

## CAPÍTULO VIII

A região VII abrange totalmente os estados sulinos do Rio Grande do Sul e Santa Catarina e parte dos estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso.

Essa região compreende a porção sudeste da plataforma Sul-Americana (Almeida et alii, 1976), representando duas unidades elementares: sua margem oriental, o escudo Atlântico, que teve sua consolidação como ortoplataforma efetivada no final do ciclo Brasileiro, e a cobertura fanerozóica desta plataforma, a sinéclise ou bacia do Paraná, que se estende até a porção centro-oeste do País.

O escudo Atlântico recebe, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, denominações locais de escudo Sul-Rio-Grandense ou Uruguaio-Sul-Rio-Grandense e escudo Catarinense, respectivamente, cujos arcabouços são estruturados por terrenos arqueanos, por unidades do Proterozóico Inferior e Superior, além de molassas e granitóides com registros até à base do Paleozóico.

A maior parte da região VII é, no entanto, ocupada pelos sedimentos e rochas vulcânicas da bacia do Paraná, representados pelos terrenos paleozóicos, pelo extenso derrame de rochas, essencialmente, básicas e pela cobertura de clásticos cretáceos e cenozóicos.

### OS ESCUDOS SUL-RIO-GRANDENSE E CATARINENSE E A BACIA DO PARANÁ

EDU LUCAS DOS SANTOS  
LUIZ CARLOS DA SILVA  
VITÓRIO ORLANDI FILHO  
MARIA GLÍCIA DA NÓBREGA COUTINHO  
ARI ROISENBERG  
RONALDO RAMALHO  
LEO AFRANEO HARTMANN

#### ESCUDOS SUL-RIO-GRANDENSE E CATARINENSE

A área abrangida pelos escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense foi incluída por Hasui et alii (1975) num cinturão de mobilidade tectônica brasileira, que denominaram faixa dobrada Ribeira, dividido nas seguintes unidades elementares (fig. 8.1): os maciços medianos Pelotas e Joinville e o sistema de dobramento Tijucas. Hartmann et alii (1979) assinalaram a diferenciação petrotectônica existente, em Santa Catarina, entre os maciços medianos de Joinville e Pelotas, sendo o primeiro constituído por um complexo granulítico arqueano e o último por um complexo metamórfico-migmatítico, estruturado no ciclo Brasileiro. Nardi & Hartmann (1979) assinalaram a possibilidade de correlação entre o complexo granulítico de Santa Catarina e um complexo definido por esses autores na porção oeste do escudo Sul-Rio-Grandense.

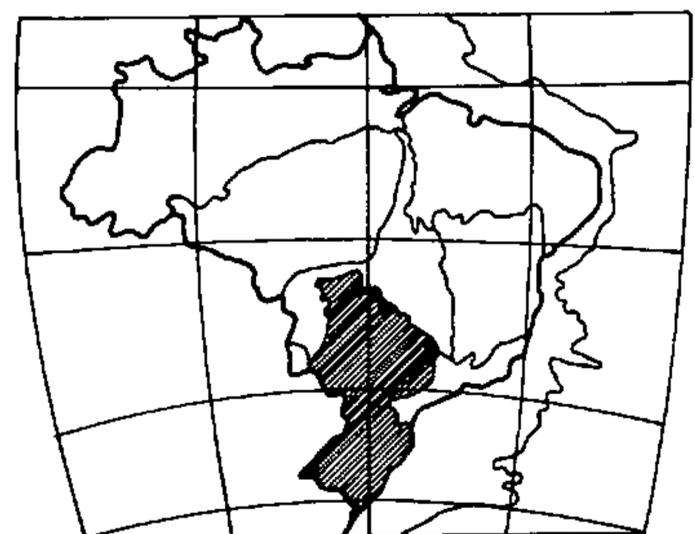
Cesar (1980) estabeleceu para o escudo Sul-Rio-Grandense duas unidades geotectônicas básicas: o cráton do Rio de La Plata, a oeste, e o cinturão Dom Feliciano, a leste. Unidades essas que também podem ser reconhecidas em Santa Catarina (fig. 8.2).

A luz das mais recentes interpretações, a região, abrangida pelos escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense, é caracterizada por terrenos arqueanos de evolução muito complexa, afetados por diversos ciclos tectono-orogênicos. Durante a evolução do ciclo Brasileiro, uma porção dessa área foi totalmente remobilizada, enquanto outra permaneceu estável, comportando-se como área cratônica e mostrando apenas retrabalhamento parcial.

A região de contato da área cratônica com a faixa móvel constitui uma longa seção crustal linear, onde se conjugam tectonicamente o embasamento pré-Brasileiro, as seqüências orogênicas brasileiras e suas molassas tarditectônicas. Granitos pós-tectônicos cortam as seqüências orogênicas, e rochas molássicas pós-tectônicas recobrem parcialmente as demais unidades (Cesar, 1980).

Trabalhos de vários autores são unânimes em salientar que os sistemas de falhamento com direção NE e NW exerceram

REGIÃO VII



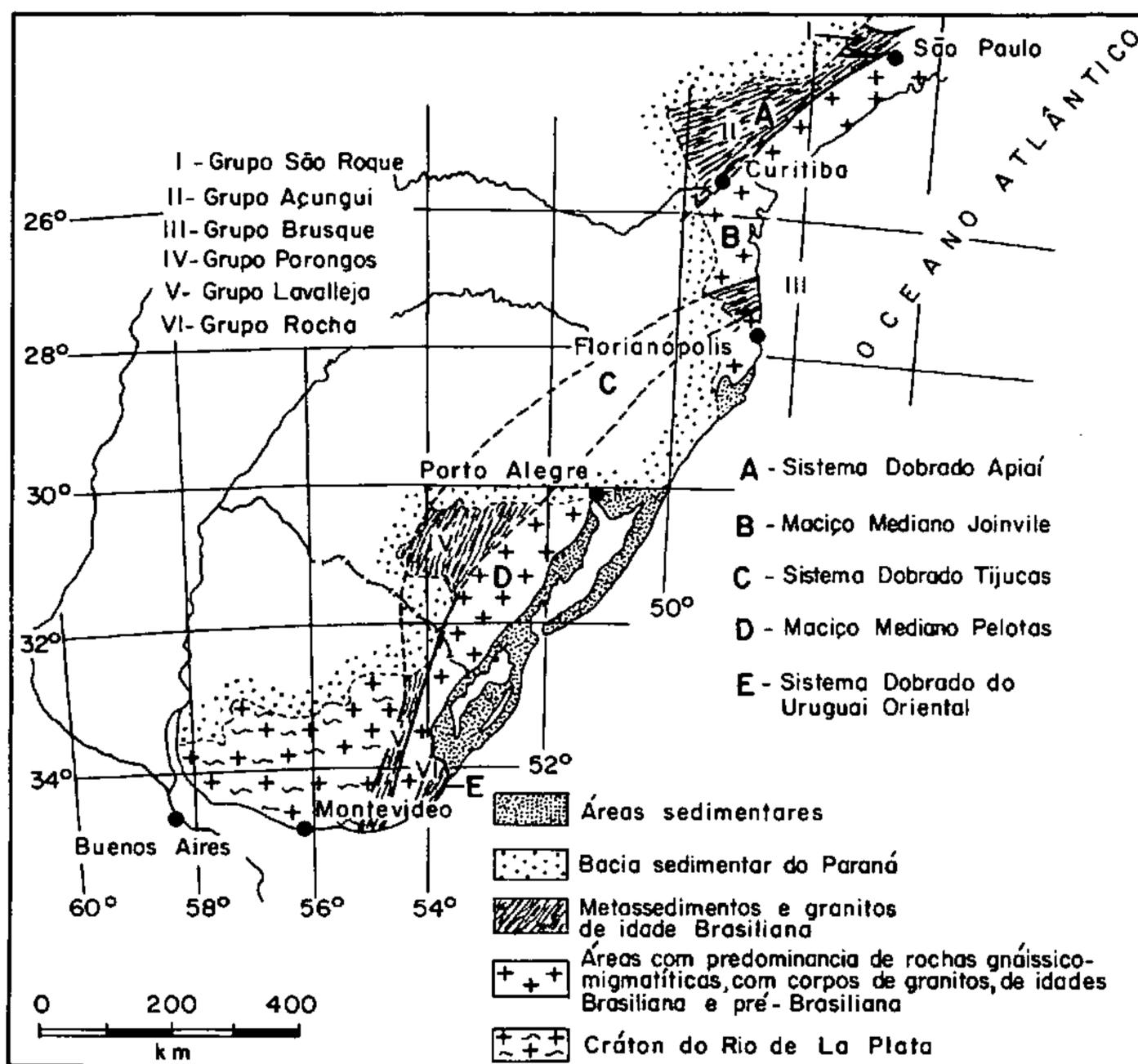


Fig. 8.1 — Sistemas dobrados e maciços medianos de Faixa Dobrada Ribeira (Segundo Hasui et alii, 1975).

importante papel na formação, disposição espacial e preservação das principais unidades geotectônicas que compõem os escudos Catarinense e Sul-Rio-Grandense. Estes elementos estruturais são as feições mais evidentes nos mapas geológicos da área.

Os lineamentos funcionaram, ora como falhas de cisalhamento, ora como falhas tensionais, ao longo de diversos ciclos orogênicos. Esses lineamentos foram responsáveis pela formação de fossas tectônicas que abrigam as seqüências de cobertura, e foram também sítios de ascensão de rochas vulcânicas e granitóides, bem como controlaram as faixas de dobramentos orogênicos, delineando o arcabouço geológico dos dois escudos.

No Rio Grande do Sul, Picada (1971) caracterizou um sistema de falha NE, variando de N25E a N70E, com direções principais N40E, bem como um sistema NW, variando de N65W a N75W. Jackson et alii (1973) consideram como sistemas principais de falhamento os de direções N20-30E e N50-60W, direções estas coincidentes com as de sistema regmático mundial, de idade arqueana-proterozóica.

Em Santa Catarina, inúmeros autores salientam a presença marcante dos sistemas nordeste e noroeste na área do escudo. As direções principais são N45W-60W e subordinadamente

N-S, N85E, N85W e N25-30E. No segmento meridional do escudo Catarinense as direções N20E e N40E, com variações locais N-S, têm papel relevante, pois as mineralizações de fluorita estão a elas associadas.

#### ARQUEANO

O embasamento cristalino dos escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense é constituído de complexos litológicos, intensamente retrabalhados ou rejuvenescidos em diversos ciclos tectono-orogênicos, aos quais é postulada uma idade arqueana.

Esses complexos estão relacionados a duas grandes unidades geotectônicas de estruturação ligada à evolução do ciclo Brasileiro: o cráton do Rio de la Plata e o cinturão Dom Feliciano.

O cráton do Rio de la Plata que segundo Almeida et alii (1973) envolve localidades argentinas e a porção ocidental do escudo Uruguaio, no Rio Grande do Sul ocorre na porção ocidental deste escudo homônimo (Cesar, 1980) e em Santa Catarina representaria um acunhamento, onde constituiria o maciço mediano de Joinville (Hasui et alii, 1975) ou o cráton

de Luís Alves (Kaul, 1980). No primeiro estado, essa área cratônica é representada pelo complexo granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979), de limites ainda não bem estabelecidos, e em parte pelo grupo Cambaí (Goñi et alii, 1962). Em Santa Catarina é representada pelo complexo granulítico de Santa Catarina (Hartmann et alii, 1979).

O cinturão Dom Feliciano é a faixa móvel marginal ao cráton do Rio de la Plata conforme conceito expresso por Cesar (1980), correspondendo ao que Hasui et alii (1975) denominaram de maciço mediano de Pelotas e, em parte, de faixa de dobramentos Tijucas (fig. 8.1, fig. 8.2).

As unidades arqueanas envolvidas no cinturão Dom Feliciano recebem no Rio Grande do Sul a denominação informal de complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul, também correlacionado comumente ao grupo Cambaí. Por outro lado, o complexo metamórfico-migmatítico de Santa Catarina (Trainini et alii, 1978) representa uma extensão do complexo anterior para aquele estado homônimo.

Esses complexos foram intensamente retrabalhados e rejuvenescidos pelos fenômenos derivados de instabilidade termotectônica que afetou essas áreas durante o ciclo Brasileiro.

#### **Complexo granulítico Santa Maria Chico (grupo Cambaí *pro parte*) (A(T)sm)**

Parte de um complexo granulítico foi estudado na porção sudoeste do escudo Sul-Rio-Grandense e formalmente designado de complexo granulítico Santa Maria Chico por Nardi & Hartmann (1979). Esse complexo situa-se no município de Dom Pedrito, onde constitui a unidade mais antiga da área. Intrusões graníticas de várias suítes afetam-no e unidades vulcânicas e sedimentares do grupo Maricá (Bom Jardim) e da bacia do Paraná o recobrem discordantemente.

Esse complexo é constituído por rochas isotrópicas e bandadas, com foliação orientada predominantemente para noroeste. Os tipos litológicos são representados por gnaisses básicos, gnaisses quartzo-feldspáticos, anortositos, ultramafitos, metapelitos (granada-sillimanita-gnaisses) e mármore. O hiperstênio ocorre regionalmente em várias litologias. As rochas granulíticas estão amplamente retrometamorfizadas na fácies xisto-verde por efeito térmico de granitos intrusivos (Nardi & Hartmann, 1979).

Os diversos autores que têm estudado essa porção têm incluído as unidades desse complexo no grupo Cambaí, definido por Goñi et alii (1962), na região de Vila Nova, município de São Gabriel, classificando-as como migmatitos homogêneos e heterogêneos. Na área de definição do complexo granulítico, Nardi & Hartmann (1979) observaram que as litologias classificadas anteriormente como migmatitos heterogêneos pertencem a esse mesmo complexo e aquelas classificadas como migmatitos homogêneos, pertencem às várias suítes intrusivas.

Na discussão da idade desse complexo granulítico e por extensão também das áreas adjacentes dessa porção do escudo, deve-se realizar ilações de ordem comparativa, uma vez que praticamente não há datações radiométricas disponíveis.

Levando-se em consideração que no ciclo Jequié (cerca de 2 700 Ma) a plataforma Sul-Americana sofreu uma granulitização marcante, a exemplo do que ocorreu nos complexos granulíticos de Santa Catarina e no leste da Bahia (região IV), uma idade próxima pode ser esperada para o evento regional de fácies granulito, que afetou o escudo Sul-Rio-Grandense, como postulam Nardi & Hartmann (1979).

As poucas idades radiométricas até o momento disponíveis para essa região do escudo parecem indicar a influência

do ciclo Transamazônico, como foram observadas no gabro de Mata Grande (cerca de 2 000 Ma, K-Ar) e em gnaisses da formação Encantadas, mais a leste (isócrona de referência de 2 260 Ma). Outras evidências geocronológicas de idades pré-brasileiras entretanto são ainda escassas, como admitem Cordani et alii (1974), o que talvez seja o caso de anfibólitos e migmatitos a SW de Lavras do Sul, "cujos anfibólitos indicam idades K-Ar levemente mais antigas que as normais para a fase sintectônica do ciclo Brasileiro" (cerca de 700 Ma). Esses autores consideram que o fato pode ser explicado por perdas de argônio incompletas, por parte do embasamento durante o aquecimento regional da unidade.

Nardi & Hartmann (1979) observam ainda que a granitização regional, assinalada pela abundante intrusão de magmas graníticos, ocorreu após a consolidação do complexo granulítico Santa Maria Chico.

A inclusão desta porção do escudo Sul-Rio-Grandense no chamado cráton do Rio de la Plata (Cesar, 1980), área estável durante o ciclo Brasileiro, permite ventilar a hipótese de uma idade transamazônica para a granitização regional acima referida. A presença de granitóides transamazônicos no Uruguai, na extensão meridional desse cráton, vem reforçar essa possibilidade, o que aliás não é fato incomum nesse ciclo, a exemplo do que pode ser observado também na Bahia.

#### **Complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul (grupo Cambaí *pro parte*) (A(B)rs)**

O complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul, assim chamado aqui informalmente por sua analogia e correlação com o complexo metamórfico-migmatítico de Santa Catarina (Trainini et alii, 1978), estende-se com orientação NE-SW na porção oriental do escudo Sul-Rio-Grandense (fig. 8.2).

Essa região do "complexo cristalino arqueano", como foi referido por Carvalho (1932) e também posteriormente por Leinz et alii (1941), foi a partir de 1962, identificado como formação ou grupo Cambaí, com base em correlações feitas com a unidade homônima formalizada por Goñi et alii (1962), na porção oeste do escudo, na região de Lavras do Sul.

A unidade Cambaí tem sido caracterizada pela presença de "rochas de fábrica predominantemente gnáissica" (Ribeiro & Lichtenberg, 1978) e designada comumente como migmatitos homogêneos e heterogêneos, com granitos e ectinitos associados.

O grupo Cambaí recebeu de Ribeiro & Fantinel (1978) uma redefinição conceitual "para uma associação petrotectônica complexa constituída de diferentes unidades litológicas, algumas delas petrogeneticamente incompatíveis entre si, embora justapostas, e muitas vezes com grau de metamorfismo ou evolução petrotectônica diversas, as quais se repetem em diversas localidades do escudo".

Assim, o grupo Cambaí seria representado por "remanescentes de rochas mais antigas, agora associadas com outras seqüências num quadro de estrutura regional muito complexo do qual participou não só o grupo Porongos mas também massas graníticas mobilizadas ou remobilizadas durante o ciclo Brasileiro" (Ribeiro & Lichtenberg, 1978). Esses autores consideram que as rochas do grupo Cambaí podem ser identificadas quando não tenham sofrido uma completa destruição palingenética. As estruturas do grupo Cambaí nessa zona leste podem ocorrer, sob dois aspectos: (1) "no teto de batólitos como migmatitos derivados de metapelitos e metagrauvasas sob a forma de massas de tamanho variável englobados como enclaves, configurando dobras recumbentes nucleadas com granito com vergência para sudeste", ou então (2) serem representados "por gnaisses e xistos blastomiloníticos, constituindo uma infra-estrutura em relação ao grupo Porongos".

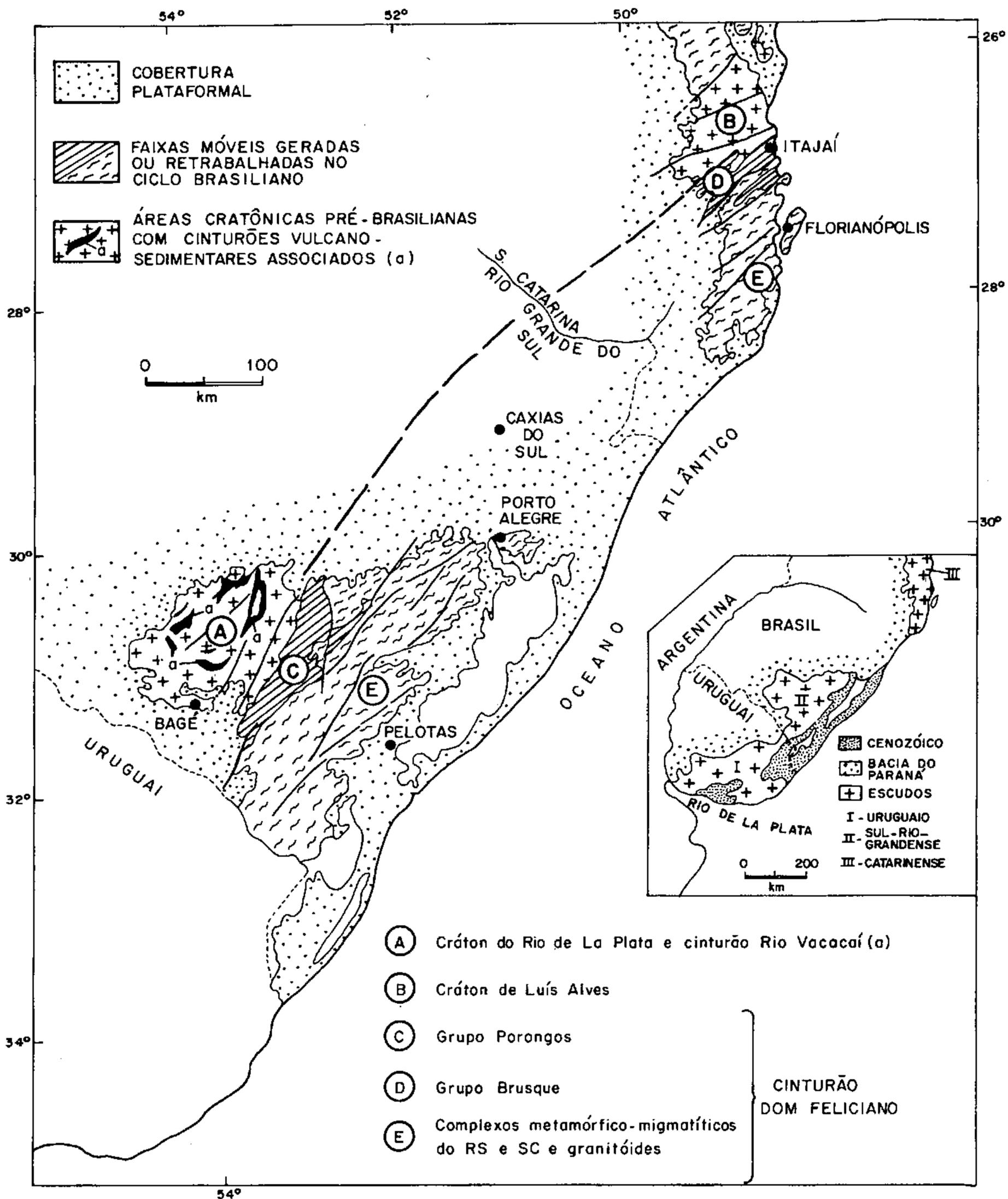


Fig. 8.2 — Unidades geotectônicas nos escudos sul-rio-grandense e catarinense (segundo Cesar, 1980 com modificações).

Assim, concluem esses autores, as rochas do grupo Cambai servem de base ao grupo Porongos como se representassem uma margem cratônica retrabalhada numa faixa móvel.

O complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul foi caracterizado por Cesar (1980), como parte integrante do cinturão Dom Feliciano: faixa móvel marginal ao cráton do Rio de la Plata, constituindo uma unidade litoestrutural de primeira grandeza que deriva da regeneração brasileira atuante na porção sudeste da plataforma Sul-Americana e formada de complexos metamórfico-migmatítico-graníticos. Segundo Cesar (1980) esse cinturão possui três compartimentos litoestruturais separados por fraturas profundas: a zona central e os flancos ocidental e oriental. Na zona central há predomínio de rochas graníticas e migmatíticas e nos flancos ocidental (grupos Porongos, Maricá e Camaquã) e oriental (aflorante no Uruguai) destacam-se metamorfitos de baixo grau e seqüências molássicas, sugerindo em seu conjunto uma polaridade metamórfica e tectônica.

O complexo aqui discutido é incluído por Cesar (1980) na referida zona central, apresentando como uma de suas características "a presença abundante de amplas faixas de falhamentos regionais associados a uma intensa milonitização e intrusões de corpos lenticulares de granitóides tardi a pós-tectônicos" brasileiros. As rochas gnáissico-migmatíticas, entremeadas com os granitóides sintectônicos, se associam a anfíbolitos, blastomilonitos, quartzitos, xistos e mármore (Ribeiro, 1977 e Ribeiro & Fantinel, 1978).

As datações radiométricas obtidas para o complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul indicam invariavelmente valores relacionados ao ciclo Brasileiro. Cesar (1980) aponta que essas datações indicando a formação de rochas granitóides durante esse ciclo, "sugerem que a migmatização que afetou as rochas gnáissicas foi contemporânea, considerando-se a sua íntima associação entre essas rochas e os granitóides sintectônicos" brasileiros.

No mapa geológico em discussão postula-se uma idade arqueana para o complexo, representando restos do antigo embasamento retomados ou retrabalhados no ciclo Brasileiro. Entretanto, não pode ser descartada a alternativa de as suas rochas representarem seqüências orogênicas brasileiras de grau metamórfico mais elevado.

Assim, a denominação complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul é aqui utilizada para um conjunto de variada composição petrográfica que engloba rochas geradas no ciclo Brasileiro e outras mais antigas (provavelmente arqueanas) retrabalhadas ou rejuvenescidas nesse mesmo ciclo.

**Anortosito Capivarita ( $\omega$ )** — Essa rocha descrita por Formoso & Carraro (1962) a nordeste de Encruzilhada do Sul, possui a labradorita como seu principal componente. Apresenta-se em contato com migmatitos do complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul, quando então se enriquece de veios de composição quartzo-feldspática. As características desse contato, conforme descritos por Picada (1966b), permitiu constatar que o anortosito é anterior à migmatização que afetou aquele complexo, embora durante o ciclo Brasileiro tenha sofrido importante homogeneização isotópica.

#### **Complexo granulítico de Santa Catarina (A(T-B)sc)**

O complexo granulítico de Santa Catarina foi caracterizado por Hartmann et alii (1979), no estado homônimo a norte do lineamento de Blumenau, onde se limita com a bacia tectônica do grupo Itajaí. A norte, em direção ao Paraná e São Paulo esse complexo confunde-se no presente mapa com o complexo Costeiro, descrito na região VI. O complexo em pauta coincide quase que totalmente com uma unidade geotectônica arqueana, de evolução muito complexa, denominada de cráton de Luís Alves por Kaul (1980).

Esse complexo é constituído essencialmente de granulitos (gnaiesses quartzo-feldspáticos e máficos), ultramáficos, quartzitos, formação ferrífera, metapelitos e rochas calcissilicáticas. Os ultramafitos de Barra Velha também estão incluídos nesse complexo.

As litologias do complexo são foliadas e isótropas, com direção de foliação orientada para NW e NE. Observam-se localmente estruturas migmatíticas. Cabe ressaltar que praticamente inexistente estudo estrutural regional.

Zonas de falha com direção NE e E-W recortam o complexo, espaçadas de vários quilômetros, com largura de 100 a 1 000 m que se estendem por dezenas a uma centena de quilômetros.

Esse complexo assemelha-se aos cinturões móveis arqueanos definidos na África e outros continentes.

A complexa história geológica dessa unidade é evidenciada pelas diversas datações radiométricas realizadas (K-Ar, Rb-Sr) e que indicam, a presença dos eventos termotectônicos de diversos ciclos que afetaram a plataforma Sul-Americana (Bartorelli et alii, 1969; Minioli, 1972; Teixeira, 1979; Cordani & Kawashita apud Hartmann et alii, 1978).

Assim, Kaul (1980) relata que no evento pré-Jequié ou Guriense (idade isocrônica de 3 200 Ma, R.I. = 0,704), formaram-se na região de Barra Velha e arredores, rochas ultramáficas de composição piroxenítica e anfíbolítica. Estas formam um corpo alongado na direção NNW-SSE, com contornos irregulares e aflorando descontinuamente numa área de cerca de 4 km de largura por 20 km de comprimento.

No ciclo Jequié (idade isocrônica de 2 600 Ma, R.I. = 0,704) registrou-se metamorfismo regional de fácies granulito, que deu origem ao complexo granulítico em discussão.

No ciclo Transamazônico (idades próximas de 2 000 Ma) ocorreu migmatização e um metamorfismo regional de fácies anfíbolito, possivelmente, responsável pelo retrometamorfismo verificado nos granulitos do ciclo anterior.

Já o ciclo Brasileiro (cerca de 600 Ma) provocou rejuvenescimento localizado sobre as rochas dos ciclos anteriores.

#### **Complexo metamórfico-migmatítico de Santa Catarina (A(B)s)**

O complexo metamórfico-migmatítico de Santa Catarina (Trainini et alii, 1978) corresponde à uma faixa de metamorfitos, aflorantes na porção costeira meridional do estado homônimo, correspondendo em parte ao que Schulz Junior et alii (1969, 1970) chamaram de grupo Tabuleiro.

Trainini et alii (1978) incluem nesse complexo diversos tipos de metatexitos e diatexitos. Os metatexitos mostram fases de maior ou menor reestruturação palingenética e apresentam neossomas tipo quartzo-monzonito, granodiorito e granito e paleossomas tipo ortoanfíbolito, metagabro, microdiorito, metabasito, metadiorito, quartzo-diorito, granodiorito-gnaiss, biotita-quartzo-plagioclásio-gnaiss, biotita-gnaiss, quartzo-feldspático, biotita-gnaiss, sillimanita-moscovita-biotita-quartzo-xisto e granada-biotita-xisto quartzo-feldspático. Os diatexitos apresentam composição tipo granodiorito, quartzo-monzonito e granito, com hábito plutônico expressivo.

Dentre os paleossomas dos metatexitos ou os remanescentes do processo anatético podem ser caracterizados pelo menos dois grupos de rochas. Um de origem magmática e natureza básica a intermediária e outro xistoso (diversas variedades de gnaiesses) de possível procedência metassedimentar.

Os neossomas dos metatexitos são predominantemente constituídos por veios quartzo-feldspáticos, mostrando as mais diferentes formas de interpenetração com os paleossomas.

Os diatexitos incluem todas aquelas rochas granitóides cujas feições texturais são típicas de rochas plutônicas.

Em diferentes locais foi observada uma passagem gradativa entre o complexo metamórfico-migmatítico e os granitóides intrusivos brasileiros (idades K-Ar de 445 a 566 Ma —

Teixeira, 1969), atestando a íntima relação genética entre ambos.

Uma idade arqueana com efeitos de retrabalhamento ou regeneração profunda durante eventos tectono-orogênicos do ciclo Brasileiro é postulada para esse complexo, apesar da não disponibilidade, até o momento, de datações radiométricas que comprovem esse fato. O cinturão ou faixa móvel que se instalou durante o referido ciclo nessa porção da crosta, resultou numa migmatização e granitização intensas na infra-estrutura paleossomática preexistente, resultando num rejuvenescimento total ou parcial de seus constituintes, de modo análogo como pode ser observado em outras regiões do sudeste e leste brasileiros, também posicionados no Arqueano.

Os contatos desse complexo são tectônicos com os grupos Brusque e Itajaí, a norte, e gradativos ou tectônicos com as rochas granitóides.

O posicionamento tectônico do mesmo coincide com a porção setentrional do denominado maciço mediano de Pelotas de Hasui et alii (1975), sendo também uma extensão para Santa Catarina do cinturão Dom Feliciano, faixa móvel marginal ao cráton do Rio de la Plata (Cesar, 1980).

### PROTEROZÓICO INFERIOR

Um cinturão de rochas vulcano-sedimentares ocorre sobre o cráton do Rio de la Plata, no oeste do escudo Sul-Rio-Grandense. Essa seqüência supracrustal, que recebeu o nome de Rio Vacacaí (Cesar, 1980), apresenta características de *greenstone belts*, admitindo-se para o mesmo uma idade mínima proterozóica inferior.

#### Seqüência vulcano-sedimentar Rio Vacacaí (Plrv)

A seqüência denominada Rio Vacacaí (Cesar, 1980) engloba um cinturão de rochas supracrustais vulcano-sedimentares, aflorantes no cráton do Rio de la Plata e conhecidas como formações Vacacaí, Cerro Mantiqueiras e Cerro do Ouro (Goñi et alii, 1962), na porção ocidental do escudo Sul-Rio-Grandense (região de Lavras do Sul-São Sepê).

Cesar (1980) admite que "estas seqüências supracrustais, apesar da insuficiência de dados geocronológicos e ausência de trabalhos estruturais e geoquímicos, apresentam as características gerais de litoestruturas" do tipo *greenstone belts*.

Segundo esse autor, essas características são as suas litologias e sua faciologia metamórfica, além de suas relações com as rochas migmatíticas e graníticas circundantes. O metamorfismo que afetou essa seqüência foi predominantemente da fácies xisto-verde, com acréscimo local para grau médio.

Cesar (1980) dividiu os tipos litológicos ocorrentes no cinturão Rio Vacacaí em duas unidades distintas: uma ortometamórfica e outra parametamórfica.

A primeira unidade é constituída essencialmente por litologias ultramáfica-máficas (dunitos, peridotitos, piroxenitos, gabros e basaltos) modificados por efeitos de metamorfismo, cataclase e hidrotermalismo para serpentinitos, talco-cloritaxistos, tremolita-actinolita-xistos, etc. Na região de Palmas, a SE de Lavras do Sul, foram descritas também vulcânicas ácidas. As rochas extrusivas dessa unidade são representadas por derrames e produtos pirovulcano-epiclásticos intercalados. Esses derrames localmente mostram estruturas do tipo *pillow* e texturas residuais porfiríticas e amigdalóides. Localmente, esses ortometamorfitos se associam a metapelitos e *metacherts* mais ou menos ferruginosos (Goñi et alii, 1962; Jost & Villwock, 1966; Jost, 1966, 1970a; Villwock & Loss, 1970; Issler et alii, 1967; Szubert, 1978; Macedo et alii, 1978; Labonne, 1977; Hartmann, 1978; Cesar, 1980).

Na segunda unidade, formada por litologias parametamórficas, a fácies melhor desenvolvida possui natureza flys-

chóide. Esta fácies "é representada por uma espessa seqüência de filitos e xistos de composição pelítica e quartzo-feldspática, com alternância rítmica de camadas arenosas com silticas e arenosas". Localmente foram identificados filitos conglomeráticos, metaconglomerados e arcóseos conglomeráticos, com preservação de estruturas sedimentares primárias. Por fim, está representada ainda uma fácies química formando mármore puros e impuros derivados de rochas carbonáticas, calcíticas e dolomíticas, bem como, calciargilosas (Jost, 1970b; Szubert, 1978; Ribeiro, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtenberg, 1978).

Uma idade proterozóica inferior é sugerida como mínima para o cinturão Rio Vacacaí, baseado no fato de que (1) seqüências supracrustais existentes no Uruguai e correlacionáveis ao cinturão em pauta são cortadas por *stocks* graníticos datados em torno de 1 900 Ma (Ferrando & Fernandez, 1971; Cesar, 1980) e (2) o denominado gabro de Mata Grande incluído na formação Cerro Mantiqueiras (unidade ortometamórfica do cinturão Rio Vacacaí) foi datado em torno de 2 030 Ma pelo método K-Ar (Issler et alii, 1967, 1973).

### PROTEROZÓICO SUPERIOR

O Proterozóico Superior é representado pela seqüência orogênica Brasileira desenvolvida no cinturão Dom Feliciano que equivale à faixa de dobramentos Tijucas (Hasui et alii, 1975), excluindo-se entretanto os metamorfitos ocorrentes no Rio Grande do Sul, a oeste da bacia do Camaquã.

No Rio Grande do Sul a seqüência é representada pelo grupo Porongos no sentido dado por Cesar (1980) e em Santa Catarina recebe o nome de grupo Brusque.

Essas unidades do Proterozóico Superior envolvidas pela orogênese Brasileira podem ser tentativamente correlacionadas a outras análogas, como por exemplo os grupos Açungui e Bambuí. Admite-se que sedimentação dessas unidades tenha iniciado em torno de 900 a 1 000 Ma e os eventos termotectônicos do ciclo Brasileiro que as afetaram foram registrados radiometricamente em torno de 600-700 Ma (fase sintectônica).

O sienito gnáissico de Piquiri pode ter sua origem ligada a essa faixa móvel.

#### Grupo Brusque (PSbr)

Sob a denominação de série Brusque, Carvalho & Pinto (1938) descreveram na região homônima em Santa Catarina, uma seqüência de filitos, filitos grafitosos, micaxistos, quartzitos e calcários, com intrusões de granitos. Schulz Junior et alii (1969) redefiniram essa unidade na categoria de grupo subdividindo-a na formação Botuverá, granodiorito Valsungana e granito Guabiruba, concluindo ser o mesmo constituído por uma seqüência pelítica predominante, com níveis arenosos e ferruginosos locais que foram submetidos ao grau epizonal de metamorfismo regional. Nestes se introduziram granitóides que desenvolveram auréolas de metamorfismo. As unidades metassedimentares sofreram intensa tectônica plástica, com desenvolvimento de dobramentos aparentemente em padrão isoclinal, com eixos de direção predominante NE-SW (Monaco et alii, 1974).

Posteriormente, o grupo Brusque foi subdividido por Trainini et alii (1978) nas formações Botuverá e Queçaba. Segundo esses autores, a caracterização da unidade como uma entidade tectônica é ainda imprecisa, embora possam ser definidos os seguintes processos geodinâmicos: (1) sedimentação marinha de águas rasas; (2) regime tectônico inicial de tração com magmatismo pré-tectônico, sinsedimentar; (3) regime tectônico compressional sinorogênico, relacionado a três fases de dobramentos, associado a um magmatismo sintectônico a

tarditectônico, de natureza ácida, calcialcalina (granitóides Valsungana e Guabiruba).

A formação Botuverá é predominantemente metassedimentar com derivação pelítica, incluindo filitos, micaxistos, quartzitos e dolomitos arcoseanos e gnaisses calcissilicáticos subordinados. Remanescentes ortometamórficos são discretos, incluindo tremolita-xistos, talco-xistos e hornblenda-xistos, além de metaperidotitos, serpentinitos e metabasitos. O grau de metamorfismo alcançado é o da fácies xisto-verde (clorita-xisto, biotita-xisto e granada-xisto), sendo que a fácies anfíbolito (andaluzita-xistos, sillimanita-xistos, cordierita-xistos e estaurolita-xistos) é restrita à proximidade dos plutões graníticos sintectônicos. Seus contatos com o complexo granulítico de Santa Catarina e grupo Itajaí são tectônicos, através de zonas de transcorrência regionais. Segundo Silva et alii (1978) a unidade, em algumas áreas, sofreu três períodos de crescimento mineral, cada qual acompanhado ou sucedido por uma fase de dobramento isoclinal ( $F_1$  e  $F_2$ ) ou do tipo *kink* ( $F_3$ ), dos quais resultam três superfícies "S", neoformadas. A fase principal de metamorfismo que atingiu a zona da sillimanita, foi sintectônica com a fase de dobramento  $F_1$ , principal fase deformacional. As principais estruturas sinformais variam de N25-70E com direção subordinada N40W.

A formação Queçaba é metassedimentar, constituída por filitos, metarenitos finos, metagrauvacas e filitos carbonosos. O grau metamórfico alcançado é o de xisto-verde, zona de clorita. Segundo Trainini et alii (1978) esta formação representa um estágio intermediário entre a sedimentação da formação Botuverá e a seqüência molássica do grupo Itajaí. O padrão de dobramento é aberto isoclinal, com dobras paralelas de direção NE. Seus contatos são tectônicos com o complexo metamórfico-migmatítico.

#### Grupo Porongos (PSpo)

O nome Porongos, dado a esse grupo é empregado no presente mapa, no sentido original utilizado por Carvalho (1932) quando se referiu aos "quartzitos, os xistos micáceos, e os calcários semicristalinos da região dos Porongos, no município de Pinheiro Machado", no Rio Grande do Sul, a que denominou de série dos Porongos.

Esse mesmo autor correlacionou a seqüência anterior a outras aflorantes na região a oeste de Lavras do Sul que denominou de "formações metamórficas das cabeceiras do Vacacaí" e "filitos da estação Ibaré", formadas por filitos, quartzitos, xistos sercíticos e mármore.

O conceito inicial dado a esse grupo mudou posteriormente tendo sido substituído pela formação ou subgrupo Vacacaí. O grupo Porongos, por sua vez, foi mantido, para ser empregado num sentido mais amplo e englobar, em alguns casos também as unidades Cambaí e Cerro Mantiqueiras (ultramáficas) e mesmo outras unidades (principalmente migmatitos), ou então, somente, as unidades Vacacaí e Cerro Mantiqueiras, no caso mais usual (Goñi et alii, 1962; Ribeiro et alii, 1966; Jost & Villwock, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Willig et alii, 1974; Carraro et alii, 1974; Ribeiro & Lichtenberg, 1978 e outros trabalhos).

Aqui entretanto, adota-se a interpretação feita por Cesar (1980) para o grupo Porongos, que mantendo o nome primitivo dado por Carvalho (1932), refere-se somente às seqüências orogênicas aflorantes na área de Pinheiro Machado-Santana de Boa Vista-Encruzilhada do Sul, constituindo-se assim em uma parte integrante do chamado cinturão Dom Feliciano, desenvolvido no ciclo Brasileiro, como já referido anteriormente.

O grupo Porongos é formado por espessas seqüências sedimentares depositadas em uma miogeossincinal que atingem estimativamente mais de 10 000 metros, constituídos geralmente de detritos terrígenos, afetadas por dobramentos

holomórficos. A sua formação basal é "constituída por espessas sucessões de camadas com estrutura laminar rítmica, representando um *flysch* terrígeno" (Ribeiro & Lichtenberg, 1978). As suas litologias são comumente xistos e filitos pelíticos, além de quartzitos, metarcóseos, lentes de metamargas e de mármore, cujas estruturas regionais são marcadas por elevadas cristas de quartzitos, orientadas com direção geral NE-SW. Cita-se ainda a presença de metavulcânicas ácidas e intermediárias, metatufos, *metacherts* e xistos grafitosos, metaconglomerados, metagrauvacas e pequenas lentes de rochas ultramáficas.

A seqüência Porongos constitui em parte uma extensa *nappe* com vergência tectônica dirigida para oeste, contra o cráton do Rio de la Plata. O tipo bário de metamorfismo do grupo Porongos é de baixa a média pressão, com fácies metamórfica dominante de xisto-verde e localmente da fácies anfíbolito (Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitencourt, 1980; Jost & Hartmann, 1979; Hasui et alii, 1975).

#### Sienito gnáissico de Piquiri (PSr)

O sienito gnáissico de Piquiri foi descrito por Picada (1966a) que aventou a hipótese de tratar-se de um lamboanito, ou seja, um migmatito catazonal deficiente em sílica, relacionado ao grupo Cambaí. Segundo esse autor, sua origem teria sido devido ao metamorfismo regional sobre rochas argilo-cálcico-dolomíticas, seguido de um metassomatismo alcalino.

Esse sienito situa-se a cerca de 25 km a noroeste de Encruzilhada do Sul, RS, apresentando um formato aproximadamente circular de diâmetro em torno de 13 km. Em um outro local, de nome Passo do Silva, cerca de 5 km a NE de Encruzilhada do Sul, ocorre outro corpo sienítico de menores proporções (Willig et alii, 1974).

O sienito de Piquiri apresenta um contato estruturalmente concordante com o grupo Cambaí (complexo metamórfico-migmatítico do Rio Grande do Sul, no presente trabalho), tendo sofrido efeitos da intrusão do complexo granítico de Encruzilhada que apresentou uma isócrona de referência de 550 Ma (Cordani et alii, 1974). Esses mesmos autores fornecem uma idade K-Ar em anfíbolito de  $570 \pm 37$  Ma, para o sienito. Tentativamente é posicionado no Proterozóico Superior, entretanto, sua idade pode indicar somente um rejuvenescimento isotópico ocorrido durante o ciclo Brasileiro.

### PROTEROZÓICO SUPERIOR-PALEOZÓICO INFERIOR

O limite Proterozóico Superior-Paleozóico Inferior é marcado pelo desenvolvimento de inúmeros granitóides relacionados a diversas fases tectônicas da faixa orogênica Brasileira acompanhados da formação de molassas tarditectônicas e pós-tectônicas representadas por depósitos vulcânicos e sedimentares (grupos Maricá, Itajaí e Camaquã). O grupo Camaquã inclui os depósitos pós-tectônicos derivados da erosão do relevo montanhoso surgido no fim do ciclo Brasileiro (Ordoviciano).

#### Granitóides Brasileiros (PP $\gamma$ , PP $\gamma$ p)

Os granitóides brasileiros do Rio Grande do Sul e Santa Catarina foram estudados por diversos autores quanto aos seus aspectos petrográficos, estruturais e químicos, geralmente de modo apenas descritivo. Trabalhos mais recentes abordam também os aspectos tectônicos e o comportamento espacial desses corpos.

Assim, Sartori & Rugg (1979) estudando em detalhe o complexo granítico de São Sepé, propõem um modelo evolutivo das rochas graníticas da região orogênica do sudeste.

Desse modo, os granitóides teriam evoluído segundo o seguinte esquema cronológico:

- 1 — Sintectônicos (610-700 Ma) — "Rochas graníticas de composição variável entre termos granodioríticos a monzograníticos, freqüentemente com texturas inequigranulares, por vezes, exibindo disposição orientada dos componentes mineralógicos."
- 2 — Pós-tectônicos (500-570 Ma) — "Granitos equigranulares com predominância de cor rosa avermelhada (eventualmente cinza clara) de natureza subalcalina que se associam às rochas anteriores ou formam plutões independentes, gerando nas rochas encaixantes metamorfismo de contato."
- 3 — Pós-tectônicos (430-520 Ma) — "Rochas vulcânicas ou subvulcânicas ácidas e piroclastos associados de composição predominantemente riolíticas que se ligam estrutural e/ou cronologicamente aos granitos pós-tectônicos."

A ausência de estudos geológicos detalhados nos demais complexos granitóides da região, impede no momento o seu enquadramento no esquema evolutivo acima proposto.

De forma análoga, Wernick & Penalva (1978) agruparam as rochas granitóides a nível regional, considerando além dos aspectos petrográficos e estruturais, também o seu comportamento tectônico e posicionamento espacial, na região sul do Brasil. Os corpos principais acham-se assim posicionados por esses autores:

a) Granitóides associados ao maciço mediano Pelotas: Encruzilhada, Dom Feliciano, Cordilheira, Campinas e Prestes, no Rio Grande do Sul; Morro da Fumaça, Jaguaruna, Rio Chicão, Imaruí e Palmeira do Meio, em Santa Catarina.

Esses complexos mostram características de natureza poli-diapírica sintectônicas, tarditectônicas e pós-tectônicas, de composição tonalítica a granítica, calcialcalinos a subalcalinos, predominantemente porfiríticos com contatos nítidos ou difusos, freqüentemente tectônicos, em geral remobilizados. Em relação aos ectinitos das faixas de dobramento são intrusivos.

Datações radiométricas Rb-Sr (Teixeira, 1969; Cordani et alii, 1974; Wernick & Penalva, 1978) revelam uma fase sintectônica com idade de 610 Ma e uma fase pós-tectônica com 550 Ma.

b) Granitóides associados ao sistema dobrado Tijucas, assim subdivididos:

b.1 — granitos intrusivos nos epimetamorfitos: Caçapava do Sul e Jaguari-Lavras, no Rio Grande do Sul e Valsungana e Guabiruba, em Santa Catarina.

Tratam-se de corpos mesotectônicos, circunscritos, com formato de domos, com composição granítica a tonalítica, discordantes a concordantes com textura equigranular (Guabiruba) a porfirítica (Valsungana e Jaguari-Lavras) com poli-diapirismo restrito (intrusão do Guabiruba no Valsungana tarditectônica a pós-tectonicamente). O seu alojamento é controlado pela estrutura da encaixante ocupando os núcleos antiformais. Em geral, são granitos a microclínio ou ortoclásio, muitas vezes com textura porfiróide.

b.2 — granitos associados aos depósitos molassóides: São Sepé e Ramada (RS); Subida (SC).

Tratam-se de granitos epitectônicos, alaskíticos de tendência alcalina (granito Subida), formam pequenos corpos pós-tectônicos relacionados às efusivas molássicas. Os contatos são discordantes e mostram *chilled margins*.

Datações geocronológicas (Minioli & Kawashita, 1971; Cordani et alii, 1974; Wernick & Penalva, 1978) revelaram para os granitóides Jaguari-Lavras uma idade de 610 Ma e para os de filiação molássica, 525 Ma.

c) Granitóides associados ao maciço mediano de Joinville: Agudos Grandes, Dona Francisca, Pirai, Morro Redondo e Corupá (SC).

O granitóide Agudos Grandes, por suas características catatectônicas, assemelha-se aos do maciço mediano de Pelotas. Os demais são tipicamente epitectônicos, pós-tectônicos, alaskíticos ou de tendência alcalina, com contatos intrusivos ou tectônicos. A intrusão desses corpos é tectonicamente controlada pelos mesmos lineamentos nordeste que condicionaram a deposição das seqüências molássicas.

Datações radiométricas revelam idades de 540 Ma para a fase pós-tectônica, enquanto que a fase vulcânica molássica situa-se em torno de 425 Ma.

#### Grupo Maricá (grupo Bom Jardim) (PPm)

O grupo Maricá é aqui utilizado no sentido de Santos et alii (1978), englobando o grupo Bom Jardim (Ribeiro & Fantinel, 1978) e a formação Maricá (Leinz et alii, 1941), no sentido dado por Ribeiro alii (1966) para esta última. Santos et alii (1978) justificam esse fato tendo em vista os novos conhecimentos sobre a estratigrafia dessa unidade, a prioridade do nome Maricá (série Maricá — Melcher & Mau, 1960; grupo Maricá — Goñi et alii, 1962) na nomenclatura estratigráfica, bem como, em virtude da melhor representabilidade das seqüências desse grupo na serra de Maricá, na região limítrofe dos municípios de São Gabriel, Lavras e São Sepé, no Rio Grande do Sul.

O grupo Maricá representa um ambiente de rochas vulcano-sedimentares com vulcanismo intermediário a ácido, subordinado na base e predominante no topo. Três seqüências distintas foram individualizadas: formação Pessegueiro (predomínio de rochas sedimentares), formação Cerro dos Martins (seqüência vulcano-sedimentar) e formação Acampamento Velho (predomínio de rochas vulcânicas). Essas seqüências apresentam nítidas variações faciológicas, tanto na vertical, como na horizontal.

A formação Pessegueiro, basal, é representada predominantemente por arenitos conglomeráticos com matriz arco-seana e seixos arredondados a subarredondados, esparsos ou localmente concentrados, constituídos por gnaisses, quartzitos, quartzo, arenitos, riólito, etc. Intercalam-se arenitos finos e siltitos ritmicamente alternados, derrames e tufos riolíticos e andesitos de pouca espessura.

A formação Cerro dos Martins é representada por uma seqüência bastante espessa de rochas sedimentares variando litologicamente desde siltitos até conglomerados bastante imaturos. Intercalam-se vulcanitos do tipo fissural e explosivo de composição andesítica a basáltica com recorrência até o topo da unidade. Individualiza-se em certas áreas o membro Arroio dos Nobres, representado exclusivamente pela seqüência sedimentar e o membro Hilário composto predominantemente por rochas vulcânicas do tipo fissural (derrames) e piroclásticas de composição andesítica a dacítica.

Finalmente, no topo, aparece a formação Acampamento Velho constituída por derrames, tufos e brechas vulcânicas, de composição riolítica e dacítica, conglomerados ácidos e arenitos finos e siltitos subordinados.

O ambiente tectônico regional de deposição das seqüências litoestratigráficas do grupo Maricá corresponde a antigos lineamentos tectônicos do embasamento (N20-30E e N80-60W) que condicionaram a formação de grandes *rift valleys*.

A reativação destes falhamentos, à época de deposição do grupo Maricá basal (formação Pessegueiro), associaram-se episódios vulcânicos restritos com diferenciações básicas a ácidas e intensa sedimentação.

Um segundo ciclo de vulcanismo, inicialmente de caráter básico do tipo fissural e explosivo, concomitante com a deposição de uma espessa seqüência sedimentar, marca o início do novo ciclo vulcânico (formação Cerro dos Martins).

A fase vulcânica ácida estabeleceu-se em bacias com taxa de sedimentação baixa a julgar pela espessa pilha vulcânica

formada com raras intercalações de rochas sedimentares (formação Acampamento Velho).

As seqüências do grupo Maricá mostram caracteres de deposição em ambiente subaéreo ou de águas rasas. A fácies sedimentar mais fina, com desenvolvimento de ritmos, representa fases de calma tectônica nas bacias e deposição em ambientes de águas mais profundas de caráter distal. Mineralizações cupríferas singenéticas estratiformes estão associadas a esse ambiente (Santos et alii, 1978).

O posicionamento estratigráfico do grupo Maricá é definido pelo comportamento tectônico dos complexos graníticos de São Sepé e Lavras, segundo fases do desenvolvimento orogênico do ciclo Brasileiro (Sartori & Ruegg, 1979).

Assim, a fase sintectônica é datada em 650 Ma e representada por rochas de composição granito-monzoníticas que afetam as unidades inferiores ao grupo Maricá. A fase pós-tectônica é datada em 510 Ma, sendo representada por granitos subalcalinos que afetam as rochas do grupo por metamorfismo de contato.

Por último, representados por microgranitos álcali-feldspáticos de intrusões menores e riólitos e riodacitos associados, com idade em torno de 450 Ma temos uma fase final associada às rochas ácidas do topo da seqüência Maricá.

Esses dados permitem posicionar o grupo Maricá no limite Proterozóico Superior-Paleozóico.

### Grupo Itajaí (PPI)

As seqüências molássicas que constituem o grupo Itajaí, originalmente série Itajaí (Dutra, 1926), distribuem-se em três bacias no estado de Santa Catarina. A mais meridional pertence à bacia do rio Itajaí e as outras duas relacionam-se às bacias de Campo Alegre e Corupá, próximo à divisa com o Paraná. Essas unidades sedimentares e vulcano-sedimentares estão encravadas no complexo granulítico de Santa Catarina (maciço mediano de Joinville). Schulz Junior et alii (1969) dividiram o grupo Itajaí nas formações Garcia, Campo Alegre e Baú, incluindo no mesmo ainda o granito de Subida. Este granito no presente trabalho, não é incluído no grupo Itajaí.

Na bacia do Itajaí, o contato dessa unidade em seu bordo sul é por falha com o cinturão Brusque. No bordo norte os contatos são predominantemente discordantes com os gnais granulíticos. A oeste, o grupo é recoberto discordantemente pelas rochas sedimentares da bacia do Paraná e cortados pelo granitóide Subida. Na fossa de Corupá, a sul de Campo Alegre, os contatos com os granulitos encaixantes são todos tectônicos. Na bacia de Campo Alegre a seqüência inicia-se com a deposição de extensa área de conglomerado basal, marcando uma acentuada discordância (Daitx, 1979).

Apesar das três bacias molássicas no estado de Santa Catarina, apresentarem óbvios elementos litoestratigráficos e cronoestratigráficos de correlação, até o presente inexistem trabalhos que permitam o estabelecimento de uma coluna estratigráfica para as três áreas. As dificuldades neste sentido, advêm não só da descontinuidade física atual entre as três áreas, mas também do intenso tectonismo rígido atuante, da falta de datações geocronológicas e de estudos profundos paleoambientais e mesmo estruturais (Daitx, 1979).

Desta forma existe atualmente um *gap* na ligação das colunas estabelecidas a partir de trabalhos baseados na bacia do rio Itajaí de um lado e nas de Campo Alegre e Corupá de outro.

Na bacia do rio Itajaí, a porção basal é em geral definida como uma seqüência predominantemente pelítica constituída por folhelhos, siltitos, arenitos finos às vezes ritmicamente acamadados, além de ardósias escuras e argilitos. As cores em geral variam do cinza ao negro. As estruturas primárias incluem além do acamamento ritmico, acamamento gradacional

e também plano-paralelo. Essa seqüência corresponde à formação Ibirama de Maack (1947) e em parte à formação Garcia de Salmuni et alii (1961) e Schulz Junior et alii (1969). Ainda, nessa bacia, o topo da seqüência é formada por litologias de natureza psamítico-psefítica, constituído por ortoconglomerados polimíticos grosseiros intercalados em bancos de arenitos arcoseanos muito grosseiros de cor bordô, apresentando estratificações cruzadas de pequeno porte a plano-paralelas. Essa seqüência superior corresponde às formações Gaspar e conglomerado Blumenau de Maack (1947) e Salmuni et alii (1961) e à formação Baú de Schulz Junior et alii (1969).

Nas bacias de Corupá e Campo Alegre, estudadas com mais detalhe, a seqüência psamítico-psefítica é considerada basal (formação Bateias de Ebert, 1971, e seqüência sedimentar inferior de Daitx, 1979). Sobre estes estratos basais assentam-se uma seqüência vulcano-sedimentar, a formação Campo Alegre (Ebert, 1971), dividida em três subunidades por Daitx (1979): uma seqüência vulcânica inferior, constituída principalmente por basaltos e andesitos, uma seqüência sedimentar intermediária epiclástica constituída predominantemente por siltitos e uma seqüência vulcânica superior, constituída predominantemente por litologias originadas de lavas ácidas. Como fechamento da bacia ocorre uma seqüência sedimentar superior composta especialmente por siltitos com tufos, a formação Rio Turvo (Ebert, 1971). Todos os litótipos epiclásticos das formações Campo Alegre e Rio Turvo apresentam estratificação plano-paralela com alguma ritmicidade, colorações cinza-escuro e níveis piritosos caracterizando um ambiente de águas calmas (Daitx, 1979).

Dentro do atual estágio de conhecimento, o posicionamento litoestratigráfico e cronoestratigráfico apresentado pelos autores acima mencionados, é o mais correto para o estabelecimento da coluna estratigráfica do grupo Itajaí. A designação formal do grupo Guaratubinha para as molassas de Campo Alegre e Corupá, deve ser abandonada em função de a designação Itajaí, ser prioritária.

Quanto ao ambiente deposicional, das bacias de Corupá e Campo Alegre, os depósitos rudáceos foram considerados como de origem flúvio-piedmônica (Freitas, 1945), glacial (Maack, 1947) e continental do tipo deltaico ou flúvio-piedmônico (Daitx, 1979). Para a seqüência pelítica superior, Daitx (1979) sugere uma origem lacustre.

As seqüências que constituem o grupo Itajaí são relacionadas tectonicamente a uma fase molássica tardia do fechamento do ciclo Brasileiro ou ao estágio de transição da plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967; Trein & Fuck, 1967; Fuck et alii, 1971; Hasui et alii, 1975; Almeida et alii, 1976; Wernick & Penalva, 1978; Daitx, 1979; Orlandi Filho & Silva, 1979). Sob o aspecto geotectônico de sua origem o grupo Itajaí pode ser correlacionado aos grupos Castro e formações Camarinha e Guaratubinha, no Paraná e ao grupo Maricá, no Rio Grande do Sul, além de diversas seqüências em outras partes do Brasil.

Relativamente a um provável envolvimento dessas seqüências nos eventos metamórficos finais do ciclo Brasileiro, os dados são pouco conclusivos. Citam-se indícios de metamorfismo incipiente (Daitx, 1979). Admite-se também contrariamente, a ausência total de recristalização metamórfica (Schulz Junior et alii, 1969). Orlandi Filho & Silva (1979) sugerem que ao menos em áreas isoladas devem ter prevalecido condições de anquimetamorfismo.

As direções estruturais marcadas pelo acamamento são predominantemente nordeste com mergulhos para sudeste.

Cordani (1974) refere-se a duas datações K-Ar em rocha total realizadas em traquitos da formação Campo Alegre que resultaram em  $430 \pm 20$  Ma e  $460 \pm 20$  Ma. Ainda, segundo esse autor, esses resultados seriam coerentes com a isócrona Rb-Sr em rocha total, obtida em amostras de quartzo-pórfiros do grupo Castro, no Paraná, correlacionável à formação Campo Alegre. Essa isócrona resultou em  $425 \pm 25$  Ma e revela a época de formação das rochas vulcânicas.

Os resultados dessas datações parecem situar já no Ordoviciano a fase final de consolidação da plataforma Sul-Americana.

## ORDOVICIANO

### Grupo Camaquã (Oc)

O grupo Camaquã, restrito ao Rio Grande do Sul, representa um depósito molássico, resultante também dos eventos tectônicos finais da orogênese Brasileira.

Essa unidade caracteriza-se por uma sedimentação de material detrítico imaturo, de muito transporte e deposição em águas raras em ambiente continental fortemente oxidante, preenchendo fossas tectônicas de direção NE-SW. A alternância de clásticos grossos e finos em espessos pacotes indicam que a bacia de deposição e a área fonte estiveram sujeitas a pulsações tectônicas (Carraro et alii, 1974). O grupo Camaquã situa-se tectonicamente entre o cinturão Dom Feliciano e o cráton do Rio de la Plata (Cesar, 1980).

Na base do grupo ocorrem rochas vulcânicas originadas de lavas andesíticas vesiculares, cuja datação radiométrica resultou em uma idade isocrônica (Rb-Sr) de  $525 \pm 25$  Ma (Cordani et alii, 1974).

O grupo Camaquã, definido primeiramente como série por Carvalho (1932), foi dividido por Robertson (1966) em três formações separadas entre si por discordância angular: formações Santa Bárbara, Guaritas e Coxilha. Essa seqüência repousa discordantemente sobre o grupo Maricá (grupo Bom Jardim *pro parte*) e sua suposta posição estratigráfica inferior à formação Caneleiras, leva a sua colocação no Ordoviciano.

A formação Santa Bárbara, unidade basal do grupo Camaquã, é descrita por Robertson (1966) como um conjunto de conglomerados com estratificação cruzada e fácies de deposição em canais de regimes torrenciais, arcóseos de granulometria variável, grauvacas feldspáticas, arenitos, siltitos e subordinadamente argilitos. Os clásticos desta formação são subangulosos, pobremente selecionados, e de cores preponderantemente vermelhas. O referido autor menciona para essa formação uma espessura de ordem de 2 700 m. O membro Rodeio Velho, definido por Ribeiro et alii (1966), corresponde a "espessos derrames de lavas andesíticas com a estrutura em *trap*, intercalados concordantemente com os arenitos arcoseanos da formação Santa Bárbara". Segundo Ribeiro et alii (1966), a formação Guaritas é constituída por conglomerados arcoseanos e arenitos arcoseanos e subarcoseanos. Apesar da ocorrência de conglomerados e arenitos conglomeráticos, em toda a seqüência, existe uma predominância dos níveis arenosos sobre os demais mencionados. É comum, a ocorrência de estruturas primárias tais como estratificação cruzada, fendas de ressecamento, estratificação acanalada, etc. O ambiente de deposição desta formação, era de águas rasas e oxidantes, fatores que se verificaram em uma bacia fechada, rodeada por elevações sujeitas a intensos processos erosivos, produzindo uma série de leques aluviais coalescentes na parte inferior da seqüência, passando gradativamente a depósitos lacustres na parte superior. As atitudes das camadas são predominantemente subhorizontais, com os mergulhos se acentuando apenas nas regiões mais intensamente tectonizadas (Ribeiro et alii, 1966).

A formação Coxilha é representada por um conglomerado compacto de matriz escassa, com seixos e matacões formados quase que somente de rochas graníticas (provavelmente o granito de Caçapava). A sua origem liga-se a depósitos do tipo tálus.

## EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução petrotectônica da região inclui processos políclicos iniciados no Arqueano Inferior, com a formação do complexo ultramáfico de Barra Velha cuja idade isocrônica é de 3 200 Ma. Posteriormente, durante o ciclo Jequié, em torno de 2 600 Ma, um evento metamórfico que atingiu a fácies granulito (Hartmann et alii, 1979; Nardi & Hartmann, 1979), mascarou parcialmente as características originais das rochas envolvidas no processo. Aos gnaisses granulíticos resultantes, em Santa Catarina, Minioli (1972), Cordani (1974) e Wernick (1979) atribuem origem ortometamórfica. No ciclo Transamazônico, em torno de 2 000 Ma, ocorreu uma migmatização regional de fácies anfíbolito.

A esse ciclo, ou talvez já em ciclo anterior esteja relacionado o aparecimento de seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*, como descritas no oeste do escudo Sul-Rio-Grandense.

No Proterozóico Superior se inicia extensiva fragmentação crustal com formação de sítios deposicionais dos sedimentos originais do grupo Brusque, grupo Porongos e outros ectinitos. A fragmentação é de caráter profundo a ela associando-se magmatismo sinsedimentar, pré-tectônico, de caráter básico. É relevante nesta fragmentação o papel de dois sistemas regionais de fraturamento, NE e NW, que são interpretados como representantes do sistema regmático mundial (Jackson et alii, 1973). Esforços com direção preferencial N70E-S75E (Trainini et alii, 1978) reativaram as falhas NE através de um mecanismo de cisalha simples, com deslocamentos dextrogiros, orientando na direção NE as principais estruturas dobradas das seqüências vulcano-sedimentares.

Wernick & Penalva (1978) posicionaram as fases tectônicas nos seguintes intervalos: fase sintectônica,  $650 \pm 30$  Ma, fase tarditectônica  $540 \pm 25$  Ma, fase pós-tectônica 460-510 Ma; fase de cratonização, 410-460 Ma.

A fase sintectônica principal foi responsável no sistema dobrado Tijucas por três fases consecutivas de dobramentos holomórficos, bem como pela intrusão de corpos granitóides (Caçapava, Valsungana, etc.). No maciço mediano Pelotas, nesta fase, ocorreu generalizada migmatogênese com formação de séries migmáticas em toda sua extensão. O maciço mediano Joinville (crátons do Rio de la Plata e Luís Alves) esteve em sua maior parte a salvo destes processos regenerativos (Hartmann et alii, 1979; Cesar, 1980).

Na fase tarditectônica ocorreu a ascensão de massas graníticas ao longo de falhas e núcleos de dobramentos, tanto no maciço mediano Pelotas, como no sistema dobrado Tijucas.

Na fase pós-tectônica houve o fechamento da orogenia Brasileira, correspondendo ao estágio de transição da plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969). A fase é representada por uma granitogênese de natureza alcalina (e.g. granitos Subida, Dona Francisca, etc.) no maciço mediano Joinville e por seqüências vulcano-sedimentares de natureza molássica (grupo Itajaí, Maricá e Camaquã).

Finalmente entre 410-460 Ma ocorre a cratonização representada por idades K-Ar, traduzindo esfriamento e erosão.

O enquadramento da evolução geológica da área em modelos tectogenéticos é ainda especulativo; a evolução é comparada com cinturão de baixa pressão dos modernos arcos de ilha (Silva et alii, 1978) ou com modelo tipo Cordilheirano (Trainini et alii, 1978; Ribeiro & Fantinel, 1978), ou ainda com cinturões móveis (*mobile belts*) bordejando antigas áreas cratônicas (Cesar, 1980).

A região de dobramentos do Sudeste como um todo parece representar uma zona de mobilidade de natureza ensiálica (Hasui et alii, 1975; Almeida et alii, 1976; Wernick & Penalva, 1978; Hartmann et alii, 1979). Entretanto, ao menos localmente deve-se admitir a participação de material oceânico e suboceânico na evolução deste seguimento da plataforma Sul-Americana, especialmente na região de Palmas (RS), onde

Szubert (1978), identificou uma provável seqüência ofiolítica completa.

De qualquer forma esta região mostra uma evolução tectogenética policíclica, ao menos em relação às tectogêneses Guriense, Jequiê, Transamazônica e Brasileira.

### Bacias sedimentares

**Bacia do Paraná** — A bacia intracratônica ou sinéclise do Paraná tomou o seu nome do rio homônimo. Ocupa uma área de cerca de 1 000 000 km<sup>2</sup>, no Brasil, alongando-se, ainda, pelo Paraguai, Uruguai e Argentina. A sua dimensão norte-sul, no território nacional, quase atinge 2 000 km, apresentando uma orientação NNW no seu eixo maior. Abrange parte dos estados de Goiás e Minas Gerais e grandes áreas dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Embora pouco se conheça das espessuras, no centro da bacia devem alcançar, pelo menos, entre 4 500 e 5 000 m (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a) (fig. 1.10).

Os primeiros registros de sedimentos dessa bacia relacionam-se às rochas sedimentares marinhas, fossilíferas, eossilurianas do grupo Caacupé, no Paraguai, seguidas dos sedimentos das formações Furnas e Ponta Grossa. Iniciou-se, assim, a maior das transgressões marinhas ocorridas na plataforma Sul-Americana. No Carbonífero-Permiano, teve começo a sedimentação das camadas gondwânicas, representadas pelas formações Aquidauana e Itararé (Carbonífero-Permiano), pelos grupos Guatá, Passa Dois (Permiano) e pelo grupo São Bento (Triássico-Cretáceo). O grupo São Bento é representado pelas formações Pirambóia e Rosário do Sul (triássicas) e pela formação Botucatu (jurássica), continentais, e pela formação Serra Geral, formada, principalmente, por basaltos toleiticos, que representam a maior manifestação de vulcanismo até o momento conhecida no globo, cobrindo aproximadamente 1 200 000 km<sup>2</sup>. Por fim, em extensas áreas do planalto ocidental do Paraná e São Paulo e, também, no Triângulo Mineiro, sul de Goiás, Mato Grosso do Sul e sudeste de Mato Grosso, depositaram-se sedimentos continentais representados pelas formações Caiuá e Bauru, do Cretáceo Superior (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a; 1975b).

Segundo Northfleet et alii (1969), a sedimentação na bacia do Paraná ocorreu num ambiente pouco perturbado por fenômenos tectônicos e, em consequência, as unidades litoestratigráficas apresentam grande continuidade lateral, com pequenas variações faciológicas e são, geralmente, subparalelas às linhas de tempo. Tal fato, no entanto, não se verifica com as formações depositadas sob influências glaciais (grupo Itararé) ou com as áreas marginais da bacia. De acordo com Soares et alii (1973), nessas áreas marginais, em que a subsidência foi muito lenta em relação ao centro da bacia e os processos erosivos nos episódios de soerguimento foram mais intensos, encontramos um registro sedimentar do tempo geológico muito incompleto.

O eixo principal de deposição esteve sempre orientado aproximadamente na direção N-S.

**Bacia de Pelotas** — A bacia de Pelotas, parte emersa, compreende o Terciário que se estende em subsuperfície sob a planície costeira do Rio Grande do Sul e que não foi até agora subdividido formalmente.

Cinco unidades litoestratigráficas foram descritas por Ojeda y Ojeda (1973) no furo 2-MOst-1-RS, com 1 565 m, perfurado no baixo de Mostardas.

A datação destas unidades, exceto a basal, afossilífera, foi definida por Closs (1967), à base de foraminíferos planctônicos.

Recentemente Gonçalves et alii (1979) definiram a estratigrafia da porção profunda da bacia de Pelotas, e estenderam as unidades reconhecidas até o poço 2-MOst-1-RS, através de correlação com seções sísmicas. No entanto, o resultado desta

correlação não é totalmente compatível com as idades atribuídas por Closs (1967).

## SILURIANO-DEVONIANO

### Formação Caneleiras (SDca)

Estes sedimentos foram, inicialmente, referidos por Leinz (1945) e Franco (1944) como "arenitos da série Camaquã". Tessari & Picada (1963, 1966) concluíram que, na realidade, tratava-se de uma formação não correlacionável com as até então conhecidas no Rio Grande do Sul, denominando-a então de formação Caneleiras.

A seqüência é composta de um conglomerado basal de cor amarelada, com seixos de andesito de diâmetros variáveis, angulares e envolvidos por matriz grosseira, mal classificada e arcoseana. Logo acima, ocorre um horizonte de arenitos finos e silticos, de coloração avermelhada, às vezes intercalados com finos níveis argilosos, muito resistentes e compactados, com finas palhetas de sericita e mica, bem como grãos de feldspato. Superpondo-se a este, ocorrem arenitos feldspáticos, de granulação média a grosseira ou conglomeráticos, coloração amarelada, mal e medianamente classificados, capeados por um horizonte arenoso, fino e siltico, avermelhado, onde foram encontrados conglomerados intraformacionais com impressões de vegetais (Tessari & Picada, 1963, 1966). No topo, encontra-se um arenito grosseiro, às vezes feldspático, sem matriz e intensamente silicificado. As estruturas primárias observadas são estratificações cruzadas de corrente.

A formação Caneleiras ocorre a leste da serra Almeidas, a norte e a sul do rio Camaquã e mais a oeste, ao longo da rodovia RS-8, a sul da confluência do arroio Boici com o rio Camaquã. Apresenta-se sob a forma de estratos horizontais com espessura de 100 a 200 m. A seção-tipo situa-se na localidade de Boa Vista, próximo ao arroio Caneleiras.

Segundo Tessari & Giffoni (1970), a formação Caneleiras está em contato com os xistos da formação Vacacai e com as rochas graníticas do complexo granítico Encruzilhada, mais antigos, através de discordância angular.

A formação Caneleiras foi tida, ainda, como assentando, discordantemente, sobre andesitos, correlacionáveis aos andesitos Rodeio Velho, do grupo Camaquã, verificando-se, posteriormente, que estas rochas não apareciam em janelas estratigráficas, constituindo-se, na realidade, em intrusivas mais jovens e componentes da província alcalina do Cretáceo Superior, identificada por Ribeiro (1971).

Segundo Tessari (1965), esta unidade é considerada como depósito subaquático, sedimentado em ambiente de plataforma instável.

Tessari & Picada (1963, 1966) concluem que a formação Caneleiras é anterior à formação Itararé apesar de não haver relações de contato muito claras entre ambas. Sendo assim, baseados em evidências regionais e geomorfológicas além de diferenças de ambientes de deposição dessas seqüências, grau de diagênese, intensidade de tectonismo e conteúdo fossilífero, atribuíram-lhe idade devoniana.

As relações estratigráficas de campo, situando esta formação entre o grupo Camaquã e a formação Itararé, permitem supor ter ela se depositado no Siluriano ou no Devoniano.

### Formação Furnas (SDf)

O nome Furnas foi usado por Oliveira (1912) para designar os arenitos das escarpas da serra das Furnas e de Serrinha, aflorantes desde o norte da estação de Serrinha até as imediações de Itapeva, SP. O nome Furnas prevaleceu, tem aceitação e uso generalizado em todos os trabalhos sobre a bacia, embora esta mesma seqüência já tenha recebido anteriormente

outras denominações tais como Serrinha (Derby, 1878), arenito branco de Faxina (Campos, 1889) e arenito da Chapada (Evans, 1894).

A formação Furnas, unidade basal do grupo Paraná, segundo Schneider et alii (1974), consiste de arenitos esbranquiçados, localmente arroxeados, médios a grosseiros, friáveis em superfície, regularmente selecionados, grãos angulares a subangulares, quartzosos e com matriz caulínica. Secundariamente, desenvolvem-se intervalos de pequena espessura de arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos argilosos, sendo estes últimos freqüentemente micáceos. Os arenitos conglomeráticos são mais freqüentes na parte inferior da formação e as partículas constituem-se principalmente de seixos e grânulos de material quartzoso. Mantêm praticamente as características litológicas uniformes em toda a bacia, com exceção da área centro-leste de Mato Grosso onde os arenitos são mais finos e argilosos.

Estratificação cruzada acanalada é a estrutura sedimentar predominante na formação, contendo, às vezes, depósitos residuais com seixos de argila. Além desta, encontram-se intervalos com estratificação cruzada plana e plano-paralela.

Com espessura nunca superior a 200 m em superfície, a formação Furnas distribui-se tanto na borda leste da bacia, abrangendo os estados do Paraná e São Paulo, como também na borda noroeste, compreendendo os estados de Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul. Em subsuperfície, a espessura máxima constatada foi de 343 m, em Três Lagoas, MS.

Assentando discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento, a formação Furnas está, localmente, em contato com delgadas seqüências de rochas de baixo grau de metamorfismo, constituindo os últimos vestígios de uma cobertura de plataforma bastante erodida pela discordância pré-Furnas.

O contato superior desta formação com a formação Ponta Grossa é considerada concordante por alguns autores e discordante por outros. Discordantemente, a formação Furnas ocorre também em contato com a formação Itararé, com a formação Botucatu (oeste da chapada dos Guimarães, MT) e com a formação Bauru (sul de Rondonópolis, MT).

Existem controvérsias quanto ao ambiente de sedimentação da formação Furnas. Almeida (1954), Sanford & Lange (1960), Bigarella et alii (1966), Lange & Petri (1967) e Bigarella & Salamuni (1967) sugerem condições marinhas de deposição. A origem continental fluvial é sugerida por Ludwig & Ramos (1965) e Schneider et alii (1974).

O único registro paleontológico encontrado na formação é o paleonograma *Rouaultia furnai*, sem valor para a determinação de idade. Pode-se afirmar, apenas, que a formação Furnas é anterior ao Devoniano Inferior (Emsiano), idade da deposição da parte inferior da formação Ponta Grossa.

## DEVONIANO

### Formação Ponta Grossa (Dpg)

O nome Ponta Grossa foi utilizado pela primeira vez, por Oliveira (1912), para designar os folhelhos aflorantes nos arredores da cidade homônima, PR. Esta denominação teve aceitação generalizada, existindo, no entanto, alguns autores que a utilizaram para designar apenas parte da seção presentemente considerada como formação Ponta Grossa (Schneider et alii, 1974).

Certos intervalos receberam nomes locais, segundo Oliveira (1912), Maack (1947), Lange & Petri (1967). Considerando as dificuldades existentes no reconhecimento e na distinção dos nomes propostos pelos autores acima mencionados, Schneider et alii (1974) mantêm a formação Ponta Grossa

como indivisa, constituindo a unidade superior do grupo Paraná.

A formação Ponta Grossa consiste de folhelhos, folhelhos silticos e siltitos cinza-escuro e pretos, localmente carbonosos, fossilíferos, micáceos, com intercalações de arenitos cinza-claro, finos e muito finos, grãos angulares e subangulares, argilosos, micáceos, fossilíferos, localmente formando bancos de até 5 m de espessura. Quando alterada, a formação apresenta cores variadas, predominando as colorações amarelo, arroxeadado e castanho.

Na borda noroeste da bacia do Paraná, os arenitos aparecem, geralmente, em finas camadas bem individualizadas dentro da seção argilosa. Próximo à cidade de Ponta Grossa, PR, ocorrem níveis conglomeráticos, intercalados em folhelhos e siltitos, com seixos de quartzo e quartzito, alcançando espessura de até 5 m. No centro-leste de Mato Grosso ocorrem, localmente, bancos ferruginosos constituídos de pseudo-oolitos de hematita.

A estrutura sedimentar predominante é a laminação plano-paralela. Em certos intervalos, ocorre estratificação cruzada de pequeno porte, localmente acanalada, laminação cruzada, laminação *flaser*, marcas de ondas, bioturbação e estruturas de escorregamento.

A formação Ponta Grossa tem distribuição semelhante à da formação Furnas. Sua espessura, no estado do Paraná, é de aproximadamente 200 metros, enquanto que nos estados de Mato Grosso, Goiás, e Mato Grosso do Sul, varia entre 200 a 300 m.

Em toda a bacia do Paraná, a formação Ponta Grossa assenta sobre a formação Furnas. Este contato é considerado, pela maioria dos autores, como concordante e mesmo interdigitado (Lange, 1967; Lange & Petri, 1967). Entretanto, uma discordância entre estas formações é admitida por Ruefli (1965) e Ludwig & Ramos (1965). O contato superior com a formação Itararé, com a formação Aquidauana, com a formação Botucatu e com a formação Bauru é marcado por discordância erosiva (Schneider et alii, 1974).

O conteúdo fossilífero da formação Ponta Grossa — trilóbitas e braquiópodos — confirma condições marinhas de deposição. Ludwig & Ramos (1965), estudando as estruturas sedimentares, indicam ambiente infranerítico para a parte inferior, ambiente de águas relativamente mais profundas para a parte média e infranerítico regressivo para a parte superior da formação. As características litológicas associadas às estruturas sedimentares levaram Schneider et alii (1974) a admitir que a maior parte dos sedimentos desta formação foram depositados em ambiente de águas rasas, sob influência de marés, enquanto que outra parte parece ter-se depositado em águas mais calmas (registrado em subsuperfície no baixo de Apucarana).

O estudo dos microfósseis realizado por Lange & Petri (1967), quitinozoários e acritarcas por Lange (1967) e palinóforos por Daemon et alii (1967) indicam que a deposição da formação Ponta Grossa estende-se desde o Emsiano (Devoniano Inferior) até o Frasniano (Devoniano Superior).

## CARBONÍFERO-PERMIANO

### Formação Aquidauana (CPa)

A denominação dada a essa unidade deve-se a Lisboa (1909), ao realizar estudos ao longo da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, no estado de Mato Grosso do Sul. Almeida (1948, 1954) redescreveu a formação Aquidauana como sendo um pacote de arenitos bem classificados, com cimento ferruginoso, siltitos, folhelhos vermelhos, conglomerados e níveis de tilito. Ocorre na borda ocidental da bacia do Paraná, em Mato Grosso, Goiás e Mato Grosso do Sul.

Apesar de sua grande espessura (799 e 1 165 m, nas perfurações de Alto Graças, MT, e Jataí, GO, respectivamente), não foi possível a divisão em unidades litológicas, devido à grande variação faciológica, tanto vertical, como horizontal (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a).

O intervalo Estefaniano-Sakmariano para a formação Aquidauana foi estabelecido por Daemon & Quadros (1970), baseados em microfósseis, encontrados nas proximidades de Tesouro, MT (Schobbenhaus Filho et alii, 1975a; Campos & Campos, 1975).

### Formação Itararé (CPI)

O nome Itararé é introduzido na classificação estratigráfica da bacia do Paraná por Oliveira (1916), conforme a transcrição a seguir: "... pelo destacamento da série de Tubarão das camadas de origem glacial em uma série distinta para qual propomos a designação de "Itararé" visto ser imprópria para o seu conjunto a de "Orleans" aplicada a um dos menos característicos dos seus membros."

Esta formação tem como area-tipo a bacia do rio Itararé, do qual seu nome deriva, onde se apresentam todas as variedades de camadas que entram em sua constituição (Oliveira, 1916).

Gordon Jr. (1947) e Maack (1947) utilizaram o nome Itararé na categoria de grupo. Barbosa & Almeida (1949), no estado de São Paulo, dividiram o grupo Itararé em 4 formações: Itu, Capivari, Gramadinho e Tietê. Almeida & Barbosa (1953) propõem redução da subdivisão para apenas duas formações: Gramadinho e Tietê. Ainda no estado de São Paulo, Barbosa & Gomes (1958) propõem as denominações Itu, Elias Fausto, Capivari e Gramadinho, para definir aspectos litológicos dentro do grupo Itararé. No Rio Grande do Sul, Delaney & Goñi (1963) utilizaram para o grupo Itararé as denominações Suspiro e Budó. Em Santa Catarina e no Paraná, Lange (1954a) dividiu o Itararé nas formações Palmeiras (inferior) e Teixeira Soares (superior). A revisão estratigráfica da bacia do Paraná, realizada por Schneider et alii (1974), dividiu o grupo Itararé, no Paraná e em Santa Catarina, nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul. Em Goiás e Mato Grosso, o grupo estaria representado apenas pela formação Aquidauana, contemporânea ou mesmo continua com a formação Campo do Tenente. Para São Paulo a unidade foi mantida indivisa. Aqui, consideramos, por sua individualidade dentro do supergrupo Tubarão, a unidade Itararé sob a terminologia de formação. A formação Aquidauana é tratada como uma unidade à parte da formação Itararé.

A formação Itararé apresenta grande diversidade litológica, predominando, no entanto, os clásticos grossos que ocorrem em toda a seção. As variações laterais de fácies são uma das características mais marcantes desse pacote sedimentar. Diamictitos passam lateralmente para folhelhos várvidos, ritmitos e arenitos (Northfleet et alii, 1969).

Em São Paulo, a seqüência é constituída de sedimentos arenosos com diamictitos caracterizados pela cor vermelho-tijolo. Os arenitos mostram granulometria desde grossa a muito fina, com abundante matriz argilosa, com estratificação cruzada planar, de pequeno e médio porte. Os diamictitos contêm seixos e matacões, os quais diminuem em direção ao topo, passando para lamitos arenosos e siltico-argilosos. Segundo Andrade & Soares (1971), esta seqüência começa a ocorrer a partir do rio Mojiguaçu, em direção ao norte. Ao sul do rio Piracicaba desaparecem as características vermelhas da seqüência e dominam os clásticos grosseiros, arenitos, conglomerados e diamictitos, com desenvolvimento subordinado de siltitos. Normalmente, apresentam estratificação plano-paralela e cruzada do tipo planar e acanalada.

No Paraná e em Santa Catarina, a seqüência inferior da formação Itararé (membro Campo do Tenente) é caracterizada por argilitos castanho-vermelhos, apresentando laminação plano-paralela. Secundariamente, ocorrem ritmitos e diamictitos intercalados nos argilitos. Muito localmente, ocorrem arenitos finos, com estratificação plano-paralela e acanalada. A seqüência média (membro Mafra) caracteriza-se pela predominância de arenitos de granulação variada, com estratificação cruzada acanalada e estrutura de corte e preenchimento. Secundariamente, encontram-se diamictitos com estruturas de convolução, conglomerados, ritmitos e argilitos. A seqüência superior (membro Rio do Sul) caracteriza-se por folhelhos e argilitos cinza-escuro, com aspecto várvido. Estes sedimentos argilosos apresentam laminação plano-paralela, rítmica (várvida) e estrutura do tipo *cone-in-cone*. Secundariamente, há o desenvolvimento de arenitos e diamictitos com estruturas de escorregamento.

O contato inferior da formação Itararé é discordante sobre rochas do grupo Paraná e do embasamento. O contato superior com as formações do grupo Guatá, formações Botucatu, Serra Geral e Bauru é igualmente marcado por discordância.

Na definição de Schneider et alii (1974), a formação Itararé, caracterizada, principalmente, por diamictitos, reflete influências glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais. Segundo a maioria dos autores, na seqüência inferior do grupo, em São Paulo, predominou uma sedimentação continental, não havendo o que parece um contribuição marinha. De acordo com Soares et alii (1973), depósitos fluviais são os mais comuns da base ao topo da unidade. Alguns denunciam condições torrenciais de deposição, outros correspondem a deposição de rios meandrantos. Os diamictitos podem representar o retrabalhamento de depósitos glaciais. A coloração vermelha desses sedimentos parece refletir condições fortemente oxidantes do processo sedimentar a que o material foi submetido.

No Paraná e em Santa Catarina, Tommasi & Roncarati (1970) atribuem influência glacial mais direta na seqüência inferior da formação Itararé, baseando-se na associação de diamictitos, partículas e pavimentos estriados. Ai, a porção essencialmente argilosa é atribuída uma origem lacustre, em ambiente oxidante.

Para a seqüência média Schneider et alii (1974) sugerem, baseando-se na presença de braquiópodos e moluscos (pelecípodos), condições ambientais marinhas, associadas a influências glaciais, principalmente como agente fornecedor de material (diamictitos).

A seqüência superior representa depósitos essencialmente marinhos.

Daemon & Quadros (1969), estudando os palinomorfos da formação Itararé, recuperados dos diamictitos, atribuem idade que se estende desde o Estefaniano (Carbonífero Superior), passando pelo Sakmariano e pelo Artinskiano até o Kunguriano, todos do Permiano Inferior.

## PERMIANO

### Grupo Guatá (Pg)

A denominação grupo Guatá foi proposta por Gordon Jr. (1947) para designar os siltitos e arenitos aflorantes nas proximidades da vila homônima em Santa Catarina, compreendendo, como formações, as camadas Rio Bonito e Palermo de White (1908).

Em São Paulo, o grupo Guatá corresponde à formação Tatuí (Washburne, 1930; Soares, 1972; Landim & Fúlfaro, 1972; Soares & Landim, 1974).

A seção inferior do grupo Guatá, denominada formação Rio Bonito, é constituída, na porção basal (membro Triunfo), de arenitos esbranquiçados, finos a médios, localmente grossos, argilosos, micáceos, regularmente selecionados. Secundariamente, ocorrem arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, leitos de carvão e conglomerados. A porção média (membro Paraguaçu), é representada por siltitos e folhelhos cinza-médio a esverdeados, com níveis de carbonatos argilosos, geralmente silicificados, em superfície. Subordinadamente, ocorrem camadas de arenitos muito finos e fossilíferos. A porção superior (membro Siderópolis) constitui-se, principalmente, de camadas delgadas de arenitos finos a muito finos, cinza-escuro, intercalados com leitos de argilito e folhelhos carbonosos, desenvolvendo localmente, leitos de carvão.

Litologicamente, a seção superior do grupo Guatá — formação Palermo —, é constituída de siltitos e siltitos arenosos de cores cinza, em subsuperfície, e amarelo-esverdeado em superfície, por alteração. Em toda a bacia, esta seção apresenta-se homogênea, com exceção da área do arco de Ponta Grossa, onde se desenvolvem, em sua parte superior, arenitos muito finos e na de São Paulo, onde aparecem arenitos e conglomerados intercalados na seqüência de siltitos.

A estratificação cruzada de médio a pequeno porte, planar e acanalada e laminação ondulada e paralela são encontradas predominantemente nos corpos arenosos. Depósitos residuais de canais com seixos de argila também são freqüentes na base da seqüência. Em diversos locais, ocorrem camadas de arenito muito fino, bioturbado, com furos anelares, verticais e bem desenvolvidos. Localmente, ocorrem horizontes com estrutura estromatolítica, produzida por organismos algáceos.

Na seção mais superior do grupo Guatá, os sedimentos encontram-se intensamente bioturbados, resultando na quase completa destruição das estruturas sedimentares originais, estando preservadas, apenas, laminações cruzadas de muito pequeno porte.

As maiores espessuras da formação Rio Bonito são encontradas próximo à atual faixa de afloramentos em Santa Catarina e sul do Paraná. A espessura máxima constatada foi de 269 m, no poço de Barra Nova, SC. Em superfície, esta formação distribui-se desde o Rio Grande do Sul até o nordeste de São Paulo, com espessura em torno de 100 m.

A espessura da formação Palermo, em superfície, é da ordem de 90 m em Santa Catarina e Paraná. Em São Paulo, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, apresenta espessuras inferiores a 50 m, enquanto que, na área de São Gabriel, RS, este intervalo atinge espessura da ordem de 150 m. A maior espessura constatada, em subsuperfície, foi 281 m, no poço de Alegrete, RS.

O contato inferior do grupo Guatá é concordante com rochas da formação Itararé, ocorrendo localmente diastemas erosionais, e discordante com rochas do embasamento. O contato superior com a formação Irati é concordante, exceção feita à situação registrada em São Paulo, onde diversos autores (Barbosa & Almeida, 1949; Barbosa & Gomes, 1958), descreveram relações discordantes entre estas duas unidades estratigráficas.

As características litológicas e sedimentares da formação Rio Bonito sugerem, inicialmente, um ambiente flúvio-deltaico para sua sedimentação. A seguir, estes depósitos foram recobertos por sedimentos marinhos transgressivos. Progradando a seqüência marinha acumularam-se sedimentos litorâneos.

A grande extensão de sedimentos da formação Palermo, associada às características litológicas e sedimentares relativamente uniformes, indicam que, neste tempo, a área atual da bacia foi recoberta por uma transgressão marinha, transformando-se em uma extensa plataforma rasa, cuja deposição deu-se abaixo do nível de ação das ondas (intensa bioturbação).

O conteúdo fossilífero da formação Rio Bonito, caracterizado pela abundância de restos vegetais, palinomorfos e alguns restos de animais, levou Daemon & Quadros (1969) a estabelecer os andares Kunguriano e Kazaniano (Permiano Inferior e Superior), para este intervalo.

A presença de lamelibrânquios — *Guiratingia mendesi* (Petri & Fulfaro, 1966) —, e troncos silicificados — *Dadoxylon* sp. — e de palinomorfos levaram Daemon & Quadros (1969) a atribuir idade também permiana inferior a superior (Kunguriano-Kazaniano) para a seção superior do grupo Guatá.

### Grupo Passa Dois (Ppd)

O nome Passa Dois foi introduzido na coluna estratigráfica da bacia do Paraná por White (1906; 1908), para designar o intervalo estratigráfico representado pelo folhelho Irati, folhelho Estrada Nova e o calcário Rocinha. Oliveira (1912, 1916, 1917) adotou o mesmo conceito de White (1908). A seguir, a denominação Passa Dois sofreu diversas modificações em seus limites estratigráficos, tendo sido usada por diversos autores sempre na categoria de série, abrangendo, entretanto, diferentes terminologias, tais como: grupo Irati, Estrada Nova Inferior e Estrada Nova Superior (Du Toit, 1927); folhelho Irati e formação Corumbataí (Washburne, 1930); grupo Irati, grupo Estrada Nova e camada de Teresina (Moras Rego, 1930); grupo Irati e grupo Estrada Nova (Carvalho, 1932); grupo Irati, Estrada Nova Inferior, Estrada Nova Superior com as camadas Teresina, Rocinha e Serrinha (Oppenheim, 1934); andar Irati e andar Estrada Nova (Rocha & Scorza, 1940); grupo Irati, grupo Estrada Nova (camadas Serra Alta, Teresina e Serrinha), formação Esperança e formação Poço Preto (Maack, 1947); folhelho Irati, formação Estrada Nova (membros Serra Alta e Teresina) e formação Rio do Rasto (membros Serrinha e Morro Pelado) (Gordon Jr., 1947); formação Irati e formação Corumbataí (Mendes, 1952); grupo Estrada Nova (folhelhos Irati, camadas Serra Alta e camadas Teresina) e grupo Rio do Rasto (camadas Serrinha e Esperança) (Lange, 1954b); grupo Estrada Nova (folhelhos Irati, camadas Serra Alta e camadas Teresina) e grupo Rio do Rasto (camadas Serrinha, Esperança e Poço Preto) (Beurlen, 1953); Irati e Estrada Nova (Almeida & Barbosa, 1953; Almeida, 1954); formação Irati, formação Estrada Nova (membro Serra Alta) e formação Rio do Rasto (membros inferior e superior) (Putzer, 1955); formação Irati, formação Estrada Nova (membros Serra Alta e Teresina) (Barbosa & Gomes, 1958); grupo Estrada Nova (formações Irati, Serra Alta e Teresina) e o grupo Rio do Rasto (formações Serrinha e Morro Pelado) (Sanford & Lange, 1960; Loczy, 1964).

Mendes (1967) usou o nome na categoria de grupo, dividindo este intervalo nas formações Irati, Estrada Nova ( fácies Serra Alta, Paranapanema, Teresinha e Serrinha) e Rio do Rasto, determinando como limite estratigráfico o intervalo de White (1908), abrangido pela série Passa Dois e as camadas vermelhas Rio do Rasto. Gordon Jr. (1947) já havia incluído na sua série Passa Dois os sedimentos variegados da atual formação Rio do Rasto.

A seguir, os demais trabalhos sobre a estratigrafia da bacia mantiveram este critério para o nome Passa Dois (Northfleet et alii, 1969; Figueiredo Filho, 1972).

O mais recente trabalho de revisão estratigráfica da bacia do Paraná, realizado por Schneider et alii (1974), mantém para o grupo Passa Dois o mesmo limite estratigráfico estabelecido por Mendes (1967), porém propõe a divisão nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, para o Paraná, Santa Catarina e o Rio Grande do Sul. Assim sendo, observa-se que o intervalo estratigráfico representado pela formação Estrada Nova, de Mendes (1967), foi dividido nas formações Serra Alta, Teresina e o membro Serrinha da formação Rio do Rasto. Para os estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, esta unidade corresponde às formações Irati e Corumbataí.

Entretanto, devido à ausência de mapeamento sistemático do grupo Passa Dois, segundo Schneider et alii (1974), será

mantida a divisão nas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto.

O grupo Passa Dois é representado, na porção sul da bacia do Paraná, distribuído em toda a borda leste, pelas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto. Nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, pelas formações Irati e Corumbataí. Na borda oeste, esta unidade de ocorrência muito restrita, é mantida como indivisa.

**Formação Irati** — O nome Irati foi utilizado pela primeira vez por White (1906, 1908) para denominar a espessa seqüência de folhelhos pretos, largamente distribuídos na bacia do Paraná, cuja seção-tipo aflora em um corte de estrada, cerca de 3 km a sul da estação ferroviária de Irati, PR, onde ocorre grande quantidade de restos do réptil fóssil *Mesosaurus brasiliensis*. Deve-se a Mendes (1952) o emprego do nome Irati na categoria de formação. Barbosa & Gomes (1958) propuseram uma divisão da unidade nos membros Taquaral (inferior) e Assistência (superior), cuja divisão é adotada por Schneider et alii (1974).

A porção inferior da formação Irati (membro Taquaral) consiste, predominantemente, de uma seqüência de siltitos e folhelhos cinza-escuro a cinza-médio, ocorrendo, por vezes, na base, um nível conglomerático com seixos de quartzo e silex. Laminação paralela é a estrutura sedimentar mais freqüente.

A porção superior (membro Assistência) constitui-se, litologicamente, de uma alternância rítmica de folhelhos pretos pirobetuminosos e calcários creme à cinza-escuro, dolomíticos. Estes calcários apresentam-se, às vezes, bastante silicificados, sendo comum a ocorrência de nódulos de silex. Freqüentemente ocorre na base deste membro um banco calcário dolomítico com 2 a 3 m de espessura. Laminações plano-paralelas são abundantes.

A espessura da formação Irati, em superfície, no flanco leste da bacia, é da ordem de 40 m, sendo mais reduzida em Mato Grosso, Goiás e em áreas localizadas no Rio Grande do Sul. A espessura máxima constatada, em subsuperfície, foi de 71 m, no poço 2-IT-1-RS (Schneider et alii, 1974).

O membro Taquaral ocorre em toda a bacia. Em São Paulo, apresenta espessura da ordem de 10 m, enquanto que no Paraná e Santa Catarina os valores estão em torno de 20 m. A espessura média do membro Assistência é da ordem de 30 m.

Os contatos da formação Irati, inferior e superior, são concordantes.

Segundo Schneider et alii (1974), as características litológicas e sedimentares da formação Irati indicam, para o membro Taquaral, deposição em ambiente marinho de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas. Para o membro Assistência, um ambiente marinho raso, sob condições de restrição da bacia, que possibilitaram a deposição dos folhelhos pirobetuminosos e calcários, desenvolvidos, preferencialmente, em áreas de plataforma, com restrições mais severas, permitindo até a formação de anidrita.

A idade permiana para a formação Irati foi estabelecida por Mac Gregor (1908), ao descrever o réptil fóssil *Mesosaurus brasiliensis* e compará-lo com formas semelhantes que ocorrem no Permiano da África do Sul. Daemon & Quadros (1969), com base em paleopolinórmorfos, situam os sedimentos da formação Irati no Kazaniano, Permiano Superior.

Além das espécies fósseis dos répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, são também registrados os gêneros de crustáceos *Paulocaris*, *Liocaris* e *Pygaspis* (Campos, 1978).

**Formação Estrada Nova** — Deve-se a White (1906, 1908) a denominação Estrada Nova que a empregou como fazendo parte da sua série Passa Dois, para representar os folhelhos que ocorrem a oeste da localidade de Minas, em Santa Catarina. Diversas modificações foram introduzidas nesta proposição, por diversos pesquisadores.

Gordon Jr. (1947), na sua série Passa Dois, representada pelas formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto, propôs uma divisão para a formação Estrada Nova nos membros Serra Alta e Teresina, determinando como limites estratigráficos o

intervalo compreendido pelo topo da formação Irati e a base do membro Serra Alta (formação Rio do Rasto). Apesar de Gordon Jr. (1947) ter sido o primeiro a usar a terminologia Serra Alta, o termo Teresina já havia sido empregado por Moraes Rego (1930) para designar a parte correspondente à formação Estrada Nova Superior. A seguir, diversas modificações foram introduzidas neste critério por diversos autores. Na mais recente revisão estratigráfica da bacia, Schneider et alii (1974), baseando-se na integração de diversos dados existentes, elevaram os membros Serra Alta e Teresina, da formação Estrada Nova de Gordon Jr. (1947), à categoria de formação, abandonando assim a combinação formação Estrada Nova. Entretanto, considerando a não existência de mapeamento sistemático delimitando as formações Serra Alta e Teresina, será mantida a combinação formação Estrada Nova.

Litologicamente, a formação consiste, na sua seção inferior, de argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuro a preto, com fratura concoidal, apresentando lentes e concreções calcíferas. Com exceção de laminação paralela mal desenvolvida, observada localmente, a seção não apresenta, aparentemente, outras estruturas sedimentares. A seção superior constitui-se, essencialmente, de alternâncias de argilitos e folhelhos cinza-escuro com siltitos e arenitos muito finos, cinza-claro. Na parte superior, ocorrem calcários, por vezes oolíticos, e leitos de coquina. Os calcários encontram-se normalmente silicificados. Uma das características desta seção é a presença de laminação *flaser*. Além desta, laminação ondeada, microlaminação cruzada, fendas de contração (ressecamento), marcas ondulares e diques de arenitos são estruturas sedimentares comuns na seção superior da unidade. Nas camadas calcíferas ocorrem estruturas estromatolíticas.

A espessura média da seção inferior é da ordem de 80-90 m no Paraná e em Santa Catarina. Em São Paulo, o intervalo correspondente apresenta espessura média de 40-45 m. As maiores espessuras em subsuperfície, em torno de 100 m, foram observadas nas perfurações realizadas no sul do Paraná e em Santa Catarina. A espessura máxima para a seção superior em subsuperfície foi de 138 m, em Campo Mourão, PR. Em superfície, as maiores espessuras são encontradas no Paraná e em Santa Catarina.

A formação Estrada Nova distribui-se, em superfície, desde o Rio Grande do Sul até São Paulo, acompanhando toda a borda leste da bacia. Na borda oeste tem ocorrência muito restrita.

As relações de contato da unidade, tanto inferior como superior, com as formações Irati e Rio do Rasto, respectivamente, são concordantes e gradacionais. Em certos locais, no Rio Grande do Sul, a formação Estrada Nova é recoberta por sedimentos da formação Rosário do Sul, em virtude da ausência, por erosão, da formação Rio do Rasto (Schneider et alii, 1974). Entretanto alguns autores (Gammernann, 1973; Bortoluzzi, 1974) referem-se a uma passagem gradativa dos sedimentos permianos Estrada Nova para os sedimentos da formação Rosário do Sul de idade triássica.

Os sedimentos da seção inferior da formação Estrada Nova, caracterizam ambiente marinho de águas calmas, depositados abaixo do nível de ação das ondas. Parecem ter-se repetido na bacia as condições de sedimentação da seção inferior da formação Irati. A seguir, estabelece-se na bacia condições de águas mais rasas, agitadas, dominadas por marés, iniciando-se a deposição dos sedimentos da seção superior. A litologia desta seção (calcários oolíticos, laminações algálicas, etc.) sugere ambientes da inframaré, entremaré e até de supramaré.

Restos de peixes, pelecípodos, conchostráceos e palinórmorfos, constituem o conteúdo fóssilífero da formação Estrada Nova.

Daemon & Quadros (1969) indicam o Kazaniano (Permiano Superior) para a formação Estrada Nova.

**Formação Rio do Rasto** — White (1906, 1908) usou pela primeira vez o nome Rio do Rasto para designar a seqüência sedimentar compreendida entre os folhelhos Estrada Nova e o

arenito São Bento (atual Botucatu), em Santa Catarina, indicando como seção-tipo as exposições nas cabeceiras do Rio do Rasto, ao longo da estrada Lauro Müller — São Joaquim, SC. Gordon Jr. (1947) propôs a subdivisão em dois membros: Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior). Entretanto Moraes Rego (1930) já havia proposto o nome Serrinha para nomear os sedimentos da parte inferior da atual formação Rio do Rasto, que afloram na serrinha dos Machados, município de Mallet, PR. Desde o estabelecimento da coluna estratigráfica da bacia do Paraná por White (1908), a seção correspondente ao atual Morro Pelado recebeu como um todo, parcialmente, ou somada a unidades sotopostas, diversas denominações. Schneider et alii (1974), em recente revisão estratigráfica da bacia, adotaram a divisão proposta por Gordon Jr. (1947).

A seção inferior consiste de siltitos, argilitos e arenitos finos, bem selecionados, esverdeados, arroxeados e, por vezes, avermelhados. Localmente, desenvolvem-se bancos calcíferos, alguns dos quais oolíticos, com abundantes fragmentos de conchas. As camadas arenosas e siltico-arenosas apresentam estratificação cruzada de pequeno porte, laminação cruzada e ondulada. As camadas siltico-argilosas apresentam laminação paralela, ondeada e *flaser*. Em alguns bancos calcíferos desenvolvem-se estruturas estromatolíticas.

A seção superior é constituída de arenitos vermelhos, arroxeados, amarelados, esbranquiçados, finos, com intercalações de argilito e siltito vermelho-arroxeados. Localmente esses argilitos e siltitos são calcíferos. Estratificação cruzada acanalada, laminação cruzada e paralela são as estruturas sedimentares mais comuns. Acunheamento de camadas e lenticularidade de corpos arenosos é uma das características dessa seção.

A seção inferior estende-se, de maneira contínua, na borda leste da bacia, desde o Rio Grande do Sul até o nordeste do Paraná, onde passa lateralmente para a formação Corumbatai. A designação Corumbatai é adotada nos estados de Goiás, Mato Grosso, São Paulo e parte do Paraná, para indicar a seção compreendida desde o topo da Irati até a base da Pirambóia. Florence & Pacheco (1929) verificaram que, nestes estados, a parte superior da formação Corumbatai corresponde, em parte, a formação Rio do Rasto. Sua espessura, em superfície, atinge valores da ordem de 250 m.

A seção superior, no flanco leste da bacia, aflora, de maneira contínua, desde o Rio Grande do Sul até a região de São Jerônimo da Serra, PR. Não aflora em São Paulo, Goiás e Mato Grosso. Em subsuperfície, ocorre em todos os poços perfurados no Paraná, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Em superfície, sua espessura está na ordem de 200-250 m (Schneider et alii, 1974).

A formação Rio do Rasto assenta concordante e transicionalmente sobre rochas da formação Estrada Nova. Lateralmente, a seção inferior interdigita-se com a formação Corumbatai. Seu contato superior com a formação Botucatu é discordante.

A litologia da seção inferior da formação Rio do Rasto é resultante de avanços progradacionais de clásticos de planície costeira sobre depósitos de planície de maré. As cores arroxeadas indicam ambiente deposicional oxidante. Os corpos arenosos lenticulares da seção superior, com estratificação cruzada, encaixados em argilitos vermelhos, indicam deposição em ambiente continental fluvial, em condições altamente oxidantes. Lentes arenosas de base plana representam barras desenvolvidas em leitos de rios altamente meandrantés. Clásticos finos sugerem depósitos de transbordamento, de energia relativamente baixa.

O conteúdo fóssilífero consta de conchostráceos e restos de um anfíbio labirintodonte. Schneider et alii (1974) atribuem a formação Rio do Rasto ao Kazaniano, Permiano Superior.

## TRIÁSSICO

### Formação Pirambóia (Tp)

Washburne (1930) caracterizou com camadas Pirambóia a seção inferior da formação Botucatu. Entretanto Pacheco, autor do nome, revendo a obra de Washburne (1930), discordou do emprego do nome Pirambóia por este autor, defendendo que a aceção da fácies Pirambóia não estava correspondendo ao seu conceito original.

Oliveira (1920) tentando esclarecer o relacionamento entre estas duas unidades, afirma que o arenito Pirambóia constitui a base da formação Botucatu.

Entretanto, ainda persistem divergências entre autores quanto à posição hierárquica do nome Pirambóia, sendo usado ora como formação ora como fácies basal da formação Botucatu. Sanford & Lange (1960), Andrade & Soares (1971) e Soares (1973) usaram o nome na categoria de formação.

Recentemente, as folhas geológicas Paranapanema e Rio de Janeiro, ao milionésimo, retomam o critério original de Florence & Pacheco (1929), para definir os arenitos Pirambóia, considerando-os como uma fácies fluvial da formação Botucatu.

Na formação Pirambóia ocorrem arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a muito finos, siltico-argilosos, grãos polidos, subangulares e subarredondados com seixos de argila. Na porção mais inferior da formação Pirambóia ocorre uma camada de 1 a 2 m de espessura, de cor avermelhada, areno-argilosa, com seixos de sílex. Segundo Soares et alii (1973), ocorrem intercalações de siltitos e folhelhos nos arenitos Pirambóia com espessuras variando de alguns milímetros até 1 m. Estratificação plano-paralela é freqüente nos arenitos Pirambóia.

Em subsuperfície, a maior espessura constatada para os sedimentos Pirambóia foi de aproximadamente 350 m, em Taquari, MT. Soares et alii (1973) referem-se à dificuldade de determinar a espessura dos arenitos Pirambóia (nordeste de São Paulo), em virtude da freqüência de extensos e espessos corpos de intrusões diabásicas, associados a esta unidade.

A formação Pirambóia distribui-se de maneira contínua nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso e nordeste do Paraná, não tendo sido identificada nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Gamermann (1973), estudando a formação Rosário do Sul, baseando-se em pesquisas realizadas por Goñi & Delaney (1961) sobre o arenito Botucatu, no Rio Grande do Sul, estabelece uma correlação entre a formação Rosário do Sul e Pirambóia.

O contato inferior dos arenitos Pirambóia com o grupo Passa Dois é marcado por discordância. Soares et alii (1973) encontraram grandes dificuldades, em São Paulo, em reconhecer o contato entre a seção Pirambóia e as formações sotopostas. Esta impossibilidade deve-se à presença de espessos *sills* de diabásio como também a freqüentes areias coluviais que recobrem e mascaram este contato. A passagem da formação Pirambóia para os arenitos eólicos Botucatu é considerada concordante pela maioria dos autores.

Foram registrados restos fósseis na formação Pirambóia, cujo conteúdo fóssilífero consta de conchostráceos, ostracodés e restos vegetais.

### Formação Rosário do Sul (Trs)

A formação Rosário do Sul, proposta por Gamermann (1970), representa os sedimentos de cores avermelhadas, essencialmente arenosos, ocorrentes no Rio Grande do Sul, situados estratigraficamente entre as formações Rio do Rasto e Botucatu. Sua parte superior apresenta uma fácies essencialmente pelítica denominada membro Santa Maria. Gamermann (1970) indica como seção-tipo as exposições localizadas entre os quilômetros 373 e 401 da rodovia BR-290, nas proximidades da cidade homônima, no Rio Grande do Sul. No sentido em que é definida, a formação Rosário

do Sul corresponde ao que foi chamado de camadas do Rio do Rasto (White, 1908), de camadas Santa Maria (Oliveira, 1930; Moraes Rego, 1930), de grupo Rio do Rasto (Carvalho, 1932; Oppenheim, 1934), de andar Santa Maria (Rocha & Scorza, 1940), formação Santa Maria (Maack, 1947; Gordon Jr., 1947); e de Rio Pardo e Santa Maria, inferior e superior, respectivamente (Delaney & Goñi, 1963).

A unidade consiste de arenitos médios e finos e, subordinadamente, de arenitos muito finos e siltitos. No topo da seção ocorrem sedimentos essencialmente pelíticos, de cores vermelhas, que constituem o membro Santa Maria.

Estratificação cruzada planar e acanalada, estratificação paralela, estruturas de corte e preenchimento, com depósitos residuais de canais, são as estruturas sedimentares mais frequentes na formação Rosário do Sul.

Em superfície, sua espessura máxima registrada foi de 900 m na rodovia Pântano Grande — Santa Cruz do Sul, RS. Seus afloramentos distribuem-se a partir do meridiano de Porto Alegre, estendendo-se de maneira contínua para oeste por todo o Rio Grande do Sul e adentrando o território uruguaio.

Existem controvérsias quanto ao contato inferior da formação Rosário do Sul. Schneider et alii (1974) referem-se a um contato discordante com as rochas subjacentes e que, localmente, este contato se faz diretamente com os sedimentos da formação Teresina (formação Estrada Nova, de Gordon Jr., 1947), devido à ausência, por erosão, da formação Rio do Rasto. Entretanto alguns autores, Gamermann (1973) e Bortoluzzi (1974), fazem referências a uma passagem gradativa dos sedimentos permianos Estrada Nova para os sedimentos triássicos da formação Rosário do Sul, recomendando uma reavaliação dos dados paleontológicos, das referidas unidades.

O contato superior é marcado por discordância com os arenitos da formação Botucatu.

As características litológicas e sedimentares da formação Rosário do Sul indicam origem em ambiente continental fluvial e sistema lacustre associado.

A fácies arenosa da formação Rosário do Sul é pobre em restos fósseis, sendo reportados somente restos de vegetais (truncos silicificados). Entretanto a fácies argilosa (membro Santa Maria) apresenta restos de vertebrados, invertebrados e representantes da flora *Thinnfeldia-Dicroidium*.

O conteúdo fossilífero, especialmente a fauna tetrápoda, confere idade triássica média a superior (andares Ladiniano e Carniano) (Schneider et alii, 1974).

## JURÁSSICO

### Formação Botucatu (Jb)

O nome Botucatu foi introduzido na literatura geológica da bacia do Paraná por Campos (1889), denominando de grés Botucatu os arenitos que constituem a serra de mesmo nome no estado de São Paulo. A seção-tipo, segundo este autor, foi descrita ao longo da ferrovia que liga as cidades de Conchas e Botucatu, SP. A partir daí, o nome foi consagrado, passando a ter aceitação e uso generalizado em todos os trabalhos sobre a estratigrafia da bacia.

Subseqüentemente foram introduzidas novas unidades nesta formação, tanto na base (fácies Pirambóia, de Florence & Pacheco (1929), como intercalações nos arenitos eólicos (fácies Santana, de Almeida & Barbosa (1953)).

Almeida & Barbosa (1953), pesquisando as relações de contato entre os arenitos Pirambóia e Botucatu, propuseram uma divisão para o grupo São Bento em três fácies: fácies fluvial (arenito Pirambóia), fácies eólica (arenito Botucatu) e a fácies flúvio-lacustre (fácies Santana), intercalada esta última, nas partes mais baixas do arenito Botucatu. Schneider et alii (1974), na revisão estratigráfica da bacia, empregaram o nome formação Botucatu para designar a seqüência de arenitos com abundantes estratificações cruzadas, situada imediatamente

abaixo dos primeiros derrames basálticos (esta seqüência corresponde ao que White (1908) denominou de arenito São Bento). No conceito de Schneider et alii (1974) a formação Botucatu foi englobada no grupo São Bento, juntamente com as formações Serra Geral e Caiuá, excluindo os arenitos subaquosos, sotopostos, aos quais denominou de formação Pirambóia.

Litologicamente, a formação Botucatu consiste de arenitos avermelhados, finos a médios, normalmente bimodais, quartzosos, friáveis, grãos foscos e geralmente bem arredondados.

Estratificação cruzada, planar e acanalada de grande porte é uma característica marcante da formação Botucatu.

A formação Botucatu apresenta ocorrência generalizada em toda a bacia. A passagem da formação Pirambóia para os arenitos eólicos Botucatu é considerada concordante pela maioria dos autores. Gamermann (1973) verificou que, no Rio Grande do Sul, não há um contato nítido entre a fácies Santa Maria (formação Rosário do Sul) e os arenitos Botucatu, admitindo a hipótese de contemporaneidade entre estas unidades. Andrade & Soares (1971) admitem que o contato Pirambóia e arenitos eólicos Botucatu seja gradativo. A formação Botucatu repousa ainda discordantemente sobre o embasamento e as formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana; o contato superior com as rochas basálticas da formação Serra Geral é discordante.

As características litológicas e sedimentares da unidade indicam deposição eólica em ambiente desértico, com desenvolvimento de rios meandantes e pequenas lagoas, sob condições climáticas oxidantes.

Por relações estratigráficas, atribui-se idade jurássica para a formação Botucatu. Esta unidade situa-se imediatamente abaixo dos derrames basálticos do Jurássico-Cretáceo e acima da formação Rosário do Sul (membro Santa Maria) de idade triássica média a superior.

## JURÁSSICO-CRETÁCEO

### Formação Serra Geral (JK $\beta$ sg)

A seqüência vulcânica que constitui a formação Serra Geral foi proposta e introduzida como unidade estratigráfica por White (1908), merecendo estudos prévios por Derby (1878) e Hussak (1889). As semelhanças e aproximações deste magmatismo e o de Karroo (África do Sul) são pela primeira vez registradas por Baker (1923).

Informações de campo são apresentadas por Leinz (1949) que estabelece um perfil clássico de uma corrida de lavas basálticas, bem como aponta a linha tectônica Torres — Posadas como uma provável geoclase de efusão. Mostra, ainda, no perfil da serra do Pinto, RS, a superposição de 13 derrames, enquanto no perfil Lauro Müller — São Joaquim, SC, 9 emissões de lava.

A grande extensão alcançada pelo vulcanismo ácido na bacia do Paraná foi abordada por Roisenberg (1978), enquanto Sartori et alii (1975) apresentam descrições de detalhe em perfis realizados na região de Santa Maria, RS.

Informações de campo são ainda disponíveis, a partir de mapeamentos regionais realizados no Sul do Brasil (Roisenberg, 1980) e Uruguai (Bossi, 1966; Bossi et alii, 1975).

Aspectos que envolvem gênese do vulcanismo mesozóico são discutidos por diversos autores. Guimarães (1933) considera e postula pelos processos de diferenciação como responsáveis pelas variações litológicas verificadas, opinião que é repartida por Schneider (1964), que enfatiza os caracteres petrológicos e petroquímicos do magmatismo, bem como o papel representado pela assimilação de material síalico. Ruegg (1975), além disso, acentua a influência das heterogeneidades do manto na geração de líquidos magmáticos diversificados, subdividindo a área vulcânica em quatro regiões com tipologia química própria.

Halpern et alii (1974) propõem uma assimilação crustal, em larga escala, para explicar a seqüência de topo do vulcanismo, com filiação ácida, utilizando razões isotópicas  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Cordani et alii (1975) propõem uma origem por fusão crustal para o vulcanismo ácido da formação Serra Geral.

Cordani & Vadoros (1967) apresentam uma das mais importantes sínteses, abordando aspectos geoquímicos e petrológicos do magmatismo mesozóico.

Nos últimos dez anos proliferaram os estudos sobre estes últimos temas, fundamentados em uma base mais consistente de distribuição geográfica dos tipos litológicos (Ruegg, 1970; 1976a; 1976b; Roisenberg, 1974; Sartori et alii, 1975).

Roisenberg et alii (1980) demonstram que, embora sob a designação de formação Serra Geral sejam incorporadas todas as lavas de idade mesozóica, manifestações magmáticas de distintos ambientes geotectônicos são produzidas nesta era, originando diferentes estilos de evolução. Sob este prisma, tais associações vulcânicas são subdivididas em vulcanismo de bacia intracratônica (bacia do Paraná) e vulcanismo de bacias pericratônicas (bacia da Lagoa Mirim, fossa de Jaguarão, bacia de Santos, etc.).

O magmatismo mesozóico recobre mais de 1 200 000 km<sup>2</sup> nos estados do sul e centro do País, atingindo, igualmente, o noroeste do Uruguai, nordeste da Argentina e sudeste do Paraguai.

As espessuras totais alcançam mais de 1 000 m, em certos locais, sendo mesmo superior a 1 500 m, em Presidente Epitácio, SP, conforme relato de Sanford & Lange (1960). Entretanto, as camadas tornam-se sensivelmente mais delgadas na região limítrofe entre o Rio Grande do Sul e Uruguai-Argentina, onde a possança dos derrames não ultrapassa a 50 m, o que se relaciona com o afastamento das fraturas de efusão.

O vulcanismo basáltico é o mais extenso, localizando-se ao longo de toda a área da bacia do Paraná e nas fossas tectônicas adjacentes (fossa de Jaguarão).

Os derrames de composição intermediária apresentam uma distribuição igualmente ampla, registrando-se em todos os quadrantes da bacia, embora as extensões e espessuras sejam menores que as dos basaltos.

O vulcanismo de filiação ácida compreende uma extensa área no Rio Grande do Sul, onde mostra suas maiores exposições, cobrindo uma superfície da ordem de 80 000 km<sup>2</sup>, somente neste estado, desde a borda nordeste até Santiago, numa distância longitudinal aproximada de 500 quilômetros. As espessuras máximas registradas são da ordem de 350 metros na região oriental do estado, com até 4 espasmos superpostos, enquanto na parte ocidental restringe-se a pouco mais de 40 metros, com uma única corrida de lava.

Em Santa Catarina, a situação alcançada pelos derrames ácidos é semelhante, estando as melhores exposições na região Curitiba-Campos Novos. Entretanto, as espessuras são bem menores, não ultrapassando a marca de 200 metros, restringindo-se a pouco mais de 30 metros em São Joaquim, localidade em que uma corrida de lavas vítreas é verificada. A área global neste estado é da ordem de 20 000 km<sup>2</sup>.

No estado do Paraná, as ocorrências de vulcânicas ácidas são descontínuas e profundamente recortadas pelos processos erosivos, situando-se os melhores afloramentos em Guarapuava. Em São Paulo, são poucos os registros, restritos à região limítrofe com o Paraná (Piraju e Xavantes).

O pacote vulcânico mesozóico apresenta-se suportado pelas camadas da formação Botucatu, sendo freqüentes lentes intertrapianas de arenitos correspondentes a esta unidade nos primeiros espasmos basálticos. Nas porções de topo, verificam-se, mais comumente, brechas arenosas intercaladas. Tal postura de íntima relação levaram Rocha-Campos & Farjallat (1966) a empregar a designação grupo Botucatu, incorporando, em uma única unidade, os arenitos e os derrames.

Uma cobertura descontínua de sedimentos é observada sobre a seqüência vulcânica nos estados do Rio Grande do Sul, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e

oeste de Minas Gerais, levando nomes regionais de formação Tupanciretã, Caiuá ou Bauru.

Por outro lado, as relações de campo demonstram uma estratigrafia até certo ponto bem definida dos derrames, coincidindo com a evolução projetada a partir dos estudos de geocronologia. Derrames de natureza basáltica são verificados na base da seqüência vulcânica, seguindo-se as manifestações de natureza intermediária, que mantêm uma certa contemporaneidade com as primeiras lavas ácidas. Estas representam o fecho do ciclo, embora, altimetricamente, possam ser observadas lado a lado com derrames de natureza intermediária, seja por condicionamento tectônico, seja por paleorrelevo.

A formação Serra Geral, sob o ponto de vista petrográfico, apresenta toda uma completa suite de tipos litológicos, desde basaltos até rochas ácidas do extremo riolítico. Análises químicas de exemplos característicos são registradas na tabela 8.1, em anexo, com a respectiva composição normativa.

**Basaltos** — As partes centrais dos derrames basálticos (e diabásios correspondentes) são quase sempre microcristalinas e exibem um arranjo intergranular ou subofítico, não sendo raros os tipos porfíricos. A composição mineralógica compreende essencialmente plagioclásio e piroxênio, este dominante em melabasaltos (raros), com proporções menores de magnetita (ou magneto-ilmenita). Intercrescimentos micrográficos, vidro intersetal, quartzo, apatita e anfibólio (hornblenda verde e marrom) são constituintes menores, o último praticamente restrito a diabásios, juntamente com olivina. Zeólitas, minerais de cobre, quartzo (e variedades) e argilo-minerais são registrados em amígdalas.

O plagioclásio ( $An_{50-60}$ ) mostra-se zonado e ripiforme, compreendendo tipos estruturais predominantemente vulcânicos e de transição.

O piroxênio, em geral, do tipo augita, com menor incidência de pigeonita, a primeira na matriz, enquanto a última na fração precoce. Hiperstênio é raro, ocorrendo somente em lavas vítreas, como aquelas de Jaguarão, RS. Nestas últimas, a presença de enclaves gabróicos é abundante, identificando a origem a partir de fusões do manto.

**Vulcânicas ácidas ( $\alpha$ )** — Os vulcanitos de filiação ácida variam sua composição de dacitos a riólitos, com ampla dominância de riodacitos. Os tipos mais característicos possuem cor cinza e diáclases subhorizontais extraordinariamente desenvolvidas, estruturas estas que persistem por dezenas de metros de espessura, constituindo uma das feições de campo mais marcantes.

O arranjo cristalino apresenta-se porfírico, consistindo de uma pasta subvítrea ou de finíssimos intercrescimentos complexos de quartzo e feldspato, às vezes micrográficos e esferolíticos, contendo abundantes micrólitos de plagioclásio, com proporções menores de piroxênio e magnetita, enquanto os microfenocristais (0,1 a 0,4 mm) são representados por andesina ( $An_{40-45}$ ;  $An_{50-55}$  nos tipos vítreos) e pigeonita (escassa). Uma das características destas litologias é a completa ausência de fenocristais de quartzo, cuja ocorrência restringe-se a matriz, o que se relaciona, provavelmente, a uma origem por processos de fusão superficial da crosta.

Algumas rochas com filiação ácida destacam-se pelo gigantismo dos fenocristais de plagioclásio, com até 15 mm de comprimento. Tais são os derrames que ocorrem na margem do rio Passo Fundo, RS, Vargeão e Xapecó, SC, e Guarapuava, PR.

**Vulcânicas intermediárias** — Este conjunto compreende rochas com natureza e composição transicionais entre os extremos básicos e ácidos, variando entre quartzo-andesitos e quartzo-traquitos, havendo ampla dominância de latitos.

O arranjo cristalino é porfírico e não mostra orientações dos indivíduos, enquanto a mineralogia se aproxima das rochas ácidas, com incidência menor de intercrescimentos quartzo-feldspáticos na matriz, que apresenta abundantes micrólitos de plagioclásio.

Enclaves são relativamente freqüentes, consistindo, em sua maioria, de granitos e quartzitos, observando-se todos os estágios de assimilação desde xenólitos irregulares e grosseiros, até rochas híbridas, inteiramente homogeneizadas.

As rochas vulcânicas da formação Serra Geral mereceram mais de 70 datações geocronológicas no Brasil e Uruguai, levadas a efeito em diversos trabalhos (Amaral et alii, 1966; Melfi, 1967; Umpierre, 1966; Bossi & Umpierre, 1974; Sartori et alii, 1975; Cordani et alii, 1980), tanto pelo método K-Ar, como pelo método Rb-Sr, dando resultados, na grande maioria, consistentes entre si.

Deve-se ressaltar que, em muitos casos, face a generalização errônea do nome basalto, a descrição petrográfica, aliada à localização da amostragem, permitiram uma reavaliação da classificação petrográfica, nos termos aqui propostos.

Este volume de dados permite estabelecer, com relativa riqueza de detalhes, um panorama da evolução do magmatismo mesozóico da bacia do Paraná.

As primeiras manifestações são exclusivamente basálticas e possuem idades que se situam entre 130 e 150 Ma, podendo serem acompanhadas no Uruguai (Sarandi de Barcelo), Rio Grande do Sul (Alegrete e Itacorubi) e Santa Catarina (Rio Turvo), havendo uma aparente tendência a idades mais avançadas em direção à região oeste da bacia.

Seguem-se manifestações de natureza intermediária, inclusive aquelas que dão origem aos pórfiros gigantes (barragem do rio Passo Fundo, Vargeão, etc.), cujas idades correspondem ao intervalo 123-130 Ma, havendo uma maior incidência de tais números em direção à parte meridional da bacia.

Concomitante com as últimas manifestações de espasmos intermediários e localizado, principalmente, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina o vulcanismo evolui para composições mais ácidas, com idades de 118 a 125 Ma, embora esporádicas emissões de lavas lato-andesíticas sejam intercaladas na base desta seqüência.

Os resultados de mais de 60 análises de razões isotópicas  $Sr^{87}/Sr^{86}$  para as rochas vulcânicas da bacia do Paraná permitem verificar uma perfeita linearidade dos valores, quando comparados com as razões  $Rb^{87}/Sr^{86}$  usando-se uma idade média de 120 Ma e um decréscimo constante de  $1,47 \times 10^{-11}$  a<sup>-1</sup>.

As rochas basálticas mostram valores de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  variáveis entre 0,703 e 0,710, números compatíveis com fusões a partir do manto superior, com contaminação crustal. As razões Rb/Sr para este grupo são inferiores a 0,50.

As rochas ácidas, por outro lado, possuem razões iniciais  $Sr^{87}/Sr^{86}$  geralmente superiores a 0,720, números que identificam uma origem a partir de camadas crustais (Cordani et alii, 1980), situando-se as razões Rb/Sr em valores superiores a 1,0.

As rochas intermediárias ocupam uma posição de transição linear, com contínuos acréscimos de valores, o que leva a sugerir um aparente hibridismo de magmas basálticos contaminados e magmas ácidos. Os números, entretanto, não são suficientemente numerosos para uma definição conclusiva.

## CRETÁCEO

### Formação Caiuá e formação Bauru (Kb)

**Formação Caiuá** — O nome Caiuá foi empregado por Washburne (1930) para designar os arenitos que afloram próximo à localidade homônima, situada no oeste paulista, próximo à cidade de Presidente Epitácio. Maack (1947) denominou a seqüência arenosa que constitui a formação Caiuá, de arenito São Bento Superior.

Litologicamente a unidade consiste de arenitos avermelhados, róseos e arroxeados, finos e médios, friáveis, grãos arredondados e cobertos por película de óxido de ferro. Scorza (1952) cita a ocorrência de camadas de argila de até 1,5 m de espessura, intercaladas nos arenitos.

A única estrutura sedimentar encontrada é a estratificação cruzada tangencial de grande porte.

A formação Caiuá ocorre na região noroeste do Paraná, sudeste de Mato Grosso do Sul e oeste de São Paulo. Sua espessura máxima varia de 250-270 m (Freitas, 1964; Maack, 1947).

As relações de contato da unidade é assunto de controvérsia. Maack (1947) considera os arenitos da formação Caiuá intercalados nos derrames basálticos da formação Serra Geral. Este conceito é também admitido por Moraes Rego (1935). Freitas (1955) e Landim & Fúlfaro (1971) situam esta unidade estratigraficamente acima da formação Bauru. Entretanto, a maioria dos autores é unânime em colocar a formação Caiuá acima da formação Serra Geral e abaixo da formação Bauru, conceito este adotado por Schneider et alii (1974).

Washburne (1930), ao definir o arenito Caiuá, considerou seu contato superior com a formação Bauru, como discordante. Freitas (1964) e Scorza (1952) consideram a formação Caiuá sotoposta à formação Bauru.

A maioria dos autores consideram a formação Caiuá de origem eólica, baseando-se nas suas características litológicas e sedimentares. Entretanto alguns autores, Baker (1923), Freitas (1955), Bósio & Landim (1969) e Landim & Fúlfaro (1971) atribuem origem continental fluvial.

**Formação Bauru** — Deve-se a Campos (1905) a denominação Bauru, empregada como grés de Bauru, para designar a seção cretácea do oeste de São Paulo. O nome teve aceitação e uso generalizado, atribuindo-lhe, contudo, categorias estratigráficas diferentes: grés de Bauru, arenito Bauru, série Bauru, grupo Bauru e formação Bauru. Almeida & Barbosa (1953) dividiram o então grupo Bauru em duas formações: Itaqueri (inferior) e Marília (superior). Freitas (1955) propôs a divisão em duas formações: Itaqueri (inferior) e Bauru (superior).

A unidade consiste de conglomerado, arenitos, siltitos, argilitos e calcários. Os conglomerados constituem-se de seixos arredondados de basalto, de rochas sedimentares (principalmente argilitos) e de metamórficas. Sua matriz é areno-argilosa. Os arenitos são róseos e avermelhados, médios e grãos arredondados, calcíferos. Localmente desenvolvem-se nos arenitos níveis conglomeráticos. Os argilitos e siltitos são avermelhados e os calcários, apresentando coloração branca, englobam fragmentos de arenitos e argilitos.

Em geral, os conglomerados predominam na base da unidade, enquanto que calcários, argilitos e arenitos calcíferos ocorrem na seção inferior. Arenitos conglomeráticos destacam-se na seção superior da formação.

Estratificação cruzada de pequeno e médio porte, estratificação plano-paralela e estrutura de corte e preenchimento são as principais estruturas sedimentares.

A espessura média da unidade está em torno de 227 m (Poroxéu, MT). Sua espessura máxima atingida em perfuração foi de 222 m (Pirapozinho, SP), segundo Schneider et alii (1974).

A formação Bauru assenta discordantemente sobre formações paleozóicas e o embasamento, no extremo nordeste da bacia, em Minas Gerais. No centro-leste de Mato Grosso, a unidade é recoberta discordantemente pela formação Cachoeirinha. Entretanto, suas relações de contato é assunto de controvérsias.

As características litológicas sedimentares e paleontológicas atestam ambiente continental, fluvial e lacustre para a formação Bauru (Schneider et alii, 1974).

Seu conteúdo fóssilífero consiste principalmente de espécimes dos crocodilianos, dinossauros e quelônios.

O gênero *Titanosaurus* permitiu a von Huene atribuir idade Neocretácea para a unidade.

Oxidos	Amostras											
	RS15	RS73	SC05	SC01	PR01	RS38	RS78	RS10	RS82	RS84	SC02	
SiO <sub>2</sub>	49,25	50,62	48,85	62,93	62,41	61,75	56,66	67,61	67,41	66,64	65,59	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	14,29	16,13	11,91	13,61	12,32	11,86	16,59	14,01	13,50	11,13	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	5,60	5,25	4,98	5,20	4,54	5,22	3,28	4,05	4,22	2,84	
FeO	7,05	7,39	7,29	2,59	2,47	2,42	6,08	2,38	1,74	1,98	3,30	
MnO	0,25	0,22	0,19	0,25	0,27	0,23	0,19	0,11	0,18	0,09	0,25	
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,54	2,87	1,31	1,27	0,92	1,12	0,72	0,47	0,37	0,91	
CaO	9,78	9,85	8,01	3,38	3,20	3,95	5,62	1,33	2,08	1,29	3,48	
MgO	5,00	3,27	4,21	1,74	1,60	3,31	2,94	0,80	0,94	0,83	1,64	
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,62	2,91	3,49	3,50	2,62	2,99	1,43	2,82	2,66	2,75	
K <sub>2</sub> O	1,87	2,24	1,91	5,81	5,75	5,37	5,49	3,18	4,32	4,74	5,50	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,24	0,38	0,40	0,37	0,10	0,22	0,07	0,17	0,19	0,26	
H <sub>2</sub> O	0,66	0,54	0,71	0,31	0,24	0,59	0,46	1,01	0,18	0,64	0,47	
P.F.	0,32	0,90	0,56	0,60	0,71	2,62	0,82	0,96	1,11	1,29	1,54	
Norma CIPW												
Q	0,00	4,32	3,02	15,27	13,93	16,09	5,22	44,61	29,79	30,76	21,68	
Or	10,65	13,15	11,42	34,51	34,23	32,68	33,00	18,94	25,66	29,02	33,29	
Ab	23,23	22,62	24,75	29,31	29,61	22,69	25,73	12,44	24,18	22,97	23,79	
An	28,29	21,49	26,26	0,00	4,49	6,02	2,84	6,60	10,55	6,67	2,01	
Ac	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	16,59	23,49	10,14	9,46	7,64	10,93	20,96	0,00	0,00	0,00	12,88	
Wo	0,00	0,00	0,00	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Hy	9,27	3,70	10,69	0,00	0,40	3,41	2,51	2,51	2,37	2,09	0,57	
Mt	8,39	8,32	7,60	5,41	5,13	5,96	7,57	4,77	4,98	5,55	4,06	
Hm	0,00	0,00	0,00	1,14	1,61	0,49	0,00	0,00	0,65	0,50	0,00	
Il	2,14	2,96	5,45	2,47	2,29	1,72	2,17	1,41	0,78	0,63	1,72	
Ap	0,00	0,00	0,67	0,67	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,73	1,04	1,81	0,00	

Tabela 8.1 — Exemplos de análises químicas de elementos maiores e respectivas composições normativas de basaltos, vulcânicos lato-andesíticos e riódacíticos da formação Serra Geral.

#### Localização da amostragem:

RS15 — perfil serra da Rocinha (Araranguá — Bom Jesus), altitude 790 metros, RS-SC.

RS73 — cidade de Carazinho, RS.

SC05 — localidade de Ponte Alta, SC.

SC01 — cidade de Xapencó, SC.

PR01 — cidade de Guarapuava, PR.

RS38 — localidade de Gaúcho, 20 km a sudoeste de Vacaria, RS.

RS78 — localidade de Sertão, 40 km a nordeste de Passo Fundo, RS.

RS10 — localidade de Apanhador, 35 km a nordeste de Caxias do Sul, RS.

RS82 — localidade de Sarandi, 50 km ao norte de Carazinho, RS.

RS84 — cidade de Erechim, RS.

SC02 — localidade de São Joaquim, SC.

#### Magmatismo cretáceo alcalino: Anitápolis (K<sub>λ</sub>a), Lajes (K<sub>λ</sub>l) e Piratini (K<sub>λ</sub>pi), kimberlito de Janjão (K<sub>κ</sub>)

A denominada província alcalina do Brasil meridional é representada na presente região pelos complexos alcalinos de Anitápolis, do Cretáceo Inferior, e Lajes e Piratini, ambos do Cretáceo Superior. No distrito de Lajes é assinalada a presença de um kimberlito (Janjão).

O complexo alcalino de Anitápolis em Santa Catarina, apresenta forma subcircular da ordem de 6 km<sup>2</sup>, formando uma depressão morfológica circundada por rochas granitóides pré-cambrianas. Carraro et alii (1967) reconheceram rochas alcalinas leucocráticas, alcalinas básicas, diques de rochas básicas alcalinas e carbonatitos, sugerindo que o diatrema alcalino e básico-alcalino seja periférico aos derrames da formação Serra Geral. Segundo esses autores, há predominância de ijolitos, urtitos e melteigitos, sendo mais raros os sienitos nefelínicos, obser-

vando-se fenômenos de fenitização das encaixantes graníticas. A magnetita e a apatita encontram-se sob a forma de filões ou pequenos veios nas rochas básico-alcalinas. Melcher & Coutinho (1966) assinalam que as rochas alcalinas de Anitápolis se localizam em uma grande zona de falhas em granitos, onde a intrusão produziu um sistema de fraturas radiais e concêntricas. Para esses autores, a maior parte das rochas são fenitos e sienitos e o pequeno corpo carbonatítico constitui, provavelmente, resíduo final de cristalização das rochas básicas. Hartmann et alii (1980) concluem que o complexo apresenta na periferia rochas de constituição sílica (sienitos alcalinos) e para a porção central um significativo adensamento de rochas máficas e ultramáficas. As informações disponíveis sugerem a ação de processos metassomáticos nas transformações mais marcantes havidas na maioria das rochas do complexo. O processo de formação das rochas de bordo e as demais existentes na intrusão tiveram provavelmente as suas origens básicas num magma alcalino ultramáfico. A minerali-

zação fosfatada constitui importante reserva no complexo de Anitápolis e se processou através da fluorapatita que ocorre, ou formando minério de rocha ou sob a forma de depósitos de tálus e de alteração residual. Amaral et alii (1967) fornecem uma idade preferencial de 129 Ma para esse maciço alcalino.

O complexo alcalino de Lajes constitui uma série de intrusões alcalinas irregulares formando uma região dômica com cerca de 30 km de diâmetro que afeta unidades da bacia do Paraná, em Santa Catarina. No interior desse domo podem ser observados, graças ao soerguimento e posterior erosão parcial, toda seqüência gondwânica da bacia do Paraná, dessa região. A interpretação de aspectos morfoestruturais associados ao sistema anelar de falhamentos permite concluir por um levantamento dômico pré-Botucatu e a fase de atividade vulcânica principal certamente pós-Botucatu.

Há uma grande homogeneidade na composição qualitativa das rochas alcalinas, todas pertencentes à família dos nefelinasienitos, à exceção de poucos diques de olivina-melilitos.

Entre as rochas alcalinas leucocráticas pode-se identificar fonólitos, micronefelina-sienitos, foiaítos, tinguaitos e sodalita fonólitos entre outros. Na fazenda Varela, porção centro-oeste do domo, há carbonatitos intrusivos em unidades do grupo Tubarão com formação de fenitos (Scheibe, 1979). A norte da cidade de Lajes, ocorre uma brecha, interpretada por Scheibe (1978) como um kimberlito. Trata-se de rocha alterada de coloração geral verde, de fragmentos e de cristais de granada, ilmenita, olivina, piroxênio, mica, zircão e outros (cf. Scheibe, 1980). Uma idade radiométrica preferencial de 65 Ma, é dada para esse distrito alcalino (Amaral et alii, 1967), situando-o no limite Cretáceo-Terciário.

Na área do domo de Lajes, Szubert & Vergara (1976) avaliaram uma reserva de depósitos de bauxita, resultantes de decomposição das rochas alcalinas e de diques de diabásio do Cretáceo-Jurássico. Trabalhos anteriores sobre o distrito alcalino de Lajes foram executados por Barbosa (1933), Arruda & Francisco (1966), Loczy (1968), Guazelli & Feijó (1970), entre outros.

O complexo alcalino-vulcânico de Piratini, no escudo sul-rio-grandense, foi caracterizado por Ribeiro (1971, 1978) através do estudo de cerca de uma dúzia de chaminés de tinguaito-fonólito-traquito com 300 a 500 m de diâmetro e enxames de diques de diabásio. As chaminés de fonólito-traquito são intrusivas na formação Caneleiras (Siluriano-Devoniano). Os membros mais significativos da suíte de rochas alcalinas (diques de álcali-olivina-basalto e chaminés de fonólito-traquito), ocorrem num cinturão de fraturas de tendência noroeste. Uma idade cretácea superior (cerca de 80 Ma) é admitida para essa província alcalina (Cordani et alii, 1974).

#### Domo de Araguainha

O domo de Araguainha, com cerca de 40 km de diâmetro, constitui uma estrutura circular, nas cabeceiras do rio Araguaia, região limítrofe dos estados de Goiás e Mato Grosso, arqueando unidades sedimentares paleozóicas da bacia do Paraná. O núcleo dessa estrutura é constituído por um bloco de composição granítica, provavelmente do embasamento pré-cambriano. Duas hipóteses são admitidas para explicar a origem desse domo. A primeira, sugere um mecanismo tectônico com penetração magmática de filiação alcalina (Silveira Filho & Ribeiro, 1971; Lemos et alii, 1980). A segunda hipótese, emitida primeiramente por Dietz et alii (1973), admite tratar-se de resultado do impacto de um meteorito contra a superfície da Terra — um astroblema. Essa hipótese alternativa é corroborada por estudos específicos realizados por Theilen-Willige (1981) e Crósta et alii (1981), na área do domo, os quais, entretanto, não tinham sido ainda divulgados à época da preparação do Mapa Geológico do Brasil, 1:2 500 000.

Apoiando a sua hipótese, Lemos et alii (1980) referem-se à existência no núcleo do domo de rochas de filiação álcali-sienítica, riodacitos e nordmarkitos, além de mineralizações tório-uraníferas de origem hidrotermal, hospedadas em rochas

sedimentares permianas, na porção mais externa do domo. A hipótese extraterrena, por outro lado, é apoiada pela presença de uma série de características, mundialmente aceitas como diagnóstico de origem dessa estrutura por fenômeno de impacto (*shatter cones*, metamorfismo de choque, presença de suevita, *kink bands*, estruturas planares e outras).

## TERCIÁRIO

### Formação Santa Tecla (TTst)

Esta denominação foi proposta por Carvalho (1932), tendo por área-tipo a serra de Santa Tecla, ao norte da cidade de Bajé, RS. O citado autor considerou o conjunto litoestratigráfico que aí ocorre como a "série Santa Tecla", e atribuiu-lhe idade pós-permiana, provavelmente cretácea superior.

As litologias que a compõem são principalmente conglomerados e arenitos, sendo os primeiros, em geral, corpos lenticulares, apresentando matriz altamente silicificada, com seixos que não ultrapassam 10 cm de diâmetro, os quais são predominantemente constituídos de quartzo e, secundariamente, por derivados de rochas graníticas e metamórficas. Segundo Formoso & Willig (1966), a espessura dos conglomerados, na região de Olhos d'Água, Bajé, é da ordem de 4 m.

Os arenitos possuem granulometria fina e média, sendo bem classificados, com grãos subarredondados a arredondados, porém isentos, totalmente, de estratificação interna. A cor é vermelho-tijolo, devido à presença de cimento ferruginoso, ou branca a branco-rosada, quando intensamente silicificados.

Esses arenitos silicificados, que compõem uma das feições mais conspicuas desta formação, constituem níveis superficiais ou então camadas dentro do arenito vermelho. A silicificação, entretanto, não é restrita a esta formação, atingindo também as unidades mais antigas da área. Outra característica marcante dessa formação é a relacionada às feições geomórficas com que ocorre, formando sempre mesas e tabuleiros, que se sobressaem na topografia regional, com cotas sempre acima dos 250 m, assentados sobre as rochas permianas, ou mais antigas, com relações de discordância paralela, erosional ou angular.

Nestes tabuleiros, dada à baixa permeabilidade dos arenitos silicificados do topo desta formação, é comum e frequente a existência de lagoas de pequena extensão e profundidade, distribuídas por toda a superfície desses tabuleiros.

Segundo Formoso & Willig (1966), os sedimentos da formação Santa Tecla não foram afetados por quaisquer falhamentos, nem mesmo os relacionados aos fraturamentos pós-derrames da Serra Geral e por isso aceita-se a idade dos sedimentos como sendo eoterciária.

### Formação Tupanciretã (TTt)

Esta formação foi definida por Menegotto et alii (1968) para caracterizar os sedimentos predominantemente quartzosos que repousam sobre os basaltos da formação Serra Geral. Em mapeamentos anteriores, estes sedimentos foram considerados como sendo janelas da formação Botucatu.

A formação Tupanciretã é composta por conglomerados, arenitos e intercalações de camadas de argila. Os conglomerados são constituídos por seixos e blocos de basalto, distribuídos em matriz arenosa. Os arenitos são mal classificados, com granulometria fina a média e cor vermelha ou rosa. Os sedimentos apresentam-se como capeamentos de planalto com espessura de até 80 m e sua origem é provavelmente continental fluvial.

Gamermann et alii (1973), baseados em análises dos minerais de argila provenientes desta formação, admitem que estes sedimentos estejam relacionados à sedimentação molássica andina.

Devido ao grau de litificação e à posição topográfica, além dos lineamentos semelhantes aos dos basaltos que a formação Tupanciretã apresenta, considera-se estes sedimentos como pertencentes ao Terciário Inferior.

#### **Formação Cachoeirinha (TTc)**

A formação Cachoeirinha foi proposta por Gonçalves & Schneider (1970) para substituir a designação unidade C, utilizada anteriormente nos mapeamentos da Petrobrás. A formação Cachoeirinha compreende concentrações argilo-arenosas de natureza laterítica, de coloração predominantemente avermelhada, podendo variar para tons acinzentados. A fração arenosa apresenta granulometria fina e média, grãos arredondados com película de óxido de ferro envolvente. Apresenta-se como capeamentos de planalto e atinge espessuras de até 80 m. Esta formação assenta-se sobre a formação Bauru e representa uma cobertura detritica sobre aplainamento realizado em clima semi-árido.

A formação Cachoeirinha capeia uma superfície de aplainamento de idade pliocênica, sendo, portanto, os depósitos também de idade pliocênica.

### **PLEISTOCENO**

#### **Formação Rio Claro (QPrC)**

A formação Rio Claro foi proposta por Bjornberg & Landim (1966) para representar os depósitos sedimentares encontrados na bacia do rio Piracicaba. Outros autores utilizaram esta denominação para caracterizar depósitos similares em outras áreas do planalto paulista. A formação Rio Claro é constituída por uma seqüência superior de arenitos de cor marrom-avermelhado, pouco consolidados, finos e argilosos e maciços, de origem nitidamente coluvial e uma seqüência inferior composta por arenitos pouco consolidados finos e médios, de cores variegadas, menos argilosos que os da parte superior e de gênese aluvial. Separando as duas seqüências ocorre um nível de cascalho e também argilito creme. A formação Rio Claro apresenta uma espessura variável, de no máximo 30 m e repousa sobre litologias diversas, inclusive do Pré-Cambriano.

Bjornberg & Landim (1966) chamam a atenção para o fato de que os sedimentos cenozóicos da região de Rio Claro se localizam em três níveis topográficos (1 000-900 m, 900-800 m, 800-600 m), estando o da formação Rio Claro situado no nível inferior sobre o qual se encontra a cidade de Rio Claro.

#### **Sedimentos Fluviais (QP)**

A região a oeste da lagoa dos Patos, desde o estuário do rio Guaíba até a cidade de Pelotas, e a região a leste e a oeste da lagoa Mirim são recobertas por sedimentos fluviais denominados por Delaney (1965) de formação Graxaim.

A formação Graxaim é constituída, de acordo com o seu autor, por areias, siltes, cascalhos e argilas derivados de rochas graníticas e unidos mecanicamente numa massa de sedimentos inconsolidados não classificados e apresentando, normalmente, as cores vermelho, cinza e amarelo.

Sedimentos semelhantes aos da formação Graxaim foram mapeados no Uruguai sob a denominação de Pampeano do rio de la Plata e colocados no Pleistoceno.

Bigarella & Andrade (1965) levando em conta a alternância das condições climáticas, nas áreas periféricas das bacias quaternárias, evoluindo de úmidas para semi-áridas quentes e possibilitando épocas de aporte e morfogênese, propõem a divisão da formação Graxaim em três unidades cronoestratigráficas: Graxaim I, II e III.

Jost (1975) realizando uma revisão das formações da planície costeira sul-rio-grandense considera que a formação

Graxaim tenha se iniciado a depositar no final do Mioceno, estendendo-se até o Pleistoceno.

### **PLEISTOCENO-HOLOCENO**

#### **Grupo Patos (QPHp)**

Ao longo de toda a restinga que compartimenta a lagoa dos Patos, existem sedimentos de origem diversa, englobados por Delaney (1965) dentro de uma unidade denominada grupo Patos.

Segundo este autor o grupo incluiria todas as seqüências pleistocênicas da área, isto é, os sedimentos eólicos da formação Itapoã, os sedimentos fluviais da formação Graxaim, e os sedimentos marinhos da formação Xuí.

Jost (1971) propõe que se acrescentem os sedimentos estuarinos da formação Guaíba ao grupo Patos. Entretanto, Jost (1975) faz uma revisão da coluna proposta em 1965 e sugere dividir o grupo Patos em duas formações: a Graxaim, dividida nos membros Pelotas e Gravataí, cada um indicando diferentes áreas-fonte de proveniência de sedimentos e a formação Xuí, esta dividida nos membros Taim (sedimentos de praia rasa), Itapoã (sedimentos eólicos) e Capivari (sedimentos lagunares). Para caracterizar o Holoceno, Jost (1975) reuniu todos os sedimentos sob o nome de formação Cassino.

Atualmente o grupo Patos engloba todas as formações quaternárias da região costeira sul-rio-grandense.

#### **Sedimentos fluviais, marinhos e lagunares (QPH)**

Os sedimentos fluviais correspondem aos depósitos arenosos e areno-argilosos que compõem as planícies fluviais dos rios Pirai e Itajaí, no litoral de Santa Catarina, do Camaquã e do Guaíba no leste sul-rio-grandense e do Ibicuí e seus afluentes no oeste do Rio Grande do Sul. No estuário do rio Guaíba, Delaney (1965) descreveu dois terraços que chamou de Gravatá e Pombas, respectivamente do Pleistoceno e do Holoceno.

No vale do rio Grande foram descritos por Árid & Barcha (1971) sedimentos arenosos, no qual ocorrem, intercalados, cascalhos e argilas, de espessura que chega alcançar valores de 50 metros. Estes sedimentos são semelhantes aos que ocupam grande parte da planície do rio Paraná, entre Três Lagoas e o salto das Sete Quedas.

Os sedimentos marinhos são compostos por areias quartzosas de granulação fina a média, de deposição eólica e se situam na planície costeira da região de Torres a Araranguá e também a sul de Rio Grande.

Os sedimentos lagunares são encontrados nas margens da lagoa Mirim e correspondem ao que Jost (1975) classificou como membro Capivari, da formação Xuí.

#### **HOLOCENO (QH)**

São os depósitos holocênicos representados por aluviões fluviais, depósitos marinhos, eólicos, eólico-marinhos e lacustres.

Os depósitos marinhos são constituídos de areias, com raras ocorrências de siltes e argilas, e formam praias, dunas e restingas atuais.

As aluviões fluviais são constituídas de areias, siltes e argilas que preenchem as planícies fluviais atuais.

Os depósitos eólicos são constituídos por areias eólicas de dunas e formam as planícies eólicas do extremo sul do Rio Grande do Sul.

Os depósitos lacustre-palustres são depósitos de sedimentação em lagunas ou áreas pantanosas. Quando mais antigos, os depósitos lacustres mostram já processos de limonitização. Compõem as planícies ao redor da lagoa Mirim e lagoa dos Patos, no Rio Grande do Sul.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. Contribuição à geologia dos estados de Goiás e Mato Grosso. *Notas preliminares e estudos Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 46, 15p., 1948.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia do centro-leste mato-grossense. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 150, 97p., 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e evolução da plataforma Brasileira. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 241, 36p., 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Anais do...* Salvador, SBG, 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de & BARBOSA, O. Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, estado de São Paulo. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 143, 96p., 1953.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G., ed. *The ocean basins and margins*. New York, Plenum, 1973. v.1, p. 411-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. The Upper Precambrian of South America. *B. IG., Inst. Geocienc.*, São Paulo, 7: 45-80, 1976.
- AMARAL, G. et alii. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Oxford, 30(2): 159-89, Feb. 1966.
- AMARAL, G. et alii. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Oxford, 31 (2): 117-42, Feb. 1967.
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. *Geologia de semidetalle do centro-leste de São Paulo, Brasil*. Ponta Grossa, Petrobrás, 1971. 52p.
- ARID, F.M. & BARÇA, S.F. Sedimentos neocenoicos no vale do rio Grande. *Sediment. Pedol.*, São Paulo, 2: 1-29, 1971.
- ARRUDA, N. & FRANCISCO, B.H.R. Colapso pós-vulcânico em Lajes, Santa Catarina. *Notas prelim. Est. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 134, 14p., 1966.
- BAKER, C.L. The lava field of the Paraná Basin, South America. *J. Geol.*, Chicago, 31 (1): 66-79, Jan./Feb. 1923.
- BARBOSA, O. Eruptivas de Lages, Santa Catarina. *B. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 134, 13p., 1933.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. de. A série Tubarão na bacia do rio Tietê, estado de São Paulo, Brasil. *Notas prelim. Est. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 48, 16p., 1949.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, estado de São Paulo. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 171, 40p., 1 est., 4 mapas, 1958.
- BARTORELLI, A. et alii. Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajubá, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Salvador, 1969. *Anais do...* Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. p. 243-6.
- BEURLEN, K. Estratigrafia e paleogeografia das formações gondwânicas no Sul do Brasil. *Notas prelim. Est. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 59, 10p., maio 1953.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Special paper Geol. Soc. America*, Baltimore, 84: 433-51, 1965.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. Some palaeogeographic features of the Brazilian Devonian. *B. Paran. Geocienc.*, Curitiba, 21/22: 133-51, 1967.
- BIGARELLA, J.J. et alii. Estruturas e texturas da formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *B. Univ. Fed. Paraná, Geol.*, Curitiba, 18, 114p., 2 est., jul. 1966.
- BJORNBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da formação Rio Claro, Neocenoico. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15 (4): 43-67, dez. 1966.
- BORTOLUZZI, C.A. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesq.*, Porto Alegre, 4: 7-86, out. 1974.
- BÓSIDO, N.J. & LANDIM, P.M.B. Formação Caiuá: sedimentologia e estratigrafia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Resumo das conferências e das comunicações*. Salvador, SBG, 1969. p. 54.
- BOSSI, J. *Geología del Uruguay*. Montevideo, Depto. Publ. Univ. Republ., 1966. 470p.
- BOSSI, J. & UMPIERRE, M. Magmatismo mesozoico de Uruguay y Rio Grande del Sur; sus recursos minerales asociados y potenciales. In: CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO, Buenos Aires. *Anais*. Buenos Aires, 1974.
- BOSSI, J. et alii. *Carta geológica del Uruguay. Esc. 1:1.000.000*. Montevideo, Dir. de Solos e Fertilizantes, 1975.
- CAMPOS, D. de A. Folha Parapanema — SF.22. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, 1978. p. 3-42, 78-82.
- CAMPOS, D. de A. & CAMPOS, D.R.B. Localidades fossilíferas da folha Goiás. SD-22. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. et alii. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, 1975. p. 96-8.
- CAMPOS, L.F.G. de. Seção Geológica. In: DERBY, O.A. *Relatório da Comissão Geographica e Geologica da Provincia de São Paulo*. Jorge Seckler, 1889. p. 21-34.
- CAMPOS, L.F.G. de. *Reconhecimento da zona compreendida entre Bauru e Itaipura*. São Paulo, E.F. Noroeste do Brazil, 1905. 40p., 5 est., 1 map.
- CARRARO, C.C. et alii. Mapeamento do distrito alcalino de Altos do Rio Pinheiros, município de Anitápolis, estado de Santa Catarina. *Publ. Esp. Esc. Geol., UFRGS*, Porto Alegre, 16, 1967.
- CARRARO, C.C. et alii. *Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul, escala 1:1.000.000*. Porto Alegre, Instituto de Geociências da UFRGS, 1974. 29p.
- CARVALHO, P.F. de. Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. *B. Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, 66, 72p., 1932.
- CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. Reconhecimento geológico no estado de Santa Catarina. *B. Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, 92, 30p., 1938.
- CESAR, A.R.S.F. O cráton do Rio de la Plata e o cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, out. 1980. *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v. 5, p. 2879-92.
- CLOSS, D. Miocene planktonic foraminifera from Southern Brazil. *Micropaleontol.*, New York, 13 (3): 337-344, 1967.
- CORDANI, U.G. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Asunción e Curitiba. In: SCHOBENHAUS Fº, C. *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM, 1974. p. 58-72.
- CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J. et alii. *Problems in Brazilian Gondwana geology*. Curitiba, CNPq, 1967. p. 207-31.
- CORDANI, U.G. et alii. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha Porto Alegre. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, 1974. p. 70-84.
- CORDANI, U. et alii. Strontium isotope geochemistry of the Parana basin volcanic rocks. In: INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS, 16, Grenoble, 1975.
- CORDANI, U. et alii. *Evolução do magmatismo mesozóico da bacia do Paraná*. 1980.
- CROSTA, A.P. et alii. Feições de metamorfismo de Impacto no domo de Araguinha. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 11 (3): 139-46, set. 1981.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. *Bioestratigrafia e palinologia do Paleozóico Superior da bacia do Paraná*. Ponta Grossa, Petrobrás, 1969. (Inédito.)
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. *Anais do...* Brasília, Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p. 359-412, 2 tab.
- DAEMON, R.F. et alii. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, 21-22: 99-132, 1967.
- DAITX, E.C. *Projeto Guaratubinha — Pien*. São Paulo, DNPM-CPRM. São Paulo, 1979. (Relat. Inéd.)
- DELANEY, P.J.V. Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Publ. Espec. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 6, 105p., jun. 1965.
- DELANEY, P.J.V. & GOÑI, J. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. *B. Paran. Geogr.*, Curitiba, 8/9: 3-21, fev. 1963.
- DERBY, O.A. A geologia da região diamantífera da provincia do Paraná no Brasil. *Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro, 3: 89-98, 1878.
- DIETZ, R.S. et alii. Araguinha dome (Goiás) and serra da Cangalha (Mato Grosso): probable astrolémes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Resumo das comum*. Aracaju, SBG, 1973. p. 102-103. (Boletim, 1.)
- DU TOIT, A.L. A geological comparison of South America with South Africa. Washington, Carnegie Institution of Washington, 1927. 158p. (Publication, 381.)
- DUTRA, E.B. Reconhecimento topográfico e geológico no estado de Santa Catarina. *B. Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, 21: 29-56, 1926.
- EBERT, H. O grupo Guaratubinha no norte do estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 1, p. 147-65.
- EVANS, J.W. The geology of Mato Grosso, particularly the regions drained by the upper Paraguay. *Q. J. Geol. Soc.*, London, 50 (pt. 2): 85-103, 1894.
- FERRANDO, L.A. & FERNANDEZ, A.N. Esquema tectônico cronoestratigráfico del predevoniano en Uruguay. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, set. 1971. *Anais do...* São Paulo, SBG, 1971. v. 1, p. 299-310.
- FIGUEIREDO FILHO, P.M. de. A faciologia do grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. *R. Bras. Geoci.*, São Paulo, 2 (4): 216-235, dez. 1972.
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. *Carta geológica do estado de S. Paulo (Brasil) 1:1.000.000*. São Paulo, Comissão Geographica e Geologica, 1929.
- FORMOSO, M.L.L. & CARRARO, C.C. A caolinização do anortosito de Capivarita. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 16, Porto Alegre, 1962.
- FORMOSO, M.L.L. & WILLIG, C.D. A discordância Palermo — Santa Tecla. *Notas Est. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 1 (2): 83-91, 1966.
- FRANCO, R.R. A faixa estanífera do Rio Grande do Sul. *B. Fac. Fil., Ci. Letras Univ. São Paulo, Mineral*; São Paulo, 44 (6): 5-54, 1 map., 1944.
- FREITAS, R.O. de. O conglomerado do Baú. *B. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, Geologia*, 2: 37-115, 1945.
- FREITAS, R.O. de. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da série Bauru (Estado de São Paulo). *B. Fac. Filos. Ci. Letras Univ. São Paulo*, 194 (Geol. 14), 185p., 1955.
- FREITAS, R.O. de. Grupo Bauru. *Boletim [do] Instituto Geográfico e Geológico*, São Paulo, 41: 126-47, 1964.
- FUCK, R.A. et alii. Geologia do teste paranaense In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, SBG, 1971. v. 1, p. 121-30.
- GAMERMANN, N. *Formação Rosário do Sul*. Porto Alegre, UFRGS, 1970. 84p. (Dissertação de mestrado.)
- GAMERMANN, N. Formação Rosário do Sul. *Pesq.*, Porto Alegre, 2: 5-35, dez. 1973.
- GAMERMANN, N. et alii. Geotransversal brasileira norte-sul, parcial. Projeto Internacional do Manto Superior, Rio Grande do Sul. *Pesq.*, Porto Alegre, 2: 49-60, dez. 1973.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L. *Geologia do centro-leste de Mato Grosso*. Ponta Grossa, Petrobrás, 1970. (Inédito.)
- GONÇALVES, A. et alii. Geologia da plataforma continental sul-brasileira. *B. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 22 (3): 157-74, jul./set. 1979.
- GOÑI, J.C. & DELANEY, P.J.V. Estudo estatístico dos minerais pesados da formação Botucatu, Rio Grande do Sul, Brasil e Uruguai. *B. Univ. Fed. Paraná, Geol.*, Curitiba, 6, 27p., abr. 1961.
- GOÑI, J.C. et alii. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e o Paleozóico-uruguaio e sul-riograndense. *Avuls. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 3: 1-105, 1962.
- GORDON JR., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Prelim. Est. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 38, 20p., jul. 1947.
- GUAZELLI, W. & FEIJO, F.L. Mapa geológico de semidetalle do centro-leste e sudoeste de Santa Catarina. Ponta Grossa, Petrobrás/Desul, 1970. (Relatório inédito, 396, anexo 14.)

- GUIMARÃES, D. A província magmática do Brasil meridional. *B. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 64, 70p., 1933.
- HALPERN, M. et alii. Variations in strontium isotopic composition of Parana Basin volcanic rocks of Brazil. *R. bras. Geoci.*, 4 (4): 223-7, 1974.
- HARTMANN, L.A. *Estudos petrográficos I e II da área do Arroio Mudador*. s.l., Docegeo, 1978. (Inédito.)
- HARTMANN, L.A. et alii. *Complexo granulítico de Santa Catarina; descrição e implicações genéticas*. Porto Alegre, 1978. 10p. (Inédito.)
- HARTMANN, L.A. et alii. Complexo granulítico de Santa Catarina — descrição e implicações genéticas. *Ar. Geol. Leopoldensia*, São Leopoldo, 3 (6): 93-112, 1979. (Estudos tecnológicos, 10.)
- HARTMANN, J.R. et alii. Jazida de fosfato de Anitápolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Roteiro das Excursões*. Florianópolis, SBG, 1980. p.18-24.
- HASUI, Y. et alii. The Ribeira folded Belt. *Revista brasileira de Geociências*, São Paulo, 5 (4): 257-66, dez. 1975.
- HUSSAK, E. Notas preliminares sobre os augito-porfíritos de Paranapanema. *B. Com. Geogr. Geol. Prov. São Paulo*, São Paulo, 20: 35-39, 1889.
- ISSLER, R.S. et alii. Coronito da área de Mata Grande, município de São Sepé, estado do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais do...* Curitiba, SBG, 1967. p. 182-97.
- ISSLER, R.S. et alii. Geocronologia do gabro de Mata Grande, município de São Sepé, estado do Rio Grande do Sul. *R. brasileira de Geociências*, São Paulo, 3 (2): 124-27, jun. 1973.
- JACKSON, V.L. et alii. *Projeto Aerogeofísico Camaquã, estado do Rio Grande do Sul*; relatório final. Porto Alegre, Convênio DNPM/CPRM/CNEN, 1973. 221p.
- JUST, H. Complexos básicos e ultrabásicos do alto rio Vacacai, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas e estudos da Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 1 (2): 55-61, 1966.
- JOST, H. Esboço geológico da folha "Cabeceiras do Rio Vacacai", São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. *B. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 16: 1-47, 1970a.
- JOST, H. Pré-metamorphic sequence of Vacacai formation, Porongos group, Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e estudos da Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 2 (1): 5-14, 1970b.
- JOST, H. O quaternário da região norte da planície Costeira do Rio Grande do Sul. I. A região norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, SBG, 1971. v. 1, p. 53-62.
- JOST, H. Cenozoic stratigraphy on the Rio Grande do Sul Coastal province, SE Brazil. *B. paran. Geocienc.*, Curitiba, 33: 54-5, 1975. (International Symposium on Quaternary, 1975.)
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijuca no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leopoldensia*, São Leopoldo, 4 (7): 27-59, 1980. (Estudos tecnológicos, 11.)
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. Rodingitos do Rio Grande do Sul, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, Urisingos, 3 (6): 77-91, 1979
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas Est. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 1 (1): 13-26, 1966.
- KAUL, P.F.T. O cráton de Luiz Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, out. 1980. *Anais do...* Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 5, p. 2677-83.
- LABONNE, M.B. *Estudos petrográficos*. [s.l.], Rio Doce Geologia e Mineração, 1977. (Arquivo Docegeo PE 14.)
- LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. Sobre a gênese da formação Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, SBG, 1971. v. 2, p. 277-80.
- LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 44 (Supl): 187-96, dez. 1972.
- LANGE, F.W. Estratigrafia e idade geológica da série Tubarão. *Arq. Mus. Paran., Nova Ser., Geol.*, Curitiba, 2, 22p., jun. 1954a.
- LANGE, F.W. Paleontologia do Paraná. In: LANGE, F.W., ed. *Paleontologia do Paraná*; volume comemorativo do 1º centenário do Paraná. Curitiba, Comissão de Comemoração do Centenário do Paraná, 1954b. p. 1-105.
- LANGE, F.W. Subdivisão bio-estratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da bacia do Baixo Amazonas. In: SIMPOSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Belém, 1966. *Atas*. Rio de Janeiro, CNPq, 1967. p. 215-326.
- LANGE, F.W. & PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. *Geocienc.*, Curitiba, 21/22: 5-55, 1967.
- LEINZ, V. Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio no estado do Rio Grande do Sul. *B. Div. Fom. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, 70: 13-46, 1945.
- LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *B. Fac. Filos. Cienc. Letr., Univ. de São Paulo*, São Paulo, Geologia 5, 61p., 1949.
- LEINZ, V. et alii. Mapa geológico Caçapava-Lavras. *Bol. Dir. Prod. Min. — Sec. Agric. Ind. Com.*, Porto Alegre, 90: 1-39, 1941.
- LEMOS, J.C. et alii. *Projeto Domo de Araguinha*. Relatório integrado de pesquisa para fosfatos associados a urânio. Goiânia, Nuclebrás, 1980. 29p., il.
- LISBOA, M.A.R. *Ceste de São Paulo, sul de Mato Grosso, geologia, indústria mineral, clima vegetação, solo agrícola, indústria pastoril*. Rio de Janeiro, typ. Jornal do Commercio, 1909. 172p.
- LOCZY, L. de. Stratigraphic and paleogeographic problems of the Gondwanic Parana basin, South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 22, India, 1964. *Report. Part. IX-Gondwana*. New Delhi, 1964. p. 87-110.
- LOCZY, L. de. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 40 (supl.): 187-193, 1968.
- LUDWIG, G. & RAMOS, A.N. *Estudo faciológico das formações Iapó, Furnas e Ponta Grossa do Paleozóico inferior da bacia do Paraná, Brasil*. Ponta Grossa. Petrobrás, 1965.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecnol.*, Curitiba, 11: 63, 1947.
- MACEDO, P.M. et alii. Ocorrência de "pillow lavas" no arroio Mudador, município de Caçapava do Sul — RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 2, p. 1269-78.
- MAC GREGOR, J.H. *Mesosaurus brasiliensis* nov. sp. do Permiano do Brasil. In: WHITE, I.C. *Relatório final*. Rio de Janeiro, Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 1908. p. 301-36.
- MELCHER, G.C. & COUTINHO, J.M.V. Rochas alcalinas e carbonatitos de Anitápolis, estado de Santa Catarina. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15 (1), 1966.
- MELCHER, G.C. & MAU, H. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, RS. *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 32 (1): 43-50, mar. 1960.
- MELFI, S.J. Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, London, 31 (6): 1079-89, 1967.
- MENDES, J.C. A formação Corumbatai na região do rio Corumbatai. *B. Fac. Fil. Ci. Letras Univ. São Paulo*, 145 (Geol. 8), 119p., 4 est., 1952.
- MENDES, J.C. The Passa Dois Group. In: BIGARELLA, J.J. et alii, ed. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, CNPq, 1967. p. 117-66, est. 41-62.
- MENEGOTTO, E. et alii. Nova seqüência sedimentar sobre a Serra Geral no Rio Grande do Sul. *Publ. Esp. Inst. Solos. Cult. — Seção Geol. UFSM*, Santa Maria, 1, 19p., 1968.
- MINIOLI, B. Aspectos geológicos da região itorânea Piçarras-Barra Velha, SC. São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 1972. (Tese doutorado.)
- MINIOLI, B. & KAWASHITA, K. Contribuição à estratigrafia eo-paleozóica do escudo Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 1, p. 193-8.
- MÓNACO, O.A. et alii. Folha Asunción (SG-21), folha Curitiba (SG-22). In: SCHOBENHAUS F.º, C. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, 1974. p. 1-57, 68-81, 2 mapas.
- MORAES REGO, L.F. de. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *B. Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, 46, 110p., 1930.
- MORAES REGO, L.F. de. Camadas cretáceas do sul do Brasil. *Annu. Esc. Polytech. de São Paulo*, ser. 2, 4: 231-74, 1935.
- NARDI, L.V. & HARTMANN, L.A. O complexo granulítico Santa Maria Chico, RS. *Acta Geológica Leopoldensia-Unisingos*, 3 (6): 45-75, 1979.
- NORTHFLEET, A.A. et alii. Reavaliação dos dados geológicos da bacia do Paraná. *B. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12 (3): 291-346, jul./set. 1969.
- OJEDA Y OJEDA, H.A. Bacia de Pelotas: Geologia e perspectivas petrolíferas. In: CURSO DE ATUALIZAÇÃO em Geologia de Petróleo. CAGEP, 1. Rio de Janeiro, 1973. *Anais do...* Rio de Janeiro, Petrobrás, 1973. v. 2, p. 21-34.
- OLIVEIRA, E.P. de. *Conferências realizadas sob os auspícios da Associação Brasileira de Educação*. Rio de Janeiro, Papelaria Mendes, 1930. 99p.
- OPPENHEIM, V. Rochas gondwânicas e geologia do petróleo do Brasil meridional. *B. Serv. Fomento Prod. Mineral.*, Rio de Janeiro, 5, 129p., 1934.
- OLIVEIRA, E.P. de. O terreno devoniano do sul do Brasil. *Ann. Esc. Minas Ouro Preto*, 14: 31-41, 1912.
- OLIVEIRA, E.P. de. Geologia do estado do Paraná. *B. Minist. Agric. Indústria Comércio*, Rio de Janeiro, 5 (1): 67-143, jan./mar. 1916.
- OLIVEIRA, E.P. de. Contribuição a geologia do Paraná; terreno permiano. *Anaes Escola de Minas, Ouro Preto*, 15: 41-103, 1917.
- OLIVEIRA, E.P. de. Arenitos bituminosos do estado de S. Paulo. *B. Serv. Geol. Mineral. Brasil*, Rio de Janeiro, 7: 101-110, 1 mapa, 1920.
- ORLANDI FILHO, V. & SILVA, L.C. Mapa de fácies metamórficas do estado de Santa Catarina, escala: 1:1.000.000. *Acta Geol. Leopoldensia*, São Leopoldo, 3 (6): 125-33, 1979. (Estudos tecnológicos, 10.)
- PETRI, S. & FULFARO, V.J. Sobre a geologia da área balizada pelas cidades de Barra do Garças e Guiratinga, Mato Grosso e Jataí e Amorinópolis, Goiás. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15 (3): 59-80, out. 1966.
- PICADA, R.S. *Geologia da folha do Piquiri*. Porto Alegre, DNPM-Congeo, 1966a. 52p., mapas.
- PICADA, R.S. Sobre a ocorrência de rochas lamboaníticas no complexo de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos*, RS, 1: 9-14, 1966b.
- PICADA, R.S. Ensaio sobre a tectônica do escudo sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais do...* São Paulo, SBG, 1971. p. 167-91.
- PUTZER, H. Geologia da folha de Tubarão, estado de Santa Catarina. *B. Div. Fomento Prod. Mineral.*, Rio de Janeiro, 96, 94p., 1955.
- RIBEIRO, M. Geologia da folha de Bom Jardim, RGS. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 247, 1970.
- RIBEIRO M. Uma província alcalina no Rio Grande do Sul. *Iheringia, Sér. Geol.*, Porto Alegre, 4: 59-71, 1971.
- RIBEIRO, M. Mapa geológico da quadricula de Piratini; sub-projeto Piratini. Esc. 1:50.000. *Publ. avulsas Fund. Zoolot. RS*, Porto Alegre, 2, 1977.
- RIBEIRO, M. Structural setting of some alkaline pipes in the Rio Grande do Sul Shield. In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DE CARBONATITOS, 1, Poços de Caldas, 1976. *Anais do...* Brasília, DNPM, 1978. p. 171-175.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. Associações petrotectônicas do escudo Sul-Riograndense: I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia. Sér. Geol.*, Porto Alegre, 5: 19-54, fev. 1978.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. Síntese da geologia do escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do...* Recife, SBG, 1978. v. 6, p. 2451-63.
- RIBEIRO, M. et alii. Geologia da quadricula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *B. Div. Fom. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, 127, 232p., 1966.
- ROBERTSON, J.F. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras Region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e estudos*, Porto Alegre, 1 (2): 41-54, dez. 1966.
- ROCHA, J.F. & SCORZA, E.P. Estratigrafia do carvão de Santa Catarina. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 104, 162p., 1940.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. & FARJALLAT, J.E.S. Sobre a extensão da formação Botucatu na região meridional de Mato Grosso. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 15 (4): 93-105, 1966.
- ROISENBERG, A. *Argilo-minerais em rochas basálticas frescas — mineralogia dos estádios primários de alteração de rochas basálticas*. Porto Alegre, UFRGS, 1974. 276p. (Dissertação de mestrado.)
- ROISENBERG, A. O vulcanismo ácido mesozóico da bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Resumos das comunicações*. Recife, SBG, 1978. p.89.
- ROISENBERG, A. *Mapas geológicos do planalto meridional no R. G. do Sul, esc. 1:250.000*. Porto Alegre, 1980.
- ROISENBERG, A. et alii. Volcanism of the Parana Basin (South America): petrogenesis, geochemistry and tectonic evolution. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 26, Paris, 1980. *Abstracts*. Paris, 1980.
- RUEFLI, W.H. *A bacia do Paraná um caso especial na exploração petrolífera*. Ponta Grossa, Petrobrás, 1965.
- RUEGG, N.R. A composição química das rochas basálticas da bacia do Paraná (América do Sul) e de outras províncias basálticas gondwânicas equivalentes. *Mem. e Notas*, Lisboa, 70: 26-85, 1970.
- RUEGG, N.R. *Modelos de variação química na província basáltica do Brasil meridional. Características de teor, distribuição geográfica e diferenciação*. São Paulo, Inst. Geoci. USP, 1975. 2 v. (Tese de livre-docência.)
- RUEGG, N.R. Características de distribuição e teor de elementos principais em rochas basálticas da bacia do Paraná. *B. Inst. Geoci. USP*, São Paulo, 7: 81-106, 1976a.
- RUEGG, N.R. Características de distribuição e teor de elementos traços dosados em rochas basálticas da bacia do Paraná. *Naturalia*, São José dos Campos, 2: 23-45, 1976b.
- SALAMUNI, R. et alii. Considerações sobre a estratigrafia e tectônica da série Itajai. *B. Paran. Geogr.*, Curitiba, 4/5: 188-201, nov. 1961.
- SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogescyncline, South Brasil. *Bull. AAPG*, Tulsa, 44 (8): 1316-70, 1960.
- SANTOS, E.L. et alii. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano no Pré-Cambriano Superior do escudo sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do...* Recife, SBG, 1978. v. 2, p. 670-84.
- SARTORI, P.L. & RUEGG, N.R. O complexo granítico de São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do Sudeste. *B. IG. Inst. Geocien.*, São Paulo, 10: 69-78, 1979.
- SARTORI, P.L. et alii. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da bacia do Paraná na região de Santa Maria, RS. *R. Bras. Geoci.*, São Paulo, 5: 141-59, 1975.
- SCHNEIBE, L.F. O kimberlito "Janjão", Lages, Santa Catarina, Brasil — Nota Preliminar. In: PAINEL DE PESQUISAS DA UFSC, 1, Florianópolis, 1978.
- SCHNEIBE, L.F. *Estudo petrológico e geoquímico dos carbonatitos da Fazenda Varela, Lages, Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre, Instituto de Geociências da UFRGS, 1979. 120p. (Tese mestrado.)
- SCHNEIBE, L.F. Distrito alcalino de Lages — SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Roteiro de excursões*. Florianópolis, SBG, 1980. p. 25-31.
- SCHNEIDER, A.W. Contribuição à petrologia dos derrames basálticos da bacia do Paraná. *Publ. av. Esc. Eng. Univ. Fed. Rio Grande do Sul*, 1, 76p., 1964.
- SCHNEIDER, R.L. et alii. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais do...* Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et alii. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Goiânia SE.22*. Brasília, DNPM, 1975a. 87p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et alii. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Goiás SD.22*. Brasília, DNPM, 1975b. 114p.
- SCHULZ JUNIOR, A. et alii. *Geologia da quadricula de Rio do Sul, Santa Catarina*. Porto Alegre, DNPM, 1969. 109p. (Inédito.)
- SCHULZ JUNIOR, A. et alii. *Geologia da quadricula de Florianópolis, SC*. Porto Alegre, DNPM-CPRM, 1970. (Inédito.)
- SCORZA, E.P. Considerações sobre o arenito Caiúa. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 139, 62p., 1952.
- SILVA, L.C. et alii. Relação entre metamorfismo e deformação no grupo Brusque — SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p. 1336-1349.
- SILVEIRA FILHO, N.C. da & RIBEIRO, C.L. Informações geológicas preliminares sobre a estrutura vulcânica de Araguinha — MT. Goiânia, DNPM, [1971], 6p.
- SOARES, P.C. O limite glacial-pós-glacial do grupo Tubarão no estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 44: (Supl.): 333-41, dez. 1972.
- SOARES, P.C. O mesozóico gondwânico do estado de São Paulo. Rio Claro, Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Rio Claro, 1973. 152p. (Tese doutorado.)
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. *Aspectos regionais da estratigrafia da bacia do Paraná no seu flanco Nordeste*. Rio Claro, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Dep. Geol. Mineral, 1974. n. p.
- SOARES, P.C. et alii. Geologia do Nordeste do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais do...* Aracaju, SBG, 1973. v. 1, p. 209-229.
- SZUBERT, E.C. Uma associação ofiolítica completa. Patma, São Gabriel, RS. Geologia e questões estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 467-76.
- SZUBERT, E.C. & VERGARA, V.D. Reservas e possibilidades de aproveitamento industrial das bauxitas de Lages-Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Anais do...* Belo Horizonte, SBG, 1976. v. 3, p. 53-8.
- TEIXEIRA, C.A.S. *Relatório de estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP*. Porto Alegre, DNPM, 1969. (Inédito.)
- TEIXEIRA, W. *Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas SG.21-Aスンシón, SG.22-Curitiba e SG.23-Iguapé*; Relatório interno. Florianópolis, Projeto RadamBrasil, maio/1979. 12p. (Inédito.)
- TESSARI, R.I. *Evolução geotectônica do escudo sul-riograndense*. Porto Alegre, 1965. (Conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da SBG.)
- TESSARI, R.I. & GIFFONI, L.E. Geologia da região Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, Rio Grande do Sul. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, 246, 122p., 1970.
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. *Formação Caneleiras*. Porto Alegre, 1963. (Conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da SBG.)
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. Geologia da quadricula de Encruzilhada do Sul, Brasil. *B. Div. Form. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, 124, 147p., 1966.
- THEILEN-WILLIGE, B. The Araguinha impact structure Central Brazil. *Revista brasileira de Geociências*, São Paulo, 11 (2): 91-7, jun. 1981.
- TOMMASI, E. & RONCARATI, H. *Geologia de semi-detalle do Nordeste de Santa Catarina e Sudeste do Paraná*. [s.l.], Petrobrás-Desul, 1970. 41p. (Relatório interno, 425.)
- TRAININI, D.R. et alii. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu*; relatório final. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 1978. 5 v.
- TREIN, E. & FUCK, R.A. O grupo Castro. *B. Paran. Geocien.*, Curitiba, 23/25: 257-305, 1967.
- UMPIERRE, M. Geocronologia. In: BOSSI, J. *Geologia del Uruguay*. Montevideo, Universidad de la República, 1966. p. 187-8.
- VILLWOCK, J.A. & LOSS, E.L. Um novo tipo de complexo básico-ultrabásico na faixa serpentínica do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Esc. Geol. do Rio Grande do Sul. UFRGS*, Porto Alegre, 2 (1): 15-22, 1970.
- WASHBURNE, C.W. Petroleum geology of the State of São Paulo — Brasil. *B. Commiss. Geogr. Geol. Est. São Paulo*, São Paulo, 22, XIII + 282p., 53 est., 3 mapas, 1930.
- WERNICK, E. Arqueano no Brasil: tentativa de uma síntese. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 51 (2): 287-310, jun. 1979.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do Sul do Brasil. *R. bras. Geocien.*, São Paulo, 8 (2): 113-33, jun. 1978.
- WHITE, I.C. Geology of South Brazil. *Science, N.S.*, 24: 377-9, Sep. 1906.
- WHITE, I.C. *Relatório final*. Rio de Janeiro, Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 1908. XXVIII + 617p., il.
- WILLIG, C.D. et alii. Folha Porto Alegre (SH-22). Folha Lagoa Mirim (SI-22). In: SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, 1974. p. 1-69, 85-98, 2 mapas.

