

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DO GRUPO PINHAL (SP E MG)*

EBERHARD WERNICK** e FAUSTINO PENALVA***

ABSTRACT The Pinhal Group is an important lithostratigraphic unit, in the NE of the State of São Paulo and SSW of the State of Minas Gerais, Southern Brazil. The Pinhal and Socorro Complexes are the main granitic-migmatitic areas of this unit, including "migmatites forming granites", migmatites, "normal granites" and several medium to high grade metamorphic country rocks. The granitic suite include various equigranular and porphyroid types and porphyritic, pegmatitic and aplitic dikes. Geochronologic age determinations indicate their relation with "Brazilian Cycle" (Baikalian Cycle, of Upper Precambrian age): the country rocks belongs to the Amparo Group (Niddle Precambrian), which rocks underwent an intensive remobilization during the Brazilian Cycle.

The "migmatites forming granites" are surrounded by an aureole of migmatites composed of 3 zones: the outer zone is formed by layered migmatites, the medium one by agmatitic and "schollen" migmatites; and the inner one by "schlieren", nebulitic and homophanic migmatites. The central granitic core is equigranular or porphyroid.

The migmatitic aureole is frequently disturbed by faults, by "normal granite" intrusions or by the interference of adjacent aureoles; these disturbances lead to very complex (poly-phasic) migmatites.

Strong metassomatic phenomena affected the rocks of the Pinhal Group, at two distinct phases. The first one, of potassic nature is characterized by a intensive development of microcline megacrystals; and the second one, of sodic nature, by the formation of pure albite. In each phase, distinct metassomatic pulsations have been observed, linked with the several intrusion and tectonic events which have affected the complexes which form megadiapirs of polydiapiric nature.

The big granite plutons have arise from the base of the sialic crust along "thermal channels" related to zones of tectonic weakness. During this slow ascension these bodies have undergone deep modifications (remobilizations), subsolidus recrystallization, metasomatism, assimilation and fractional crystallization.

From the regional point of view, the Pinhal Group is correlated to the Serra dos Órgãos Group, in the Rio de Janeiro State.

Economic geology in the investigated region is mainly related to pegmatites exploitation.

INTRODUÇÃO Grandes complexos granítico-migmatíticos, referíveis ao Ciclo Brasileiro, são comuns em toda a região leste do Brasil, desde o Rio Grande do Norte (Região de Dobramento Nordeste) até o Rio Grande do Sul (Região de Dobramento Sudeste). Os granitóides ocorrem tanto associados a rochas metamórficas cogenéticas quanto em rochas mais antigas, remobilizadas com maior ou menor intensidade durante o referido ciclo tecto-orogênico (Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973; Cordani, 1973; Hasui *et al.*, 1975; Brito Neves, 1975; Almeida *et al.*, 1976; Wernick *et al.*, 1978; Wernick e Penalva, 1978; Wernick, 1979, entre outras).

É escopo do presente trabalho caracterizar os grandes complexos granítico-migmatíticos da região NE do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do sudoeste mineiro, que foram agrupados sob a designação de Grupo Pinhal (Wernick, 1978-a, b), e que ocorrem embutidos, em sua maioria, em rochas do Grupo Amparo (Wernick, 1965; Ebert, 1968), de idade transamazônica (Wernick *et al.*, 1976-b).

Geologia regional Sínteses recentes sobre a geologia da região em foco, cujos traços gerais esquemáticos estão delineados na Fig. 1, são devidos principalmente a Wernick (1978-a, b), cabendo a Fiori *et al.*

* Trabalho realizado com o auxílio do CNPq.

** Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais – Caixa Postal, 178 – 13500 – Rio Claro (SP).

*** Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia Geral – Caixa Postal, 20.897 – 05508 – São Paulo (SP).

(1978) a sua análise estrutural. Além dos sedimentos e vulcânicas integrantes da Sinéclise do Paraná, que corresponde ao limite oriental da área abordada dos sedimentos referíveis à Bacia de Taubaté, presentes na extremidade SE e do Grupo Pinhal, objeto do presente trabalho, são reconhecíveis na região as seguintes unidades cristalinas:

A – O Complexo Alcalino de Poços de Caldas, de idade mesozóica, é integrado por uma associação variada de rochas alcalinas plutônicas, hipo-abissais, efusivas e piroclásticas. Nas suas imediações (e. g. arredores de Águas da Prata e Pocinho do Rio Verde) e no seu interior (e. g. na Cachoeira Véu da Noiva) ocorrem intercalações de sedimentos referíveis ao Grupo Tubarão. O mapeamento e a descrição petrográfica básica deste maciço, de idade cretácica superior – terciária inferior, é devido principalmente a Ellert *et al.*, 1959 e Ellert, 1969.

B – As Formações Eleutério e Pouso Alegre, ligadas ao final do Ciclo Brasileiro (Ebert, 1971; Hama e Cunha, 1977), são depósitos anqui- e epimetamórficos que ocorrem em bacias tectônicas. Incluem metaconglomerados e brechas, meta-arenitos em arcósis de vários tipos de siltitos e margas. São unidades ainda pouco estudadas, com sucintas descrições devidas a Leonardos Jr. *et al.* (1971); Ebert (1974); Wernick e Penalva (1974-b). Estruturas sedimentares e as associações litológicas observadas sugerem uma sedimentação em ambiente de energia altamente variável, do tipo planície de inundação, deltaico e canais fluviais.

C – O Grupo Amparo, de idade transamazônica, é uma unidade essencialmente metassedimentar, cujo arcabouço litológico é representado por biotita e/ou hornblenda gnaisses bandeados, fitados e listrados. Comum é a ocorrência de gnaisses anatexíticos (metatexitos) e anatexitos que podem evoluir até diatexitos e granitos autóctones, heterogêneos. Neste arcabouço ocorrem intercalações mais ou menos frequentes e extensas de gnaisses graníticos, gnaisses porfiroblásticos, quartzitos com diferentes estruturas e conteúdo mineralógico, e gonditos. Hornblenda gnaisses e anfibolitos, localmente frequentes, exibem ampla variação na estrutura, textura e composição. Ocorrem ainda corpos restritos de mármore e rochas calco-silicáticas. Metapelitos são representados por muscovita e biotita (\pm granada \pm sillimanita \pm cianita) xistos e gnaisses. Rochas ultrabásicas (dunitos, peridotitos, piroxenitos) ocorrem sob a forma de sills e diques, com esporádicos leitos de cromititos e magnetitos. Relativamente comuns são rochas granulíticas e charnockíticas, cujas maiores áreas de ocorrência estão assinaladas na Fig. 1. São tanto para quanto ortometamórficas, indicando neste caso resultarem de uma sequência magmática calco-alcalina diferenciada (Oliveira, 1973).

A litologia sugere um espesso pacote de sedimentos pré-metamórficos de natureza clasto-psamítica pe-

lítica e clastoquímica, predominantemente impuros, com intercalações de tufos e restritos sedimentos químicos, ao lado de variáveis quantidades de corpos básicos e ultrabásicos. As rochas, submetidas a um metamorfismo enérgico, de média a alta pressão, pertencem agora às fácies do anfibolito e granulito. Apesar de não estar ainda redefinida uma estratigrafia interna do Grupo Amparo, Wernick (1978-b) reconheceu 10 associações litológicas com características distintas, todas passíveis de mapeamento. Descrições mais ou menos pormenorizadas da litologia do Grupo Amparo são devidas a Franco e Coutinho (1957); Gomes *et al.* (1966); Wernick (1967, 1972-a, b, c 1977, 1978-a, b); Pires *et al.* (1970); Oliveira (1973); Oliveira e Hypolito (1973, 1978); Wernick e Artur (1974); Oliveira e Alves (1974, 1976); Wernick *et al.* (1976-a, b, c); Soares (1976); Bettencourt (1978) e Choudhuri *et al.* (1978-a, b, c).

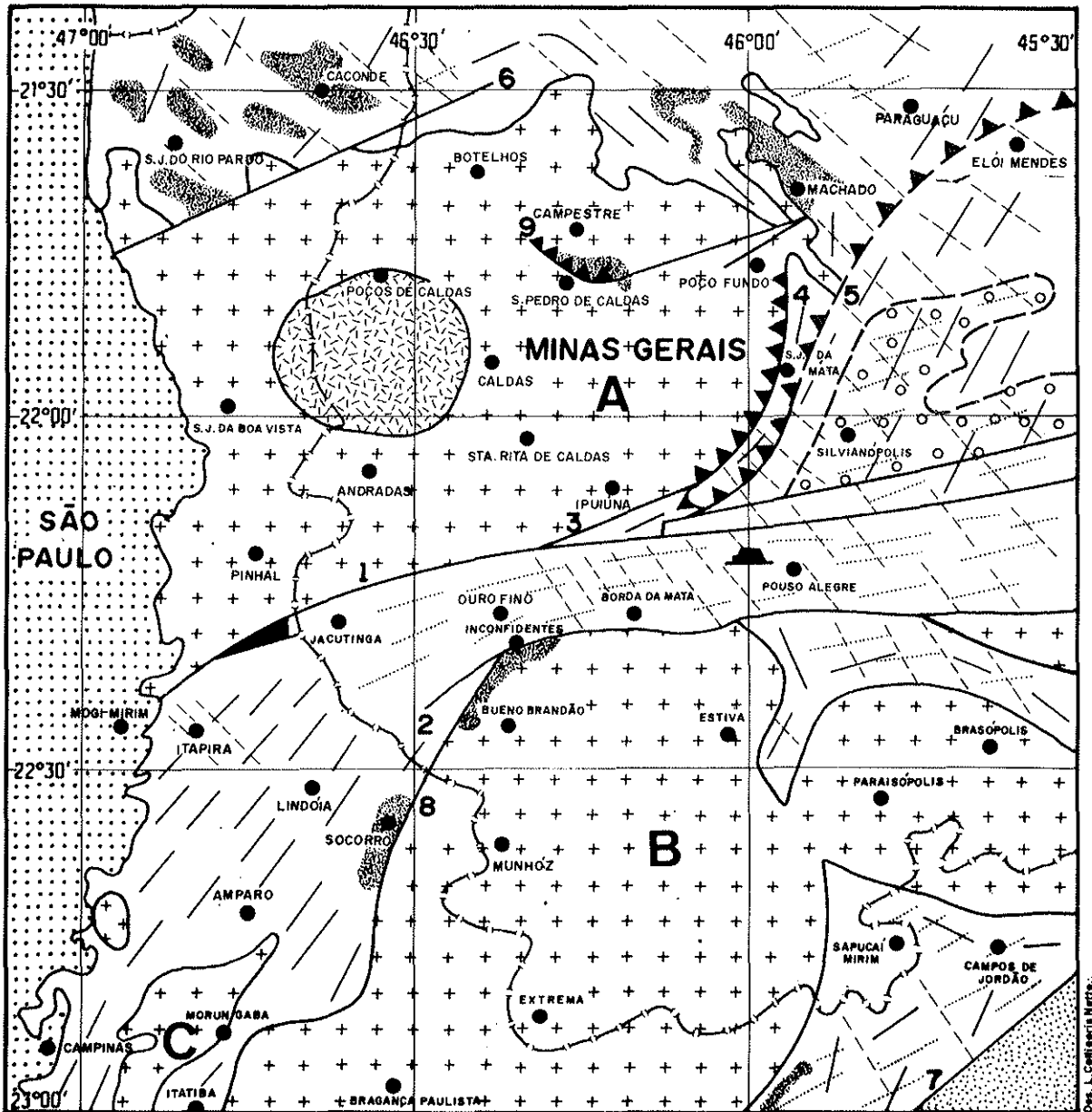
D – O Grupo Silvianópolis, corresponde a uma ampla área de metatexitos, anatexitos, diatexitos e granitos autóctones. Suas relações com os gnaisses fitados e bandeados envolventes do Grupo Amparo não se acham ainda totalmente esclarecidas, podendo tratar-se tanto de um núcleo do Grupo Amparo caracterizado por fenômenos anatexíticos mais intensamente desenvolvidos, quanto, mais provavelmente, de uma exposição do seu embasamento arqueano, retrabalhado mais ou menos intensamente no Ciclo Transamazônico.

Ocorrência e extensão do Grupo Pinhal

Na região em foco, o Grupo Pinhal é representado por dois grandes complexos granítico-migmatíticos: Pinhal e Socorro (Fig. 1). O Complexo Pinhal situa-se a N da Faixa de Transcorrência de Jacutinga-Ipuiuna (Wernick e Penalva, 1973; Penalva e Wernick, 1973; Ebert, 1968; Rodrigues, 1976), sendo encoberto a W pelos sedimentos de Sinéclise do Paraná, para E estende-se até as proximidades da cidade de São João da Mata (MG). O seu limite N estende-se além das cidades de Botelhos e São José do Rio Pardo. Sua área de ocorrência é da ordem de 7.000 km².

O Complexo Socorro situa-se a S da Faixa de Transcorrência de Inconfidentes (Soares, 1976; Wernick, 1977), desde as proximidades da cidade de Socorro (SP), até a E da localidade de Brasópolis (MG). Para S estende-se além das cidades de Bragança Paulista, e até as proximidades de Sapucaí Mirim e Campos do Jordão. Sua área de exposição, delimitada na Fig. 1, é da ordem de 6.300 km².

Uma expansão ocidental do Complexo Socorro constitui o Maciço de Morungaba, situado a 5 km deste complexo e com área aproximada de 330 km² (Wernick, 1972-a). Expansões semelhantes relacionadas ao Complexo Pinhal, ocorrem na sua porção N e NE, nas proximidades de São José do Rio Pardo (SP) e Machado (MG).



Des. L. C. Corrêa Netto.

— LEGENDA —

- SEDIMENTOS DA BACIA DE TAUBATÉ
- SEDIMENTOS E VULCÂNICAS DA BACIA DO PARANÁ
- ROCHAS ALCALINAS VARIADAS DO MACIÇO DE POÇOS DE CALDAS
- DEPÓSITOS MOLASSÓIDES DAS FORMAÇÕES POUSO ALEGRE E ELEUTÉRIO
- GRANITOÍDES E MIGMATITOS

A — COMPLEXO PINHAL
B — COMPLEXO SOCORRO DO GRUPO PINHAL
C — MACIÇO MORUNGABA
- METASSEDIMENTOS E META-IGNEAS VARIADO DO GRUPO AMPARO
- ÁREAS MAIORES DE GRANULITOS E CHARNOQUITOS DO GRUPO AMPARO
- COMPLEXO ANATEXÍTICO-DIATEXÍTICO DE SILVIANOÓPOLIS (GRUPO SILVIANOÓPOLIS)

— PRINCIPAIS FALHAS —

- 1 — JACUTINGA
- 2 — INCONFIDENTES
- 3 — IPUÍUNA
- 4 — SÃO JOÃO DA MATA
- 5 — ESPÍRITO SANTO DO DOURADO
- 6 — DIVINOLÂNDIA
- 7 — SANTO ANTONIO DO PINHAL
- 8 — SOCORRO
- 9 — SAO PEDRO DE CALDAS

— PRINCIPAIS DIREÇÕES ESTRUTURAIS —

- (TRANSAMAZÔNICAS ?)
- (URUQUANAS ?)
- (BRASILIANAS ?)

Figura 1 — Mapa geológico simplificado da região nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. (Segundo Fiori, Wernick e Bettencourt, 1978 modificado).

Contatos Os contatos dos Complexos Pinhal e Socorro com suas encaixantes são ora tectônicos ora intrusivos. O limite sul do Complexo Pinhal é dado pela Faixa de Transcorrência de Jacutinga-Ipuiuna, enquanto que na porção oriental é limitado, parcialmente, pela falha de empurrão de São João da Mata (Bettencourt, 1978); também parte do contato N é tectônico através da Falha de Divinolândia. Contatos intrusivos nítidos ocorrem a N e NE.

O contato N do Complexo Socorro é dado pela Faixa de Transcorrência de Inconfidentes. Na parte oriental, os contatos são tanto intrusivos quanto tectônicos, através de falhas normais e de empurrão (Wernick, 1967), o mesmo ocorrendo em relação aos contatos sulinos e orientais. Os contatos intrusivos são concordantes ou discordantes, com desenvolvimento de brechas de contato e irradiação de corpos filonares através das encaixantes. Por vezes, observa-se o amarrotamento das encaixantes nas zonas de contato, alinhamento de minerais junto às bordas das intrusões, bem como xenólitos em variados estágios de assimilação pelos granitóides (Wernick, 1972-a).

A constituição dos complexos Os complexos granítico-migmatíticos integrantes do Grupo Pinhal são muito heterogêneos. Englobam vários tipos de rochas granitóides, ao lado de vastas áreas de migmatitos que resultam da injeção de material granítico de idade brasiliana nas litologias do Grupo Amparo (Harme, 1965), e pela maior ou menor assimilação destas por aquelas, ao lado de áreas constituídas principalmente por gnaisses, xistos, quartzitos, rochas calcossilicatadas, charnockitos e granulitos; estes constituem enclaves de até várias dezenas de km² no interior dos complexos, e nas porções marginais chegam a constituir a litologia predominante (Oliveira, 1973; Oliveira e Alves, 1974). Algumas vezes, os metamorfitos estão preservados em "grabens", caso dos filitos do "graben" de Grama, a sul de São João da Boa Vista.

As rochas granitóides Os granitóides do Grupo Pinhal são muito diversificados, incluindo termos equigranulares, de cor, composição e granulação variável, ao lado de granitos porfiróides. As rochas são isotrópicas ou orientadas, e sua composição varia de quartzo diorítica a granítica. Localmente ocorrem termos sieníticos e quartzos sieníticos que gradacionam para granitos pelo aumento do seu teor em quartzo. Formam manchas irregulares, difusas, gradacionais, nos granitos equigranulares. Ocorrem, ainda, pegmatitos, aplitos e granitos pórfiros, estes últimos podendo constituir "plugs" de reduzidas dimensões.

GRANITOS PORFIRÓIDES *Megacristsais* – Nas rochas porfiróides os megacristsais são predominantemente de microclina, ao lado de menores quantidades de oligoclásio, o qual pode mesmo faltar. São

de cor rosada, cinza ou esbranquiçada; alcançam até 15 cm de comprimento e são retangulares, ovalados ou irregulares.

Alguns exibem delgado anel externo, branco, de albita ou oligoclásio. Quimicamente são caracterizados por elevados teores de Or, sempre superior a 75% (Gomes *et al.*, 1976). São freqüentes punctuações escuras de biotita, algumas vezes formando até 3 anéis paralelos aos contornos externos dos megacristsais; também são comuns as concentrações de biotita em torno dos megacristsais, os quais não raro exibem geminação de Carlsbad e macropertita de veio e mancha.

A matriz que envolve os megacristsais é hipoautomórfica granular, milimétrica, cinza ou rosada, de composição quartzo diorítica a granítica. Entre os granitos porfiróides, a composição predominante é adamelítica, englobando variedades leuco- e mesocráticas (Fig. 2).

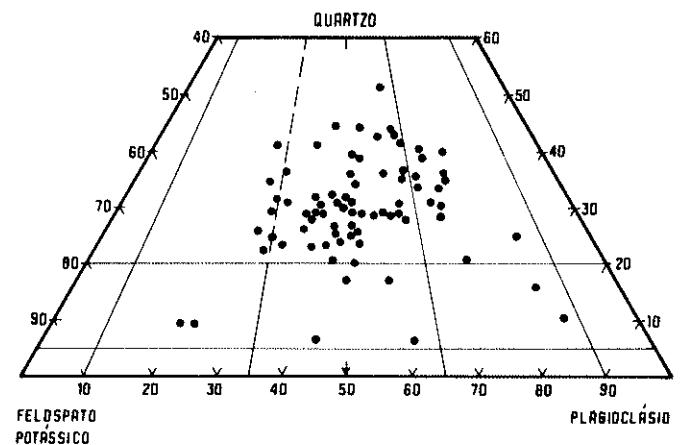


Figura 2 – Composição dos granitos porfiróides do Grupo Pinhal.

Os megacristsais, observados ao microscópio, mostram inclusões arredondadas ou irregulares de quartzo, de plagioclásio subhedral a anhedral, às vezes corroidos, nebulosos. As inclusões de biotita castanha, já mencionadas, englobam cristais diminutos de apatita, irregulares ou ovalados; minerais opacos são raros no interior dos megacristsais.

As inclusões são mais freqüentes nas partes periféricas dos megacristsais e ocorrem tanto isoladas quanto formando pequenos agregados poliminerálicos, tratando-se, neste caso, de verdadeiras porções da matriz englobadas pelos grandes cristais. É comum a orientação das inclusões paralelamente ao contorno destes cristais, os quais mostram, em alguns casos, expansões irregulares que penetram nos interstícios entre os minerais da matriz circundante. Nas vizinhanças dos megacristsais a granulação da matriz é nitidamente mais fina que nas demais porções da rocha; observa-se com freqüência que a biotita se amolda em torno dos megacristsais.

Matriz — É composta principalmente por quantidades variáveis de quartzo, plagioclásio e microclina.

a) **Quartzo**: ocorre sob forma anhedral, com extinção ondulante freqüente e rico em inclusões alinhadas. São comuns faixas de esmagamento recristalizados e deformação do quartzo segundo o padrão “tabuleiro de xadrez”.

b) **Plagioclásio**: é representado por oligoclásio ou andesina. Mostra tendência para idiomorfismo (a qual aumenta com a quantidade de plagioclásio na rocha), geminação polissintética cerrada e discreto zoneamento. Sericitização é comum, quer no mineral inteiro quer restrito ao seu núcleo.

c) **Microclina**: é mineral anhedral, com geminação em grade e micropertita de filme e veio. Nas rochas ricas em plagioclásio, ela ocupa posição intersticial, com os contatos se interpenetrando. Nas rochas ricas em microclina os grãos mostram contatos por justaposição, desenvolvendo verdadeira textura em mosaico. A composição dessa microclina é muito semelhante àquela dos megacristais (Gomes *et al.*, 1976).

Em muitas oportunidades foi possível observar evidências de microclinização de plagioclásio da matriz, com o desenvolvimento de manchas irregulares ou retangulares de microclina, seja no interior ou nas margens dos grãos de plagioclásio. Ao aprofundar-se esta transformação, o plagioclásio torna-se cada vez mais nebuloso, sericitizado, epidotizado e rico em mirmequita.

Junto aos contatos entre microclina e plagioclásio, quer na matriz quer no contato desta com os megacristais (ou ainda nas inclusões neles contidas), é freqüente o desenvolvimento de mirmequita com formas arqueadas, cuja convexidade volta-se para a microclina. O quartzo da mirmequita exhibe formas em “U”, “Y”, “V”, “I” ou “S”, sendo que, nos três primeiros casos, os ramos abertos estão dirigidos para a microclina. O plagioclásio mostra-se, nesses casos, corroído e com aspecto turvo. Mirmequita ocorre, também, ao longo de alguns contatos entre quartzo e microclina.

d) **Máficos**: na matriz ocorre, ainda, biotita castanha em cristais tabulares ou “fiapos” irregulares, deformados pelos grãos vizinhos. Localmente, mostra-se cloritizada (penina), seja totalmente ou apenas ao longo de seus contornos ou planos de clivagem. Essas biotitas contêm, em geral, diminutas inclusões de apatita, titanita, allanita e zircão. Hornblenda verde ocorre sob a forma de grãos colunares ou irregulares, às vezes superando em volume a biotita. Sua percentagem é maior nas rochas ricas em plagioclásio. Quanto maior a taxa de microclina, menor é o teor de hornblenda e o índice de coloração da rocha.

As relações entre biotita e hornblenda são variáveis: ora ambos os minerais, ocorrem isolados, ora estão associados, seja por contato periférico ou por intercrescimento. Neste caso, a biotita forma uma coroa externa mais ou menos contínua (envolvendo os

grãos de hornblenda), ou então situa-se ao longo dos planos de clivagem deste mineral. Em alguns casos, ocorre a aglutinação de opacos, zircão, titanita, hornblenda e biotita, constituindo agregados com dimensões variáveis.

Associa-se à hornblenda (às vezes) e ao plagioclásio (com freqüência) pistacita e clinozoisita, indicando claramente terem sido formadas às expensas daqueles minerais. Ainda entre os minerais secundários observa-se localmente a presença de raros carbonatos, associados principalmente aos plagioclásios saussuritizados. Grãos irregulares ou pligonais de opacos ocorrem dispersos pelas rochas ou, de preferência, associados aos ferro-magnesianos; alguns cristais maiores, esqueléticos, contêm inclusões de plagioclásio.

GRANITOS EQUIGRANULARES Os granitos equigranulares são de cor rosada, avermelhada, esbranquiçada ou cinzenta (clara ou escura). Sua granulação varia de fina a grossa, exibindo localmente feições pegmatóides, e sua composição varia de quartzo diorítica a granítica (Fig. 3). Do ponto de vista petrográfico, às vezes, assemelham-se aos diversos tipos de matrizes dos granitos porfiróides. É freqüente a ocorrência de grandes grãos arredondados de quartzo, indicando tratar-se de intrusões sub-vulcânicas, epizônais.

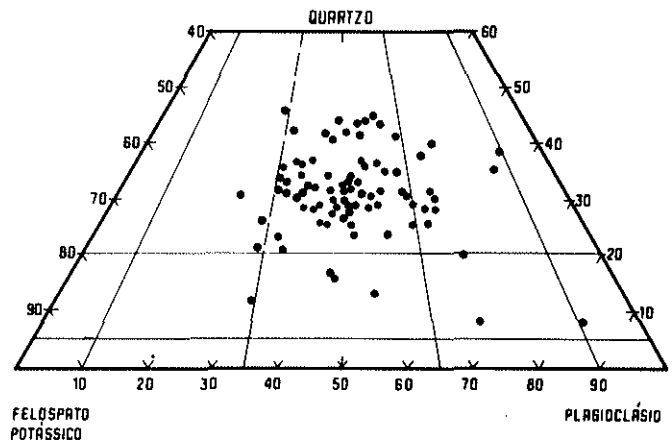


Figura 3 — Composição dos granitos equigranulares do Grupo Pinhal.

Granitos ricos em plagioclásio Ao microscópio, observa-se grandes diferenças entre os tipos ricos em plagioclásio (quartzo dioritos, granodioritos) e em feldspato alcalino (adamelitos, granitos). Nos primeiros, a textura é panhipautomórfica granular, com a trama formada predominantemente por cristais subhedrais a anhedrais, retangulares, de plagioclásio com relação comprimento: largura da ordem de 3:2. Mostram núcleos homogêneos de andesina, com geminação polissintética, e envolvidos por delgado anel externo de oligoclásio (ou albita), límpido, homogêneo ou com cerrada geminação. A textura tende para equi-

granular, com freqüentes contatos por justaposição entre os grãos de plagioclásio. A taxa de máficos é variável, em geral superior a 10%, muitas vezes ocorrendo agregados de hornblenda verde (em geral o máfico predominante), biotita castanha, apatita euhedral ou arredondada, titanita, zircão e opacos. Epidoto e mirmequita são raros e a microclina (anhedral e com geminação cruzada) ocupa posição intersticial. Os grãos de quartzo ora são grandes e arredondados, ora são intersticiais; neste caso tem formas poligonais, imposta pela malha de grãos de plagioclásio euhedrais. Raramente se observa extinção ondulante, inclusão "em cordões", bem como inclusões recíprocas entre os minerais constituintes da rocha.

Granitos ricos em microclina Nos granitos equigranulares ricos em microclina, a textura exibe forte tendência panxenomórfica granular, com características inequigranulares. É formada pelo intercrescimento íntimo de cristais subhedrais e anhedrais de microclina, plagioclásio e quartzo. São comuns os contatos por interpenetração, lobulados, serrilhados ou denteados, ao lado de freqüentes inclusões mútuas dos minerais formadores da rocha. O plagioclásio (oligoclásio) é zonado com geminação polissintética cerrada e sericitização preferencial, ao longo de determinadas zonas de composição, levando, em alguns casos, ao desenvolvimento de anéis concêntricos de sericita, separados por anéis de material não alterado. O quartzo forma tanto grandes cristais arredondados quanto pequenos grãos anhedrais, irregulares e intersticiais; é rico em cordões de inclusões e a extinção ondulante é freqüente. Mirmequita é comum ao longo dos contatos entre plagioclásio e microclina; esta ocorre sob forma de grãos anhedrais, quase sempre com geminação em grade e, localmente, mostra-se sericitizada.

Nas porções da rocha pobres em quartzo, os cristais de microclina adquirem formas poligonais e os contatos são por justaposição, desenvolvendo textura local em mosaico. Sua triclinicidade varia nos diferentes tipos litológicos (Wernick e Fernandes, 1972).

A taxa de máficos é pequena, predominando termos leucocráticos e alaskíticos. A biotita castanha, freqüentemente cloritizada, é o mineral ferro-magnésiano predominante, sendo rara a presença de hornblenda. Zircão, apatita, titanita, allanita e opacos são os acessórios mais comuns. O teor de epidoto é elevado, formado principalmente às custas de plagioclásio e, em menor escala, da hornblenda. Minerais secundários são clorita, sericita e carbonatos.

GRANITOS PÓRFIROS Macroscopicamente os granitos pórfiros são rochas compactas e homogêneas, compostas aproximadamente por 50% de fenocristais (de feldspatos, quartzo e máficos), inseridos numa matriz densa. Essas rochas exibem cores cinza, avermelhada, amarelada e acastanhada. Deformações pós-tectônicas são freqüentes e levaram à transformação

parcial dos fenocristais euhedrais de ortoclásio (com até 2 cm de comprimento) em microclina, a qual exibe a característica geminação em grade. Também os raros fenocristais euhedrais de plagioclásio (An 25) mostram sinais de deformação, através de grãos fraturados ou planos de geminação polissintética encurvados.

Os fenocristais de quartzo exibem forte extinção ondulante e zonas de esmagamento microgranulares. São comuns sinais de corrosão magmática, bem como algumas formas bi-piramidais (indicando quartzo de alta temperatura); no entanto, predominam grãos arredondados que atingem até alguns mm. Os fenocristais de máficos são diminutos e raros, representados por augita e biotita castanha (esta em parte cloritizada).

A matriz é de granulação fina a densa e composta principalmente por mistura íntima de quartzo e feldspato potássico, tendo como acessórios hornblenda, augita, titanita, zircão e opacos.

APLITOS Os granitos aplíticos são caracterizados por mineralogia bastante simples, contendo quase que somente microclina e quartzo. Os raros acessórios se constituem de plagioclásio (An 23), opacos, muscovita e epidoto. A textura é equigranular, panxenomórfica aplítica, caracterizada pela íntima interpenetração dos minerais constituintes da rocha.

Os aplitos formam diques, lentes, veios ou bolsões, com espessura de até um metro e suas cores são claras, avermelhadas, amareladas, cinzentas ou esbranquiçadas.

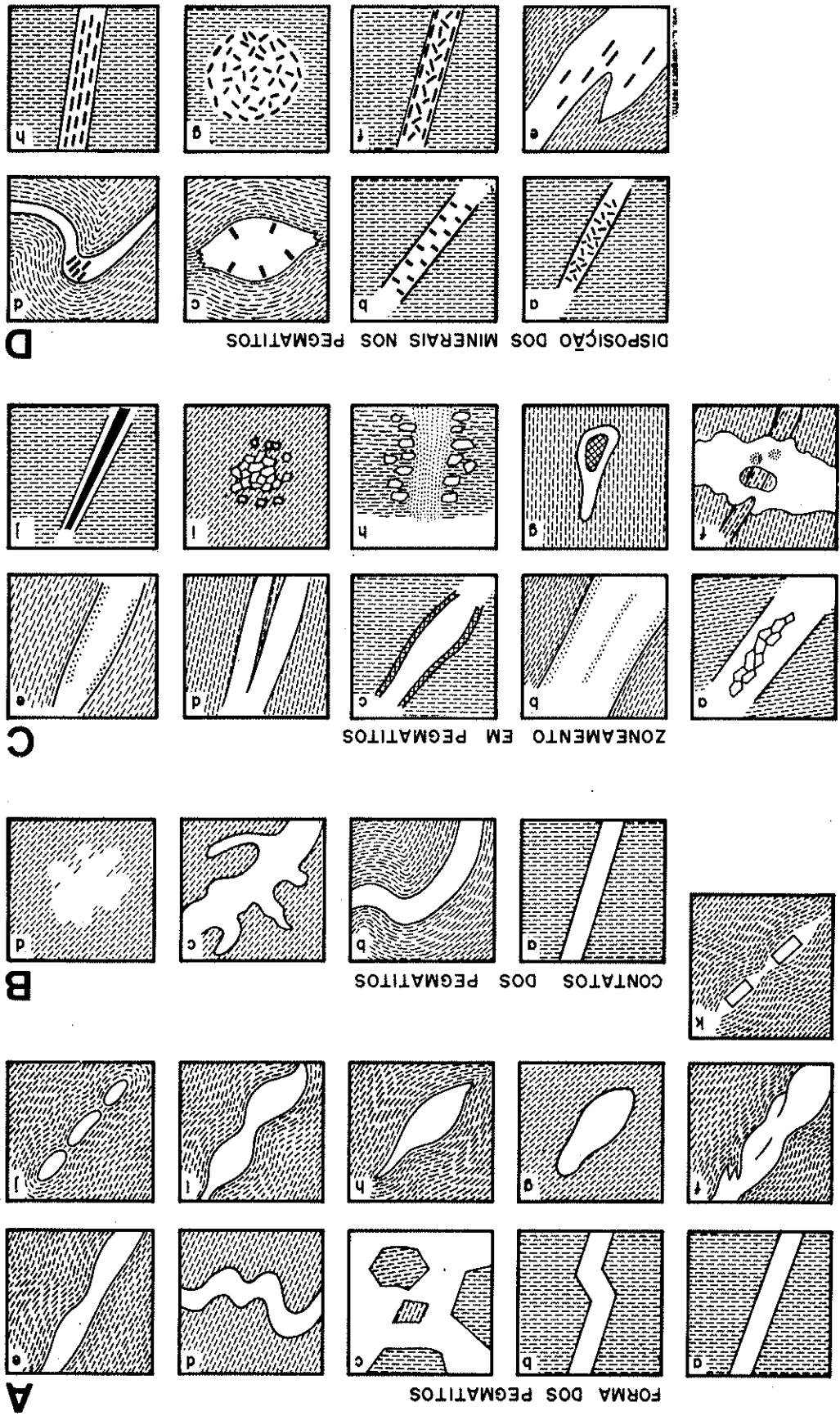
Wernick (1972-c) concluiu, ao estudar as relações entre os granitos equigranulares, granitos pórfiros e aplitos, que os mesmos pertencem a uma única seqüência magmática evolutiva, caracterizando-se por um sucessivo incremento em feldspato potássico e quartzo.

PEGMATITOS Os pegmatitos do Grupo Pinhal são corpos litológicos muito variáveis quanto sua forma, espessura, contatos, estruturas e textura. Ocorrem não só no interior dos complexos graníticos-migmatíticos, mas também em suas encaixantes. Vários desses corpos estão sendo minerados, principalmente na região de Inconfidentes, Bueno Brandão e Munhoz, para a extração de feldspato, quartzo e caolim.

Em relação à *forma* (Fig. 4-A) de ocorrência, temos corpos retilíneos (4-Aa) ou escalonados (cor-tando granitos e rochas metamórficas (4-Ab), tipos brechados (englobando fragmentos angulares das encaixantes) (4-Ac), veios pegmatíticos irregulares (discordantes ou concordantes em relação às encaixantes) (4-Ad, e f), lentes, bolsões, nódulos ou "schlieren" alongados (concordantes e discordantes) (4-Ag, h, i), além de pegmatitos disruptos (através de "boudinage") (4-Aj, k).

Quanto à sua *espessura* os pegmatitos variam desde centímetros até dezenas de metros. Seus *contatos*

Figura 4 - Características principais dos pegmatitos do Grupo Pinhal (a, b, c...ver texto).



(Fig. 4-B) podem ser retílineos, encurvados (4-Bb) ou irregulares (sempre nítidos) (4-Bc), ou então irregulares e difusos (4-Bd).

Quanto à *estrutura* (Fig. 4-C), são simples ou complexos e, neste caso, podem exibir zona central de granulação mais grossa de quartzo, feldspato ou ambos (4-Ca); um núcleo ou zonas marginais aplíticas (4-Cb); zonas marginais enriquecidas em biotita ou hornblenda (4-Cc); septos de rochas encaixantes na porção central (4-Cd); concentrações marginais de opacos (4-Ce); fragmentos de rochas encaixantes assimilados ou não (4-Cf); núcleos de minerais máficos em lentes e bolsões (4-Cg); contatos difusos, ressaltados pela presença de megacristais de microclina nas rochas encaixantes (4-Ch); pegmatitos nodulares irregulares formados pela coalescência de megacristais em gnaisses (4-Ci) e pegmatitos com zona central de granulação mais fina (4-Cj).

Quanto à *textura* (Fig. 4-D), observam-se casos de cristais com disposição caótica (4-Da), perpendicular (4-Db, h), ou paralela (4-dh) aos contatos dos diques tabulares ou lentes concordantes, ovaladas. Em alguns casos, a orientação paralela está restrita às zonas marginais dos corpos (4-Df) e, mesmo assim, de maneira incompleta (4-Dg). Quando os corpos se situam nas abas das dobras, os máficos podem exibir disposição paralela à xistosidade plano-axial (4-Dd). Outras vezes, os máficos (notadamente a biotita) formam agregados alongados, paralelos à xistosidade das encaixantes (4-De).

As formas, contatos, estruturas e textura dos pegmatitos revelam a presença de várias gerações, comprovada no campo, pela intersecção de pegmatitos com características distintas. Assim, existem corpos pré-, sin- e pós-tectônicos em relação às diversas fases magmáticas e deformacionais presentes nos complexos granito-migmatíticos. Os vários tipos de pegmatitos podem ser dispostos segundo uma seqüência na qual a diferença de plasticidade entre o pegmatito e as encaixantes varia continuamente; uma extremidade da seqüência é representada pelos pegmatitos brechados e a outra pelos veios disruptos.

Relação espacial entre os granitóides Todos os tipos de granitóides acima descritos ocorrem tanto em grandes áreas (com feições homogêneas) quanto em associações íntimas, em que os contatos são nítidos ou difusos. Exemplos desta associação íntima dos diferentes tipos de granitóides estão representados nos mapas das Figs. 5 e 6, o que demonstra sua complexa evolução e a dificuldade do seu mapeamento.

A estrutura dos complexos Os complexos granítico-migmatíticos do Grupo Pinhal são compostos por granitos formadores de migmatitos, granitos não formadores de migmatitos, migmatitos (no sentido de Härme, 1965) e intercalações mais ou menos volumosas de rochas do Grupo Amparo, que localmente

passam a constituir a litologia predominante (Fig. 7). Em torno do primeiro tipo de granitos desenvolve-se, com freqüência, uma auréola de migmatitos, constituída por 3 zonas com tipos estruturais distintos (Mehnert, 1968). A zona externa é formada por migmatitos acamados, nos quais o neossoma granítico é muitas vezes pegmatóide; a zona intermediária engloba migmatitos agmatíticos, de "schollen" (placas) e "schlieren"; e a zona central é composta por migmatitos "schlieren", nebulíticos e homofânicos. Essa zona central exibe contatos gradacionais em relação ao núcleo granítico, o qual pode ser equigranular ou porfiróide (Mehnert, 1968) (Fig. 8).

A espessura de cada zona migmatítica é variável, podendo mesmo faltar. Na auréola, como um todo, a espessura varia desde dezenas até milhares de metros. A seqüência das zonas pode ser alterada pela falta de uma delas, por falhamento, pela intrusão de granitos não formadores de migmatitos (que geralmente penetram ao longo de fraturas e falhas), ou por interferência de auréolas migmatíticas de granitos contíguos, o que leva ao desenvolvimento de migmatitos complexos, polifásicos (Fig. 9).

A seqüência dos tipos estruturais de migmatitos na auréola obedece a um esquema lógico. Os migmatitos acamados da zona externa resultam da injeção de frações magmáticas da intrusão; e como estas são enriquecidas em voláteis, que lhe conferem elevada fluidez e pressão, fica facilitada a sua penetração ao longo dos planos de foliação e de outras fraquezas de rocha encaixante. A proporção paleossoma:neossoma dos migmatitos acamados é muito variável, com predominância ora de um ora de outro. Como o neossoma também está enriquecido em álcalis, é comum observar-se, no paleossoma invadido, reações do tipo piroxênio-anfíbólio-micas-clorita, indicando a adição de álcalis ao sistema (Wernick e Penalva, 1974-a). O processo é acompanhado pela recristalização de uma fina faixa de paleossoma diretamente em contato com o neossoma, a qual se mostra enriquecida em máficos. Isto denota a segregação de certa taxa de quartzo e feldspato do paleossoma para o interior do neossoma. Outra transformação mineralógica observada é a passagem da biotita para almandina, cordierita ou mesmo sillimanita (Härme, 1965).

Na *zona intermediária* o esforço direto exercido pelo magma sobre as encaixantes provoca a sua fragmentação em blocos, placas e fragmentos com formas e dimensões variáveis, que são englobados pelo magma granítico. Essa fragmentação atinge indistintamente tanto os tipos litológicos maciços (e.g. anfíbolitos) quanto os tipos foliados (e.g. gnaisses). Também aqui ocorrem freqüentes transformações mineralógicas, com o desenvolvimento de bordas de reação e assimilação parcial das encaixantes. Igualmente ocorre a invasão de numerosos veios e filetes, milimétricos a centimétricos de neossoma, ao longo dos quais se observa todas as feições descritas para os migmatitos

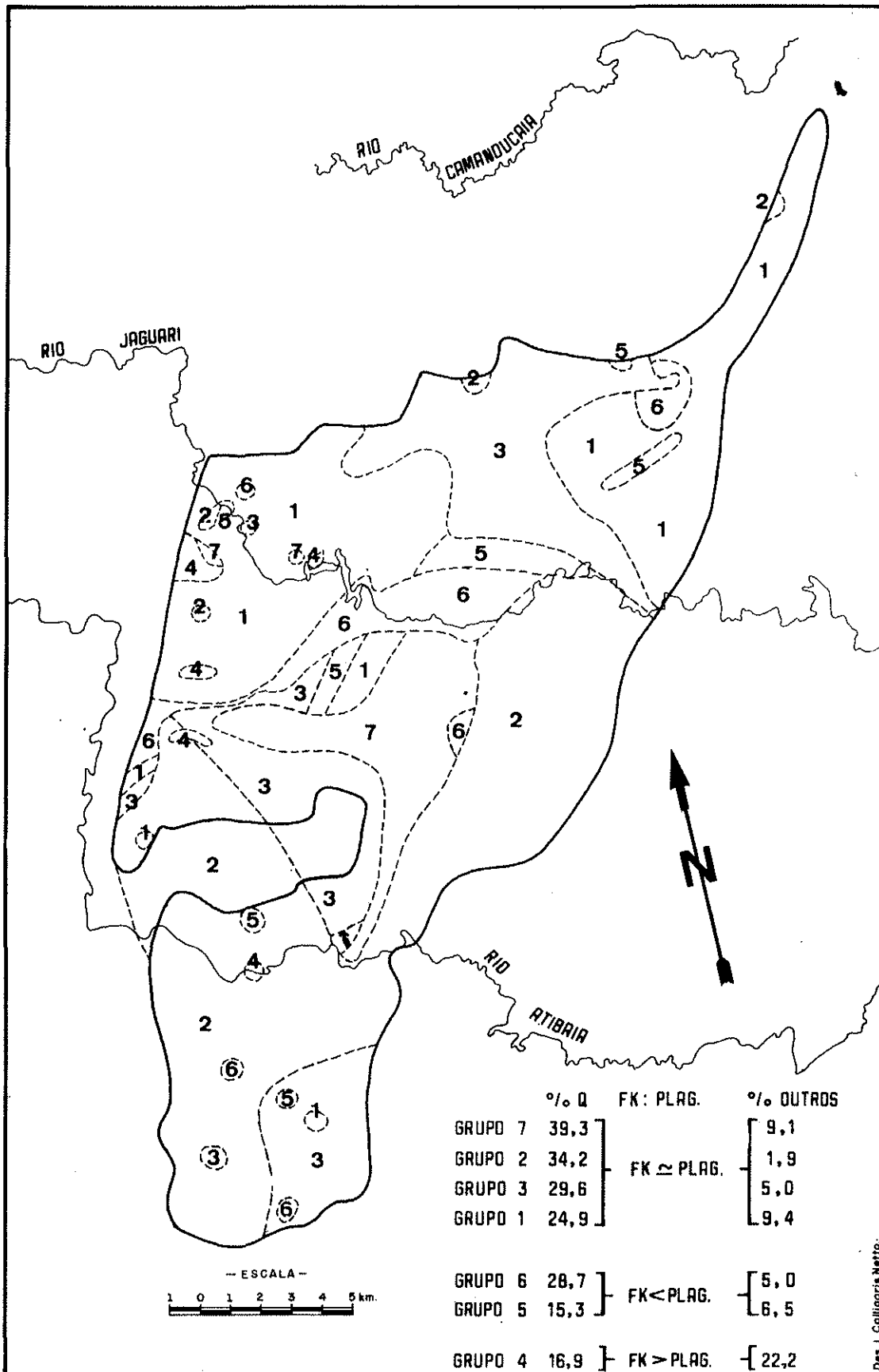


Figura 5 – Distribuição dos principais tipos de granitos (1 a 7) do Maciço de Morungaba.

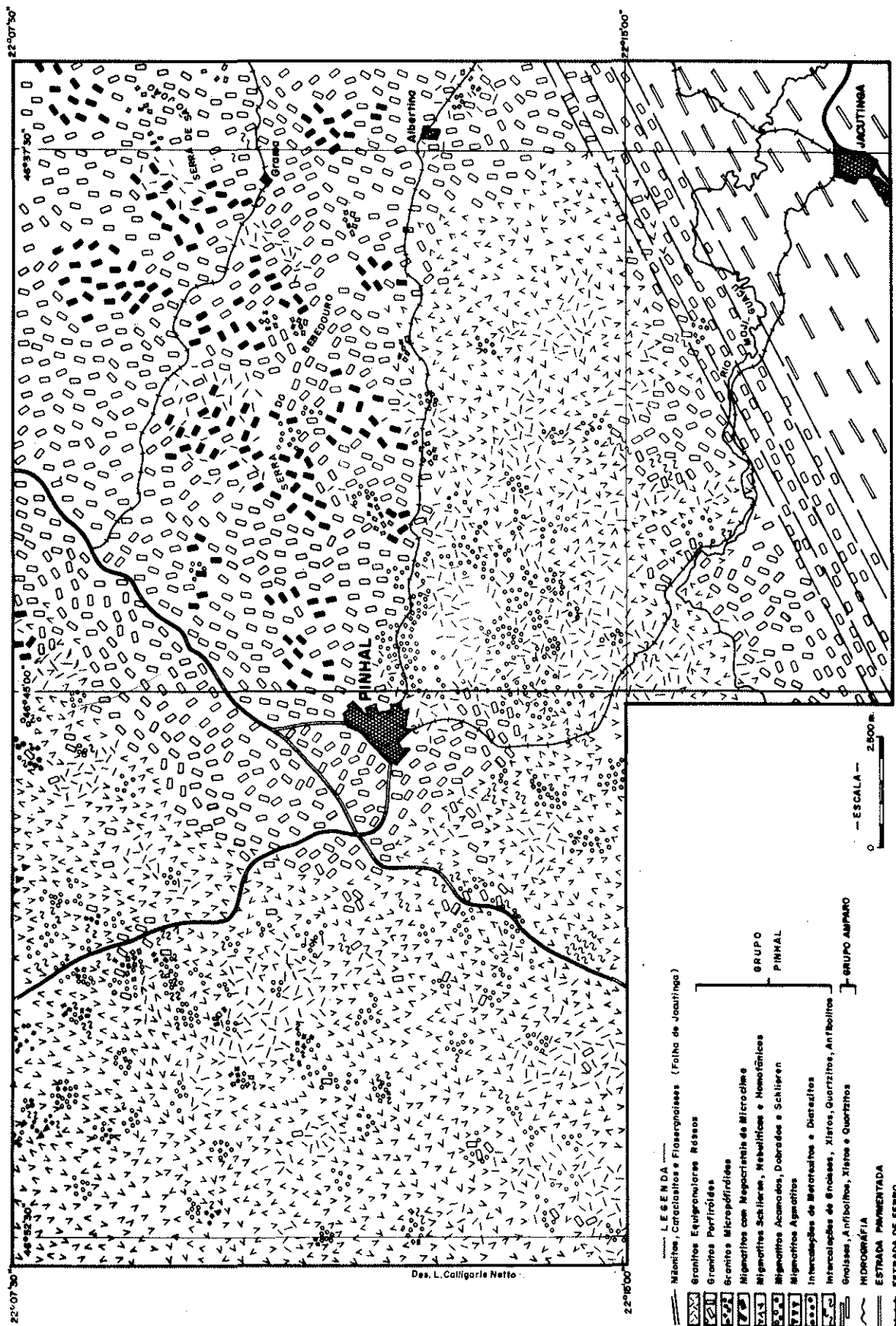
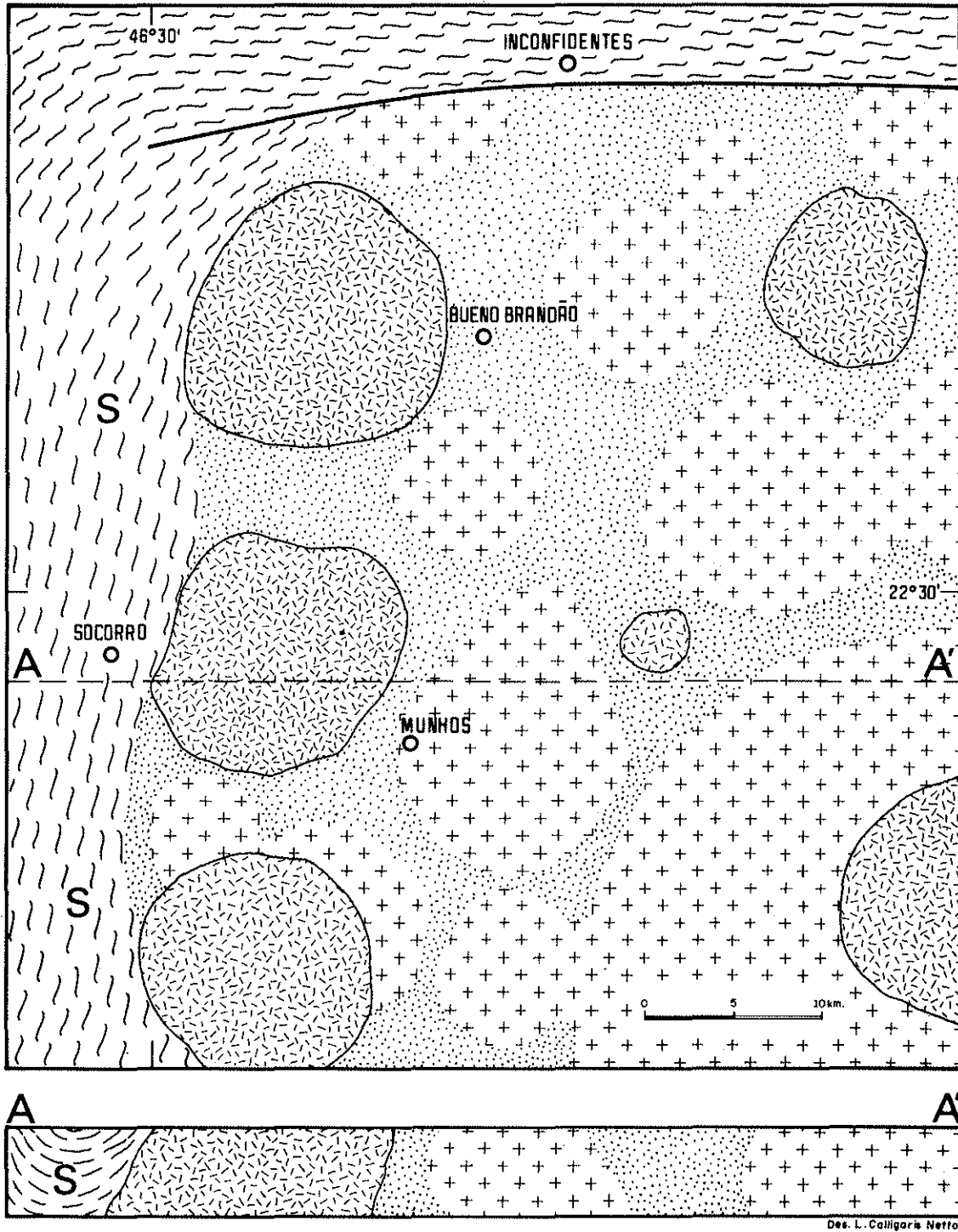


Figura 6 – Mapa geológico dos arredores de Pinhal S.P.



- METAMORFITOS DIVERSOS (GRUPO AMPARO)
 - GRANITOS FORMADORES DE MIGMATITOS
 - GRANITOS NÃO FORMADORES DE MIGMATITOS
 - MIGMATITOS E INTERCALAÇÕES GNAISSICAS
- } (GRUPO PINHAL)
- FALHA DE INCONFIDENTES
 - S** SINCLINAL MARGINAL
 - A** — **A'** PERFIL

Figura 7 – Mapa geológico esquemático de parte oriental do Complexo de Socorro.

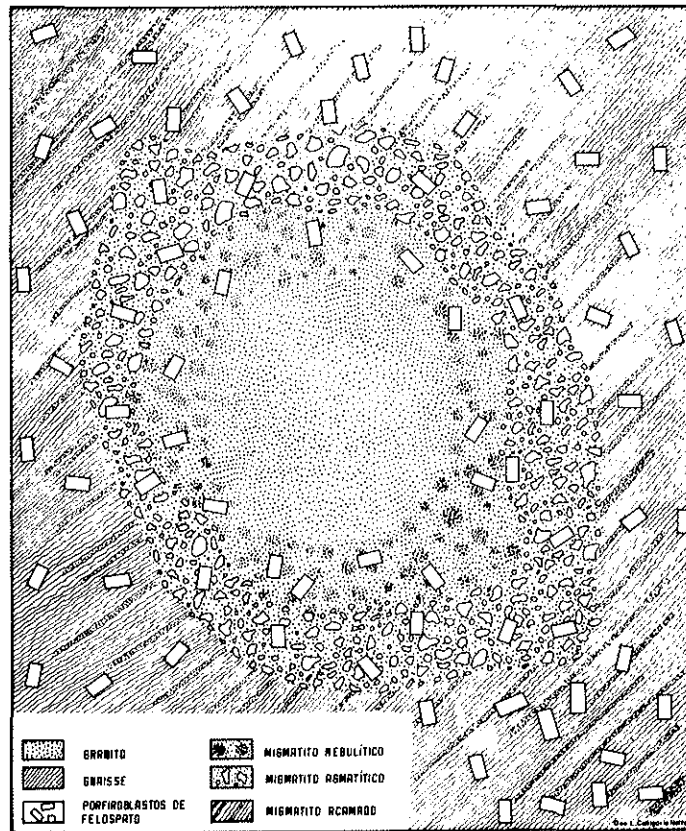


Figura 8 - Estrutura esquemática de uma auréola migmatítica.

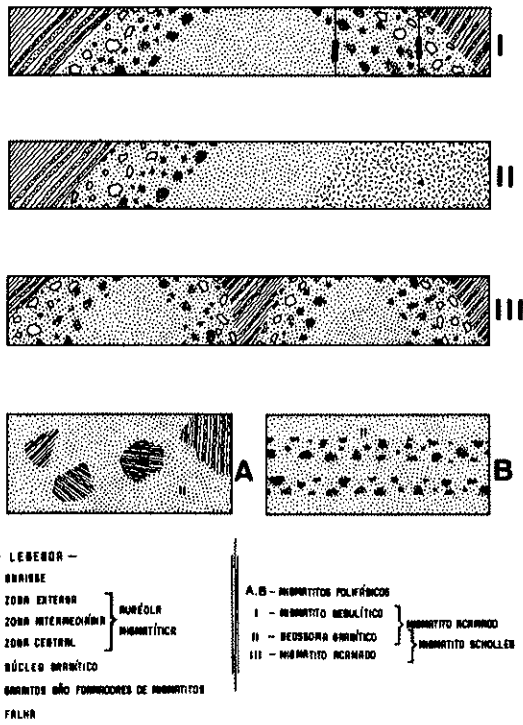


Figura 9 - Modificação da estrutura regular da auréola migmatítica através de falhamentos (I), intrusão de granitóides não formadores de migmatitos (II) e pela interferência de auréolas contíguas (III) com a formação de migmatitos polifásicos (A, B).

acamados além da formação de estictólitos. A semelhança dos migmatitos acamados, nos outros tipos de migmatitos também pode ocorrer, na zona intermediária, o predomínio do paleossoma ou do neossoma.

Na *zona central*, dado o amplo predomínio de material granítico, as rochas encaixantes são intensamente penetradas pelo magma, resultando em sua assimilação quase completa, com a formação de migmatitos "schlieren", nebulíticos (ricos em estruturas reliquias, "fantasmas", só visíveis nos casos em que a rocha esteja molhada) e homofânicos (cuja distinção do granito do núcleo é, em geral, dificultosa). Os migmatitos nebulíticos e homofânicos correspondem aos granitos metassomáticos descritos por Simonsen (1948) na região de Aulanko, SW da Finlândia. O primeiro sinal da granitização é a ocorrência de delgados filmes contendo plagioclásio, quartzo e muita microclina, que penetram entre os cristais das rochas encaixantes. Com a intensificação do processo, o teor de hornblenda primária nas encaixantes diminui, devido sua transformação em biotita. Nos estágios mais avançados de assimilação, a hornblenda chega a faltar completamente, observando-se apenas agrupamentos de biotita, que são possivelmente seus relictos; o teor destes também diminui progressivamente. O plagioclásio zonado dos gnaisses assimilados torna-se turvo e mais albitico, mas suas características primárias (formas e dimensões) são preservadas. A rocha é, tam-

bém, retalhada por delgados veios aplíticos, ricos em microclina, em que os contatos são difusos em relação à rocha assimilada. Finalmente, em toda a rocha ocorre um profuso desenvolvimento de cristais de microclina, o que confere à rocha assimilada uma textura sucessivamente mais homogênea, magmática (Wernick e Penalva, 1974-a).

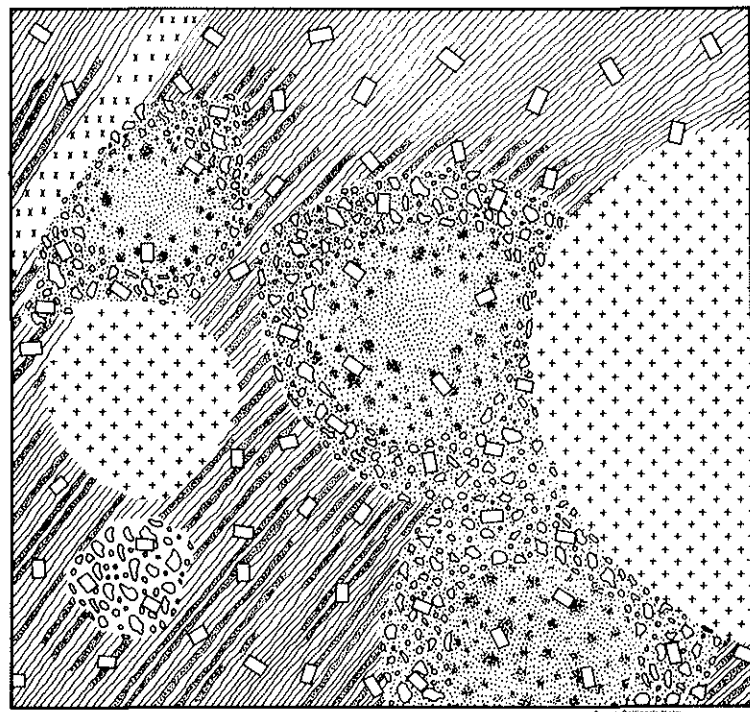
Metassomatose A Fig. 10 mostra, esquematicamente, a superfície de erosão idealizada de um complexo granítico-migmatítico do Grupo Pinhal, com seus granitos formadores de migmatitos, granitos não formadores de migmatitos e enclaves de rochas metamórficas do Grupo Amparo ou do seu embasamento (os quais localmente podem constituir a litologia predominante).

Nos complexos, o processo de migmatização é acompanhado por fenômenos metassomáticos mais ou menos intensos, que afetam não só os migmatitos mas também os enclaves gnáissicos; esse metassomatismo é de natureza potássica ou sódica.

METASSOMATISMO POTÁSSICO É caracterizado por adição de potássio ao sistema rochoso afetado, resultante em profuso desenvolvimento de cristais de microclina, diminutos, ou formando megacristais ovalados, irregulares ou retangulares que atingem

até 15 cm de comprimento. A microclina se desenvolve às custas do plagioclásio e o processo é acompanhado pela destruição dos máficos pobres em potássio, ao longo da seqüência piroxênio – anfíblio-mica-clorita. As variações químicas que caracterizam o processo foram descritas por Wernick e Gomes (1976).

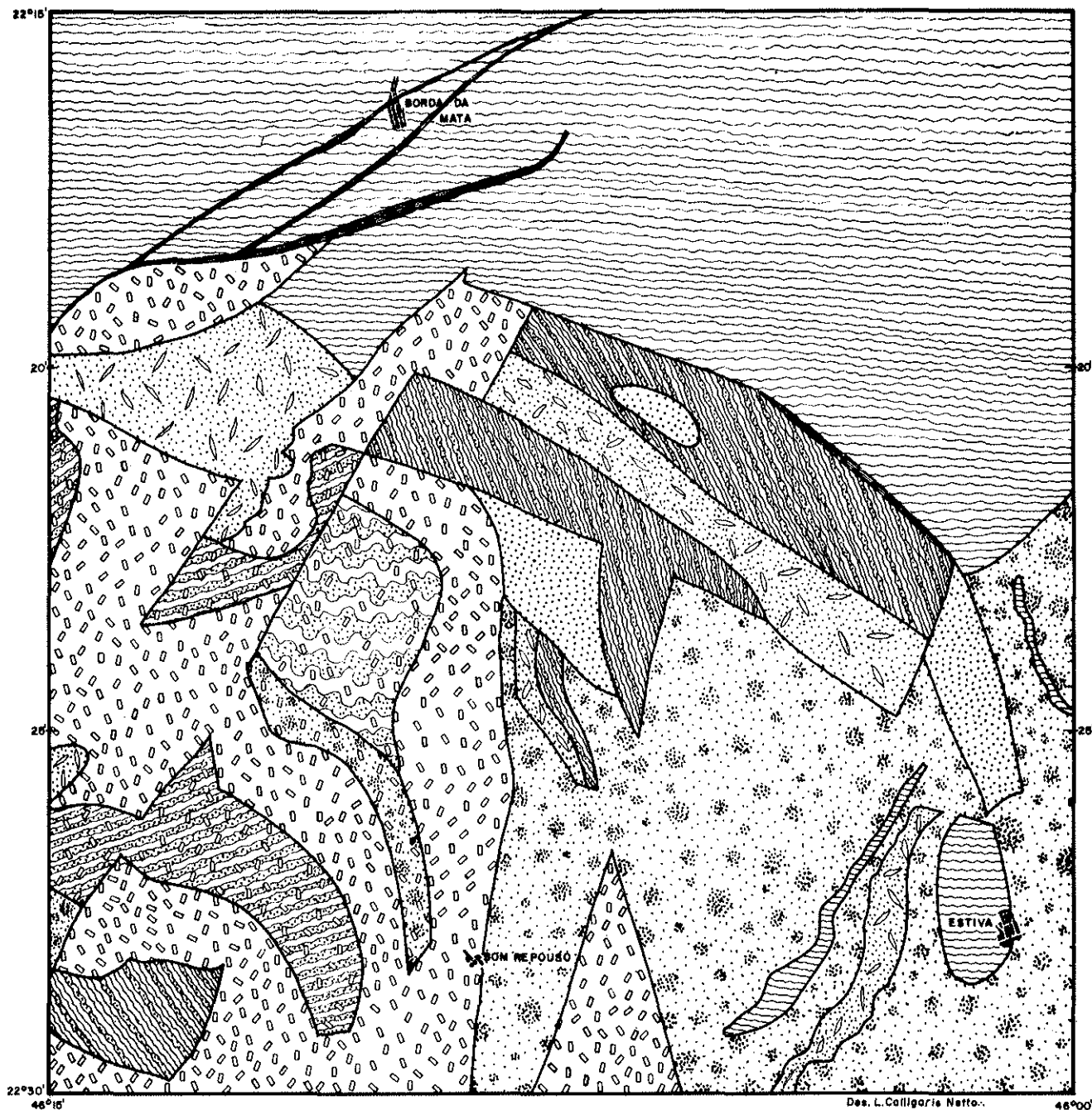
A quantidade, forma, dimensões e orientação dos megacristais nos gnaisses feldspatizados dependem da estrutura regional das rochas encaixantes dos complexos, bem como da estrutura, composição e textura das rochas afetadas no seu interior; Wernick (1972-a) mostrou, para o Maciço de Morungaba, que a quantidade de megacristais por m² aumenta sucessivamente para o interior do complexo e que as linhas de isoconcentração de megacristais dispõem-se paralelamente à estrutura regional. Já Wernick *et al.* (1976-c), estudando rochas foliadas e maciços feldspatizados do Complexo Socorro, mostraram a influência da estrutura rochosa na quantidade, forma, dimensões e orientação dos megacristais desenvolvidos, e concluíram pela existência de vários impulsos metassomáticos. Cada impulso está ligado a uma das várias fases de intrusão e tectonismo que ocorreram no complexo e que geraram, sucessivamente, novos gradientes térmicos, químicos e de pressão que levaram ao desenvolvimento de várias fases de feldspatização.



— LEGENDA —

| | | | | | | | |
|---------|---------------------------------|--------------------|-----------------------|----------------------|-------------------------------------|------------------------------|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | | | | | | | |
| GNASSE. | GRANITO FORMADOR DE MIGMATITOS. | MIGMATITO ACAMADO. | MIGMATITO AGMATÍTICO. | MIGMATITO NEBLÍTICO. | GRANITO NÃO FORMADOR DE MIGMATITOS. | PORFIROBLASTOS DE FELDSPATO. | PEGMATITO, APLITO OU GRANITO PORFIRADO. |

Figura 10 – Esquema idealizado de parte de um megadiápiro do Grupo Pinhal.



Des. L. Calligaris Netto. 46°00'

— LEGENDA —

- | | | |
|--|--|----------------|
| | GRANITO | } GRUPO PINHAL |
| | MIGMATITOS ACAMADO | |
| | MIGMATITOS DOBRADO | |
| | MIGMATITO OFTALMÍTICO | |
| | MIGMATITO "SCHLIEREN" | |
| | MIGMATITO NEBULÍTICO | |
| | INTERCALAÇÕES DE METAMORFITOS | } GRUPO AMPARO |
| | METASSEDIMENTOS E META-ÍGNEAS VARIADOS | |

ZONAS DE FALHAS

CONTATO CONSTATADO
OU INFERIDO.

Figura 11 – Mapa geológico da folha de Borda da Mata (MG), mostrando o crescimento de megacristais posterior à migmatização. (Fonte: Projeto "Ouro Fino", Convênio D.N.P.M. – F.F.C.L. Rio Claro, 1976).

O metamorfismo potássico é contemporâneo a tardio em relação a migmatização, como revela a Fig. 11, a qual mostra uma discordância entre as áreas migmatizadas e feldspatizadas na parte N do Complexo Socorro.

METASSOMATISMO SÓDICO O metassomatismo sódico é muito menos freqüente e menos intenso que o potássico nas rochas do Grupo Pinhal, sendo caracterizado por uma albitização das rochas afetadas pelo fenômeno. O processo caracteriza-se por uma epidotização, parcial ou total dos plagioclásios dos gnaisses. Paralelamente, observa-se uma progressiva diminuição no teor de microclina presente na rocha, em alguns casos chegando a faltar totalmente. Resultam, desta maneira, rochas constituídas apenas por albita, epidoto e clorita. O plagioclásio é praticamente albita pura, ocorrendo associada com epidoto (como relicto do plagioclásio primário) ou formando manchas e agregados de cristais radiais; estes indicam crescimento a partir de material novo adicionado ao sistema rochoso. Minúsculas inclusões de opacos são visíveis na albita.

O quartzo também ocorre sob forma de 2 tipos de grãos. Os maiores, arredondados, parecem ser relictos dos gnaisses originais, enquanto que indivíduos diminutos (algumas vezes exibindo faces cristalinas bem desenvolvidas) cristalizam-se em conexão com o plagioclásio primário dos gnaisses. Algumas vezes ocorre associado à biotita e clorita (na ausência de albita) com formas pseudomórficas de hornblenda. A biotita é castanha e ocorre sob forma de "fiapos" irregulares. Apatita e pequenos grãos de opacos são os acessórios principais.

A albitização é um processo posterior ao metassomatismo potássico inicial. Esta seqüência é caracterizada pela existência de gnaisses com megacrístais de microclina, envolvidos por uma capa de albita e que coexistem com megacrístais de microclina e albita. Tal fato revela de modo nítido, a existência de um fracionamento dos álcalis durante a fase metassomática, que se iniciou pela etapa potássica, seguida ou não por uma etapa posterior, de natureza sódica.

Mecanismo de intrusão Os complexos granítico migmatíticos do Grupo Pinhal correspondem a megadiápiros (Wernick e Penalva, 1978). São feições indicativas desse fenômeno:

- a) A sua forma global, arredondada ou ovalada;
- b) A presença, localmente, de um sinclinal marginal ("rim syncline"), de acordo com as Figs. 7 e 12, I-D e II-D;
- c) Lineações verticais a subverticais nas encaixantes, nas intercalações gnáissicas e nos granitos dos complexos; a ocorrência de lineações que mergulham para SE, S, SW parece indicar que os diápiros não tiveram uma ascensão puramente vertical, mas sofreram a ação de esforços subhorizontais (Cloos, 1948)

dirigidos para N, resultante num basculamento do Complexo Socorro durante sua penetração (Fig. 12, I-B e II-B);

d) Dobramento de diques nas rochas encaixantes, indicativo, ao menos parcialmente, de uma tectônica de balão ("baloon tectonic") ligada à intrusão do complexo;

e) A ocorrência, nos complexos, de várias intrusões envolvidas por auréolas migmatíticas;

f) A ocorrência de intrusões formadoras ou não de migmatitos, indicando a existência, nos complexos, de várias fases intrusivas e tectônicas com características distintas, refletidas também em vários impulsos metassomáticos (Figs. 10 e 12, IV);

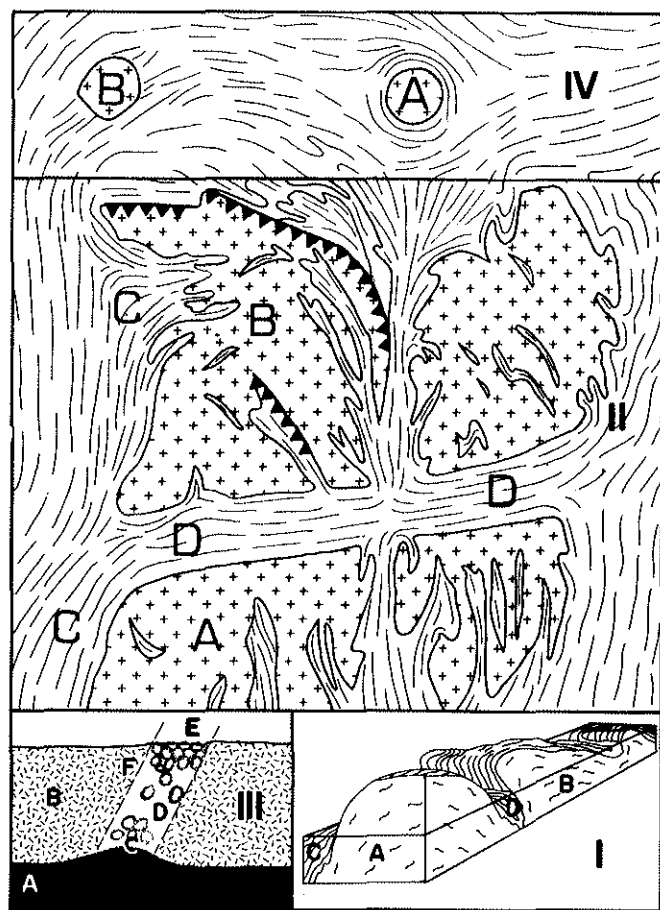


Figura 12 – I – Penetração de megadiápiros: A – Diápiro com ascensão vertical; B – Diápiro basculado; C – Rochas encaixantes com lineações verticais e estruturas de escorregamento; D – Sinclinal marginal.

II – Planta de blocodiagrama I. Letras com o mesmo significado. Observar as falhas de empurrão no diápiro basculado.

III – Penetração de megadiápiros ao longo de canais térmicos ligados a zonas rúpteis: A – Manto; B – Crosta siálica; C – Locus magmatogênico (parte inferior da crosta com alguma contribuição do manto); E – Megadiápiro polidiapírico; F – Zona rúptil associada a canal térmico.

IV – Feições indicativas da continuidade do processo intrusivo: A – Granito deformado estruturas; B – Granito cortado estruturas.

g) A presença de estruturas de escorregamento mais ou menos desenvolvidas no sinclinal marginal (Fig. 12, I-C);

h) A presença, em maior ou menor extensão, de uma zona de pegmatitos contornando parte dos complexos (Haralyi, 1964; Wernick 1967 e 1978-b).

O desenvolvimento e penetração dos megadiápiros devem estar ligados a uma ampla e intensa fase de aquecimento regional, que afetou toda a faixa leste do Brasil durante o Ciclo Brasileiro. Esta fase é caracterizada por um metamorfismo de baixa a média pressão (Mello e Mello 1974; Wernick e Penalva, 1974; Gomes e Wernick, 1976) atestada pela presença de minerais críticos e uma intensa remobilização. Esta afetou o embasamento numa extensão equivalente, ou mesmo superior, à área de rochas cogenéticas geradas no evento tecto-orogênico brasileiro. A existência de focos térmicos, intensos e duradouros, permitiu o desenvolvimento de "canais térmicos" (Ramberg, 1952 e 1970; Elder, 1970), ao longo dos quais penetram sucessivas intrusões granitóides, de acordo com o esquema da Fig. 12, III. Os canais térmicos situaram-se preferencialmente ao longo de grandes alinhamentos tectônicos; é o caso, por exemplo, dos Complexos Gaúcho e Pedras Grandes (Fig. 13), ligados à zona tectônica do Canguçu (Wernick e Penalva, 1978; Wernick *et al.*, 1978; Wernick, 1979), e do grande complexo granítico-migmatítico linear, que corresponde ao Grupo Serra dos Órgãos, no Estado do Rio de Janeiro (Fig. 14). A formação dos granitóides ocorreu a grandes profundidades, na base da crosta sílica, como revelaram estudos geocronológicos e de elementos-traços (Cordani e Kawashita, 1971; Wernick e Gomes, 1976 e 1977), de acordo com a Fig. 12, III. O magma foi essencialmente anidro, como bem revela o caráter epizonal de alguns corpos, com sua relativa pobreza em migmatitos.

Durante sua longa ascensão, os granitóides passaram por sucessivas variações ambientais (de natureza térmica, química, de pressão e concentração de voláteis), resultando em várias remobilizações, recristalizações em estado sub-sólido, assimilação e fenômenos metassomáticos diversos (Picada, 1967), sem que houvesse mudança substancial do seu caráter químico inicial (Gomes e Wernick, 1976). Entretanto, foram patentes os sinais de diferenciação magmática nos corpos mais móveis (Landim *et al.*, 1975; Wernick, 1978-c).

Geocronologia Dados Rb/Sr e K/Ar indicam para os complexos granítico-migmatíticos do Grupo Pinhal uma evolução complexa, com idades referíveis às várias fases do Ciclo Brasileiro (Cordani e Betten-court, 1967; Ebert e Brochini, 1968; Delhal *et al.*, 1969; Cordani e Kawashita, 1971; Minioli 1971; Hasui e Hama, 1972; Cordani, 1973; Cordani *et al.*, 1973; Oliveira, 1973; Wernick *et al.*, 1976-b; Hama e Cunha, 1977; Hama, 1977). Os dados indicam a formação

de magma granítico e que a penetração dos diversos corpos granitóides se estendeu por um longo período de tempo.

Correlação estratigráfica Evidências geológicas, petrológicas, estruturais e geocronológicas permitiram a Wernick (1978-a, b) correlacionar o Grupo Pinhal com o Grupo Serra dos Órgãos, no sentido que lhe foi dado por Delhal *et al.* (1969) e Cordani *et al.* (1973), e que corresponde à "zona central granítico-migmatítica" dos Paraibides, na concepção de Ebert (1968).

CONCLUSÕES Os autores definem e apresentam as principais características do Grupo Pinhal na porção NE do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais, concluindo:

A – O Grupo Pinhal corresponde a uma associação litológica formada por granitóides plutônicos e hipo-abissais variados, magmáticos e diversos tipos de rochas metamórficas.

B – Esta litologia constitui grandes complexos que correspondem a megadiápiros intrusivos em rochas metamórficas mais antigas.

C – A caracterização da natureza diapírica dos complexos é possível através de dados geológicos, estruturais e litológicos.

D – A penetração dos megadiápiros ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, através de intrusões múltiplas ao longo de "canais térmicos" associados, com frequência, a amplos alinhamentos tectônicos.

E – Os complexos granítico-migmatíticos são formados por granitos formadores de migmatitos, granitos não formadores de migmatitos e intercalações mais ou menos extensas de rochas metamórficas. Os granitos formadores de migmatitos são rodeados por uma auréola de migmatitos com espessura variável e, em geral, composta por três zonas contendo tipos estruturais distintos.

F – As auréolas raramente são perfeitas. São perturbações comuns devidos a falhamentos, pela omissão de uma ou mesmo duas zonas, pela penetração de granitos não formadores de migmatitos, além de basculamento e rotação de blocos tectônicos em épocas mais modernas.

G – Em virtude da interferência de auréolas migmatíticas contíguas, ocorreu o desenvolvimento de migmatitos complexos, polifásicos.

H – As intrusões graníticas e a formação de migmatitos foram acompanhadas por várias fases de metassomatismo potássico e sódico, que afetaram tanto os migmatitos quanto os enclaves gnáissicos. A metassomatose sódica é menos intensa que a potássica, foi posterior a esta, e demonstra ter havido um fracionamento dos álcalis durante os fenômenos metassomáticos.

I – Os granitóides do Grupo Pinhal são de origem profunda, em parte formados a partir de magmas

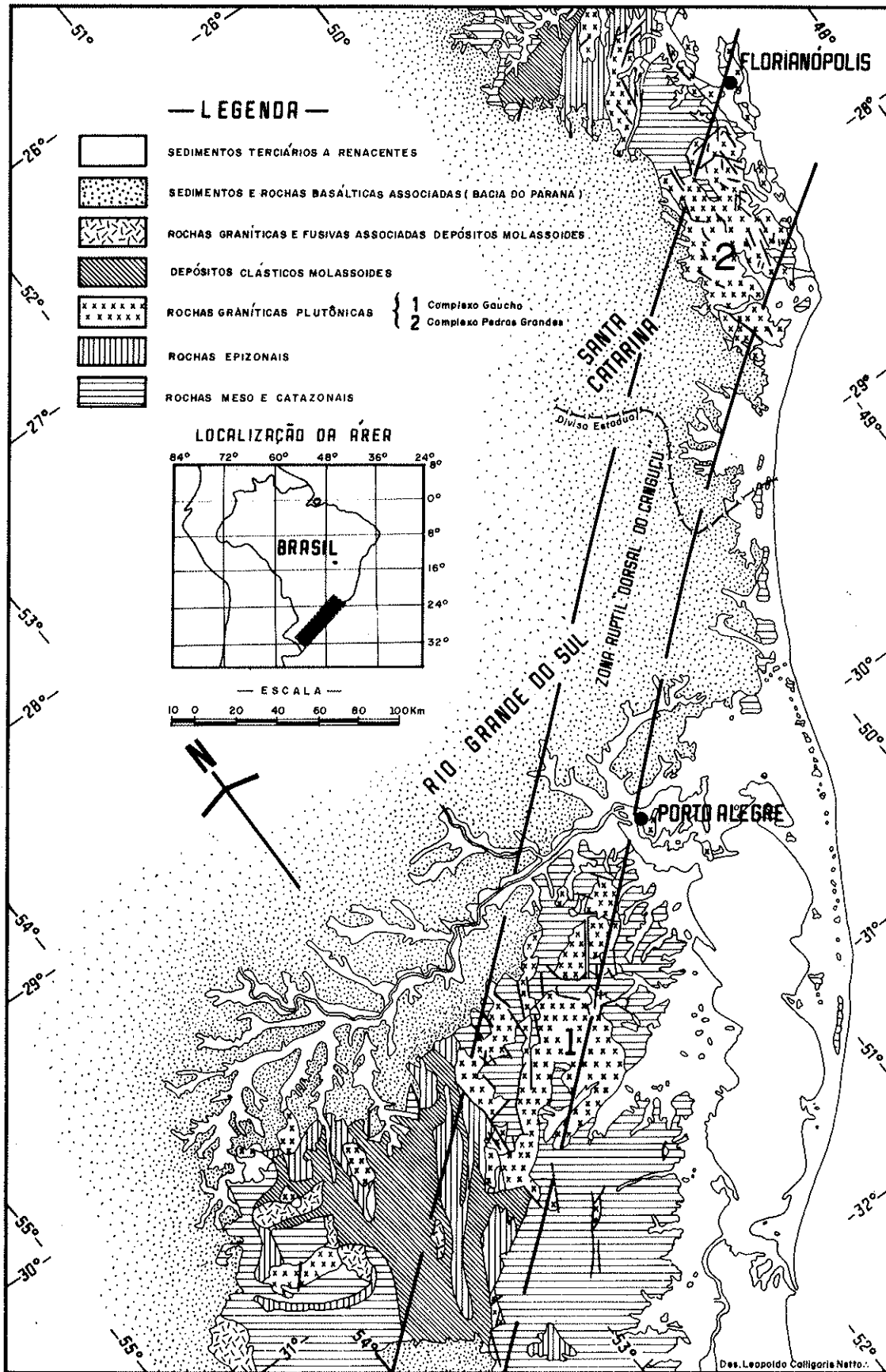


Figura 13 – Controle da penetração de complexos polidiapíricos ao longo de canais térmicos ligados à zonas rúpteis.

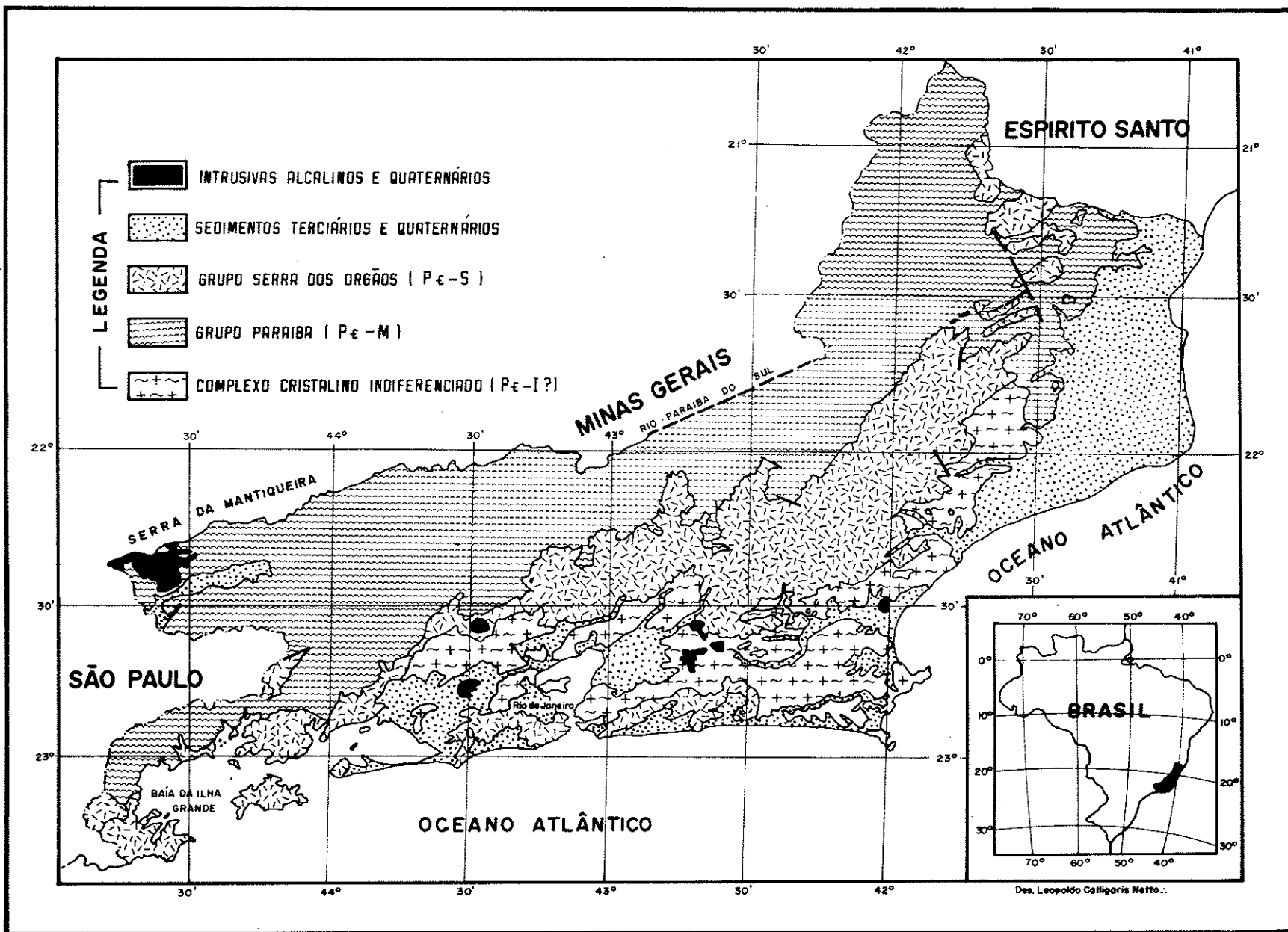


Figura 14 — Mapa geológico simplificado do Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: INPE-DRM, 1976).

anidros. Durante sua ascensão sofreram várias modificações, tais como remobilização, recristalização subsólida, metassomatose e assimilação e substanciais diferenciações.

J – Observando-se as relações entre os materiais granitóides de idades transamazônica e brasileira, não só na região estudada, mas também em toda porção oriental do Brasil, nota-se que as rochas referíveis ao Ciclo Brasileiro são muito mais abundantes, seja como neossoma em migmatitos ou formando grandes e numerosos batólitos, ou ainda representando um embasamento mais antigo intensamente remobilizado. Tal fato sugere que o Ciclo Brasileiro caracterizou-se, em especial, por agregar à crosta abundante material granítico, originado a partir do manto ou pela reciclagem de material crustal mais antigo.

L – Os principais recursos econômicos ligados ao Grupo Pinhal são representados por material de construção (granitos equigranulares, saibro, areias) e pegmatitos, presentes nos complexos e nas suas rochas encaixantes.

Agradecimentos Os autores agradecem ao “staff” do Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – “campus” de Rio Claro – atualmente desenvolvendo vários projetos de pesquisa na região estudada no presente trabalho, pelas críticas e sugestões que nos foram apresentadas. Agradecemos ainda ao CNPq pelo suporte financeiro dado para a execução da presente pesquisa.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. de (1976) – The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc., USP*, 7: 45-80.
- BETTENCOURT, J.S. (Coordenador) (1978) – “Projeto Pouso Alegre”, Relatório Final. Convênio D.N.P.M./F.F.C.L.R.C. *
- BRITO NEVES, B.B. de (1975) – Regionalização geotectônica do Precambriano Nordestino. *Inst. Geoc., USP. Tese.*
- CLOOS, E. (1946) – Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. Am., Mem. 18.*
- CORDANI, U.G. (1973) – Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. *Inst. Geoc., USP. Tese.*
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. (1967) – Determinação de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. *An. XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba*, 218-233.
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1971) – Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. *An. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo*, 105-110.
- CORDANI, U.G. e DELHAL, J. e LEDENT, D. (1973) – Orogenese superposées dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 3 (1): 1-22.
- CHOUDHURI, A.; EBERT, H.; WINTERS, A.A.M. (1978-a) – Os metassedimentos e paragneisses da região norte de Pouso Alegre, sul de Minas Gerais. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 1: 69-82, Recife.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P. e BETTENCOURT, J.S. (1978-b) – Charnockitic gneisses and granulites for the Botelhos region, Southern Minas Gerais. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 3: 1236-1249, Recife.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; WINTERS, A.A.M.; BETTENCOURT, J.S.; RODRIGUES, J.E. (1978-c) – Note on small bodies of eclogite as inclusion in high grade gneisses North of Pouso Alegre, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (1): 63-68.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. (1969) – Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques du sud-est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *An. Soc. Geol. Belgique*, 92: 271-283.
- EBERT, H. (1968) – Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40 (Supl.): 215-229.
- EBERT, H. (1971) – Os Paraíbaes entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxaides. *Soc. Bras. Geol., (Núcleo de São Paulo), Bol. Esp. 1* (Resumo das Comunicações do XXV Congr. Bras. Geol.): 177-178, São Paulo.
- EBERT, H. (1974) – O Grupo Eleutério e a falha de Jacutinga (nordeste de São Paulo). *Soc. Bras. Geol. (Núcleo Rio Grande do Sul), Bol. Esp. 1* (Resumo das Comunicações do XXVIII Congr. Bras. Geol.): 726-730, Porto Alegre.
- EBERT, H. e BROCHINI, M.F. (1968) – Estudos estratigráficos e geocronológicos no Escudo Cristalino Brasileiro. *Ciência e Cultura*, 20: 621-625.
- ELDER, J.W. (1970) – Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusion. In: “Mechanism of Igneous Intrusion” (Ed. G. Newall e N. Rast), Gallery Press, Liverpool: 245-260.
- ELLERT, R. (1969) – Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas (MG). *F.F.C.L./USP, Bol. 237 (Geologia 18)*: 1-63.
- ELLERT, R.; BJORNBERG, A.J.S. e COUTINHO, J.M.V. (1959) – Mapa geológico do maciço alcalino de Poços de Caldas (MG). *Dep. Geol. Paleont., F.F.C.L./USP*, 1: 75.000.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. e BETTENCOURT, J.S. (1978) – Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. – *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 1 309-320, Recife.
- FRANCO, R.R. e COUTINHO, J.M.V. (1957) – Charnoquitos e rochas associadas no Município de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 28 (3): 303-311.
- GOMES, C.B.; COUTINHO, J.M.V. e OLIVEIRA, A.B. (1966) – Paragasita em dolomitos metamórficos do Município de Tapiratiba (SP). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 38: 39-46.
- GOMES, C.B.; RUBERTI, E. e WERNICK, E. (1976) – Caracterização química de feldspatos de rochas graníticas. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (3): 445-452.
- HAMA, M. (1977) – Programa geocronológico do Projeto Sapucaí (Relatório interpretativo). Convênio CPRM-IGUSP/GEOCRON. Superintendência de São Paulo da C.P.R.M., (inédito).
- HAMA, M. e CUNHA, H.C.S. (1977) – Considerações sobre a idade de Formação Pouso Alegre e dos granitos Pós-Cambrianos da região sul do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. *Soc. Bras. Geol. (Núcleo de São Paulo); Bol. do Progr. e Res. do 1.º Simp. Geol. Reg.*: 6, São Paulo.
- HARALYI, N.H. (1964) – Uma nova zona de feldspato-quartzo em São Paulo-Minas. *Min. Met.*, 40 (238): 181-182.
- HASUI, Y. e HAMA, M. (1972) – Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. *Rev. Bras. Geoc.*, 2 (1): 8-24.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R. e COIMBRA, A.M. (1975) – The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (3): 257-266.
- HÄRME, M. (1965) – On the potassium migmatites of Southern Finland. *Bull. Comm. Geol. Findlande*, 219: 1-43.
- LANDIM, P.M.B.; GOMES, C.B.; ARRUDA, J.R. e FULFARO, V.J. (1975) – Análise de agrupamento (Cluster Analysis) aplicada ao estudo geoquímico do granito Itaoca, Região da Ribeira. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 7: 161-168, Porto Alegre.
- LEONARDOS Jr., O.H.; DUNHAM, A.C.; PIRES, F.R.M. e FORMAN, J.M.A. (1971) – Nota sobre a formação Pouso Alegre. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 43 (e): 131-134.
- MEHNERT, K.R. (1968) – Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Co., New York.
- MELLO, A.A. de e MELLO, Z.F. de (1974) – Metamorphic zoning in the Seridó Region, Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 4 (1): 1-14.
- MINIOLI, B. (1971) – Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 43 (2): 443-448.
- OLIVEIRA, M.A.F. de (1973) – Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 3 (4): 257-278.

- OLIVEIRA, M.A.F. de e HYPOLITO, R. (1973) – Rochas calco-silicáticas da região de São José do Rio Pardo (SP). *An. XXVII Congr. Bras. Geol.* 1: 193-200, Aracaju.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e HYPOLITO, R. (1978) – Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (4): 249-261.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. – (1974) – Geologia e petrografia da região de Caconde (SP). *An. XXVII Congr. Bras. Geol.*, 5: 133-143, Porto Alegre.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. (1976) – Wollastonita em associações cálcicas da fácies granulito, Caconde (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1): 43-52.
- PENALVA, F. e WERNICK, E. (1973) – Compartimentação tectônica em parte do pré-cambriano paulista. *Soc. Bras. Geol. (Núcleo da Bahia) Bol. Esp. 1* (Resumo das Comunicações do XXVII Congr. Bras. Geol.): 128-129, Aracaju.
- PICADA, R.S. (1967) – Estudos preliminares sobre a evolução e mineralogia do maciço granítico Encruzilhada. *Esc. Geol., UFRGS, Publ. Esp. 14*.
- PIRES, F.R.M.; LEONARDOS JR., O.H. e PARENTI COUTO, J.G. (1970) – Gonditos na região de Pouso Alegre (MG). *Min. Met.*, 52 (312): 237-239.
- RAMBERG, H. (1952) – *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. The University of Chicago Press.
- RAMBERG, H. (1970) – Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: "Mechanism of Igneous Intrusion". (Ed. G. Newall e N. Rast); Gallery Press, Liverpool: 261-286.
- RODRIGUES, J.E. (1976) – O Falhamento Transcorrente de Jacutinga, SP. *Inst. Geoc., USP. Tese*.
- SIMONSEN, A. (1948) – On the petrology of the Aulanka area in Southwestern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 143: 1-66.
- SOARES, P.C. (Coordenador) 1976) – "Projeto Caldas II", Relatório Final. Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.*
- WERNICK, E. (1965) – Comunicação preliminar sobre a geologia da quadricula de Amparo, leste do Estado de São Paulo. *D.N.P.M./D.G.M. Bol.*, 44 (avulso): 77.
- WERNICK, E. (1967) – A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo. *F.F.C.L. de Rio Claro. Tese*.
- WERNICK, E. (1972-a) – A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. *Esc. Eng. São Carlos, USP, Bol. Geol.* 16 – 110 p.
- WERNICK, E. (1972-b) – Sobre a ocorrência de rochas calco-silicáticas nas proximidades de Duas Pontes, Município de Arcadas, leste do Estado de São Paulo. *Ciência e Cultura*, 24 (4): 358-367.
- WERNICK, E. (1972-c) – Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o maciço de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 2 (2): 129-138.
- WERNICK, E. (Coordenador) (1977) – "Projeto Ouro Fino", Relatório Final. Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.*
- WERNICK, E. (1978-a) – Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (3): 206-216.
- WERNICK, E. (1978-b) – Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé (SP) e (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50 (3): 337-352.
- WERNICK, E. (1978-c) – Cristalização fracionada na província granítica Ribeira (SP) e (PR). *An. XXX Congr. Bras. Geol., Boletim dos Resumos*: 316. Recife.
- WERNICK, E. (1979) – Magmatismo granitóide das Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste (Ciclo Brasileiro) do Brasil. *An. IV Congr. Latino-Americano de Geologia*, 28 pp. (no prelo), Trindade-Tobago.
- WERNICK, E. e ARTUR, A.C. (1974) – Petrofábrica de migmatitos dos arredores de Amparo (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 4 (1): 27-39.
- WERNICK, E. e FERNANDES, N.A. (1972) – Triclinicidade de feldspatos potássicos de rochas graníticas do Maciço de Morungaba (SP). *An. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 1: 51-56, Belém.
- WERNICK, E. e GOMES, C.B. (1976) – Granitos e metamorfismo no Vale do Ribeira de Iguape (SP) e (PR). *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 5: 145-154, Porto Alegre.
- WERNICK, E. e GOMES, C.B. (1977) – Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte III: Considerações petrológicas. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 49 (1): 157-169.
- WERNICK, E.; PENALVA, F. (1973) – Feições estruturais de migmatitos ao norte e sul da falha de Jacutinga, leste do Estado de São Paulo. *Ciência e Cultura*, 25 (Supl.) (6): 183.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1974-a) – Migmatização e feldspatização de charnoquitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 5: 155-160, Porto Alegre.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1974-b) – Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo-Minas Gerais. *Soc. Bras. Geol. (Núcleo Rio Grande do Sul), Bol. Esp. 1* (Res. Com. XXVIII Congr. Bras. Geol.): 723-726, Porto Alegre.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1978) – Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 8 (4): 113-133.
- WERNICK, E.; FERNANDES, N.A. e ALMEIDA JR., N.F. de (1976-a) – Gonditos de Socorro e Itapira (SP). *Min. Met.* 39 (372): 16-21.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. de (1978) – As Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste. *An. XXX Congr. Bras. Geol.* 6 2493-3507 – Recife.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. (1976-b) – Estudo Geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1): 125-135.
- WERNICK, E.; PANTOJA, J.L. e NICOLA, J.P. (1976-c) – Megacrístais do maciço granítico de Socorro (SP e MG). *Soc. Bras. Geol. (Núcleo Minas Gerais), Bol. Esp. (1), Res. Com. XXIX Congr. Bras. Geol.*: 329, Belo Horizonte.

Recebido em 30 de novembro de 1979.

* Trabalho realizado pelo "staff" de geólogos dos Departamentos de Geologia Geral e Aplicada e de Mineralogia e Recursos Minerais, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (I.G.C.E.) da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP), "Campus" de Rio Claro (SP).