaram exclusivamente na fenda da falha verificada, se bem que sejam estes os filões mais ricos em molibdenita e os outros minerais de paragênese, como também se formaram na direção das diáclases principais dos xistos encaixantes. Como se poderia prever, dada a pequena continuidade das fendas

dioclásicas, os filões aqui formados são pequenos em extensão e largura, como também em mineralização. É curioso notar que as paredes desses filões não são corroídas e mostram-se quase paralelas. É possível que este fato seja devido não ao baixo p.t. das soluções, como se poderia pensar à primeira vista, mas sim devido a grande estabilidade dos minerais da encaixante, xisto ricamente feldspatizado, quase um granito, pouco suscetíveis de alteração portanto. Por outro lado, ao microscópio, nota-se intensa sericitização do feldspato da encaixante, na proximidade do filão, indicando substituição pela solução residual (confirmação da formação hipo-mesothermal).

Não foram verificados na região pegmatitos mineralizados ou não. É possível, que futuramente sejam encontrados, dada a extensão do batolito granítico. No entanto, é possível que as condições não tivessem favorecido a formação de pegmatitos, mas apenas de veios hidrotermais.

4. Paragênese e sequência de deposição dos minerais.

No estudo que a seguir faremos sobre a paragênese dos minerais de depósito de Vacacaí, vamos considerar os minerais de formação hipógena, como também os minerais de formação supergêna, assim como a sequência de separação dos mesmos minerais, esquematizada em diagrama paragenético.

Os minerais observados na jazida, assim como na fonte que lhe deu origem, o granito, foram os seguintes: quartzo, ortoclásio, microclínio, oligoclásio-albita, biotita, pirita, apatita, calcopirita, sericita, clorita, molibdenita, magnetita, bornita, cobre elementar, ouro elementar, epidoto, fluorita, calcita, malaquita, azurita e limonita.

Os minerais hipógenos são: quartzo, ortoclásio, microclínio, oligoclásio-albita, biotita, apatita, calcopirita, sericita, clorita, molibdenita, magnetita, ouro, bornita, epidoto, e fluorita. Os supergênos são: bornita, cobre, calcita, azurita, malaquita, e limonita. Estes se originaram por alteração e transformação dos hipógenos. No presente trabalho nos interessa mais de perto a origem e paragênese destes últimos. Os minerais hipógenos formaram-se em três fases relacionadas com a atividade magmática granítica: fase magmática, fase de metamorfismo de contacto e fase hidrotermal.

Na fase magmática formaram-se os minerais que encontramos constituindo o granito e que são os seguintes: quartzo, ortoclásio, biotita, concrecimentos peritéticos e pegmatíticos e apatita. São minerais que se formam na câmara magmática por cristalização direta do magma. Na fase hidrotermal formaram-se os seguintes minerais: quartzo, pirita, apatita, calcopirita, molibdenita, magnetita, bornita, ouro e fluorita. São minerais que se formam

preferentemente em veios, podendo ser encontrados também como impregnações na rocha encaixante ou na matriz, como acontece com a sericita, calcopirita e molibdenita, que foram encontradas disseminadas na rocha encaixante, como também a fluorita, que foi evidenciada como mineral acidental no granito.

Como mineral resultante do metamorfismo de contacto dos xistos da série Porongos, encontramos o epidoto disseminado em toda a orla de contacto do batolito granítico. O epidoto, além de ter se formado por ação metamórfica de contacto, formou-se ainda nos filões, em íntima associação com minerais hidrotermais, como calcopirita e molibdenita (microfoto 7).

Assim como o epidoto, observámos também diversos outros minerais que se formaram por dois ou mais processos ou fases de precipitação. Por exemplo, o quartzo, tanto se formou na fase magmática por cristalização direta do magma, como segregou-se também na fase hidrotermal como precipitação da solução residual. A sericita da mesma forma formou-se na fase hidrotermal e na fase de metamorfismo de contacto.

Dada a disseminação quase constante da calcopirita nas rochas da zona de contacto, somos levados a crer que êste mineral se originou, não só por precipitação das soluções hidrotermais, como acontece nos filões, como também se originou pelo pirometasomatismo.

Os minerais de alto p.t. aparecem, em geral, também na rocha encaixante e dêste modo, podemos considerar de alto p.t. os seguintes minerais: calcopirita, molibdenita e epidoto.

A sequência de separação, principalmente na fase hidrotermal, nem sempre é fácil de ser determinada. Varia de jazida para jazida, e em uma mesma jazida ela sofre variações. Um mesmo mineral pode se precipitar no princípio ou no fim do processo genético, sofrendo recorrência.

Dêste modo para ver como as sequências são as mais variadas, podemos citar e comparar exemplos de diversas jazidas conhecidas. Truman (37) estudando os depósitos de cobre de Creek Area, Arizona, U.S.A., e nos quais ocorre também molibdenita, verificou a seguinte sequência de separação: pirita, calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, esfalerita, galena e molibdenita. Como vemos, a molibdenita foi o último mineral a se formar. Kelley (19), que estudou depósitos cupríferos, já verifica que a molibdenita é o mineral de formação mais antiga, seguindo-se a êste mineral, pirita, calcopirita, bornita, calcocita, covelita, tenantita, galena, esfalerita, quartzo, etc. Gilluly (11) verifica em outra jazida a seguinte paragênese, em que a molibdenita ocupa na ordem de separação uma posição intermediária: calcopirita, bornita, pirita, molibdenita, esfalerita, hematita e magnetita. Como bem diz Bandy (1) em seu trabalho sôbre a sequência dos minerais hi-

pógenos, a molibdenita é um dos minerais, que como a hematita, scheelita, bornita, ouro, etc., não é definitivamente localizado no tempo de formação, e pode precipitar-se em muitas fases da formação post-magmática. Se mesmo na fase magmática, onde as condições de p.t. são mais constantes, a sequência de separação ou cristalização nem sempre segue um paradigma determinado, na fase hidrotermal essa sequência é ainda mais variável, pelas mudanças contínuas e de maior grau, de pressão, temperatura e concentração que sofrem as soluções residuárias durante a ascensão.

Em traços gerais, a separação nas soluções hidrotermais obedece a seguinte ordem: silicatos, óxidos, sulfetos, elementos.

Seja dito de passagem, que somente pela riqueza em sulfetos da jazida e relativa pobreza em óxidos (apenas magnetita em pequena porcentagem), como também de silicatos (epidoto), acreditamos que a jazida é de tipo de p.t. elevado a médio, ou seja hipomesotermal.

Diagrama paragenético

<i>Hipógenos</i>			<i>Supérgenos</i>
Magmática Solução silicática	Pegmatítica Solução áquo-ígnea	Hidrotermal Solução aquosa	
Apatita Biotita Oligoclásio Albíta Microclínio Ortoclásio Quartzo	Concrecimento gráfico (micro- foto 1).	Quartzo Magnetita Pirita Molibdenita Calcopirita Bornita Fluorita Epidoto Ouro Sericitita	Bornita Azurita Malaquita Limonita Calcita

A sequência de separação entretanto, não é tão rígida como está determinada no diagrama paragenético anexo; ela pode sofrer pequenas variações de acordo com as mudanças que podem

sofrer de igual modo as soluções residuárias na ascensão. Vários são os fatores que influem na separação dos minerais hidrotermais e na sua sequência, tais como, segundo Gratton (14), abaixamento de temperatura, reações químicas com as paredes da encaixante, mudanças de estado, mudanças de pressão, natureza física dos caminhos abertos, etc., fatores estes que não são constantes e daí as variações que se observam na sequência.

5. Histórico da mineralização.

Resumindo todos os fatos que foram observados, poderemos esboçar aqui o histórico da mineralização da jazida de Vacacaí, que em traços gerais é o seguinte:

1. Movimentos orogênicos do algonquiano e intrusão granítica.

2. Metamorfismo de contacto e de injeção. Formação de xistos feldspatizados e migmatitos. Formação de grande quantidade de epídoto.

3. Consolidação de magma granítico e ascensão de emanações gasosas, que formaram minerais em alturas hoje erodidas (fase pneumatolítica).

4. Ascensão de soluções hidrotermais, formando molibdenita, calcopirita, magnetita, pirita e outros minerais (fase hidrotermal).

5. Fim da precipitação das soluções residuárias. Fase epitermal. Formação de cobre elementar.

6. Fase supérgena. Formação de malaquita, azurita, bornita, calcita.

VI — Conclusões

As conclusões mais importantes que podem ser tiradas são as seguintes:

1. O depósito de Vacacaí é hipo-mesothermal (composição mineralógica do minério e da ganga, configuração dos filões, sericitização e silicificação da encaixante).

2. Econômicamente, a zona de contacto é interessante, e há possibilidades, se bem que reduzidas, de serem encontrados ainda outros filões com molibdenita e associados, dado ao tipo de gênese da jazida estudada.

Summary and conclusions

In Rio Grande do Sul, Brazil, in the place named Vacacaí, (São Gabriel district), occurs a mineral deposit of molybdenite. The occurrence of this mineral and others of paragenetic origin

is located somewhat in the contact area between the Algonquian granite and the schists of the same period, (Porongos series).

The main purpose of this paper was the study of the history of the region, the genesis and the paragenesis of the minerals, and some correlated phenomena.

Special attention was given to the geological and petrographical features of the region, whose rocks consist predominantly of epi-meso-metamorphic schists, granite, andesite and relics of Devonian (?) arkoses (Camaquan series). The alkaline granite which is intruded in the schists was responsible for the effects of contact and "lit-par-lit" metamorphism which follows the structure of the schists.

Feldspathization and sericitization are common in the contact zone.

The molybdenite masses are related to few deep-seated high temperature quartz veins which are enclosed in the feldspathized schists. The ore minerals are molybdenite, chalcopyrite, pyrite, gold, bornite, copper and magnetite. The gangue is mainly quartz; fluorite, epidot, calcite, limonite and malachite occur locally.

The veins, certainly formed at considerable depths, and classified as hipo-mesothermal veins, according to the Lindgren's classification, are connected to the granitic intrusion.

Molybdenite occurs either in veins or disseminated in the country-rock. The writer is of the opinion that the fluorin had played an important part regarding to the precipitation of molybdenite, which should be present as a volatile constituent — MoF_6 — in the granitic magma.

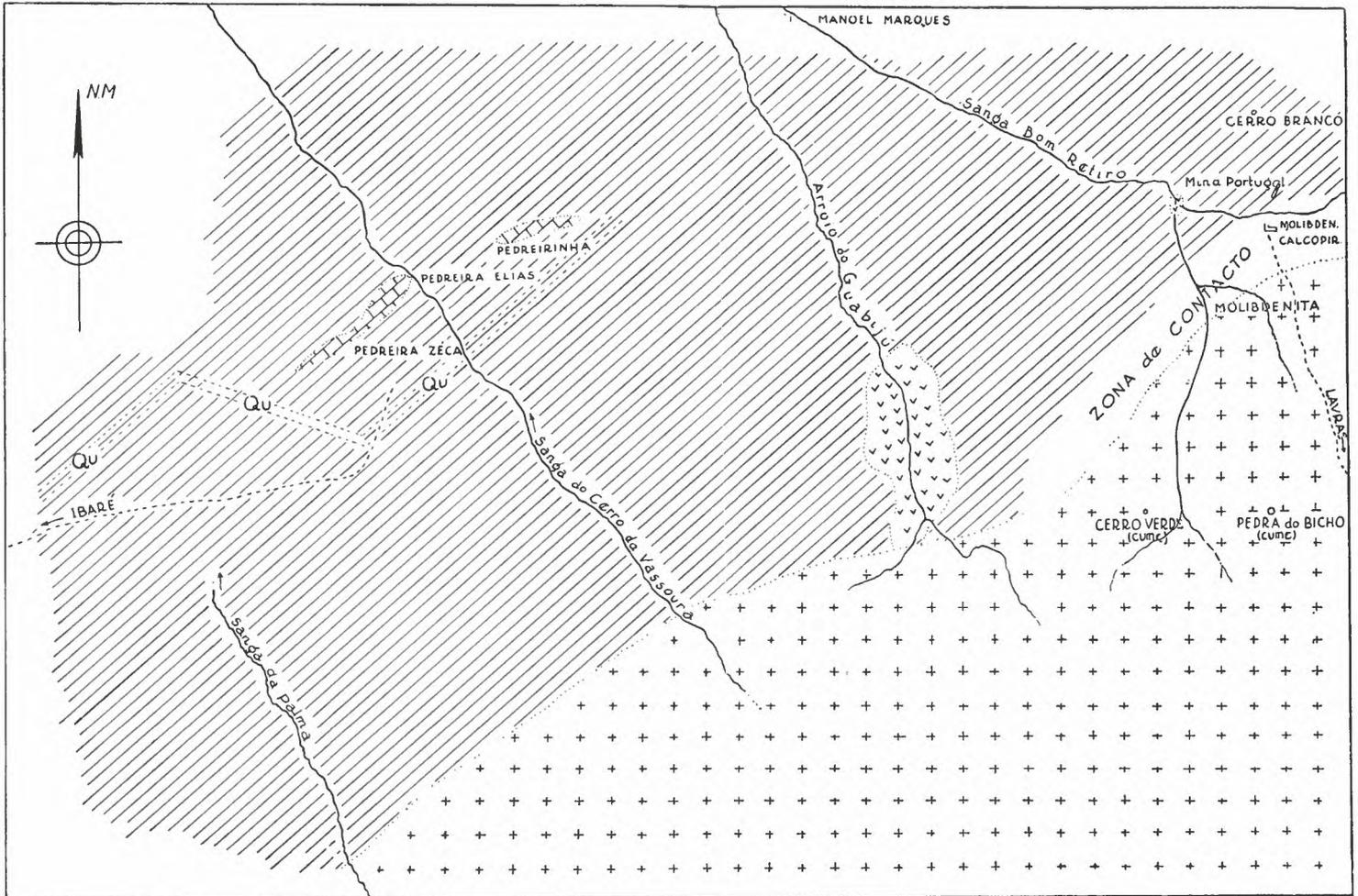
Finally the author concludes that the first mineral to be formed was molybdenite, which was succeeded by others.

VIII — Bibliografia

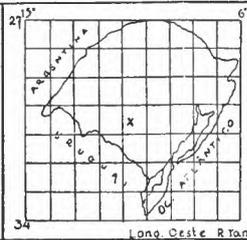
1. Bandy, M. C. — A theory of mineral sequence in hypogene ore deposits — *Ec. Geol.* (1940), 546.
2. Barth, T. F. W., Correns, C. W. e Eskola, P. — *Die Entstehung der Gesteine* — Berlin (1939).
3. Bateman, A. — *Economic mineral deposits* — New York (1942).
4. Brown, J. C. — A geographical classification of the mineral deposits of Burma — *Rec. Geol. Survey India*, 56, 65-108. (1924). *Resumo em Mineral. Mag.*, 21, 279, (1926).
5. Butler, B. S. e Vanderwilt, S. W. — Climax molybdenum deposit — *U. S. Geol. Surv. Bull.* 846C, 233, (1931).
6. Camargo, W. G. R. — *Morfologia da wulfenita de Itapirapuan*, S. P : *Bol. Mineralogia* 7, São Paulo, (1945).
7. Carvalho, P. F. — *Reconhecimento geologico do Rio Grande do Sul* : *Serv. Geol. e Mineral. do Brasil, Bol.* 66, Rio de Janeiro.

8. De Launay, L. — Gîtes minéraux et métallifères : Librairie Polytechnique Ch. Béranger, Éditeur; Paris et Liege, v. 1, (1913), 788.
9. Franco, R. R. — A faixa estanífera do Rio Grande do Sul : Bol. Mineralogia 6, São Paulo, (1944).
10. Fuster, C. N. — On some new mineral localities in Cornwall and Devon : Mineral. Mag. 1, 74 e ss., (1876-77).
11. Gilluly, J. — Geology and ore deposits of Ajo quadrangle, Arizona : Bur. Mines Geol. Sur., 141, 79-80, (1937).
12. Gerrie, W. — Molybdenite in La Corne and Malartic Townships, Quebec : Univ. Toronto Studies, Geol. Surv., 24, 37-40, (1926).
13. Gmelins Handbuch der Anorganischen Chemie, Molybdan : Berlin, v. 53, (1935), 182.
14. Graton, L. C. — Nature of ore-forming fluids : Ec. Geol., 35, (1940).
15. Guimarães, D. — Wolframita e cassiterita, município de Encruzilhada : Ser. Geol. e Min. do Brasil, Bol. 21, 64, (1926).
16. Hevesy, G. v. e Hobbie, R. — Die Ermittlung des Molybdan und Wolframgehaltes von Gesteinen: Zeits. Anorg. Ch., 212, 134-144, (1933). Resumo em Min. Mag.
17. Hintze, C. — Handbuch der Mineralogie : Leipzig (1904), Band I, 410 e ss.
18. Johannsen, A. — A descriptive petrography of the igneous rocks : Chicago (1932).
19. Kelley, V. C. — Paragenesis of Colorado copper sulphides, Cananéa, Mexico : Ec. Geol. (1935), 663 e ss.
20. Kordes, E. — Die Beziehungen zwischen den Dissoziationendampfdrucken von Sulfiden und ihren Ausscheidungfolge auf magmatogenen Erzlagerstätten : Min. u. Pet. Mitt., 46, 256 e ss., (1935).
21. Krusch, P. — Die Metallischen Rohstoffe, Molybdän, 2 Heft, Stuttgart, (1938).
22. Landes, K. K. — Pegmatites and hydrothermal veins — Am. Min., 22, 551-560, (1937).
23. Leinz, V. e Almeida, S. C. — Gênese da jazida de cobre de Camaquã : Dir. Prod. Min., Bol. 88, Porto Alegre, (1941).
24. Leinz, V., Barbosa, A. F. e Teixeira, E. A. — Mapa geológico Caçapava-Lavras : Dir. Prod. Min., Bol. 90, Porto Alegre, (1941).
25. Leinz, V. e Teixeira, E. A. — Ouro no Bloco do Butiá : D.N.P.M. Bol. 50, Rio de Janeiro, (1942).
26. Leinz, V. — Calcáreo de Vacacai : Min. e Met. 7, n. 37, 29, Rio de Janeiro (1943).
27. Leitmeier, H. e Feigl, F. — Einfache Verfahren zum Nachweis von Molybdän, Blei und Kobalt in Mineralien und Gesteinen : Min. und Petr. Mitt., 47, 313, Leipzig (1936).
28. Lindgren, W. — Mineral deposits : McGraw Hill, New York (1933).
29. Mario de Jesus, A. — Pegmatitos mangano-litíferos da região de Mangualde : Comun. do Serv. Geol. de Portugal, 19, 65-210, (1933). Resumo em Min. Mag.
30. Ming, H. M. e Chang, K. — On the molybdenite quartz veins of Shinping-Chuan Tsingten, Chekiang : Contrib. Nat. Research Inst. Geol. Sinica, Nanking, 4, 47-58, (1933). Resumo em Min. Mag., 23, 432. (1933-34).

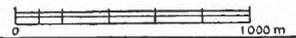
31. Newhouse, W. H. — The source of vanadium, molybdenum, tungsten and chromium in oxidized lead deposits : *Am. Min.*, **19**, 209, (1934).
 32. Oliveira, A. I. e Leonardos, O. H. — *Geologia do Brasil* : Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, (1943).
 33. Rabello, C. Q. — Molibdênio no Brasil : *Min. e Met.*, v. **2**, 190, (1942).
 34. Roush, G. A. — *Strategic mineral supplies* : New York.
 35. Staples, L. W. e Cook, C. W. — A microscopic investigation of molybdenite ore from Climax, Colorado : *Am. Min.*, **16**, (1931).
 36. Suzuki, S. — The contact metamorphic ore deposits in the environs of the Ofuku mine, province of Nagato, Japan : *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser.*, **2**, 69-131, (1932). Resumo em *Min. Mag.*
 37. Truman, H. K. — Pipe deposits of the copper Creek Area, Arizona : *Ec. Geol.*, (1943), 512.
 38. Vernadsky, W. J. — *Geochemie* : Leipzig, (1930).
 39. White, D. E. — The molybdenite deposits of the rencontre East Area, Newfoundland : *Ec. Geol.*, (1940), 967.
 40. Zambonini, F. — Le ricerche chimiche sui materiali della zona vulcanica della Campania nell'Istituto di Chimica Generale della R. Università di Napoli negli anni 1923-1929 : *Boll. Soc. Geol. Italiana*, **49**, 179-264, (1931).
-



GEOLOGIA DA REGIÃO
 · JAZIDA DE MOLIBDENITA ·
 VACACAÍ
 Rio Grande do Sul-Brasil



- | | | | |
|--|----------|--|-----------|
| | granito | | calcáreo |
| | xistos | | quartzito |
| | andesito | | |



MORFOLOGIA DA WULFENITA DE ITAPIRAPUAN, SÃO PAULO

William Gerson Rolim de Camargo

Foi Wulfen quem primeiro descreveu, em 1785, o mineral de composição química $PbMoO_4$, sob o nome de espato de chumbo ou chumbo espático. Von Haidinger, em honra àquele mineralogista austríaco, deu a êsse mineral, a denominação de wulfenita.

O estudo cristalográfico foi feito pela primeira vez por Haüy, em 1801, e, mais pormenorizado, por Mohs, Levy, Marignac e Reuss, posteriormente. A relação paramétrica fundamental foi calculada pela primeira vez por Dauber, em 1859, a partir de medidas feitas em cristais das minas Bleiberg e Zinnwald.

Durante muito tempo, pensou-se que a wulfenita tivesse a composição $PbWO_4$, só se verificando ser $PbMoO_4$, depois da determinação do peso específico por Breithaupt e a verificação de MoO_3 , por Klaproth.

A wulfenita constitui, geralmente, um produto de alteração. É encontrada em veios de galena, em associação com outros minerais de alteração: cerussita, anglesita, piromorfita e fosgenita.

Considerando-se que no Brasil nada há com relação a cristalografia desse mineral, o autor resolveu esboçar aqui, algumas notas sobre as principais formas encontradas e os hábitos mais frequentes.

Mencione-se aqui, contudo, os trabalhos de D. Guimarães e Octavio Barbosa sobre o mesmo mineral.

Em Itapirapuan, local distante cerca de 30 km de Ribeira, cidade limítrofe entre os Estados de S. Paulo e Paraná, foi observada wulfenita em filões hidrotermais de galena argentífera. O material de estudo nos foi gentilmente cedido pelo sr. Pedro Maciel.

Os cristais, em geral, exibem faces planas, as quais permitem boas medidas goniométricas. Outras faces, entretanto, são irregulares e acarretam nas medidas dos ângulos maiores erros experimentais.

Foram observadas 10 formas em 7 cristais medidos:

Essas formas são as seguintes: $\{001\}$, $\{101\}$, $\{10\bar{1}\}$, $\{102\}$, $\{10\bar{2}\}$, $\{111\}$, $\{11\bar{1}\}$, $\{113\}$, $\{11\bar{3}\}$ e $\{1,0,12\}$.

Os hábitos observados são dois, e mostram as seguintes combinações de formas:

$$\begin{aligned} &\{101\} \{10\bar{1}\} \\ &\{102\} \{10\bar{2}\} \\ &\{111\} \{11\bar{1}\} \\ &\{113\} \{11\bar{3}\} \quad (\text{fig. 1}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\{111\} \{11\bar{1}\} \\ &\{113\} \{11\bar{3}\} \\ &\{1,0,12\} \quad (\text{fig. 2}) \end{aligned}$$

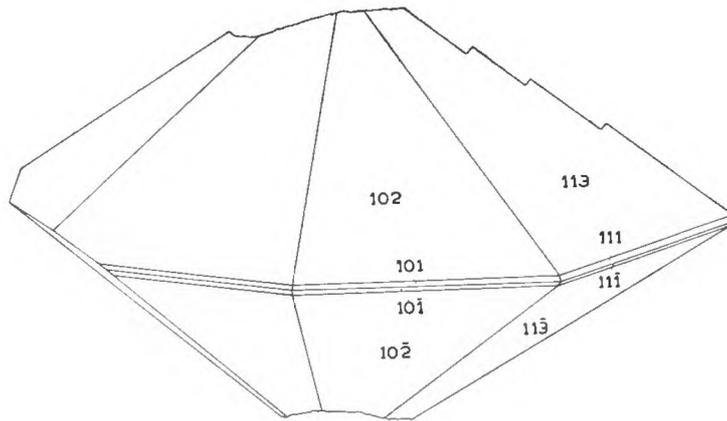


FIG. 1

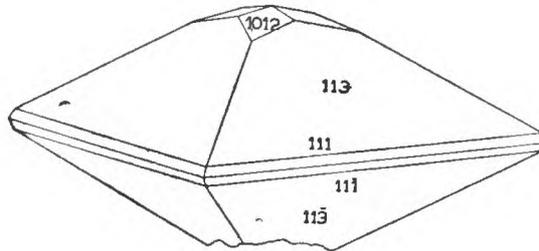


FIG. 2

Foram medidos e calculados vários ângulos diédros, para a determinação das formas acima. Esses ângulos constam da tabela abaixo:

Ângulos	V a l o r e s	
	Medidos	Calculados
(101) : (102)	19° 15'	19° 22'
(111) : (111)	48° 18'	48° 18'
(102) : (102)	103° 33'	103° 28'
(111) : (113)	29° 13½'	29° 13'
(102) : (113)	27° 02'	26° 57'
(111) : (113)	77° 32'	77° 31'
(113) : (113)	106° 43½'	106° 44½'
(111) : (102)	45° 14'	43° 53'
(101) : (113)	37° 54½'	38° 11'
(102) : (113)	111° 42½'	111° 39'
(001) : (1,0,12)	6° 44'	7° 29'
(1,0,12) : (0,1,12)	9° 37'	10° 44'
(1,0,12) : (113)	31° 02'	31° 43'

A relação paramétrica fundamental foi calculada com auxílio do ângulo (111):(111), tendo sido obtida a seguinte relação:

$$a : c = 1 : 1,5771$$

valor êste idêntico ao obtido por Dauber, e, característico da wulfenita com ausência de cálcio.

O valor da relação paramétrica da wulfenita, varia com a composição química, principalmente com o teor em Ca.

Abaixo podemos comparar diversas relações paramétricas calculadas por autores diferentes, onde poderemos vêr que aquela encontrada por nós se aproxima do valor de Dauber.

a : c	
1 : 1,5771	— Dauber
1 : 1,5771	— W. G. R. Camargo
1 : 1,57767	— Sandor Koch
1 : 1,57645	— Des Cloizeaux
1 : 1,5774	— Kokscharow
1 : 1,5732	— Mohs
1 : 1,5746	— E. Flint
1 : 1,5743	— Zepharovich

Summary

The purpose of this paper was the study of the crystallography of the mineral wulfenite. This mineral occurs in cavities com-

monly associated with galena, anglesite, and the other characteristic minerals of the oxidized lead veins in the place named Itapirapuan, State of São Paulo, Brazil. It is believed to be of secondary origin, formed at the expense of a mineral containing molybdenum. Crystals usually simple in habit, are commonly pyramidal. Crystals are perfect and sub translucent. Color wax yellow — to orange — yellow.

Observed forms:

$\{001\}$, $\{101\}$, $\{10\bar{1}\}$, $\{102\}$, $\{10\bar{2}\}$, $\{111\}$, $\{11\bar{1}\}$, $\{113\}$, $\{11\bar{3}\}$ e $\{1,0,12\}$.

Axes: a : c 1 : 1,5771.

Bibliografia

- Artini, E. — Alcuni minerali di Laorca e Ballabio, (1900), Milão.
 Doelter, C. e Leitmeir, H. — IV Band, 784, (1929).
 Hintze, C. — I Band, 4.037, (1930).
 Koch, S. — Zeits. Kr., 6, 389, (1882).
 Pelloux, Alberto — Sulla wulfenite di Gennamari in Sardegna — Gabinete di Mineralogia della R. Università di Roma.
 Rabello, C. Q. — Molibdênio no Brasil — Min. e Met., Vol. VI.
 Traverso, G. B. — Sarrabus e suoi minerali, (1898), pg. 27 — Alba — Itália.
-

SÔBRE UM TOPÁZIO DE ARASSUAÍ (MINAS GERAIS)

J. Moacyr V. Coutinho

(3 desenhos no texto)

A origem do topázio ainda não é bem conhecida em seus pormenores. É certo porém, que resulta de ações pneumatolíticas nas zonas de contacto dos granitos. Durante a cristalização do magma, vapores de ácido fluorídrico ou fluoretos, talvez fluoreto de silício, teriam agido sobre os silicatos naturais de alumínio, originando-se então, o fluossilicato de alumínio $[\text{Al}(\text{F},\text{OH})]_2 \text{SiO}_4$, ou topázio, Doelter (2).

Entre os autores que já publicaram estudos sobre os topázios do Estado de Minas Gerais, citaremos Kenngott (5), que estuda de preferência o topázio do centro de Minas Gerais, e H. Laspeyres (6) que também analisa o topázio desse Estado, mas aqui, sob o aspecto do hemimorfismo.

O topázio ocorre no Brasil, em importantes depósitos na Bahia (Conquista); norte de Minas Gerais (Arassuaí, Theophilo Ottoni, Salinas) e centro do mesmo estado, nas localidades de Ouro Preto e Dom Bosco. Cada região possui cristais característicos: os da Bahia são policrísticos, os do norte de Minas, azulados, esverdeados ou incolôres, biterminados e em geral avantajados em tamanho. Ainda nesta última região, são comuns os topázios rolados. Os do centro de Minas são róseos ou amarelos, de tonalidades diversas e não se apresentam em grandes cristais. Aí, o topázio se acha associado à litomarga e quartzo bem cristalizado, imerso em xisto micáceo decomposto, de origem ainda discutida, como se poderá deduzir dos estudos de Orville A. Derby, Djalma Guimarães e H. C. Alves de Souza (4), H. Gorceix e d'Eschwege, estes dois últimos citados respectivamente por Francisco I. Ferreira (3) e Orville A. Derby (1).

Em Arassuaí, segundo Leonardos (7), o topázio se encontra nos diques de pegmatito que cortam o gneiss.

Do município de Arassuaí, já foram retirados grandes cristais, com pesos superiores a 100 kg. e que hoje enriquecem coleções norte-americanas. Estes cristais foram estudados por Esmeraldino Reis (8) com a determinação das formas encontradas em 7 de 10 cristais exportados. Outro topázio dessa mesma região, pertencente ao Departamento de Mineralogia e raro pelas

suas formas, grandeza e característicos morfológicos, foi objeto de estudo de J. Patrima da Silva (9).

O cristal que nos propomos estudar e que hoje pertence à coleção mineralógica do Departamento de Mineralogia e Petrografia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, foi doado por gentileza do sr. Odilon Loureiro da Cunha. Provém da região de Arassuaí e possui hábito semelhante aos dos cristais acima referidos. É perfeitamente transparente e de colorido levemente azul. Pesa 12,440 kg e apresenta na direção de seus eixos cristalográficos, as seguintes dimensões:

$XX' = 17,85$ cm, $YY' = 23,5$ cm e $ZZ' = 18,1$ cm (fig. 1)

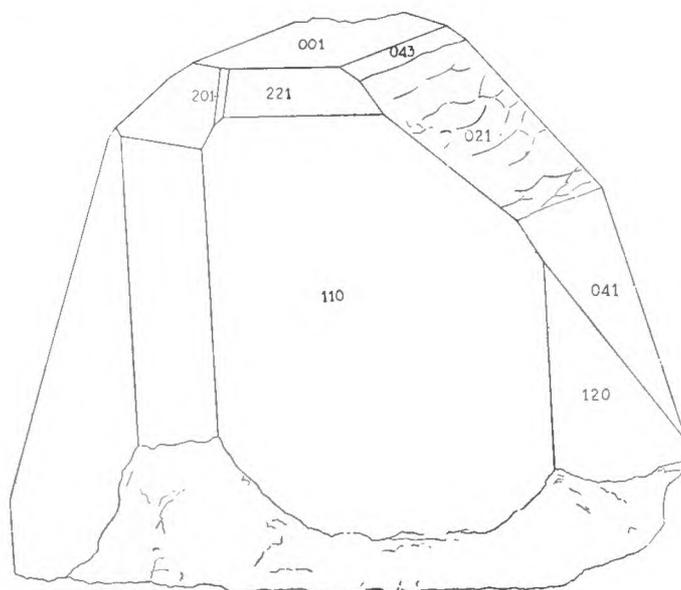


FIG. 1

As faces, de prismas verticais (120), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$) e ($\bar{1}\bar{2}0$), são perfeitamente limpidas e estriadas verticalmente. As faces do lado oposto são embaçadas. As faces de prismas horizontais são também limpidas, salvo a de símbolo (201), que como as faces de pinacoide basal e da única bipirâmide $\{221\}$, é translúcida. Algumas faces apresentam característicos interessantes; assim, (041) é estriada horizontalmente; (021) e ($\bar{0}2\bar{1}$) exibem leves irregularidades de crescimento. Tais irregularidades se concretizam em pequenas elevações que se superpõem. As faces (043) e ($\bar{0}4\bar{3}$) também são ligeiramente irregulares. O pinacoide (001) apresenta imperfeições de crescimento sob a forma de pequenos losangos com o eixo maior orientado segundo yy' . Algumas dessas saliências são comparáveis a lentes biconvexas, dada a curvilinearidade das margens correspondentes aos vértices obtusos.

Tais figuras correspondem perfeitamente às que se observam nas faces de diamante, estudado por A. F. Williams (10) e denominadas por este autor, de "growth structure". A única face do prisma horizontal (201) apresenta também, pequenas reintrâncias triangulares com vértice nítido, para a parte superior.

A clivagem paralela ao pinacoide basal é bem visível por seus traços no interior do cristal. A fratura conchoidal também é nítida nas regiões em que o cristal se acha quebrado. Inclusões pardacentas sem orientação alguma podem ser registadas no interior do topázio.

O cristal não apresenta grande número de formas, como mostra a figura 2. São as seguintes:

$\{120\}$, $\{110\}$, $\{043\}$, $\{021\}$, $\{041\}$, $\{201\}$, $\{221\}$ e $\{001\}$

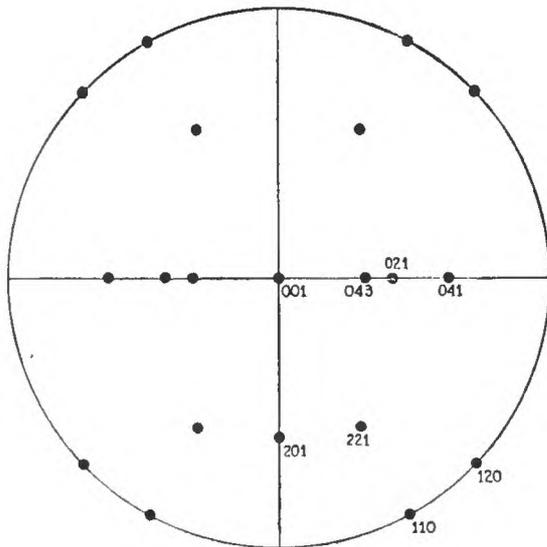


FIG. 2

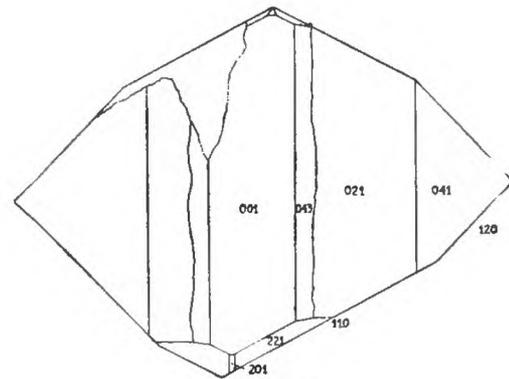


FIG. 3

O cristal exhibe hábito prismático. As formas mais desenvolvidas são as duas únicas da zona $[001]$, $\{110\}$ e $\{120\}$, e na zona $[100]$, as formas $\{021\}$ e $\{041\}$. O pinacoide (001) desenvolve-se regularmente. A face que atinge porém, maior tamanho no cristal, é a de símbolo (110), como se pôde observar na fig. 1. Como de regra, os pinacoides $\{100\}$ e $\{010\}$ não se acham presentes no topázio, objeto de nosso estudo. No local correspondente à face (201), que se existisse seria muito reduzida, nota-se um plano abaúlado para o qual não se pode atribuir símbolo algum, como mostra a fig. 3.

Os ângulos diedros foram medidos com auxílio do goniômetro de aplicação. Verificaram-se, portanto, erros experimentais mais ou menos da ordem de 1° , aproximação bem razoável para uma simples identificação de faces.

Summary

Note about a single topaz from Arassuaí, Minas Gerais, Brazil.

This crystal comes from the place named Arassuaí, in the State of Minas Gerais, Brazil. The topaz occurs here, in pegmatite dikes which are enclosed in gneisses. The crystal is colorless, except for a slight blue tint. Dimensions, according to the crystallographic axes, are:

(x) $a_1 = 17,85$ cm, (y) $a_2 = 23,5$ cm, (z) $a_3 = 18,1$ cm.

Weight = 12,440 kg.

It is prismatic, $\{110\}$ and $\{120\}$ predominating. Faces in the prismatic zone $[001]$ are vertically striated. $\{043\}$ and $\{041\}$ in the horizontal zone $[001]$ show imperfections in the surfaces due to growth structure. The base (001) shows rhombic and oval figures whose sides are parallel to the edges of the crystal $(001)/(110)$.

Measurements were not accurate. The interfacial angles were measured by means of the contact on hand-goniometer.

Observed forms :

$\{110\}$, $\{120\}$, $\{001\}$, $\{043\}$, $\{021\}$, $\{041\}$, $\{201\}$, $\{221\}$.

Bibliografia

1. Derby, Orville A., — "On the mode of occurrence of topaz near Ouro Preto, Brazil". Am. Jour. Sci. 11, 25 — 35 (1901).
2. Doelter, C., — "Handbuch der Mineralchemie" : Verlag von Theodor Steinkopff — Dresden und Leipzig. 2, (1914), 19.
3. Ferreira, Francisco I., — "Diccionario Geográfico das Minas do Brasil" : Imprensa Nacional (1885) 624 — 634.
4. Guimarães, D. e Souza, H. C. Alves de, — "Estudos sobre o euclásio de Trino, Hargreaves, município de Ouro Preto" : An. da Acad. Brasileira de Ciências, t. 4, 33 — 34, (1932).
5. Kenngott, A., — "Über Euklas, Topas, Diamant und Pyrrhotin aus Brasilien" : Neues Jahrb. Min., 1, 351 — 358 (1887).
6. Laspeyres, H., — "Der scheidbare Hemimorphismus des Topas" : Zeitschr. für Krist. und Min., 1, 351 — 358 (1887).
7. Leonardos, Othon H., — "Tântalo, Nióbio, Urânio e Rádio no Brasil" : D. N. P. M., 11, 19, Rio de Janeiro (1936).
8. Reis, Esmeraldino, — "Os topázios de Ferros" : Min. e Met. 6, 39-41 — Rio de Janeiro (1941).
9. Silva, J. P. da, — "Nota sobre o topázio de Arassuaí, (Minas Gerais) : Mineralogia n.º 3, 59 — 65, São Paulo (1939).
10. Williams, A. F., — "The genesis of the diamond" : Ernest Renn Limited, London, 2 (1932), 481 — 515.

Boletins publicados pelo Departamento de Mineralogia

N.º 1 (1938) :

- Saldanha, R. — Minerais da mina de Furnas: Cerussita.
Minerais da mina de Furnas: Anglesita e Calamita.
Franco, R. R. — Sobre a baritina de Araxá, Minas Gerais.

N.º 2 (1938) :

- Onorato, E. — Pesquisas röntgenográficas sobre a leucita.
Saldanha, R. — Estudo morfológico e estatístico da fenacita de São Miguel de Piracicaba.
Franco, R. R. — Breve notícia sobre a hematita de Antonio Pereira, Minas Gerais.

N.º 3 (1939) :

- Leonardos, O. H. e Saldanha, R. — Diamante Darcy Vargas e outros grandes diamantes brasileiros.
Saldanha, R. — Sobre o euclásio de Dom Bosco, município de Ouro Preto, Minas Gerais.
Franco, R. R. — Breve notícia sobre a calcita de Botucatu, São Paulo.
Mathias, P. — Nota sobre a columbita de Figueira, Minas Gerais.
Silva, J. Patrima, — Nota sobre um topázio de Arassuaí, Minas Gerais.

N.º 4 (1941) :

- Leonardos, O. H. — Notas petrográficas sobre a série Ribeira.
Saldanha, R. — O diamante Coromandel.
Saldanha, R. — Nota sobre o euclásio de Cachoeiro de Santa Leopoldina.
Franco, R. R. — Piromorfita em Araçariguama, São Paulo.
Wohlers, A. — Nota sobre o crisoberilo de Santa Tereza.

N.º 5 (1942) :

- Guimarães, D. — Arrojadita, um novo mineral do grupo da wagnerita.
Saldanha, R. — O diamante Governador Valadares.
Camargo, W. G. R. — Nota sobre a baritina de Serrote, São Paulo.
Camargo, W. G. R. — Nota sobre a calcita de Pedra do Sino, Minas Gerais.

N.º 6 (1944) :

- Franco, R. R. — A faixa estenifera do Rio Grande do Sul.
-

O Departamento de Mineralogia e Petrografia
pede e agradece a remessa de suas publicações.
vous prie de lui envoyer vos publications.
shall be glad to receive your publications.
le agradecerá el envío de sus publicaciones.

Endereço:

O Departamento de Mineralogia e Petrografia
Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras
Caixa Postal 105-B
S. Paulo (Brasil).

