UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E ASTRONOMIA

GEOLOGIA DA FOLHA DE CAPIVARITA - RS

ANORTOSITO DE CAPIVARITA

TESE DE DOUTORAMENTO

Autor: Milton Luiz Laquintinie Formoso

Orientador: Prof. Dr. Rui Ribeiro Franco

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004931

ERRATA

- pg. 1 - linha 6, ao invés de "NW-SE", leia-se "NE-SW".
- pg. 2 - linha 1, leia-se: "...na parte centro-noroeste (planície anor_{tos}ítica) ocupa área com 49 km²".
- pg. 7 - linha 25, leia-se "...os contatos são com rochas mais jovens e a assembléia de rochas comumente...".
- pg. 14 - linha 7, leia-se "Para os opacos, foi usado o separador...".
- pg. 14 - linha 39, leia-se "...análise química e espectroquímica...".
- pg. 16 - linha 10, leia-se "Aos Profs. Norman Herz e Umberto Cordani pe_{las} determinações isotópicas...".
- pg. 19 - linha 1, leia-se "O Granito Cordilheira e o Granito D. Felicia_{no} têm ocorrências mais...".
- pg. 19 - linha 7, leia-se "SIMPSON & OTTO (1963) descreveram para o a_{nortosito}...".
- pg. 19 - linha 36, leia-se "Como seria de se esperar, o padrão da drena_{gem} é predominantemente ortogonal".
- pg. 21 - linha 22, leia-se "A Formação Vacacaí é...".
- pg. 21 - linha 29, leia-se "O Complexo Granítico Encruzilhada...".
- pg. 25 - linha 34, leia-se "PICADA (1966), na Folha do Piquiri, mostra que...".
- pg. 29 - linha 8, leia-se "...inclusões de biotita e hornblenda e é zo_{nado} diretamente."
- pg. 35 - linha 23, leia-se "Nos mármores dolomíticos, a serpentina é o silicato mais comum".
- pg. 40 - linha 3, ao invés de "O diopsídio é incolor, com birrefringên_{cia} variada, desde cores elevadas...", leia-se "O diopsídio é incolor, com cores de interferência variadas".
- pg. 44 - linha 19, leia-se "... de ferro. O segundo tipo...".
- pg. 44 - linha 25, leia-se "...em locais restritos".
- pg. 49 - linha 14, leia-se "São isotropas, excepcionalmente orientadas".
- pg. 51 - linha 25, leia-se "...com a transição ou variação das mesmas em distâncias da ordem de metros".
- pg. 58 - linha 7, leia-se "Na Folha de Capivarita, ocupa...".
- pg. 67 - Microfoto nº 30 (legenda), leia-se "A moscovita ocorre ainda englobada..."; leia-se "Aumento 48X", ao invés de "Aumento ... 4X".
- pg. 67 - Microfot. nº 31 (legenda), leia-se "Aumento 48X", ao invés de "Aumento 4X".
- pg. 70 - linha 40, leia-se "b - Sobreposto a essa litologia, ocorre...".
- pg. 75 - linha 18, leia-se "...folhelho siltico bordô, com 4,80 m; no topo do morro,...".
- pg. 75 - linha 29, leia-se "...de espessura e, no topo,...".
- pg. 75 - linha 36, leia-se "... o zircão e o epídoto são os mais comuns".
- pg. 76 - linha 3, leia-se "Também as rochas sedimentares do Sub-grupo I_{tararé}, da Formação Caneleiras e o manto de alteração de rochas
- pg. 87 - linha 26, leia-se "(centro-oeste de Madagascar - 277, 285 e 288)".

- pg.118 - linha 36, leia-se "...a seco e hidrotermalmente,...".
- pg.126 - linha 6, leia-se "Usando uma equação de regressão de segunda...".
- pg.135 - linha 22, leia-se "Na tabela nº 16, são comparados...".
- pg.144 - linha 9, leia-se "...dos plagioclásios e máficos", ao invés de "...plagioclásios e outros máficos".
- pg.144 - linha 12, leia-se "Pela determinação das diversas constantes,...".
- pg.144 - linha 19, leia-se "A densidade calculada é $3,576 \text{ g.cm}^{-3}$ ".
- pg.145 - linha 4, leia-se "A proporção de Al_2O_3 é elevada, SiO_2 (para a amostra A-69-04(1)) e CaO são baixos, devido à impurificação por plagioclásio;...".
- pg.148 - linha 3, leia-se "Na tabela nº 22, aparecem as...".
- pg.153 - linha 18, leia-se "...podem ser atribuídos à origem ígnea".
- pg.155 - linha 1, leia-se "...em pequenos grãos de 0,4-0,6 mm, totalmente anédricos, pouco alterados".
- pg.159 - linha 37, leia-se "O espectrôgrafo foi o PGS-2, de fabricação VEB Carl Zeiss,...".
- pg.159 - linha 43, leia-se "...maciço alcalino com diferenciação nítida, pois,...".
- pg.161 - linha 26, leia-se "...do cobre o situa...".
- pg.163 - linha 35, leia-se "...em Bohls Butte, Idaho, EE.UU., atinge 18...".
- pg.163 - linha 31, leia-se "O manganês no anfibolito não constitui elemento menor,...".
- pg.165 - linha 15, leia-se "...e o anortosito-gabro...".
- pg.166 - linha 18, leia-se "O manganês, o cromo e...".
- pg.172 - linha 19, leia-se "HEIER & BILLINGS (op.cit.) atribuem valores inferiores a...".
- pg.174 - linha 7, leia-se "...no caso particular de Adirondack, considere que os anortositos...".
- pg.175 - linha 1, leia-se "BERRANGÉ (1965) apresenta uma série anortosítica contínua desde anortositos autóctonos, para autóctonos até...".
- pg.175 - linha 3, leia-se "...in situ", por reconstituição metassomática-co-metamórfica...".
- pg.175 - linha 28, leia-se "A única rocha que parece estar geneticamente associada ao anortosito é o orto-anfibolito".
- pg.183 - linha 19, leia-se "...de anortosito em diversos graus...".
- pg.188 - linha 2, leia-se "Em relação à composição de uma caolinita pura, a análise química...".
- pg.191 - Tab. nº 32 - Amostra K-10, leia-se "Tanto na fração menor que 1μ , como na menor que 2μ ou 5μ , as relações de intensidades das reflexões 001 e 02 são similares".
- pg.195 - linha 13, leia-se "...a haloisita, mesmo em proporções da ordem de 40 a 60%, pode ser omitida;...".
- pg.195 - linha 26, leia-se "É constituído, em geral, por mistura...".
- pg.205 - linha 10, leia-se "...de caolins situados paralelamente a cristas...".
- pg.208 - linha 6, leia-se "...o Grupo Cambaí constitui...".
- pg.212 - linha 23, leia-se "...a sedimentação na sinéclise do Paraná...".
- pg.215 - linha 9, leia-se "...escarnitos a flogopita e clinozoisita, a olivina e moscovita, a diopsídio e diopsiditos...".

- pg.216 - linha 17, leia-se "Usando diagramas de DE LA ROCHE (1964), é possível...".
- pg.218 - linha 1, leia-se "ADLER et alii (1950)...".
- pg.219 - linha 25, leia-se "...Heier, K.S. (1964) - Rubidium/Strontium...".
- pg.221 - linha 4, leia-se "HEDGE, C.E (1966) - Variations in radiogenic Strontium found in Volcanic rocks,...".
- pg.221 - linha 12, leia-se "...BILLINGS, G.K. (1970) - Rubidium, 37 em Wedepohl...".
- pg.223 - linha 35, leia-se "Reynolds, RC et alii (1969) em Isachsen, Y.W....".
- pg.224 - linha 39, leia-se "...Studies of Kaolinite - Halloysite Clays- Part IV - A Platy...".
- pg.226 - linha 4, leia-se "WEDEPOHL, K.H.(1970)...".
- pg.226 - linha 15, leia-se "WOLF, R.G.(1963), Structural Aspects of Kaolinite using Infrared Absorption, Am.Min. 48,...".

ÍNDICE

Sumário	1
Summary	3
Resumé	5
1. Introdução	7
1.1 Objetivos do trabalho	7
1.2 Localização geográfica	8
1.3 Descrição da área	10
1.4 Trabalhos anteriores	11
1.5 Métodos de trabalho	13
1.6 Agradecimentos	16
2. Geomorfologia	17
3. Estratigrafia	21
3.1 Considerações preliminares	21
3.2 Grupo Cambaí	23
3.2.1 Generalidades	23
3.2.2 Estruturas e relações de contato	23
3.2.3 Sienito Gnáissico Piquiri	24
3.2.3.1 Generalidades	24
3.2.3.2 Contatos	25
3.2.3.3 Características petrográficas	25
3.2.4 Migmatitos	28
3.2.4.1 Generalidades	28
3.2.4.2 Características petrográficas	28
3.2.4.3 Rochas associadas	29
3.2.5 Rochas graníticas gnáissicas	29
3.2.6 Mármore	35
3.2.6.1 Generalidades	35
3.2.6.2 Características petrográficas	35
3.2.7 Rochas calco-silicatadas	39
3.2.7.1 Generalidades	39
3.2.7.2 Características petrográficas	39
3.2.7.3 Discussão sobre a gênese	44
3.3 Grupo Porongos - Formação Vacacaí	46
3.3.1 Generalidades	46
3.3.2 Contatos	46
3.3.3 Estruturas	47
3.3.4 Características petrográficas	47
3.4 Complexo Granítico Encruzilhada	49
3.4.1 Generalidades	49

3.4.2	Contatos	49
3.4.3	Características petrográficas	51
3.4.3.1	Fácies grossa	52
3.4.3.2	Fácies porfirítica	52
3.4.3.3	Fácies fina	54
3.5	Complexo Granítico D. Feliciano	58
3.5.1	Generalidades	58
3.5.2	Características petrográficas	58
3.6	Granito Cordilheira	62
3.6.1	Generalidades	63
3.6.2	Características petrográficas	63
3.6.3	Graisenização	66
3.7	Formação Caneleiras	69
3.7.1	Generalidades	69
3.7.2	Litologias	69
3.8	Rochas sedimentares gondwânicas	72
3.8.2	Sub-grupo Itararé	72
3.8.3	Formação Rio Bonito	72
3.8.3.1	Contatos	74
3.8.3.2	Litologias	74
3.9	Courças de ferro	76
3.10	Silicificações	78
3.11	Quaternário	79
4.	Tectônica	80
4.1	Generalidades	80
4.2	Tectônica rígida	81
4.3	Tectônica plástica	83
5.	Anortositos	84
5.1	Introdução	84
5.1.1	Generalidades	84
5.1.2	Petroquímica dos anortositos	85
5.2	Anortosito de Capivarita	93
5.2.1	Introdução	93
5.2.2	Generalidades	93
5.2.3	Contatos	94
5.2.4	Descrição de amostras	96
5.2.5	Características petrográficas	99
5.2.6	Petroquímica	111
5.2.7	Composição normativa do anortosito	116
5.2.8	Estudo do plagioclásio	118
5.2.8.1	Difração de raios X	118
5.2.8.2	Análise química	129

5.2.8.3	Determinação do plagioclásio pelo índice de refração	133
5.2.8.3.1	Índice de refração dos grãos de clivagem	133
5.2.8.3.2	Índice de refração do vidro de plagioclásio ..	134
5.2.8.4	Espectrofotometria por infravermelho	139
5.2.9	Estudo da granada	140
5.2.9.1	Generalidades	140
5.2.9.2	Densidade	144
5.2.9.3	Análise química	144
5.2.9.4	Espectrofotometria por infravermelho	145
5.2.9.5	Composição pelo índice de refração.	148
5.2.9.6	Parâmetro a_0	148
5.3	Anfibolito	153
5.3.1	Generalidades	153
5.3.2	Descrição de amostras	153
5.3.3	Características petrográficas	154
5.4	Elementos menores no Anortosito e Anfibolito de Capivarita	157
5.4.1	Generalidades	157
5.4.2	Métodos de análise	157
5.4.3	Elementos menores comuns	159
5.4.4	Metais nobres	165
5.5	Elementos menores em alguns minerais do Anortosito e Anfibolito de Capivarita	166
5.6	Correlações entre alguns elementos no Anortosito de Capivarita	169
5.7	As razões Sr^{87}/Sr^{86} e K/Rb no anortosito	171
5.8	Discussão sobre a gênese	174
5.9	Conclusões sobre o estudo do Anortosito de Capivarita	177
6.	Caolim de Capivarita	179
6.1	Generalidades	179
6.2	Granulometria	187
6.3	Análise química	188
6.4	Composição mineralógica	189
6.4.1	Análise térmico-diferencial	189
6.4.2	Difração de raios X e microscopia eletrônica	189
6.4.3	Espectrofotometria por infravermelho	201

6.5	Discussão sobre a gênese	205
7.	Geocronologia de algumas rochas da área de Capivarita ...	208
8.	Principais eventos na história geológica da área	212
9.	Geologia econômica	213
10.	Considerações finais	215
	Bibliografia	218

SUMÁRIO

No presente trabalho, foi realizado o mapeamento, em escala 1:50000, da Folha de Capivarita, de coordenadas $30^{\circ}15'$ e $30^{\circ}30'$ de latitude sul e ... $52^{\circ}15'$ e $52^{\circ}30'$ de longitude oeste. Capivarita é distrito de Rio Pardo, distando cerca de 140 km de Porto Alegre.

A área da Folha de Capivarita se situa no contato da parte brasileira do Escudo Uruguaio-sulriograndense com as rochas sedimentares gondwânicas.

As rochas mais antigas da área pertencem ao Grupo Cambaí e incluem migmatitos, anortosito, sienito gnáissico e anfibolito. O sienito e o anortosito foram mapeados como unidades isoladas, como em trabalhos anteriores; o anortosito, com maior razão, em consequência de sua extensão em área e por ser o assunto principal do presente trabalho.

O Grupo Porongos é representado pela Formação Vacacaí que ocorre em área restrita e é constituído por rochas metamórficas de baixo grau (fácies xistos verdes) como sericita xistos, quartzo-sericita xistos, moscovita xistos, moscovita-turmalina xistos e quartzitos. Rochas graníticas pós-tectônicas do Complexo Granítico Encruzilhada ocorrem em uma faixa alongada de direção NW-SE, com texturas de média a fina, grossa, porfirítica e também pegmatóide. O Complexo Granítico D. Feliciano restringe-se a uma pequena área de forma triangular no extremo sudeste da área. Granito graisenizado (Granito Cordilheira) se situa em uma faixa tectônica de direção N $30-50^{\circ}$ E também na parte sudeste da área.

As rochas sedimentares mais antigas são os arenitos conglomeráticos e siltitos da Formação Caneleiras (Devoniano ?) que afloram na área do Morro Mateus Simões. As rochas sedimentares do Sub-grupo Itararé constituem afloramentos isolados em área das rochas cristalinas do escudo. A Formação Rio Bonito ocupa a parte norte e noroeste da Folha de Capivarita. Arenitos, conglomerados, siltitos e níveis de carvão pouco espessos são as litologias presentes. Os arenitos e conglomerados se encontram intensamente ferrificados.

Os falhamentos da área podem ser agrupados em três séries principais: as falhas mais antigas com direção N $25-45^{\circ}$ E; falhas de rasgamento, com direção variando de N 10° W a N 15° E e falhas mais jovens com direção noroeste. Os dobramentos observados são duas anticlinais no Grupo Cambaí e na Formação Vacacaí, ambas com direção do eixo segundo N $10-20^{\circ}$ W.

Ocorrem três corpos principais de anortosito na área. A maior ocorre

rência, na parte centro-noroeste (planície anortosítica), com 49 Km². Cortando o anortosito, ocorrem diques de rochas anfibolíticas, com direção principal NS. Os outros dois corpos menores de 23 Km² e 5 Km² se situam respectivamente na parte centro-leste e na parte sul da área. Xenólitos angulares de anortosito são encontrados no Complexo Granítico Encruzilhada e pequenos diques das rochas desse complexo cortam os xenólitos de anortosito, preenchendo fraturas nos mesmos.

O anortosito é do tipo maciço não se associando a complexos ultrabásicos. É leucocrático, de granulação grossa a pegmatóide, com cristais de plagioclásio de até 11 cm. O plagioclásio (An₄₉ - An₆₂) constitui mais de 90% da rocha. A composição química é similar aos anortositos do tipo maciço do mundo, mas com conteúdo mais baixo de potássio. Dos elementos menores, o estrôncio e o bário são os mais importantes, mas não mostram correlação com o cálcio.

A razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ no anortosito é 0,7033, indicando que o mesmo se formou no manto superior ou na parte inferior da crosta.

Depósitos de caulim ocorrem na zona de contato anortosito-Complexo Encruzilhada. Provêm da alteração do anortosito. Foram locadas trinta e oito ocorrências de caulim concentradas principalmente em área próxima a Monte Castelo. O caulim é constituído principalmente por mistura de caolinita e halisita.

Foram também locadas vinte e seis ocorrências de mármore magnesianos em área do Grupo Cambaí.

SUMMARY

The Capivarita 15 minute quadrangle is in the northern border of U ruguay-Rio Grande do Sul Shield in the contact area between those crystalline rocks and gondwanic sedimentary rocks.

The oldest rocks of this quadrangle are those of the Cambai Group. They include migmatites, gneissic granites, dolomitic marbles, calc-silicate, anorthosite, gneissic syenite and amphibolite. The gneissic syenite and anorthosite were mapped as separated units as in previous work. On the other hand, anorthosite is a very peculiar rock and occupies larger areas than other rocks of the Cambai Group. The younger Porongos Group is represented by the Vacacai Formation. Low grade metamorphic rocks as sericite, quartz-sericite, muscovite, muscovite-tourmaline schists and quartzites are the most important lithologies of the Vacacai Formation.

Post-tectonic granitic rocks of the Encruzilhada Granitic Complex consist of northeast-southwestern elongated body with fine to medium, coarse grained, porphyritic and pegmatoid textures. The D. Feliciano Granitic Complex is restricted to a small triangular area in the southeasternmost part of the quadrangle. Muscovitized and tourmalinized (Cordilheira Granite) lies in a tectonized zone trending N30-50E also in the southeastern part of the area.

Sandstones, conglomeratic sandstones and siltstones of Caneléiras Formation (Devonian ?) occur in Morro Mateus Simões area. The gondwanic sedimentary rocks are represented in this quadrangle by the Itarare Sub-group and Rio Bonito Formation. Fine sandstones and siltstones overlies as isolated outcrops the Cambai and Encruzilhada Granitic Complex rocks. Rio Bonito Formation occupies the northern and northwestern parts of the quadrangle. It contains sandstones, conglomerates, siltstones and fine coal beds. Sandstones are dominant and are highly ferrified.

The rocks in the Capivarita quadrangle are cut by several major faults. The faults can be grouped in three principal series: the oldest one trends N 30-50° W; the second is represented by strike-slip faults with N 10° W to N 15° E directions; younger faults trends NW. Cambai Group and Vacacai Formation are folded into anticlines which trend N 10° W.

Three principal bodies of anorthosite occur in the Capivarita quadrangle. The largest one (49 km²) is in the plain (anorthosite plain) west of Monte Castelo. Amphibolite dikes cut the anorthosite in that plain. The two other bodies (23 and 5 km²) are in central-eastern and southern parts of

the quadrangle. The Encruzilhada Granitic Complex intrudes into the anorthosite. Angular xenoliths of the anorthosite are found in the Complex; on the other hand small dikes of those granitic rocks fill fractures in the anorthosite xenoliths.

The Anorthosite of Capivarita is of massif-type. It is not associated with ultrabasic complexes. Anorthosite is leucocratic with coarse-grained to pegmatoid textures. The plagioclase crystals are up to 11 cm long. The plagioclase is An_{49-62} and locally An_{84} .

The chemical composition is similar to the massif type anorthosites but with lower potassium content. Strontium and barium are the most important minor elements. No correlation between calcium and strontium or barium was determined for the anorthosite.

The ratio Sr^{87}/Sr^{86} in the anorthosite is 0,7033 suggesting an upper mantle or lower crust origin.

The quadrangle contains kaolin deposits which are in the contact zone of the anorthosite and the Encruzilhada Granitic Complex. Thirty eight occurrences of kaolin are located in that contact zone. Kaolin is originated by the anorthosite alteration. Kaolinite and halloysite mixtures are the dominant minerals in the kaolin.

Twenty six occurrences of dolomitic marbles were located in the Cambai Group area.

RESUME

À ce travail il a été réalisé la carte géologique en échelle 1:50000 de la Feuille Capivarita de coordonnées $30^{\circ} 15'$ et $30^{\circ} 30'$ de latitude Sud et $52^{\circ} 15'$ et $52^{\circ} 30'$ de longitude Ouest. Capivarita est une commune de la Ville de Rio Pardo qui se trouve à peu près 140 km de la Ville de Porto Alegre.

La région de la Feuille Capivarita se localise au contact de la partie brésilienne du Bouclier Uruguayen-Sudriograndense avec les roches sédimentaires gondwaniennes.

Les roches les plus anciennes de la région appartiennent au Groupe Cambai et incluent migmatites, granites gneissiques, amphibolite, anorthosite, marbles.

Les cartes géologiques du syenite et de l'anorthosite ont été faites comme des unités isolées comme à des travaux antérieurs, l'anorthosite, encore d'avantage, en raison de sa grande surface et en raison d'être le sujet de ce travail.

Le Groupe Porongos est représenté par la Formation Vacacai qui a l'occurrence à une aire restreinte et il est constitué par des roches métamorphiques d'un degré bas (facies schiste vert) comme schistes à sericite, schistes à quartz et sericite, schistes à muscovite et tourmaline et quartzites. Des roches granitiques pos-tectoniques du Complexe Granitique Encruzilhada ont la forme allongée de direction NE-SW, avec des textures de granulation moyenne à fine, grosse, porphiritique et pegmatoïde aussi. Le Complexe Granitique D. Feliciano est restreint à une petite aire de forme triangulaire à l'extrême Sud-Est de cette aire. Granites greisenisés (Granite Cordilheira) se localisent à une zone tectonique de direction N $30-50^{\circ}$ E et aussi à la partie Sud-Est de cette aire.

Les roches sédimentaires les plus anciennes sont les grès, les grès conglomératiques et siltites de la Formation Caneleiras (Devonien ?) qui ont affleurements isolés à l'aire des roches cristallines du Bouclier.

La Formation Rio Bonito occupe la partie Nord et Nord-Est de la Feuille Capivarita. Grès, conglomérats, siltites et charbon en couches peu épaisses sont les lithologies présentes. Les grès et conglomérats se trouvent intensément ferrifiés.

Les failles de l'aire peuvent être groupées en trois séries principales: les failles plus anciennes avec direction N $30-50^{\circ}$ E; failles avec déplacement en direction changeant de N 10° W à N 15° E et failles plus jeunes avec direction NW. Les plissements observés sont deux anticlinaux au Groupe Cambai

et à la Formation Vacacai, les deux avec direction N 10-20° W.

Il y a l'occurrence de trois corps principaux d'anorthosite à cette aire. L'occurrence la plus grande, est à la partie Nord-Ouest (plaine anorthositique) avec 49 km².

En coupant l'anorthosite, il y a l'occurrence de dykes de roches amphibolitiques, avec direction principale NS. Les autres deux corps plus petits de 23 km² et 5 km² se situent respectivement à la partie Central-Est et à la partie Sud de l'aire. Xenolithes angulaires d'anorthosite se trouvent au Complexe Granitique Encruzilhada et de petits dykes des roches de ce Complexe couvrent les xenolithes de l'anorthosite, en remplissant les fractures aux mêmes.

L'anorthosite est du type massif et il ne s'associe pas à complexe ultrabasique. Il est leucocratique, de granulation grosse à pegmatoïde avec des cristaux de plagioclase de jusqu'à 11 cm. Le plagioclase (An₄₉-An₆₂) constitue 95% de la roche. La composition chimique est similaire aux anorthosites du type massif du monde, mais avec une teneur plus basse en potassium. Parmi les éléments mineurs, le strontium et le barium sont les plus importants, mais ils ne montrent pas de corrélation avec le calcium.

La raison Sr^{87}/Sr^{86} à l'anorthosite est 0,7033, en montrant qu'il s'est formé au Manto Supérieur ou à la partie inférieure de la Croûte.

Des dépôts de kaolin à la zone de contact anorthosite-Complexe Encruzilhada. Ils proviennent de l'altération de l'anorthosite. On a localisé trente huit occurrences de kaolin concentrés principalement en aire près à Monte Castelo.

Le kaolin est constitué principalement par des mélanges de kaolinite et halloysite.

On a aussi localisé vingt six occurrences de marbles magnésianes en aire du Groupe Cambai.

1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVOS DO TRABALHO

A realização do presente trabalho teve, nos seus primórdios (1962), a finalidade de delimitar as ocorrências de caolim em Capivarita, RS. Nessa fase, foi verificada a existência de anortosito no contato com as rochas graníticas do Complexo Granítico Encruzilhada e, posteriormente, na planície a oeste de Monte Castelo.

Atualmente seu objetivo primeiro é o de delimitação das ocorrências de anortosito, de caolim e também de lentes de mármore magnesianos, em mapa na escala 1:50000, assim como o estudo detalhado do anortosito através de métodos petrográficos, petroquímicos e geoquímicos. Esse estudo de detalhe se prende a três razões: a ocorrência restrita dessas rochas; sua composição peculiar; o fato de ser o primeiro anortosito do tipo maciço descrito no Brasil (embora se tenha informações de outras duas ocorrências).

O anfibolito, em consequência de sua provável associação co-magmática com o anortosito, foi estudado com certo detalhe. O mesmo acontece com o caolim, por ser produto de alteração do anortosito e por constituir as jazidas mais importantes desse material no Rio Grande do Sul. As demais rochas da área foram estudadas com finalidade estratigráfica ou para locação em mapa geológico.

A área é de geologia complexa, como a maioria das áreas pré-Cambrianas, permanecendo alguns problemas com soluções não definitivas, ou, pelo menos discutíveis. Assim, a estratigrafia das rochas da área pode sofrer modificações com o acúmulo de novos dados, mormente geocronológicos.

A gênese do anortosito (e dos anortositos do tipo plutônico-orogênico, em geral) é de difícil solução e, em maior extensão em Capivarita, onde os contatos são com rochas mais jovens que a assembléia de rochas comumente associadas aos anortositos não ocorre.

O caolim, formado em princípio por alteração superficial, apresenta em alguns locais, controle estrutural, mostrando a possibilidade de influência hidrotermal em sua gênese.

1.2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A Folha de Capivarita está delimitada pelas coordenadas $30^{\circ} 15'$ e $30^{\circ} 30'$ de latitude sul e $52^{\circ} 15'$ - $52^{\circ} 30'$ de longitude oeste, compreendendo $660,6 \text{ km}^2$ (fig. nº 1). A denominação da Folha provém da localidade de Capivarita distrito do Município de Rio Pardo, RS. A área estudada dista aproximadamente 143 km de Porto Alegre; 118 km na direção oeste, pela rodovia BR-290, até a localidade de Pedro Nunes (antiga Pantano Grande), e 25 km, na estrada estadual Pedro Nunes - Encruzilhada, na direção sul. Dista cerca de 25 km de Encruzilhada do Sul.

A região em estudo compreende áreas dos Municípios de Rio Pardo, Encruzilhada do Sul e D. Feliciano. A estrada Pedro Nunes - Encruzilhada corta diagonalmente a folha, na direção NE-SW. A localidade de Capivarita é ligada a Monte Castelo (na estrada mencionada acima) por estrada com boas condições de tráfego apenas em bom tempo.

Os cursos d'água da região pertencem à bacia do Rio Jacuī. Seguem direção geral sul-norte. Na parte leste, destaca-se o arroio Capivari e na parte oeste o arroio Tabatingaī, sendo o primeiro mais longo, estendendo-se por toda área desde os limites com a Folha da Vigia até a de Dragões.

Fig. Nº 1 - MAPA INDICE REGIONAL E LOCAL

1.3 DESCRIÇÃO DA ÁREA

A área de Capivarita abrange uma faixa de geologia complexa, constituída na sua maior parte (cerca de 75%) por rochas do Escudo Uruguaio-sulrio-grandense. Situa-se no contato da faixa sedimentar gondwânica com a região N-NE da parte brasileira desse escudo.

As rochas mais antigas são as do Grupo Cambaí, cujas principais litologias são migmatitos, rochas graníticas -gnáissicas, mármore, calco-silicatadas e ainda anortosito e anfibolito. O Grupo Porongos, representado pela Formação Vacacaí, ocorre em áreas restritas, sendo constituído principalmente por sericita xistos, quartzo-sericita xistos, moscovita-biotita xistos, meta-conglomerados, quartzitos e turmalina xistos. As rochas graníticas apresentam variedades petrográficas, mas predominam a textura granular grossa e a porfírica. São granitos discordantes (pós-tectônicos), pertencentes aos Complexos Graníticos Encruzilhada e D. Feliciano. Rochas graníticas graisenizadas, associadas a falhamentos de direção NE, ocorrem na região sudeste da área.

As rochas sedimentares mais antigas são os arenitos e siltitos da Formação Caneleiras (Devoniano ?) no Morro Mateus Simões, que se encontra isolado nas rochas cristalinas. As rochas sedimentares gondwânicas são representadas pelo Sub-grupo Itararé e pela Formação Rio Bonito. O primeiro é constituído principalmente por arenitos finos e siltitos, em certos locais fossilíferos, isolados nas litologias do escudo, e a segunda por arenitos ferrificados, siltitos e leitos de carvão pouco espessos.

Depósitos sub-atuais e recentes são encontrados nas bacias aluviais dos arroios Capivari e Tabatingaí.

Os falhamentos são de direções preferenciais N 25-45° E, aproximadamente NS e NW.

Estruturas anticlinais ocorrem no Grupo Cambaí e na Formação Vacacaí.

1.4 TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos mais antigos se referem a áreas restritas no Grau de Encruzilhada. GUIMARÃES (1926) e TEIXEIRA (1937) apresentam descrições de alguns locais com ocorrências de wolframita e cassiterita na área de Encruzilhada. FRANCO (1944) apresenta novos detalhes e mapas preliminares da parte sul da faixa estanífera do estado, na área da atual Folha de Figueiras. LEINZ & PINAGEL (1945) descreveram a intrusão granítica de Encruzilhada, conferindo-lhe idade algonquiana, comparando-a com os granitos de Caçapava e Porto Alegre. Afirmam ainda os autores que as mineralizações seriam fruto de uma ação pneumatólitica tardia, associada ao Granito Encruzilhada.

MACHADO & CASTANHO (1957) estudaram as jazidas de carvão situadas na faixa sedimentar do Rio Grande do Sul. As rochas sedimentares mapeadas por esses autores estão em continuidade física com aquelas que ocorrem ao norte da Folha de Capivarita (Formação Rio Bonito). FORMOSO & CARRARO (1962) descreveram, em nota prévia apresentada ao XVI Congresso Brasileiro de Geologia, o maciço anortosítico de Capivarita e sua alteração a caolim. Na mencionada nota, os autores descreveram o anortosito, definindo-o como tal, mostrando as relações com outras rochas da área, especialmente com o Granito Encruzilhada. A alteração do anortosito e a formação de caolim foram apresentadas sumariamente.

Em 1964, como parte integrante do currículo da então Escola de Geologia da Universidade do Rio Grande do Sul, os formandos desse ano realizaram o mapeamento da Folha do Cerro Partido, a leste da de Capivarita, na escala 1:50000.

TESSARI & PICADA (1966) realizaram o mapeamento do Grau de Encruzilhada do Sul, em escala 1:250000 para a Divisão de Fomento da Produção Mineral (DFPM) do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). Quase simultaneamente RIBEIRO, BOCCHI, FIGUEIREDO F. & TESSARI realizaram o mapeamento do Grau de Caçapava do Sul, também para a DFPM do DNPM. Como a Folha de Capivarita se situa no Grau de Encruzilhada, o mapeamento de TESSARI & PICADA é o mais relacionado com o presente trabalho. A coluna estratigráfica aqui usada, com algumas modificações, é a mesma adotada nos mapeamentos dos graus mencionados.

FORMOSO, CARRARO & HERZ (1967), na reunião anual da Geological Society of America, apresentaram comunicação sobre a ocorrência de um corpo anortosítico tipo maciço, com áreas de afloramento de 60 km², em Capivarita. FORMOSO & CARRARO (1968) apresentaram trabalho de maior detalhe, incluindo mapeamento,

em escala 1:50000, do maior corpo de anortosito da área. FORMOSO, DUTRA & SAN-
CHEZ (1971) estudaram a petroquímica de anortositos com aplicação ao Anorto-
sito de Capivarita. O mapeamento da Folha de Capivarita foi iniciado por FOR-
MOSO & CARRARO (1971) e concluído pelo primeiro em 1972.

O trabalho visa apresentar novos dados ao estudo da geologia da área e, em detalhe especial, do anortosito. Apresenta também as ocorrências de caolim e diversas lentes de mármore que fazem de Capivarita um dos mais importantes distritos de caolim e "calcário" do estado do Rio Grande do Sul.

1.5 MÉTODOS DE TRABALHO

Para o mapeamento da Folha de Capivarita, foram usadas fotografias aéreas, de escala 1:60000; mapa de Capivarita, efetuado pela 3ª DL do Serviço Geográfico do Exército e mapa planimétrico da área elaborado pela DFPM, ambos na escala 1:50000.

As amostras coletadas de 360 afloramentos descritos foram estudadas em lupa binocular e as consideradas mais importantes, ou mais características, o foram através de lâmina delgada. Excetuando-se o anortosito, o caolím, e, em parte, o anfíbolito, as demais rochas são descritas, visando apenas o trabalho de mapeamento.

O anortosito foi estudado com detalhe através de lâminas delgadas e análise química. A composição modal foi determinada com contador de pontos. Os plagioclásios foram isolados e o conteúdo de anortita foi determinado por índice de refração dos grãos de clivagem (índice de refração mínimo) e do vidro obtido por fusão do plagioclásio. Para a obtenção do vidro, o plagioclásio separado foi fundido em cadinho de platina com maçarico e resfriado rapidamente (quenching) a fim de evitar recristalização, efetuando-se testes para a isotropia do vidro. O teor de anortita ainda foi determinado através da platina universal, por análise química e difração de raios X. Foi construída a curva relacionando o conteúdo de anortita por análise química e a grandeza Γ que mede a distância entre reflexões características do plagioclásio no difratograma de raios X. Para a determinação do plagioclásio, foi usado o valor $\Gamma = 2\theta (220) + 2\theta [(131) - 2(1\bar{3}1)]$ (SMITH & GAY, 1958). As análises de plagioclásio ($\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$) foram realizadas por fotômetro de chama (Na_2O e K_2O) e por EDTA e/ou oxalato (CaO). O plagioclásio também foi estudado pelo espectro de infravermelho, visando distinguir as bandas de absorção características e a relação entre a composição e a posição dessas bandas.

A granada foi isolada e suas principais propriedades medidas. Foram determinados: densidade, índice de refração, parâmetro a_0 da célula unitária e espectro de infravermelho. No tocante à determinação do parâmetro a_0 da granada, foram feitas calibrações com minerais padrão (quartzo e fluorita) e extrapolação a $2\theta = 90^\circ$. Foi tentada a separação da hornblenda e do diopsídio, mas, em consequência do baixo conteúdo desses minerais na rocha, a difícil separação do plagioclásio e da alteração desses minerais a clorita, se tornou muito difícil obtê-los com razoável pureza.

A ilmenita foi determinada por difração de raios X e microquímica para titânio.

O caolim foi estudado determinando-se a sua composição granulométrica, composição mineralógica dos grãos grossos por coloração seletiva e dos finos por difração de raios X, análise térmico-diferencial, espectrofotometria por infravermelho e microscopia eletrônica.

Para a separação dos minerais, as rochas foram desintegradas e os grãos separados em lupa. Tratando-se de minerais pesados (granada) fez-se a separação com bromofórmio (densidade=2,89). Para os opacos foi usado separador magnético.

Para a difração de raios X, foi usado equipamento Morelco, tubo de cobre (filtro de níquel), 35 KV e 20 mA, velocidades desde $2^{\circ}(2\theta)$ a $1/4^{\circ}(2\theta)$ por minuto (Instituto de Geociências - UFRGS).

O espectrofotômetro de infravermelho utilizado foi o de fabricação VEB Carl Zeiss - Jena, com prismas de NaCl, KBr e LiF (Instituto de Geociências - UFRGS). As amostras foram preparadas por duas técnicas:

- a. Deposição sobre lamínula de vidro, para o estudo das bandas de "stretching" OH^- (argilo-minerais); (Wolf, 1963).
- b. Confeção de pastilhas da amostra em mistura com KBr, sob pressão de até 12000 kg/cm^2 , para o estudo das bandas reticulares (plagioclásio, granada, grampamentos de silicatos dos argilo-minerais).

As constantes usadas em cada determinação constam do respectivo espectrograma de infravermelho. Para conhecer-se a posição aproximada das bandas de absorção, é comum realizar-se um espectrograma rápido menos exato. Para obter-se maior precisão na posição das bandas, faz-se o espectrograma lento.

Para análise térmico-diferencial, foi usado o equipamento Gebrüder-Netsch, do Instituto Tecnológico do RGS.

Na determinação dos índices de refração foi usado o método de imersão, com medida do índice do líquido em refratômetro Abbe, com luz monocromática de sódio.

As eletromicrografias do caolim foram realizadas com microscópio eletrônico Siemens na Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

Os elementos maiores foram determinados por análise química (Quím. Josete D. Sanchez - Instituto Tecnológico do RGS) e espectroquímica (Cláudio Vieira Dutra - ITI, Belo Horizonte, MG) e os menores foram analisados: anortosito - Cláudio Vieira Dutra (ITI, Belo Horizonte); plagioclásio, granada e hornblenda - Dione Alves Pintaúde e Ana Maria Azevedo (Instituto de Geociências, UFRGS). Os elementos menores do anortosito foram determinados por espectroquímica.

No anfibolito também foram realizados ensaios microscópicos de detalhe, análise química e espectroquímica de elementos maiores, análise espectroquímica de elementos menores na rocha e na hornblenda.

Determinações isotópicas foram feitas no Instituto de Geocronologia de São Paulo e no Massachusetts Institute of Technology (USA). No primeiro, foi determinada a idade pelo método K/Ar e, no segundo, a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

1.6 AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Rui Ribeiro Franco, pela orientação deste trabalho e pelo grande incentivo sempre dado ao desenvolvimento do laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS, a imensa gratidão do autor; ao Conselho Nacional de Pesquisas, pelos auxílios recebidos e do qual o autor é pesquisador-conferencista, os agradecimentos; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio Grande do Sul e ao Conselho de Pesquisas da UFRGS, agradecimentos pelos auxílios recebidos para este trabalho; aos colegas que o leram, apresentando suas críticas e aos bolsistas e alunos que auxiliaram direta ou indiretamente, os meus agradecimentos.

Aos Prof. Norman Herz e Umberto Cordani pelas determinações isotópicas do anortosito e ao pesquisador-conferencista (CNPq) Cláudio Vieira Dutra pelas determinações espectroquímicas de maiores e menores no anortosito e anfibolito, os agradecimentos do autor.

2. GEOMORFOLOGIA

A Folha de Capivarita sob o ponto de vista geomorfológico, pode ser dividida em duas unidades: 19) A parte norte e uma faixa a oeste são constituídas por rochas sedimentares gondwânicas pertencentes à chamada depressão periférica; 20) A parte central e a sul, constituídas, principalmente, por rochas do Escudo Uruguaio- Sulriograndense, pela Formação Caneleiras, e por restos de rochas sedimentares gondwânicas. O conjunto dessas duas unidades constitui por sua vez o clássico tipo de contato de maciço antigo com bordos de cobertura sedimentar paleozóica, característico do tipo MORVAN.

A unidade das rochas sedimentares gondwânicas se caracteriza pelo relevo suave das formações areno-argilosas de idade permo-carbonífera, segundo um coxilhamento de vertentes convexo-côncavas. Geralmente, os arenitos ferrificados mantêm os altos topográficos constituindo mesas e, a norte (fora da Folha de Capivarita), onde aflora a Formação Palermo, os siltitos e folhelhos dessa Formação, mais facilmente erodíveis, formam áreas bem mais planas.

A unidade do Escudo é a mais importante e extensa da área em estudo, compreendendo as partes mais elevadas da região. Altitudes superiores a 300 metros são encontradas a leste, na área de afloramento do Grupo Cambaí e a oeste, onde o Complexo Granítico Encruzilhada aflora. Esta unidade geomorfológica poderia ser subdividida, pelo menos, em três sub-unidades: a correspondente ao Grupo Cambaí, ao Complexo Encruzilhada e a sub-unidade correspondente ao anortosito e rochas associadas. O Grupo Porongos tem pouca expressão na área em estudo, não constituindo sub-unidade geomorfológica isolada. A Formação Caneleiras está sobreposta a rochas do Grupo Cambaí, formando mesas características, sendo a mais importante da área a do Morro Mateus Simões. Fora da área, ainda no grau de Encruzilhada, o Cerro Partido e o Tabuleiro da Vigia também são característicos.

A sub-unidade correspondente ao Grupo Cambaí (migmatitos, granitos gnáissicos, mármore) apresenta-se com elevações suaves, caracterizando-se por pequeno número de afloramentos. As brechas de falha silicificadas sobressaem na topografia e são as zonas que constituem os pontos mais altos nessa sub-unidade. O solo é espesso e argiloso.

A sub-unidade correspondente ao Granito Encruzilhada apresenta relevo acidentado, constituindo áreas de altos topográficos. Campos de matacões são comuns, caracterizando as áreas de afloramento dessas rochas. A drenagem apresenta padrão sub-retangular a retangular. Em certos locais, o granito pode se encontrar cataclásado e alterado, tornando a topografia mais suave.

Foto n° 1 - Planície anortosítica.

O Granito Cordilheira e o Granito D. Feliciano tem ocorrências mais restritas, não constituindo sub-unidades isoladas.

A sub-unidade relacionada com o anortosito é muito característica, formando planícies (Foto nº 1) que contrastam com as áreas limítrofes onde aflora o Granito Encruzilhada. Diques de anfibolito sobressaem no relevo (Foto nº 2). As feições de planície são consequência da facilidade que apresenta a rocha à alteração e à erosão. SIMPSON & OTTO, (1963) descreveram para o anortosito pré-cambriano do sul de Angola também a formação de extensas planícies de rocha meteorizada e a falta de afloramentos, limitados a pequenas colinas.

O solo é argiloso e espesso (2 a 3 metros), sendo possível individualizar os seus horizontes. O horizonte A, siltico-argiloso, apresenta de 0,50 a 0,70 m de espessura; é de cor preta, caolinítico. O horizonte B atinge 0,70 a 1 m e é nitidamente separado do primeiro por um delgado nível de concreções calcárias. Em lâmina delgada, as concreções se mostram constituídas por grãos de plagioclásio e quartzo (mais raros), envolvidos em uma massa de calcita. Apresenta cor cinza-escuro no topo e cinza-clara na base. O horizonte C atinge espessuras superiores a 1,5 m e é formado pela alteração primária da rocha mãe. É de cor branca, constituído por grãos de plagioclásio parcialmente caolinizados. Representa a arenização do anortosito.

A alteração do anortosito nessa sub-unidade leva à formação de boçorocas nas encostas, por erosão em sub-superfície devido à infiltração de água pelas vertentes. A intemperização fácil da rocha associada à formação de solos argilosos impermeáveis seria a causa dessas boçorocas, observáveis facilmente em fotografias aéreas. A maior delas se situa próximo ao arroio Tabatingaí, na estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio (Foto nº 3). Mede aproximadamente 600 m de comprimento por 50 m de largura. Há, pelo menos, quatro outras de tamanho menor e observa-se, na planície anortosítica, em diversos locais, o início da formação de tais feições de erosão.

A drenagem da área pertence à Bacia do Rio Jacuí. Os arroios mais importantes são o Tabatingaí, a oeste, e o Capivari, a leste, ambos afluentes do Jacuí, com direção geral NS.

Grande parte da drenagem (se não a maior parte) é controlada por falhamentos. Tal fato é evidenciado pelo alinhamento dos cursos d'água segundo três direções principais: NS (10° W a 10° E), N $30-50^{\circ}$ E e N $40-60^{\circ}$ W.

Como seria de se esperar, o padrão da drenagem é, predominantemente ortogonal do tipo baioneta; os cursos subsidiários, encontrando os principais, formam ângulos de mais ou menos 90° . Os próprios cursos principais, nalguns locais, fazem curvas com ângulos próximos a 90° . Na área da planície, o padrão inclina-se mais para o dendrítico (na baixada anortosítica, curso superior a médio do arroio Tabatingaí).

Do ponto de vista climático, a região mapeada enquadra-se na fórmula

1a Cfb1 - segundo a classificação de W.K.KÖPPEN; possuindo as seguintes características: temperatura média do mês mais quente (janeiro) inferior a.... 22 °C; temperatura média anual inferior a 18 °C; insolação entre 2400 e..... 2500 horas anuais; precipitação pluviométrica anual entre 140 e 180 cm; média anual de geadas de 18 a 23 dias. Tais elementos configuram um clima do tipo temperado, em acordo com os dados fornecidos por J.A. MORENO (1961).

Foto nº 2 - Diques de anfíbolito na planície anortosítica.

Foto nº 3 - Boçoroca próxima ao arroio Tabatinga (estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio).

3. ESTRATIGRAFIA

3.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

A região da Folha de Capivarita se situa no contato do Escudo Uruguai-sulriograndense com as rochas sedimentares gondwânicas, porém, essas últimas constituem apenas 22% da área (ver mapa geológico da Folha de Capivarita).

A sequência estratigráfica adotada, com algumas modificações, foi a aquela usada no trabalho de mapeamento dos Graus de Encruzilhada do Sul e Capa-pava do Sul pela DFPM do DNPM, através dos trabalhos de TESSARI & PICADA (1966) e de RIBEIRO, BOCCHI, FIGUEIREDO F. & TESSARI (1966), respectivamente. Os autores acima incluíram a Formação Cambaí no Grupo Porongos. JOST & VILLNOCK (1966) descrevem discordância angular entre a Formação Cambaí e a Formação Vacacaí, a sudeste do município de São Gabriel e sugerem que a unidade denominada Formação Cambaí passe a designar-se Grupo Cambaí. O autor do presente trabalho adota esse critério, designando, na área em estudo, sob tal denominação, um complexo formado por migmatitos, granitos gnáissicos, mármore magnesianos, rochas calco-silicatadas, anortosito, sienito gnáissico e anfibolito. O sienito gnáissico e o anortosito foram mapeados como unidades isoladas, como em trabalhos anteriores; o anortosito, com maior razão, em consequência de sua extensão em área e por ser o assunto principal do presente trabalho (O anortosito, o anfibolito e o caolim, proveniente da alteração do primeiro, serão abordados em capítulos à parte).

O Grupo Porongos na área é representado apenas pela Formação Vacacaí, pois a Formação Cerro da Mantiqueira (rochas ultrabásicas) não ocorre na área. A Formação Vacacaí é representada por rochas metamórficas de baixo grau (fácies xistos verdes) como sericita xistos, quartzo-sericita xistos, moscovita xistos, moscovita-turmalina xistos e quartzitos.

As rochas graníticas são representadas pelo Complexo Granítico Encruzilhada, Complexo Granítico D. Feliciano e Granito Cordilheira. Os dois primeiros são granitos pós-tectônicos e o terceiro se encontra associado a uma faixa tectonizada NE, constituindo rocha granítica a moscovita e a turmalina. O Complexo Granítico Encruzilhada ocorre com diversas texturas: granito de granulção média a fina, granito porfirítico, granito grosso e também pegmatóide. É difícil delimitar na escala do mapeamento essas diversas fácies; assim como colocá-las em ordem cronológica. O Complexo Encruzilhada apresenta contatos discordantes com o Grupo Cambaí, inclusive com o Anortosito de Capivarita e o

Gnaisse Sienítico Piquiri, e, fora da área, ainda no Grau de Encruzilhada, apresenta também contatos discordantes com os xistos da Formação Vacacaí (Folha do Piquiri, segundo PICADA (1967)).

O Complexo Granítico D. Feliciano ocorre numa área muito restrita, em contato por falha com o Granito Cordilheira, a sudeste da Folha, mas, pelas relações no Grau de Encruzilhada, apresenta uma possível contemporaneidade com o Complexo Granítico Encruzilhada (TESSARI & PICADA, op.cit.). O Granito Cordilheira é graisenizado e associado a graisens, de maneira que a posição estratigráfica adotada para o mesmo é a que melhor representa a posição do processo de formação de graisens, com controle estrutural, posterior aos granitos da área e que atingiu litologias mais antigas.

As rochas sedimentares e as rochas vulcânicas eopaleozóicas ocorrem na parte oeste do Grau de Encruzilhada, não o fazendo na Folha de Capivarita.

As rochas sedimentares mais antigas da região estudada são aquelas da Formação Caneleiras (Devoniano?), representadas por siltitos, arenitos, arenitos conglomeráticos, de cores avermelhadas ou amareladas, que ocorrem em área restrita a sudeste da folha.

As rochas sedimentares gondwânicas aflorantes são aquelas do Sub-grupo Itararé e da Formação Rio Bonito. Os afloramentos do Sub-grupo Itararé são muito raros, sendo a Formação Rio Bonito, na maior parte da área, a formação gondwânica sobreposta ao cristalino. O Sub-grupo Itararé aparece como sedimentos flúvio-glaciais. A Formação Rio Bonito é constituída principalmente por arenitos e siltitos, estando comumente os primeiros intensamente ferrificados.

3.2 GRUPO CAMBAÍ

3.2.1 GENERALIDADES

GOÑI (1962) denomina Formação Cambaí um conjunto de migmatitos homogêneos e heterogêneos, tais como embrechitos, anatexitos, diadisitos, epibolitos e agmatitos, com variações gradacionais entre eles e cuja seção típica localiza-se no arroio Cambaí, na Folha de Vila Nova, RS. TESSARI & PICADA (op. cit.) mantêm a denominação de Formação Cambaí para os migmatitos (rochas gnáissicas) de diversos tipos, principalmente migmatitos heterogêneos, pois os embrechitos (facoidal e "dent de cheval") são menos frequentes. Incluem nessa formação, quartzitos, anfibolitos, metabasitos, rochas calco-silicatadas, calcários marmorizados que se encontram associados aos migmatitos. Ainda os mencionados autores incluem a Formação Cambaí e a Formação Vacacaí (xistos, quartzitos e outras rochas de baixo grau de metamorfismo) no Grupo Porongos, justificando-o pela concordância de direções estruturais, admitindo que a Formação Cambaí fosse formada pela migmatitização da Formação Cambaí.

JOST & VILLWOCK (1966) definem uma discordância angular entre a Formação Cambaí e a Formação Vacacaí, a sudeste do Município de São Gabriel, próximo às cabeceiras do Rio Vacacaí e sugerem, considerando a complexidade litológica e estrutural dos migmatitos, granitos gnáissicos e outras rochas associadas de origens diversas, que a unidade denominada Formação Cambaí passe a designar-se Grupo Cambaí. RIBEIRO, 1970, descreve a ocorrência de cunhas graníticas retrometamorfosadas, pertencentes ao complexo de embasamento (Grupo Cambaí) que ocorrem, tectonicamente inseridas, em áreas ao sul do Rio Camacã.

O autor deste trabalho, usando os critérios adotados por JOST & VILLWOCK (op.cit.) e por RIBEIRO (op.cit.) considera o Grupo Cambaí como formador do embasamento, representando o Grupo Porongos uma orogênese mais jovem que a relativa ao Grupo Cambaí. Ademais, os migmatitos do Grupo Cambaí não se poderiam formar por migmatitização do Grupo Porongos, formado por rochas de baixo grau de metamorfismo, em fácies xistos verdes.

3.2.2 CONTATOS

O Grupo Cambaí, no Grau de Encruzilhada (TESSARI & PICADA, op.cit.), se encontra na parte central, como uma faixa alongada NE - SW desde a área de Capivarita, passando por Vigia, até a Folha de Encruzilhada, limitada a leste pela zona de falha de direção N 30 - 50° E, e a oeste, principalmente pelo Complexo Granítico Encruzilhada. Mais para leste, ocorre na área de Quiteria como duas faixas alongadas, uma na direção SW - NE e a outra, ligada à primeira, na direção SE-NW. Na parte centro-oeste do grau, ocupa uma grande porção da área de Capivarita e também ocorre na parte central da área da Folha do Cerro Partido. Na região da Folha de Capivarita, a parte mais extensa do

Grupo Cambaí se situa a leste; a oeste, próximo ao limite com a Folha do Cerro Partido, as rochas desse grupo afloram em extensa área e em continuidade física com a ocorrência da folha vizinha. Convém enfatizar que o Anortosito de Capivarita e o Sienito Piquiri, embora sejam incluídos no Grupo Cambaí, são mapeados separadamente. O anortosito por ocorrer em extensão suficiente e ainda por ser o assunto principal deste trabalho. O sienito por o ter sido em trabalhos anteriores (argumento válido também para o anortosito) como no mapeamento do Grau de Encruzilhada e de algumas folhas desse grau (bibliografia já citada).

As litologias ocorrentes no Grupo Cambaí são anortosito, anfibolito, sienito gnáissico, mármore, rochas graníticas gnáissicas e calco-silicatadas. No mapeamento, não foi possível determinar com exatidão os contatos de todas as litologias do Grupo Cambaí. Primeiramente, as variações litológicas, texturais e composicionais somente poderiam ser representadas em escala de maior detalhe. Ainda a alteração das rochas do Grupo Cambaí é muito intensa, tornando os solos espessos e os afloramentos raros, dificultando a delimitação das litologias e o estudo detalhado das estruturas.

3.2.3 SIENITO GNÁISSICO PIQUIRI

3.2.3.1 - Generalidades: Esta unidade foi descrita pela primeira vez por PICADA (1963)*. TESSARI & PICADA (1966) denominaram-na de Gnáisse Sienítico Piquiri porque a maior área de sua ocorrência (cerca de 100 km²) é na Folha do Piquiri (a oeste no Grau de Encruzilhada do Sul). PICADA (1967 a) atribui a denominação Lamboanito (migmatito saturado em sílica) Piquiri a essa unidade.

O autor do presente trabalho optou pela denominação de Sienito Gnáissico Piquiri por melhor representar a litologia dessa unidade ocorrente na Folha de Capivarita, onde o sienito representa uma pequena área no extremo sudoeste, com apenas 0,4 km².

No mapeamento do Grau de Encruzilhada, TESSARI & PICADA (op.cit.) colocam o sienito no Grupo Porongos (Formação Cambaí) embora seja mapeada como unidade isolada dos migmatitos da Formação Cambaí. Este autor mantém o Sienito Gnáissico Piquiri como unidade mapeada isoladamente, mas o inclui no Grupo Cambaí pela sua estrutura planar, variando de N40°E a N20°W, concordante com as grandes estruturas da área do Grau de Encruzilhada e representando rocha plutônica que sofreu posterior metamorfismo regional. As relações de contato na Folha não permitem uma definição completa do problema. Dados geocronológicos poderão trazer modificações na posição estratigráfica dessa unidade.

* Palestra proferida no Núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia.

3.2.3.2 - Contatos: O contato oeste e o contato leste, ambos com o Complexo Granítico Encruzilhada, são por falha. O contato norte não é por falha, mas as relações não são claras. PICADA (op.cit.) descreve termos de transição entre o Sienito Gnáissico Piquiri e o Complexo de Encruzilhada, mas, na pequena área de afloramento do sienito na Folha em estudo, esses contatos não são visíveis. A ocorrência de sienito se estende para o sul, à Folha da Vigia (ao sul da Folha de Capivarita), tendo contato concordante com o Grupo Cambaí nessa área (PICADA, 1967b).

3.2.3.3 - Características Petrográficas: A rocha apresenta cor rosa intensa com manchas pretas. A granulação é média a grossa, com estrutura planar característica. É constituída de feldspato alcalino e hornblenda. Em algumas amostras, nota-se ainda a presença de pequenos grãos de quartzo. Em alguns locais, os grãos de feldspato, normalmente até 5 mm, podem atingir 5 cm, adquirindo o sienito textura pegmatóide. Os feldspatos são orientados, tendendo a paralelismo em relação à hornblenda; têm forma alongada segundo a orientação, predominando as maclas de Carlsbad. O ortoclásio é o feldspato predominante e também mineral principal da rocha (55%, podendo atingir 70%). Encontra-se bastante alterado, formando-se no seu interior agregados de sericita. As inclusões de quartzo e hornblenda são comuns (microfoto nº 1). As pertitas estão presentes, mas mascaradas pela alteração. A hornblenda é o máfico mais abundante, constituindo 20% da rocha. Em geral, mal preservada na lâmina, com contornos irregulares, com alteração a clorita e íntima associação com quartzo, inclusive configurando textura micrográfica (microfoto nº 2). Em algumas lâminas, é possível observar a uralitização do diopsídio a hornblenda (microfoto nº 3). Também pode observar-se a passagem de hornblenda a biotita. O quartzo aparece em cristais de dois tipos: um, mais desenvolvido (0,5 a 2 mm) e o segundo, como grãos incluídos em outros minerais. Constitui 5% da rocha, excepcionalmente, 10%. O plagioclásio é muito menos abundante que o ortoclásio, mas bastante representativo. Os grãos apresentam tamanhos de 0,5 a 1 mm. A sericitização é intensa (microfoto nº 4). O conteúdo de anortita varia, em média, de 5 a 15%, podendo atingir até 25%. A quantidade de plagioclásio é da ordem de 5%. Os acessórios mais importantes são biotita, diopsídio, clorita, apatita e zircão, comumente associados com a hornblenda.

PICADA (1966) na Folha de Piquiri mostra que o sienito pode enriquecer-se em quartzo e plagioclásio, transigindo para um granito sub-alcalino, sugerindo que essa rocha pudesse ser uma fácies de bordo do Complexo Granítico Encruzilhada.

Cabe ainda uma referência especial a ocorrências de mineralizações de cobre no sienito na Folha de Piquiri, mas essas mineralizações, já descritas por LEINZ & PINAGEL (1945), se restringem à presença de malaquita e crisocolla em diáclases do sienito (ocorrência Piquiri) e são posteriores à rocha, servindo esta apenas de suporte. FORMOSO & PINTO (1966) realizaram prospecção

Microfoto nº 1 - Cristal de hornblenda, alterando-se a clorita nos bordos (ocorre ainda a formação de epidoto). Associa-se ao quartzo e ao ortoclásio (alterado a argilosos). Nicóis paralelos. Aumento 48X.

Microfoto nº 2 - Intercrescimento micrográfico entre hornblenda (escuro) e quartzo (aparecendo apatita associada ao quartzo). O restante da seção é constituído por plagioclásio sódico (An_{25}) e ortoclásio (este em maior quantidade) ambos sericitizados e argilizados. Nicóis paralelos. Aumento 48X.

Microfoto nº 3 - Piroxênio (diopsídio ?) uralitizando-se. Hornblenda, apatita, clorita, quartzo, esfeno e ortoclásio associados, estando o último alterado a argilosos. Nicóis pa ralelos. Aumento 120 X.

Microfoto nº 4 - Mesma seção da foto anterior, com nicóis cruzados e em outra posição. Aumento 48 X.

geoquímica da área, mostrando que as maiores anomalias são encontradas na área do sienito e não na Formação Arroio dos Nobres, sede das principais mineralizações de cobre do Rio Grande do Sul.

3.2.4 MIGMATITOS

3.2.4.1 - Generalidades: Os migmatitos e os granitos gnáissicos são as litologias mais comuns no Grupo Cambaí. Dentre os migmatitos, predominam aqueles constituídos por bandas cinza-escuras, mais máficas, ricas em biotita, cortadas por filonetes, em geral de 1 a 3 cm, félsicos, constituídos por quartzo, feldspato e plagioclásio. Os filonetes podem ser concordantes ou discordantes com a xistosidade das bandas escuras. Tais filonetes podem ainda adquirir espessuras maiores e granulações mais grossas, tornando-se pegmatóides. Nos afloramentos, os migmatitos desse tipo (denominados por alguns autores de heterogêneos), se encontram muito alterados, observando-se, em diversos locais, apenas matacões de rocha de composição granodiorítica, de cor cinza, mais resistentes à erosão e menos cortados pelos filonetes quartzo-feldspáticos. Vênulos quartzo-feldspáticos sinuosos, tipo dobras ptigmáticas, ocorrem cortando rochas de composição granodiorítica.

Os migmatitos com textura facoidal (oillée) e porfirítica (dent de cheval) são muito raros, quase inexistentes.

3.2.4.2 - Características petrográficas: Petrograficamente, a maioria dos migmatitos da área são gnaisses a biotita, de composição granítica a granodiorítica. Dentre as litologias mais comuns, aparecem biotita granitos, de cor cinza-clara com pontuações de biotita, em grande quantidade. A textura é granular hipidiomórfica a xenomórfica, com cristais de feldspatos euédricos de até 7 mm de comprimento por 3 mm de largura. O quartzo se apresenta anédrico, ocupando os interstícios dos demais minerais, com extinção ondulante mas uniaxial e ainda contém inclusões de biotita, moscovita e plagioclásio. Há aproximadamente 20% de quartzo na rocha. O feldspato alcalino é predominantemente ortoclásio, com microclínio subordinado. Apresenta inclusões de plagioclásio e biotita. Constitui 35% da rocha. O plagioclásio aparece em pequenos cristais (até 0,7 mm), anédrico, com dupla macla albita-Carlsbad e macla albita, incluído em feldspato alcalino. A composição é An_{35} . Alteração a sericita é comum; mais raramente aparecem grandes palhetas de moscovita. A quantidade é 10-15%. A micritização aparece em alguns locais. A biotita ocorre em grãos pequenos e anédricos. Aparecem esses grãos incluídos em feldspato alcalino e em quartzo, mormente no primeiro. A biotita apresenta-se descorada em consequência da cloritização. Seu conteúdo na rocha é de 10-15%. A apatita euédrica se encontra incluída em quartzo e biotita. O zircão se encontra incluído na biotita e no plagioclásio. Os opacos associam-se à biotita.

3.2.4.3 - Rochas associadas: Ocorrem biotita-hornblenda granodioritos a quartzo dioritos associados aos migmatitos. São rochas de cor cinza-escura, com textura granular hipidiomórfica, em alguns locais poiquilítica, com plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo. Este se apresenta com grãos em torno de 0,7 mm, com inclusões de biotita e opacos. O teor de quartzo é de 20%. O plagioclásio se encontra em grãos anédricos, subédricos e mesmo euédricos. Constitui os maiores grãos da rocha (de 0,4 a 2,5 mm). Apresenta inclusões de biotita e hornblenda, que são zonadas diretamente. O núcleo apresenta An₄₀ e o bordo é bem mais ácido. Está presente com cerca de 30%. A biotita é muito abundante, com quantidades em torno de 30-35%, irregular, bastante pleocrônica, embora não muito escura. Tamanho em torno de 0,5 mm (flocos isolados) e em agregados adquire tamanho bastante maior. Inclusões de opacos, zircão, apatita; halos pleocrônicos são comuns. A cloritização é apenas incipiente. A hornblenda é verde e encontra-se como grãos irregulares, agregados ou não, com tamanho inferior a 0,7 mm nos grãos isolados. O valor de 2V é em torno de 45°. Aparece incluída no plagioclásio ou em agregados de máficos. A quantidade é de 15 a 20%. O feldspato alcalino é raríssimo; constitui acessório e é menos abundante que o esfeno. Este é abundante, encontrando-se associado aos máficos e/ou incluído no plagioclásio. A apatita também é abundante (menos que o esfeno), e encontra-se incluída no plagioclásio. Outros acessórios são zircão, opacos, carbonato e epidoto (Descrição relativa ao ponto 70-54, na parte NE da folha).

Associadas a essas rochas ricas em máficos, podem encontrar-se rochas fêlsicas, de textura sacaróide e cataclástica (microfoto nº 5), com 60% de feldspato potássico, 25-30% de quartzo e 10-15% de biotita; pequenos corpos pegmatíticos e ainda rochas de granulação fina, similar à descrita (70-54) com manchas de máficos, cortadas por vênulos quartzo-feldspáticos. Essa associação pode ocorrer no mesmo afloramento ou em afloramentos próximos.

3.2.5 ROCHAS GRANÍTICAS GNÁISSICAS

No grupo em estudo, as rochas graníticas gnáissicas são relativamente comuns, associadas aos migmatitos e com orientação geral NW semelhante aos migmatitos aos quais estão associadas. As rochas gnáissicas mais comuns são de cor rosa, com pontuações pretas de biotita e granulação média a fina. À medida que as pontuações pretas aumentam, a rocha tende para uma cor acinzentada. Os minerais essenciais são feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. A orientação da biotita é nítida. Podem aparecer também fácies com fenoblastos de feldspato potássico, mas não é o caso mais comum. A moscovita ocorre, em certos locais, próximo a falhas. A textura é granular xenomórfica, com grãos em torno de 2-3 mm. As texturas mirmequítica, poiquilítica e micrográfica podem estar presentes. O feldspato alcalino aparece como ortoclásio e

Microfoto nº 5 - Cristais de quartzo completamente anédricos, associados a ortoclásio (bastante alterado a argilosos) e microclínio (inalterado). Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

microclínio (dupla macla albita-periclina é usada como diagnóstico). O plagioclásio se encontra muito alterado. Pode aparecer zonado diretamente, com núcleo An_{26} e bordos mais ácidos, embora as determinações sejam muito imprecisas, em consequência da alteração. A biotita se encontra incluída em quartzo, feldspato alcalino e mesmo em plagioclásio. Ocorrem halos pleocrômicos associados ao zircão. O tamanho da biotita é de 0,7 mm. Os principais acessórios são epidoto, zircão (isolado ou na biotita) e opacos. Pode-se classificar tais rochas como biotita granitos. A composição modal é: quartzo 30%, ortoclásio de menos de 10 a 20%, microclínio 20-25%, plagioclásio de menos de 10 a 20% e biotita 20-30%. Os termos menos quartzícos são mais ricos em plagioclásio e biotita. O plagioclásio no caso também é mais básico (Andesina, An_{38-39}). O microclínio predomina sempre sobre o ortoclásio. A textura cataclástica pode ocorrer nessas rochas, aparecendo o quartzo em grãos minúsculos ("mortar structure"), a biotita em fraturas de feldspato potássico ou em fraturas da rocha.

As rochas graníticas gnáissicas podem apresentar-se com outras texturas, como a porfirítica. Os fenocristais são na maioria de ortoclásio (microfoto nº 6), intensamente pertitizados, havendo microclinização incipiente. O plagioclásio sódico se apresenta com seus planos de macla contorcidos, evidenciando tensionamento intenso do mineral. A matriz é constituída principalmente por quartzo e biotita. A biotita se apresenta em grãos maiores que o quartzo. O acessório mais importante é a apatita. A composição modal média é ortoclásio 30%, plagioclásio sódico 10%, quartzo 35%, biotita 20% (microfoto nº 7). Também dentro dos mesmos granitos gnáissicos, ocorrem hornblenda-biotita granitos, com hornblenda e biotita e também os fêlsicos orientados. A textura granular é cataclástica. O quartzo se encontra alongado, dando certa orientação à lâmina. O ortoclásio predomina sobre o microclínio. Este substitui os outros feldspatos. O plagioclásio encontra-se muito alterado a sericitita. A composição modal média é quartzo 20-30%, ortoclásio 30%, microclínio 5%, plagioclásio sódico 20%, hornblenda 5% e biotita 10%.

Ainda no grupo das rochas graníticas gnáissicas, são relativamente comuns as rochas de composição granodiorítica. Essas rochas variam de microgranodioritos porfiríticos para texturas de granulação média a fina, equigranulares e mesmo de granulação grossa (microfotos nº 8 e 9). Essas rochas granodioríticas são comumente cortadas por veios ou vênulos pegmatíticos ou aplíticos ou, de outra forma, rochas mais fêlsicas incluem ou cortam as rochas granodioríticas. As composições das rochas granodioríticas da área são, em média, 30% de plagioclásio com An_{30} (valor médio), 15% de ortoclásio e microclínio, biotita 20-40% e quartzo 18-25% (microfoto nº 10). Os microgranodioritos porfiríticos apresentam fenocristais de ortoclásio (5%), plagioclásio sódico (15%), biotita (5%) e matriz (75%) constituída de biotita, quartzo e feldspatos (microfoto nº 11). Anortosito, anfibolito e sienito gnáissico são apresentados separadamente.

Microfoto nº 6 - Fenoblasto de ortoclásio, imerso numa matriz à base de quartzo, biotita (partes escuras) e ortoclásio. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto nº 7 - Cristal de biotita, circundado por grãos de quartzo, ortoclásio maclado-Carlsbad, plagioclásio maclado albina (parcialmente alterado a argilosos). As lamelas de biotita mostram uma certa orientação, ocorrendo nos interstícios e ao longo de fraturas de outros grãos. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto n.º 8 - Grão de plagioclásio intensamente sericitizado, associado a quartzo e biotita. A sericitização é mais intensa no centro do cristal, provavelmente devido ao zoneamento. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto n.º 9 - Fenocristal de ortoclásio pertitizado, maclado Carlsbad e englobando cristais de plagioclásio, quartzo e biotita. Mostra-se alterado a minerais argilosos ao longo das clivagens e planos de macla. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto nº 10 - Grãos anédricos de quartzo, biotita, microclínio, ortoclásio e plagioclásio; esfeno e apatita são acessórios. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto nº 11 - Microfenocristais de plagioclásio, associados a concentrações locais de biotita, imersos numa matriz à base de quartzo, feldspatos, biotita e esfeno. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

3.2.6 MÁRMORES

3.2.6.1 - Generalidades: Os mármores ocorrem como lentes encravadas nas litologias do Grupo Cambaí. As lentes têm dimensões variadas: desde 10 m até mais de 100 m de extensão por até 30 m de largura. A grande concentração de lentes de mármore se encontra na parte leste da área, principalmente próximo à localidade de Capivarita. Na região da Folha do Piquiri e em outras áreas do Escudo Sulriograndense, os mármores estão associados à Formação Vacacaí. Na área em estudo, as rochas aflorantes nas proximidades das lentes são aquelas do Grupo Cambaí (excepcionalmente afloram rochas da Formação Vacacaí junto a essas lentes).

As direções das lentes de mármores são concordantes com as direções das falhas da área. Os mergulhos são elevados, quase sempre entre 30 e 60°, podendo ser verticais. A forte inclinação das camadas de mármore está relacionada com os falhamentos da parte leste da área da folha. Cataclasitos de composição granítica estão associados aos mármores. O acamamento original do mármore é preservado, mas comumente arqueado por falhamentos.

3.2.6.2 - Características petrográficas: Os mármores são dolomíticos e silicosos. A sua composição varia de mármores a dolomita, mármore olivínico serpentizado a oficalcitos ou a rochas calco-silicatadas, em casos extremos. A dolomita predomina sobre a calcita, apresentando a relação calcita/dolomita valores em torno de 0,3 a 1. Para a determinação da razão calcita/dolomita foi construído um gráfico com % de dolomita e razão das intensidades dos picos da calcita (3,03 Å) e dolomita (2,89 Å) em misturas dos dois minerais (Fig. nº 2). Nos mármores dolomíticos a serpentina é o silicato mais comum, mas os carbonatos são os constituintes quase exclusivos (95%). Essas rochas podem apresentar-se com uma parte cinza e outra branco-amarelada. Coincide a porção cinza com o tamanho de grãos mais grosso e a parte branco-amarelada é a de grãos mais fino. Raras pontuações verde-escuras salpicam a rocha. A textura é granoblástica bastante uniforme. Os carbonatos apresentam grãos de 1-3 mm, com clivagens perfeitas e com pleocroísmo de relevo. O restante da rocha é constituído por serpentina. Esta aparece em núcleos que revelam contornos arredondados do mineral primitivo. O tamanho desses minerais primitivos (olivinas) varia de 0,3 a 0,5 mm. A serpentina é pouco abundante, mas constitui o segundo mineral da rocha (5%). Esse tipo de rocha poderia ser classificado como mármore olivínico serpentizado (microfoto nº 12).

Associados aos mármores olivínicos mencionados (inclusive no mesmo ponto do mapa, CAP.71-28, ao sul da localidade de Capivarita) aparecem oficalcitos. Essas rochas têm cor branca com pontuações pretas, predominando os minerais brancos, que aparecem envolvendo máficos, desde pretos a verde-amarelados. Há variação textural de granoblástica média a grossa para fina nos bordos (heterogranular). Os carbonatos ainda constituem a maior parte da rocha,

Fig. Nº 2 - Curva da razão das intensidades calcita/dolomita e o teor de dolomita.

sendo de granulação mais fina que os demais minerais aos quais aparecem **sempre** envolvendo. O tamanho dos grãos situa-se entre 0,1 e 0,2 mm. A quantidade na rocha é de 70%. A forsterita ocorre em grãos arredondados, sempre intensamente fraturada e com serpentinização mais ou menos desenvolvida, segundo os bordos e fraturas. A birrefringência é variável e os de cor de interferência mais baixa fornecem figuras com sinal positivo e 2V próximo a 90°. O grau de serpentinização é maior nos grãos menores que nos maiores. Os tamanhos são de 2 a 4 mm para os maiores e de 0,5 a 1 mm para os menores. A quantidade do mineral é de 20%.

O diopsídio é subédrico ou mesmo euédrico (microfoto nº 13), com 2V de aproximadamente 60°. Altera-se também a serpentina nos bordos e fraturas. Tamanho entre 0,7 e 1,0 mm. Apresenta-se maclado e a quantidade na rocha é de 5%.

A serpentina, formada a partir da alteração da forsterita e do diopsídio, acumula-se nas clivagens e bordos desses minerais. Tem aspecto fibroso, com cor de interferência baixa. Em certos locais, chega a substituir quase que totalmente o mineral primitivo. A quantidade é de 5% (microfoto nº 14).

Há ainda tipos intermediários entre o mármore olivínico e o oficalcito, constituídos de carbonatos e forsterita, 90% dos primeiros e 10% da segunda.

Microfoto n.º 12 - Carbonato envolvendo restos de serpentina, sugerindo que esta se alterou a carbonato. Nicóis paralelos. Aumento 48 X.

Microfoto n.º 13 - Cristais de diopsídio (euédricos) e olivina, imersos numa matriz à base de carbonatos. Tanto a olivina como o diopsídio mostram uma alteração a serpentina, ao longo dos bordos e fraturas. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto nº 14 - Diversos grãos de olivina (Forsterita) bastante alterados (e fraturados) a serpentina ao longo dos bordos e fraturas, contidos numa matriz à base de minerais carbonáticos. Aparece um cristal de diopsídio também fraturado e alterado a serpentina ao longo de fraturas. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Durante a realização do trabalho, não foram feitas análises químicas dos mármore. A DFPM do DNPM (RS) tem em seus arquivos diversas análises (citadas em TESSARI & PICADA, 1966) de mármore de tipos mencionados. Dessas análises foram selecionadas três, que mostram a razão calcita/dolomita (Tab. nº 1).

Tab.1 - Análise de mármore de Capivarita

Amostra	CaCO ₃	MgCO ₃	SiO ₂ (ou resíduo insolúvel)
3	55,95	34,63	1,15
9	55,29	40,51	1,06
12	59,88	37,06	2,76

As razões calcita/dolomita variam de 0,6 a 0,36.

3.2.7 ROCHAS CALCO-SILICATADAS

3.2.7.1 - Generalidades: As rochas calco-silicatadas ocorrem em diversos locais na região mapeada. Em geral, restringem-se a áreas muito pequenas ou mesmo a pequenos afloramentos. Estão associadas às outras litologias do Grupo Cambaí. São rochas de cor branca e cinza-clara que podem apresentar estrutura bandada. A alteração meteórica diferencial dessas rochas ocasiona endurecimento na superfície do afloramento e o aparecimento de microformas erosivas peculiares.

3.2.7.2 - Características petrográficas: As rochas mais ricas em minerais fêlsicos apresentam texturas granulares grossas e são constituídas por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e diopsídio, o último como constituinte característico da rocha. Este se apresenta em grãos de até 6 mm, eudríticos, concentrados ou incluídos poiquiloblasticamente nos feldspatos. O 2V desse mineral é de 60°. Apresenta inclusões de anfibólio (tremolita). Pode atingir 50-60% nas rochas com quartzo e feldspatos, ou constituir apenas 15 a 20% da rocha. O plagioclásio, em geral, varia de composição entre An₂₄ - 32, estando presente em quantidades de 10 a 20%. O feldspato alcalino é microclínio e ocupa com o quartzo e o plagioclásio os interstícios dos máficos. Varia de 15% até altamente dominante, constituindo 65% da rocha. O quartzo varia de pouco abundante até 10-15%. Dos minerais acessórios, pistacita, esfeno, sericita e carbonatos são os mais comuns, sendo o epidoto e o esfeno os mais abundantes. Os carbonatos ocorrem em fraturas, formando veios; chegam a atingir 0,5 mm. A tremolita é acessória, ocorrendo como inclusões no piroxênio ou em grãos isolados.

Dentre as rochas calco-silicatadas a diopsídio, ocorre um tipo qua

se monomineralico, onde esse mineral constitui 90% da rocha (microfoto nº 15). Tem cor cinza-esverdeada, textura granoblástica, granulação média e é homogênea. O diopsídio é incolor, com birrefringência variada, desde cores elevadas até amarelo ou cinza de primeira ordem. O 2V é 60° e o ângulo máximo de extinção obtido nas seções prismáticas foi de 40° . O tamanho dos grãos varia de .. 0,5 a 4,0 mm. Os feldspatos (plagioclásios) aparecem em agregados de contornos irregulares. Têm aspecto límpido e parecem ter sido parcialmente substituídos pelo diopsídio, pois este ocorre sempre os envolvendo e penetrando, segundo suas reentrâncias. Constituem 5% da rocha. O zircão aparece como acessório em pequenas lamelas incluídas nos piroxênios. Observa-se ainda, em algumas seções, a presença de tremolita em quantidades muito pequenas.

As demais calco-silicatadas são de composição mais complexa. Em certos locais, ocorrem rochas calco-silicatadas a flogopita e clinozoisita. São rochas de cor verde-cinza nos bordos e verde escuro no centro. A textura é granoblástica, mas, em alguns locais, poiquiloblástica, com anfibólio envolvendo grãos menores de outros minerais (microfoto nº 16). A tremolita constitui 40-50% da lâmina. Aparece em grãos maiores, de 4 a 5 mm ou em outros menores, de 0,2 a 0,4 mm, englobados nos primeiros. O ângulo 2V é próximo a 90° . A flogopita é a mica presente. Ocorre em cristais alongados com bordos bem formados, com pleocroísmo de marrom claro a incolor. Tamanho variável entre 0,3 e 1,0 mm. Mostra-se com orientação nítida na lâmina (microfoto nº 17). Aparecem incluídos nos anfibólios em quaisquer posições ou segundo suas clivagens. Proporção na rocha: 20-30%. A clinozoisita é um mineral abundante, constituindo 20% do total. Encontra-se intimamente associada ao anfibólio e aos plagioclásios. Esses últimos ocorrem intensamente corroídos, aparentemente sendo substituídos por outros minerais (microfoto nº 18). Constituem 5% da rocha. O quartzo, em geral em pequenos grãos, associa-se aos plagioclásios. O carbonato é pouco abundante. Aparece preenchendo pequenos interstícios entre os minerais em massas de contornos irregulares. A apatita é o principal acessório.

Ocorrem outros tipos de calco-silicatadas a olivina e moscovita, contendo ainda quantidades importantes de carbonatos. Essa rocha é granoblástica heterogranular com grãos grossos de carbonato envolvendo grãos menores de moscovita e forsterita serpentinizada, de maneira que a rocha é branca com pequenas manchas pretas. Há planos de fraturamento ricos em moscovita. Os carbonatos constituem 50% ou pouco mais da rocha. O tamanho varia de 1 a 3 mm. A forsterita se apresenta em grãos arredondados e muito alterada a serpentina. As fraturas são abundantes, preenchidas por serpentina. Cores de interferência variadas; 2V = $85-90^{\circ}$. As dimensões variam de 0,1 a 0,5 mm. Constitui 15-20% da rocha. A serpentina é alteração da olivina e também do diopsídio (microfotografias nº 19 e 20). Além de preencher fraturas, pode substituir totalmente o mineral inicial. O aspecto é fibroso, e a cor de interferência é baixa. A quantidade é de 5-10%. O diopsídio se apresenta em grãos envolvidos por carbonatos com tamanhos de 0,5 a 1,0 mm. O 2V é aproximadamente 60° . Constitui 5% da

Microfoto nº 15 - Diopsídio, constituindo praticamente o único mineral da rocha. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto nº 16 - Grande cristal de tremolita englobando restos de plagioclásio, e um cristal de clinozoisita (relevo maior). O plagioclásio mostra-se corroído e aparentemente está sendo transformado no anfibólio. Nicóis cruzados. Aumento 48 X.

Microfoto n.º 17 - Cristais de flogopita, clinozoisita, plagioclásio e tremolita, mostrando a textura da rocha. Nicóis paralelos. Aumento 48X.

Microfoto n.º 18 - Cristal maclado de plagioclásio, parcialmente corroído, englobado por tremolita, tendo alguns cristais de flogopita penetrado ao longo do plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto nº 19 - Cristal de diopsídio, fraturado e alterado a serpentina ao longo das fraturas. Nicóis paralelos. Aumento 300X.

Microfoto nº 20 - Mesma seção acima, em luz polarizada.

rocha. A moscovita é muito comum em palhetas disseminadas na rocha, da qual constitui 20%. Ocorre ainda periclásio associado a brucita (microfotos nº 21 e 22). O periclásio é isotrópico, de alto relevo, incolor, em grãos arredondados com fraturas abundantes e com clivagem nítida em vários grãos. Altera-se a brucita, mineral de aspecto fílitoso, com baixo relevo e baixa birrefringência e que aparece, na lâmina estudada, sempre associado ao periclásio.

3.2.7.3 - Discussão sobre a gênese: A origem das rochas calco-silicatadas é assunto muito controvertido. DUONG (1969) aborda o estudo dos escarnitos. Esse autor elimina o termo tactito, criado por F.L. HESS em 1919, por ser restrito ao metamorfismo de contato e por não incluir as zonas a wollastonita, a tremolita e a calcita. O termo escarnito (skarn) tem sentido apenas descritivo. DUONG classifica os escarnitos em dois tipos. O primeiro tipo formado pela troca local de elementos (metassomatismo) entre uma rocha carbonatada e aquelas contendo minerais incompatíveis com os carbonatos nas condições físico-químicas ambientais. São os escarnitos de reação e são produtos do metamorfismo regional no contato entre rochas carbonatadas com gnáisses, micasxistos ou quartzitos. A espessura pode ser de alguns cm a alguns metros. Há zonas monominerálicas, formadas geralmente por minerais leucocráticos, carentes em ferro. O segundo tipo se relaciona com intrusões, não aflorantes e não visíveis, ou com contatos observáveis entre rochas plutônicas e carbonatos. Este último tipo contém óxidos de ferro e sulfetos. RUDNIK (1961) denomina escarnitoides (skarnoides) rochas formadas sem o aporte de substâncias exteriores, mas por recristalização de mármore impuro, tornando o conjunto mineralogicamente semelhante aos escarnitos, mas diferentes de hornfels cálcicos.

Na área em estudo, as rochas calco-silicatadas afloram em locais restritas, não havendo intrusões graníticas em contato. Entretanto, não pode ser eliminada a hipótese de existência de apófises graníticas não aflorantes, pois as rochas do Complexo Granítico Encruzilhada ocorrem a distâncias curtas (5 a 9 km no máximo). Pegmatitos e aplitos, em muitos locais, cortam os mármores. Pela associação das calco-silicatadas com os migmatitos e mármores, e pelos minerais presentes (carência de ferro), essas rochas parecem situar-se no primeiro tipo de escarnitos ou mesmo nos escarnitoides. Aquelas mais ricas em feldspatos e quartzo e a monominerálica a diopsídio se situariam nos escarnitos do primeiro tipo, enquanto a ocorrência a olivina e a moscovita parece poder ser incluída entre os escarnitoides, pobres em silica. O metamorfismo regional deve ser a causa da formação dessas rochas, embora o metamorfismo de contato não possa ser totalmente excluído. Pelos minerais presentes, o grau de metamorfismo é de fácies anfibolito (ou, no caso de metamorfismo de contato, hornblenda-hornfels).

Também os mármores, os granitos gnáissicos e migmatitos (obviamente, pois a migmatitização se dá, no mínimo, em fácies anfibolito) são principalmente de grau de metamorfismo equivalente a fácies anfibolito.

Microfoto n° 21 - Cristal de periclásio (cinza-escuro, alto relevo) alterando-se a brucita (cinza claro, baixo relevo), associado a lamelas de moscovita, grãos arredondados de forsterita (alterados a serpentina) e carbonatos (principal mineral da rocha). Nicóis paralelos. Aumento 48X.

Microfoto n° 22 - Mesma seção acima, em luz polarizada. O periclásio está escuro.

3.3 GRUPO PORONGOS - FORMAÇÃO VACACAÍ

3.3.1 GENERALIDADES

CARVALHO (1932) utilizou a denominação de Série Porongos para rochas metamórficas de baixo grau como filitos, xistos micáceos, mármore, atribuídas pelo mesmo autor ao Algonquiano. A denominação provém da região do Cerro dos Porongos, Município de Pinheiro Machado.

GONÇALVES & ISSLER (1962) descrevem a Formação Vacacaí dentro do Grupo Porongos, como constituída de metamorfitos de baixo grau tais como xistos, quartzitos e calcários marmorizados e cuja seção tipo se situa na região do arroio Vacacaí, no Município de São Gabriel. Dentro do Grupo Porongos, também é incluída a Formação Cerro Mantiqueiras, constituída por maciços ultrabásicos que não ocorrem na Folha de Capivarita.

A Formação Vacacaí, no Grau de Encruzilhada, ocorre em grande extensão, na parte oeste, especialmente nas Folhas do Piquiri, Pinheiro e Figueiras; a leste, restringe-se a pequenos corpos ou ilhas ou se encontra encravada na zona de falha denominada por PICADA (1967) de Lineamento da Vigia.

Na Folha de Capivarita, a Formação Vacacaí aflora, como foi descrito acima, associada ao Granito Cordilheira, na zona de falha de direção N 30-50° E, como "ilhas" no Grupo Cambaí, e, ao norte, em contato por falha com as rochas anortosíticas. Ocupa área de 9 km².

3.3.2 CONTATOS

Os contatos da Formação Vacacaí, a leste da folha, no Lineamento da Vigia, são por falha com o Grupo Cambaí e, com o Granito Cordilheira apresenta contatos concordantes. As direções de xistosidade e a lineação do granito gnáissico são concordantes. O contato das ocorrências da Formação Vacacaí a nordeste e a oeste se faz com o Grupo Cambaí, em geral, com os migmatitos. Ao norte, os xistos têm contato por falha com o Anortosito de Capivarita e as rochas sedimentares da Formação Rio Bonito assentam discordantemente sobre esses xistos.

As litologias da Formação Vacacaí na área pertencem a fácies xistos verdes, não tendo grau de metamorfismo suficiente para sofrer processos de migmatitização. Embora os contatos com o Grupo Cambaí, de grau de metamorfismo mais elevado, não sejam muito definidos, há discordância, pelo menos petro-

genética, entre a Formação Vacacaí e aquele grupo. A discordância é confirmada em outras áreas por JOST & VILLWOCK (1966) e por RIBEIRO (1970).

3.3.3 Estruturas

A Formação Vacacaí aparece inclinada com diferentes ângulos de mergulho de sua xistosidade e, em certos locais, organiza-se em anticlinais e sinclinais e, ainda, em outros casos, é vertical. Dominam as direções de $N 10^{\circ} E$ e $N 10^{\circ} W$ e os mergulhos são variados. No Lineamento da Vigia, apresenta direções desde $N 75^{\circ} E$ a EW e mergulhos de NW a vertical, por influência da tectônica quebrável (crista de falha EW).

Na parte NE da área, a Formação Vacacaí assume direção NS e é vertical. Na parte oeste, os moscovita-biotita xistos têm direção geral $N 10^{\circ} E$. Próximo ao arroio D. Marcos, essa formação apresenta direção $N 10^{\circ} W$, com mergulho de $45^{\circ} E$ e $N 20^{\circ} E$, vertical. De maior significação, ainda na mesma área, é a disposição dessa formação em anticlinal cujo eixo tem direção $N 10-20^{\circ} W$. Estruturas tipo anticlinal-sinclinal na Formação Vacacaí, principalmente aquelas de direção NE , são muito comuns no Grau de Encruzilhada. Na Folha do Piquiri, a sudoeste, cerca de uma dezena de sinclinais e anticlinais de eixo NE são descritas por PICADA (1967). Em Capivarita, a pouca extensão em que ocorre a Formação Vacacaí não permite a observação de tais estruturas, exceto a oeste.

Nas litologias da Formação Vacacaí ocorrentes na área em estudo, rochas meta-sedimentares, há concordância entre o plano de xistosidade e a estratificação.

3.3.4 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Essas rochas metamórficas apresentam variações composicionais e petrográficas diversas. Encontram-se muito alteradas nos afloramentos, de modo que o estudo microscópico se torna difícil, sendo os dados coletados do estudo macroscópico. As litologias ocorrentes são sericita xistos, quartzo-sericita xistos, sericita-clorita xistos, moscovita-biotita xistos, quartzo-moscovita xistos, turmalina-moscovita xistos, turmalina xistos, filitos, quartzitos, turmalinitos e metaconglomerados. Dessas, as litologias mais comuns são os sericita xistos, os quartzo-sericita xistos e os sericita-clorita xistos. Têm cores acinzentadas, aspecto sedoso, apresentam fissilidade, adquirindo cores avermelhadas ou amareladas por alteração. A clorita imprime cor esverdeado-escura a esses xistos. Os quartzitos ocorrem principalmente na parte oeste da formação em estudo, são esbranquiçados, com aspecto lenhoso. Os filitos são restritos a ocorrências isoladas (CAP.70-16, oeste do Lineamento da Vigia).

Constituem uma rocha de cor cinza-amarelada, formada por material fino com leve xistosidade, mostrando níveis de sílica descontínuos que acompanham a orientação geral. Os minerais constituintes são: quartzo, em grãos inferiores a 0,5 mm, que aparece em níveis descontínuos, paralelos à xistosidade, resultante de recristalização de material silicoso, provavelmente muito fino; minerais argilosos, que constituem a matriz da rocha. É o material intermisteis. A biotita, em alguns locais cloritizada, aparece também em níveis descontínuos, pouco pleocrônica e muito irregular. O quartzo é abundante em relação à biotita. A clorita aparece independente da biotita.

Os diferentes níveis de filito aparecem com microdobras e também com microfalhas. Fez-se essas observações, seguindo-se um nível de quartzo mais nítido.

Os turmalina-moscovita xistos, os turmalina xistos e os turmalinitos ocorrem na grande zona de falha NE e estão associados aos processos de graisenização, com controle estrutural. Há transição nos três tipos de litologias mencionadas, marcada pelo aumento de turmalina.

Os metaconglomerados se resumem a níveis nos xistos que ocorrem ao norte, em contato por falha com o anortosito.

3.4 COMPLEXO GRANÍTICO ENCRUZILHADA

3.4.1 GENERALIDADES

O termo Granito Encruzilhada foi introduzido por LEINZ (1945) em seu mapa geológico preliminar da zona estanífera do Rio Grande do Sul, que apresenta, na parte oeste, um corpo de rocha granítica que recebeu essa denominação. TESSARI & PICADA redefinem o termo, transformando-o em Complexo Granítico Encruzilhada em consequência de suas variações modais e texturais.

No Grau de Encruzilhada, o Complexo Granítico Encruzilhada se estende em uma faixa alongada de sudoeste para nordeste, por uma área de mais de 1800 km². Na Folha de Capivarita, o Complexo Encruzilhada ocupa a parte sudoeste da área, estendendo-se para o centro da folha, apresentando-se também alongado na direção SW-NE. Ocupa 175 km² e constitui a litologia com maior extensão em área na folha em estudo.

A observação de campo do Complexo mostra que essas rochas apresentam afloramentos com muitos matacões (Foto nº 4), principalmente as fácies mais grossas. São isotropos, excepcionalmente orientadas e composicionalmente são, em geral, biotita granitos.

Associados ao Complexo Granítico Encruzilhada ocorrem pegmatitos quartzo-feldspáticos, locados nos contatos do Complexo, principalmente com o anortosito. As dimensões variam desde algumas dezenas de metros até algumas centenas e a largura medeia de 10 a 20 metros, encaixados nas falhas de direção aproximadamente NS. A composição mineralógica é simples: quartzo e feldspato potássico (pertita) e muito pobres em biotita, moscovita, sericita e epidoto (quando ocorrem). O granito gráfico é comum. Há dificuldades em delimitar a espessura e comprimento dos pegmatitos nos afloramentos em consequência da alteração do feldspato, restando somente o quartzo. A oeste de Monte Castelo, ocorre um corpo pegmatítico com extensão de algumas centenas de metros. Esse pegmatito está em contato visível com o anortosito, sem formação de caolim.

Os pegmatitos associados ao Granito Cordilheira são constituídos de quartzo, feldspato potássico, moscovita, turmalina e, em alguns locais, berilo. Os corpos importantes ocorrem ao sul da folha em estudo, na Folha da Vigia.

3.4.2 CONTATOS

O Complexo Encruzilhada apresenta contatos discordantes com as for-

Foto nº 4 - Matacões do Complexo Granítico Encruzilhada.

mações mais antigas.

Com o Grupo Cambaí, os contatos são, em geral, por falhas de direção N 30° E, NS e N 10° W. Ao sul da área, o contato não é por falha e se observa rochas do Grupo Cambaí cortadas por diques de rochas graníticas do Complexo Encruzilhada. O complexo granítico é isotrópico e discordante das direções das estruturas NE e NW do Grupo Cambaí. Pode ocorrer no contato a fácies média a fina do Complexo Encruzilhada com leve orientação. Ocorrências de corpos migmatíticos, de anfibolitos e de granitos gnáissicos de granulação fina no Complexo Encruzilhada são interpretadas como relíquias do Grupo Cambaí, no mencionado complexo.

Mais conspícuos ainda são os contatos do Complexo Encruzilhada com o Anortosito de Capivarita. A leste, os contatos com o anortosito são por falha, mas na área próxima a Monte Castelo, ocorrem comumente xenólitos de anortosito na rocha granítica (fácies grossa) e diques graníticos, alguns centimétricos, cortam o anortosito. A parte norte do corpo do Complexo Encruzilhada (observar mapa da Folha) situa-se discordantemente entre os maiores corpos de anortosito da área. Nessa parte do complexo são comuns pequenas massas anortosíticas e jazidas de caulim. Em relação ao Sienito Gnáissico Piquiri, o Complexo Encruzilhada é também discordante com as estruturas planares dessa rocha e os contatos gradacionais não foram observados porque a ocorrência de sienito é muito restrita na área.

O contato com a Formação Vacacaí não ocorre na Folha. Entretanto, o complexo é também discordante em relação às estruturas das rochas metamórficas de baixo grau (eixo de dobra NW, atitudes de xistosidade). PICADA & PINTO(1966) e PICADA(1967) descrevem o contato com o Complexo Encruzilhada e a Formação Vacacaí nas Folhas de Figueiras e Piquiri, observando que não

há mudança de atitude regional das rochas metamórficas no contato.

As formações graníticas recobrem o Complexo Encruzilhada. O Sub-grupo Itararé, de ocorrência muito pequena na área, com afloramentos isolados não mapeáveis na grande maioria, assenta discordantemente sobre as citadas rochas graníticas. A Formação Rio Bonito apresenta contatos discordantes, tipo inconformidade, com essas rochas graníticas, especialmente na parte noroeste do corpo granítico. "Ilhas" da Formação Rio Bonito no Complexo Encruzilhada são encontradas ao sul da folha. Em certos locais, ocorre apenas uma capa de couraça de ferro, formada em rochas sedimentares, situada sobre as rochas graníticas.

3.4.3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

TESSARI & PICADA (1966) descrevem quatro fácies para o Complexo Encruzilhada: a fácies média a fina, a fácies porfirítica, a fácies grossa e a fácies pegmatóide. Quanto à composição, variam normalmente de granitos a granodioritos.

Na Folha de Capivarita, ocorrem as quatro fácies, porém, mapeá-las separadamente apresenta grandes dificuldades. Observa-se ao norte, próximo a Monte Castelo, uma nítida predominância da fácies granular grossa. Na parte sul, predominam as fácies porfirítica e pegmatóide. Na Folha de Encruzilhada, próximo à cidade de mesmo nome e na estrada para Pinheiro, predominam as fácies porfirítica e pegmatóide. A fácies de granulação média a fina aparece próxima aos contatos, principalmente com o Grupo Cambaí, tornando difícil em alguns locais, distingui-la dos granitos gnáissicos associados a esse grupo. Outra dificuldade de representar no mapa geológico essas litologias se relaciona com a transição ou variação das mesmas em distâncias da ordem de metros. No ponto CAP.71-123, na parte centro-sul da folha, a leste da estrada Rio-Pardo-Encruzilhada, há variação de textura porfirítica a grossa, em uma distância de 2 m.

PICADA & TESSARI (op.cit.) descreveram zonação de fácies no Grau de Encruzilhada. Segundo eles, ao granito médio junto ao contato dos migmatitos Cambaí, segue-se o granito porfirítico através do crescimento de fenocristais e o segundo passa àquele de granulação grossa através da predominância de grãos do tamanho dos fenocristais. O granito de grão grosso pode adquirir textura pegmatóide, com feldspatos de 2 a 5 cm e com o quartzo e a biotita de.. 1 cm.

Na área de Capivarita, a fácies pegmatóide e a fácies média se restringem a poucos locais. A fácies porfirítica tem cor rosa ou cinza clara, apresentando fenocristais de feldspato potássico automorfos ou subautomorfos, geralmente tipo "dent de cheval", situados em matriz média a fina. Em alguns casos, o número de fenocristais é muito pequeno; em outros, aumenta de maneira que a textura porfirítica se aproxima de uma textura granular grossa. Em al

guns locais, os feldspatos adquirem dimensões superiores a 2 cm, tornando a textura pegmatóide. A fácies pegmatóide é de cor rosa-clara a cinza-clara; as partes escuras são xenólitos ou matriz, de granulação média entre os fenocristais. A fácies grossa é isotropa, homogênea, tem cor rosa e cinza-clara, pontilhada por biotita, com grãos, em geral, maiores que 5 mm. A fácies média a fina é a mais heterogênea, de cor cinza-clara a escura, isotropa ou levemente gnáissica. Xenólitos em forma de lente são comuns no Complexo Encruzilhada. Apresentam composição mais máfica que a rocha e podem estar orientados (predomina direção NE) segundo o eixo maior. A composição mineralógica é relativamente comum: são biotita granitos.

3.4.3.1 - Fácies grossa: A fácies grossa, a mais típica da área, mormente na parte norte, é constituída por feldspato potássico rosa, quartzo, plagioclásio e biotita. A hornblenda não é comum, tornando-se abundante próximo ao contato com o anortosito. Os feldspatos potássicos são subédricos a euédricos, de 1 mm a 1,5 cm; a macla Carlsbad é observável macroscopicamente. Apresentam inclusões de biotita. Aparece tanto ortoclásio como microclínio. O segundo apresenta dupla macla característica e parece substituir o ortoclásio e também o plagioclásio (microfoto nº 23). O ortoclásio é o mineral mais abundante (30%) e o microclínio constitui 15% da rocha. O quartzo se apresenta em grãos anédricos, menores que 5 mm, muito fraturados, com extinção ondulante assim como figuras biaxiais anômalas. Encontra-se na proporção de 20-25%. O plagioclásio é o oligoclásio e se encontra profundamente alterado a sericita, com tamanhos de 3 a 4 mm. Constitui 10-15% da rocha. A biotita é o máfico mais comum (microfoto nº 24). Subédrica, bem preservada ou levemente alterada a clorita e a óxidos de ferro. Os tamanhos variam de 0,5 a 1,5 mm. A quantidade de biotita é da ordem de 10-20%. Os acessórios mais comuns são clorita, zircão, apatita, carbonatos e argilosos. A hornblenda, quando presente, apresenta-se com hábito prismático; é orientada e os grãos podem atingir 1 a 2 cm.

3.4.3.2 - Fácies porfirítica: A fácies porfirítica varia na quantidade de fenocristais de feldspatos potássicos e no tamanho dos mesmos. Em geral, com número menor de fenocristais de feldspato potássico, a matriz é mais rica em máficos e conseqüentemente mais escura. O tamanho dos fenocristais comumente atinge 1 a 2 cm, excepcionalmente 5 cm. Também o plagioclásio e o quartzo podem aparecer como fenocristais. Paramente, os fenocristais são orientados. A composição mineralógica comum é ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Varia de granodiorito a granito. O ortoclásio, na matriz é anédrico e como fenocristal é subédrico a euédrico. Em alguns locais, encontra-se fraturado, com extinção ondulante, inclusões abundantes de quartzo e plagioclásio. Varia de 15% nas rochas de composição granodiorítica a 40% nas de composição granítica. Nas de composição granodiorítica, o plagioclásio constitui a maior parte dos fenocristais e aparece também na matriz. Os fenocristais são comumente maclados, com dupla macla albita-Carlsbad. São tam-

Microfoto nº 23 - Microclínio, bastante alterado a argilosos ao longo dos planos de macla, associado a quartzo e biotita. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto nº 24 - Biotita substituindo plagioclásio e ortoclásio. Aparece ainda quartzo e microclínio. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

bem tipicamente zonados. Como fenocristais, têm dimensões de 4 mm; na matriz, variam de 0,2 a 0,5 mm. Em alguns locais, observa-se textura mirmequítica com o quartzo. A quantidade varia de 25% nos granodioritos a 15% nos granitos. O quartzo forma grãos irregulares, de dimensões variando desde frações de milímetro até 2 mm. Muito fraturados, com extinção ondulante e figuras biaxiais anômalas. Quando pequenos, encontram-se incluídos nos demais minerais. Varia de 25 a 40%. A biotita se apresenta com bordos parcialmente corroídos, cloritizada, com opacos associados, ou, ainda, avermelhada pela alteração a óxidos de ferro. Ligada à hornblenda, quando esta se faz presente, sem descontinuidade, sugerindo formação a partir da mesma. Dimensões variáveis de frações de mm até 2 mm. A quantidade varia de 6 a 15%. A hornblenda apresenta-se em grãos irregulares ou de bordos bem definidos. As dimensões são de frações de mm até 1,5 mm. As seções basais são comuns. Mais alterada que a biotita, mostra-se fraturada, com inclusões abundantes e com formação de clorita em vários grãos (microfoto nº 25). O valor de 2V é aproximadamente 60°. A quantidade varia de ausente até 15%, em alguns locais onde a composição é granodiorítica. Os acessórios mais comuns são a clorita, produto de alteração da biotita e da hornblenda, esfeno, em geral associado a opacos, zircão, apatita e rutílio.

3.4.3.3 - Fácies média a fina: A fácies de granulação fina a média apresenta variações composicionais e texturais. Em certos locais, são rochas de cor rosa-clara, com pontuações pretas, homogêneas, com textura granular média e grãos em torno de 1 a 2 mm. Os minerais fêlsicos são quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, além de moscovita que pode estar presente; o máfico é a biotita. O quartzo constitui 30% da rocha e se encontra em duas gerações, pelo menos: uma em cristais de 1 mm, anédricos, com extinção ondulante, mas caráter uniaxial e outra constitui gotas dentro de outros minerais ou é mirmequítica. O feldspato potássico se apresenta como ortoclásio e microclínio, representando o conjunto 50-55% da rocha. O ortoclásio é bem mais abundante que o microclínio. Ambos podem aparecer moscovitizados (em todos os estádios, desde apenas turvos até com grandes cristais de moscovita incluídos). Aparecem seções onde a moscovita está ao longo de clivagens do feldspato alcalino. O plagioclásio é oligoclásio (An₂₉₋₃₀) e também pode mostrar moscovita ao longo de seus planos de macla e clivagens. É anédrico e aparece em quantidade inferior à de feldspato alcalino, não chegando a 10% da rocha. A biotita junto com a moscovita (quando está presente) constitui 10% da rocha. Aparece em cristais pequenos (em torno de 0,6 mm); é anédrica e apresenta descoloramento pela cloritização. Pode encontrar-se incluída no feldspato alcalino e no quartzo de primeira geração. Mostra inclusões de zircão e de apatita. A biotita pode ser substituída pela moscovita, aparecendo esta em continuidade àquela. A moscovita está presente em alguns locais; é tardia, como seria de se esperar, substituindo, pelo menos parcialmente, alguns dos minerais anteriormente citados.

No contato com as litologias do Grupo Cambaí, o Complexo Encruzilha

Microfoto nº 25 - Hornblenda (cinza escuro) alterada parcialmente a clorita ao longo das clivagens, associada a quartzo, biotita, ortoclásio e plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

da, em sua fácies média a fina, apresenta-se discordante. No ponto CAP.70-15A (fora da área em estudo, a NW da Folha da Vigia), o anfibolito é cortado por granito cinza-claro, heterogêneo, com xenólitos cinza-escuros; com textura granular média na rocha e fina nos xenólitos. O quartzo ocorre em cristais grandes (3 a 4 mm), anédrico, com inclusões de ortoclásio e biotita. Extinção ondulante e caráter uniaxial. Constitui 25% da rocha. O ortoclásio é maclado segundo Carlsbad e ocorre em menor quantidade que o microclínio. Apresenta-se a anédrico a subédrico, raramente euédrico. O tamanho atinge, no máximo, 0,8 mm. O 2V é em torno de 75° . Inclusões de biotita são comuns. A quantidade de ortoclásio é em torno de 15%. O microclínio apresenta-se como grãos anédricos, com aproximadamente 0,7 mm, sem inclusões. A quantidade é de 20%. O plagioclásio constitui duas séries. A primeira é constituída de cristais maiores, zonados diretamente, mais alterados e com bordos irregulares. Alguns grãos estão totalmente destruídos. O teor de anortita é difícil de determinar em consequência da alteração. Os da segunda geração estão muito menos alterados. São anédricos a subédricos, menores que os da primeira, com tamanho máximo de 1,4 mm. No xenólito (enclave), também aparece plagioclásio zonado da primeira série em grãos maiores. O núcleo parece ser An_{60} , embora a determinação não seja precisa; no bordo é An_{30} . Os demais plagioclásios do xenólito são An_{30} . Mirmequitos estão presentes em alguns locais. Os plagioclásios constituem 15-20% da rocha. A biotita é muito abundante, especialmente no xenólito, onde atinge mais ou menos 40% do total dos minerais e aparece como grãos pequenos (menores que 0,14 mm), irregulares e pouco cloritizados. Aparece incluída em quartzo e interpenetrada nos plagioclásios. No corpo principal, aparece em grãos maiores (aproximadamente 0,5 mm), também irregulares, comumente cloritizada, apresentando halos pleocrômicos. A quantidade é 20%. Epidoto aparece em grãos associados à biotita ou não. Como acessórios, além do epidoto, aparecem sericita e opacos.

Assim, a fácies de granulação fina a média ocorre como biotita granito, biotita-moscovita granito, mas, pode apresentar composições tendendo a monzoníticas ou granodioríticas.

Resumindo: o Complexo Granítico Encruzilhada, na Folha de Capivarita se estende em uma faixa alongada SW-NE, ocupando uma área de 175 km^2 . Ocorre com quatro fácies texturais: pegmatóide, granular grossa, porfirítica e granular fina a média. Predominam a granular grossa ao norte e na zona central e a porfirítica mais ao sul. A composição varia de granodiorítica a granítica. Predominam os biotita granitos. A hornblenda é bem menos comum. A moscovita é posterior e é provavelmente relacionada com os fenômenos de graisenização, que atingiram, principalmente, a parte sudeste da área. Os xenólitos nos granitos são ricos em máficos, principalmente biotita (até 40%) e ainda plagioclásio, predominando sobre o feldspato potássico e quartzo.

Os contatos são discordantes com o Grupo Cambaí, Anortosito de Capivarita e Sienito Gnáissico Piquiri. São contatos conspicuamente intrusivos, es

pecialmente nos dois primeiros casos. Com a Formação Vacacaí não ocorrem contatos na folha. Há discordância de atitudes estruturais, concordando com os dados relativos a outras folhas do Grau de Encruzilhada (Piquiri e Figueiras). As rochas sedimentares gondwânicas (Formação Rio Bonito) assentam discordantemente sobre as rochas do Complexo Encruzilhada.

3.5 COMPLEXO GRANÍTICO D. FELICIANO

3.5.1 GENERALIDADES

Assim denominado por TESSARI & PICADA (1963)* e descrito pelos mesmos autores, em 1966, como uma grande massa de rochas graníticas, contínua, que ocorre a sudeste, no Grau de Encruzilhada do Sul, com grande variação textural e modal. Essas variações justificam a denominação de Complexo Granítico D. Feliciano, que provém da cidade de mesmo nome. Nesse grau, o complexo se separa do de Encruzilhada do Sul pela faixa tectônica nordeste onde ocorrem rochas graníticas a moscovita e xistos. Na Folha de Capivarita ocupa uma pequena área de forma triangular, com 2 km². Aflora, principalmente, em lajeados diaclasados e menos comumente em matacões (fotos nº 5 e 6). O contato único na Folha é com o Granito Cordilheira e se faz por falhas de rejeito horizontal de direção NE.

3.5.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

O granito que aflora na área em estudo apresenta-se com cor rosa forte a avermelhada, de textura granular grossa, estrutura isotropa e é, em geral, muito alterado. Muito característica nesse granito é a baixa quantidade de máficos. Em escala mais regional, parece mostrar orientação, mas esta é de origem cataclástica. É constituído por quartzo com grãos anédricos, arredondados, de bordos irregulares (microfoto nº 26), de tamanho variando desde pequenos grãos (0,1 mm) até 4 mm. Apresenta muitas fraturas e extinção ondulante, aparecendo alguns grãos biaxiais. Constitui 40% da rocha. O feldspato potássico apresenta-se anédrico, com inclusões abundantes de quartzo e plagioclásio predominantemente. Encontra-se bastante pertitizado, sendo muito comuns "patches" de pertita. O feldspato está bastante alterado, havendo a formação de argilo-minerais e deposição de óxido de ferro superficialmente (cor avermelhada da lâmina). Dimensões variáveis, de 7 a 8 mm. O teor de feldspato potássico na rocha é de 35%. O plagioclásio se apresenta, em algumas lâminas, com bordos preservados, embora nunca muito regulares, em tamanhos desde 0,1 até 5 mm, predominando os menores que 1 mm. Encontra-se intensamente alterado a sericita e outros argilosos. É bem menos abundante que o ortoclásio 15%. A biotita é de ocorrência muito restrita, embora seja o principal máfico. Aparentemente formou-se a partir da hornblenda, cujos restos são ainda visí-

* Palestra proferida no núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia.

Foto nº 5 - Afloramento típico do Granito D. Feliciano.

Foto nº 6 - Granito D. Feliciano, mostrando orientação devido a cataclase.

Microfoto n.º 26 - Ortoclásio argilitizado, englobando cristais arredondados de quartzo e associado a biotita, moscovita (rara) e plagioclásio. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n.º 27 - Plagioclásio e ortoclásio alterados a argilosos, associados a grãos de quartzo arredondados, fluorita, moscovita (rara) e opacos. Nicóis paralelos. Aumento 48X.

veis em certas seções. Encontra-se comumente alterada a clorita e/ou óxidos de ferro. A quantidade não ultrapassa a 5%. Entre os acessórios, destaca-se a fluorita (microfoto nº 27).

PICADA (1967), no maneamento das Folhas de Encruzilhada do Sul e Viçia, levando em consideração variações petrográficas, divide o Complexo Granítico D. Feliciano em duas fácies: Granito Arroio dos Ladrões e Granito Cerro Frio. A primeira fácies (denominação provisória) foi dada a granitos com grandes variações texturais e estruturais, semelhantes aos do Complexo Encruzilhada. É isótropa ou orientada, biotítica, apresentando cores cinza, rosa-clara ou esbranquiçada. Aflora, em geral, em grandes matacões. A segunda fácies (denominação provisória) constitui rochas graníticas médias a grossas, avermelhadas, raro amareladas, com quartzo de tendência arredondada e pouca biotita. Afloramentos em forma de lajeado. Estruturalmente orientada, somente em áreas catacladas. TESSARI & FIGUEIREDO (1966) denominaram de Granito Prestes a fácies avermelhada, isótropa, com quartzo arredondado e baixas concentrações de biotita; e denominaram Granito Rincão a fácies mais rica em biotita, de cores cinza a rosa, isótropa ou orientada. Há coincidência entre o Granito Prestes e o Granito Cerro Frio, ambos do Complexo Granítico D. Feliciano.

Na área de Capivarita, ocorre a fácies avermelhada, correspondente ao Granito Cerro Frio ou ao Granito Prestes.

O Complexo Granítico D. Feliciano é completamente estéril. Seus contatos no Grau de Encruzilhada são, em muitos locais, por falha. Parece ter contemporaneidade com o Complexo Granítico Encruzilhada, pelo menos em parte. Não há dados geocronológicos relativos ao Complexo Granítico D. Feliciano.

3.6 GRANITO CORDILHEIRA

3.6.1 GENERALIDADES

O Granito Cordilheira, denominado por PICADA (1963)*, teve sua descrição apresentada por TESSARI & PICADA (1966). Ocorre, de maneira muito característica, segundo uma faixa tectonizada que corta em diagonal o Grau de Encruzilhada, estendendo-se, no mínimo, por 120 km, desde próximo ao Passo dos Marinheiros, a sudoeste do grau, no rio Camaquã, até além da Mina do Leão, passando o Cerro do Roque, a nordeste. Na Mina do Leão, e ao norte desta, tal faixa tectônica, de direção N 30-50° E, apresenta, pelo menos algumas falhas reativadas que foram atingir as rochas gondwânicas (PICADA, 1965). Esta faixa tectônica atinge as Folhas da Vigia, Encruzilhada, Cerro das Cotias e Figueiras, a sudoeste, e Quitêria e Roque, a leste e nordeste, respectivamente. São locadas no mapa seis falhas de direção N 30-50° E e uma N 10° W. O nome Cordilheira provém da região com essa denominação, a sudeste do Cerro da Vigia, a leste da cidade de Encruzilhada do Sul.

Na Folha de Capivarita, o granito ocupa uma área de 66 km², dentro de uma faixa de aproximadamente 5 km de largura, limitadas por falhas a noroeste, a oeste e também sudeste. Associados ao Granito Cordilheira, aparecem rochas migmatíticas, assemelhando-se a embrechitos, isto é, com texturas gnáissicas e feldspatos centimétricos, tipo "dent de cheval" ou "oeillê". Migmatitos com filonetes quartzo-feldspáticos aparecem mas não são comuns. TESSARI & FIGUEIREDO (1966), na Folha de Cerro das Cotias descrevem migmatitos desse tipo "heterogêneos" associados ao Granito Cordilheira. A composição mineralógica é similar à do Cordilheira.

Cumprе salientar que rochas de outra natureza que se situem na mesma faixa tectônica também se encontram moscovitizadas e turmalinizadas. Os xistos da Formação Vacacaí encontram-se moscovitizados, parcialmente turmalinizados ou constituem verdadeiros turmalinitos. Assim, a moscovitização e a turmalinização estão condicionadas aos processos tectônicos, atingindo litologias de diversas idades.

RIBEIRO (op.cit.) descreve a ocorrência de cunhas graníticas do complexo do embasamento inseridas tectonicamente dentro das rochas de baixo grau do Grupo Porongos. Também na área em estudo, aparecem corpos de rochas grai -

* Palestra proferida no Núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia.

senizadas, quase verdadeiros graisens, encravados nos xistos da Formação Vacacaí, estando estes últimos dobrados e sobrepostos a esses corpos, dando a supor que a cunha granítica permaneceu rígida durante o dobramento (Foto nº 7).

Foto nº 7 - Corpo de rocha graisenizada sotoposto a xistos da Formação Vacacaí.

É interessante observar que os xistos sobrepostos à rocha graisenizada não se encontram moscovitizados, mas a distâncias não superiores a 100 m, encontram-se moscovitizados e turmalinizados.

Os contatos do Granito Cordilheira são por falha, a sudeste, com o Granito D. Feliciano e a sudoeste e a oeste, por falha, com as Formações Vacacaí (em parte), Caneleiras e Grupo Cambaí. Na parte centro-oeste, o contato com a Formação Vacacaí não é por falha, encontrando-se essa formação associada ao Granito Cordilheira. As lineações do Granito Cordilheira ($N 40-70^{\circ} E$) são concordantes com a direção dos xistos da Formação Vacacaí ($N 30-50^{\circ} E$), com mergulhos de $35-40^{\circ} NW$, ambos paralelos às direções dos grandes falhamentos. As juntas mais importantes no Granito Cordilheira são $N 75^{\circ} E$ e NS. TESSARI & PICADA (1966) descrevem na região de Cordilheira, cunhas ou lentes de dimensões variadas, de granito moscovitizado, encaixadas em metamorfitos da Formação Vacacaí.

3.6.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

O Granito Cordilheira apresenta-se como uma rocha de cor cinza-clara a amarelada, com pontuações pretas de biotita ou turmalina, de granulação média a grossa, raramente fina, e com moscovita. Os grãos variam normalmente de alguns mm a 1 cm, podendo alcançar 2 cm e excepcionalmente 5 cm. A orientação é nítida, sendo granitos gnáissicos.

No campo, o Granito Cordilheira pode ser definido como um moscovita granito, granito a duas micas, ou ainda como turmalina-moscovita granito. Asso

ciados aos granitos com granulação média a grossa, equigranulares, podem ocorrer granitos com porfiroblastos de feldspato potássico de até 5 cm. A turmalina varia de tamanhos milimétricos até 1-2 cm.

O estudo detalhado da rocha granítica Cordilheira mostra que a mesma varia de granodioritos a granitos. O granito a moscovita comum apresenta textura granular xenomórfica, mas moscovitas euédricas são encontradas. O tamanho médio dos grãos é em torno de 3 mm. O quartzo aparece em cristais de até quase 5 mm de tamanho, com limite inferior a 0,5 mm. Apresenta extinção ondulante, caráter uniaxial ou biaxial; bastante fraturado. Apresenta inclusões de moscovita, mas ocorre também incluído nesta última. O plagioclásio mostra-se em grãos anédricos, mal preservados, com tamanho entre 1 e 4 mm. É maclado segundo albita e albita-periclina. Em diversos grãos, apresenta sericita ao longo das clivagens e planos de macla. Aparece intercontinuado a feldspato alcalino, denotando uma substituição do feldspato calco-sódico pelo potássico. O plagioclásio, na amostra CAP.70-52 tem composição An_{31} , mas o conteúdo de anortita pode baixar até oligoclásio ou albita. O feldspato alcalino (microclínio) é tipicamente posterior, substituindo o plagioclásio parcial ou totalmente. Apresenta inclusões de moscovita. Os feldspatos alcalinos estão pouco ou nada alterados. A moscovita aparece em grãos irregulares, abundantes, com tamanho entre 1,8 e menor que 0,4 mm. Em algumas lâminas, apresenta pleocroísmo em tons amarelados, que corresponde a uma composição de ferrimoscovita. Aparece incluída nos feldspatos: bem cristalizada no feldspato potássico (também no quartzo); quando em pequenas folhas (sericita), aparece nos plagioclásios primários. Dentro dos flocos de moscovita, podem aparecer manchas de óxido de ferro. Pode constituir 20% da rocha.

Os máficos mais importantes da rocha são a biotita e/ou a turmalina. A tendência é de a rocha apresentar biotita ou turmalina, parecendo que esta última tenha se formado às expensas da biotita, ou pelo menos, o ferro da biotita foi consumido na formação da turmalina negra (schorlita) presente. A biotita pode ser o único máfico das rochas. Preta, irregular, aparece como inclusões ou não; no primeiro caso, em finas palhetas, no segundo, em flocos de até 1 cm, quando contorna os grãos de feldspatos. Pode atingir até 30% da rocha, constituindo biotita granito porfirítico, com moscovita como acessório.

A turmalina comumente se apresenta em cristais entre 0,5 e 3,5 mm, como pontuações pretas dispersas. Há grande acúmulo de cristais orientados num certo plano e o desenvolvimento de cristais com quase 2 cm, em certos locais, principalmente aqueles com evidência de maior perturbação tectônica. A turmalina tende a euédrica ou subédrica (microfotos nº 28 e 29). Pode constituir 15% da lâmina e apresentar-se em maior quantidade que a moscovita, constituindo turmalina-moscovita granitos (microfoto nº 30).

A composição modal é de 30% de quartzo, 20% de plagioclásio e 30% de feldspato potássico, constituindo um granito sub-alcalino (JUNG & BROUSSE, 1959) ou com 30% de plagioclásio, 30% de quartzo e 20% de feldspato potássico,

Microfoto n° 28 - Fenocristal euédrico de turmalina bastante fraturado, rodeado por cristais anédricos de quartzo. Há cristalização de turmalina ao longo de fraturas. Pequenos cristais de quartzo são englobados pela turmalina. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n° 29 - Mesma seção anterior, em luz natural. Ocorre a liberação de óxido de ferro nos bordos da turmalina.

constituindo um granodiorito.

As texturas cataclásticas são muito comuns no Granito Cordilheira (microfoto nº 31). O quartzo pode apresentar extinção ondulante, ser anormalmente biaxial e definir "mortar texture". Pode haver duas gerações de quartzo: uma cataclástica e outra mirmequítica (no plagioclásio, em contato com o microclínio - fenocristal). O microclínio apresenta fraturas ocupadas por quartzo, biotita, mica branca e argilosos. O plagioclásio cataclasado se apresenta em tamanhos de frações de mm. As maclas aparecem encurvadas. A biotita, a moscovita e o quartzo finamente divididos preenchem fraturas nos demais minerais, especialmente no feldspato potássico. A moscovita se encontra encurvada.

3.6.3 GRAISENIZAÇÃO

PICADA (1967) denominou as rochas migmatíticas associadas ao Granito Cordilheira como Formação Vigia, descrevendo-as como migmatitos de jazimentos estratôides, homogêneos, embrechíticos, tipo "dent de cheval", raramente facoidais, com duas micas ou são biotíticos, branco-acinzentados, com porfiroblastos hiperdesenvolvidos. Ainda, segundo o autor, de distribuição restrita na área do Grau de Encruzilhada, sendo conhecidos somente na faixa tectônica nordeste, denominada pelo mesmo autor de Lineamento da Vigia (anteriormente região tectônica Vigia-Roque). O autor do presente trabalho não vê conveniência em destacar as fácies migmatíticas associadas ao Granito Cordilheira na área de Capivarita, porque considera que os processos de moscovitização, turmalinização, e mais geral, de graisenização, atingiram, na faixa tectônica mencionada, ambas as litologias, que são difíceis de serem mapeadas separadamente. A posição estratigráfica atribuída ao Granito Cordilheira é aquela dos processos tardios hidrotermais de alta temperatura (pneumatolíticos), que sofreram as rochas graníticas e mesmo, os xistos que se encontram no Lineamento da Vigia. As litologias que sofreram a graisenização são mais antigas, explicando a associação com os xistos da Formação Vacacaí e a descrição de apófises de granitos do Complexo D. Feliciano no Granito Cordilheira (PICADA, 1967).

O processo de graisenização, no Grau de Encruzilhada, sempre com controle estrutural, atingiu principalmente o Granito Cordilheira, mas também os Granitos Campinas e Figueiras. Principalmente os dois últimos são responsáveis pelas mineralizações de estanho na Folha de Figueiras (PICADA & PINTO, ... 1966). Nessa área, ocorrem graisens verdadeiros: rochas a grão médio à base de quartzo e moscovita - com pequenos grãos de cassiterita e fluorita como acessórios. A turmalina é quase ausente. Em alguns locais, são massas de quase pura moscovita. Ainda ocorrem associados aos graisens: turmalinitos, pegmatitos com graisens, filões de quartzo com moscovita e rochas graisenizadas.

Na área de Capivarita, há predominância de rochas graisenizadas: moscovita granitos, moscovita-biotita granitos, turmalina-moscovita granitos. Xistos moscovitizados e turmalinizados são comuns. Há passagem de xistos comuns a

Microfoto nº 30 - Cristal de moscovita formando-se às expensas do plagioclásio. O plagioclásio encontra-se pertitizado ao longo dos planos de macla. A moscovita ocorre ainda englobada em cristais de quartzo. Associados ocorrem turmalina e ortoclásio (também sericitizado). Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto nº 31 - Turmalina bastante fraturada, associada a plagioclásio e quartzo (este em grãos anédricos). Nicóis cruzados. Aumento 48X.

turmalina xistos e a turmalinitos.

As rochas graníticas e migmatíticas da área são graisenizadas, mas graisens na acepção de GREGORIEV (1963) ocorrem muito restritamente. Pegmatitos ou corpos de textura pegmatóide aparecem associados a tais rochas nessa mesma área. Os pegmatitos são a quartzo, feldspato, turmalina, moscovita e berilo. Este foi encontrado (próximo ao ponto CAP.71-35) nas formas de prisma hexagonal de primeira ordem (1010). PICADA (1966) descreve a ocorrência de berilo em pegmatitos, na Granja Edite, a leste do Cerro da Vigia, a 15 km de Encruzilhada do Sul. Esse pegmatito se situa no mesmo alinhamento ou faixa tectônica de direção NE anteriormente descrita.

Foto nº 8 - Afloramento do Granito Cordilheira, com porfiroblastos de feldspato potássico.

3.7 FORMAÇÃO CANELEIRAS

3.7.1 GENERALIDADES

A Formação Caneleiras foi definida por TESSARI & PICADA (1963)*, observando esses autores que não se poderia correlacioná-la nem com as rochas sedimentares eopaleozóicas, nem com as rochas sedimentares gondwânicas, sendo provavelmente de idade Devoniana. A seção tipo dessa formação foi descrita na localidade de Boa Vista, na encosta oeste do Arroio Caneleiras, junto à estrada Encruzilhada do Sul - Passo das Pedras, onde foram encontradas impressões de folhas e caules de idade Paleozóica (em TESSARI & PICADA, 1966).

No Grau de Encruzilhada, as ocorrências mais extensas da Formação Caneleiras se encontram ao sul, nas Folhas de Figueiras, Cerro das Cotias e Abolição. Na Folha de Capivarita, a Formação Caneleiras restringe-se ao Morro Mateus Simões e cercanias, compreendendo uma área de 8 km² (Foto nº 9).

Foto nº 9 - Formação Caneleiras; Morro Mateus Simões.

3.7.2 LITOLOGIAS

As litologias dominantes na Formação Caneleiras, no Grau de Encruzilhada, são arenitos e, secundariamente, siltitos. Nos arenitos ocorrem níveis de conglomerados. No Cerro Partido (na folha de mesmo nome) e na Folha do Cer

* Palestra proferida no Núcleo do RGS da Sociedade Brasileira de Geologia.

ro das Cotias, ocorrem conglomerados basais, tendo, no primeiro caso, 10 m de espessura, e, no segundo, 2 m (TESSARI & PICADA, 1966, e TESSARI & FIGUEIREDO, 1966). As cores são vermelhas, cinza-avermelhadas, cinza-amareladas, ou esbranquiçadas. A estratificação é bem nítida. Essas rochas sedimentares são horizontais a sub-horizontais; os mergulhos não ultrapassam a 10° , formando mesas ou morrões-testemunho que sobressaem na paisagem, como o Cerro Partido, na folha de mesmo nome, a leste de Capivarita, e o Morro Mateus Simões, a sudeste, na Folha de Capivarita. Os mergulhos são consequência da irregularidade da paleotopografia ou associados a falhas reativadas.

A espessura da Formação Caneleiras é superior a 100 m no Morro Mateus Simões. Na seção tipo, TESSARI & PICADA empilharam 116 m de rochas sedimentares, descrevendo aí quatro fácies principais:

- a - Na base do pacote, com cerca de 20 m de espessura, arenitos arcossianos médios, levemente micáceos, com intercalações de níveis mais finos e argilosos, cores avermelhadas, com variações claras;
- b - Superpostos, aparecem arenitos médios a grossos, arcossianos, com níveis conglomeráticos. Cores em tons cinza-amarelados. A espessura dessa fácies é de 32 m.
- c - Arenitos finos e siltíticos, micáceos, com nível fossilífero e nível com seixos de arenitos finos e siltitos. Cores avermelhadas (bordô). Espessura: 44 m.
- d - O topo do pacote é formado por vinte metros de arenitos grossos, arcossianos, amarelo-avermelhados, com níveis conglomeráticos.

O conglomerado intraformacional com seixos de siltitos e arenitos, altamente ferrificados, imersos em matriz arenosa, é o nível mais característico. Os seixos são mal arredondados, de 1 a 5 cm, raramente atingindo 10 cm.

No Morro Mateus Simões, a Formação Caneleiras tem contato por falha, a sudeste, com o Granito Cordilheira. Assenta sobre o Grupo Cambaí, a norte e a noroeste; ao sul e sudoeste, tem contato por falha com o Grupo Cambaí e a Formação Vacacaí.

Em perfil de direção aproximada EW, no Morro Mateus Simões, dificultado pela presença de muito material rolado, foi observada a seguinte sequência litológica:

- a - Na parte inferior, aparece arenito de cor branca, conglomerático, bem consolidado, com acamadamento nítido, formado principalmente por grãos de quartzo e também por feldspato, encontrando-se parcialmente silicificado. Aparecem níveis conglomeráticos com seixos angulares de quartzo, de rochas quartzofeldspáticas, de siltitos, dispostos, em geral, paralelamente ao acamadamento. O tamanho médio dos seixos é de 5 cm, podendo atingir até 12 cm. Os arenitos apresentam estratificação cruzada planar, com ângulo de 30° .
- b - Sobreposto a essa litologia ocorre arenito médio a grosso, de cor rosa, com manchas esbranquiçadas, matriz argilosa, bem classificado, com níveis de

argilito de cor cinza-amarelada, constituído por grãos de quartzo, em geral, angulares, feldspato alterado a argilo-minerais e algumas lamelas de biotita .
c - No topo do morro, aflora arenito de granulação grossa, com tamanhos de grão de até 2 mm, em média 1 mm, de cor rosa-amarelada, com grãos de quartzo, feldspato alterado, um pouco ferrificado. No topo, observa-se a ferrificação do arenito, aparecendo seixos de hematita rolados. A silicificação desse arenito é responsável pela manutenção da topografia e a consequente formação da mesa do Morro Mateus Simões.

A espessura de cada litologia não pôde ser determinada, mas no total o pacote sedimentar supera 100 m. As rochas aflorantes no Morro Mateus Simões são similares às da seção tipo, em Boa Vista.

O conglomerado basal encontrado no Cerro Partido, no norte do Cerro da Vigia (PICADA, 1967) e na Folha do Cerro das Cotias (TESSARI & FIGUEIREDO, 1966), não foi observado na base do Morro Mateus Simões, porquanto o contato com o cristalino está encoberto. O siltito descrito em outras sequências próximo à base da formação, não aflora no Morro Mateus Simões, mas, a oeste do perfil, em área próxima, ocorre siltito de cor amarelo-clara com laminação paralela. A laminação é evidenciada pela variação de cor.

Na Folha de Capivarita, as litologias da Formação Caneleiras também são horizontais e sub-horizontais. O mergulho máximo determinado foi aquele do siltito descrito acima, que é de 10° W, com direção N 60° E, causado por falhamentos reativados que atingiram a Formação Caneleiras. Os falhamentos NW e NNE-SSW cortam a Formação Caneleiras.

No perfil, não foram encontrados fósseis que se restringem, até o momento, à seção tipo.

Resumindo, na área de Capivarita, predominam os arenitos na Formação Caneleiras; não foram observados conglomerados basais, aparecendo níveis conglomeráticos e de argilitos.

3.8 ROCHAS SEDIMENTARES GONDWÂNICAS

3.8.1 GENERALIDADES

As rochas sedimentares gondwânicas aflorantes na área pertencem ao Grupo Tubarão. O termo Tubarão foi definido por I.C. WHITE (1908), utilizando-o em Série Tubarão. GORDON JR. (1947) subdividiu-a em duas seqüências: o Grupo Itararé, com os depósitos glaciais e superposto a esse, o Grupo Guatã, contendo camadas de carvão e plantas fósseis e subdividido em Formação Rio Bonito e em Folhelho Palermo. ROCHA CAMPOS (1967) substituiu o termo Série Tubarão por Grupo Tubarão, dividindo-o em Sub-grupo Itararé e Sub-grupo Guatã. O último é passível de subdivisão, em grande parte da área da Bacia do Paraná, em Formação Rio Bonito e Formação Palermo. DELANEY & GONI (1963) dividiram o Sub-grupo Itararé, no Rio Grande do Sul, em Fácies Budô e Fácies Suspiro. A idade atribuída ao Sub-grupo Itararé e à Formação Rio Bonito é Carbonífero superior a Permiano inferior. MACHADO & CASTANHO (1957) e MACHADO, DEQUECH & CASTANHO (1962), realizando trabalhos de pesquisa de carvão, concluíram que poderiam aplicar a estratigrafia proposta por GORDON JR. ao Rio Grande do Sul.

3.8.2 SUB-GRUPO ITARARÉ

Na faixa sedimentar, esse Sub-grupo é de espessura reduzida e aflora descontinuamente. Em geral, as litologias da Formação Rio Bonito assentam diretamente sobre o cristalino. A maior parte dos afloramentos do Sub-grupo Itararé na área não é mapeável em escala 1:50000. A 20 km ao sul de Monte Castelo, algumas escavações, realizadas para prospecção de caulim, redundaram na descoberta de rochas sedimentares incluíveis no Sub-grupo Itararé. A extensão da ocorrência é de 3.000 m² (75 m x 400 m), sendo mapeável em escala 1:5000 (mapa topográfico da área do caulim feito por CLÓVIS CARRARO e o autor em ... 1962) e encontra-se isolado na área do Complexo Granítico Encruzilhada. Na base dessas rochas, aflora siltito argiloso, cinza-claro a escuro, com níveis centimétricos e com espessura mínima de 70 cm, sotoposto a siltitos de cor branco-amarelada a cor avermelhada quando intemperizados - bem acamados e bem consolidados, com espessura mínima de 1 m. A direção é NW, com mergulhos para NE (30°, 25° e 11°). Os mergulhos são interpretados como acomodação ao paleorelevo. Nos siltitos, foram encontradas impressões de folhas.

A 6 km ao sul de Monte Castelo, na estrada Rio Pardo-Encruzilhada, aflora siltito argiloso de cor branca, com manchas amareladas, camadas finamente estratificadas, apresentando dobras convolutas. Também esta litologia o

corre em área mapeada como Complexo Encruzilhada. Há semelhança entre essa litologia com as encontradas em Potreiro Grande, próximo a Mariana Pimentel, pertencentes ao Sub-grupo Itararé.

A área mais importante de afloramento do Sub-grupo Itararé é a leste da localidade de Capivarita, onde ocupa 0,6 km² e se encontra sobreposta ao Grupo Cambaí. As litologias dominantes são os arenitos brancos, finos, micáceos, com estrutura planar típica, com intercalações de siltitos e lamitos de cor branca. A direção é EW, com mergulhos de até 16° N. Encontram-se ferrugens nas juntas paralelas ao acamamento e nas fissuras, como consequência da impermeabilidade dessas litologias. A espessura é no máximo 20 m.

DELANEY & GOMI (op.cit.) denominaram os tilitos, varvitos (ou ritmitos) e depósitos flúvio-glaciais de Fácies Suspiro e os siltitos arenosos fossilíferos da Fácies Budô.

Os afloramentos na área de Capivarita são em pequeno número e isolados, representando deposição essencialmente subaquosa e não são representativos de áreas com geleiras próximas. Na parte norte e noroeste da Folha da Vigia, PICADA (1967) descreve uma fina cobertura de siltitos e arenitos amarelados, cinza-amarelados, ou, raramente, avermelhados. A estratificação é nítida, mergulhando acentuadamente segundo a paleotopografia do embasamento de migmatitos associados ao Granito Cordilheira (Formação Vigia). Certos níveis são ricos em fósseis, especialmente restos de vegetais, orbiculoidea, espículas e escamas de peixes. O mencionado autor inclui essas litologias na Fácies Budô. Também na Folha de Cerro das Cotias, ao sul de Encruzilhada, TESSARI & FIGUEIREDO (op.cit.) descrevem, como pertencentes à Fácies Budô, a NW do Cerro dos Peixotos, siltitos brancos a creme-rosados, muito compactos, porcelânicos, fossilíferos, com restos de vegetais, orbiculoidea e espículas silicosas, associados a arenitos médios a grossos, com algum feldspato, pertencentes à Fácies Budô. Feições glaciais bem definidas não são encontradas nas ocorrências do Sub-grupo Itararé no Grau de Encruzilhada, com exceção da área ao norte de Coxilha Grande, na estrada Cachoeira do Sul-Encruzilhada do Sul, onde os conglomerados da Fácies Suspiro assentam discordantemente sobre as rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres.

As litologias ocorrentes na área em estudo, siltitos de cor branca, com impressões de plantas, ao sul de Monte Castelo e os arenitos amarelados, a leste da localidade de Capivarita, ambos acentuadamente mergulhantes, se situariam na Fácies Budô.

3.8.3 FORMAÇÃO RIO BONITO

Na Folha de Capivarita, a Formação Rio Bonito ocupa toda a porção norte e parte do limite oeste, penetrando na área da Folha do Cerro Partido. As principais litologias são arenitos e siltitos que apresentam continuidade física com a faixa de rochas sedimentares gondwânicas descritas por MACHADO &

CASTANHO (1961) e que foram classificadas como Formação Rio Bonito. Em testemunhos de sondagem (PN-17-SJ) para pesquisa de carvão, a noroeste da Mina do Leão, esses autores descrevem para a Formação Rio Bonito um pacote de rochas sedimentares, com espessura de 33,45 m, constituído por folhelhos cinza-escuros, com diversos leitos de carvão, e com espessura de 30,40 m, sobrepostos a folhelho cinza-claro a esverdeado, com espessura de 3 m. Os afloramentos dessa formação apresentam bancos de arenitos quartzosos (esbranquiçados, creme-amarelados ou rosa), mostrando ferrificação e silicificação, intercalados entre espessos bancos de folhelhos (cinza, creme-amarelados e castanhos), nos quais se incluem camadas carbonosas com níveis de carvão.

3.8.3.1 - Contatos: Esta formação recobre transgressivamente os migmatitos e o anortosito do Grupo Cambaí, os xistos da Formação Vacacaí e o Complexo Granítico Encruzilhada, ao norte e a oeste da área mapeada. Na parte sul, "ilhas" da Formação Rio Bonito aparecem sobre o Complexo Encruzilhada.

Fora da área, ao norte da Folha de Capivarita, o contato superior é com os siltitos arenosos e arenitos silticos da Formação Palermo, de cor cinza-plúmbea, amarelados pela alteração. Essa litologia recobre a Formação Rio Bonito e, em alguns locais, assenta diretamente sobre rochas graníticas através de arenito basal grosso, imaturo textural e mineralogicamente, de 10 cm de espessura.

3.8.3.2 - Litologias: A área ocupada pela Formação Rio Bonito na Folha de Capivarita é de 147 km². Há grande predominância de arenitos, com intercalações de siltitos e raros níveis de carvão. Além de ocorrerem na área já descrita, são comuns "ilhas" de arenitos ferrificados, capeando o Complexo Encruzilhada, principalmente ao sul da folha. Muitas dessas capas de arenito não são mapeáveis na escala deste trabalho. Os arenitos são de cor branco-rosada a cinza-amarelada, com manchas castanhas de óxido de ferro. A granulação é grossa, apresentando níveis conglomeráticos com seixos de até 5 cm. A classificação varia de má, em certos locais, a boa. Os minerais dominantes são quartzo e feldspato, este comumente alterado, assemelhando-se, nesse caso, à matriz argilosa para os grãos de quartzo, e tornando o arenito friável, quando ausentes a silicificação e a ferrificação. Essas são mantenedoras dos arenitos nos altos topográficos e muito características nos arenitos e conglomerados dessa formação. Há tendência de, na base, predominarem os arenitos finos e aumentar a granulometria para o topo do pacote sedimentar. Com a cobertura dos arenitos ferrificada e endurecida, torna-se difícil, pela falta de exposição dos níveis siltico-argilosos intercalados, estabelecer, em muitos locais, o empilhamento das diversas litologias. Os arenitos são horizontais a sub-horizontais. Em algumas áreas, apresentam acamadamento pobre, em outras, são bem acamadados. A estratificação cruzada é a estrutura primária comum.

Os siltitos somente afloram na porção N-NW da área (Ponto CAP.70-1).

Em alguns locais nessa área, têm espessura superior a 1 m e são capeados por níveis ferrificados. Intercalados nesses siltitos, ocorrem níveis de carvão com 2 a 3 cm de espessura. A nordeste, sotoposta à capa de arenito ferrificado, ocorre argila refratária com pouco mais de 1 m de espessura. Essa argila está sendo explorada pela indústria cerâmica e é similar à que ocorre no Morro Roque, ao sul da Mina do Leão, mas mais ferruginosa que a última. Na parte centro-oeste da área, a 700 m da estrada Rio Pardo-Encruzilhada, encontra-se um nível de carvão de 70 cm de espessura sob o arenito ferrificado.

Em perfil realizado num morro dessa formação, na parte centro-norte da área, no contato com o anortosito (corpo maior), observa-se, na base, grande predominância de siltitos de cores rosa-amareladas, bordô; verde-claras, pouco estratificados, compactados a friáveis, com juntas preenchidas por material ferruginoso, com duas intercalações de arenitos, uma de 0,40 m e outra de 1,20 m. O primeiro nível arenoso é de cor rosa, fino e bem classificado; o segundo, rosa-clara, pouco estratificado, mal classificado; ambos bastante di-clasados. A espessura total dos siltitos é de 40,60 m. Sobreposto a esses siltitos, aparece arenito castanho, ferruginoso, com 1,60 m de espessura; folhelho siltico bordô, com 4,80 m no topo do morro, arenito médio a conglomerático, com 4 m de espessura, e grãos de até 5 mm, angulares, ferrificados e silicificados na parte superior. No total, são 51 m de rochas sedimentares da Formação Rio Bonito. As cores variadas dos siltitos estão associadas à oxidação e à alteração.

No extremo sul da área, a "ilha" dessa formação no Complexo Encruzilhada é constituída por arenitos com níveis conglomeráticos, com seixos (de até 5 cm) de quartzo, feldspato, rochas graníticas e rochas ricas em biotita. A ferrificação é intensa. Na parte centro-sul, também capeando o Complexo Granítico Encruzilhada, há um pacote de arenitos, formado, da base para o topo, por arenito fino a médio, com mais de 10 m de espessura, por nível de conglomerado de 1,5 a 2 m de espessura, no topo por arenito grosso de, no mínimo, 3 m.

A composição mineralógica dos arenitos é simples. O quartzo predomina se apresenta com grãos sub-angulares a angulares, menos comumente arredondados; o feldspato é bastante menos abundante e se encontra alterado. Muito mais raras são a biotita e a moscovita. Dos minerais pesados, a turmalina, o zircão e o epidoto, são os mais comuns. Óxidos de ferro e opacos aparecem em diversos locais. Nas frações silticas e argilosas, os argilo-minerais dominantes são a caolinita e o inter-estratificado I-(10-14M), característico das frações finas da Formação Rio Bonito (FORMOSO & FIGUEIREDO, 1964).

As ferrificações e as silicificações na Formação Rio Bonito são tão características nesta área que merecem ser estudadas em capítulo à parte.

3.9 COURAÇAS DE FERRO

Na área em estudo, as formações sedimentares, de modo especial, apresentam intensa ferrificação, mesmo em escala regional, desenvolvida principalmente no topo dos arenitos da Formação Rio Bonito. Também as rochas sedimentares do Sub-grupo Itararé, da Formação Caneleiras, e o manto de alteração de rochas graníticas podem encontrar-se ferrificados, porém, os arenitos da Formação Rio Bonito e do Sub-grupo Itararé são os mais comumente e intensamente atingidos. WILLIG & FORMOSO (1968) estudaram a gênese das couraças de ferro da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul. O couraçamento, segundo os autores acima, não está condicionado pelos fatores morfo-climáticos responsáveis pela evolução dos solos ferralíticos (laterização), embora possam representar um registro paleoclimático na área. As condições de formação dessas couraças não exigem um clima lixiviante como o processo de laterização.

As couraças são essencialmente constituídas por goethita e/ou hematita e se desenvolvem em litologias permeáveis, como arenitos, conglomerados, ou, quando as litologias são menos permeáveis como argilitos e siltitos, se desenvolvem em juntas ou no contato dessas litologias com outras mais grossas. O desenvolvimento dessas couraças é superficial, não ocorrendo em sub-superfície como se observa nos testemunhos de sondagens das áreas de minas de carvão. Os tipos de couraças de ferro encontradas na área de Capivarita, como também em outras áreas onde afloram as rochas das formações gondwânicas, são os seguintes (WILLIG & FORMOSO, op.cit.):

a - Arenitos tipo impregnação.

São arenitos cujos espaços inter-granulares estão intensamente cimentados por óxido de ferro. A textura do arenito é geralmente mantida, sendo a ferrificação maior no topo;

b - Níveis de arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos ferrificados.

Também guardam estrutura da rocha sedimentar primitiva. São comuns na base da Formação Rio Bonito.

c - Preenchimento de juntas.

Constituem, em geral, placas maciças de óxido de ferro, com hematita, bem cristalizada, desenvolvida nas juntas verticais e planos sub-horizontais, particularmente permeáveis, de litologias com baixa permeabilidade, como folhelhos, siltitos e mesmo arenitos previamente impermeabilizados pela ferrificação. Em áreas de maior densidade de juntas, ou onde a rocha tenha sido anteriormente alterada, deixando espaços vazios, podem formar-se massas de óxido ferro, usados como cinzeiros ornamentais.

d - Crostas "escoriáceas".

São formadas por ferrificação do manto de alteração de granitos e gnáisses do Escudo Sulriograndense. Essas rochas são "arenizadas" pelo intemperismo, com a preservação ou não da estrutura original. Na área de Capivarita, é o tipo de ferrificação menos importante.

A formação de couraças de ferro se encontra intimamente relacionada com os processos de oxidação e redução do ferro. O Fe^{++} é relativamente solúvel, mas se sofrer oxidação em ambiente mais rico em oxigênio ou oxidante, passa a Fe^{+++} , precipitando como hidróxidos que vão formar goethita, hematita ou óxidos de ferro em diversos graus de hidratação. O sistema Fe^{++}/Fe^{+++} é controlado pelo potencial de oxidação e pelo pH. Na presença de matéria orgânica ou produtos de decomposição dessa matéria orgânica nos solos, o potencial de oxidação será baixo (ambiente redutor) e o ferro será reduzido. Se a matéria orgânica for oxidada e o ambiente for bem arejado, o Fe^{++} será oxidado a Fe^{+++} e precipitará. Excepcionalmente o Fe^{+++} poderá ser complexado e transportado em soluções. A migração do Fe^{++} e a deposição do Fe^{+++} explicam a formação das couraças nas litologias permeáveis. A migração de ferro se dá lateralmente e não "per ascensum". Poderia dar-se em regiões áridas ou semi-áridas, por capilaridade, de baixo para cima, mas não se daria em litologias altamente permeáveis.

A presença de couraças em diversos níveis na topografia pode ser explicada pela variação do lençol freático ou por migração e imobilização do ferro, formando verdadeiros degraus de couraçamento (MILLOT, 1964; MAIGNIEN, ... 1966).

WILLIG & FORMOSO (op.cit.) atribuem a redução do Fe^{+++} a Fe^{++} nos solos mal drenados, classificados como "pseudo-gleys" pelos agrônomos europeus. Nesses solos, em consequência do acúmulo da água, as condições são ácidas e redutoras, permitindo a redução do ferro que migra. Os solos montmorilônicos formados sobre a Formação Palermo, são desse tipo. A posterior oxidação do ferro causaria o couraçamento de arenitos. A desidratação, a recristalização e o consequente endurecimento da couraça fazem com que a mesma preserve a topografia.

3.10 SILICIFICAÇÃO

A silicificação é evidenciada pelo endurecimento das rochas atingidas e é mais característica nos arenitos quartzíticos com pouca ou nenhuma matriz argilosa e em conglomerados. Os níveis silicificados oferecem grande resistência à erosão e são responsáveis pela manutenção do relevo. À exceção da Formação Canaleiras, nas demais, as silicificações não atingem a extensão das ferrificações (caso da Formação Rio Bonito).

A mais extensa silicificação dos arenitos é explicável pela elevada permeabilidade dos mesmos, sendo justificada pelo mesmo argumento: a maior intensidade de silicificação nos arenitos com pouca ou nenhuma matriz argilosa.

A silicificação é observável pela presença de quartzo intersticial e opalização superficial. Estudos de detalhe mostram que a silicificação nos arenitos quartzíticos se dá por crescimento de grãos de quartzo neoformados em continuidade física com os grãos detríticos. O limite entre o grão detrítico e o neoformado é mostrado por uma fina película de óxido de ferro. MILLOT (... 1964), observa que os processos de silicificação de arenitos "limpos" geram a formação de quartzo em continuidade aos grãos detríticos, explicando o fato pela carência de cátions nas soluções transportadoras de sílica. À medida que aumenta a concentração de cátions estranhos, a tendência é serem formados quartzo microcristalino, calcedônia e opala.

O grau de silicificação é variável, podendo tornar a rocha totalmente impermeável ou apenas parcialmente. A gênese admitida para essas silicificações consiste na deposição direta de sílica a partir de soluções verdadeiras nas quais existe o H_4SiO_4 , ácido orto-silícico. A boa permeabilidade das rochas permite a migração de sílica e a deposição da mesma na forma de quartzo ou formas microcristalinas. A sílica não provém obrigatoriamente da solubilização parcial dos grãos de quartzo detrítico que se encontram corroídos, suturados, mas pode vir de outros minerais (alteração de feldspatos) porque o quartzo apresenta uma solubilidade muito baixa.

3.11 QUATERNÁRIO

Os depósitos aluviais são aqueles das planícies de inundação e dos sedimentos de calha transportados pelas drenagens. Constituem, em geral, areias e seixos mais ou menos consolidados, transportados pelos arroios Tabatinga e Capivari-Itaticuí. É muito comum tais depósitos serem retrabalhados.

Merecem especial referência no arroio Tabatinga a presença de matas de anortosito de mais de 1 m no leito desse curso d'água. Seria de interesse, pelo menos científico, o estudo dos minerais pesados aluvionares no Tabatinga, na parte que corta a planície anortosítica.

4. TECTONICA

4.1 GENERALIDADES

A tectônica da área da Folha de Capivarita é complexa. A região foi afetada por diversas séries de falhas, dobramentos e parte das unidades estratigráficas tem contato por falha. A maior parte dessas séries de falhamentos tem expressão regional, estendendo-se algumas (NE) por mais de 100 km, atingindo quase todo o Grau de Encruzilhada (TESSARI & PICADA, 1966). Cristas alinhadas denotando zonas brechadas, milonitizadas, ressaltam na topografia, principalmente na região sudeste (Foto nº 10).

Foto nº10 - Crista de falha na Folha de Capivarita.

4.2 TECTÔNICA RÍGIDA

A tectônica rígida é mais importante que a plástica na área em estudo. As falhas apresentam direções N 25-45° E, aproximadamente NS e N 35-45° W. Falhas de direção N 70-80° W são pouco frequentes. Os falhamentos aproximadamente NS em geral variam de N 15° E a N 10° W. Os falhamentos da área podem ser agrupados em três séries:

1 - Falhamentos com direção N 25-45° E: São as falhas mais antigas da área. É o caso da zona de falha que limita o Granito Cordilheira e o Grupo Cambaí em Capivarita e que se estende por mais de 100 km, do Passo dos Marinheiros, no Rio Camaquã, na Folha de Figueiras, a SW do Grau de Encruzilhada, até além da Mina do Leão, a NE (Lineamento da Vigia). Os gnáisses e rochas graisenizadas se encontram nessa zona de falha, sendo moscovitizadas e turmalinizadas as litologias ocorrentes: granitos, migmatitos e xistos. PICADA & PINTO (... 1966) observaram que o controle estrutural da área estanífera de Campinas, a sudoeste do Grau de Encruzilhada, é de direção N 40-50° E. E PICADA & TESSARI (1970) para Sanga Negra e Mina Velha determinaram N 60° E. As falhas mais jovens não são mineralizadas. Assim, as estruturas que controlam a graisenização e a mineralização a cassiterita-wolframita são de direção N 30-60° E e são as mais antigas da área.

2 - Falhamentos NS: As falhas NS limitam litologias antigas. Uma das falhas NS corta a Folha de Capivarita em quase toda a extensão. São mais jovens que as de direção N 25-45° E. Pelo menos, algumas dessas falhas são de rejeito direcional (observar falha NS contato Cambaí - Complexo Encruzilhada).

3 - Falhamentos NW: As falhas noroeste que, além de serem em menor número, são menos significativas, são aparentemente as mais recentes. Há ligeira predominância de falhamentos NW nas formações sedimentares (Rio Bonito). Ainda grande número de falhas NW terminam em falhamentos NS ou NE.

São frequentes as reativações de falhas. Observam-se litologias do cristalino limitadas por falha que vai cortar rocha sedimentar; falhamentos limítrofes de duas litologias cortam a mais jovem.

Dentre as feições associadas aos falhamentos, veios quartzo-feldspáticos são comuns, predominando direções N 30-40° E e EW. Brechas de falha e milonitizações são comuns, acompanhando as direções principais. Não foram feitos diagramas de juntas, mas as direções principais são N 45° E e N 55° W.

Os diques de anfibolito (antigos gabros) apresentam NS como direção principal, e secundariamente NE; poucos têm direções NW.

Os pegmatitos associados ao Complexo Granítico Encruzilhada, em área próxima a Monte Castelo, têm direção principal NS, estando alguns encaixados em falhas com essa direção.

4.3 TECTÔNICA PLÁSTICA

1 - Direções estruturais planares e lineares: Os migmatitos apresentam estruturas planares com direções N 10-15° W e secundariamente N 50-80° W; os mergulhos são acentuados, comumente para NE. Os granitos gnáissicos têm a biotita e o feldspato orientados segundo N 10° W e mergulhos para NE. As lineações no anortosito têm diversas direções, predominantemente N 10° E.

2 - Dobramentos: As dobras no Grupo Cambaí e na Formação Vacacaí são muito comuns. O Grupo Cambaí, na Folha do Cerro Partido, a oeste da de Capivarita, apresenta anticlinal (Mapeamento de formatura - Escola de Geologia, 1964) com eixo orientado segundo N 10° W. A Formação Vacacaí, na Folha do Piquiri, apresenta cerca de uma dezena de dobras (TESSARI & PICADA, 1970), anticliniais e sinclinais, com eixos de dobra de direção NE. Na área de Capivarita, a leste, o Grupo Cambaí se encontra dobrado em anticlinal de alto ângulo, com eixo orientado segundo N 10-20° W; a oeste, no limite com a Folha do Cerro Partido, a Formação Vacacaí está dobrada também em anticlinal de alto ângulo, com direção do eixo N 10° W.

5. ANORTOSITOS

5.1 INTRODUÇÃO

5.1.1 GENERALIDADES

Anortositos são rochas quase monominerálicas, constituídas, geralmente, por mais de 90% de plagioclásio (de andesina a bytownita).

O termo anortosito foi introduzido por HUNT (1863), designado para as rochas formadas essencialmente de plagioclásio da Série Grenville (Pré-Cambriano canadense). Deriva de anortósio (termo utilizado por Delesse para designar os feldspatos triclinicos). O termo gera confusão porque anortósio é usado como sinônimo de anortoclásio.

Foi tentada por diversos petrógrafos a extensão do termo anortosito a rochas constituídas por plagioclásios menos básicos que andesina (LACROIX, 1900; KOLDERUP, 1902; BUDDINGTON, 1939), mas a tendência geral é considerar como anortositos as rochas constituídas por plagioclásios de composição compreendida entre andesina e bytownita. Petrograficamente, os anortositos podem ser considerados gabros leucocráticos (menos de 10% de piroxênio) e que gradam a gabros através dos gabro-anortositos e dos anortosito-gabros, dependendo do menor ou maior conteúdo de piroxênio.

Pelas ocorrências conhecidas, os anortositos se distribuem em três grupos principais (HARPU, 1957):

1 - Anortositos associados a complexos ultrabásicos e básicos (tipo Bushveld e Stillwater), com estrutura tipo lopólito e geralmente com plagioclásio altamente cálcico (bytownita). Podem apresentar cromita e sulfetos associados e relativamente menores quantidades de óxidos de titânio e ferro. Podem ser de diversas idades e ocorrem em diversas áreas quase sem metamorfismo. São os anortositos estratiformes.

2 - Anortositos do tipo maciço que se caracterizam por formar corpos não estratificados, muitas vezes de proporções batolíticas e de composição uniforme. O plagioclásio varia, em geral, de andesina a labradorita. São constituídos por grandes cristais de plagioclásio que podem atingir comumente 10 a 20 cm. São associados a gabros e se encontram associados a jazidas de óxidos de titânio-ferro; os sulfetos são raros. HERZ (1969) observa que a idade dos anortositos do tipo maciço varia de 1100 a 1700 milhões de anos, com concentração de valores em torno de 1300 ± 200 milhões de anos. Estão associados a rochas metamórficas de alto grau (piroxênio granulitos). Exemplos: os anortositos de

Adirondack (Canadá), Ekersund (Noruega) e Capivarita (RS, Brasil). BERRANGE (.. 1966) os denomina de plutônico-orogênicos .

3 - Anortositos tipo saenitos (nome oriundo de Madagascar) que representam plagioclásitos leucocráticos. Formam camadas com grande extensão lateral em Madagascar e ocorrem também em Sittampundi, no Distrito de Salen, Estado de Madras (Índia). Assemelham-se aos anortositos lunares. São os mais velhos, podendo sua idade atingir 3000 milhões de anos. A principal característica petrográfica é o elevado teor de anortita do plagioclásio (An_{85}). É ainda interessante salientar a associação ilmenita-cromita que pode ocorrer nesse tipo de anortosito.

Os anortositos não formam lavas e ocorrem muito raramente como diques (Kennengitos) de composição similar.

HERZ (op.cit.) locou as principais ocorrências de anortosito em áreas do hemisfério norte e hemisfério sul, em situação anterior ao "drift" continental, observando que constituem dois cinturões, mas, em geral, não relacionados com as direções conhecidas das orogêneses pré-Cambrianas.

5.1.2 PETROQUÍMICA DOS ANORTOSITOS

Diversos diagramas, associando a composição química das rochas e a sua mineralogia, têm sido aplicados com a finalidade de distinguir as peculiaridades de cada classe de rochas e, dentro de cada classe, as variações composicionais existentes. HARKER (1909), NIGGLI (1931), LARSEN (1938) e JUNG (1955) apresentaram diagramas, relacionando parâmetros químicos das rochas ígneas, visando estudar a variação composicional (mineralógica e química) das mesmas. DE LA ROCHE (1964) introduziu um diagrama, destinado, em princípio, ao estudo químico-mineralógico de maciços graníticos e granodioríticos. Usou os parâmetros $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)]$, $[K - (Na + Ca)]$ e $[Fe + Mg + Ti]$. O autor, utilizando os parâmetros de DE LA ROCHE (op.cit.), procurou definir o campo de composição de anortositos. As análises selecionadas foram das áreas:

- a - Sul da Noruega (BARTH, 1933).
- b - Madagascar (BOULANGER, 1959).
- c - Quadrícula de Boehls Butte, Idaho, E.U. (HIETANEN, 1963).
- d - Canadá e nordeste dos Estados Unidos (PAPEZIK, 1965).
- e - Capivarita, RS, Brasil (FORMOSO, DUTRA & SANCHEZ, 1971).

No diagrama $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$ e $[K - (Na + Ca)]$ (Figs. 3 e 4), os anortositos se concentram em uma área bem definida, compreendida entre os valores -250 e -350 para $[K - (Na + Ca)]$ e 0 e +50 para $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$. O campo dos anortositos se encontra próximo ao dos gabros, mas com valores mais negativos de $[K - (Na + Ca)]$ (-250 a -350).

Fig. nº 3 - Diagrama $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$ e $[K - Na + Ca]$ de alguns anortositos do mundo.

Os anortositos do Canadá e nordeste dos Estados Unidos (Montanhas Adirondack), anortositos do tipo maciço se situam dentro da área de parâmetro definida acima para os anortositos, com exceção dos tipos de composição especial ou que sofreram alterações posteriores. No caso do Maciço Anortosítico Morin (PAPEZIK, op.cit.) - Figs. 3 e 4 - as amostras que se situam fora do campo dos anortositos têm composição peculiar: são gabro-anortositos (4PR e 36R), anortosito-gabros (42R e 7R), ferro-gabros (28R e 33R), anortosito cisalhado e alterado hidrotermalmente (12GR e 12R), anortosito cortado por diques de ferro-gabros (19R), anortosito cortado por vênulos de pegmatitos (32R). Ainda a amostra de anortosito OKA (48R) do Canadá é gabro-anortosito; o anortosito de Adirondack, tipo Whiteface (68R) é rico em granada (Fig. nº 3). Obviamente, a fácies de piroxênio gabro do anortosito-gabro de Adirondack (V4) se afasta da média das rochas anortosíticas, aproximando-se mais do campo dos gabros.

Os anortositos de Ekersund, sul da Noruega (V7), média de duas amostras, se encontram dentro do campo geral dos anortositos, embora uma análise (A) de KOLDERUP (1896) situe-se um pouco abaixo.

Os anortositos de Madagascar, do tipo maciço, coincidem, em geral, com os demais anortositos do tipo maciço (de 1 a 6) - Figs. nº 3 e 4. Mesmo anortosito a granada (routivarito), com até 3% de granada, tem composição coincidente com o campo geral.

Os anortositos do tipo estratiforme (Bushweld), pelo menos os ocorrentes em Madagascar (BOULANGER, op.cit.), não diferem apreciavelmente, nos parâmetros químicos estudados, dos anortositos do tipo maciço (Tab. nº 2). As amostras 8 e 10 coincidem com o campo geral dos anortositos e a 9 difere porque o Na_2O é muito baixo, isto é, o anortosito é bytownítico. Ainda, os anortositos cretácicos do Cabo Saint André (centro oeste de Madagascar - 277, 285 e H - coincidem com o campo geral dos anortositos, sendo que as duas últimas amostras são de anortositos a olivina (allivalitos), leucocrático e mesocrático, respectivamente.

Os plagioclásitos (Sakenitos de Madagascar) se situam fora do campo dos anortositos comuns, com parâmetros de -350 para $[K - (Na + Ca)]$ e -50 para $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)]$. Dessa maneira, também através de parâmetros químicos, podem distinguir-se sakenitos dos anortositos do tipo maciço (56, 34 e 26).

Os gabros uralitizados, hiperitos e alguns anfibolitos, associados aos anortositos, se superpõem mais ao campo dos dioritos e quartzo dioritos que dos anortositos.

O Anortosito de Bohls Butte, Idaho, EE.UU., se situa também no campo geral dos anortositos, porém, com caráter um pouco mais básico (ou melhor, mais calco-sódico). A amostra *I (Fig. nº 3), gabro-anortosito, se encontra situada próxima aos plagioclásitos de Madagascar (sakenito). As amostras *II e *III situam-se no campo normal dos anortositos, mas deslocadas para a área

TAB.2 - ANORTOSITOS TIPO BUSHVELD

MACIÇOS DE VANGOIA E DE TELOMITA

(Boulanger, 1959)

Amostra	8	9	10
SiO ₂	53,04	49,98	46,84
Al ₂ O ₃	28,42	32,99	28,70
FeO	0,59	1,43	3,36
Fe ₂ O ₃	1,00	0,31	0,49
MgO	0,32	0,25	3,91
CaO	11,92	11,34	11,34
Na ₂ O	3,58	1,83	3,18
K ₂ O	0,54	0,53	0,31
MnO	-	tr.	0,04
TiO ₂	0,16	0,14	0,34
H ₂ O(+)	0,44	0,63	0,94
H ₂ O(-)	0,19	0,10	0,07
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,02

8 - Labradorita anortosito da ponte de Telomita - SE de Miandrivazo - Madagascar.

9 - Bytownita anortosito - Fácies periférica do Complexo Gábrico de Vangoia - NE de Miandrivazo - Madagascar.

10 - Anortosito-norito - Fácies periférica do Complexo Gábrico de Vangoia - Madagascar.

mais calco-sódica. A amostra *VI tem composição especial, pois se trata de rocha rica em hornblenda e distênio.

Rochas a plagioclásio menos cálcico, como os oligoclasitos 7, os leuconoritos e os trondjemitos T1 - T2 (Fig. nº 3) se encontram afastadas do campo dos anortositos, mais próximas do polo do quartzo, mostrando a sua maior diferenciação.

As análises médias dos anortositos do Plutão Morin, Canadá, A até I (Figs. nº 3 e 4), as análises médias de outros anortositos do Canadá e nordes te dos EE.UU., de J até O, média de 12 amostras (DALY, 1910) e média de 17 amostras calculada por JOHANSEN (1937) mostram coincidência com a composição geral dos anortositos.

Enquanto nos diagramas $[K - (Na + Ca)]$ e $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)]$ os anortositos são representados por um campo bem definido, nos diagramas $[Fe + Mg + Ti]$ e $[K - (Na + Ca)]$ - Figs. nº 5 e 6 - encontram-se distribuídos em uma faixa com valores muito variáveis de $[Fe + Mg + Ti]$. $[K - (Na + Ca)]$ varia de -200 até -370 e $[Fe + Mg + Ti]$ varia de 0 até 400. Os anortositos leucocráticos apresentam valores de $[Fe + Mg + Ti]$ inferiores a 100; os mesocráticos variam de 100 a 200 e os melanocráticos apresentam valores para esse parâmetro superior a 200. A variação é de anortositos puros aos gabro-anortositos e aos gabros "sensu latu" (inclusive orto-anfibolitos).

Fig. nº 4 - Diagrama $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$ e $[K - (Na + Ca)]$ de alguns anortositos (parte detalhada).

Fig. nº 5 - Diagrama $[K - (Na + Ca)]$ e $[Fe + Mg + Ti]$ de alguns anortositos do mundo.

Fig. nº 6 - Diagrama $[K - (Na + Ca)]$ e $[Fe + Mg + Ti]$ de alguns anortositos do mundo (parte detalhada).

5.2 ANORTOSITO DE CAPIVARITA

5.2.1 INTRODUÇÃO

O Anortosito de Capivarita foi descrito por FORMOSO & CARRARO (.... 1962) em nota prévia apresentada ao XVI Congresso Brasileiro de Geologia. O nome provém da localidade de Capivarita, Distrito do Município de Rio Pardo, RS, quase nos limites com Encruzilhada do Sul. FORMOSO, CARRARO & HERZ (1967) apresentaram na Reunião Anual da Geological Society of America trabalho sobre a ocorrência de anortosito na área de Capivarita. FORMOSO & CARRARO (1968) acrescentaram novos dados ao estudo da área de Capivarita. FORMOSO, DUTRA & SANCHEZ (1971) apresentaram contribuição ao estudo petroquímico dos anortositos com aplicação ao Anortosito de Capivarita.

5.2.2 GENERALIDADES

Na Folha de Capivarita, o anortosito ocupa a área de 77 km^2 , distribuída em três partes: área maior, onde se situa a planície anortosítica, com 49 km^2 e que ocupa a parte centro-oeste da folha; uma segunda área na parte centro-leste, com 23 km^2 e uma terceira, ao sul, com 5 km^2 (Mapa geológico da Folha de Capivarita).

As características geomorfológicas da área de ocorrência do anortosito já foram descritas (grande facilidade de alteração da rocha, formação de planícies, vegetação de gramíneas com raros arbustos, solo preto com concreções calcárias, diversas boçorocas nas encostas), possibilitando sua delimitação. Na planície anortosítica, em consequência dessa fácil alteração, os afloramentos não são comuns.

A área principal do anortosito tem cerca de 8 km de comprimento na direção NS, por 6,5 km de largura média, alongando-se na parte nordeste. Situa-se a oeste da localidade de Monte Castelo. Nessa área, ocorrem diversos diques (9 locados no mapa da folha) de orto-anfibolito com direção geral NS e cuja largura varia de alguns decímetros a dezenas de metros e com comprimentos que atingem, no máximo, 1 km.

O corpo anortosítico da parte centro-leste separa-se do principal pela intrusão granítica do Complexo Encruzilhada, de maneira que, em princípio, não pode ser considerado um corpo satélite de anortosito. Deve ser enfatizado que a presença de corpos satélites é uma característica dos anortositos do tipo maciço (BERRANGÉ, 1965). Ademais, cumpre salientar que na área de a-

floramento do Complexo Granítico Encruzilhada ocorrem diversos xenólitos de anortosito. Esses xenólitos são, em geral, de 10 a 15 cm, angulares e mostram contatos nítidos com as rochas graníticas. "Vênulos" de composição granítica preenchem fraturas no anortosito (Foto nº 11), mostrando o caráter intrusivo do Complexo Encruzilhada no anortosito. A descontinuidade nos afloramentos de anortosito e sua imtemperização não permitem um estudo de detalhe dos caracteres estruturais desta rocha. A lineação dos máficos, observada em alguns locais, é mais evidente onde há enriquecimento nos mesmos, ou quando a rocha está mais alterada. As direções de lineação são variadas, predominando as direções N 10° E a N 20° E mas, ocorrendo valores diversos como N 30° W e N 70° W. Além de lineações o anortosito pode apresentar estruturas planares que conferem ao mesmo caráter gnáissico, com direções similares às daquelas das lineações. Em certas áreas de afloramentos mais extensos (Boçoroca grande), é evidente a estrutura gnáissica do anortosito, porém, em outros locais, o aspecto da rocha é isotropo. Relações espaciais entre o caráter gnáissico e o aspecto isotropo, como são observados noutras áreas anortosíticas do mundo (p.ex. Madagascar) não são evidentes na área. Embora a estrutura dos corpos anortosíticos não tenha sido determinada, a estrutura dômica parece pouco provável, formando o anortosito massas ou corpos alongados, com espessuras até agora não medidas.

A ocorrência de anortosito não se restringe a esses três corpos principais. Além dos xenólitos descritos, corpos maiores, limitando-se em alguns locais a um afloramento, se encontram na área descrita como Complexo Granítico Encruzilhada. A associação do anortosito às litologias do Grupo Cambaí é bastante evidente. Encontra-se anortosito associado a granitos gnáissicos, a granodioritos, a anfibolitos com a mesma orientação estrutural. Na parte sudeste da área, é comum a associação de anortositos e granitos gnáissicos, principalmente no corpo anortosítico. Ao sul (ponto CAP.71-243), diques de biotita granito de até 50 cm cortam o anortosito com contatos nítidos. Em áreas de afloramento do Grupo Cambaí, "vênulos" quartzo-feldspáticos cortam o anortosito. Por essas relações de campo, o anortosito está entre as rochas mais antigas da área.

5.2.3 CONTATOS

O anortosito se restringe à área da Folha de Capivarita, não ocorrendo em outras áreas.

No contato norte a ocorrência de anortosito se encontra encoberta pelas rochas sedimentares da Formação Rio Bonito e, em contato por falha, com os metamorfitos da Formação Vacacaí; a oeste, em contato por falha, com migmatitos do Grupo Cambaí; ao sul e a leste, os contatos são com o Complexo Granítico Encruzilhada, quase exclusivamente com a fácies grossa (equigranular). Os contatos, em alguns locais, são por falha.

Foto nº 11 - "Vênulos" de composição granítica cortando o anortosito.

Foto nº 12 - Disseminações de granada no anortosito.

Na ocorrência da parte centro-leste, os contatos a nordeste, a leste e ao sul são com o Grupo Cambaí e a noroeste e a oeste com o Complexo Encruzilhada, sendo esse último contato por falha.

Na ocorrência da parte sul, o anortosito se encontra em contato com litologias do Grupo Cambaí, exceto a oeste, onde está em contato por falha com o Complexo Granítico Encruzilhada.

5.2.4 DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS

A-69-01 - Anortosito de cor branco-acinzentada, com pontuações pretas ou esverdeadas. A textura é granular média, com grãos em torno de 3 mm. As relações granulares são indetermináveis devido à monotonia de cores. Na amostra intemperizada, observa-se a orientação dos máficos e também do plagioclásio. Macroscopicamente, é evidente a presença de plagioclásio, responsável pela cor da rocha, com grãos de 2 a 3 mm, maclado, e com alguns cristais mostrando iridescência. As pontuações pretas ou esverdeadas são devidas à clorita.

Esta amostra foi coletada próximo à Fazenda Porteirinha, cuja entrada se situa a 4 km ao sul de Monte Castelo.

A-69-03 - Anortosito de cor branco-acinzentada, com pontuações pretas e textura granular. É semelhante à amostra anterior, exceto por apresentar maior riqueza de máficos. A locação é ainda próxima à Fazenda Porteirinha.

A-69-04 - Anortosito de cor branco-acinzentada, com pontuações pretas e concentrações de grãos avermelhados de até 0,5 mm de diâmetro, mas que associados, macroscopicamente, parecem apresentar dimensões maiores (Foto nº 12). Os corpos ricos em granada ou com enxames de granada apresentam formas lenticulares ou de diques (Foto nº 15). A textura da rocha é granular média, com grãos em torno de 1 mm. A locação é similar às anteriores.

A-69-05 - Xenólito de anortosito de cor branco-acinzentada, de granulação média, pontuado por máficos, em granito de cor rosa, de granulação média a grossa, com grãos de hornblenda dispostos, em alguns locais, paralelamente ao contato do xenólito com o granito. Os máficos no granito se concentram ao redor do xenólito.

A amostra foi coletada a oeste da estrada Rio Pardo-Encruzilhada, a 8 km de Monte Castelo, próximo à estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio (Fig. nº 7).

A-69-06 - Relictos de anortosito em granito. Xenólito de anortosito cortado por "venulos" de quartzo e feldspato e com fraturas preenchidas por pequenos diques de granitos (Fig. nº 8). A amostra foi coletada em área próxima à anterior.

A-69-07 - Xenólitos de anortosito em granito similar à A-69-05. A amostra foi coletada em pedreira de granito situada em local próximo aos das amostras A-69-05 e A-69-06.

A-69-08 - Ainda xenólito de anortosito similar ao anterior.

A-69-09 - Anortosito de cor branco-acinzentada, de textura granular, com grãos em torno de 2 mm. Essa amostra foi coletada a 3300 m a leste do arroio Tabatinga, à margem da estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio.

A-69-11 - Anortosito de cor branco-acinzentada, de textura granular, com grãos, em média, de 1 mm. Há alguns grãos maiores, cujos tamanhos atingem até 5 mm. A amostra foi coletada a 500 m da drenagem na estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio, a 600 m a SE da mesma.

A-69-12 - Anortosito de cor branco-acinzentado, de textura granular à pegmató

Fig. Nº 7 - Xenólito angular de anortosito
(branco) no Complexo Encruzilhada

Fig. Nº 8 - Xenólito angular de anortosito
(branco) no Complexo Encruzilhada

ide, com grãos de 1 a 5 cm. A amostra foi coletada a 150 m ao sul da Fazenda Santo Antônio, na estrada de acesso à mesma.

A-69-13 - Anortosito de cor branco-acinzentado, de granulação muito grossa. A textura é granular a pegmatóide. Os grãos de plagioclásio variam de 1 mm até 1 cm e, excepcionalmente 2 cm, dando aspecto de textura porfirítica ao conjunto. A amostra foi coletada a 200 m ao norte da Fazenda Santo Antônio.

A-69-14 - Anortosito de cor branco-acinzentada, de textura granular, com pontuações pretas (similar macroscopicamente às amostras anteriores). A amostra foi coletada próximo ao contato nordeste do anortosito com a Formação Rio Bonito, a 3,5 km ao norte da Fazenda Santo Antônio.

A-69-15 - Anortosito de cor branco-acinzentada, com pontuações pretas e textura granular (área de contato com o Granito Encruzilhada). A amostra foi coletada a 20 m da estrada estadual Rio Pardo-Encruzilhada do Sul, a 7 km de Monte Castelo.

A-69-16 - Anortosito semelhante à amostra anterior, mas quase isento de máficos (a microscopia revela 97,55% de plagioclásio). A amostra foi coletada em local próximo ao anterior.

A-69-17 - Anortosito de cor cinza-clara, quase isento de máficos, com textura porfirítica, com grãos maiores que 1 cm e matriz com grãos menores que 2 mm. A amostra foi coletada em local próximo aos anteriores.

A-69-18 - Anortosito de cor cinza-clara e com pontuações pretas, apresentando textura granular, com grãos de até 0,5 cm. A amostra foi coletada na estrada Monte Castelo-Capivarita, a 3,5 km de Monte Castelo.

CAP.70-12 - Anortosito de cor branco-acinzentada, com pontuações pretas e verdes. Apresenta estrutura granular média (grãos de aproximadamente 3 mm). A amostra foi coletada na estrada antiga para Encruzilhada do Sul, a 8 km da entrada dessa, ao sul de Monte Castelo, na direção de Encruzilhada do Sul.

5.2.5 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

O anortosito apresenta cor branco-acinzentada, com pontuações pretas ou verde-escuras. A textura varia de granular média a grossa (Foto nº 13), passando, em raros locais, a pegmatóide. Os grãos variam de 1 mm a alguns cm, atingindo, especialmente os grãos de plagioclásio, no caso da textura pegmatóide, 7 e mesmo 11 cm (Foto nº 14). Os plagioclásios com grãos muito grossos são característicos dos anortositos do tipo maciço. A cristalização desses minerais se dá em grandes profundidades e de maneira muito lenta. Os grãos de plagioclásio muito grandes (11 cm) se encontram quebrados e deslocados da posição primitiva, em consequência da tectônica ou do "mis-en-place" em condição quase sólida, dando a impressão de serem bem menores. Também os grãos menores podem apresentar esmagamento ou fragmentação, dando ao anortosito textura cataclástica (no caso dos anortositos poderia ser confundida com a proto-clástica).

Os plagioclásios são os minerais fêlsicos do anortosito, responsáveis pela cor da rocha, constituindo mais de 90% e, atribuindo, pelo menos em algumas amostras, iridescência. A macia da albita é observável a olho nu. As cloritas geralmente constituem os máficos responsáveis pelas pontuações verdes ou pretas. Tais pontuações podem tornar a rocha bandada, atribuindo-lhe

um aspecto gnáissico. Os fêlsicos podem também se encontrar alinhados, evidência observável na rocha intemperizada. A percentagem de máficos muito raramente atinge mais de 10%. Apenas as amostras A-69-03 e A-69-04 apresentam menos de 90% de plagioclásio. A segunda amostra mencionada é anortosito a granada.

Microscopicamente, o anortosito se apresenta, em geral, com textura granular xenomórfica com grãos de 2 a 3 mm. A textura, em algumas lâminas, é porfirítica, atingindo os fenocristais de plagioclásio tamanhos em torno de 1 cm (A-69-17). Em certas amostras, como na anterior, observa-se a textura poiquilítica, em que fenocristais de plagioclásio contêm inclusões de quartzo e hornblenda.

O plagioclásio, constituinte quase exclusivo da rocha, apresenta-se em grãos anédricos, irregulares, com bordos se interpenetrando. Em algumas lâminas, observa-se o plagioclásio intensamente fraturado, com planos de macla dobrados, extinção ondulante comum, intensamente enuviado, com alteração a argilo-minerais, sericita e carbonatos.

A cataclase é comum, causando as alterações descritas acima ou também saussuritização que consiste na alteração do plagioclásio a uma mistura de zoisita, clorita, calcita e quartzo (microfoto nº 32). As maclas da albita são as mais comuns; albita-periclina (microfoto nº 33) ou albita-periclina-Carlsbad são mais raras.

O plagioclásio pode apresentar fissuras maiores, preenchidas em alguns locais, por "vênulos" de albita, clorita e/ou quartzo. Dentre as inclusões mais comuns, além do quartzo e hornblenda já mencionados, estão a biotita, epidoto, esfeno, moscovita (rara, em flocos muito pequenos), carbonatos, sericita, apatita e opacos.

A textura mirmequítica aparece nos bordos dos plagioclásios principalmente em contato com microclínio.

A composição do plagioclásio na área pode ser considerada como constante. Os valores normais variam de An_{53} a An_{58} ; valores como An_{62-63} são também encontrados. Ocorrem valores mais baixos que An_{53} , principalmente em xenólitos no Complexo Granítico Encruzilhada. É interessante observar que o conteúdo de anortita de fenocristais e matriz, no caso da textura porfirítica, é idêntico. Também "vênulos" de plagioclásio de granulação fina cortam grãos de plagioclásio maiores ou se encontram em posição intersticial (microfoto nº 34). Os plagioclásios desses "vênulos" apresentam o conteúdo de anortita similar àqueles dos grãos maiores. A amostra A-69-04 apresenta teores de até An_{84} , mas trata-se de local especial com anortosito a granada, próximo a diques de anfibolito. A zonation nos plagioclásios não é evidenciada microscopicamente, mas na microsonda eletrônica mostraram-se zonados (HERZ, 1972, comunicação pessoal).

O Anortosito de Capivarita é um labradorita anortosito, excepcionalmente andêsina anortosito e bytownita anortosito.

A variação da composição do plagioclásio em área é relativamente pe

Foto nº 13 - Matakão de anortosito.

Foto nº 14 - Anortosito, fácies pegmatóide.

Microfoto n.º 32 - Clorita associada a carbonatos, apresenta-se imersa entre grãos de plagioclásios (An_{57}). O próprio plagioclásio está alterado incipientemente a uma mistura de clorita, epidoto e carbonato. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n.º 33 - Plagioclásio mostrando maclas albita e albita-periclina, e levemente alterado a uma mistura de clorita, epidoto e carbonatos (principalmente). Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto nº 34 - Seção mostrando veios de plagioclásio de granulação mais fina cortando o anortosito. Ambos os feldspatos (do veio e da rocha) possuem o mesmo teor em anortita. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

quena. Na planície anortosítica, foram coletadas 16 amostras de anortosito, cuja composição foi estudada com detalhe por diversos métodos de determinação. O estudo desses métodos faz parte de capítulo posterior deste trabalho. Na planície anortosítica os teores de anortita, exceto para o anortosito a granada, são de An_{49} a An_{58} , com raros valores acima de An_{60} . As amostras coletadas cobrem as áreas de afloramento mais importantes.

No corpo anortosítico da parte centro-leste da Folha de Capivarita, os teores de anortita do plagioclásio variam em torno de An_{55-57} , mostrando grande semelhança com os valores anteriormente citados. No corpo anortosítico da parte sul, o conteúdo em anortita é de An_{54-55} .

As ocorrências de anortosito associadas às litologias típicas do Grupo Cambaí apresentam o plagioclásio com composição An_{57-60} (microfotos nº 35 e 36).

Os pequenos corpos anortosíticos situados dentro do Complexo Encruilhada têm plagioclásio com composição An_{57-62} . É interessante salientar a pouca influência da intrusão granítica na composição dos plagioclásios do anortosito. Provavelmente, a carência de concentrações importantes de voláteis seja responsável pelas fracas reações de contato.

Resumindo, pode concluir-se pela constância de composição do plagioclásio na área em estudo, constituindo-se mais um ponderável argumento para classificar o Anortosito de Capivarita como do tipo maciço ou orogênico-plutônico.

O piroxênio é o diopsídio e não constitui mais que 5% em volume, pressupondo-se que, pela hornblenda e pela clorita presentes, deveria representar uma fração maior da rocha. O diopsídio apresenta-se em grãos anédricos e, em alguns locais, com formas bizarras. O tamanho vai de 0,5 até 4 mm. O 2V varia em torno de 60° . Pode encontrar-se parcial ou totalmente alterado a clorita ou uralitizado.

A hornblenda apresenta-se em grãos anédricos de 0,5 a 2 mm, intimamente relacionada com o diopsídio ou, em algumas seções delgadas, sem relação aparente (grãos isolados) - microfoto nº 37. Aparece, em muitos casos, incluída no plagioclásio. O índice de refração da hornblenda, n_m , determinado por imersão é de 1,6592. Pode estar altamente cloritizada (microfoto nº 38). A quantidade de hornblenda atinge no máximo 5%.

Como seria de esperar, a biotita não é comum no anortosito. Na amostra A-69-06, a biotita orientada aparece como inclusões no plagioclásio, em macelas e clivagens (microfoto nº 39). Está, em muitos casos, associada à hornblenda, provindo desta última. Também a biotita se encontra parcialmente alterada a clorita. O tamanho dos grãos está próximo de 0,2 mm. A biotita é acessório e é eminentemente secundária. Atinge, no máximo, 0,2 %.

A clorita é o máfico mais comum nos anortositos. Provém da altera -

Microfoto n.º 35 - Plagioclásio (mostrando a dupla macla Albite-Carlsbad) associado a microclínio, quartzo, biotita e moscovita. O plagioclásio encontra-se alterado a sericita. A fotografia retrata o aspecto microscópico de uma rocha do Grupo Cambaí no contato com o anortosito. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n.º 36 - Microclínio associado a quartzo e biotita. O microclínio parece resultar da transformação do ortoclásio. A foto retrata o aspecto microscópico de uma rocha no contato Cambaí com o anortosito. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n° 37 - Hornblenda (amarelo) englobando grãos de plagioclásio e quartzo, configurando textura simplectica. Aparece ainda plagioclásio (principal mineral da rocha) e zoisita, de cor cinza, com alto relevo. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto n° 38 - Hornblenda alterada a clorita (nos bordos) e a epidoto e carbonato (no centro). Plagioclásio (An_{55-57}) constitui o principal mineral da rocha. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

ção do piroxênio, anfibólio ou biotita. É responsável, na maioria dos casos, pelas pontuações verdes ou pretas do anortosito. Apresenta-se em agregados pleocróicos que variam de 0,5 a 4 mm (microfoto nº 40). Está comumente associada ao epídoto, carbonato, esfeno e quartzo. A quantidade varia de 0,4 a 2,2%, excepcionalmente 7,4% (amostra A-69-04).

O quartzo é acessório, ocorrendo como finas inclusões e também intersticialmente. Como inclusões, aparece nos plagioclásios ou preenchendo fraturas nos mesmos. Os grãos variam de 0,2 a 3 mm. Pela composição modal, o conteúdo de quartzo é, em geral, inferior a 1%, excepcionalmente é 3,6% (amostra A-69-04). A amostra CAP.70-12 apresenta 10% de quartzo. O quartzo, como seria de se prever, é secundário.

O esfeno é um dos acessórios mais comuns. É euédrico a subédrico, com tamanho de até 0,8 mm. Encontra-se quase sempre associado a opacos. As inclusões de opacos são, em algumas seções, quase do tamanho do esfeno hospedeiro, constituindo este apenas o bordo do grão e sugerindo que a gênese do esfeno seja dependente do opaco. A separação dos grãos de opacos por moagem da rocha, líquidos pesados (bromofórmio) e separador magnético isodínâmico Franz, mostrou que a ilmenita é o constituinte mais importante. A identificação do mineral foi feita por microquímica e difração de raios X. A ilmenita foi identificada pelos picos 2,74, 2,53 e 1,72 Å (Fig. nº 9). A quantidade de esfeno é inferior a 0,5 %.

A granada é outro constituinte raro no anortosito. Excepcionalmente, a amostra A-69-04 apresenta 2,6% de granada (grossulária). Esse mineral foi isolado e estudado separadamente, constando seu estudo detalhado em capítulo posterior. A granada ocorre com forma arredondada. Aparece também em outras amostras como acessório. Encontra-se também incluída no plagioclásio, apresentando tamanho máximo de 0,7 mm.

O microclínio é raro. Antiperita está presente em muitos anortositos, mas, no caso em estudo, não foi determinada sua presença. O microclínio, quando presente, ocorre em grãos pequenos, límpidos, nos bordos do plagioclásio. O tamanho dos grãos é da ordem de 0,4 mm. Está comumente restrito às áreas de mirmequitização.

A escapolita ocorre em apenas duas das amostras estudadas (microfoto nº 41). Apresenta-se com birrefringência 0,025 o que indica uma composição de 66% Me (meionita). Aparece em grãos isolados, irregulares, com tamanho inferior a 1 mm. Nos bordos, aparece zonada com fina auréola menos cálcica (mais pobre em meionita) e mais sódica (mais rica em marialita).

Dos demais minerais, merecem referência sericita, carbonatos, epídoto, produtos de alteração, principalmente do plagioclásio. A sericita é o produto de alteração mais importante, aparecendo em fraturas, clivagens e bordos do plagioclásio. Ainda foram constatadas apatita, acessório bastante comum, moscovita, fluorita, e calcopirita. A moscovita aparece como alteração do pla

Microfoto nº 39 - Cristal de plagioclásio contendo em seu interior finas lamelas de biotita, orientadas segundo as clivagens. Nicóis paralelos. Aumento 300X.

Microfoto nº 40 - Clorita associada a esfeno e carbonato, provavelmente da alteração da hornblenda. Plagioclásio (An_{55-57}) aparece alterado a uma mistura de carbonato, epidoto e clorita e constitui o principal mineral da rocha. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Microfoto nº 41 - Vários grãos de escapolita (birrefringência mais elevada), envolvidos pelos plagioclásios no anortosito. Nicóis cruzados. Aumento 48X.

Fig. Nº 9 - Identificação de ilmenita no anortosito, utilizando difração de raios X

gioclásio, ao longo das clivagens e planos de macia, mas apenas em certos locais.

A composição modal (determinada por contador de pontos) das diversas amostras de anortosito é apresentada na tabela nº 3. Observa-se que a quase totalidade das amostras tem mais de 90% de plagioclásio. Mesmo as que têm menos não apresentam 10% de máficos, o que as colocaria dentre os anortositos e não gabro-anortositos. Nessas amostras, alguns minerais, outros que plagioclásios, são secundários, ou pelo menos mais tardios (quartzo, sericita, granada e outros). As amostras mais ricas em máficos são A-69-04 (1 e 2) e A-69-03. A mais rica em quartzo (8 a 10%), CAP.70-12, se encontra em zona de falha.

5.2.6 PETROQUÍMICA

As análises químicas de 16 amostras do Anortosito de Capivarita e 2 de anfibolito são apresentadas na tabela nº 4. As diferenças de composição entre as amostras desse maciço são mínimas. O excesso de CaO da amostra A-69-04 se deve à presença de bytownita e grossulária. O caráter leucocrático do anortosito é evidenciado pelos baixos teores de óxidos de magnésio, ferro, manganês e titânio. O conteúdo de FeO é superior a Fe_2O_3 , como seria de prever. O TiO_2 é muito baixo, exceto nos anfibolitos, mostrando que o Ti^{+4} se associa aos minerais máficos. O teor de K_2O é baixo (varia de 0,11 a 0,84) demonstrando o caráter pouco potássico do Anortosito de Capivarita, quando comparado a anortositos de outras áreas do mundo (Canadá; Virginia, Califórnia, San Gabrieli, USA). Os anortositos de Bohls Butte (Tab. nº 5) apresentam teores de K_2O similares aos do Anortosito de Capivarita. Embora a quantidade de K_2O seja apreciável, anti-perita não foi identificada microscopicamente nem com a microsonda eletrônica (HERZ, 1972, comunicação pessoal).

Se se comparar a composição química do Anortosito de Capivarita com a de anortositos de outras áreas, observa-se que a composição geral é similar, principalmente aos anortositos do tipo maciço. Tomando a média de 16 amostras do Anortosito de Capivarita e, comparando essa média com anortositos de outras áreas (Tab. nº 6), conclui-se que a composição é similar:

- a - aos anortositos tipo maciço de Madagascar;
- b - aos anortositos tipo maciço de Egersund-Ogna (Noruega);
- c - aos anortositos de Bohls Butte, Idaho, USA;
- d - aos anortositos tipo maciço do Canadá e nordeste dos Estados Unidos, não apresentados na tabela (PAPEZIK, op.cit.).

As principais diferenças são os conteúdos de K_2O e óxidos de ferro mais elevados nesses anortositos em comparação com o de Capivarita. Mesmo o anortosito a granada não apresenta variação nítida na composição química em relação aos demais anortositos do tipo maciço.

TAB. 3 - QUADRO DA COMPOSIÇÃO MODAL DO ANORTOSITO E ANFIBOLITO (CAPIVARITA)

112

Amostra	Pa	Py	Ho	Bi	Qz	Clo	Ser	Esf	Opacos	Ca	Esc ou Apat	Gran	Mc ou Epid
A-69-1	94,5	0,7(Diop)				2,15	1,1			0,3			
A-69-2(Anfib)	27,2	0,7(Diop)	60		9,8			0,8	0,6		0,9(Apat)		
A-69-3	89	3,6(Diop)	4,4			1,0		0,5	0,25	1,25	1,25		
A-69-4 +++++	84,5	1,0(Diop)			3,6	7,4						2,6	
A-69-5	96,6					2		0,2		0,5			0,3(Epid)+
A-69-6	91,7		1,8	0,2		1,8		0,5					0,3(Epid)
A-69-7 ++	96,5		0,94		0,43	1,0	0,15	0,23		0,4			
A-69-9	94,89	0,63(Diop)			0,71	1,61	0,76	1,05					0,13(Epid)
A-69-10(Anfib)	34,79	4,39(Diop)	56,08		4,57			0,10	0,07				
A-69-11	94,04				0,57	1,48	3,57	0,14					
A-69-12	98,06				0,13	0,94		0,18	0,10	0,59			
A-69-13	96,58				0,29	0,45	1,92	0,02		0,72			
A-69-14	89,46			0,29	1,53		8,72+++						
A-69-15	95,25	1,57(Diop)++++			0,84	1,80	0,08	0,45					
A-69-16	97,55		1,03		0,24	0,76	0,10	0,29	0,02				
A-69-17	97,76		1,01		0,03	0,57							0,39(Epid) 0,21(Mc)
A-69-18	96,26				0,57	2,24	0,35	0,15		0,35		0,07	
A +++++	93,05		4,35		0,36			0,03			0,23(Esc)	0,33	1,65(Epid)
B +++++	91,05		4,65		0,56		0,05		0,08		2,28(Esc)	0,76	0,58(Epid)
CAP-70-12	85				8-10	4-5							
CAP-70-28	90				5	3	0,5						

Apat - apatita

Bi - biotita

Ca - carbonato

Clo - clorita

Epid - epidoto

Esc - escapolita

Esf - esfeno

Gran - granada

Ho - hornblenda

Mc - microclínio

Pa - plagioclásio

Py - piroxênio

Qz - quartzo

Ser - sericita

+ - Aparecem alguns grãos de microclínio.

++ - Aparecem alguns grãos de microclínio, fluorita e goethita.

+++ - Inclui carbonatos.

++++ - Aparece hornblenda associada.

+++++ - Anortosito a granada.

Tab. 4 - ANÁLISE QUÍMICA DO ANORTOSITO E ANFIBOLITO DE CAPIVARITA

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	H ₂ O	TOTAL
A - 69 - 1	51,95	30,36	11,61	0,16	0,07	0,36	4,17	0,35	0,043	0,10	0,64	99,81
A - 69 - 2 ⁺	48,85	25,09	11,71	3,98	2,99	3,28	1,97	0,33	0,23	1,58	0,35	100,36
A - 69 - 3	51,08	29,24	11,77	0,73	0,85	0,81	4,22	0,35	0,057	0,14	0,53	99,78
A - 69 - 4 ⁺⁺	49,62	30,22	16,38	0,21	0,83	1,12	1,19	0,11	0,059	0,09	0,69	100,52
A - 69 - 5 ⁺⁺⁺	52,61	29,12	11,28	0,26	0,75	0,29	4,85	0,40	0,032	0,08	1,04	100,71
A - 69 - 6 ⁺⁺⁺	52,35	29,95	11,20	0,17	0,27	0,35	4,81	0,63	0,026	0,26	0,70	100,72
A - 69 - 7 ⁺⁺⁺	50,66	31,15	10,28	0,21	0,03	0,72	4,94	0,84	0,041	0,12	1,04	100,03
A - 69 - 8 ⁺⁺⁺	52,85	30,47	11,65	0,13	0,24	0,29	3,74	0,43	0,021	0,12	0,88	100,82
A - 69 - 9	52,23	29,13	12,21	0,18	0,16	0,49	4,12	0,42	0,020	0,11	1,10	100,17
A - 69 - 10 ⁺	49,63	21,37	12,20	4,81	3,60	3,41	2,26	0,43	0,24	1,23	0,38	99,56
A - 69 - 11	51,02	31,09	11,43	1,49	0,13	0,33	3,86	0,39	0,014	0,09	0,74	100,58
A - 69 - 12	52,70	29,73	11,85	0,21	0,16	0,48	4,13	0,45	0,022	0,13	0,66	100,52
A - 69 - 13	52,94	30,26	11,62	0,14	0,02	0,37	3,57	0,39	0,015	0,08	0,57	99,97
A - 69 - 14	52,66	30,61	11,28	0,10	tr	0,48	4,05	0,48	0,015	0,07	0,98	100,72
A - 69 - 15	53,62	29,90	11,37	0,10	tr	0,48	4,03	0,55	0,011	0,10	0,73	100,89
A - 69 - 16	52,56	31,40	11,14	0,12	tr	0,37	4,09	0,42	0,015	0,11	0,54	100,76
A - 69 - 17	53,60	29,12	11,17	0,18	tr	0,41	4,16	0,60	0,020	0,05	0,49	100,00
A - 69 - 18	52,11	29,99	11,73	0,21	0,27	0,48	3,91	0,33	0,013	0,10	0,60	99,78

+ Anfibolito ; ++ Diopside anortosito & granito ; +++ Diopside anortosito & granito & ilmenite.

Tab. 5 - COMPOSIÇÃO DE ANORTOSITOS DO TIPO MACIÇO
(Hietanen, 1963)

114

	Boehls Butte Idaho (1016)	Boehls Butte Idaho (1015)	Boehls Butte Idaho (611)
SiO ₂	52,70	50,54	53,47
Al ₂ O ₃	28,84	26,82	29,08
FeO	0,50	2,60	0,37
Fe ₂ O ₃	0,03	0,26	0,22
MgO	0,59	2,58	0,13
CaO	11,73	11,67	11,63
Na ₂ O	4,41	3,51	4,65
K ₂ O	0,28	0,40	0,06
MnO	0,01	0,04	0,01
TiO ₂	0,08	0,09	0,08
H ₂ O (+)	0,66	1,58	0,46
H ₂ O (-)	0,06	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04
1016 - Anortosito ao sul de Monumental Butte.			
1015 - Anortosito ao sul de Monumental Butte.			
611 - NorthFork of Clearwater River, 1/4 de milha SW de Larson Cabin .			

Tab. 6 - TABELA DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ANORTOSITOS

	Anortosito de Capivarita RS (Brasil)	Região de Sakeny e Zomandao Plagioclasitos (Boulanger, 1959)				Anortositos Tipo Maciço Madagascar (Boulanger, 1959)						Anortositos Tipo Maciço (Barth, 1933; Hietanen 1963)	
	Média 16 Am.	14	16	34	56	1	2	3	4	5	6	A.Egersund-Ogna Noruega	B.Boehls Butte Idaho (USA)
SiO ₂	52,16	39,30	46,04	46,66	44,30	52,30	54,64	52,80	51,50	50,58	49,69	53,43	47,06
Al ₂ O ₃	30,11	28,04	21,49	14,74	31,22	20,00	28,21	29,00	30,87	28,69	30,23	28,01	32,61
FeO	0,49	0,36	2,40	3,80	0,90	5,20	0,72	1,00	0,95	2,87	1,58	-	0,65
Fe ₂ O ₃	0,23	1,14	-	1,16	0,88	3,45	-	1,00	0,40	0,64	0,96	0,75	0,18
MgO	0,27	0,91	6,32	9,03	1,64	8,20	0,07	0,06	0,05	2,05	1,22	0,63	0,28
CaO	11,74	24,86	22,84	23,30	18,88	7,30	10,98	10,20	10,14	9,73	10,60	11,24	16,03
Na ₂ O	3,98	1,84	tr	0,16	0,33	2,00	4,44	4,40	3,74	2,57	3,45	4,85	1,97
K ₂ O	0,45	0,46	tr	0,34	0,68	0,90	0,80	1,20	1,30	0,62	0,72	0,96	0,29
MnO	0,027	-	0,05	0,12	0,03	0,15	0,05	0,03	0,02	tr	tr	-	0,01
TiO ₂	0,109	0,86	tr	0,31	tr	0,52	tr	0,28	0,18	0,85	0,52	-	0,05
H ₂ O(+)	0,74	0,74	0,44	0,43	0,55	0,15	0,17	0,25	0,30	0,50	0,40	-	1,00
H ₂ O(-)	-	0,21	0,24	0,17	0,14	0,20	0,35	0,15	0,07	0,09	0,07	-	0,07
P ₂ O ₅	-	0,58	0,39	0,05	0,07	0,03	tr	0,04	0,07	0,57	0,34	-	-

- 1 - Leuconorito, fácies de bordo do maciço de Ankafotia (Madagascar).
 2 - Anortosito a labradorita, fácies central do maciço de Ankafotia (Madagascar).
 3 - Anortosito a granada (Routivarito), fácies de bordo do maciço de Ankafotia (Madagascar).
 4 - Anortosito a labradorita, fácies central do maciço de Ankafotia (Madagascar).
 5 - Anortosito a fácies charnoquítica - Maciço de La Mananbany (Madagascar).

- 6 - Anortosito a fácies charnoquítica - Maciço de Saririaky (Madagascar).
 A - Anortosito a labradorita.
 B - Gabro-anortosito - Boehls Butte, Idaho (USA), (9 milhas da junção a Stocking Meadon Lookout).
 14 - Plagioclasito Wernerítico hololeucocrático.
 26 - Plagioclasito leucocrático a piroxênio.
 34 - Plagioclasito leucocrático piroxênico.
 56 - Sakenito leucocrático de Sakeny.

Se for feita a comparação da composição do Anortosito de Capivarita com a dos plagioclásitos (anortositos tipo sakenito), observam-se variações conspícuas na composição química (concentração de SiO_2 e de CaO , principalmente).

Em relação aos maciços anortosíticos do tipo estratiforme (Vangoa e Telomita, Madagascar), também não são observadas variações nítidas de composição (tab. nº 2).

As amostras A-69-02 e A-69-10 são orto-anfibolitos, apresentando composição mais ferromagnésiana, com a consequente redução nas concentrações de SiO_2 e Al_2O_3 e aumento em TiO_2 e FeO .

Utilizando as análises químicas de 16 amostras de anortosito e aplicando os parâmetros de DE LA ROCHE (op.cit.), observa-se que o Anortosito de Capivarita se situa no campo geral dos anortositos, mas deslocado para o extremo mais calco-sódico (fig. nº 10). É interessante salientar que o Anortosito de Capivarita não se situa na área com parâmetros $[K - (Na + Ca)]$ maior que -300, indicando ou que K_2O é muito baixo (anti-perfita inexistente) ou que $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ é muito elevado.

As amostras A-69-03, 04, 05 se caracterizam pelos baixos parâmetros $[K - (Na + Ca)]$. As amostras A-69-08 e 16 (especialmente a última) apresentam baixos parâmetros $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$ e as amostras A-69-12 e 18 têm esse parâmetro mais elevado. Em termos gerais, o Anortosito de Capivarita é mais calco-sódico que a média dos anortositos do tipo maciço (Canadá, Noruega, Madagascar), mas menos que os sakenitos (plagioclásitos). A composição dos plagioclásios puros, a e b, labradorita (An_{50}) e labradorita-bytownita (An_{70}) não se afasta muito dos parâmetros do Anortosito de Capivarita.

Quanto aos parâmetros $[K - (Na + Ca)]$ e $[Fe + Mg + Ti]$ associados (fig. nº 5 e 6), o anortosito apresenta $[Fe + Mg + Ti]$ inferior a 100, situando-se no primeiro grupo (leucocrático). A variação de composição, no caso, se associa a diferenças em $[K - (Na + Ca)]$.

5.2.7 COMPOSIÇÃO NORMATIVA DO ANORTOSITO

Para o cálculo normativo do Anortosito de Capivarita, foi usado o método C.I.P.U., modificado por NIGGLI (UEDEPOHL, 1970) para mesonormas. Na tabela nº 7, são apresentadas as composições normativas para 16 amostras do anortosito, as quais são bastante similares. A soma albita e anortita normativas é em torno de 90%, raramente inferior, mas nunca menor que 80%. Para a média de 9 análises de anortositos do mundo (NÖCKOLDS, 1964), a soma normativa foi de 85,2% ($\text{Ab} + \text{An}$). O ortoclásio normativo atinge, no máximo, 3,2%, enquanto que na análise média mencionada acima atinge 6,7%, ratificando o caráter pouco potássico do Anortosito de Capivarita.

O quartzo normativo é um pouco elevado. Na amostra A-69-04, a gros

TAB.7 - COMPOSIÇÃO NORMATIVA DO ANORTOSITO DE CAPIVARITA

Amostra	Ilm	Or	Ab	An	Hem	Diop	Wo	Qz	Hi ou Ol	Co	Ca	En	Mt	Ap
A-69-1	0,13	1,36	36,5	57,7	0,16	1,76	1,4	1,07						
A-69-3	0,19	1,93	33,8	52,4	0,67	6,2	1,4	3,4						
A-69-4 ⁺	0,12	0,83	10,8	70,7	0,63	4,60	5,2	7,2 ⁺						
A-69-5	0,11	0,80	37,5	52,5	0,59	2,2	1,9	4,4						
A-69-6	0,35	2,1	36,1	54,1	0,33	1,3	2,4	3,3						
A-69-7	0,16	3,2	36,6	52,5	0,26	2,4		4,9	0,17(Hip)					
A-69-8	0,16	1,9	30,8	60,4	0,21			4,8	0,34(Hip)	1,5				
A-69-9	0,16	2,2	37,7	56,5	0,13				0,68	1,9	0,9			
A-69-11	0,12	1,9	31,3	57,4	0,16	5,6		2,8	0,80(Hip)					
A-69-12	0,18	2,1	30,7	56,5	0,22			8,1	0,60(Hip)	1,6				
A-69-13	0,12	1,9	33,1	58,4	0,12			5,0	0,44(Hip)	0,95				
A-69-14	0,1	2,2	29,9	58,7		5,0		3,7	0,40(Hip)					
A-69-15	0,14	2,2	30,8	60,8	0,11			3,1	1,6 (Hip)	1,2				
A-69-16	0,16	2,3	33,4	62,2	0,13			0,99	0,41(Hip)	0,46				
A-69-17	0,07	2,4	31,8	63,4	0,14			0,61	0,54(Hip)	1,09				
A-69-18	0,13	1,4	28,5	59,5	0,19			8,13	0,58(Hip)	1,67				
Anort ++	0,9	6,7	39,3	45,9			0,3	1,4	1,2 (Hip)			2,1	0,9	0,3

+ - Na amostra A-69-4 aparece granada, que não foi computada na composição normativa, explicando o grande excesso de quartzo normativo.

++ - Média de 9 análises (Nockolds, 1964)

Ab - albita	Ca - calcita	En - enstatita	Ilm - ilmenita	Ort - ortoclásio
An - anortita	Co - coríndon	Hem - hematita	Mt - magnetita	Qz - quartzo
Ap - apatita	Diop - diopsídio	Hip - hiperstênio	Ol - olivina	Wo - wolastonita

sulária não é computada na norma, explicando o excesso de quartzo normativo.

Ainda cumpre salientar a presença de minerais normativos não ocorrentes na rocha (wollastonita, hiperstênio e coríndon). A hematita poderá estar associada à ilmenita, em geral presente.

A composição normativa do anortosito estudado é similar a de anortositos de Madagascar - três do tipo maciço (2,3 e 4) e dois do tipo estratiforme (8 e 9) e oito anortositos do Canadá, tipo maciço (Tab. nº 8)

Se compararmos a composição normativa do anortosito com a composição modal (Tabs. nº 3 e 7), observa-se que os teores de plagioclásio não diferem apreciavelmente, atendendo às diferenças de métodos. As diferenças maiores estão nos piroxênios normativos, que são sempre mais elevados e nos minerais incluídos na composição modal que não fazem parte da composição normativa (hornblenda, biotita, clorita, esfeno, escapolita e granada).

Diagramas triangulares mostram variações composicionais nítidas nos anortositos. O diagrama triangular[Ca-Na-Fe] (Fig. nº 10) mostra concentrações de valores próximo ao lado Na-Ca (45-70% An) e a aproximação do vértice Fe com o aumento do caráter máfico. Na figura nº 11, são locados o Anortosito e o Anfibolito de Capivarita, observando-se a diferença nítida de composição.

No diagrama ortoclásio-albita-anortita normativa (Fig. nº 12), os valores se concentram no lado Ab-An, observando-se a amostra A-69-04 ocupando posição isolada (bytownita anortosito).

No diagrama geral (Fig. nº 13), quartzo-máficos-feldspatos, os anortositos se concentram no polo F, sendo ainda a amostra A-69-04 a mais afastada.

AMARAL (1967) apresentou programa em Fortran para o cálculo da norma e dos valores de NIGGLI. O programa foi aplicado ao Anortosito e Anfibolito de Capivarita, obtendo-se os resultados constantes da tabela nº 9. Os valores de Niggli do anortosito não diferem muito dos de uma labradorita pura (NIGGLI, 1954, p. 21).

5.2.8 ESTUDO DO PLAGIOCLÁSIO

5.2.8.1 - Difração de raios X: A determinação da composição dos plagioclásios por raios X foi investigada por SMITH & YODER (1956), SMITH (1956), SMITH & GAY (1958), JACKSON (1961), KLEEMAN & NESBITT (1967), DESBOROUGH & CAMERON (1968).

SMITH & YODER (1956) analisaram plagioclásios naturais e sintetizados a seco e hidrotermalmente, medindo a separação angular das reflexões 131 e 131 desses plagioclásios. Segundo os autores, as curvas relacionando a separação angular com a composição foram distintas para os plagioclásios de intrusões máficas e estratiformes e os sintetizados a seco (na ausência de água);

Fig. nº 10 - Diagrama triangular {Na - Ca - Fe} de anortositos de diversas áreas do mundo.

Fig. nº 11 - Diagrama triangular (Na - Ca - Fe) do Anortosito e Anfibolito de Capivarita.

TRIÂNGULO ORTOCLÁSIO - ALBITA - ANORTITA NORMATIVOS
(ANORTOSITO DE CAPIVARITA)

Fig. nº 12 - Triângulo Ortoclásio - Albita - Anortita Normativos (Anortosito de Capivarita).

Fig. nº 13 - Triângulo Quartzo - Máficos - Feldspatos Normativos (Anortosito de Capivarita).

A - Madagascar. (Boulanger, 1959)

Am.	Ilm	Or	Ab	An	Hem	Diop	Wo	Qz	Hip	Co	Ca	En
2	-	5,0	37,73	54,21	-	-	0,12	0,72	1,32	-	-	0,20
3	0,46	7,23	37,20	50,60	-	-	-	0,72	0,76	1,43	-	0,10
4	0,46	7,78	31,44	50,32	-	-	-	2,46	1,45	4,39	-	0,10
8	-	2,78	30,39	59,21	-	-	-	4,08	0,26	0,20	-	0,80
9	0,30	2,78	15,72	56,16	-	-	-	11,88	1,98	8,47	-	0,60

2 - Anortosito labradorítico (Ankafotia - Fácies central).

3 - Anortosito a granada (Routivarito - Ankafotia - Fácies de bordo).

4 - Anortosito a labradorita (Fácies central do Maciço de Ankafotia).

8 - Anortosito a labradorita (Ponte de Telomita, SE de Miandravazo).

9 - Anortosito a bytownita (Fácies periférica do Complexo gábrico de Vangoa (NE de Miandrivazo)

B - Canadá (Papezik, 1965)

Amostra	Ol	Ne	Feldsp	Cor	Qz	Px	Minérios	Ap	Ca
5R	-	-	91,95	-	2,46	4,50	1,04	0,05	-
35R	-	-	90,80	0,34	2,01	3,30	2,05	0,05	1,42
44R	-	-	88,40	-	1,36	8,90	1,29	0,05	-
59A-R	-	-	91,25	2,85	2,10	2,08	0,21	0,05	1,46
63R	-	-	84,52	-	2,62	9,04	1,13	0,05	2,64
68R	2,92	2,94	88,32	-	-	4,10	1,51	0,21	-

5R - Anortosito, gnáissico (Fácies Chertsey).

35R - Anortosito, com manchas verdes.

44R - Gabro-anortosito, com alguma biotita (Fácies Chertsey).

59A-R - Anortosito branco, granular.

63R - Gabro-anortosito, granulação grossa - Tipo Marcy.

68R - Anortosito - Tipo Whiteface - com granada e alguma hornblenda.

Ab - albita

An - anortita

Ap - apatita

Ca - calcita

Co - coríndon

Diop - diopsídio

En - enstatita

Feldsp - feldspato

Hem - hematita

Hip - hiperstênio

Ilm - ilmenita

Ne - nefelina

Ol - olivina

Or - ortoclásio

Px - piroxênio

Qz - quartzo

Wo - wollastonita

TAB. Nº9 A COMPOSIÇÃO NORMATIVA E OS NÚMEROS DE NÍQUEL PARA AS AMOSTRAS DO ANORTOSITO E ANFIBÓLITO DE CAPIVARIANA
(CALCULADOS POR COMPUTADOR)

(CALCULADOS POR COMPUTADOR)																															
TAB. Nº9	A COMPOSIÇÃO NORMATIVA E OS NÚMEROS DE NIGGLI PARA AS AMOSIAS DO PERL																														
	Qz	Or	Ab	An	Di	En	Hi	En	Fe	Ne	Lc	Kf	Wo	Ca	Ol	Ac	Co	Zr	Ilm	Mag	Hen	si	tl	al	fm	c	al k	k	mg	qz	
Amostra	1,13	1,37	36,50	57,70	-	-	0,68	-	-	-	-	-	2,29	-	-	-	-	-	-	0,13	0,23	-	149,28	0,21	47,25	1,97	39,10	11,68	0,04	0,33	2,56
A-69-01	12,02	1,52	18,08	30,51	-	-	16,32	-	-	-	-	-	15,34	-	-	-	-	-	-	1,71	4,49	-	138,91	2,30	21,61	36,21	36,91	5,25	0,08	0,45	17,89
A-69-02	3,65	1,93	33,80	52,40	-	-	2,38	-	-	-	-	-	4,59	-	-	-	-	-	-	0,19	0,99	-	151,54	0,29	43,00	6,98	39,10	10,93	0,05	0,44	7,82
A-69-03	7,52	0,83	10,79	70,73	-	-	1,56	0,58	0,98	-	-	-	7,49	-	-	-	-	-	-	0,12	0,94	-	130,87	0,17	42,35	4,94	49,49	3,21	0,07	-	18,02
A-69-04	4,62	0,80	37,56	52,51	-	0,70	-	-	-	-	-	-	2,94	-	-	-	-	-	-	0,11	0,49	0,27	161,15	0,17	45,79	3,72	38,24	12,25	0,02	0,30	12,14
A-69-05	3,32	2,15	36,14	54,08	-	0,45	-	-	-	-	-	-	3,09	-	-	-	-	-	-	0,35	0,26	0,16	157,00	0,55	46,26	2,59	39,05	12,09	0,06	0,27	8,62
A-69-06	4,84	3,19	36,56	52,49	-	-	1,18	-	0,63	-	-	-	1,18	-	-	-	-	-	-	0,16	0,40	-	166,22	0,26	47,29	3,49	36,23	12,99	0,08	0,26	14,26
A-69-07	28,70	1,86	30,77	60,46	-	-	0,43	0,34	0,09	-	-	-	-	-	-	-	1,51	-	-	0,16	0,31	-	151,21	0,25	50,23	1,89	37,71	10,17	0,06	0,28	10,52
A-69-08	22,14	2,12	37,72	61,00	-	-	0,90	0,51	0,39	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-	0,26	0,19	-	140,16	0,39	48,89	2,33	36,79	12,01	0,05	0,33	-7,88
A-69-09	-	-	-	-	6,10	-12,32	-	-	10,87	5,72	38,32	0,74	-	-	10,14	9,65	-	-	-	1,37	-	-	84,02	1,61	15,30	26,90	23,00	34,88	0,01	0,48	-96,70
A-69-10	2,04	1,89	31,30	57,40	-	-	4,23	4,01	0,22	-	-	-	2,79	-	-	-	-	-	-	0,12	0,23	-	144,98	0,18	44,30	7,21	38,55	9,94	0,06	0,83	5,24
A-69-11	30,21	2,08	30,75	56,47	-	-	0,93	0,58	0,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,18	0,33	-	163,26	0,30	49,89	2,87	36,61	10,64	0,06	0,33	20,69
A-69-12	27,97	1,88	33,11	58,45	-	-	0,75	0,40	0,35	-	-	-	-	-	-	-	1,63	-	-	0,11	0,18	-	156,82	0,18	49,77	1,95	37,16	11,12	0,05	0,32	12,33
A-69-13	4,51	2,28	30,23	59,40	-	-	0,91	0,27	0,64	-	-	-	-	-	-	-	0,93	-	-	0,10	-	-	154,48	0,15	47,21	1,57	41,07	10,14	0,07	0,27	13,91
A-69-14	27,33	2,29	31,19	61,56	-	-	0,76	0,27	0,48	-	-	-	2,57	-	-	-	-	-	-	0,14	0,18	-	146,92	0,21	49,95	1,92	37,84	10,29	0,07	0,22	5,75
A-69-15	25,51	2,26	33,40	66,23	-	-	0,67	0,35	0,32	-	-	-	-	-	-	-	1,19	-	-	0,16	0,19	-	143,79	0,25	49,43	1,84	37,87	10,85	0,06	0,29	0,37
A-69-16	25,50	2,38	31,80	63,45	-	-	0,91	0,49	0,42	-	-	-	-	-	-	-	0,46	-	-	0,07	0,21	-	138,92	0,10	49,76	2,07	37,94	10,22	0,07	0,35	-1,96
A-69-17	31,47	1,30	28,45	59,56	-	-	0,95	0,56	0,39	-	-	-	-	-	-	-	1,07	-	-	0,13	0,28	-	158,44	0,21	50,02	2,62	37,89	9,47	0,04	0,34	20,57
A-69-18																															

os plagioclásios de rochas hipabissais e aqueles sintetizados hidrotermalmente são intermediários entre as duas séries. Outros plagioclásios naturais não são representados por quaisquer das duas curvas. Tais diferenças estariam relacionadas com a história térmica dos plagioclásios. Os que se resfriam rapidamente foram denominados de plagioclásios do tipo Bushweld. Amostras do Anortosito de Adirondack, estudadas por esses autores, mostraram valores mais baixos para a separação das reflexões 131 e 131 que os plagioclásios mencionados acima.

SMITH & GAY (1958) introduziram o parâmetro Γ , definido como igual a $2\theta (131) + 2\theta (220) - 4\theta (1\bar{3}1)$. Esse parâmetro é dependente do ângulo χ^* (retículo recíproco) que é sensível a mudanças de composição. Contudo, χ^* é relacionado com o estado estrutural dos plagioclásios, de modo que somente pode ser usado como medida composicional desde que a história térmica do plagioclásio seja conhecida.

JACKSON (1961) determinou a composição de 12 plagioclásios analisados das zonas basal e ultramáfica do Complexo de Stillwater (Montana, USA), através de curva que relaciona Γ contra o conteúdo de anortita. A curva resultante foi linear no intervalo pesquisado, com limites de confiança muito satisfatórios (de $\pm 2,1$ ou $\pm 2,4\%$ de An) embora válida apenas para o ambiente em estudo.

Fig. Nº 14 - Curva de Kleeman & Nesbit (Γ versus % de anortita)

KLEEMAN & NESBITT (1967) determinaram a composição dos plagioclásios por difração de raios X, usando o parâmetro Γ , definido por SMITH & GAY (op.cit.), também locado contra o teor de anortita. Foram estudadas amostras da intrusão Mount Davies (gabro com cerca de 4200 m de espessura, com diferenciação e conseqüente variação na mineralogia e composição química), sendo todos com idêntica história geológica. Usando uma equação de regressão de segunda ordem ($\%An = 64,7 - 29,7\Gamma + 33,25\Gamma^2$), foi determinada a curva de composição, deslocada das curvas apresentadas por SMITH & YODER (1956) e SMITH & GAY (1958). A explicação dada é que Γ deve ser calibrado para cada assembleia de plagioclásios (Fig. nº 14).

DESBOROUGH & CAMERON (1968) aplicaram estudo similar aos anteriores na parte inferior do Complexo Bushveld do leste, determinando uma curva revisada para essa área, modificada em relação às anteriores, principalmente pela realização de análise com microsonda eletrônica. Além de ser medido o parâmetro Γ , foi também determinado o parâmetro β ($\beta = 2\theta(1T1) - 2\theta(20T)$). Segundo esses autores, essa curva é aplicável a plagioclásios de outros complexos máficos estratiformes que foram resfriados lentamente e que contenham plagioclásio de baixo teor de potássio, com composição An_{65-80} e de baixo estado estrutural (ou ordenado). A precisão de Γ é de $\pm 0,02$ e a composição do plagioclásio é de $\pm 1,5\% An$. O parâmetro β foi também estudado, mas a variação de β com a composição não é suficiente para que permita uma determinação precisa da mesma.

A equação usada por DESBOROUGH & CAMERON (op.cit.) foi:

$$\%An = \frac{\Gamma 2\theta + 0,73}{0,0242}$$

correspondente à curva usada pelos mesmos autores (Fig. nº 15).

A curva usada pelo autor deste trabalho para estudar os plagioclásios do Anortosito de Capivarita foi a de DESBOROUGH & CAMERON, usando o gráfico ou extrapolando a curva para valores inferiores pelo uso da respectiva equação. Os resultados obtidos por esse método se mostraram mais relacionados com as demais técnicas (índices de refração, platina universal) que o método de KLEEMAN & NESBITT, o qual é somente válido para An_{62-87} . Com esse último método, os resultados da composição do plagioclásio apresentam teores elevados, se An for inferior a 60%, mas há coincidência com o método de DESBOROUGH & CAMERON se os conteúdos de An forem maiores que 60% (Figs. nº 14 e 15).

Ainda o uso da curva clássica de SMITH & GAY, quando aplicada ao Anortosito de Capivarita, leva a resultados elevados.

A aplicabilidade da curva utilizada para os plagioclásios dos piroxenitos, anortositos, gabros, noritos de Bushveld, para os plagioclásios do Anortosito de Capivarita foi possível como resultante das seguintes condições:

1. Os plagioclásios do anortosito cristalizados a grande profundidade tiveram resfriamento muito lento;

Fig. Nº 15 - Curva de Desborough & Cameron (1968) (I versus % de anortita)

2. Os plagioclásios são de baixo estado estrutural;
3. O conteúdo de potássio nos plagioclásios é baixo;
4. C. metamorfismo posterior que transformou gabros associados em anfibolitos, parece não ter exercido grande influência na história térmica dos plagioclásios.

A técnica de preparação de amostra foi a seguinte: a rocha anortositica foi moída à granulometria inferior 0,044 mm; posteriormente, foi misturada durante uma hora em homogeneizador automático e preparada a sua montagem em suporte de alumínio para ser levada ao difratômetro. A velocidade do goniômetro foi 1/4 °2θ por minuto; a velocidade da carta foi de 1'' por minuto, de

Amostra	Teores de anortita						
A - 69 - 1	52,1	54,7	54,5	55,0	54,2	54,2	54,4
	57,8 §	57,6 §	56,4 §				
A - 69 - 3	50,4	50,4	52,7	52,1	49,6	52,0	52,1
	50,0	51,6					
A - 69 - 4	84,1	85,9	85,4	86,7	87,0	85,5	
A - 69 - 5	51,5	49,8	51,7	51,7	50,1	49,8	51,7
	52,2	49,8	51,3	49,0			
A - 69 - 6	50,4	51,7	47,7 §	53,5 §	49,2	50,2	50,4
	50,9	49,1	50,2	52,5	52,6		
A - 69 - 7	52,7	52,2	50,0	50,5	52,7	52,3	
A - 69 - 8	54,6 §	51,4	54,2 §	51,8	51,1	52,3	54,4 §
	52,4	53,1	53,1	51,0	51,1		
A - 69 - 9	59,9	59,7	58,3	57,7	59,9	57,6	
A - 69 - 11	53,8	53,4	52,3	53,0	50,8	53,7	53,9
	52,2	53,7	56,6	55,0	54,3		
A - 69 - 12	51,2	55,2	56,9	57,0	55,2	53,1	
A - 69 - 13	50,0 §	59,7	58,8	58,8	57,8	56,1	59,2
	60,7	60,4	57,7				
A - 69 - 14	58,8	62,5	60,0	59,3	61,4	60,5	60,0
	61,1	58,9	60,7	61,6	62,7	59,5	62,2
	62,0						
A - 69 - 15	54,8	53,2	54,5	54,8	53,9		
A - 69 - 16	55,4	55,0	53,3	52,7	53,4	53,6	53,8
	55,9	55,6	55,8	52,3	53,8		
A - 69 - 17	54,5	53,9	52,4	51,2	52,7	55,4	
A - 69 - 18	53,8	54,6	56,4	54,0	53,9	53,0	53,7

§ - Valores que se afastam da média.

terminando-se cada amostra por, no mínimo, 5 montagens. As reflexões 220, 131 e 131 foram medidas com a precisão de $\pm 0,005^\circ 2\theta$, tomando-se como valor representativo do pico a metade da linha que passa à altura de 0,6 a 0,8 (mais comumente o primeiro valor) unidades acima do background, onde o pico é aproximadamente simétrico. As diferenças entre essas distâncias são usadas para calcular Γ . A precisão de medida de Γ é da ordem de $\pm 0,02^\circ 2\theta$ a $0,03^\circ 2\theta$.

À tabela nº 10, vê-se a composição dos plagioclásios do Anortosito de Capivarita determinada por difratometria de raios X. As figuras nº 16 e 17 mostram difratogramas do plagioclásio, juntamente com os cálculos de sua composição.

5.2.8.2 - Análise química: Os plagioclásios do anortosito foram isolados por moagem da rocha, peneiração e separação dos grãos com a máxima pureza possível. A análise química dos plagioclásios foi feita, determinando-se o CaO por volumetria (EDTA), Na₂O e K₂O por fotometria de chama (Tab. nº 11). A impurificação pelas inclusões é impossível eliminar, utilizando análises químicas ou espectroquímicas; seria possível fazê-lo apenas com a microsonda eletrônica.

Tab. 11 - Análise química de cálcio, sódio e potássio, com cálculo da percentagem de anortita a partir dessa análise

Amostra	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	% Anortita*
A-69-01	11,90	0,59	4,64	56,7
A-69-03	12,04	0,58	4,74	56,7
A-69-04	17,20	0,20	1,62	84,5
A-69-05	10,58	0,54	5,58	49,6
A-69-06	10,23	0,59	5,34	49,7
A-69-07	10,30	0,83	5,43	48,8
A-69-08	9,90	0,46	4,97	50,8
A-69-09	12,28	0,89	4,64	56,5
A-69-11	10,57	0,46	4,75	53,6
A-69-12	11,9	0,50	5,00	55,3
A-69-13	12,11	0,33	4,22	60,1
A-69-14	11,55	0,37	4,80	55,9
A-69-15	11,07	0,58	4,78	54,2
A-69-16	12,98	0,45	4,56	59,6
A-69-17	12,19	0,69	4,64	56,9
A-69-18	10,79	0,35	4,28	57,0

$$* \%An = \frac{[Ca]}{[Ca]+[Na]+[K]}$$

[] = milimóis

Fig. Nº 16 - Determinação do conteúdo de anortita das amostras A-69-01 e A-69-04 por difração de raios X (equação de Desborough & Cameron)

Fig. Nº 17 - Determinação do conteúdo de anortita das amostras A-69-07 e A-69-18 por difração de raios X (equação de Desborough & Cameron)

A partir das concentrações de Ca, Na e K, em milimóis, pôde ser calculada a percentagem de anortita no plagioclásio. Os teores de estrôncio e bário não foram computados em consequência das pequenas quantidades desses elementos.

Com os dados de análise química e os valores de Γ determinados, pode ser construída uma curva de regressão para os plagioclásios do anortosito, pela qual se poderia conhecer a composição de plagioclásios de história térmica similar ou de outras amostras da mesma rocha da área. Para a construção da curva foi tomada a média dos valores, valor mínimo 3 (mas em geral superior a 8), de Γ . A curva de regressão calculada é representada pela equação:

$$\text{An\%} = \frac{\Gamma + 0,635}{0,0223}$$

Fig. Nº 18 - Curva Γ versus % de anortita para os plagio

O coeficiente de correlação r é igual a 0,926 e o desvio padrão s é 0,0743 . Na figura nº 18, é apresentada a curva representativa da equação com os intervalos de $\pm 1s$ e $\pm 2s$.

5.2.8.3 - Determinação do plagioclásio pelo índice de refração

5.2.8.3.1 - Índice de refração dos grãos de clivagem: Grãos de plagioclásio foram isolados do anortosito e foi tentada a determinação do índice de refração mínimo α' , em grãos de clivagem, também com a finalidade de determinar a composição do plagioclásio (MORSE, 1968).

TSUBOI (1934) estabeleceu uma carta de dispersão para determinação do plagioclásio baseada na curva de determinação de grãos de clivagem α' 001. SMITH (1958) observou que os dados anormais apresentados por TSUBOI (op cit.) eram causados por índices de refração anormais e não orientações anormais. Ainda, o mesmo autor chama a atenção que α' permite estimar a composição do plagioclásio, independente do estado estrutural, exceto na região sódica. As curvas de TSUBOI e de SMITH são apresentadas na figura nº 19. Neste

Fig. Nº 19 - Índice de refração do plagioclásio α' (001) versus % de anortita para os plagioclásios de Capivarita, (Curvas de Tsuboi & Smith, citadas em Morse, 1968)

trabalho, o autor determinou os índices de refração dos plagioclásios do anortosito, também usando grãos de clivagem e o método de imersão. O índice do líquido foi medido em refratômetro Abbe, usando lâmpada de sódio, com precisão de mais ou menos 0,001.

Os dados de índice de refração α' 001 são apresentados na tabela nº 12 e para a determinação foi usada a curva que relaciona α' 001 com o conteúdo de anortita (fig. nº 19).

Tab. 12 - Composições de plagioclásios (Anortosito de Capivarita) a partir do índice de refração n_c' , medido em secções (001).

Amostra	Índice	% de Anortita*
A-69-01	1,5540	54
A-69-03	1,5541	54
A-69-04	1,5682	82,5
A-69-05	1,5563	58
A-69-06	1,5532	53
A-69-07	1,5529	52
A-69-08	1,5535	53,5
A-69-09	1,5545	55,5
A-69-11	1,5550	56
A-69-12	1,5548	55,8
A-69-13	1,5556	57
A-69-14	1,5560	58
A-69-15	1,5556	57
A-69-16	1,5540	54
A-69-17	1,5527	51,5
A-69-18	1,5545	55,5

*Com uso da curva n_c' real.

5.2.8.3.2 - Índice de refração do vidro de plagioclásio: FOSTER(.. 1955), relacionou a composição do vidro obtido do plagioclásio com a composição deste último. Foi usado neste trabalho método similar ao de FOSTER (op. cit.) em que o plagioclásio é fundido em envólucro de platina e é resfriado rapidamente (quenching), formando vidro. O índice de refração do vidro é determinado por imersão em líquidos de índices conhecidos. A tabela nº 13 reproduz os índices de refração do vidro obtidos a partir dos plagioclásios de amostras do Anortosito de Capivarita e o conteúdo de anortita dos mesmos. Os dados são baseados na curva de LARSEN (1909) que é reproduzida com as curvas de KENNEDY (1947) na figura nº 20.

Segundo FOSTER (op.cit.), o índice de refração do vidro é medido com precisão de $\pm 0,001$ e o conteúdo de anortita com uma exatidão de $\pm 0,5\%$. As vantagens deste método são: independe da orientação do grão, zonação e des

Fig. Nº 20 - Curva relacionando Índice de refração do vidro obtido por fusão do plagioclásio e sua composição (Curva de Larsen); Índices de refração do plagioclásio e composição do mesmo (Curvas de Kennedy), (Foster, 1955)

mescla não influem e é pouco afetado pela presença de ortoclásio. As limitações são as impurezas e inclusões dos plagioclásios que influem no índice de refração, modificando-o. A história térmica do vidro poderia influir, mas como se trata de vidro resfriado bruscamente e não sujeito a têmpera, essa influência não parece ser grande. Os valores, em geral mais baixos, devem ser atribuídos a inclusões, as quais baixam o índice de refração do vidro.

Ao analisar-se a tabela nº 14, observa-se que as determinações das concentrações de anortita pelos diversos métodos apresentam valores não altamente concordantes. Há uma lacuna nesse estudo comparativo que é a não determinação analítica do conteúdo de anortita pela microsonda eletrônica (electron probe), que possibilitaria a análise de grãos isolados de plagioclásio, enquanto o método químico comum não elimina a influência de inclusões ou impurezas nos plagioclásios isolados na lupa.

Dos métodos de difração de raios X, o de DESBOROUGH & CAMERON apresenta resultados mais baixos que o de KLEEMAN & NESBITT.

Dos métodos de uso do índice de refração, o método da determinação de α' parece ser mais consistente que aquele de uso do índice do vidro. Há concordância entre o método do índice α' com o de DESBOROUGH & CAMERON e com aquele de determinação de anortita por análise química.

O método da platina universal apresenta valores um pouco elevados (Tab. nº 15).

Na tabela nº 16 são comparados os conteúdos de anortita normativa e de anortita por determinação ótica do Anortosito de Capivarita, observando

Tab.14 - Comparação dos Diversos Métodos de Determinação de Plagioclásios

Amostra	Difração de raios X (Desborough & Cameron)	Difração de raios X (Kleeman & Nesbitt) (apenas algumas amostras)	Análise Química + (% mol = $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}}$)	Microscopia Platina Universal	Índice de Refração	
					α	n (vidro)
A-69-01	55,1	58,6	56,7	58,3	54,0	53,0
A-69-03	51,2	58,1	56,7	54,8	54,0	51,0
A-69-04	85,8	85,7	84,5	77,1	82,5	79,0
A-69-05	50,8	-	49,6	56,5	58,0	57,5
A-69-06	50,7	58,3	49,7	56,7	53,0	51,5
A-69-07	51,7	58,1	48,8	54,3	52,0	50,5
A-69-08	52,5	-	50,8	-	53,5	54,2
A-69-09	58,9	59,5	56,5	58,5	55,5	57,5
A-69-11	53,6	58,6	53,6	57,7	56,0	54,2
A-69-12	54,8	58,7	55,3	57,3	55,8	48,5?
A-69-13	57,9	-	60,1	57,5	57,0	50,5
A-69-14	60,7	61,1	55,9	59,0	58,0	56,0
A-69-15	54,2	58,6	54,2	58,6	57,0	50,5
A-69-16	54,2	58,6	59,6	57,9	54,0	50,5
A-69-17	53,4	59,5	56,9	61,9	51,5	48,5?
A-69-18	54,2	60,9	57,0	60,2	55,5	51,0

+ Sr e Ba foram determinados mas não computados, em consequência da baixa concentração

- Não determinados

(Métodos de Köhler e Fedorov)

Amostra (Anortositos)	%An	Média
A-69-01	59-59-57-60 58-58-57-56-60	58,7 (macla albíta) 57,8 (macla periclino-aclino)
A-69-03	53-53-53-53 54-54-54 56-58-57	53,0 (macla albíta) 54,0 (macla albíta) 57,3 (macla albíta)
A-69-04	70-70-70-70-70 69-69-69-69-72-73	70,0 (macla albíta/ala) 70,4 (macla albíta/ala)
A-69-05	57-58-56-57-56 58-57-55-55	56,8 (macla albíta) 56,2 (macla albíta)
A-69-06	58-58-57-60 55-51-58-57-55	57,3 (macla albíta) 55,2 (macla periclino-aclino)
A-69-07	53-50-53-50-54-53-56 57-55-55-55-55-57-56	52,7 (macla periclino-aclino) 55,7 (macla periclino-aclino)
A-69-09	58-58-57-53 58-58-60-57-58-62-58	56,5 (macla albíta) 58,7 (macla periclino-aclino)
A-69-11	60-58-57-57 60-57-57	58,0 (macla albíta) 58,0 (macla albíta)
A-69-12	59-58-56-58 58-58-56-56	57,7 (macla albíta) 57,0 (macla albíta)
A-69-13	58-57-56-60 57-57-58	57,7 (macla albíta) 57,3 (macla albíta)
A-69-14	58-58-58 61-60-60-60	58,0 (macla albíta) 60,2 (macla albíta)
A-69-15	59-59-58 59-60-58-58-58	58,6 (macla albíta) 58,6 (macla albíta)
A-69-16	60-58-57-57-57 58-58-54-56-64	57,8 (macla periclino-aclino) 58,0 (macla albíta)
A-69-17	63-61-62-63 62-61-62-63-60	62,2 (macla albíta) 61,6 (macla albíta)
A-69-18	62-59-62-61-59 60-60-60-59-59	60,6 (macla periclino-aclino) 59,6 (macla periclino-aclino)
A	78-80-81-81 79-79-79	80,0 (macla albíta) 79,0 (macla albíta)
B	72-80-80-74-84 78-78-78	78,0 (macla periclino-aclino) 78,0 (macla periclino-aclino)
Amostra (Anfibolitos)		
A-69-02	54-53-53 53-55-50-56	53,2 (macla albíta) 53,5 (macla albíta)
A-69-10	51-50-49-48-49	49,4 (macla albíta)

Obs. - Não foi feita a determinação da amostra A-69-08.

Tab. 16 - Comparação dos Conteúdos de Anortita Normativa
e de Anortita por Determinação Ótica do Ancrtosito de
Capivarita

Amostra	Anortita Normativa	Anortita por determinação ótica (média) - Platina universal.
A-69-01	57,7	58,2
A-69-03	52,4	54,7
A-69-04	70,7	70,2
A-69-05	52,5	56,5
A-69-06	54,1	56,2
A-69-07	52,5	54,2
A-69-08	60,4	56+
A-69-09	56,5	57,6
A-69-11	57,4	58
A-69-12	56,5	57,3
A-69-13	58,4	57,5
A-69-14	58,7	59,1
A-69-15	60,8	58,6
A-69-16	62,2	57,9
A-69-17	63,4	61,9
A-69-18	59,5	61,1
+ - Teor de Anortita determinado por observação microscópica comum.		

Tab. 13 - Índice de Refração
(vidro-plagioclásio do anor-
tosite) X Composição.

Amostra	Índice	% Anortita
A-69-01	1,5342	53
A-69-03	1,5380	57,5
A-69-04	1,5567	79
A-69-05	1,5310	49,5
A-69-06	1,5329	51,5
A-69-07	1,5321	50,5
A-69-08	1,5320	50,5
A-69-09	1,5383	57,5
A-69-11	1,535	54,0
A-69-12	1,536	55,0
A-69-13	1,535	54,0
A-69-14	1,538	57,5
A-69-15	1,533	51,5
A-69-16	1,533	51,5
A-69-17	1,536	55,0
A-69-18	1,537	56,0

se boa concordância entre os valores.

5.2.8.4 - Espectrofotometria por infravermelho: A aplicação da espectroscopia de infravermelho a silicatos vem se desenvolvendo bastante. Principalmente os argilo-minerais têm sido estudados através desse processo (ADLER et.al., 1950). A possibilidade de estudo de plagioclásio com infravermelho partiu de HUNT et al.(1950) que observaram marcantes diferenças no número e nas posições das bandas de absorção de infravermelho para albita, oligoclásio e anortita. Posteriormente, THOMPSON & WADSWORTH (1957) mostraram que a espectroscopia de infravermelho pode ser usada para determinar a composição do plagioclásio. Segundo esses autores, há três grupos de bandas definidas: um, em 1180 a 910 cm^{-1} ; um segundo, em 830 a 660 cm^{-1} ; e um terceiro, em 660 a 520 cm^{-1} . Duas variações estruturais nos plagioclásios aparecem nos intervalos de composição $\text{An}_{28}-\text{An}_{33}$ e $\text{An}_{67}-\text{An}_{85}$. Ademais, uma banda 649 a ...

621 cm^{-1} ($15,4$ a $16,2\mu$) varia sua posição no sentido dos comprimentos de onda maiores à medida que cresce o conteúdo de anortita e com o qual é a banda que mostra mais relações diretas. Um fato significativo relacionado à aplicação de espectroscopia de infravermelho na determinação de plagioclásio é que as bandas de absorção independem, segundo THOMPSON & WADSWORTH (op.cit.), da história térmica do plagioclásio.

Após a separação, os plagioclásios foram moídos e passados em peneira de 200 mesh e posteriormente misturados com KBr (1 mg para 1 g de KBr), sendo confeccionado um disco (KBr + plagioclásio) sob pressão de 12000 kg/cm^2 .

A tabela nº 17 apresenta as bandas de absorção para 16 amostras de plagioclásio. Observa-se realmente um grupo de bandas entre 1187 e 900 cm^{-1} , outro entre 800 e 660 cm^{-1} e outro entre 660 e 450 cm^{-1} . Na figura nº 21, aparecem espectros de infravermelho das amostras A-69-01, A-69-04, A-69-07 e A-69-18. Para as bandas compreendidas entre 649 e 621 cm^{-1} ($15,4$ a $16,2\mu$) há uma variação de posição com a composição do plagioclásio. Para a amostra ... A-69-04 (An_{84}) a banda se situa em 623 cm^{-1} e para A-69-01 (An_{54}), A-69-07 (An_{49}) e A-69-18 (An_{55}), respectivamente, 627 , 632 e 622 cm^{-1} . Pelo gráfico apresentado por THOMPSON & WADSWORTH, a variação de An_{50} para An_{80} corresponde ao deslocamento da banda de 625 para 621 cm^{-1} ($16,0$ para $16,1\mu$). Discordando dos autores, a uma variação relativamente pequena da frequência correspondem grandes mudanças na composição, não tornando o método suficientemente exato para a determinação de anortita.

Há necessidade de equipamento de grande precisão (da ordem de 1 cm^{-1}) e com calibração das frequências por padrões.

5.2.9 ESTUDO DA GRANADA

5.2.9. 1 - Generalidades: Em certos locais, próximos ao contato com o anfibolito, o anortosito se enriquece em granada. As concentrações desse mineral, como já foi mencionado anteriormente, têm forma de lentes (Foto nº 15), distribuídas irregularmente, apresentando o plagioclásio composição muito mais cálcica (An_{82-85} , bytownita). Esta composição poderia corresponder aos sakenitos de Madagascar (BOULANGER, 1959), ou ainda aos níveis ou lentes bytowníticos estudados por HIETANEN (op.cit.) em Bohls Butte, Idaho, USA.

A granada se apresenta em grãos de cor castanho-clara a vermelha (Foto nº 16), de tamanhos compreendidos entre $0,1$ a 1 mm aproximadamente. Apresenta idiomorfismo parcial ou mesmo completo. Frequentemente, exibe textura poiquilitica, com inclusões principalmente de plagioclásio e quartzo, parecendo em alguns casos, substituir ou ter-se formado parcialmente às expensas do plagioclásio.

A granada constitui na amostra A-69-04 cerca de 2,6% da rocha. Pelo conteúdo de granada, a rocha poderia ser classificada como um rouivariito.

Foto nº 15 - Concentrações de granada no Anortosito de Capivarita.

Foto nº 16 - Granada disseminada no Anortosito de Capivarita (Amostra A-69-04).

Tab.17 - Bandas de Absorção de infravermelho de algumas amostras de Plagioclásio do anortosito de Capivarita

m.m.f.	- muito muito forte
m.f.	- muito forte
f.	- forte
m.	- médio
fr.	- fraco
m.fr.	- muito fraco
m.m.fr.	- muito muito fraco

Fig. Nº 21 - Espectros de infravermelho para as amostras A-69-01, A-69-04, A-69-07 e A-69-18 de plagioclásio do anortosito

(3% de granada); entretanto, pela descrição na área tipo (Routivare, Suécia), não há correspondência de composição. O routivarito, definido nessa área, é constituído por 3% de granada (almandina) e o plagioclásio tem composição An_{50-55} como os anortositos comuns. Dessa forma, parece mais plausível definir essas lentes como bytownita anortosito a granada.

As granadas foram separadas da rocha hospedeira por moagem, peneiração e separação por líquidos pesados (bromofórmio). Para fim de análise química, os grãos ainda foram posteriormente separados em lupa, isolando-os dos plagioclásios e outros máficos.

O estudo de detalhe da granada constou de determinação da densidade, índice de refração, parâmetro a_0 , espectro de infravermelho e análise química dos grãos isolados com a maior pureza possível. Pela determinação das diversas constantes conclui-se que a granada é grossulária (Tab. nº 18).

Tab.18- Granada (anortosito de Canivarita)
Principais constantes físicas-Composição mineralógica

Densidade relativa medida (picnômetro)	: 3,546
Densidade absoluta calculada	: 3,576 g. cm ⁻³
Índice de refração (a 20°C)	: 1,759
Parâmetro a_0 , em Å	: 11,838
Composição	
Grossulária	- 80
Almandina	- 9
Andradita	- 11

5.2.9.2 - Densidade: A densidade relativa medida, através de picnômetro (volume de 3 ml) foi de 3,546. A grossulária pura (polo cálcico), segundo SKINNER (1956), apresenta densidade de 3,594, mas FLEISCHER (1937), obteve 3,53. O baixo valor é atribuído às inclusões de minerais com menor baixa densidade nos grãos de granada e à dificuldade em eliminar completamente o plagioclásio dos grãos. A densidade calculada é 3,583 g.cm⁻³. O cálculo baseou-se na hipótese de grossulária pura (não difere apreciavelmente em peso-fórmula da grossulária do anortosito, com pouco ferro e magnésio) com $a_0 = 11,838 \text{ Å}$ e com oito pesos-fórmula por célula unitária.

5.2.9.3 - Análise química: A análise química mostra a presença de ferro nas formas de Fe^{+++} e Fe^{++} , como cátions importantes além de Ca^{++} e Al^{+++} (Tabela nº 19).

Tab.19 - Análise Química da Grossulária (A-69-04)

<u>Amostra A - 69 - 4 (1)</u>			<u>Amostra A - 69 - 4 (2)</u>		
SiO ₂	-	35,79			40,27
Al ₂ O ₃	-	28,26			24,44
FeO	-	2,49			3,61
Fe ₂ O ₃	-	1,64			0,51
CaO	-	30,57			28,91
MgO	-	0,51			0,64
Na ₂ O	-	1,39			1,18
K ₂ O	-	0,16			0,13
<hr/>			<hr/>		
Total		100,81			99,69
					TiO ₂ - traços
					MnO - traços

O cálculo da fórmula mostra que:

1. Há impurezas nas granadas, como inclusões, evidenciadas pelos teores de Na₂O e K₂O;
2. A proporção de Al₂O₃ é elevada e SiO₂ (para a amostra A-69-04 (1) e CaO são baixos, devido à impurificação por plagioclásio;
3. A composição pela fórmula é:
 Amostra A-69-04(1) Fe⁺⁺_{0,15} Mg⁺⁺_{0,06} Ca⁺⁺_{2,50} Al⁺⁺⁺_{2,50} Fe⁺⁺⁺_{0,09} (SiO₄)_{2,7}
 (para 12 átomos de oxigênio)
 Amostra A-69-04(2) (Ca⁺⁺_{2,33} Fe⁺⁺_{0,23} Mg⁺⁺_{0,07}) (Al⁺⁺⁺_{2,17} Fe⁺⁺⁺_{0,03}) (SiO₄)_{3,03}
 (para 12 átomos de oxigênio)
4. A granada é uma solução sólida muito rica em grossulária, com almandina e andradita como constituintes menos importantes, comprovando os dados das propriedades físicas (Tabela nº 18).

5.2.9.4 - Espectrofotometria por infravermelho: O espectro por infravermelho das granadas tem diversas bandas de absorção gerais e uniformes, mas há diferenças conspícuas entre as granadas a alumínio e granadas a ferro. É possível distinguir-se, com um estudo acurado, as diversas espécies de

granada através das bandas de absorção do infravermelho.

WICKENSHEIM et. al. (1960) concluíram que o parâmetro das granadas está associado com o valor das bandas entre 800 e 1000 cm^{-1} . Para a grossulária, cujo parâmetro é 11,8 os valores se encontram compreendidos entre 840-850 cm^{-1} , 850-860 cm^{-1} e 900-912 cm^{-1} . (Fig. nº 22 e tab. nº 20).

Fig. Nº 22 - Relações entre a constante reticular das granadas e as bandas de absorção no infravermelho (Wickensheim et alii, 1960)

TARTE (1960) mostra que há quase uma relação linear entre a frequência de uma dada banda e o comprimento da célula unitária a_0 das granadas, até frequências de 500 cm^{-1} . Para bandas de mais baixa frequência, a relação não se mantém. Para certas bandas, a inclinação da curva de frequência versus a_0 é definitivamente diferente para a série das pirlaspitas e ugranditas. ADLER (1950) apresenta as bandas de absorção entre 800-1000 cm^{-1} para as diversas granadas. Ainda o mesmo autor enfatiza a variação de três máximos de absorção em posição conforme a composição da granada, relacionando essa variação com o parâmetro da célula unitária e com a massa e carga do cátion (Tab. nº 21).

É nítida a semelhança dos máximos de absorção da grossulária pura

Tab. 20 - Bandas de absorção das granadas
(Wickensheim et alii, 1960)

Granadas	Frequências, cm ⁻¹			
Grossulária (Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂)	-	955±5	909±2	854±2 835±2
Almandina (Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂)	1002±5	965±2	898±2	874±2
Piropo (Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂)	1000±5	965±2	896±2	868±2
Espessartita (Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂)	985±5	950±2	884±2	864±2
Uvarovita (Ca ₃ Cr ₂ Si ₃ O ₁₂)	940±5	887±2	832±2	817±2
Andradita (Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂)	940±5	889±2	828±2	815±2

(inclusive o parâmetro a_0) com a granada do Anortosito de Capivarita. Os máximos de absorção estão levemente deslocados para frequências maiores, em parte causadas pelos erros inerentes ao método de medida, mas também provavelmente pela presença do íon Fe⁺⁺ (almandina) na estrutura da grossulária que tenderia a deslocar esses máximos para frequências maiores. Há muito boa coincidência entre os três máximos de absorção e o valor do parâmetro da célula unitária (11,838 Å), para a granada da amostra A-69-04, conforme o diagrama.

Tab. 21- Variação na frequência de vibração com o parâmetro da célula unitária e com o raio dos cátions (Adler, 1950)

Granadas	R ⁺²	R ⁺³	a_0	Frequências, cm ⁻¹		
Grossulária	1,01	0,57	11,840	915	860	840
Almandina	0,79	0,57	11,497	965	898	870
Andradita	1,01	0,67	12,026	895	840	820
Granada (Capivarita) A-69-4	1,01	0,57	11,838	921	863	847

ma apresentado por WICKENSHEIM et al. (op.cit.) que relaciona a_0 com a variação das frequências.

Na tabela nº 22 aparecem as frequências das bandas de absorção da granada do anortosito em estudo. Na figura nº 23, o respectivo espectro de infravermelho.

5.2.9.5 - Composição pelo índice de refração: O índice de refração determinado foi de 1,759 (20°C), também válido para o mineral grossulária. Alguns valores de índice de refração extremamente baixos foram atribuídos a processos de alteração.

5.2.9.6 - Parâmetro a_0 : O parâmetro a_0 foi determinado por difração de raios X, método do pó, e foi extrapolado, para maior exatidão, para $\cos^2 \theta = 90^\circ$, obtendo-se o valor de 11,838 Å, adequado para definir o mineral como grossulária. Na figura nº 24, vê-se a curva de regressão, representativa da equação $a_0 = 11,8382 - 0,0135 \cos^2 2\theta$.

Fig. Nº 24 - Curva de parâmetro a_0 para a granada do Anortosito de Capivarita

A determinação do índice de refração e do parâmetro a_0 podem dar uma aproximação para a composição. (Fig. nº 25):

Tab. 22 - Frequências das bandas de absorção de infravermelho da granada do Anortosite de Capivarita

Frequência	Intensidade
408	f.
453	m.m.f.
473	m.m.f.
500	m.fr.
543	m.f.
619	m.f.
847	m.m.f.
863	m.m.f.
921	m.m.f.
1021	m.f.
1095	m.
1142	fr.
1162	fr.
1393	m.
1424	m.
<p>f. = forte</p> <p>m.f. = muito forte</p> <p>m.m.f. = muito muito forte</p> <p>m. = médio</p> <p>fr. = fraco</p> <p>m.fr. = muito fraco</p> <p>m.m.fr. = muito muito fraco</p>

Fig. Nº 23 - Espectro de infravermelho da granada do Anortosito de Capivarita

Fig. Nº 25 - Relações entre o parâmetro n_o , índice de refração e composição das granadas (Sriramadas, 1957)

Grossulária - 80
Almandina - 9
Andradita - 11

A presença de grossulária quase pura em corpos de forma lenticular no anortosito, associada a bytownita, se deve, em primeiro lugar, a condições composicionais da rocha, extremamente rica em cálcio e com baixo conteúdo em ferro, magnésio e manganês, os demais cátions importantes, constituintes das granadas. HIETANEN (op.cit.) descreve corpos lenticulares com camadas de bytownita ricas em granadas como concentrações calcárias que teriam sofrido metamorfismo. Esses pequenos corpos de forma lenticular (de 10 até 40 cm) parecem estar relacionados com o metamorfismo pela presença de grossulária e plagioclásio altamente cálcico (82-85% An), mas há excesso de alumínio para se pressupor simplesmente o metamorfismo da rocha calcária, salvo se calcários impuros. É ilícito admitir apenas a formação da grossulária e da bytownita por metamorfismo de contato anortosito-anfibolito.

YODER (1950) estudou as relações de estabilidade da grossulária, observando, por dados de campo e dados experimentais, que a mesma poderia formar-se a temperaturas inferiores a 560 °C, mas a altas temperaturas esse mineral não resiste a elevadas pressões de vapor d'água. No ambiente onde se formou, a grossulária em estudo deve ter estado a pressões litostáticas elevadas mas não correspondendo a pressões de fluidos elevadas.

5.3 ANFIBOLITO DE CAPIVARITA

5.3.1 GENERALIDADES

A ocorrência de rochas anfibolíticas na área é muito característica. Na planície anortosítica, os anfibolitos constituem pequenos espigões, pelo menos os corpos maiores, que são as únicas elevações da planície.

Esses diques de anfibolito têm, em certos locais, contatos nítidos com o anortosito, mas em outros o contato é gradacional, enriquecendo-se o anortosito em máficos à medida que se aproxima dos anfibolitos. Próximo ao contato anortosito-anfibolito, há enriquecimento de granada no primeiro, tomando as concentrações do mineral forma lenticular ou mesmo adquirindo uma disposição alongada (Foto nº 15).

A associação de tais rochas é conspícua. O anfibolito ocorre sempre associado ao anortosito na planície anortosítica. Nas áreas do Grupo Cambaí, também há tal associação. Essa relação, embora o anfibolito seja posterior, leva a pressupor que ambos possam ser comagmáticos. Dados da relação Sr^{87}/Sr^{86} no anortosito já são conhecidos; seria interessante determiná-la nos anfibolitos para saber se é similar.*

O elevado conteúdo de TiO_2 das amostras de anfibolito (1,58 e 1,23%) constitui característica de orto-anfibolitos. A média nos pelitos é 0,8% e valores mais elevados podem ser atribuídos a origem ígnea. A presença de quantidades apreciáveis de cromo, cobalto e níquel indica que podem ser relacionadas com a origem ígnea da rocha.

5.3.2 DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS

A-69-02 - Anfibolito de cor cinza-escura, de estrutura heterogênea, mas com textura predominantemente granular, média a fina. Essa amostra foi coletada de um dique de rocha máfica metamorfoseada a anfibolito, com 1,5 m de largura e com extensão visível superior a 10 m, de direção N 40°W. A ocorrência é próxima à Fazenda Porteirinha (Fig. nº 26).

A-69-10 - Anfibolito de cor cinza-escura, de estrutura heterogênea, com textura granular e grãos de 0,5-1 mm. A foliação é indicada principalmente pela orientação dos máficos. A amostra foi coletada a 200 m ao sul da boçoroca mais extensa da planície anortosítica. O anfibolito forma diques no anortosito de cerca de 2 m de largura. A boçoroca se situa na estrada de acesso à Fazenda Santo Antônio.

* Determinações de Sr^{87}/Sr^{86} estão sendo realizadas no anfibolito nos laboratórios do M.I.T., Massachusetts, USA.

Fig. Nº 26 - Dique de anfibolito no anortosito (próximo à Fazenda Genério Duarte)

5.3.3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

O anfibolito apresenta-se com cor cinza-escuro a preta e é constituído por anfibólios e piroxênios prismáticos orientados e plagioclásios equidimensionais. Orientação dos máficos é nítida e, em geral, concordante com as direções regionais. Os anfibólios e os opacos formam níveis definidos dentro da rocha. Há faixas com presença mais acentuada de máficos, mas não se caracterizando a foliação gnáissica. A textura é granoblástica (hipidioblástica - alguns grãos de hornblenda subédricos e até euédricos são encontrados). Os minerais constituintes são: hornblenda, diopsídio, plagioclásio e quartzo. O esfeno, a apatita e os opacos são os acessórios importantes.

A hornblenda comum aparece em grãos de 0,8 a 1,4 mm, predominantemente subédrica. Inalterada, com inclusões comuns de fêlsicos (pequenas, especialmente de quartzo), esfeno e opacos. Também aparece incluída no plagioclásio e no quartzo (quando bem pequena - 0,1 mm). $Ng \wedge C$ é 22° . O índice de refração N_m , determinado por imersão, é de 1,667. Quantidade na rocha: 56-60%.

O diopsídio aparece totalmente anédrico, com tamanho em torno de 0,5 mm. O ângulo $2V$ é de $40-50^\circ$ e $Ng \wedge C$ é $38-40^\circ$. Associa-se aos grãos de hornblenda, embora nunca incluído. Inclusões de quartzo são encontradas nesse mineral. A quantidade de diopsídio varia de 0,7 a 4,4%. Plagioclásio ocorre

re em pequenos grãos de 0,4-0,6 mm, totalmente anédricos, pouco alterados. Aparece como inclusões de anfíbólio e quartzo. Extinção ondulante. O conteúdo de anortita é de 57-64%. A quantidade de plagioclásio varia de 27-35%. O quartzo apresenta extinção ondulante. Aparece em grãos de até 0,5 mm. Ocorre como inclusões nos demais minerais, mas, nos grãos de quartzo maiores, há inclusões de hornblenda. A quantidade de quartzo varia de 4,6-10%.

O esfeno é um dos acessórios mais comuns. Aparece como inclusões de até 0,5 mm no plagioclásio e na hornblenda. Pode atingir 0,5% da rocha. Os opacos formam níveis definidos que acompanham a foliação da rocha. A quantidade é inferior a 1%. A apatita é subédrica a anédrica, constituindo inclusões, com dimensões de 0,3 mm.

VILLWOCK & SCHEIBE (1964) descrevem interessante exemplo de textura simplectítica (NIGGLI, 1954) nesses anfibolitos, na qual são observados intercrescimentos vermiformes de diopsídio, em geral uralitizado, e labradorita (An_{55}).

Em local de ocorrência de anfibolito dentro do Complexo Granítico Encruzilhada, aquela rocha passa a conter, além de hornblenda também biotita; a relação é de 30% de hornblenda para 15% de biotita. Os plagioclásios são zonados diretamente, havendo duas séries desses minerais (a mais básica não é determinável e a mais ácida é An_{36}). O plagioclásio constitui 40% da rocha e o quartzo é 10% da mesma.

Alguns anfibolitos associados a rochas gnáissicas do Grupo Cambaí também apresentam biotita (5%), mas com quantidades mais elevadas de hornblenda (até 75%) e menos plagioclásio (10%).

Na tabela nº 4, está incluída a composição modal dos anfibolitos (diques), mostrando a predominância de hornblenda sobre a labradorita. O quartzo e o diopsídio apresentam valores mais baixos.

Os parâmetros $[K - (Na + Ca)]$ e $[Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$ do Anfibolito de Capivarita o situam em posição semelhante a gabros uralitizados (11R), anortosito-gabros cisalhados (42R), gabro-anortosito (48R) e, em consequência, com parâmetros mais elevados que o Anortosito de Capivarita, na direção de rochas mais diferenciadas. O anfibolito apresenta valores de $[Fe + Mg + Ti]$ superiores a 200, situando-o no terceiro grupo (Fig. nº 3 e 4).

GIRARDI (1961) apresenta valores de NIGGLI para nove amostras de anfibolito da região de Morretes-Antonina (PR).

Os valores de NIGGLI para a amostra A-69-02 a situam dentre os apresentados por GIRARDI (op.cit.) exceto pelo valor C que se encontra um pouco acima. A amostra A-69-10 apresenta o valor k mais baixo que os descritos por aquele autor.

Os valores de k para as amostras de anfibolito são de 0,077 e 0,006, inferiores a 0,50, valor médio dos pelitos (SHAW, 1966). Esses valo-

res estão confirmando o caráter de orto-anfibolito.

Pelas suas relações de campo, composição mineralógica, **textura e** teor de TiO_2 , trata-se de orto-anfibolito. Os contatos do anfibolito com o a nortosito já foram descritos. Em áreas vizinhas, os anfibolitos estão includos nas outras litologias do Grupo Cambaí ou no Complexo Granítico Encruzi - lhada.

5.4 ELEMENTOS MENORES NO ANORTOSITO E ANFIBOLITO DE CAPIVARITA

5.4.1 GENERALIDADES

Os elementos menores determinados no Anortosito e Anfibolito de Capi-
varita (diques máficos metamorfoseados) foram: gálio, níquel, cobalto, zircô-
nio, vanádio, ítrio, cobre, cromo, escândio, manganês, bário, estrôncio e ain-
da ferro, magnésio e titânio, que são normalmente elementos maiores, mas nos a-
nortositos apresentam concentrações baixas (tab. nº 23). Os elementos berílio,
estanho, molibdênio, chumbo, lantânio e nióbio foram pesquisados, mas não de-
tectados, constando na tabela nº 23 os limites de sensibilidade desses elemen-
tos.

Para a determinação espectroquímica dos elementos acima, não foram
feitas concentrações prévias, porém, para a determinação de metais nobres, em
consequência da baixa concentração desses elementos, foi necessário o uso de
concentração prévia (tratamento das rochas com ácido bromídrico, bromo e o uso
de telúrio como coletor).

Os anfibolitos são mais ricos nos elementos menores estudados (Ni, Co
Zr, Y, V, Cu, Cr e Sc), que os anortositos, exceto em estrôncio, em bário e em
gálio. Para o gálio, os valores encontrados para o anortosito e anfibolito são
quase idênticos, mas para o bário, e em especial para o estrôncio, o anortosi-
to apresenta valores mais elevados.

5.4.2 MÉTODOS DE ANÁLISE

Dois métodos foram usados para as análises espectroquímicas dos anor-
tositos: um de energia total para os elementos-traço e outro, usando óxido de
cobre como diluente e como padrão interno, para a determinação dos maiores cons-
tituintes.

1. O primeiro método (energia total) foi descrito anteriormente (HERZ & DUTRA,
1960) e consta da queima no arco elétrico de 250 V e 17 A de 20mg das amostras
e padrões, depois de misturá-los com grafite de alta pureza. O instrumento u-
sado foi um espectrógrafo Baird Atomic, de rede, com 3 m de distância focal (5
Å/mm e fenda de 0,025 mm).

Ânodo - Eletrodo de grafite United Carbon - tipo 1588.

Cátodo - Eletrodo de grafite com 3 mm de diâmetro.

Emulsão fotográfica - Kodak 1N-3980 a 5400 Å

Linhas usadas -

Ba - 4934,09 Å	Sn - 3262,33 Å
Co - 3453,50 Å	Sc - 4246,33 Å
Cr - 4254,35 Å	Sr - 4607,33 Å
Cu - 3273,96 Å	V - 4383,72 Å

Tab. 23- Elementos menores no anortosito e no anfibolito de Capivarita

Amostra	em ppm												em %		
	Ga	Ni	Co	Zr	V	Y	Cu	Cr	Sc	Mn	Ba	Sr	Fe	Mg	Ti
A-69-01	12	<1	<1	<5	19	<10	<1	44	<5	330	140	540	0,44	0,096	0,060
A-69-02	17	80	37	98	280	56	100	170	58	-	140	160	6,6	2,4	0,660
A-69-03	13	2	6	8	28	<10	<1	26	<5	440	160	560	1,3	0,44	0,084
A-69-04	16	<1	<1	10	27	<10	<1	19	<5	460	62	480	1,5	0,13	0,052
A-69-05	14	<1	<1	<5	22	<10	<1	<5	<5	250	140	520	0,84	0,16	0,048
A-69-06	14	2	<1	12	23	<10	<1	42	<5	200	240	620	0,62	0,10	0,156
A-69-07	19	<1	<1	<5	23	<10	<1	31	<5	320	30	620	0,84	0,13	0,072
A-69-08	14	2	<1	<5	21	<10	3	27	<5	160	190	620	0,46	0,08	0,072
A-69-09	13	2	<1	<5	20	<10	10	<5	<5	155	180	600	0,51	0,11	0,066
A-69-10	17	100	37	100	240	60	160	160	44	-	120	140	7,3	2,9	0,720
A-69-11	14	4	<1	<5	20	<10	8	15	<5	110	230	700	0,42	0,90	0,054
A-69-12	15	2	<1	<5	22	<10	15	86	<5	170	220	700	0,59	0,13	0,078
A-69-13	12	<1	<1	<5	19	<10	16	16	<5	120	230	680	0,41	0,084	0,048
A-69-14	14	<1	<1	<5	18	<10	20	30	<5	120	220	620	0,35	0,060	0,044
A-69-15	13	3	<1	<5	19	<10	23	7	<5	115	250	640	0,49	0,060	0,060
A-69-16	14	10	<1	<5	20	<10	11	12	<5	120	210	720	0,41	0,072	0,066
A-69-17	16	<1	<1	<5	19	<10	13	15	<5	155	210	660	0,46	0,11	0,052
A-69-18	14	2	<1	12	21	<10	13	6	<5	100	220	780	0,57	0,13	0,060

Elementos pesquisados e não detetados ... Be Sn Pb Mo La Nb
 Limites de sensibilidade (em ppm) 1 5 10 5 30 10

La - 4333,73 Å
 Nb - 3163,40 Å
 Ni - 3050,83 Å
 Pb - 2833,07 Å
 Mg - 2783,07 Å

Y - 4374,92 Å
 Zr - 3391,97 Å
 Ga - 2943,64 Å
 Mn - 2801,06 Å
 Ti - 2647,00 Å

Amostras - Todas as amostras de anortosito e padrões foram diluídas com uma base denominada "sódio-quartzo" ($\text{SiO}_2 + 10\% \text{Na}_2\text{CO}_3$) e grafite na relação 1:1:1.

Padrões - Sintéticos, que variaram de 1 até 1000 ppm; curvas comprovadas, usando-se padrões G-1, W-1, C-2, AGV-1, GSP-1 e BCR-1.

Microfotômetro - Jarrel Ash, mod. 2000. A precisão é de $\pm 10\%$.

2. O segundo método determina Si, Al, Fe, Ca e Na, usando-se CuO como diluente e padrão interno. Como padrões, foram usadas amostras analisadas. As amostras e os padrões foram diluídos com CuO e grafite na seguinte relação: 1 parte de amostra como padrão + 19 partes de CuO + 20 partes de grafite.

Os espectrogramas foram obtidos na primeira ordem espectral na região de 2500 a 3600 Å, com chapa SA-1. Eletrodos de grafite de 1/8" de diâmetro tanto para o cátodo como para o ânodo. O tempo de exposição foi de 10 segundos a 5 amperes e de 30 segundos a 10 amperes.

Linhas utilizadas -

Padrão interno: Cu - 2768 Å

Linhas analíticas usadas para os constituintes maiores:

Si - 2987,64 Å	Ca - 3158,86 Å
Fe - 2816,28 Å	Mg - 2799,83 Å e 2782,97 Å
Al - 2567,98 Å	Na - 3302,32 Å

Precisão nas determinações - mais ou menos 6%.

O instrumental e as condições de trabalho usados foram descritos por C.V.DUTRA (1955). Algumas modificações introduzidas posteriormente por esse autor foram a utilização de novas linhas analíticas e um novo sistema de eletrodos. O sistema consiste no uso de grafite com 1/8" de diâmetro e cratera de 1/8 mm de diâmetro e 5 mm de profundidade.

Os elementos menores e os maiores (determinações espectroquímicas), foram determinados por C.V.DUTRA, no Instituto de Tecnologia Industrial (Belo Horizonte, MG). Foram determinados elementos menores no plagioclásio e grossulária do anortosito e hornblenda do anfibolito. As técnicas e linhas usadas foram as mesmas para o anortosito e anfibolito, mas a queima no arco foi a 300 V e 9 A. O espectôgrafo foi o PGS-2, de fabricação VEB CARL ZEISS, pertencente ao Instituto de Geociências da UFRGS (Porto Alegre). As análises foram realizadas por Dione Alves Pinteude e Ana Maria Azevedo.

5.4.3 ELEMENTOS MENORES COMUNS

A relação entre elementos maiores e menores no Anortosito de Capivari não pode ser posta nos mesmos termos de uma série vulcânica básica ou um maciço alcalino com diferenciação nítica, pois, além de se tratar de rocha plutônica, formada a grande profundidade, a mesma ocorre com rochas de outra natureza, como migmatitos, granitos gnáissicos, anfibolito, mármore do Grupo Cambaí. Dessas, apenas os anfibolitos poderiam ter associação genética com os anortositos. Mesmo comparado com outros maciços anortosíticos, por exemplo, os do tipo maciço de Madagascar e do nordeste da América do Norte, a interpretação do conteúdo dos elementos menores se torna mais complexa porque, nessas duas áreas, os anortositos apresentam variações grandes em sua composição e ocorrem também diversas rochas co-genéticas associadas aos a-

nortositos. A discussão sobre a abundância dos principais elementos menores é apresentada a seguir:

Gálio - O Ga^{+++} tem coerência geoquímica com o alumínio, substituindo-o em diversos minerais, podendo também associar-se a alguns minerais ferromagnesianos. As quantidades de gálio no anortosito e no anfibolito se encontram em um intervalo limitado de valores: 10-20 ppm. HIETANEN (op.cit.) encontra para os anortositos de Bohls Butte concentrações de 10-20 ppm de gálio e mesmo levemente inferiores (6-7 ppm). Também nos anfibolitos, o conteúdo de gálio não se afasta desses limites, segundo a mesma autora.

Níquel e cobalto - O níquel, em termos gerais, tende a concentrar-se nos máficos, principalmente nas olivinas e nos piroxênios. O Anortosito de Capivarita é pobre em máficos (em média, inferior a 5%) de maneira que, exceto em uma amostra que contém 10 ppm de níquel, as demais têm o conteúdo inferior a 5 ppm. A razão Co/Ni não pôde ser determinada na quase totalidade das amostras do anortosito, porque o cobalto se encontra abaixo do limite de detecção. No anfibolito, essa razão é de 0,37 a 0,46.

O cobalto (Co^{++}) também acompanha o ferro ferroso (Fe^{++}) e o magnésio (Mg^{++}) de maneira que é óbvia a sua maior concentração nos anfibolitos (37 ppm) quando comparados com a dos anortositos (Amostra A-69-03 - 6 ppm). Nos anortositos de Bohls Butte, o cobalto e o níquel atingem valores de 15 e 60 ppm, respectivamente. PAPEZIK (op.cit.) apresenta a média de 25 anortositos do Canadá com teores de 3 ppm de Co e 3 ppm de Ni; 33 gabro-anortositos com média de 12 ppm de Ni e 13 ppm de Co, mostrando o aumento de cobalto com o caráter máfico.

Zircônio - O Zr^{+4} com raio de 0,79 Å tende a formar mineral independente e não substituir ou substituir mui raramente outros íons na estrutura dos minerais. No caso presente, nota-se que o zircônio é mais elevado nos anfibolitos que nos anortositos. Nos primeiros, atinge concentração de 100 ppm e, nos últimos, apenas nas amostras A-69-03, A-69-04 e A-69-18, apresentam valores de 8,1 e 12 ppm. Petrograficamente, não foi identificado o zircão nas amostras de anortosito e anfibolito. Nos anortositos de Bohls Butte, HIETANEN (1963) encontrou o zircônio nos granada anfibolitos, mas não o encontrou nos anortositos.

Vanádio - O Vanádio (V^{+4}) também se associa ao ferro e ao magnésio. A concentração de vanádio nos anfibolitos é cerca de 10 vezes superior à concentração nos anortositos. Na média de vinte e cinco amostras de anortosito do Canadá (PAPEZIK, op.cit.), o vanádio apresenta um valor de 17 ppm, não diferindo apreciavelmente da concentração desse elemento no Anortosito de Capivarita. A média de trinta e três gabro-anortositos apresenta 46 ppm. Nos granada anfibolitos de Bohls Butte (HIETANEN, op.cit.), a concentração atinge... 300 ppm de vanádio. Os dados dessas áreas confirmam a interpretação dada às rochas de Capivarita.

Ítrio - O Y^{+++} , em consequência da contração dos lantanídeos, é incluído entre as terras raras (denominadas de Grupo do Ítrio). Ademais, o Y^{+++} e o Ca^{++} têm raios similares ($0,92\text{\AA}$ e $0,99\text{\AA}$, respectivamente) de maneira que os minerais de cálcio (esfeno, epidoto e outros) contêm quantidades apreciáveis de ítrio. De outra forma, a associação do ítrio com cálcio nos plagioclásios, ricos em cálcio, parece não acontecer porque o anortosito (a labradorita), em média com mais de 95% de plagioclásio, apresenta concentrações de ítrio inferiores a 10 ppm. Diferenças em carga e eletronegatividade determinam o comportamento do ítrio e de terras raras do Grupo do Ítrio em relação ao cálcio. HIETANEN (op.cit.) encontrou ítrio nos granada anfibolitos de Bohls Butte, mas não nos anortositos. No anfibolito de Capivarita, o conteúdo de ítrio atingiu 56 e 60 ppm, devendo o ítrio situar-se na hornblenda ou nos acessórios. O teor de ítrio nos anortositos de Tschitogama Lake, Quebec, Canadá, também não é detectável e em gabros de Ironston, Missouri, EE.UU. é de 26 ppm (HERLMANZ, 1970). É ainda importante salientar que no anfibolito de Capivarita o Σ ítrio é superior a Σ cério já que lantânio não foi detectado em nenhuma das amostras.

Cobre - Em vinte e cinco anortositos do nordeste do Canadá (PAPEZIK, op.cit.), a concentração de cobre tem um valor médio de 4 ppm e nos gabro-anortositos, média de 33 amostras, atinge um valor de 4 ppm.

HIETANEN (op.cit.) encontrou 15 ppm para os anortositos da área de Bohls Butte e 300 ppm para os granada anfibolitos associados. O cobre, na forma de Cu^+ e Cu^{++} pode estar presente nos máficos (os raios de cobre bivalente e ferro bivalente são $0,72\text{\AA}$ e $0,74\text{\AA}$, respectivamente) mas, devido a diferenças de eletronegatividades (RINGWOOD, 1955), o comportamento geral do cobre situa-se entre os elementos que acompanham os minerais tardios de acordo com o ponto de vista magnético.

No anortosito de Capivarita, a concentração de cobre é, no máximo de 23 ppm, mas os valores são dispersos, atingindo em algumas amostras, valores inferiores a 1 ppm. Nos anfibolitos, atinge 100 a 160 ppm de acordo com o que se poderia prever. Nos anfibolitos, deve estar associado a hornblenda ou opacos presentes.

No caso dos anortositos, foi detectada a presença de sulfeto (calcopirita).

Cromo - O cromo (Cr^{+++}) apresenta semelhança geoquímica com o Fe^{+3} pelos valores próximos de raios e eletronegatividades. Ainda há possibilidade de substituição de Fe^{++} e Mg^{++} por Cr^{+++} nos minerais máficos.

O cromo dos anortositos do Canadá atinge 10 ppm (PAPEZIK, op.cit) e nos gabro-anortositos atinge 66 ppm, mostrando a associação máfica do elemento. Em Bohls Butte (HIETANEN, op.cit.), os teores de cromo são baixos, quer no granada anfibolito quer no anortosito (25 e 10 ppm, respectivamente).

Geoquimicamente, o cromo atinge sua concentração máxima nos minerais precoces, durante o processo de diferenciação, entrando na estrutura

dos espinélios e dos piroxênios. Os valores elevados de cromo nos anfibólitos (160 e 170 ppm) se relacionam com a presença de diopsídio e hornblenda, oriunda da uralitização nessa rocha. Nas amostras de anortositos de Capivarita, as concentrações de cromo são irregulares, variando desde menos que 5 ppm até 86 ppm, não tendo correlação com o ferro ou magnésio. As relações parecem mais complexas, estando, provavelmente, o cromo associado à natureza do mineral máfico que ocorre ou à própria natureza dos opacos que aparecem em raros grãos. O cromo nos plagioclásios se encontra abaixo do limite de detecção.

Escândio - O escândio (Sc^{++}) tem raio similar ao íon ferroso (Fe^{++}), substituindo-o diadocamente.

Em Capivarita, o teor de Sc dos anortositos se encontra abaixo do limite de detecção (menor que 5 ppm), e nos anfibólitos, o escândio atinge valores de 44 e 56 ppm. HIETANEN (op.cit.) encontrou 40 ppm para o granada-anfibolito e abaixo do limite de detecção para os anortositos.

A concentração média de escândio em gabros da URSS é 18 ppm (VLA SOV, 1966a) e nos hornblenditos da URSS (BORISENKO & RODIONOV, 1961) varia de 16 a 200 ppm. O teor de escândio nos anfibólitos se encontra no intervalo assinalado para os hornblenditos, mas superior àquele dos gabros.

Bário - O bário (Ba^{++} - 1,35Å) e o potássio (K^{+} - 1,33Å) têm raios quase iguais sendo fácil a substituição de potássio por bário nos feldspatos. O raio do cálcio (Ca^{++} - 0,99Å) é bem menor, não possibilitando a substituição fácil de Ca^{++} por Ba^{++} . O bário pode assim encontrar-se nos plagioclásios, mas não nas mesmas concentrações do estrôncio.

O bário nos anortositos de Bohls Butte (HIETANEN, op.cit.) atinge valor de 100 ppm e os granada anfibólitos apresentam concentrações de 40 ppm. A média de bário para 25 anortositos do Canadá é de 160 ppm e a média para 33 gabro-anortositos é de 185 ppm (PAPEZIK, op.cit.).

A quantidade de potássio presente nos anortositos é muito baixa, de maneira que a presença de bário não pode ser justificada apenas pela substituição do potássio, mas pela substituição do cálcio nos plagioclásios.

No anortosito de Capivarita, o bário varia entre 140 e 240 ppm; o valor mínimo foi encontrado na amostra A-69-07 (xenólito de anortosito.. no Granito Encruzilhada) e o valor máximo foi encontrado na amostra A-69-6 (também xenólito de anortosito no Granito Encruzilhada).

A amostra A-69-04, anortosito bytownítico a granada, apresenta o teor de bário inferior às demais amostras de anortosito (62ppm), concordando com a observação de PAPEZIK (op.cit.) que o bário, como consequência do maior raio, substituiria melhor o cálcio nos diferenciados tardios, equivalente no caso do anortosito, aos plagioclásios menos cálcicos (labradorita-andesina). A razão Sr/Ba no anortosito em estudo, geralmente varia de 2,6 a 3,8; nos anortositos do Canadá, esta razão atinge 4,7 e nos gabro-anorto

sitos 3,5; e, Bohls Butte, Idaho, EE.UU., atinge 18. A razão elevada (7,7) encontrada para a amostra A-69-04 encontra explicação já abordada acima; o valor de 20,6 é bastante anômalo na área, justificando-se por se tratar de amostra no contato anortosito-granito.

O conteúdo de bário no anfibolito de Capivarita é levemente inferior àquele dos anortositos, mas a razão Sr/Ba é aproximadamente igual a 1. (tab. nº 24).

A razão $Ba\ 10^3/K$ no anortosito de Capivarita está entre 50 e 70, em média, não excedendo 100, exceto em uma amostra. Os valores 101 e 5 correspondem a xenólitos de anortosito no Granito Encruzilhada. Os valores 48 e 44 são de amostras de anortosito rico em ferro e com granada, respectivamente.

Estrôncio - O estrôncio é o elemento menor mais importante dos anortositos. O estrôncio (raio $Sr^{++} = 1,12\text{\AA}$) pode ser admitido em minerais de cálcio (raio $Ca^{++} = 0,99\text{\AA}$) ou então capturado por minerais potássicos (raio $K^+ = 1,33\text{\AA}$). Essa dupla possibilidade faz com que os teores de estrôncio durante a diferenciação magmática, ou permaneçam aproximadamente constantes, ou sejam difíceis de interpretar pela irregularidade. Estudando o comportamento da variação do estrôncio em uma série de plagioclásios do Batólito do Sul da Califórnia, observaram SEN, NOCKOLDS & ALLEN (1959) que o conteúdo de estrôncio aumenta com a percentagem de anortita.

A média de concentração de Sr para 25 anortositos do Canadá (PAPEZIK, op.cit.) é 750 ppm e para 33 gabro-anortositos é 647 ppm. A média de Sr para o anortosito de Capivarita (16 amostras) é de 629 ppm. O anfibolito associado atinge concentrações de 160 e 140 ppm, respectivamente.

A média do conteúdo de Sr no anortosito de Capivarita é mais baixa que nos anortositos do nordeste do Canadá. O valor mínimo para estrôncio no anortosito de Capivarita é 480 ppm (anortosito a granada) e máximo 780 ppm.

HIETANEN (op.cit.) encontrou 1867 ppm para os anortositos de Bohls Butte, valor elevado para média dessas rochas.

Manganês - O manganês no anfibolito não constitui elemento menor pois a concentração nas amostras atinge valores de 1800 a 1700 ppm, respectivamente. No anortosito, nas amostras mais ricas em ferro (A-69-03 e A-69-04), também o manganês é mais elevado.

Titânio - O titânio é mais elevado no anfibolito que no anortosito. Nos primeiros, atinge 6600 a 6700 ppm e, nos últimos, varia de 320 a 1560 ppm. O enriquecimento de Ti, na forma de minerais de minério, se relaciona com o aumento de piroxênio nas rochas do clã gabro-anortosito (BOULANGER, 1959) de modo que uma concentração de titânio no anfibolito de 4 a 20 vezes àquela do anortosito (com média de 8 a 10 vezes) seria previsível.

O valor de 1560 ppm para a amostra A-69-06 é excepcional. Trata-se de xenólito de anortosito no granito. O plagioclásio desse xenólito é

Tab.24 - Razão $Ba.10^3/K$ e Sr/Ba para o anortosito de Capivarita,
anfibolito associado e outras rochas anortosíticas

Amostra	$Ba.10^3/K$	Sr/Ba	Observações
A-69-01	59	3,8	
A-69-02	60	1,1	anfibolito
A-69-03	48	3,5	anortosito com máficos
A-69-04	44	7,7	bytownita anortosito a granada
A-69-05	101	3,7	
A-69-06	64	2,6	
A-69-07	5	20,6	
A-69-08	57	3,3	
A-69-09	51	3,3	
A-69-10	63	1,2	
A-69-11	69	3,0	
A-69-12	63	3,2	
A-69-13	74	2,9	
A-69-14	57	2,8	
A-69-15	66	2,6	
A-69-16	59	3,4	
A-69-17	51	3,1	
A-69-18	94	3,5	
Anortositos do Canadá	-	4,7	
Gabro anortositos do Canadá.	-	3,5	
Boehls Butte - Idaho (USA).	-	18	

rico em inclusões de esfeno. Além de aparecer no esfeno, o titânio pode encontrar-se na ilmenita presente ou associada ao esfeno.

No anfibolito, aparecem esfeno e opacos que são os responsáveis pela concentração relativamente elevada de Ti, embora os ferromagnesianos hornblenda e diopsídio possam conter titânio na estrutura.

5.4.3 METAIS NOBRES

Os metais nobres determinados em uma amostra de anfibolito e em uma amostra de anortosito apresentam concentrações da ordem de ppb. Os metais nobres encontrados, após concentração prévia, foram platina, paládio, prata e ouro (Tab. nº 25). As diferenças mais significativas são nas quantidades de platina e prata. O anfibolito apresenta 4,4 e 3 vezes mais platina e prata que o anortosito. A concentração de prata em rochas básicas atinge 110 ppb (SHAW, 1964). O conteúdo de platina nos gabros e anortosito gabros é da ordem de 15-30 ppb (CROCKET, 1969). O gablo (Moyie Lake, British Columbia, Canadá) e o anortosito gablo (Duluth Gabro, Minnesota, EE.UU.) apresentam, respectivamente, concentrações de 7,6 e 45 ppb. No primeiro caso, é inferior aos valores apresentados pelo Anfibolito e Anortosito de Capivarita e, no segundo caso, superior aos valores dessas rochas.

Tab.25 - Metais nobres
(em ppb)

Amostra	Platina	Paládio	Prata	Ouro
Anfibolito (A-69-10)	44	14	20	15
Anortosito (A-69-6)	10	10	7	15

Nos basaltos e gabros, as médias ponderadas são de 21 ppb de Pd e 30 ppb de Pt (CROCKET, 1969) ambos superiores ao anortosito, mas a segunda, inferior ao Anfibolito de Capivarita. A razão Pd/Pt é igual a 1 no anortosito e no anfibolito é igual a 0,32.

Há coincidência nos valores de concentração de ouro para anortosito e anfibolito (15 ppb). Os valores são superiores aos indicados por DUONG (1965) para as rochas básicas: basaltos sub-oceânicos - 10 ppb; basaltos terrestres - 3 ppb; andesitos - 6 ppb.

5.5 ELEMENTOS MENORES EM ALGUNS MINERAIS DO ANORTOSITO E ANFIBOLITO DE CAPIVARITA

Os plagioclásios de dezesseis amostras de anortosito, a granada da amostra de anortosito A-69-04 e a hornblenda do anfibolito foram isolados e neles determinados espectroquimicamente os elementos menores (tab. nº 26). Os plagioclásios são carentes de elementos menores, exceto estrôncio e bário. Os dados relativos a vanádio, cromo, cobre ou zircônio devem ser atribuídos a inclusões, separação imperfeita ou a impurezas. Os resultados encontrados para estrôncio e bário nos plagioclásios, concordam com aqueles encontrados para as amostras de anortosito, exceto A-69-12 e A-69-16, que são discrepantes, provavelmente pela separação imperfeita dos plagioclásios. PAPEZIK (op. cit.) isolou plagioclásios de doze amostras de anortositos canadenses e determinou os elementos menores nessas amostras, encontrando estrôncio como o constituinte menor mais importante (575-1345 ppm) e principalmente bário (85-1075 ppm). Vanádio, níquel, cobalto e cobre aparecem em concentrações muito baixas.

Para os plagioclásios a correlação do par Ca-Sr também não é significativa. O coeficiente de correlação é + 0,05.

A granada apresenta concentração elevada de titânio (0,21), especialmente para grossulária e que pode ser atribuída a inclusões (esfeno) ou a Ti^{+4} na estrutura. Parece mais plausível admitir-se a primeira hipótese. O manganês e o cromo e o vanádio podem ser considerados constituintes comuns das granadas. A presença de estrôncio pode ser atribuída à substituição do cálcio, mas observa-se que a concentração do primeiro (64 ppm) é bastante inferior àquela dos plagioclásios, podendo sugerir-se que a estrutura desses minerais seja mais favorável à presença do elemento. GOMES (1970), em análise de sete amostras de granada de rochas alcalinas, apresenta concentrações maiores de estrôncio para andraditas ricas em titânio. HIETANEN (1963) separou sete amostras de granada do anortosito de Bohls Butte e de rochas associadas (calco-silicatadas, granada-cianita gedritito, granada-biotita plagioclasito, granada anfibolito). A granada (grossulária) associada às rochas calco-silicatadas apresenta teores apreciáveis (em ppm) de vanádio, zircônio, ítrio, gálio, cobre e itérbio, mas não aparece estrôncio. As demais amostras dessa área apresentam conteúdo maior de escândio, cobalto, cromo, cobre e ítrio.

A hornblenda dos anfibolitos é rica em elementos menores, como acontece comumente com os minerais máficos. As concentrações de vanádio, cromo, escândio, níquel, cobalto, manganês são explicáveis pela associação desses elementos com o ferro. O estrôncio e o bário são associados ao

cálcio. O conteúdo elevado de titânio é explicável pela presença de opacos(ilmenita e/ou magnetita). HIETANEN (op.cit.) apresenta análise de elementos menores em hornblenda (anortosito). Níquel, cobalto, estrôncio, vanádio, gálio, cobre, bário e cromo são os menores presentes. O teor de manganês é mais elevado que o da hornblenda do Anfibolito de Capivarita e o titânio é muito mais baixo.

Tab. 26 - Elementos menores nos plagioclásios e granada do anortosito e hornblenda do anfibolito(em ppm)

Amostra	Mn	Y	Sn	Zr	Ni	Cu	Ti	Nb	Ga	La	Zn	Pb	Co	V	Sr	Ba	Sc	Cr	Be
A-69-01	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	14	770	180	nd	nd	nd
A-69-03	nd	nd	nd	nd	tr	<2	nd	nd	tr	nd	nd	nd	nd	32	500	210	tr	48	nd
A-69-04	nd	nd	nd	<10	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	15	580	70	nd	nd	nd
A-69-05	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	13	410	190	nd	nd	nd
A-69-06	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	14	580	190	nd	nd	nd
A-69-07	nd	nd	nd	nd	nd	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	470	290	nd	nd	nd
A-69-08	nd	nd	nd	<10	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	13	620	190	nd	nd	nd
A-69-09	nd	nd	nd	nd	nd	4	tr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20	740	260	nd	nd	nd
A-69-11	nd	nd	nd	nd	nd	<2	tr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	28	640	230	nd	nd	nd
A-69-12	nd	nd	nd	nd	tr	4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	16	160	100	nd	nd	nd
A-69-13	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	18	670	130	nd	nd	nd
A-69-14	nd	nd	nd	nd	nd	<2	tr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	22	610	210	nd	nd	nd
A-69-15	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	18	780	290	nd	nd	nd
A-69-16	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	700	20	nd	nd	nd
A-69-17	nd	nd	nd	nd	nd	<2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	19	620	210	nd	nd	nd
A-69-18	nd	nd	nd	nd	nd	<2	tr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	18	540	190	nd	nd	nd
Granada	54	nd	tr	20	tr	9	0,21%	<20	18	nd	nd	nd	tr	78	64	nd	nd	26	nd
Hornblenda	190	58	tr	110	210	110	1,3%	20	40	nd	90	nd	110	240	160	100	58	150	nd

Limite de Sensibilidade... Mn Y Zr Cu Ni Ti Ga Co V Ba Sr Sc Cr Sn Nb La Zn Pb Be
(em ppm) 1 5 5 1-2 1-2 40 1-2 1 2-5 25 15 5 8 1 15 30 35 5 5

5.6 CORRELAÇÕES ENTRE ALGUNS ELEMENTOS NO ANORTOSITO DE CAPIVARITA

Os anortositos, em geral, apresentam teores baixos de elementos menores (exceto em estrôncio e bário). Como o conteúdo de menores no anortosito de Capivarita é baixo, os erros analíticos são grandes e a correlação entre estes elementos-supostamente correlacionáveis-não é verificável (tab. 27)

Os coeficientes de correlação com significação para o nível de 1% são os relativos a Mn-Fe (+0,87) e a V-Fe (+0,799). As correlações positivas entre manganês e ferro e entre vanádio e ferro estão de acordo com o comportamento geoquímico desses elementos. A correlação entre cálcio e bário, embora não significativa, é negativa (-0,411).

O comportamento geoquímico do estrôncio foi estudado por TUREKIAN & KULP (1956). Concluíram que o estrôncio comporta-se diferentemente em rochas graníticas e basálticas. Nas primeiras, há correlação positiva entre estrôncio e cálcio. Na maioria das rochas basálticas, não há coerência distinta entre os dois elementos, embora em algumas rochas de composição basáltica as mesmas mostrem correlação entre estrôncio e cálcio.

O coeficiente de correlação (-0,45) para o par Sr-Ca no anortosito de Capivarita não é significativo, mostrando que não há coerência distinta entre os dois elementos. PAPEZIK (op.cit.) encontra resultados similares para o anortosito de Morin.

A explicação para a não coerência geoquímica entre estrôncio e cálcio, na opinião do autor deste trabalho, se deve principalmente à constância do conteúdo de estrôncio nos anortositos (variação dentro de estreitos limites) associado a erros inerentes aos métodos de determinação.

no anortosito de Capivarita

Elementos	Coefficiente de correlação
Al-Ga	+ 0,033
Ti-Fe	+ 0,138
Fe-Cr	+ 0,0104
Mg-Ni	- 0,049
Ca-Sr	- 0,450
Mn-Fe	+ 0,870
Ni-Fe	- 0,338
Ca-Ba	- 0,411
V-Fe	+ 0,799
Ca-Fe	+ 0,136
Cu-Fe	- 0,0501
Níveis de significação	
(n-2)	5% 1%
14	0,534 0,642

5.7 AS RAZÕES $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e K/Rb NO ANORTOSITO DE CAPIVARITA

O estrôncio pode ser tomado como elemento índice nos processos petrogenéticos que demarcaram a constituição da crosta. Dos isótopos do estrôncio, apenas o Sr^{87} é radiogênico, sendo produto da desintegração do Rb^{87} . Dependendo da razão Rb/Sr e do tempo decorrido desde a formação do sistema a ser estudado, observa-se nas rochas variações nas proporções de Sr^{87} em relação a outros isótopos não radiogênicos deste elemento (Sr^{84} , Sr^{86} , Sr^{88}). Por convenção, expressa-se a variação na relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. A razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ no manto aumenta com o tempo geológico, a partir de valores de aproximadamente, $0,698 \pm 0,01$ no início do sistema solar, até aproximadamente 0,703 atualmente (MICHOT & PASTEELS, 1969).

As rochas oriundas do manto superior, com baixas razões Rb/Sr , caracterizam-se por razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ compreendidas entre 0,700 e 0,704 (basalto toleítico oceânico) (HEDGE, 1966). As rochas formadas na crosta são enriquecidas em rubídio em relação ao estrôncio, desde a sua formação, apresentando razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ superiores a 0,710 (MICHOT & PASTEELS, op.cit.).

Para estudos petrogenéticos, o valor mais importante para a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é aquele do momento do "mis-en-place" da rocha, denominado valor inicial. A partir desse valor, pode-se eventualmente inferir uma origem crustal ou sub-crustal para as rochas em estudo. Para anortositos, HEATH (em HERZ, 1969) determinou razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,703 e 0,706, valores similares aos dos basaltos continentais, concluindo com a formação dos anortositos no manto superior - crosta inferior.

Na tabela nº 28, são vistos os dados da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para o Anortosito de Capivarita e para o Granito de Encruzilhada. As razões obtidas para o anortosito mostram que o mesmo foi formado na parte inferior da crosta ou no manto superior, onde a razão atualmente é 0,703.

Para o Anortosito de Egersund-Ogna, Noruega, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ varia de .. 0,7038 a 0,7048 (MICHOT & PASTEELS, op.cit.). Esses autores consideraram a contribuição de material sílico para o Anortosito de Egersund-Ogna praticamente nula.

Para o Granito de Encruzilhada, a razão é de 0,7940, mostrando que o mesmo se deve ter formado na parte superior da crosta.

As razões K/Rb e Rb/Sr podem ser significativas para os anortositos. REYNOLDS et.al. (1969) encontraram 1500 para a razão K/Rb , similar a acondritos basálticos e gabros.

Tab. 28 - Razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para
rochas da área de Capivarita

Granito Encruzilhada*	$0,7940 \pm 3$
Anortosito**	$0,7033 \pm 6$
Anortosito***	$0,7033 \pm 2$

* Pedreira próxima à casa de Simões Pires, Capivarita, RS.

** Fazenda Porteirinha, Capivarita, RS (A-69-1).

*** Estrada Monte Castelo, Capivarita, RS (A-69-18).

Analistas:

-Lois M. Jones, Departamento de Geologia;
Universidade da Geórgia - Athens, Georgia,
USA

-R.L. Walker, Oak Ridge National Laboratory;
Oak Ridge, Tennessee, USA.

A razão K/Rb no Anortosito de Capivarita é muito baixa em consequência do baixo conteúdo de potássio (Tab. nº 29). Os valores de K/Rb se aproximam mais dos eclogitos e rochas ultrabásicas que de anortositos do tipo maciço (HEIER & BILLINGS, 1970). É interessante salientar que a razão é baixa, não pelo elevado conteúdo de rubídio (que é muito baixo), mas pelo baixo conteúdo de potássio, que coloca o anortosito em estudo em posição peculiar, sob o ponto de vista petroquímico. Assim, a deficiência de rubídio característica do manto persiste. GILL & MURTHY (1970) observam que alta razão K/Rb nos anortositos não significa formação no manto superior porque o potássio se enriquece preferentemente ao rubídio nos plagioclásios (ligação química mais forte) enquanto no magma em equilíbrio com os plagioclásios o rubídio pode ser mais elevado e a razão K/Rb mais baixa. A baixa razão K/Rb no Anortosito de Capivarita (Grupo Cambaí) poderia encontrar explicação no metamorfismo regional sofrido pela rocha. HEIER (1960) observou que a razão K/Rb para as rochas metamórficas de fácies granulito (300-600) é superior à razão das rochas de fácies anfibolito (150-250).

A razão Rb/Sr para três amostras de anortosito é 0,01 (exceto para a amostra A-69-04 - bytownita anortosito, com 2,6% de grossulária - cujo valor é 0,1). HEIER & BILLINGS (op.cit.), atribuem valores inferiores a 0,03 para Rb/Sr no manto para $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ compreendida entre 0,702 e 0,704. FAURE & HUXLEY (1963) estimam a razão Rb/Sr igual a 0,25 para a parte superior da crosta continental. HEIER (1964) loca em coordenadas Rb/Sr e percentagem de potássio, observando que para a mesma percentagem de potássio, as rochas com

Tab. 29 - Comparação das razões K/Rb e Rb/Sr do anortosito de Capivarita com as de outros anortositos

		K/Rb	Rb/Sr
Adirondack (Reynolds e outros, 1969)		1500	
Roseland (Herz, 1969)		2000	
Capivarita	Rb(ppm)*		
A-69-1	5	580	0,01
A-69-4	6	152	0,1
A-69-12	10	374	0,01
A-69-18	8	334	0,01
+ C.V.Dutra, Belo Horizonte - MG			

menor razão Rb/Sr são as pertencentes à fácies granulito. Segundo o diagrama desse autor, o granulito com potássio igual a 0,7 tem Rb/Sr levemente superior a 0,01, o que corresponderia aproximadamente à relação existente no Anortosito de Capivarita.

5.8 DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE DO ANORTOSITO DE CAPIVARITA

A gênese dos anortositos ainda é um desafio a petrólogos e geoquímicos. As dificuldades surgem considerando as altas temperaturas necessárias para a manutenção de um magma anortosítico no estado líquido. A única rocha de composição anortosítica cuja textura fluidal mostra nitidamente que foi injetada no estado líquido é o Keningito e que ocorre raramente, como na região de Nordingri-Röddö, Suécia (ECKERMANN, 1938).

BUDDINGTON (1939), no caso particular de Adirondack, considera os anortositos e as rochas associadas - gabros, gabro-anortositos e noritos saturados - sejam co-magmáticos. Baseado nessa observação, esse autor sugere que os anortositos provenham de um magma anortosítico-gábrico com 80% de plagioclásio e 20% de piroxênio (hiperstênio). Esse magma poderia existir no estado líquido a 1350°C e seria móvel, suficiente para constituir intrusões, devendo admitir-se para isso a presença de pequenas quantidades de água e cristalização parcial.

HIGGS (1954), estudando o anortosito das Montanhas de São Gabriel no sul da Califórnia, EE.UU., considerou que o magma do qual provém o anortosito permaneceu no estado líquido durante bastante tempo em virtude do conteúdo de voláteis (H_2O , K_2O , FeO , TiO_2 , P_2O_5 e Na_2O).

As ocorrências de anortosito mostram-se pobres em minerais oriundos de voláteis, contrariando em princípio as hipóteses acima.

MICHOT (1960) apresenta hipóteses sobre a gênese de diversos corpos de anortosito do Distrito de Rogaland, SW da Noruega, formados em ambiente catazonal e sinorogênico. Os processos de formação segundo o mencionado autor, seriam diversos: a) assimilação de sedimentos pelíticos por magma toleítico e diferenciação subsequente (Maciço Egersund-Ogna); b) diferenciação magmática sincinemática (Maciço Bjerkrem-Sogndal); c) palingênese básica, dando granofels anortosítico residual, formado por anatexia parcial da rocha primitiva e a eliminação sincinemática do leuconorito mobilizado (Maciço Haland-Helleren); d) anortização metassomática (zona Punterold-Lien).

Diversas hipóteses sobre origem metamórfica para os anortositos a pareceram, especialmente por ultrametamorfismo (BARTH, 1952 e RAMBERG, 1952)

HERZ (1969) sugere que a formação de anortositos tipo maciço possa ter se dado em evento térmico normal, a 1100-1700 milhões de anos, sob pressões de vapor d'água de 5000 bárias e temperaturas da ordem de 1095°C (eutético do sistema diopsídio-anortita), com composição de 42 a 73% de anortita. A ascensão do corpo anortosítico para a crosta superior se daria por diapirismo.

BERRANCE (1965), apresenta uma série anortosítica contínua desde a nortositos autócotonos, para autócotonos até os anortositos plutônicos. Os primeiros foram originados "in situ", por reconstituição metassomático-metamórfica durante o período de orogênese. Ainda, segundo o autor, com a temperatura e deformação crescentes, pode dar-se anatexia com mobilização de frações leuconoríticas e granodioríticas.

MICHOT (1960) e WINKLER & Von PLATTEN (1960) sugerem a formação de massa anortosítica residual, baseados respectivamente em demonstrações experimentais e de campo do mecanismo da palingênese. BERRANCE (op.cit.) em aditamento, explica as intrusões dos plutões anortosíticos por ascensão do anortosito residual, a níveis bem menos profundos da crosta, induzida por forças tectônicas.

Pelas rochas às quais se encontra associado, pela área orogênica em que se encontra, pela forma e pela presença de corpos satélites, pela pobreza de estruturas internas (quase maciço, com poucas lineações), pelas texturas de granulação grossa e mesmo pegmatóide, pelos efeitos típicos de tensões, textura protoclastica ou cataclástica do plagioclásio e encurvamento das maclas do mesmo mineral, pela composição mineralógica com a composição do plagioclásio variável em limites estreitos, podemos dizer que o Anortosito de Capivarita é do tipo maciço ou plutônico-orogênico.

Os contatos são com rochas aparentemente mais jovens, de maneira que os efeitos metamórfico-metassomáticos nos bordos não puderam ser observados.

Charnoquitos, mangeritos e enderbitos (rochas piroxênio-pertita fêlsicas, de aspecto ultrametamórfico ou ígneo) não foram encontrados. A rocha da área cuja composição mais se assemelharia a de mangeritos seria o Sienito Gnáissico Piquiri, mas não apresenta relações diretas com o anortosito.

A única rocha que parece estar geneticamente associada ao anortosito é o orto-anfibolito. O anortosito apresenta mais de 90% de fêlsicos e não há rochas máficas nos bordos.

As observações acima levam à conclusão que o anortosito não pode ter se formado por diferenciação de um magma anortosítico-gábrico, como preconizou BUDDINGTON (op.cit.) em consequência de ausência dos produtos mais diferenciados (mais máficos).

A razão Sr^{87}/Sr^{86} e talvez a razão Rb/Sr permitem supor a gênese do anortosito em zonas profundas da crosta ou no manto superior.

A ascensão a zonas menos profundas já se daria com a composição similar à atual, e inclusive, pelos dados acima, sem contaminação por material da parte superior da crosta. Dados geofísicos (gravimetria) nas áreas anortosíticas da Província de Grenville, Canadá, mostraram (SIMMONS, 1964 e

THOMPSON & GARLAND, 1957 e KLUGMAN, 1960) que os plutões anortosíticos (Adirondack, Morin, St. Urbain) apresentam anomalias Bouguer negativas, mostrando não estarem associados a quantidades significativas de rochas básicas e/ou ultrabásicas, semelhantemente a Capivarita. Em muitas das áreas anortosíticas, uma hipótese simples (magmatismo, orogenia, metamorfismo) não parece adequada para explicar toda a história das rochas anortosíticas e litologias associadas (BERRY & WALTON, 1962 e WALTON & DENAARD, 1963). Para Adirondack, os autores acima observam que o anortosito formava uma associação plutônica com granitos e meta-sedimentos, constituindo um ciclo pré-Grenville. No ciclo Grenville subsequente, o conjunto sofreu orogênese sendo o embasamento antigo remobilizado.

Em Capivarita, embora não se tenha relações de contato muito satisfatórias com as rochas do Grupo Cambaí e nem ocorram as rochas com máficos comumente associadas, o autor atribui uma hipótese de origem semelhante. O anortosito como corpo plutônico deveria estar associado a granitos e meta-sedimentos pré-Cambaí. Durante o ciclo orogênico Cambaí, essas rochas foram remobilizadas com a formação de gnáisses e migmatitos, explicando a íntima associação entre o anortosito e as rochas acima.

5.9 CONCLUSÕES SOBRE O ANORTOSITO

1. O anortosito de Capivarita é do tipo maciço ou plutônico-orogênico. Não há relação com rochas ultrabásicas, nem estrutura tipo lopolito. Encontra-se associado a metamórficas (granitos gnáissicos, migmatitos).

2. A textura é, em geral, granular grossa a pegmatóide, sendo que esta última é comum nos anortositos tipo maciço. Encontram-se cristais de até 11 cm de tamanho. A textura cataclástica também é comum.

3. Os dados estruturais obtidos não são muitos. As lineações predominantes apresentam direção nordeste. A estrutura dômica (BUDDINGTON, 1939) não é evidente. A forma de massa alongada de 8 km de comprimento (planície anortosítica) com espessura desconhecida é a mais sugestiva pelas observações de campo.

4. A presença de pequenos corpos anortosíticos, isolados da maior ocorrência, no Grupo Cambaí e no Complexo Granítico Encruzilhada, sugere a existência de corpos satélites do anortosito. A presença de satélites é característica dos anortositos tipo maciço ou plutônico-orogênico (BERRANGÉ, 1966).

5. O anortosito é leucocrático. A quantidade de máficos é inferior a 10%. A carência de máficos e o consequente grande excesso de plagioclásio não estariam de acordo com gênese através da diferenciação de um magma de composição anortosito-gábrica a não ser que os máficos estivessem concentrados em áreas cobertas por outras litologias.

6. As rochas associadas aos anortositos são de alto grau de metamorfismo, fácies anfibolito.

7. A composição dos plagioclásios varia de An_{49} a An_{84} , mas, a grande concentração de valores é de An_{51-62} . É um labradorita anortosito. O valor An_{84} é local. A constância na composição do plagioclásio também caracteriza os anortositos do tipo maciço.

8. O principal máfico presente é a clorita, embora diopsídio, hornblenda e biotita tenham sido encontrados.

9. A razão Sr^{87}/Sr^{86} é 0,7017 e a Rb/Sr é 0,01, sendo argumentos favoráveis à formação de anortosito no manto superior ou crosta inferior. A primeira razão indica pouca contaminação por material da crosta superior.

10. A razão K/Rb varia de 152 a 580, sendo muito baixa em relação a outros anortositos, em consequência do baixo conteúdo de potássio.

11. A composição química do anortosito de Capivarita é similar àquela de diversos anortositos tipo maciço, à exceção do baixo conteúdo de

potássio. A composição química do anortosito em estudo coincide com o campo composicional dos anortositos conhecidos.

12. Os elementos menores mais importantes no anortosito são o estrôncio e bário. O estrôncio não mostra correlação com o cálcio. O conteúdo de estrôncio é mais baixo que o dos anortositos tipo maciço comuns.

13. Diques de anfibolito (antigos gabros ou diabásios) cortam o a nortosito, não cortando rochas mais jovens que o anortosito. O autor levanta a hipótese de serem co-magmáticos. Razões isotópicas estão sendo determinadas no anfibolito.

6. CAOLIM DE CAPIVARITA

6.1. GENERALIDADES

As primeiras descrições geológicas da área do caolim foram feitas por FORMOSO & CARRARO (1962), FORMOSO (1966) e posteriormente, pelos mesmos autores já mencionados (1968). A área principal de ocorrência de caolim é ao sul e sudoeste de Monte Castelo, constituindo uma faixa de cerca de 24 km², num total de 38 ocorrências conhecidas.

As jazidas de caolim se encontram em área de contato entre o anortosito de Capivarita e o granito de Encruzilhada. Topograficamente, o caolim se situa nas encostas de coxilhas e morretes (ver foto nº 17). Há alguns jazimentos importantes que apresentam controle estrutural, segundo direções N 10° E e N 45° W. A área de ocorrência de caolim é muito pediplanada, de maneira que no campo ou em fotografias aéreas, pequenas falhas e mesmo fraturas não podem ser observadas, havendo a possibilidade de outras, ou mesmo todas, estarem associadas a essas falhas ou fraturas.

O caolim apresenta cor branca com raras manchas amareladas ou castanhas, oriundas da alteração de máficos (ver foto nº 18). Em muitos dos jazimentos, o topo do caolim apresenta cor rosa ou levemente avermelhada. No perfil da figura nº 27, observa-se uma seção colunar de ocorrência de caolim, até a profundidade de 10 metros, mostrando 2,5 m de caolim rosa no topo e 7,5 m de caolim branco na parte inferior. A cor rosa da parte superior se deve à contaminação de ferro por águas superficiais que percolam através do caolim.

Os corpos de caolim têm forma irregular e espessuras variáveis. Geralmente, a área de um corpo não ultrapassa a 1.000 m², com espessuras que variam de alguns centímetros até 15 metros. Em furo de sonda realizado por empresa particular numa ocorrência de caolim, próxima à estrada municipal, de acesso à Fazenda Santo Antonio (ver mapa nº 3), a espessura variou de 14 metros no centro do corpo para 7 metros em posição intermediária e para zero no bordo, em distância não superior a 50 metros.

Em diversas ocorrências, o caolim se encontra cortado por diques de composição granítica, de aproximadamente 10 cm de espessura ou também atravessado por veios quartzo-feldspáticos com espessura de algumas dezenas de centímetros. (foto nº 18). Geralmente os diques ou veios estão bem menos alterados que a rocha que originou o caolim. Associados a este aparecem tam

Foto nº 17 - Jazida de caolim próximo ao contato anortosito-Granito Encruzilhada.

Foto nº 18 - Caolim com manchas amareladas ou castanhas, provenientes da alteração de máficos.

Fig. Nº 27 - Seção colunar do caolim de Capivarita.

Fig. Nº 28 - Massas angulares de caolim (branco) em rocha granítica alterada (cinza).

Mapa nº 2 - Ocorrências
de caolim.

bem rochas de cor castanho-clara a escura, alteradas, constituindo rochas básicas em decomposição. Ainda, em certos locais, aparecem na rocha granítica alterada, blocos de caolim de forma angular, representando xenólitos de rocha alterada incluída no granito em zona de falha ou de contato das duas rochas (fig. nº 28).

FORMOSO & CARRARO (1962) descreveram a origem do caolim de Capivarita a partir da alteração do anortosito. Os critérios para definir a rocha mãe do caolim foram os seguintes:

a - o caolim da área é residual, isto é, formado por alteração da rocha "in situ";

b - o caolim preserva a textura do anortosito, observando-se em boçorocas, que o anortosito alterado é semelhante ao caolim (foto nº 20);

c - o caolim apresenta muito pouco quartzo. Das rochas ocorrentes na área granitos, pegmatitos e anortosito, apenas este último é quase carente de quartzo;

d - em várias ocorrências de caolim, aparecem seixos e mesmo matações de anortosito em diversos graus de alteração (ver foto nº 19);

e - na área da planície anortosítica, foi verificada a alteração intempérica do anortosito em diversos em diversos graus (fotos nº 20 e 21). A alteração incipiente produz uma verdadeira areia a plagioclásio (processo de arenização) mas em alguns locais, onde a alteração pode avançar, pela maior lixiviação, forma-se um verdadeiro caolim. O difratograma de raios X desse material, em amostra não orientada, mostra a presença de plagioclásio como mineral dominante, caolinita mal cristalizada (reflexões não ponteadas, muito largas) e quartzo (fig. nº 29).

Difratogramas de raios X da fração menor que dois microns mostram a caolinita como argilo-mineral dominante. Nos solos pretos ou cinza escuros originados do anortosito, também a caolinita é o mineral dominante.

Há ainda possibilidade que, em alguns locais, o caolim possa ter se formado parcialmente por alteração de feldspatos dos pegmatitos.

Os depósitos mais importantes de caolim do Estado do Rio Grande do Sul são os de Capivarita, explorados há mais de vinte anos mas, a sua exploração no passado e em grande parte no presente, vem sendo tecnicamente incorreta. A exploração no passado era clandestina na sua quase totalidade, mas atualmente, como consequência do interesse mostrado pela indústria cerâmica, foram pedidas concessões para pesquisa das áreas com possibilidade de existência de caolim.

Foto nº 19 - Matakão de anortosito alterado no seio do caolim.

Foto nº 20 - Boçoroca evidenciando que o anortosito alterado é semelhante ao caolim.

Foto nº 21 - Arenização do anortosito na maior
boçoroca existente na área.

Fig. Nº 29 - Material de alteração do anortosito na boçoroca próxima às couraças de ferro da Formação Rio Bonito perto da Fazenda Santo Antônio

6.2 GRANULOMETRIA

As curvas granulométricas de três amostras do caolim de Capivarita (fig. nº 30) mostram que os diâmetros das partículas de caolim se situam entre 4,5 e 11,0 ϕ , ou seja, na fração silte ou na fração argila. Deste material, 65 a 70% se encontra entre 4 e 8 ϕ (fração silte). Os restantes 30% constituem a fração argila. O dispersante usado para a determinação granulométrica foi o hexametáfosfato de sódio com adição de carbonato de sódio para regular o pH.

Fig. Nº 30 - Curva granulométrica de algumas amostras do caolim de Capivarita

6.3 ANÁLISE QUÍMICA

A análise química do caolim de Capivarita é apresentada na tabela a baixo (tab. nº 30). Em relação à composição de uma caolinita pura a análise química revela um leve excesso de alumina sobre a sílica, mas gibsita ou outra forma de alumina livre não foram encontradas.

Tab.30 - Análise Química do Caolim de Capivarita

Composição Teórica da caolinita.	Caolim de Capivarita (Amostra K-01).	Caolinita de Poços de Caldas +	Argila de Piedade (SP) ++
SiO ₂ - 46,5	SiO ₂ - 40,05	44,3	45,0
Al ₂ O ₃ - 39,5	Al ₂ O ₃ - 41,33	39,1	40,0
H ₂ O(+) - <u>14</u>	Fe ₂ O ₃ - 0,47	1,42	0,72
100,0	CaO - tr	tr	tr
	MgO - tr	tr	tr
	Na ₂ O - 0,08	0,05	tr
	K ₂ O - 0,27	0,21	0,02
	TiO ₂ - 0,10	0,18	H ₂ O(+) <u>15,4</u>
	H ₂ O - <u>17,77</u>	<u>14,6</u>	<u>101,11</u>
	100,07	99,86	

+ - Souza Santos, Souza Santos e Brindley (1966).
 ++ - Souza Santos, Brindley e Souza Santos (1965).

6.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

O caolim é geralmente constituído por minerais do grupo da caolinita e secundariamente por ilita. Na tabela nº 31, e nas figuras nº 32, 33, 34 e 35 vê-se a composição mineralógica de algumas amostras de caolim. Nas amostras K-22 e K-25, predomina a ilita ou interestratificado I-(10-14M) ou (I-M). Foram feitos difratogramas de raios X das frações menores que 1,2 e 5 mícrons.

As frações mais grossas do caolim foram estudadas em lupa, mostrando serem constituídas de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico. Os feldspatos foram distinguidos por coloração seletiva (tab. nº 31).

6.4.1 ANÁLISE TÉRMICO-DIFERENCIAL

A análise térmico-diferencial da fração menor que 2 mícrons (fig. nº 31, amostra K-01) mostra um pico endotérmico a 200 °C, um outro a 600 °C, um exotérmico a 980 °C. Os dois últimos são característicos dos minerais do grupo da caolinita e o primeiro corresponde à água (H₂O) adsorvida, mostrando que a cristalinidade não é das melhores.

Fig. Nº 31 - Análise térmico-diferencial da amostra K-01 do caolim de Capivarita

6.4.2 DIFRAÇÃO DE RAIOS X E MICROSCOPIA ELETRÔNICA

Associando difração de raios X à microscopia eletrônica, há possibilidade de distinguir caolinita e haloisita. A tabela nº 32 apresenta os dados de microscopia eletrônica e difração de raios X para cinco amostras de caolim da área de Capivarita. BRINDLEY, SOUZA SANTOS & SOUZA SANTOS (1963), SOUZA

Tab. 31 - Composição da Fração Grossa de Algumas Amostras de Caolín
de Capivarita

Amostra	Plagioclásio	Feldspato Alcalino	Quartzo	Total Nº de grãos
K-01	11	46	382	439
K-22-1	131	2	9	142
K-04	2	9	218	229
K-22-4	6	16	332	354
K-06	38	33	211	282
K-07	nd	225	36	261
K-08	2	nd	138	140
K-10	13	10	285	308
K-16	1	3	98	102
K-20	372	40	3	415
K-31	3	nd	105	108

Obs.: Não foram observadas, em nenhuma das amostras, biotita nem muscovita.

trônica de algumas amostras do caolim (Capivarita)

Amostra	Difração de raios X	Microscopia eletrônica
Amostra K-07	A intensidade das reflexões basais 001 e 002 é bastante superior às reflexões 02, mas estas mostram caráter de banda. Mistura de caolinita e haloisita, com predominância da primeira. Aparência de caolinita mal cristalizada, mas trata-se da mistura de dois minerais.	Aglomerados espessos opacos aos eletrons do argilo-mineral haloisita. Empilhamento provável de caolinita, além de aglomerados de haloisita.
Amostra K-10	Não mostra boa orientação basal. As reflexões basais 001 e 002 têm intensidades levemente superiores às reflexões 02 que apresentam caráter mais de banda que de pico. Tanto na fração menor que 1μ , como na menor que 2μ ou 5μ , a relação de intensidades das reflexões 001 e 02 são similares. Grande predominância de haloisita (talvez mais de 75%). A reflexão de $10\text{\AA}$ da endolita aparece fraca.	Partículas tubulares e partículas espessas aos eletrons de perfil retangular que, provavelmente, são aglomerados de partículas lamelares ou tubulares (mistura de haloisita $2\text{H}_2\text{O}$ e haloisita $4\text{H}_2\text{O}$).
Amostra K-22-1	As reflexões basais são superiores às reflexões 02, mas estas são importantes e em banda, não havendo boa orientação basal. Mistura de haloisita e caolinita, com predominância da primeira.	Aglomerados espessos opacos aos eletrons (do tipo "doce de coco") e de partículas isoladas em forma de tubos do argilo-mineral haloisita; há um número muito pequeno de placas, provavelmente caolinita.
Amostra K-22-4	Orientação basal boa. Pelo difratograma da fração menor que 1μ , parece uma caolinita com desordem no empilhamento na direção do eixo b, mas, associando às eletromicrografias, trata-se de mistura de caolinita e haloisita, com predominância da primeira.	Aglomerados espessos opacos aos eletrons do argilo-mineral haloisita. Nota-se empilhamento provável de caolinita.
Amostra K-25	O difratograma de raios X mostra (fração $< 1\mu$) ilita-7 e caolinita-3. A ilita é dioctaédrica (reflexão de $5\text{\AA}$ é intensa). As proporções de ilita e caolinita são constantes nas frações menores que 5,2 e 1 micron.	Aglomerados espessos e de placas hexagonais de argilo-mineral do grupo da caolinita e de placas grandes, apresentando figuras de interferência (Schlieren), usualmente observadas em partículas de mica por microscopia eletrônica de transmissão.

Foto nº 22 (Amostra K-07) - Microscopia eletrônica. Aglomerados espessos do argilo-mineral haloisita e empilhamento provável de caolinita (placas).

Foto nº 23 (Amostra K-10) - Microscopia eletrônica. Partículas tubulares e partículas espessas de perfil retangular que são provavelmente aglomerados de partículas lamelares ou tubulares.

Foto nº 24 - (Amostra K-22-01) - Microscopia Eletrônica. Partículas isoladas em forma de tubos (haloisita) associadas a um número pequeno de placas (caolinita) e a aglomerados espessos (tipo "doce de côco").

Foto nº 25 - (Amostra K-22-04) - Microscopia Eletrônica. Aglomerados espessos do argilo-mineral haloisita e empilhamento provável de caolinita (placas).

Foto nº 26 (Amostra K-25) - Microscopia eletrônica. Placas hexagonais do argilo-mineral caolinita e placas grandes que apresentam figuras de interferência (schlieren), observáveis geralmente em partículas de mica por microscopia eletrônica de transmissão.

SOUZA SANTOS, SOUZA SANTOS & BRINDLEY (1964); SOUZA SANTOS, BRINDLEY & SOUZA SANTOS (1965) e SOUZA SANTOS, SOUZA SANTOS & BRINDLEY (1966) apresentaram valiosa contribuição à distinção entre caolinita e haloisita por microscopia e letrônica e difração de raios X.

Esses autores, estudando as relações caolinita-haloisita, através da difração de raios X e da microscopia eletrônica, chegaram a importantes conclusões: a) há diversos graus de irregularidade estrutural desde caolinita até haloisita (A,B,C,D), representados, em geral, por morfologia de placas e tubos, respectivamente. Há, entretanto, exceções nas relações entre a irregularidade no empilhamento e a morfologia; b) a determinação de caolinita e haloisita em misturas é de solução difícil, pois depende do grau de cristalinidade dos dois constituintes e como a caolinita apresenta melhor orientação basal, a haloisita, mesmo em proporções da ordem de 40 a 60% pode ser omitida; c) as técnicas de preparação de amostras para difração de raios X e microscopia eletrônica devem evitar o fracionamento granulométrico que pode levar à segregação de caolinita e haloisita e à interpretação errada; d) a argila de Piedade (SP), macroscópica e microscopicamente, é tubular, expande, porém, apresenta boa regularidade estrutural; e) argilo-mineral de Poços de Caldas (MG), quando úmido, tem espaçamento de $10,05\text{\AA}$ e, exposto ao ar ou colocado em água fervente, sofre colapso a $7,3 - 7,2\text{\AA}$. Ainda ao microscópio eletrônico, o material se mostra formado por placas pequenas que, por envelhecimento, se enrolam em formas tubulares; f) a classificação dos minerais caolinita-haloisita deve ser divariante e não univariante.

Do ponto de vista das espécies do grupo das caolinitas presentes, o caolim de Capivarita, com exceção das amostras K-25, K-22, K-20 que são ricas em ilita, é constituído, em geral, por mistura de caolinita e haloisita. As relações de intensidade das reflexões basais com as reflexões 02 mostram que, em diversas amostras como a K-10, a haloisita predomina sobre a caolinita, comprovada, no caso dessa amostra pela eletromicrografia que exhibe grande abundância de tubos sobre poucas placas. Já na amostra K-07, as reflexões basais são mais intensas que as prismáticas, parecendo predominar a caolinita, embora se saiba que a haloisita possa ser subestimada. Também se observa que, à primeira observação, a mistura pode parecer o difratograma de uma caolinita mal cristalizada com irregularidade no empilhamento na direção do eixo b.

A amostra K-25 mostra mistura de caolinita e ilita (ou sericita), com predominância da segunda que é do tipo dioctaédrica. Ao microscópio eletrônico apresenta figuras de interferência denominadas "schlieren".

Comprovando os trabalhos de BRINDLEY, SOUZA SANTOS & SOUZA SANTOS, já citados, há enriquecimento de material mal cristalizado nas frações mais finas. Assim, nas amostras K-1 e K-7, a orientação imperfeita das reflexões basais e também as reflexões 02 são mais nítidas nas frações finas, parecendo de mais baixa cristalinidade ou mais ricas em haloisita. Ainda está de acor-

Tab. 33 - Resultados de difração de raios X de amostras de Caolim de Capivarita.

196

Amostra	Granulometria	Composição
K-01	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 (pico assimétrico, provavelmente haloisita) K-10 K-10
K-03	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 (caolinita bem cristalizada nas frações - mais grosseiras). K-8 .I-(10-14M)-2 K-9 .I-(10-14M)-1
K-04	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10.I-(10-14M)-tr K-10.I-(10-14M)-tr K-10.I-(10-14M)-tr
K-06	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10
K-07	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10.I-(10-14M)-tr K-10
K-08	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 (provavelmente mistura caolinita-haloisita) K-10 K-10 (aparece pico 10Å, provavelmente endelita)
K-10	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10 (pico 10Å, provavelmente endelita)
K-16	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10
K-20	<1 μ <2 μ <5 μ	K-4 . I-6 K-4 . I-6 K-4 . I-6
K-22	<1 μ <2 μ <5 μ	K-4 . I-6 I-(10-14M) K-4 . I-6 I-(10-14M) K-4 . I-6 I-(10-14M)
K-22-1	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10 (pico assimétrico)
K-22-4	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10 (picos assimétricos em banda)
K-25	<1 μ <2 μ <5 μ	K-3 . I-7 I-(10-14M) K-3 . I-7 I-(10-14M) K-3 . I-7 I-(10-14M)
K-31	<1 μ <2 μ <5 μ	K-10 K-10 K-10 (pico assimétrico; mistura caolinita-haloisita).

Fig. Nº 32 - Difrátogramas de raios X de algumas amostras de caolim (Capivarita)

Fig. Nº 33 - Difrátogramas de raios X de algumas amostras de caolim (Capivarita)

Fig. Nº 34 - Difrátogramas de raios X de algumas amostras de caolim (Capivarita).

Fig. Nº 35 - Difratogramas de raios X de algumas amostras de caolim (Capivarita)

do com a opinião dos autores acima, a observação de uma provável alteração intempérica de caolinita a haloisita.

Cumprе salientar que para estudo de maiores detalhes relativos ao problema caolinita-haloisita do caolim de Capivarita deveria ser feito um maior fracionamento granulométrico, estudos de mais detalhes por difração de raios X com tratamento térmico a diversas temperaturas, acompanhados de eletromicrografias para correlacionar regularidades ou irregularidades estruturais e morfologia. Estudos dessa natureza serão feitos especificamente em um trabalho sobre caolim.

As eletromicrografias foram realizadas no Centro de Microscopia da Escola Politécnica de São Paulo. O equipamento usado foi o microscópio eletrônico Siemens, com 80 Kv. O aumento original das eletromicrografias foi de 5000 X e o aumento final foi de 20000 X.

6.4.3 ESPECTROFOTOMETRIA POR INFRAVERMELHO

Frações do caolim de Capivarita, inferiores a 2 mícrons e mesmo a 1 mícron, foram estudadas por infravermelho, especialmente na região de frequências entre 3400 e 3800 cm^{-1} . A fração inferior a 1 ou 2 mícrons foi montada sobre lamínula de vidro (WOLFF, 1963) e secada a 100-110 $^{\circ}\text{C}$. As amostras orientadas foram estudadas, colocando-as perpendicularmente e a 45 $^{\circ}$ ao feixe de raios infravermelhos. Os espectros de infravermelho apresentados por cinco amostras (K-01, K-03, K-16, K-22 e K-22-4). As figuras nº 36 e 37 mostram a presença de três bandas de absorção definidas: 3627 cm^{-1} , 3657 cm^{-1} e .. 3700 cm^{-1} , todas situadas na região de OH $^{-}$ "stretching". WOLFF (op.cit.) cita para a caolinita as bandas 3704, 3663 e 3635 cm^{-1} . Inclínada a 45 $^{\circ}$ em relação ao feixe da radiação, houve um aumento de intensidade das bandas, principalmente da banda a 3700 cm^{-1} , concordando com os dados de WOLFF.

O espectrograma de infravermelho de uma endelita em nujol (Formação Estrada Nova, num local próximo à Refinaria Alberto Pasqualini) apresenta bandas com as frequências 3560, 3633, 3672 e 3704 cm^{-1} . As três últimas concordam com os valores de frequência apresentados acima para a caolinita. A reflexão a 3560 cm^{-1} deve ser atribuída à água interlamelar da endelita. ALEXANIAN et alii. (publicação interna do Centre de Recherches de Charbonage de France) estudou a variação do espectro de infravermelho de haloisita com aquecimento (100, 200 e 300 $^{\circ}\text{C}$), observando que as bandas devidas a H $_2$ O (1600, 3400, 3500, 3600 cm^{-1}) só serão totalmente eliminadas a 300 $^{\circ}\text{C}$, mas permanece a banda de 3700 cm^{-1} relativa a OH $^{-}$. Nas bandas relativas à absorção OH $^{-}$ "stretching", não há diferenças importantes entre caolinita e haloisita. A técnica de preparação da amostra (em lamínula de vidro) para o caso do caolim de Capivarita eliminou o pico relativo a H $_2$ O, mas no caso da endelita, cuja amostra foi dispersa em nujol, o mesmo pico, a 3560 cm^{-1} , permaneceu evidente.

Fig. Nº 36 - Espectros de infravermelho de algumas amostras de caulim. Região "stretching" OH^-

Fig. Nº 37 - Espectros de infravermelho de algumas amostras de caolim. Região " stretching " OH^-

Em misturas de caolinita e haloisita, a distinção se torna ainda mais difícil, dada a coincidência das bandas de absorção dos dois minerais.

As bandas de absorção reticulares apresentadas pelo caolim de Capi-
varita (em amostra preparada com KBr, sob pressão) são apresentadas na ta-
bela nº 34, junto com as bandas de hidroxila "stretching".

Tab. 34 Espectrofotometria de infravermelho do Caolim de Capi-
varita

<u>Bandas hidroxila (Stretching)</u>			
frequência, (cm^{-1})	3704	3657 - 3670	3627
<u>Bandas reticulares</u>			
frequência (cm^{-1})	1110	1036	1012
	940	917	-
	785	756	700
	543	473	433

GRIM (1968) considera que a posição e a nitidez da banda de vibra-
ção perpendicular depende da granulometria da caolinita. O valor 1110 cm^{-1} a-
presentado dá a caolinita como formada por pequenos cristais, mas a banda
não é tão pontaguda como as bandas de absorção a 1036 e 1012 cm^{-1} , podendo
sugerir a presença de material mal cristalizado.

6.5 DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE

O caolim de Capivarita é residual, diferindo dos caolins "sedimentares" ou transportados dos estudos de cerâmica. Observa-se o caolim sendo cortado por diques de granitos e "seixos angulares" de caolim em massa granítica alterada (fig. nº 28). Além do anortosito, a alteração de outras rochas daria origem ao caolim, mas deveriam ser rochas como pegmatitos com feldspato potássico e pouco quartzo. Os corpos de pegmatitos que ocorrem na área são de pequeno porte, com uma exceção, próximo a Monte Castelo e de direção NS, não podendo ser responsáveis pelos diversos jazimentos de caolim da área.

O controle estrutural da caolinização é posto em evidência em diversos locais. São muito conspicuas jazidas de caolim situadas paralelamente às cristas da falha de direção N 10° E, ao sul de Monte Castelo e N 45° W, na área denominada Dois Cerros.

Os caolins residuais podem ter origem hipogênica (hidrotermal), supergênica ou ainda, em alguns casos, inicialmente hipogênica com superposição de alteração intempérica. As distinções entre origem hidrotermal ou supergênica não são fáceis para muitas ocorrências de caolim no mundo. O caolim de Capivarita apresenta a concentração de ocorrências na área de contato já mencionada. Fora da área de contato, a alteração intempérica leva geralmente à arenização do anortosito, com exceção de uma boçoroca na planície anortosítica onde a caolinização é um pouco mais avançada.

Nas jazidas de caolim, a caolinização é completa, raramente apresentando relíquias da rocha mãe. A alteração completa, a ocorrência no contato, o controle estrutural, a presença de pegmatitos na área, seriam em princípio, argumentos favoráveis a uma origem hidrotermal. Esta fase hidrotermal poderia estar associada aos pegmatitos da área, porém, as rochas nessa área restrita não apresentam claramente processos de alteração hidrotermal, exceto nos corpos pegmatíticos. Há, entretanto, diversas evidências de campo indicando que o caolim poderia ter sido formado por intemperismo (alteração do anortosito). Em três locais, pelo menos, observa-se o anortosito se intemperizando a caolim. A caolinita é formada em boçorocas por intemperismo do anortosito. O material coletado da alteração intempérica do anortosito é constituído por caolinita mal cristalizada, ilita, quartzo e plagioclásio ainda não alterado, com predominância da primeira, na fração menor que dois microns (fig. nº 38). Ainda, em seixo de anortosito alterado, encontrado na jazida de caolim K-07, foi identificada a caolinita como mineral dominante, ilita e plagioclásio, em pequena quantidade, como mineral residual.

Fig. Nº 38 - Difratograma de raios X da amostra K-7
do caolim de Capivarita

A caolinização na planície anortosítica não progride porque o solo prêto desenvolvido e os produtos de alteração argilosa e pouco permeáveis não permitem a lixiviação mais avançada que levaria à formação de caolinita. No contato com a rocha granítica, a lixiviação é mais fácil como consequência da permeabilidade na zona de contato como também pela arenização da rocha granítica que forma material permeável.

A alteração intempérica do anortosito na área não permitiu a lixiviação extrema com formação de gibsita. A análise química do caolim : revela excesso de Al_2O_3 , mas gibsita ou ~~böhmite~~ não foram detectadas. A transformação da labradorita em caolinita implicaria em perda de Ca^{++} , Na^+ totalmente e SiO_2 parcialmente que seriam lixiviados. Na alteração do anortosito, são comuns concreções calcárias, formadas por grãos de plagioclásios imersos em massa de calcita. O cálcio proviria do plagioclásio.

Como conclusão, há evidências que o intemperismo pode alterar o labradorita anortosito a caolim, em condições atuais de clima, como ocorre em boçorocas em área próxima a Monte Castelo. O fato de a caolinização intensa se dar em áreas de contato ou falhas poderia conduzir a uma origem hidrotermal do caolim, mas também essas áreas são de elevada lixiviação intempérica, servindo semelhantemente como argumento para as duas hipóteses de gênese. Estudos de grande detalhe poderão contribuir com novos dados para o conhecimento da gênese desse caolim.

7. GEOCROLOGIA DE ALGUMAS ROCHAS DA ÁREA DE CAPIVARITA

Os dados geocronológicos da Área de Encruzilhada são ainda muito poucos, não permitindo uma interpretação segura da idade das rochas do Escudo Uruguaio-sulriograndense nesta área (os dados geocronológicos conhecidos foram determinados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo).

Pelas observações de campo, o Grupo Cambaí constitui as rochas do embasamento na área. O Anortosito de Capivarita está incluído entre as rochas mais antigas da área. O Granito de Encruzilhada é intrusivo no anortosito (foto nº 11), e mesmo nas rochas do Grupo Cambaí, embora as relações de campo não sejam muito claras, o anortosito parece estar entre as rochas mais antigas. A única determinação de idade feita nessa rocha (método K/Ar) é apresentada na tabela nº 35 (CORDANI, informação pessoal).

A idade aparente do anortosito de Capivarita seria de aproximadamente 563 milhões de anos.

HERZ (1969) apresenta valores de idade para os anortositos do tipo maciço de áreas da África, Ásia e Austrália, América do Norte, América do Sul e Europa. Os valores se situam entre 1100 e 1700 m.a., com concentrações em 1300 e 1400 m.a..

O baixo valor de idade encontrado para o anortosito de Capivarita representa apenas a época de resfriamento do sistema que ocorreu após o último aquecimento (início de retenção de argônio no retículo do plagioclásio), atribuído à influência da intrusão granítica de Encruzilhada. A idade de 563 m.a. aproximadamente, poderia coincidir com a intrusão desse granito.

Determinações geocronológicas feitas recentemente no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo, sempre pelo método K/Ar, deram para o Granito de Encruzilhada (variedade equigranular) ocorrente em Capivarita, os seguintes valores: Hornblenda - 1050 m.a. e Biotita - 520 m.a..

A interpretação desses dados não parece simples à primeira vista. A hornblenda, pelas observações de campo, parece formar-se próxima ao contato com o anortosito, ou pelo menos, com recristalização tardia, pois o Granito de Encruzilhada é, nesse local, Biotita granito.

Pelos eventos caracterizados por outras intrusões graníticas do Escudo sul-riograndense (Granito de Caçapava, K/Ar = $\pm$ 580 m.a.; Granito de Lavras, K/Ar = $\pm$ 550 m.a.; Granito Santana, Biotita-K/Ar = 630 m.a.; Granito de

Nº de Campo	Rocha	Material datado	SPK	%K	Ar ⁴⁰ rad x 10 ⁻⁶ cc/g STP	Ar ⁴⁰ atm %	Idade m.a.
FOR-1	Granito +	Biotita	2234	6,4040	15,90	6,28	541 ⁺⁴⁰
FOR-1	Granito +	Anfibólio	2233	0,9209	50,66	14,02	1036 ⁺¹⁵
FOR-2	Anortosito	Plagioclásio	1999	0,250	65,47	29,5	563,6 ⁺³²
Constantes: $\lambda_{tot} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$ $\lambda_K = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ $\% \text{ atm K}^{-40} \text{ em K}^{tot} = 1,19 \times 10^{-2}$							

+ - Granito Encruzilhada - fácies equigranular.

São Sepê, K/Ar = $\pm$ 540 m.a.), a idade do Granito de Encruzilhada deveria estar compreendida entre 500 e 600 m.a.. Estes dados parecem caracterizar eventos do Ciclo Brasileiro (650-450 m.a.).

De outra forma, a idade do anfibólito (K/Ar) é, em geral, a idade mínima para a formação da rocha. Se para o caso presente essa interpretação for correta, o Granito de Encruzilhada vai passar a ser mais velho que o cinturão do fim do pré-Cambriano, mas teria sofrido um evento a 500-600 m.a.. Para uma interpretação mais definitiva, são necessárias idades Rb/Sr em rocha total.

Pelas relações de campo, o Complexo Granítico Encruzilhada é do tipo pós tectônico. Sua idade deveria coincidir com o intervalo de idades de 560 a 520 m.a. (fim do Ciclo Brasileiro), não se podendo eliminar a possibilidade de ser mais velho.

No escudo, a rocha mais antiga (cuja idade aparente foi determinada) é o Gabro de Mata Grande (ISSLER & BURGER, 1967) com idade (plagioclásio) K/Ar de 1900-2190 m.a., ao que parece, associado ao Ciclo Transamazônico (mais ou menos 2000 m.a.).

ALMEIDA (1971) propõe a subdivisão do pré-Cambriano da América do Sul em três partes: pré-Cambriano Inferior (mais de 2600 m.a.), pré-Cambriano Médio (1800-2600 m.a.) e pré-Cambriano Superior (570-1800 m.a.).

No escudo em estudo, até a presente data, a única litologia que pode ser incluída no pré-Cambriano Médio é o citado Gabro de Mata Grande (mais ou menos 2000 m.a. - Ciclo Transamazônico). Para o Grupo Cambaí, exceto para o anortosito de Capivarita, não há determinação de idade, mas as rochas estão associadas a um evento orogênico anterior ao Grupo Porongos (discordâncias mencionadas anteriormente).

Ao Grupo Porongos deve ser atribuída idade superior a 580 m.a. similarmente ao Grupo Açungui-São Roque (Paraná-São Paulo, COUTINHO, 1971), em razão de que os granitos intrusivos nesse Grupo (Granito de Caçapava e provavelmente Encruzilhada) têm idades de 580-540 m.a.. O Grupo estaria incluído no Ciclo Geotectônico Brasileiro - pré-Cambriano Superior. Esse Ciclo se estenderia ao eo-Cambriano com intrusões do Granito Encruzilhada, pós tectônico.

CORDANI (1971) descreve, no cinturão orogênico Ribeira, metassedimentos pertencentes ao Ciclo Brasileiro, incluindo os Grupos Açungui, São Roque, Brusque e Porongos. Indica ainda esse autor a seguinte evolução geológica:

a - metamorfismo principal e granitos sintectônicos com mais ou menos a idade de 650 m.a.;

b - granitos tardi-tectônicos e pós-tectônicos com mais ou menos 600 m.a.

c - granitos pós-tectônicos com mais ou menos 540 m.a..

Pelos dados até agora disponíveis para a área de Encruzilhada do Sul, poder-se-ia sugerir a estratigrafia:

a - Grupo Cambaí: (Migmatitos, granitos gnáissicos, anfibolito e anortosito) Orogênese anterior à orogênese Porongos. Não há determinação de idade (exceto para o anortosito, mas cujo valor representa evento posterior). O Grupo Cambaí poderia pertencer ainda ao Ciclo Brasileiro, episódio mais antigo, ou a um ciclo orogênico anterior. A rocha mais antiga do escudo, o Gabro de Mata Grande, tem mais ou menos 2000 m.a. (pré-Cambriano médio ?).

b - Grupo Porongos e Granito de Encruzilhada: Não há determinações de idade do Grupo Porongos, mas há determinação de idade de granitos intrusivos no Grupo Porongos. Por analogia com os Grupos Açungui e São Roque, o Grupo Porongos deveria ser incluído no Ciclo Brasileiro com idade de mais ou menos 650 m.a. (CORDANI, op.cit.). Entretanto, não se pode excluir a hipótese do Grupo Porongos ser mais antigo.

O Granito Encruzilhada, assim como o Granito de Caçapava, é intrusivo no Grupo Porongos (e obviamente no Grupo Cambaí) com idade provável de 540-560 m.a. (idade pela biotita e apresentada pelo anortosito). O Grupo Porongos pertenceria ao Ciclo Brasileiro tardio - pré-Cambriano Superior. O Granito de Encruzilhada poderia ser incluído no eo-Cambriano.

Para que se tenha dados mais concretos sobre a estratigrafia do pré-Cambriano da área, há necessidade de outras determinações de idade do anortosito de Capivarita, do anfibolito associado, do Sienito Piquiri, outras determinações de idade do Granito Encruzilhada e da moscovita associada aos processos de gnaíse.

c - Rochas sedimentares:

Formação Caneleiras - Devoniano (?)

Grupo Tubarão: Sub-grupo Itararé - Carbonífero superior - Permiano inferior.

Sub-grupo Guatã (Formação Rio Bonito) - Carbonífero superior - Permiano inferior.

8. PRINCIPAIS EVENTOS NA HISTÓRIA GEOLÓGICA DA ÁREA

Ciclo Brasiliano	(?)	1 - O Complexo Basal é o Grupo Cambaí (anortosito, anfibolito, migmatito, granitos gnáissicos sintectônicos, mármore, calco-silicatadas). Sofreu orogênese pré-Porongos. Retrometamorfismo pode ter atingido o Complexo Basal durante orogênese posterior. Essa orogênese pré-Porongos seria um episódio mais antigo do Ciclo Brasileiro ou um ciclo anterior.
		2 - Esse estágio é representado pela Orogênese Porongos - Atingiu rochas sedimentares clásticas e químicas (?) que sofreram metamorfismo regional e dobramentos. Grandes falhamentos de direção NE. A orogênese Porongos se situaria no Ciclo Brasileiro.
		3 - Intrusões graníticas - Complexos Graníticos Encruzilhada e D. Feliciano. As fases finais são caracterizadas por processos de gnaíse (hidrotermal de alta temperatura). Este estágio seria o último pertencente ao Ciclo Brasileiro na área.
		4 - Os estágios de transição da plataforma (ALMEIDA, 1969) não são representados na área. Já no estágio de estabilização da plataforma, dá-se a deposição dos arenitos sub-horizontais da Formação Caneleiras. Segue-se a sedimentação sinéclise do Paraná (Sub-grupo Itararé e Formação Rio Bonito). Reativação de antigas falhas NE e falhamentos NW são observados.

9. GEOLOGIA ECONÔMICA

1. Mármores: Há vinte e seis ocorrências de mármore na área, concentradas na parte centro-leste. Pelo menos duas delas são locadas pela primeira vez em mapa.

São corpos em forma de lentes que ocorrem associadas às litologias do Grupo Cambaí. Quase todas as lentes contêm silicatos como serpentina, tremolita, quartzo, diopsídio e algumas são cortadas por veios desde aplíticos a pegmatíticos (Foto nº 27).

A presença desses silicatos baixa seu valor econômico, aumentando a quantidade de resíduo insolúvel. Os mármore são dolomíticos, de modo que o alto conteúdo de magnésio não permite o seu uso para a fabricação de cimento, ficando assim restritos à fabricação de cal e uso como corretivo de solo e "filler" para asfalto. A extração é feita de maneira rudimentar.

Foto nº 27 - Pedreira de mármore.

2. Caolim: Os depósitos economicamente mais importantes de caolim no Estado do Rio Grande do Sul localizam-se em Capivarita. Trinta e oito ocorrências de caolim foram locadas em mapa, mas os corpos de caolim são descontínuos. É caolim puro isento de quartzo.

Industrialmente há dois tipos: o rosa e o branco. O rosa é usado para a indústria da borracha. É impurificado com óxido de ferro, mas é de granulometria fina à semelhança do caolim branco. O caolim branco é usado para a indústria cerâmica (louça, azulejos) do Rio Grande do Sul, Santa Catarina

e, até recentemente do Uruguai. As indústrias da borracha e do papel também utilizam esse caolim. A exceção de alguns locais onde a extração vem sendo mecanizada, nos demais é feita de maneira primitiva.

3. Argilas: Na parte nordeste da área, em camadas de cerca de 1 m de espessura, argila refratária vem sendo extraída para a indústria cerâmica.

4. Feldspatos: Corpos pegmatíticos, na sua maioria pequenos, não ultrapassando a 20 m de comprimento, com largura muito variada, ocorrem a oeste de Monte Castelo e na zona denominada Dois Cerros. Excepcionalmente, ocorre um corpo de pegmatito com 80 a 100 m de comprimento e mais de 20 m de largura.

Desses corpos, o feldspato é extraído para a indústria do vidro e cerâmica. O feldspato (pertita) é o mais procurado. O granito gráfico não tem preferência em consequência da presença de quartzo que aumenta o ponto de fusão.

5. Anortosito (possibilidades): Os anortositos do tipo maciço são sede de mineralizações de titânio, a ilmenita e a rutilo. No Anortosito de Capivarita, a ilmenita é o opaco presente, mas em quantidades pequenas. A carência de máficos (piroxênios) é um fator não favorável à presença de mineralizações. Também a sua íntima associação com os migmatitos e demais rochas do Grupo Cambaí, além da intrusão do Complexo Encruzilhada no anortosito, são fatores não favoráveis.

Usos do anortosito para outras finalidades podem ser sugeridos:

a) Pedra de ornamentação - o anortosito é leucocrático, um pouco mais escuro que o mármore, mas a cor é muito atraente para ornamentação. O polimento é mais dispendioso em consequência da dureza mais elevada que a do mármore, mas, de outra forma, a resistência ao desgaste é maior.

b) Fonte de alumina - embora pesquisas tenham sido realizadas para utilizar o anortosito como fonte de alumina nos EE.UU. (ST.CLAIR & others, 1959 - citado em Mineral Yearbook, 1959, V.1, 239), em um país com grandes reservas de bauxita, a possibilidade de extração em termos econômicos é pouco provável.

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

1) O mapeamento da Folha de Capivarita, em escala 1:50000, mostra que predominam na área as litologias do Grupo Cambaí, (incluindo o Anortosito de Capivarita), do Complexo Granítico Encruzilhada, do Granito Cordilheira e da Formação Rio Bonito.

2) O Grupo Cambaí é representado por migmatitos, granitos gnáissicos, anfibolitos, mármore e calco-silicatadas, (242 Km², incluindo a área do anortosito).

Foram locadas vinte e seis ocorrências de mármore dolomítico. Dentre esses mármore, ocorrem oficalcitos.

As rochas calco-silicatadas são escarnitos a flogopita e clinozoisita a olivina e muscovita, a diopsídio e diopsiditos.

3) O Complexo Granítico Encruzilhada se estende em uma faixa alongada SW - NE, ocupando área de 165 Km². As fácies predominantes são a granular... grossa, ao norte e na zona central e a porfirítica, mais ao sul. Predominam os biotita granitos, mas a composição geral varia de granítica a granodiorítica. É discordante com as metamórficas.

4) O Granito Cordilheira ocorre na região sudeste, em uma área de 66 Km². Varia de turmalina-moscovita granito a moscovita-biotita granito e moscovita granito. Não se formam graisen verdadeiros, mas rochas graisenizadas. A moscovitização e a turmalinização têm controle estrutural, ocorrendo outras litologias graisenizadas na mesma faixa tectônica de direção N30-50°E.

5) A Formação Rio Bonito ocupa principalmente a parte norte da . em uma extensão de 147 Km². Arenitos ferrificados, siltitos, conglomerados e leitos de carvão (em poucos locais) constituem as litologias dessa Formação.

6) As ferrificações dos arenitos e conglomerados são comuns na Formação Rio Bonito e na Formação Caneleiras. As litologias do Sub-grupo Itararé encontram-se principalmente, ferrificadas nas juntas. O autor interpreta, à semelhança de Willig & Formoso (1968), a gênese das couraças de ferro por migração lateral do ferro, mobilizado quando reduzido e depositado quando oxidado.

7) Os falhamentos da área podem ser agrupados em três séries: (as mais antigas) N30-50°E; (falhas de rasgamento) N10-20°E a N10-20°W; e (menos significativas e mais jovens) N30-40°W. Dobramentos do tipo anticlinal, com direção do eixo segundo direção N:10-20°W aparecem no Grupo Cambaí e na Formação Vacacaí.

- 8) O anortosito ocorre em três corpos separados: na planície (49 km^2); na parte centro-leste (23 km^2) e ao sul da área (5 km^2). No contato com o Complexo Encruzilhada, são comuns xenólitos de anortositos nas rochas e "vênulos" de composição granítica cortando esses xenólitos, mostram o caráter intrusivo desse Complexo Granítico.
- 9) O Anortosito de Capivarita é do tipo maciço ou plutônico-orogênico. A ausência de rochas ultrabásicas associadas, a presença de cristais de plagioclásio de até 11 cm de tamanho, a constância de composição do plagioclásio, a presença de satélites são argumentos favoráveis à inclusão deste anortosito no tipo mencionado.
- 10) É constituído por mais de 90% de plagioclásio de composição An_{49} a An_{62} com predominância de An_{53} a An_{57} (labradorita). Andesina aparece nos xenólitos no granito e bytownita (An_{82-85}) no anortosito a granada ocorrente próximo ao contato com o anfibolito. Dos máficos, predomina a clorita. Diopsídio, hornblenda e biotita também aparecem. Dos acessórios, esfeno, quartzo, e píedoto, apatita são os mais importantes. Dos opacos, ilmenita é o mais comum.
- 11) Usando diagramas de DE LA ROCHE (1964) é possível definir com os parâmetros $[\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)]$ e $[\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})]$, um campo composicional para os anortositos, incluindo-se nele o Anortosito de Capivarita. Nos diagramas contendo os parâmetros $[\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}]$ e $[\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})]$, o anortosito se situa no grupo leucocrático.
- 12) A composição química do anortosito, no que tange aos elementos maiores, é comum aos diversos tipos de anortosito, exceto pelo baixo conteúdo de K_2O . Antipertita não foi identificada ao microscópio. O baixo teor de K_2O explica a posição deslocada do Anortosito de Capivarita em relação aos demais anortositos. Dos menores, o estrôncio e o bário são os importantes. O bário apresenta concentrações entre 140 e 250 ppm e o estrôncio varia de 480 a 780 ppm. Não há correlação entre os pares Ca-Sr e Ca-Ba nos anortositos, concordando com os dados de PAPEZIK (1965) para os anortositos do Canadá e com TUREKIAN & KULP (1956) para Sr-Ca nos basaltos. O conteúdo de metais nobres no anortosito é inferior a 20 ppb.
- 13) O anortosito é uma rocha facilmente intemperizável, formando solo preto, com níveis de concreções calcárias. As boçorocas são comuns nas áreas anortosíticas, observando-se nelas a arenização da rocha. A formação de áreas planas (planície anortosítica) caracteriza as zonas de ocorrências da rocha.
- 14) No contato do Complexo Encruzilhada com o anortosito, há diversas ocorrências de caulim. Foram locadas 38 ocorrências no mapa.
- 15) O caulim é produto de alteração do anortosito. Em muitos locais, há evidência de alteração meteórica do anortosito. A ocorrência de caulim no contato anortosito-Complexo Encruzilhada, o controle estrutural de algumas

jazidas e a presença de pegmatitos podem sugerir origem hidrotermal para o mesmo.

16) O caolim é constituído quase exclusivamente de minerais do grupo da caolinita. As eletromicrografias e o estudo detalhado de difração de raios X mostram que o caolim é constituído por mistura de caolinita e haloisita.

17) Diques de rochas básicas metamorfoseadas (anfibolitos) cortam o anortosito. Esses diques têm direções diversas, predominando NS a N 10° E.

18) O anfibolito é constituído por hornblenda e plagioclásio (labradorita) como minerais essenciais. O diopsídio e o quartzo são os demais minerais comuns nessas rochas.

19) O anfibolito apresenta conteúdo elevado de titânio, cromo, níquel e cobalto que caracterizam os orto-anfibolitos.

20) A associação anortosito-anfibolito é evidente no campo, mas não se pode concluir que os mesmos sejam co-magnéticos.

21) A razão Sr^{87}/Sr^{86} no Anortosito de Capivarita mostra que este foi formado no manto superior ou na parte inferior da crosta e ascendeu a partes menos profundas sem contaminação por material crustal.

22) A razão K/Rb é inferior à da grande parte dos anortositos em consequência da baixa concentração de potássio.

23) Em uma ocorrência restrita como a de Capivarita, torna-se difícil sugerir uma gênese para o anortosito. O caráter leucocrático do mesmo e a ausência de rochas máficas associadas tornam difícil admitir-se uma gênese a partir de diferenciação de um magma anortosítico-gábrico, podendo supor-se um "mise-en-place" com a composição atual. A associação com os migmatitos e granitos do Grupo Cambaí e a intrusão do Complexo Encruzilhada dificultam o estudo da gênese do anortosito.

BIBLIOGRAFIA

- ADLER et alii. (1950) - Infrared Spectra of Reference Clay Minerals - Am. Pet. Inst., Project 49, Prelim. Report nº 8.
- ALMEIDA, F.F.M. (1969) - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira - XXIII Cong. Bras. Geologia, Salvador (BA).
- _____ (1971) - Geochronological Division of South America - Revista Bras. Geoc., São Paulo, 1(1):13-21.
- AMARAL, G. (1967) - Programa para Cálculos Petroquímicos (Norma e valores de Niggli) em Computador - Anais XXI Congresso Brasileiro de Geologia - Curitiba (PR), pp. 113-118.
- BARTH, T.F.W. (1933) - The Large pre-Cambrian Intrusive Bodies in the Southern part of Norway - 16th Internat. Geology Congress, Rept. nº 2, pp. 301.
- _____ (1952) - Theoretical Petrology - John Wiley & Sons, Inc., N.York
- BERRANGE, J.P. (1966) - Some Critical Differences between Orogenic - plutonic and Gravity-stratified Anorthosites - Geol. Rdsch., Stuttgart, 55(3) : 617-42.
- BERRY, R.H. and WALTON, M.S. (1962) - Origin of Gneiss with Anorthositic and Charnockitic Affinities - Putnam-Whitehall Area, eastern Adirondack, N. York, 134 in Abstracts for 1961 - Geol. Soc. Am., Special Paper 68.
- BORISENKO, L.F. and RODIONOV, D.A. (1961) - The Distribution of Sc in Igneous rocks - Geokhimiya, pp. 765-770.
- BOULANGER, J. (1959) - Les Anorthosites de Madagascar - Annales Géologiques - de Madagascar, 26, Fascicule XXVI, Republique Malgache.
- BRINDLEY, G.W., SOUZA SANTOS, P. e SOUZA SANTOS, H. (1963) - Mineralogical Studies of Kaolinite-Halloysite Clays: Part I - Identification problems - Am. Min., 48, 5-6, pp.897-910.
- BUDDINGTON, A.F. (1939) - Adirondack Igneous Rocks and their Metamorphism - Mem Geol. Soc. Am., 7.
- CARVALHO, P.F. (1932) - Reconhecimento Geológico do Rio Grande do Sul - Inst. Geol. Min. Bras., Bol. 66, Rio de Janeiro.
- CORDANI, U.G. (1971) - Síntese da Geocronologia pré-Cambriana da Região Costeira Atlântica Meridional da América do Sul - XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo (SP).

- COUTINHO, J.M.V. (1971) - Estado Atual de Conhecimentos do pré-Cambriano Superior Sul Brasileiro - XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo (SP)
- CROCKET, J.H. (1969) - Platinum Metals, 78 em Wedepohl K.H., 1969 - Handbook of Geochemistry, II-1, Springer-Verlag.
- DELANEY, P.J.V. (1964) - Itararé outliers in Rio Grande do Sul, Brazil - Bol. Par. Geog., Curitiba, pp. 10-15.
- DESBOROUGH, G.A. and CAMERON, E.N. (1968) - Composition and Structural State of Plagioclases from the lower part of Easter Bushveld Complex South Africa Am. Min., 53, 1-2, pp. 105-116.
- DUONG, P.K. (1965) - Enquête sur l'or dans les roches - Origine de l'or des gisements - Chron. Mines et de la Rech. Min., 343, pp. 175-188.
- _____ (1969) - Skarns et minéralisations associées - Chron. Mines et Rech Min., Paris, 37(387):291-311 (Primeira parte).
- DUTRA, C.V. (1955) - Determinação Espectroquímica de maiores e menores constituintes em pequenas amostras de minerais. Análise completa de Lamprofilita e Eudialita - I.P.R., Publ. nº 4, Belo Horizonte (MG).
- ECKERMAN, H. Von (1938) - The Anorthosite and Kenningite of Nordingrö - Rödö region. A Contribution to the Problems of the Anorthosites - Geol. Fören Stockholm Förh. Bd. 60, pp.243-284.
- ESCOLA DE GEOLOGIA (1964) - Mapeamento Geológico da Folha de Cerro Partido-Trabalho de Formatura dos Alunos de Graduação de 1964, UFRGS, P.Alegre(RS).
- FAURE, G. and HUXLEY, P.M. (1963) - The Isotopic Composition of Strontium in Oceanic and Continental Basalts: Application to the Origin of Igneous ... Rocks, J. Petrology, 4:31-50.
- _____ em Heier, K.S. (1964) - Rubidium/Strontium - and Strontium⁸⁷/Strontium⁸⁶ Ratios in Deep Crustal Material-Nature, 4931, pp.477-478.
- FLEISCHER, M.H. (1937) - The Relation between Chemical Composition and Physical Properties in the Garnet Group - em Skinner, B.J. (1956) - Physical Properties of the Garnet Group, Am. Min., 41, 5-6, pp. 428-436.
- FORMOSO, M.L.L. e CARRARO, C.C. (1962) - A caolinização do Anortosito de Capivari - Nota prévia apresentada no XVI Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre (RS).
- FORMOSO, M.L.L. e FIGUEIREDO FILHO, P.M. (1964) - Estudo Sedimentológico do Grupo Guatã - Escola de Geologia, Publ. nº 12, Porto Alegre (RS).
- FORMOSO, M.L.L. (1966) - Alguns Aspectos Geológicos e Tecnológicos das Principais Ocorrências de Argilas no Rio Grande do Sul - Cerâmica, 14 (53), pp. 1-13.
- FORMOSO, M.L.L., CARRARO, C.C. e HERZ, N. (1967) - The Anorthosite of Capivari - Annual Meeting of the Geol. Soc. of America, EE.UU.

- FORMOSO, M.L.L. e CARRARO, C.C. (1968) - Anortosito de Capivarita, Rio Pardo, RS; An. Acad. Bras. Ciências, 40(3), pp. 361-372.
- FORMOSO, M.L.L., DUTRA, C.V. e SANCHEZ, J.D. (1971) - Contribuição à Petroquímica dos Anortositos - Aplicação ao Anortosito de Capivarita - XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo (SP).
- FORMOSO, M.L.L. e P.S. PINTO (1966) - Prospeção geoquímica de cobre na área de Coxilha Grande, RS - DFPM, DNPM; Porto Alegre - Relatório inédito.
- FOSTER, W.R. (1955) - Simple Method for the Determination of the Plagioclase Feldspars - Am. Min., 40, 3-4, pp. 179-185.
- FOSTER, M.D. (1960) - Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas - U.S.G.S., Prof. Paper 354B, p.13.
- FRANCO, R.R. (1944) - A Faixa Estanífera do Rio Grande do Sul - Publicação avulsa, São Paulo.
- GILL, J.B. and MURTHY, V.R. (1970) - Distribution of K, Rb, Sr and Ba in Nain Anorthosite Plagioclase - Geochim et Cosmochim. Acta, 34-3, pp.401-407.
- GIRARDI, V.A.V (1971) - Os Anfibolitos da Região Morretes-Antonina (PR) - Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 1(1):43-65.
- GOMES, C.B. (1970) - Petrologia do Maciço Alcalino de Itapirapuã, SP - Bol. Inst. Geoc. Astr., nº 1, São Paulo, pp. 77-197.
- GOÑI, J.C.(1962) - Origine des Roches Ultrabasiques et Serpentineuses du pré-Cambrian de Rio Grande do Sul (Brésil) - Mode de gisements et mineralizations - Bol. Esc. Geol. nº 12, pp. 7-91.
- GOÑI, J.C. et alii (1962) - Estratigrafia e Geologia Econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-riograndense - Bol. Esc. Geol., P.Alegre - Contribuição ao XVI Congresso Brasileiro de Geologia.
- GORDON JR., M. (1947) - Classification of the Gondwanic Rocks of Parana, Santa Catarina and Rio Grande do Sul - D.G.M., Not. Prelim. e Est.,38, Rio de Janeiro.
- GRIGORIEV, I.F. (1963) - Os graisens, seus tipos mineralógicos e suas condições de formação - Bull. Moskovsk Obsch. Ispytatel. Otd. Geol., t 28, nº 1, 3-4.
- GRIM, R.E. (1968) - Clay Mineralogy - 2nd ed., Mc Graw Hill, New York.
- GUIMARÃES, D. (1926) - Wolframita e Cassiterita no Estado do Rio Grande do Sul - S.G.M.B., Bol. 21, Rio de Janeiro.
- HARKER, A. (1909) - The Natural History of Igneous Rocks - The University of Chicago Press, Chicago (Illinois) - 2nd edition.
- HARPUM, J. (1957) - Comentários sobre "os Anortositos de Madagascar" por J. Boulanger - Compte-rendus C.C.T.A., Géologie, Conférence de Tananarive, Vol i, pp. 92-97.

- HEATH, S.A. em Isachsen, Y.W. (1969) - The Origin of Anorthosite and related rocks; em Herz, N. (1969) - Anorthosite belts, Continental drift and - the Anorthosite event - Science, 164, pp. 944-947.
- HEDGE, C.E. (1966) - Variations in Radiogenic Strontium Found in Volcanic Rocks J. Geophys. Res., 71, pp. 6119-6126.
- HEIER, K.S. (1960) - Petrology and Geochemistry of High-grade Metamorphic and Igneous Rocks on Langfjell, Northern Norway - em Heier, K.S. e G. K. Billings, 37; em Wedepohl, K.H. - Handbook of Geochemistry, II-2, Springer-Verlag - Berlin.
- ____ (1964) - Rubidium/Strontium and Strontium⁸⁷/Strontium⁸⁶ Ratios in Deep Crustal Material - Nature, 202 (4931):477-8.
- HEIER, K.S. and BILLINGS, G.K. (1970) - Rubidium, 37 em Wedepohl, K.H. (1970) Handbook of Geochemistry, Springer-Verlag, Berlin.
- HERRMANN, A.G. (1970) - Yttrium and Lanthanides - em Wedepohl, K.H., 39 (57-71) em Handbook of Geochemistry, II-2, Springer-Verlag, Berlin.
- HERZ, N. and DUTRA, C.V. (1960) - Minor Element Abundance in a part of the Brazilian Shield - Geochim et Cosmochim. Acta, 21, 1-2, pp.81-98.
- HERZ, N. (1969) - Anorthosite belts, Continental drift and the Anorthosite Event - Science, 164, pp. 944-947.
- HESS, F.L. (1919) - em Duong, P.K. (1969) - Skarns et Minéralisations Associées Chron. Mines et Rech. Min., Paris, 37(387):291-311 (Primeira parte).
- HIETANEN, A. (1963) - Anorthosite and Associated Rocks in Bohls Butte Quadrangle and Vicinity, Idaho - U.S.G.S., Prof Paper 344B.
- HIGGS, D.W. (1954) - Anorthosite and Related Rocks of the San Gabriel Mountains, Southern California - California Univ., Dept. Geol. Sci. Publ., 30, pp. 171-222.
- HUNT, J.M. et alii. (1950) - Infrared Absorption Spectre of Minerals and other Inorganic Compounds - Anal. Chem., 22, pp. 1478-1497.
- HUNT, T.S. (1863) - Geology of Canada, Montreal - em Boulanger, J. (1959), Canadá.
- ISSLER, R.S., BURGER Jr., C. e ROISENBERG, A. (1967) - Coronito da Área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul - Soc. Bras. Geologia, Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, pp.182 a 197.
- JACKSON, E.D. (1961) - X-ray Determinative Curve for some Natural Plagioclase of Composition An₆₀₋₆₅ - Geol. Surv. Research, 1961. Geol. Surv. Prof Paper 424C, pp. 286-288.
- JOST, H. e VILLWOCK, J.A. (1966) - Contribuição à Estratigrafia do pré-Cambriano do Rio Grande do Sul - Notas e Estudos Escola de Geologia, Porto Alegre, 1(1):13-26.

- JUNG, J. (1955) - Un Nouveau Type de Diagramma des Associations Régionales de Laves - C.R. Acad. Sc., Paris.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959) - Classification Modale des Roches Éruptives - Masson & Cie., Paris.
- KENNEDY, G.C. (1947) - Charts for Correlation of Optical Properties with Chemical Composition of Some Common Rock-forming Minerals - Am. Min., 32, pp 561-574.
- KLEEMAN, J.D. and NESBITT, R.W. (1967) - X-ray Measurements on some Plagioclases from the Mt. Davies Intrusion, South Australia - Journ. of the Geol Society of Australia, 14, 1.
- KLUGMAN, M.A. (1960) - Laramie Anorthosite - Geol. Soc. Am. Bull., 71, abstract 1906.
- KOLDERUP, C.F. (1902) - The Rock Name Anorthosite - Am. Geol. (1902), 392, em J. Boulanger (1959) - Les Anorthosites de Madagascar - Annales Géologiques de Madagascar, Fasc. XXVI, République Malgache.
- LACROIX, A. (1908) - Note sur deux Roches Éruptives de Madagascar - Bull. Soc. Franc. Minér., XXXI, pp. 318-323.
- LARSEN Jr., E.S. (1909) - The Relation between the Refractive Index and the density of some Crystallized Silicates and their Glasses - em Foster, W.R. (1955) - Simple Method for the Determination of the Plagioclase Felds - pars - Am. Min., 40, 3-4, pp. 179-185.
- LARSEN, E.S. (1938) - Some New Variation Diagrams for Groups of Igneous Rocks - Jour. Geol., Chicago, 46, pp. 505-520.
- LEINZ, V. e PINAGEL, H. (1945) - A Mina de Estanho de Campinas, Município de Encruzilhada, Rio Grande do Sul - Bol. Div. Fom. Prod. Min. do D.N.P.M. nº 70, Rio de Janeiro.
- LEINZ, V. (1945) - Geologia da Área Mineralizada de Estanho e Tungstênio no Estado do Rio Grande do Sul - DFPM do D.N.P.M., nº 70, Rio de Janeiro.
- MACHADO, E.R. e CASTANHO, O.S. (1957) - Pesquisa de Carvão Mineral na Faixa Sedimentar do Rio Grande do Sul - D.A.C.M., Porto Alegre (RS).
- MACHADO, E.R. (1961) - Contribuição ao Estudo das Jazidas de Carvão do Rio Grande do Sul - Publ. Esp. nº 3, Escola de Geologia, UFRGS, P. Alegre.
- MACHADO, E.R., DEQUECH, V. e CASTANHO, O.S. (1962) - Condicionamento Geológico das Jazidas de Carvão do Brasil Meridional - Rio Grande do Sul e Santa Catarina - Avulso nº 4, Escola de Geologia, UFRGS, P. Alegre.
- MACHADO, E.R. (1966) - Carvão Sul-riograndense: sūmula da Estratigrafia, Jazidas e Reservas - Notas Est. Esc. Geol., Porto Alegre, 1(1):5-12.
- MAIGNIEN, R. (1966) - Compte Rendu des Recherches sur les Latérites - Paris, U-N ESCO (1966), 155pp. (Recherches sur les ressources naturelles, 4).

- MICHOT, V. et PASTEELS, P. (1969) - La Variation du Rapport Sr^{87}/Sr^{86} dans les Roches Genetiquement Associées au Magma Plagioclasique: premiers resul-tats - Ann. Soc. Geol. Belg, 92 (2):255-262.
- MILLOT, G. (1964) - Géologie des Argiles - Masson, Paris, 499pp.
- MORENO, J.A. (1961) - Clima do Rio Grande do Sul - Sec. Agr., Seção de Geografia, Gov. Est. Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- MORSE, S.A. (1968) - Revised Dispersion Method for low Plagioclase - Am. Min. 53, 1-2, pp.105-115.
- NIGGLI, P. (1931) - Die Quantitative Mineralogische Klassifikation der Eruptivgestine - Schweiz. Miner. u. Petrol. Mitt., Zurich, 11, pp.296-364.
- ____ (1954) - Rocks and Mineral Deposits - W. H. Freeman and Company - Transl. by Robert L. Parker, S. Francisco, 559pp.
- NOCKOLDS, S.R. (1954) - Average Chemical Composition of some Igneous Rocks - Bull. Geol. Soc. Am., 65, pp. 1007-1032.
- PAPEZIK, V.S. (1965) - Geochemistry of some Canadian Anorthosite - Geochim et Cosm. Acta, 29, pp.673-709.
- PICADA, R.S. (1965) - Ocorrência de Migmatitos, Granitos e Gnaisses Controlados por fraturas Regionais - Encruzilhada do Sul (RS) - Bol. Esc. Geol. Porto Alegre, 14:1-52.
- PICADA, R.S. e TESSARI, R.I. (1966) - Geologia da Folha de Piquiri - DFPM do D.N.P.M., Porto Alegre. Rel. interno(inédito).
- PICADA, R.S. e PINTO, P.S. (1966) - Geologia da Folha de Figueiras, Encruzilhada do Sul - DFPM do D.N.P.M., Porto Alegre. Rel. interno (inédito)
- PICADA, R.S. (1966) - Berilo em Pegmatitos de Encruzilhada do Sul (RS) - Notas Est. Esc. Geol., Porto Alegre, 1(1):45-55.
- ____ (1966) - Sobre a ocorrência de Rochas Lamboaníticas no Complexo Encruzilhada - Notas Est. Esc. Geol., Porto Alegre, 1(2):9-14.
- ____ (1967) - Estudos Preliminares sobre a Evolução Geoquímica e Mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada (RS) - Publ. Esp. Esc. Geol. Porto Alegre, 14:1-50.
- PICADA, R.S. e TESSARI, R.I. (1970) - Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul - Bol. Esc. Geol., Porto Alegre, 15:1-40.
- RAMBERG, H. (1952) - The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks - The University of Chicago, Chicago (EE.UU.).
- REYNOLDS, R.C. et alii. (1969) - em I achsen, Y.W. - The Origin of Anorthosite and related rocks, em Herz, N. (1969) - Anorthosite belts, Continental drift and the Anorthosite Event - Science 164, pp. 944-947.
- RIBEIRO, M. et alii. (1966) - Geologia e Recursos Minerais do Grau de Caçapava, Rio Grande do Sul - DFPM do D.N.P.M.

- RIBEIRO, M. (1970) - Sobre um Padrão Orogênico evidenciado no Escudo Sul-rio-grandense - Iheringia. Geologia, Porto Alegre, 3:101-108.
- RINGWOOD, A.E. (1955) - The Principles Governing Trace Element Distribution during Magmatic Crystallization - Geochim. et Cosm. Acta 7, 189-202, 243-254.
- ROCHA CAMPOS, A.C. (1967) - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Parana basin - em Problems in Brazilian Gondwana Geology - Intern. Symp on the Gond. Strat and Paleont., Curitiba (PR)-Brazil.
- ROCHE, H. de la (1964) - Sur l'expression Graphique des Relations entre la Composition Chimique et la Composition Minéralogique Quantitative des Roches Cristallines - Sc. de la Terre, Tome IX (1962-1963), 3, pp. 293-337
- RUDNIK, V.A. (1961) - Développement des idées Concernant la Formation des Skarn Min. Sborn., Moscou, 2:1-82.
- SEN, N., NOCKOLDS, S.R. et ALLEN, R. (1959) - Trace Elements in Minerals from Rocks of the S. California Batholith - Geochim. Cosm. Acta 16, pp.58-78
- SHAW, D.M. (1964) - Interprétation Géochimique des Éléments en Traces dans les Roches Cristallines - Masson & Cie., Paris.
- SIMMONS, G. (1964) - Gravity Survey and Geological Interpretation Northern New York - Geol. Soc. Am., Bull. 75, pp. 81-98.
- SIMPSON, E.S.W. e OTTO, J.D.T. (1963) - Sobre o Maciço Anortosítico pré-Câmbri-co do Sul de Angola - Garcia de Orta, Junta de Investigações do Ultramar, 11,3, pp. 561-569.
- SKINNER, B.J. (1956) - Physical Properties of the Garnet Group - Am. Min., 41, 5-6, pp. 428-436.
- SMITH, J.R. (1958) - The Optical Properties of Heated Plagioclase - Amer. Min. 43, pp. 1179-1194 em Morse, S.A. (1968), Revised Dispersion Method for low Plagioclase - 53,1-2, pp. 105-115.
- SMITH, J.R. and GAY, P. (1958) - The Powder and lattice Parameters of Plagioclase Feldspars - Min. Mag. II, V31, pp. 744-762.
- SMITH, J.R. and YODER Jr., H.S. (1956) - Variation in X-ray Powder Diffraction Patterns of Plagioclase Feldspars - Am. Min. 41, pp. 632-647.
- SOUZA SANTOS, P., SOUZA SANTOS, H. e BRINDLEY, G.W. (1964) - Mineralogical Studies of Kaolinite-Halloysite Clays - Part II - Some Brazilian Kaolins - Am. Min. 49, pp. 1543-1548.
- _____ (1965) - Mineralogical Studies of Kaolinite-Halloysite Clays - Part III- A Fibrous Kaolin Mineral from Piedade, São Paulo, Brazil - Am. Min. 50 - pp. 619-628.
- _____ (1966) - Mineralogical Studies of Kaolinite-Halloysite Clays - Part IV- A Platy Mineral with Structural Swelling and Shrinking Characteristics - Am. Min. 51, pp.1640

- SRIRAMADAS, A. (1957) - Diagrams for the Correlation of Unit Cell Edges and Refractive Indices with the Chemical Composition of Garnets - *Am. Min.* 42 3-4, pp. 294-298.
- St. CLAIR, H.W. et alii. (1959) - Operation of Experimental Plant for Producing Alumina from Anorthosite - *Bull. Bureau of Mines*, 577, *Minerals Yearbook*, 1, 239.
- TARTE, P. (1960) - Infra-red Spectrum of Garnets - *Nature*, 234.
- TEIXEIRA, E. (1937) - Estanho no Rio Grande do Sul - *Min. Met.* n92, Rio.
- TESSARI, R.I. e FIGUEIREDO FILHO, P.M. (1966) - Geologia da Quadrícula do Cerro das Cotias, Encruzilhada do Sul - DFPM do D.N.P.M., Porto Alegre, Relatório interno (inédito).
- TESSARI, R.I. e PICADA, R.S. (1966) - Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil - DFPM do D.N.P.M., Bol. 124:1-147, Rio.
- THOMPSON, C.S. and WADSWORTH, M.E. (1957) - Determination of the Composition of Plagioclase by means of Infrared Spectroscopy - *Am. Min.* 42, 5-6, pp 334-341.
- THOMPSON, L.D.G. and GARLAND, G.D. (1957) em Berrangé, J. (1966) - Some Critical Differences between Orogenic-plutonic and Gravity-stratified Anorthosites - *Geologische Rundschau* 55, 3, pp. 617-642.
- TROGGER, W.E. (1959) - Opstische Bestimmung der Gesteinsbilderden - *Minerale*, 1 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- TSUBOI, S. (1934) - A Straight Line Diagram for Determining Plagioclase by the Dispersion Method - em Morse, S.A. (1968) - Revised Dispersion Method - for low Plagioclase, 53, 1-2, pp. 105-115.
- TUREKIAN, K.K. and KULPS, J.L. (1956) - The Geochemistry of Strontium - *Geoch. et Cosm. Acta* 10, pp. 197-223.
- TURNER, J.F. and VERHOOGEN, J. (1960) - *Igneous and Metamorphic Petrology* - 29 edição, New York, McGraw Hill.
- WALTON, M. and DEWAARD, D. (1963) - Orogenic and Stratigraphic Development of the Precambrian of the Adirondack Highlands - 258, em *Abstracts for 1962* - *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 73.
- VILLWOCK, J.A. e SCHEIBE, L.F. (1964) - Mapeamento Geológico - Área IX - Folha do Cerro Partido - Trabalho de Formatura, Esc. Geologia, UFRGS, P.A.
- VLASOV, K.A. (ed.) (1966) - *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Occurrence* - Vol. I - *Geochemistry of Rare Elements*, em Wedepohl, K.H. (1970) - *Handbook of Geochemistry*, II-2, 21, Springer-Verlag, Berlin.
- _____ (1966) - *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Occurrence* - Vol. I - *Geochemistry of Rare Elements* (1966). Vol. 2 - *Mineralogy of Rare Elements* (1966). Vol. 3 - *Genetic*

- Types of Rare Element Deposits (1968) - English Transl., Israel Program for Sc. Transl., Jerusalem.
- WEDEPOHL, . H. (1970) - ed., Handbook of Geochemistry, I, Springer Verlag, Berlin.
- WHITE, I.C. (1908) - Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil - Rio de Janeiro.
- WICKENSHEIN, et alii (1960) - Infrared Absorption Spectrum of Silicate Ion in the Garnet Structure - J. Chem. Phys., 32, pp. 271-276.
- WILLIG, C.D. e FORMOSO, M.L.L. (1968) - Estudo Geoquímico da Gênese das Couraças de ferro da Formação Rio Bonito, RS, Brasil - XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte (MG).
- WINKLER, H.G.F. and Von PLATTEN, H. (1960) - Experimentelle Gesteinmetamorphose III - Anatektische ultrametamorphose kalkhaltiger tone - Geochim et Cosmochim. Acta 18, pp. 294-316.
- WOLFF, R.G. (1963) - Structural Aspects of Kaolinite Using Infrared Absorption Am. Min. 48, 3-4, pp.390-399.
- YODER Jr., H.S. (1950) - Stability Relations of Grossularite - J. Geol. 58, pp. 221-253.

MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA DE CAPIVARITA

FOLHA SH-22-Y-B-I-3

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

ERA	PERÍODO	GRUPO	SUB GRUPO	FORMAÇÃO	SÍMBOLO	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO			Recente		Depósitos aluviais e eluviais. Areias e cascalhos inconsolidados.
				Guatá		Arenitos, arenitos conglomeráticos, com estratificação cruzada; argilitos de cor branca e camadas de carvão.
				Rio Bonito		Arenito branco micáceo, feldspáticos; siltitos brancos com dobras convolutas, ferrificadas.
PALEOZOICO	PERMIANO	Tubarão	Itararé	Itararé		Arenitos, siltitos, arenitos conglomeráticos, feldspáticos, com cores avermelhadas ou amareladas. Geralmente silicificados.
				Canolairs		Granito Cordilheira a moscovita, a turmalina, a moscovita e biotita. Graissens associados.
PRÉ-CAMBRIANO	SUPERIOR			Vacacaí		Complexo Granítico Dom Feliciano: granito róseo, granulação grossa, pobre em máficos.
				Porongos		Complexo Granítico Encruzilhada: granitos equigranulares e/ou porfiríticos.
				Cambuí		Sericita-xistos, clorito-xistos, moscovita-xistos. Sienito gnáissico Fiquiri, a hornblenda. Migmatitos, granitos gnáissicos e rochas calcio-silicatadas. Anortosito e anfibolito.

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

1000 500 0 1000 2000 3000 4000m

Escala 1:50 000

SITUAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA (1972)

8°51'

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 8,9" ANUALMENTE

FOLHAS ADJACENTES

PEDER-NEIRAS	DRAGÕES	ROQUE
BOA VISTA	CAPIVARITA	QUITÉRIA
ENCRUZILHADA DO SUL	DELFINO	DOM FELICIANO

Geologia por MILTON L.L. FORMOSO

base planimétrica da folha capivarita do serviço geográfico do exército

CONVENÇÕES

- Rodovia principal
- Rodovia secundária
- Drenagem
- Açude
- Casa-fazenda
- Marco trigonométrico
- Ocorrências: Ca-mármore, Cl-calcim, Cv-carvão
- Falha
- Falha inferida
- Contatos
- Lineação-mergulho vertical
- Lineação-mergulho indicado
- Anticlinal
- Dique