2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

A área do Projeto Curimatá-Corrente está localizada na borda noroeste do Cráton do São Francisco, uma entidade geotectônica estabilizada no Ciclo Brasiliano (Almeida, 1977). Engloba a extensão norte da Faixa de Dobramentos Rio Preto (Costa *et al.*, 1974) e do Grupo Santo Onofre (Aulacógeno Espinhaço, de Costa & Inda, 1982), além de terrenos gnáissico-migmatíticos atribuídos ao embasamento arqueano e granitóides transamazônicos. A área abrange, ainda, sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Parnaíba e sedimentos mesozóicos da Bacia do Urucuia, além de extensas formações superficiais cenozóicas (figura 2.1).

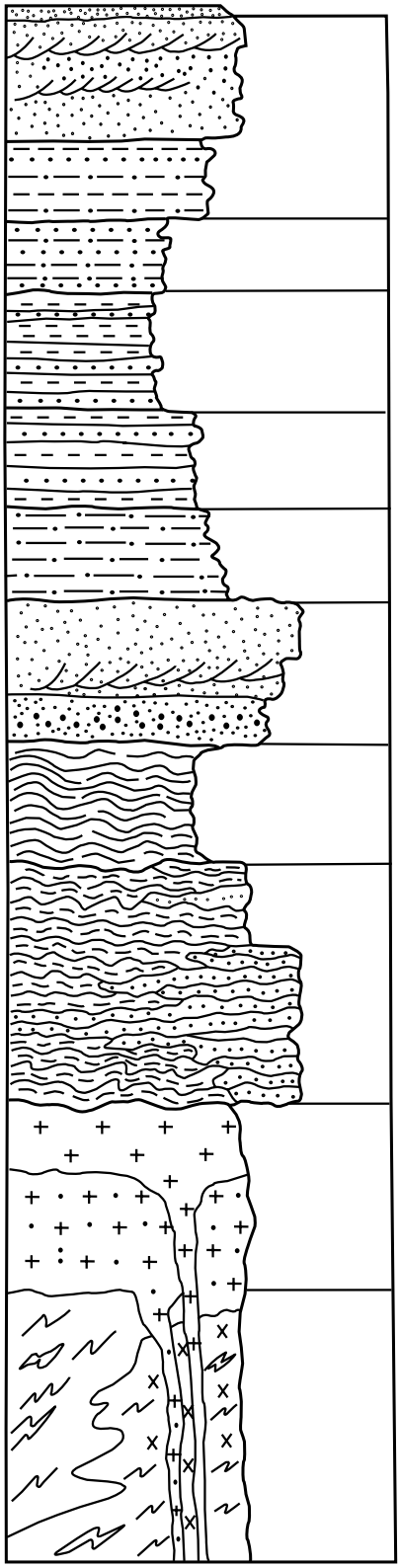
A região noroeste do estado da Bahia e sudeste do Piauí ressente-se da falta de levantamentos geológicos multidisciplinares, sistemáticos e atualizados. Dentre os trabalhos pioneiros, geralmente de cunho muito abrangente, destacam-se os de Barbosa & Batista (1971), Winge (1972), Costa *et al.* (1976), Santos *et al.* (1977), Sá *et al.* (1978), Neves *et al.* (1980), Gomes & Mota (1980), Montes *et al.* (1986) e Rocha *et al.* (1989). Trabalhos mais específicos, envolvendo discussões sobre a estratigrafia, estrutura e metalogenia da região, foram efetuados por Barbosa (1982), com ênfase no estudo das mineralizações de manganês no oeste da Bahia, e por Silva (1987), este mais voltado para a análise litoestrutural da Faixa de Dobramentos Rio Preto. Este último autor estabeleceu que o limite do Cráton do São Francisco estaria na região de São Desidério, cerca de 170km a sul daquele estabelecido originalmente por Almeida (1977).

Mais recentemente, foi realizado através do PLGB, o mapa geológico-metalogenético no nível da escala 1:250.000, das folhas Santa Rita de Cássia e Formosa do Rio Preto, situadas imediatamente a sul da área do projeto (Andrade Filho *et al.*, 1994). Este trabalho sintetiza e adiciona novos conhecimentos geológicos à região, os quais, integrados àqueles obtidos no presente trabalho, permitirão avançar no entendimento da evolução geológica da região.

2.2 Estratigrafia

2.2.1 Comentários Gerais

A coluna litoestratigráfica proposta (figura 2.2) para a área em foco, está embasada não só nas informações obtidas no campo e nas análises pe-



CENOZÓICO
FORMAÇÕES SUPERFICIAIS
Aluvião, tálus, duna e coberturas areno-argilosas

MESOZÓICO
FORMAÇÃO URUCUIA
Arenitos finos a médios, contendo níveis conglomeráticos, localmente silicificados; apresentando estratificação cruzada de grande porte.

FORMAÇÃO AREADO
Arenitos de grãos finos a médios com matriz argilosa e localmente laminados.

PALEOZÓICO
BACIA DO PARNAÍBA
FORMAÇÃO MOTUCA
Arenitos avermelhados, intercalados com folhelhos.

FORMAÇÃO CABEÇAS
Arenitos de grãos finos a médios com matriz argilosa e localmente laminados.

FORMAÇÃO PIMENTEIRAS
Arenitos finos com intercalações de siltitos e folhelhos.

GRUPO SERRA GRANDE
Conjunto de rochas sedimentares, composto essencialmente por arenitos, portando níveis de conglomerados e finas intercalações de siltitos.

NEOPROTEROZÓICO
GRUPO BAMBUÍ
Seqüência terrígena, constituída de metarenitos finos, intercalações com metassiltitos.

MESOPROTEROZÓICO

GRUPO RIO PRETO
Seqüência composta por xistos e filitos grafitosos sericíticos e granadíferos, com lentes de quartzitos e metarenitos subordinados.

GRUPO SANTO ONOFRE
Conjunto composto essencialmente por quartzitos e quartzitos micáceos, intercalados com filitos sericíticos e granadíferos.

PALEOPROTEROZÓICO
GRANITÓIDES
Rocha plutônica, foliada, de composição dominantemento granodiorítica (GRANITÓIDES TIPO SA. DA PINTADA) e associação de rochas plutônicas, foliadas, de composição granítica e tonalítica (GRANITÓIDES TIPO MANSIDÃO).

ARQUEANO-PALEOPROTEROZÓICO
COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO
Conjunto de gnaisses bandados, milonitizados, com freqüentes intercalações de metabásicas e subordinadamente lentes de quartzitos e gnaisses granadíferos. Apresentam também uma associação de ortognaisses cisalhados, por vezes milonitizados, ortognaisses porfiroclásticos, ocasionalmente miloníticos e migmatíticos bandados.

Figura 2.2 – Coluna litoestratigráfica da área do projeto.

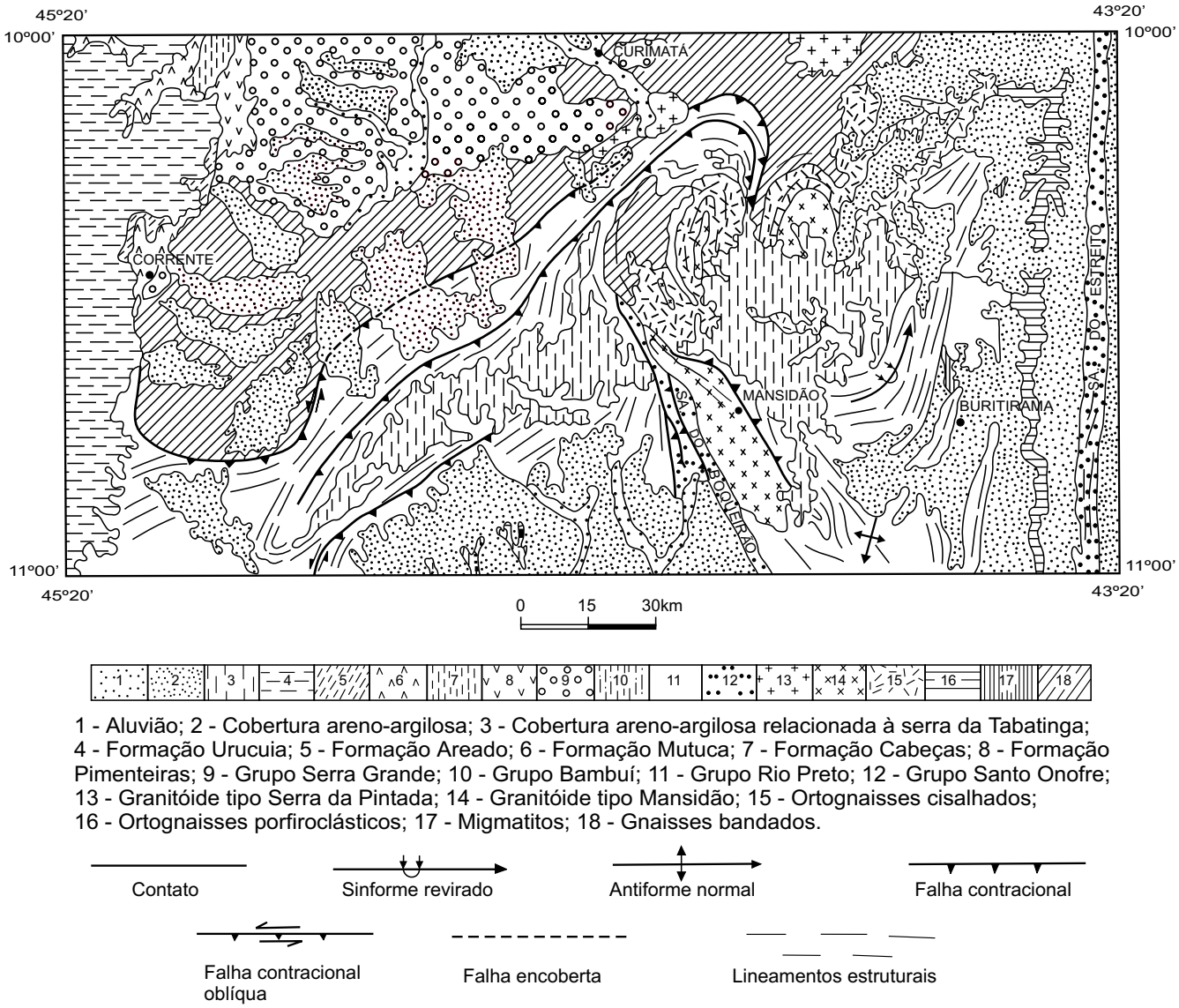


Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado da área do projeto.

evolução sedimentológica aconteceu durante o Mesoproterozóico. O Grupo Rio Preto, que constitui principalmente a serra da Tabatinga, apresenta uma seqüência de xistos e filitos grafitosos, com lentes de quartzitos. Já o Grupo Santo Onofre, representado pelas serras do Boqueirão e Estreito, mostra-se composto essencialmente por quartzitos, com filitos subordinados. Prosseguindo na coluna litoestratigráfica, visualiza-se o Grupo Bambuí, que apresenta uma seqüência de metarenitos finos, intercalados com metassiltitos, os quais datam do Neoproterozóico. A Bacia do Parnaíba, que representa a sedimentação paleozóica na área, está posicionada discordantemente sobre as seqüências litológicas descritas acima. A parte basal dessa bacia, que é constituída pelo Grupo Serra Grande, do Siluriano, apresenta três níveis de arenitos com intercalações de siltitos e folhelhos, além de expressivos níveis de conglomerados. Em seguida aparecem os sedimentos devonianos da Formação Pimenteiras, caracterizados por arenitos finos, com intercalações de siltitos e folhelhos. A Formação Cabeças, que está logo acima, inclui arenitos finos a médios, com matriz argilosa e localmente laminados. A parte superior da Bacia do Parnaíba está assinalada pela Formação Motuca, que reúne sedimentos permianos, os quais são identificados por arenitos avermelhados, com grãos finos a médios, e por vezes argilosos. So-

brejacente à Formação Motuca, são encontrados os sedimentos cretáceos da Formação Areado, que é constituída de arenitos finos, laminados, e siltitos avermelhados. A sedimentação mesozóica culmina com a deposição da Formação Urucuia, a qual reúne um nível inferior, constituído por arenitos finos, por vezes argilosos, com estratificação cruzada de grande porte, e um nível superior, composto por arenitos finos a médios, contendo níveis conglomeráticos e localmente silicificados. As formações superficiais do Terciário/Quaternário estão representadas pelas coberturas areno-argilosas, relacionadas tanto à superfície de desnudação da serra da Tabatinga, como às depressões dos rios São Francisco e do alto Parnaíba. Aluviões, tálus e dunas, que compreendem as formações superficiais do Quaternário, completam a coluna litoestratigráfica da área cartografada.

2.2.2 Complexo Gnáissico-Migmatítico (Unidades 20 a 23)

Coube a Winge (1972) realizar os primeiros estudos sobre esses terrenos de médio grau metamórfico, aos quais atribuiu a denominação de Complexo Antigo, para englobar as rochas cristalinas compreendidas entre as serras do Boqueirão e Estreito.

Este complexo, conforme já citado anteriormente, reúne rochas arqueanas/paleoproterozóicas, com idades acima de 2.046Ma. Engloba uma associação de gnaisses bandados, inter-relacionados com rochas metabásicas e metaultrabásicas, e áreas com predominância de migmatitos, ortognaisses cisalhados, e ortognaisses porfiroclásticos. São rochas eminentemente ortoderivadas, contendo localmente restos de seqüências paraderivadas, estas, associadas principalmente aos gnaisses bandados que ocorrem na região de Cristalândia do Piauí. As interpretações estratigráficas e estruturais entre as unidades litológicas que compõem este complexo foram dificultadas, sobretudo, pela presença de extensivas formações superficiais, conforme mostra a figura 2.3. O elevado grau de deformação apresentado por essas rochas, que ocasionou contatos paralelizados e freqüentes zonas de cisalhamento, aumentou ainda mais a complexidade de entendimento sobre as relações estratigráficas entre as mesmas, dificultado, ainda, pela carência de datações geocronológicas em seu contexto.

Quanto à assinatura geofísica, o mapa da intensidade de campo total indica a presença de rochas com pouca magnetização, compatível com a predominância de gnaisses e ortognaisses. Localmente ocorrem dipólos, magnéticos, que são diagnósticos de corpos básicos/ultrabásicos.

2.2.2.1 Gnaisses Bandados (Unidade 23)

Esses litótipos, que se projetam numa faixa SW-NE, aflorando desde as imediações de Cristalândia do Piauí até a região de Curimatá (figura 2.4) foram incluídos inicialmente no Grupo Salgueiro-Cachoeirinha pelo Projeto RADAMBRASIL (1982), e posteriormente englobados no Complexo Cristalândia, por Arcanjo & Braz Filho (1994). Reúne um conjunto de gnaisses bandados, fortemente cisalhados, contendo partes quartzo-feldspáticas, intercaladas com outras mais máficas, de conteúdo elevado em hornblenda, e outras enriquecidas em moscovita e/ou biotita. A seção-tipo dessa unidade litológica está situada na BR-135, imediações de Cristalândia do Piauí, onde observa-se o contato tectônico entre essas rochas e as do Grupo Rio Preto. Em função do elevado grau de intemperismo apresentado por esses gnaisses, os melhores afloramentos estão localizados nos cortes das estradas, e raramente na forma de lajedo. O relevo no geral é arrasado, com suaves ondulações, o que reflete uma certa homogeneidade dos constituintes litológicos que compõem essa unidade. Nas fotografias aéreas mostram baixa densidade de elementos texturais e estruturais, como também, esporadicamente, são observadas lineações em série. Em função da expressiva quantidade de coberturas areno-argilosas implantadas sobre essas rochas, grande parte das feições estruturais estão encobertas, o que dificulta a análise macroestrutural realizada através dos produtos de sensores remotos.

Os tipos litológicos contidos nessa unidade apresentam constantes variações composicionais, conforme mostra a tabela 2.1. Os tipos mais freqüentes compreendem: plagioclásio-quartzo gnaisses, moscovita-quartzo gnaisses, biotita-moscovita gnaisses e biotita-quartzo-microclina gnaisses, além de intercalações de metaultrabásicas, metabásicas e esporádicos níveis de *metacherts* ferríferos e gnaisses calcissilicáticos. Os gnaisses em geral são cinza-claro, com granulação fina a muito fina, e quase sempre encontram-se milonitizados. São constituídos essencialmente por

quartzo, plagioclásio, moscovita, biotita e microclina, além de epidoto, opacos, granada e titanita, que constituem acessórios. Ressalta-se ainda a presença dos minerais-traço como allanita, apatita, clorita e zircão, que aparecem em algumas fácies. As amostras PB-4A, PB-4B, PB-12, PB-12A, HL-2, HL-3, HL-15, e PB-70 da tabela 2.1 são representantes desses gnaisses.

Nas imediações de Cristalândia do Piauí, essas rochas apresentam, com freqüência, finas alternâncias de níveis félsicos, quartzo-feldspáticos, com outros máficos, ricos em biotita e hornblenda, e ainda faixas biotíticas de espessuras centimétricas. As associações mineralógicas preservadas em algumas lâminas delgadas dessas rochas, compostas por quartzo-pertita-biotita-granada-plagioclásio, andesina-biotiota-epidoto e granada-biotita, indicam a fácies metamórfica anfibolito baixo a médio, para essa seqüência de gnaisses, que foi posteriormente retrometamorfizada à fácies xisto-verde, durante os processos de milonitização. Assim sendo, novas associações mineralógicas foram formadas, sobretudo relacionadas aos corredores de transposição, tais como: quartzo-albita-moscovita-epidoto, quartzo-microclina-albita-moscovita-epidoto e moscovita-epidoto-albita-microclina. Em algumas rochas, a associação granada-biotita, que é da fácies anfibolito, está retrometamorfizada à fácies xisto-verde, diagnosticada pela alteração da biotita em moscovita, titanita e opaco.

A presença de minerais aluminosos, como granada, moscovita e biotita, em níveis de gnaisses, bem como a persistência das bandas composicionais, com espessuras variadas, sugerem, em princípio, uma origem paraderivada para esses litótipos. No entanto, o conteúdo de allanita em algumas fácies pode ser indicativo de origem ígnea, plutônica para algumas dessas bandas gnáissicas. Assim, geneticamente, essa seqüência de gnaisses pode ser admitida como um conjunto litológico composto de ro-

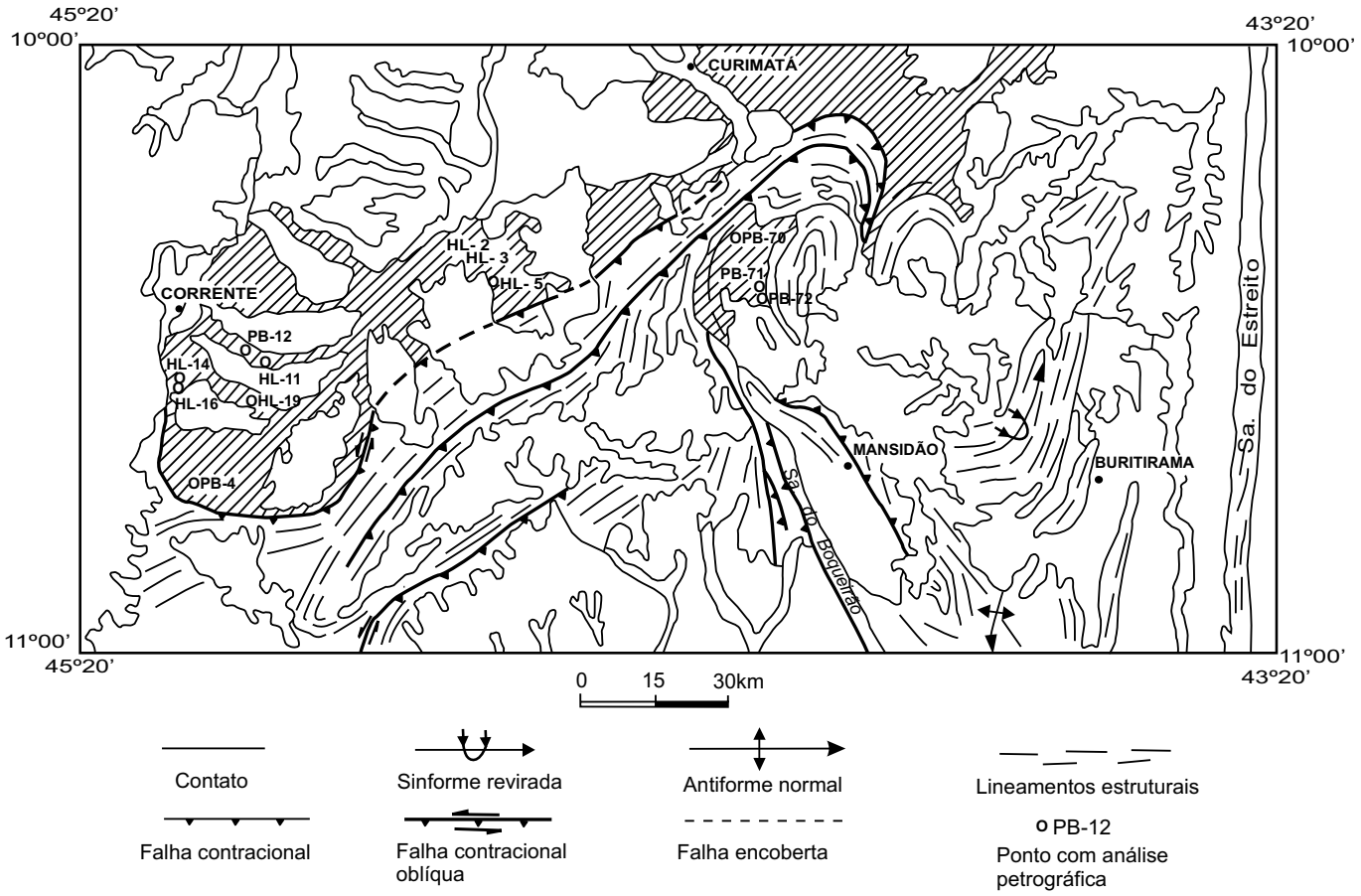


Figura 2.4 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização dos pontos com análise petrográfica da unidade litológica de gnaisses bandados.

Tabela 2.1 – Composição mineralógica estimada dos gnaisses bandados.

Minerais \ Amostras	PB-4	PB-4A	PB-4B	PB-4C	PB-12	PB-12A	HL-2	HL-3	HL-5	HL-11	HL-14	HL-15	HL-16	HL-19	HL-19A	PB-70	PB-71	PB-72
Quartzo	20	37	30	5	25	40	40	30	17	–	7	30	–	20	40	22	20	15
Plagioclásio	30	30	20	3	30	25	45	35	–	–	–	–	–	25	–	65	–	7
Moscovita	–	25	3	–	20	20	10	12	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–
Biotita	10	–	10	–	5	7	1	2	–	–	–	15	–	–	–	2	–	–
Microclina	–	–	30	–	15	2	1	20	–	–	–	48	–	–	–	–	–	–
Epidoto	10	5	5	10	3	5	3	–	–	–	–	5	–	25	–	6	15	7
Opaco	5	–	1	–	1	–	–	–	18	2	5	1	2	2	35	–	5	–
Tremolita	–	–	–	80	–	–	–	–	–	63	72	–	3	–	–	–	–	–
Hornblenda	25	–	–	–	–	–	–	–	–	10	15	–	–	–	–	–	60	65
Granada	–	–	1	–	–	–	–	1	5	–	–	1	–	5	–	–	–	–
Clorita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	25	–	–	40	–	–	–	–	5
Limonita	–	–	–	–	–	–	–	–	20	–	–	–	–	–	25	–	–	–
Titanita	–	–	–	2	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Talco	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	55	–	–	–	–	–
Calcedônia	–	–	–	–	–	–	–	–	40	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Actinolita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	23	–	–	–	–
Magnetita	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Apatita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–

chas paraderivadas, imbricadas tectonicamente com litótipos ígneos plutônicos. A intensa deformação imposta nessa região, que imprimiu um forte bandamento gnáissico à essas rochas, acompanhado de cisalhamento/milonitização, transformou de forma generalizada essa seqüência litológica, destruindo totalmente as estruturas primárias. A figura 2.5 apresenta uma sequência de biotita gnaisses imbricados tectonicamente com intercalações subordinadas de metabasitos.

Na seção-tipo de Cristalândia do Piauí, também ocorrem rochas metabásicas inclusas nesses gnaisses bandados. Alguns corpos são intrusivos, e truncam as encaixantes, enquanto outros são perfeitamente concordantes. Essas rochas em geral são verdes a cinza-esverdeadas, orientadas e por vezes xistosas. Em alguns afloramentos a rocha metabásica, anfibolítica, possui internamente níveis centimétricos, quartzo-feldspáticos e micáceos, que gradam para a rocha encaixante. Esses litótipos são constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, hornblenda e epidoto, além de biotita, leucoxênio, tremolita, actinolita que aparecem em algumas fácies. Na tabela 2.1, as amostras PB-4, PB-4C e PB-72, representam rochas metabásicas.

A paragênese composta por hornblenda verde-biotita-plagioclásio, que é diagnóstica da fácies anfibolito, encontra-se parcialmente retrometamorfi- zada na fácies xisto-verde, a qual está indicada pela associação tremolita-epidoto-quartzo-plagioclásio.

Foram realizadas análises químicas em duas amostras de rochas metabásicas dessa unidade (tabela 2.2). A amostra PB-72 mostrou características químicas toleiíticas e a PB-4C foi caracterizada como um cumulato magnesiano.

Nessa seqüência de gnaisses bandados ocorrem ainda, corpos de metaultrabásicas com espessuras que variam até 15m. Formam faixas lenticulares, intercaladas tectonicamente com os gnaisses bandados. Essas rochas apresentam em geral cor verde, granulação fina a muito fina, e quase sempre estão xistificadas. Mostram-se constituídas essencialmente por tremolita, clorita, talco e hornblenda, além de quartzo, opacos e apatita, que ocorrem em menor percentagem.

Uma ocorrência de talco, associada a um corpo de clorita-talco xisto, encontra-se situada a sul de Cristalândia do Piauí, cuja rocha xistosa exibe-se dobrada, e composta principalmente por talco e clorita.

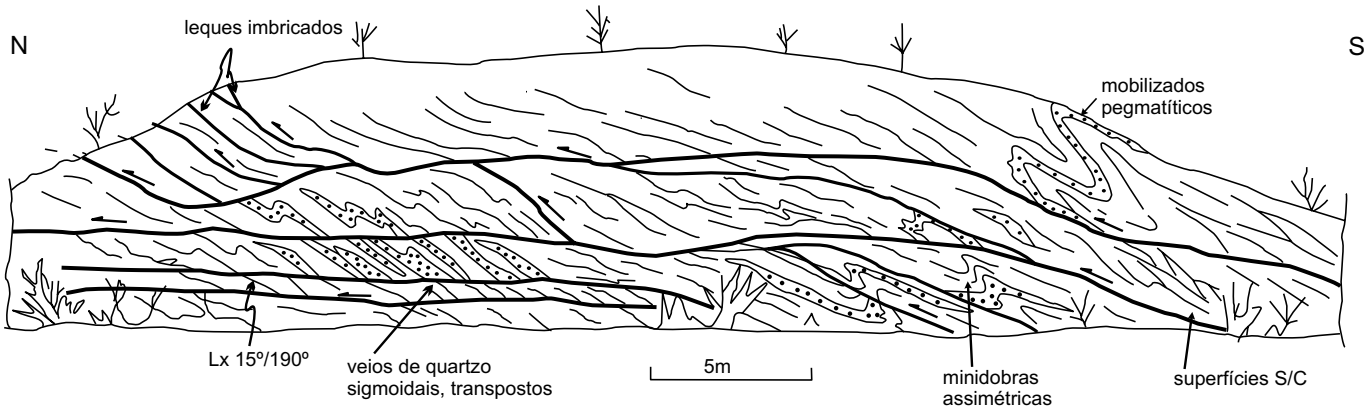


Figura 2.5 – Afloramento em corte do sangradouro do açude da Fazenda IRMAC, 3km a leste de Cristalândia do Piauí, onde são exibidos cavalgamentos de baixo ângulo em biotita gnaisses, com intercalações subordinadas de metabasitos, indicadores cinemáticos de cavalgamentos dirigidos de SSW para NNE.

Tabela 2.2 – Análises químicas de rochas da área do projeto

DOMÍNIO LITOLÓGICO	GNAISSE BANDADO						MIGMATITO	ORTOGNAISSE PORFIROCLÁSTICO	ORTOGNAISSE CISALHADO		GRANITÓIDES TIPO MANSIDÃO		GRANITÓIDES TIPO SERRADA PINTADA	
AMOSTRA	PB-4A	PB-4B	PB-12A	PB-70	PB-4C	PB-72	PB-65	PB-66	PB-73	PB-62	PB-30	PB-30A	PB-77	PB-78
SiO_2	72,90	75,00	72,50	72,20	53,50	51,20	74,70	68,40	57,59	67,00	69,70	68,20	76,30	74,70
TiO_2	0,51	0,21	0,21	0,31	0,52	0,93	0,21	0,83	0,31	0,62	0,31	0,21	0,10	0,26
Al_2O_3	12,30	11,80	13,70	15,10	6,60	13,20	11,80	15,10	5,69	15,10	15,10	16,10	13,20	12,30
Fe_2O_3	4,50	1,30	3,10	1,30	6,40	5,90	3,10	4,00	3,59	2,70	2,00	2,20	0,74	1,70
FeO	0,95	1,00	0,33	0,53	5,30	6,40	1,90	1,90	4,30	2,90	0,95	1,00	0,33	0,76
MnO	0,06	0,03	0,03	0,03	0,20	0,22	0,08	0,03	0,19	0,09	0,03	0,05	0,03	0,03
MgO	0,29	0,12	0,46	0,50	13,50	7,30	0,21	0,99	14,70	0,66	0,62	1,00	0,03	0,03
CaO	1,80	1,10	1,50	2,50	11,50	9,00	1,30	1,80	11,20	2,50	2,50	3,20	0,07	0,45
Na_2O	3,20	2,80	4,60	4,60	0,81	3,80	4,50	3,80	0,95	3,50	3,90	4,60	4,10	4,10
K_2O	2,00	5,60	2,30	1,50	0,10	0,15	2,10	5,30	0,12	3,60	3,30	1,80	3,40	5,10
P_2O_5	0,15	0,05	0,08	0,09	0,15	0,14	0,06	0,37	0,08	0,16	0,12	0,13	0,21	0,02
TOTAL	98,66	99,01	98,81	98,66	98,58	98,24	99,96	98,92	98,75	98,83	98,53	98,49	98,51	99,45
Cr	–	–	–	–	42	16	–	–	58	–	–	–	–	–
Ni	–	–	–	–	13	10	–	–	11	–	–	–	–	–
Rb	42	158	71	42	5	5	52	235	5	129	120	92	357	293
Ba	975	1.250	710	540	–	–	775	2.150	–	1.800	1.700	775	160	75
Sr	177	148	461	484	160	116	86	584	38	242	463	571	40	7
Nb	7	5	5	5	5	5	7	7	5	7	5	5	69	254
Zr	622	522	66	86	99	57	613	924	44	607	419	130	259	1.500
Y	69	46	13	5	5	38	129	59	13	93	13	5	13	128

A presença de hornblenda verde na maioria dessas metaultramáficas, indica o metamorfismo de fácies anfibolito para essas rochas ígneas, que foram retrometamorfizadas na fácies xisto-verde durante os processos de milonitização. Dessa forma, houve a geração de uma nova associação mineralógica, composta sobretudo por talco, clorita e tremolita.

Níveis centimétricos de gnaisses calcissilicáticos também ocorrem associados a essa seqüência de gnaisses bandados. Mostram-se em geral de cor cinza, e possuem forte bandamento, com alternância de leitos claros, compostos de quartzo, feldspato granada e epidoto; intercalados com outros, escuros, constituídos essencialmente de anfibólios. Em alguns locais, esses leitos formam dobras intrafoliais, com charneiras estiradas, e com plano axial paralelo à foliação. Quartzo, plagioclásio, epidoto, hornblenda e actinolita, são os principais constituintes mineralógicos desse litótipo, enquanto a granada e os opacos são os acessórios dominantes. Trata-se provavelmente de uma rocha paraderivada, onde as paragêneses granada-epidoto-biotita e/ou actinolita-epidoto-andesina, indicam metamorfismo de fácies xisto-verde alto a anfibolito médio. As amostras HL-19 e PB-71 da tabela 2.1, são representantes de rochas calcissilicáticas.

Ainda nesse conjunto de gnaisses bandados ocorrem níveis centimétricos de *metacherts* ferríferos, intercalados tectonicamente com os gnaisses que compõem essa unidade. A rocha apresenta cor marrom, granulação fina a média, fortemente orientada, e composta essencialmente de quartzo, limonita, calcedônia e opacos. A granada, que aparece em alguns níveis, mostra-se de forma dispersa, e em quantidade reduzida. A associação mineralógica composta por opaco-quartzo-granada, que é estável no metamorfismo de fácies xisto-verde, é mais uma evidência da atuação dos processos retrometamórficos, que aconteceram sobre essas rochas. Na tabela 2.1 esses litótipos estão representados pelas amostras HL-5 e HL-19A.

Quanto aos aspectos estruturais, essa seqüência de gnaisses está assinalada por um regular bandamento milonítico, composto de lentes centimétricas enriquecidas em quartzo, intercaladas com outras ricas em biotita e/ou anfibólios, as quais exibem localmente dobras intrafoliais. A sul de Cristalândia do Piauí, o estilo de dobramento desse conjunto litológico, que está caracterizado por dobras recumbentes, com lineação de estiramento mineral de baixo ângulo, sugere transporte de material de sul para norte.

Do ponto de vista geocronológico, esse segmento crustal apresenta uma análise realizada ao sul de Cristalândia do Piauí. A rocha utilizada na datação, o gnaisse bandado, revelou uma idade de 540Ma, através do método K/Ar. Como se trata de uma faixa portadora de rochas altamente retrabalhadas, esta idade deve significar o registro dos últimos eventos tectônicos que aconteceram durante o Neoproterozóico.

2.2.2.2 Migmatitos (Unidade 22)

Esses litótipos, que foram estudados inicialmente por Winge (1972) e incluídos no Complexo Antigo por esse autor, constituem pequenas áreas descontínuas, localizadas nas imediações de Buritirama (figura 2.6). Os afloramentos mais representativos desses migmatitos estão situados nas imediações das fazendas Tamboril e Munduri. Os lajedos expostos na fazenda Tamboril (PB-65), mostram o migmatito bandado, com leucossomas pegmatóides, por vezes granitóides grosseiros, e com *rims* biotíticos. A foliação, que está verticalizada, é plano axial de dobramentos normais, com eixos de mergulhos fracos, 20 /S40 W. A rocha, geralmente cinza, apresenta granulação média, e é composta essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita, além de epidoto, opacos e granada, que constituem os acessórios. O estudo petrográfico revela a existência de um mosaico quartzo-feldspático, com os grãos em torno de 0,2 a 0,5mm, entre os quais ocorrem as palhetas de biotita, os prismas de epidoto e cristais de granada. A discreta orientação da biotita fornece a foliação da rocha, que é bem evidente em campo.

Nas proximidades da fazenda Munduri, noroeste de Buritirama, a rocha que em geral mostra-se cinza, possui o mesossoma composto por um biotita gnaisse fino a médio, bem foliado, onde a biotita comparece com elevado teor. O leucossoma está representado por veios quartzo-feldspáticos, com espessuras centimétricas, havendo alguns mais possantes, da ordem de 10 a 15cm de largura.

Estruturalmente, esses litótipos exibem dobramentos simétricos, nos quais os veios leucossomáticos funcionam como excelentes marcadores.

Em função da composição mineralógica, esses migmatitos, que estão metamorfizados na fácies anfibolito, foram provavelmente derivados de ro-

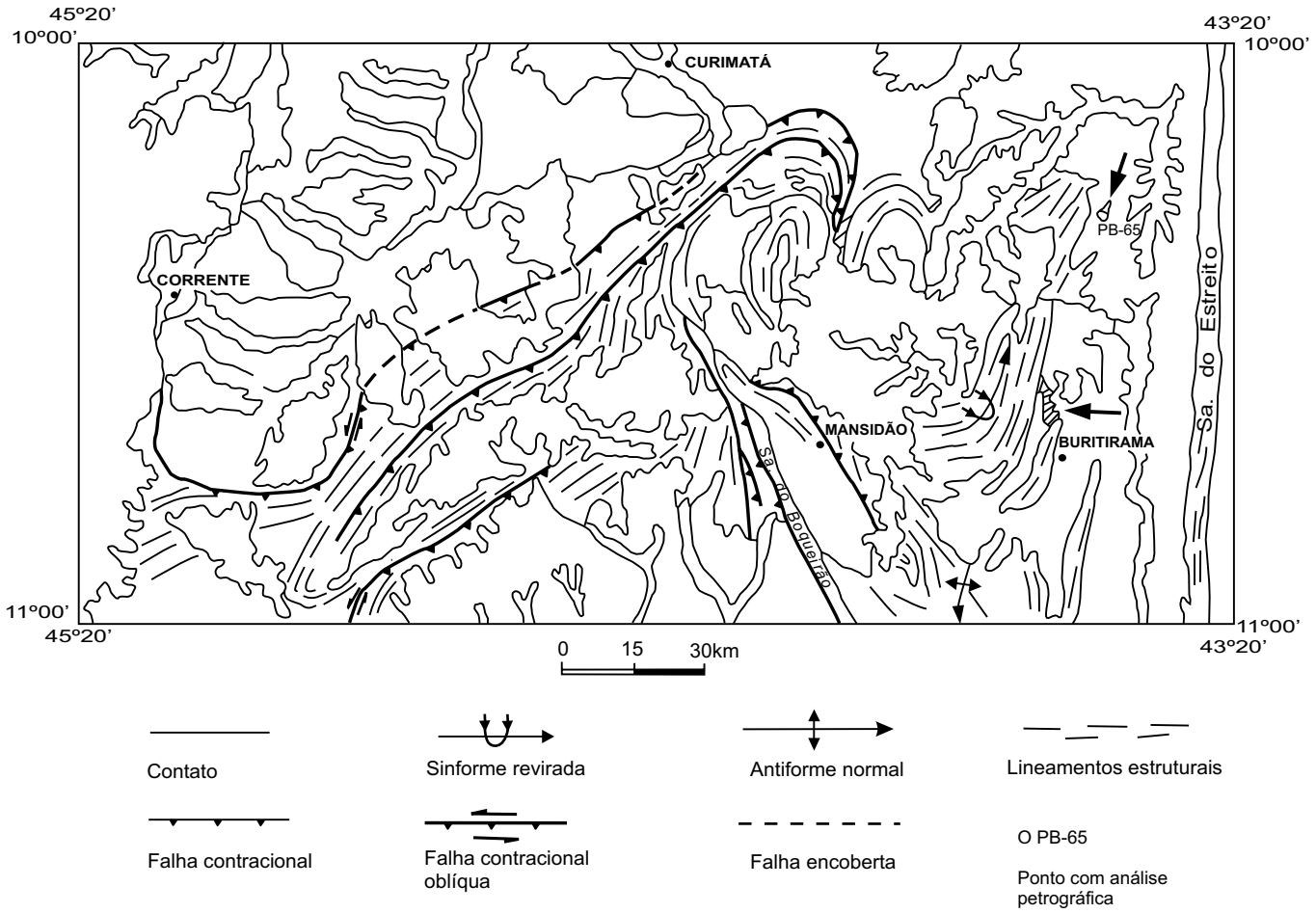


Figura 2.6 – Distribuição geográfica dos migmatitos.

cha ígnea, de composição essencialmente granodiorítica.

2.2.2.3 Ortognaisses Porfiroclásticos (Unidade 21)

Winge (1972), realizando o mapeamento geológico dessa região, incluiu esses ortognaisses porfiroclásticos no denominado Complexo Antigo, o qual englobava todas as rochas cristalinas compreendidas entre as serras do Boqueirão e Estreito.

Esses litótipos dominam uma estreita faixa com direção N-S, a leste de Buritirama, conforme mostra a figura 2.7. A grande quantidade de cobertura implantada nessa parte da área, deixa em geral os afloramentos, que são quase sempre na forma de lajedos, expostos nos vales e nas depressões. Por tratar-se de uma região arrasada e com afloramentos esparsos, essas rochas não apresentam feições fotogeológicas marcantes.

Esses ortognaisses porfiroclásticos, que mostram granulação dominantemente grossa, possuem cores variáveis, de cinza-claro a cinza-escuro; são em geral foliados, e exibem pórfiros da ordem de 2 a 3cm. Em alguns locais observa-se que o elevado grau de deformação imprimiu uma textura milonítica. Já nas proximidades de Altamira a rocha apresenta-se pouco deformada, havendo pórfiros euedrais de microclina e plagioclásio. No afloramento localizado em Lagoa da Serra, o ortognaisse porfiroclástico possui uma forte lineação de estiramento mineral, além de conter enclaves de rocha máfica.

Esses ortognaisses são constituídos essencialmente por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e moscovita, enquanto a allanita, epidoto, titanita e carbonato constituem os acessórios, conforme indicado na tabela 2.3.

2.2.2.4 Ortognaisses Cisalhados (Unidade 20)

Esses ortognaisses também foram incluídos no Complexo Antigo, definido por Winge (1972), para caracterizar as rochas do embasamento cristalino dessa região. Estão situados na parte central da área cartografada, cuja distribuição geográfica e relações de contato estão expostas na figura 2.8. Estão relacionados principalmente com as estruturas ovaladas que ocorrem a sudeste de Curimatá. O relevo é relativamente plano, com destaque para algumas ondulações que são ocasionadas por grandes lajedos. Esses ortognaisses, que envolvem núcleos graníticos, mostram-se cisalhados/milonitizados, com zonas de alto *strain,* as quais são diagnosticadas nas fotografias aérea*s* por estreitas faixas com alta densidade de lineações. A geometria estabelecida por essas lineações que estão impressas nas aerofotos, indica muitas vezes o sentido do transporte.

Os afloramentos mais típicos, que se mostram na forma de lajedos, estão situados na estrutura ovalada da fazenda Mocambo (PB-25 e PB-26). Neste local, a rocha apresenta granulação média a grossa, coloração cinza, e ainda preserva localmente a textura porfirítica primária. Mostra-se em geral bandada, com faixas métricas de alto *strain,* nas quais a rocha assume um fino bandamento, portando níveis quartzo-feldspáticos, intensamente dobrados e rompidos. No afloramento PB-25, a

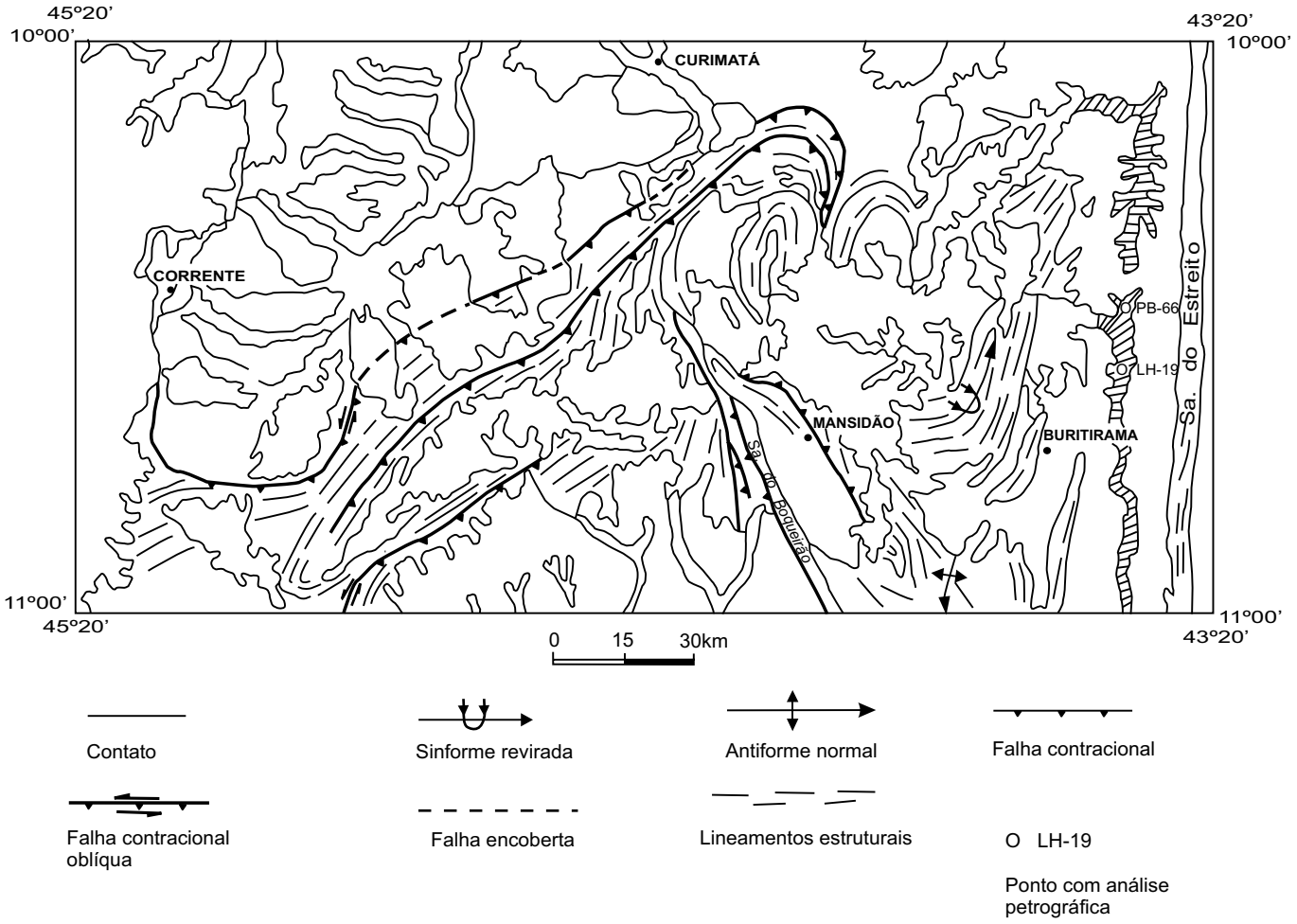


Figura 2.7 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização dos pontos com análise petrográfica dos ortognaisses porfiroclásticos.

Tabela 2.3 – Composição mineralógica estimada dos ortognaisses, granitóides e migmatitos.

Minerais \ Amostras	PB-65	LH-19	PB-18	PB-18A	PB-25	PB-26	PB-30	PB-30A	PB-33A	PB-45A	PB-46	PB-46A	PB-20	PB-77	PB-78
Plagioclásio	49	10	50	20	45	30	55	55	40	30	–	45	8	15	5
Quartzo	26	30	30	25	25	25	25	20	24	20	–	25	35	30	45
Microclina	14	37	–	40	15	27	5	2	30	10	–	–	45	50	–
Biotita	6	10	1	10	10	10	7	15	5	18	–	7	7	4	–
Moscovita	–	5	18	2	–	2	–	–	–	10	–	2	–	1	–
Epidoto	3	2	1	–	4	1	7	7	–	10	–	5	–	–	1
Allanita	–	3	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
Titanita	–	2	–	–	1	–	1	1	–	2	–	–	–	–	–
Opacos	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
Granada	1	–	–	2	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sericita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–
Tremolita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	95	1	–	–	–
Ortoclásio	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	40
Clorita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–
Glaucofana	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	9
Hornblenda	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	15	–	–	–
Carbonato	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Apatita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
	Migmatitos		Ortognaisses Cisalhados				Granitóides Tipo Mansidão						Granitóides Tipo Serra da Pintada		

* Rocha metaultrabásica

geometria estabelecida pelas minidobras, sugere cisalhamento sinistral, com direção N40 E.

Composicionalmente, esses ortognaisses, que são de natureza granítica a granodiorítica, são constituídos essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita; além de moscovita, epidoto, allanita, titanita e granada, que são os acessórios, conforme indicado na tabela 2.3. Os ortognaisses com granada são, preferencialmente, de composição granítica, enquanto que os sem granada tendem ao caráter granodiorítico.

Nessas rochas ígneas, plutônicas, gnaissificadas, são encontrados com freqüência enclaves máficos, fortemente deformados. Constituem corpos com espessuras que variam desde alguns metros, até dezenas de metros. A rocha que, em geral, possui granulação média a grossa, é constituída essencialmente de hornblenda, a qual lhe transmite uma coloração verde-escura.

A análise química da amostra PB-73, que revelou desequilíbrio químico entre os teores de CaO e MgO, quando comparados com SiO_2, é sugestiva de rocha ígnea, submetida a processos metassomáticos.

2.2.3 Granitóides (Unidades 18 e 19)

Esses granitóides, que foram englobados no Complexo Antigo por Winge (1972), ocorrem na parte central da referida área, e constituem principalmente os núcleos das estruturas dômicas de Mansidão, Mocambo, Lagoa e Piripiri, além do corpo da serra da Pintada. São corpos em geral alongados, ligeiramente ovalados, projetados aproximadamente na direção NNW, e estão envolvidos em sua maior parte pelos gnaisses cisalhados. Apresentam, sobretudo, um relevo arrasado, com suaves ondula-

ções, algumas das quais ocasionadas por grandes lajedos. Os contatos desses granitóides com os ortognaisses cisalhados adjacentes, são marcados em geral por zonas de cisalhamento, o que dificulta a interpretação evolutiva desses corpos.

2.2.3.1 Granitóides Tipo Mansidão (Unidade 19)

Esse conjunto litológico está representado pelos corpos de Mansidão, Mocambo, Lagoa e Piripiri, figura 2.9.

O corpo de Mansidão, que forma o substrato da cidade de igual denominação, é o mais expressivo deles, e apresenta dimensões da ordem de 55km de comprimento por 13km de largura. Mostra-se alongado e bordejado principalmente pelos metassedimentos mesoproterozóicos do Grupo Rio Preto.

Nos produtos de sensores remotos, exibe-se caracterizado por relevo essencialmente plano, tonalidade cinza-clara, e discretas lineações, as quais se concentram sobretudo na parte norte do referido corpo.

Esses granitóides, que constituem grandes lajedos, situados principalmente nas imediações de Mansidão e Aroeira, estão representados dominantemente por uma rocha cinza, de granulação fina a média, foliada. Em lâmina delgada (amostra PB-30, tabela 2.3), essa rocha, que mostra uma orientação estabelecida pelo ordenamento de minerais máficos, apresenta-se constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita; além de epidoto e titanita, que são os acessórios mais freqüentes. Esses ortognaisses penetram e englobam um granito cinza-escuro, evidenciando a existência de dois eventos ígneos distintos. Essa rocha cinza-escura, que constitui em ge-

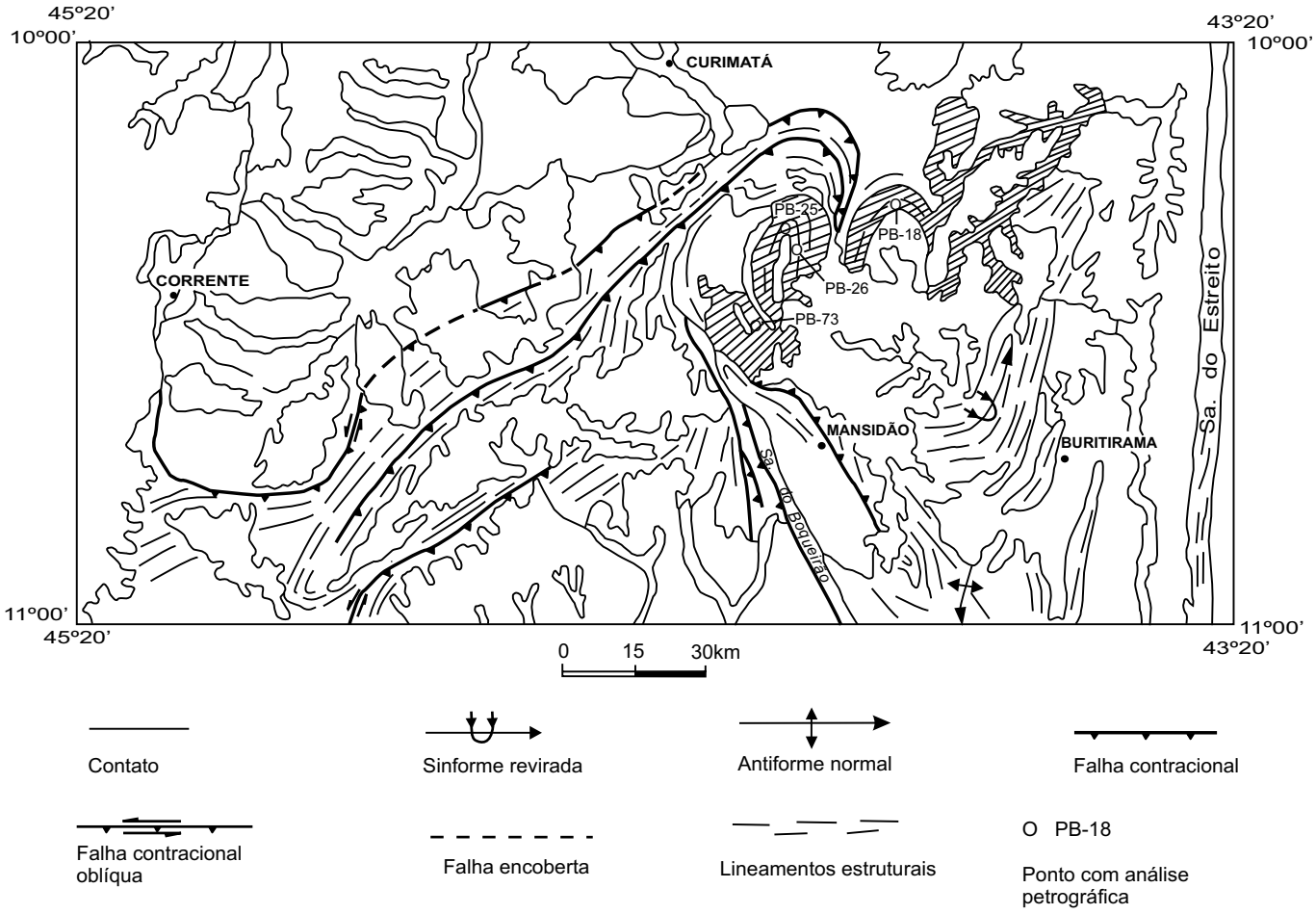


Figura 2.8 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização de análise petrográfica dos ortognaisses cisalhados.

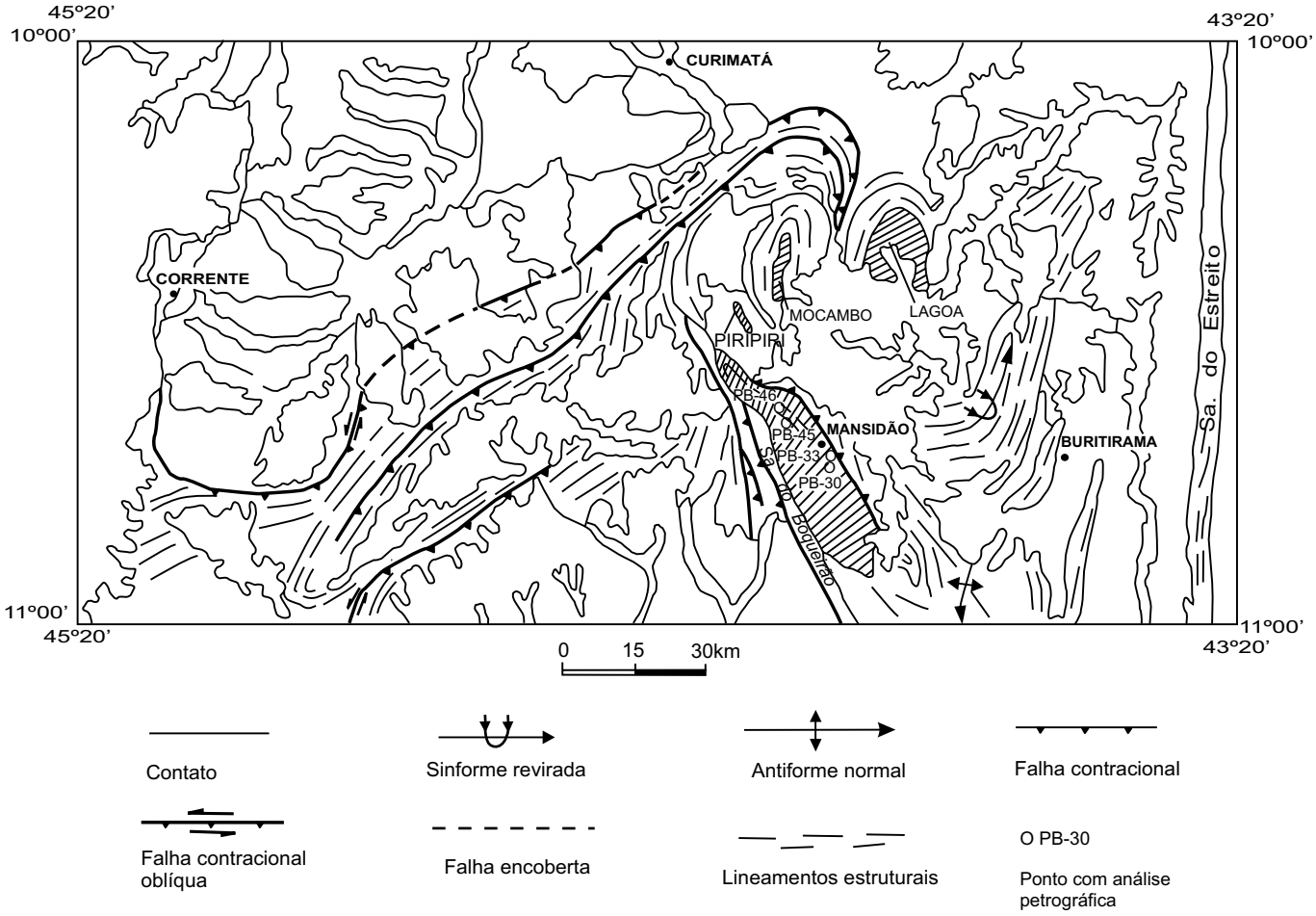


Figura 2.9 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização dos pontos com análise petrográfica dos granitóides tipo Mansidão.

ral xenólitos, possui granulação fina a média, está fortemente foliada, e plagioclásio, quartzo e biotita, são seus constituintes mineralógicos principais, enquanto microclina, epidoto e titanita, representam os acessórios (amostra PB-30A, tabela 2.3).

Assim sendo, as rochas ígneas plutônicas que compõem o corpo de Mansidão, são derivadas de magmas de natureza essencialmente tonalítica, submetidas ao metamorfismo de fácies anfibolito.

Um corpo de metaultrabásica, encaixado nesses granitóides, foi observado nas imediações de Aroeira, ponto PB-46. A rocha, que exibe cor verde e granulação fina a média, é composta essencialmente de tremolita e clorita. O aspecto maciço, sem orientação visível, pode estar indicando um evento magmático pós-tectônico.

Os processos deformacionais impostos a essa região imprimiram uma forte foliação às rochas do corpo ígneo de Mansidão, com desenvolvimento de zonas de cisalhamento localizadas, além de dobramentos e falhamentos. A sudeste de Mansidão (ponto PB-30), o ortognaisse apresenta uma dobra apertada, a qual é constituída de material quartzo-feldspático, com flancos falhados e rompidos, o que denota o grau de deformação dessas rochas.

Quimicamente, os granitóides tipo Mansidão são dominantemente calcialcalinos, com tendência a se alinharem no *trend* trondhjemítico. Possuem teores de Al_2O_3 em torno de 15,50%; Sr acima de 450ppm, e Y com valor máximo de 13ppm (tabela 2.2).

Datação geocronológica realizada pelo método Rb/Sr em uma isócrona de afloramento nas imediações de Mansidão, forneceu uma idade de 2.046Ma, com uma razão inicial de 0,7016 (figura 2.10 e tabela 2.4). Isso atribui ao plutonismo de Mansidão, uma época de formação/colocação do Paleoproterozóico, com retrabalhamento dessas rochas durante o Neoproterozóico, fato este diagnosticado pelas idades K/Ar em torno de 600Ma (tabela 2.5). Esta idade de retrabalhamento é compatível com o valor de 540Ma (K/Ar), obtida nos gnaisses bandados da região de Cristalândia do Piauí, o que ratifica um processo de rejuvenescimento isotópico dessa faixa de rochas pré-cambrianas, durante o Brasiliano.

O maciço da fazenda Mocambo, que é o mais expressivo e mais bem individualizado nos produtos de sensores remotos, apresenta-se projetado aproximadamente na direção N-S e mede 13,7km de comprimento por 2,5km de largura. O relevo ligeiramente elevado, inúmeras pontuações brancas, as quais correspondem aos lajedos, e discretas lineações, são as principais características fotogeológicas desse núcleo granítico. A geometria estabelecida pelas lineações concêntricas contidas nos ortognaisses adjacentes, conjugadas com o núcleo granítico elevado e homogêneo, configura uma perfeita estrutura dômica.

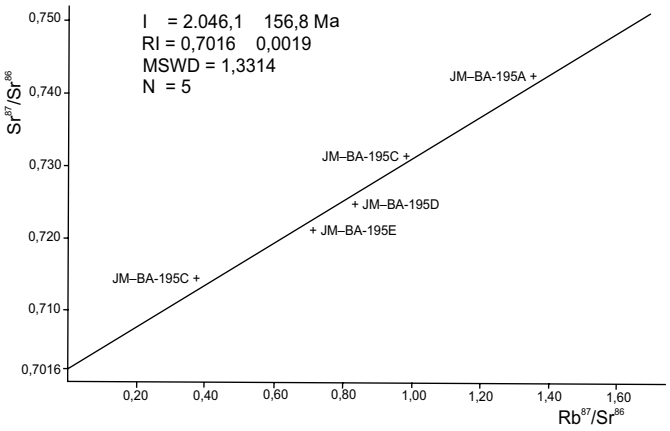


Figura 2.10 – Isócrona de afloramento do corpo de Mansidão. Fonte: Mapa Geocronológico do Estado da Bahia (Mascarenhas & Garcia, 1989).

A rocha que se apresenta em grandes lajedos possui coloração cinza, granulação fina a média, foliada, e composta essencialmente por quartzo, feldspato e biotita.

O corpo da fazenda Lagoa, situado a sul de Avelino Lopes, possui forma ovalada e está limitado, tanto pelos gnaisses cisalhados como pelos metassedimentos do Grupo Rio Preto. A expressiva cobertura areno-argilosa do Terciário/Quaternário, que se instalou sobre esse granitóide, mascarou grande parte das feições fotogeológicas, havendo registro

Tabela 2.4 – Dados analíticos Rb/Sr, do corpo de Mansidão. Fonte: Mascarenhas & Garcia (1989).

Nº LAB.	Nº CAMPO	RX	MAT.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE±ERRO (Ma)
5.397	JM-BA-195A	mg	Rt	102,7	219,5	1,36+0,040	0,7428+0,0009	1.932±100
5.398	JM-BA-195B	mg	Rt	69,5	537,5	0,37+0,010	0,7142+0,0013	–
5.399	JM-BA-195C	mg	Rt	98,8	292,3	0,98+0,030	0,7315+0,0020	1.879±205
5.401	JM-BA-195D	mg	Rt	94,8	331,3	0,83+0,020	0,7251+0,0010	1.688±193
5.400	JM-BA-195E	mg	Rt	89,9	368,5	0,71+0,20	0,7215+0,0009	1.625±220

Tabela 2.5 – Dados analíticos K/Ar do corpo de Mansidão. Fonte: Mapa Geocronológico do Estado da Bahia (Mascarenhas & Garcia, 1989).

Nº LAB.	Nº CAMPO	RX	MAT.	%K	Ar^{40} rad% (Ar^{40}) $x^{-5}10$ CI $^{stp/g}$ atm		IDADE±ERRO (Ma)
934	SC-23Q-42	mg	m	8,8670	23,400	10,52	567±20
4.698	JM-BA-195D	gn	b	7,2473	0,281	2,04	795,48±16,2
933	SC-23Q-114	gd	b	7,7800	19,070	1,49	532±17
4.699	JM-BA-197B	gn	b	7,8109	0,207	3,84	579,38±11

nas aerofotos, apenas do setor norte do referido corpo. A rocha mostra-se rosada, com granulação grossa, foliada, e composta principalmente por quartzo, feldspatos e biotita. Microdobras, bem como estreitas faixas milonitizadas, verificadas no âmbito desse corpo, comprovam uma ampla história tectono-metamórfica para esse granitóide.

Seu contato noroeste com os ortognaisses cisalhados, está marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente, com uma lineação de estiramento mineral de baixo ângulo bem impressa. Sigmóides verificados em porfiroclastos de feldspatos, contidos em ortognaisses milonitizados, associados a essa faixa de alto *strain,* caracterizam o cisalhamento como do tipo dextral.

As evidências estruturais disponíveis, embora ainda carentes de mais detalhes, sugerem uma época de formação/colocação sintranscorrente para o corpo granítico da fazenda Lagoa. Pode-se supor, ainda, uma filiação magmática distinta para esse corpo, levando-se em consideração o maior teor de alcalinidade desse granitóide em relação aos corpos de Mansidão, Mocambo e Piripiri.

Com dimensões reduzidas, o corpo granítico da fazenda Piripiri, que está projetado na direção N-S, encontra-se envolvido por expressivas zonas de cisalhamento, as quais estão associadas aos ortognaisses cisalhados. Nas aerofotos, esse granitóide apresenta relevo ligeiramente elevado, de aspecto homogêneo, e com discretas lineações na parte sul. Bordejado por duas zonas de cisalhamento transcorrentes, uma dextral e outra sinistral, esse corpo granítico contém as mesmas deformações registradas nos outros granitóides tipo Mansidão, inclusive a afinidade com zonas de cisalhamento, as quais podem estar indicando uma época de formação/colocação contemporânea às transcorrências.

2.2.3.2 Granitóides Tipo Serra da Pintada (Unidade 18)

Esses granitóides, que também foram incluídos no Complexo Antigo por Winge (1972) e que constituem duas áreas aflorantes, uma a sudeste de Curimatá, e outra a leste (figura 2.11), possuem os melhores afloramentos na serra da Pintada. A rocha, que se apresenta tanto na forma de lajedos como em matacões, possui cor em geral rosada, granulação média a grossa, e é fortemente foliada. Quartzo, plagioclásio, microclina e ortoclásio, são os constituintes mineralógicos principais, enquanto a biotita, moscovita e epidoto, constituem os acessórios. A presença quase constante de pórfiros estirados, envolvidos por biotita e quartzo, transmite a essa rocha uma origem ígnea, porfirítica. Esses granitóides mostram, ainda, definidos planos de foliação, nos quais freqüentemente estão impressas lineações de estiramento mineral. Também dobras apertadas, com padrão de redobramento do tipo coaxial, são encontradas localmente.

Pelas análises das amostras PB-77 e PB-78, tabela 2.2, os granitóides tipo Serra da Pintada evidenciam um caráter alcalino, com teores de SiO_2 acima de 74%, e (Na_2O + K_2O) entre 7% e 9%.

2.2.4 Supergrupo Espinhaço (Unidades 16, 16a, 17 e 17a)

O Supergrupo Espinhaço, termo que foi introduzido na literatura geológica em 1974, durante a reunião entre os representantes do DNPM, CPRM e PROSPEC, compreende, na área cartografada, os grupos Rio Preto e Santo Onofre.

2.2.4.1 Grupo Rio Preto (Unidades 16 e 16a)

O Grupo Rio Preto, referenciado inicialmente por Barbosa & Batista (1971) como uma seqüência eminentemente metassedimentar, composta por filitos, xistos e gnaisses e que está situado na borda noroeste do Cráton do São Francisco, compreende, na referida área, uma ampla faixa irregular e descontínua, projetada preferencialmente na direção nordeste. Sua disposição espacial e limites com as outras unidades litoestratigráficas estão expostas na figura 2.12. Constitui a unidade geomorfológica Chapada da Tabatinga, uma região serrana que limita o estado da Bahia com o Piauí.

Nos produtos de sensores remotos, o Grupo Rio Preto apresenta-se caracterizado por alta densidade de lineações, as quais configuram, em várias partes da área, expressivos alinhamentos estruturais, redobramentos e falhamentos.

Nesse conjunto de rochas mesoproterozóicas, os melhores afloramentos estão expostos em cortes de estradas, com destaque para aqueles situa-

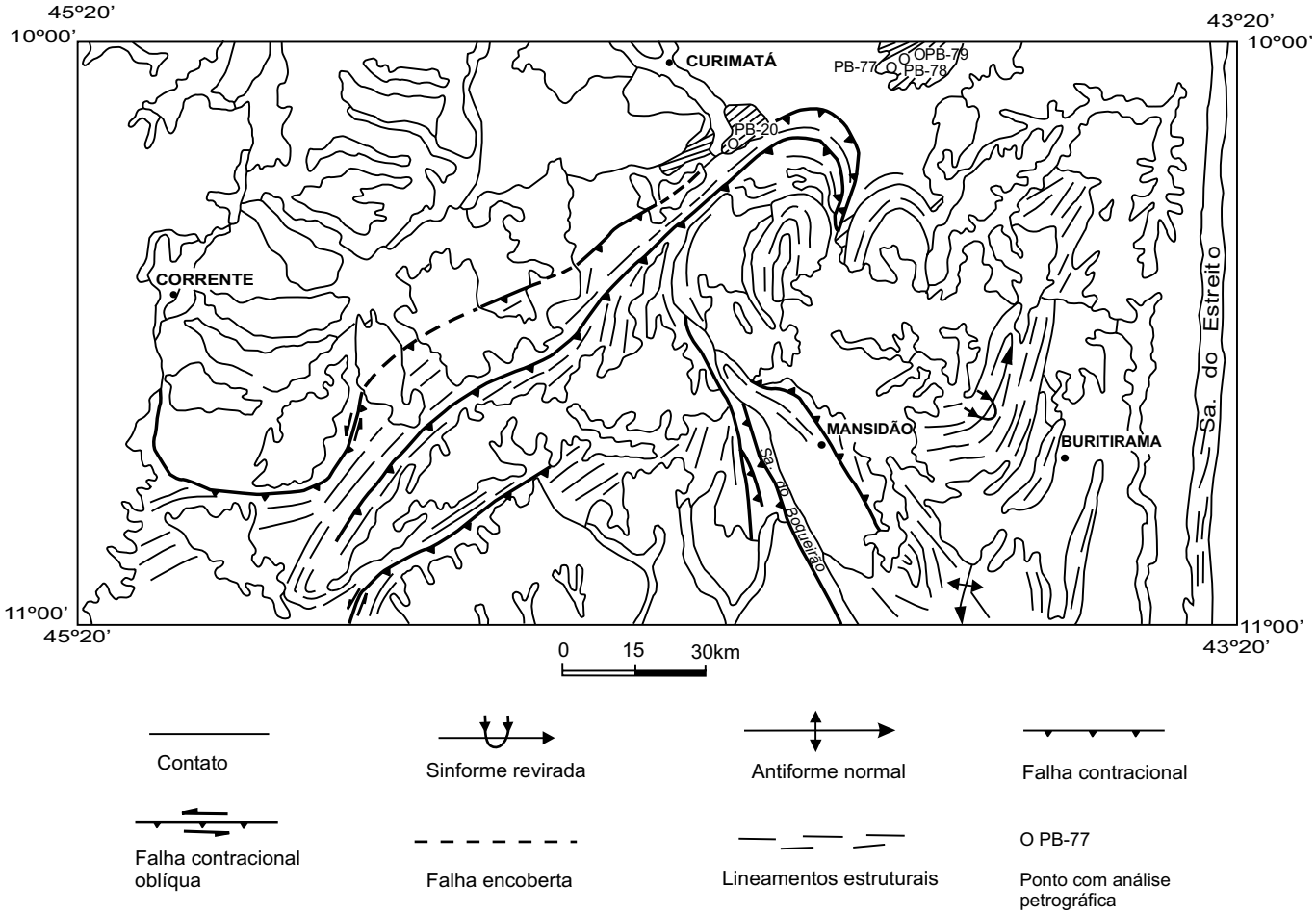


Figura 2.11 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização dos pontos com análise petrográfica dos granitóides tipo Serra da Pintada.

dos na seção da BR-135, trecho compreendido pela serra da Tabatinga, sul de Cristalândia do Piauí. Merecem citação também, os afloramentos localizados no povoado Gato, a leste de Mansidão, e a norte de Lameirão, na estrada Lameirão-Curimatá. Os estudos realizados nos afloramentos desse grupo, estão em parte prejudicados pelo elevado grau de alteração das rochas, como também pela presença constante de poeira sobre as seqüências litológicas. Na seção-tipo, que está localizada na BR-135, sul de Cristalândia do Piauí, observa-se o contato tectônico entre os filitos e xistos desse grupo com os gnaisses bandados subjacentes, do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Nesse local, os metassedimentos do Grupo Rio Preto, que estão empurrados sobre os gnaisses bandados, constituem uma faixa de transição, havendo intercalações tectônicas entre filitos e xistos desse grupo, com gnaisses bandados e rochas básicas do Complexo Gnáissico-Migmatítico.

No extremo-sudoeste da área, as litologias do Grupo Rio Preto encontram-se encobertas pelos sedimentos cretáceos das formações Areado e Urucuia.

O Grupo Rio Preto inserido na área cartografada está composto por xistos e filitos grafitosos e granadíferos, quartzitos, metarenitos, metassiltitos e metaconglomerados subordinados. Essas rochas apresentam, freqüentemente, enriquecimento supergênico de manganês e/ou ferro. Desses litótipos que compõem o Grupo Rio Preto apenas os níveis mais potentes de quartzitos foram individualizados em mapa, havendo uma extensa área indivisa, constituída sobretudo por xistos e filitos, além de metassiltitos, metarenitos e metaconglomerados, que participam em quantidades reduzidas.

Os xistos, que são as rochas com maior abundância no Grupo Rio Preto, são em geral acinzentados a avermelhados ou esverdeados, e usualmente mostram elevado grau de alteração. São constituídos essencialmente por sericita, moscovita, clorita, granada, biotita, grafita e quartzo. A granada, que comparece com freqüência nessa sequência metapelítica, exibe claramente duas gerações: uma pré a sintectônica, contornada por minerais micáceos, e em alguns cristais com sombra de pressão; e outra tardi a póstectônica, cujos cristais euédricos bem desenvolvidos truncam a foliação preexistente. Petrograficamente esses xistos são classificados como sericita-moscovita xistos limonitizados, clorita-sericita xistos limonitizados e quartzo-moscovita-biotita xistos limonitizados. Em lâmina delgada, essas rochas mostram muitas vezes arranjos planares de sericita, como também exibem, em alguns casos, a transformação da biotita para moscovita, além de conter agregados arredondados de quartzo granular, cimentado por limonita. A paragênese mineral encontrada nesses litótipos, representada por quartzo-biotita verde a parda, indica metamorfismo de fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo, retrometamorfizada à fácies xisto-verde, sugerido sobretudo pela transformação da biotita para moscovita, provavelmente ocasionada através dos processos deformacionais. A tabela 2.6 apresenta a composição mineralógica estimada dos principais litótipos do Grupo Rio Preto.

Associados a essas seqüências metapelíticas, são encontrados freqüentemente níveis de xistos grafitosos, de cor cinza, sedosos.

Os filitos, que estão posicionados quase sempre ao longo dos cisalhamentos, e por vezes intercalados com xistos, são rochas que comparecem com certa abundância dentro do contexto do Grupo Rio Preto. Apresentam cores variadas, incluindo prateadas, cinza (escuras a claras), esverdeadas e avermelhadas; são sedosos e compostos principalmente de sericita, granada, grafita e quartzo. Ao

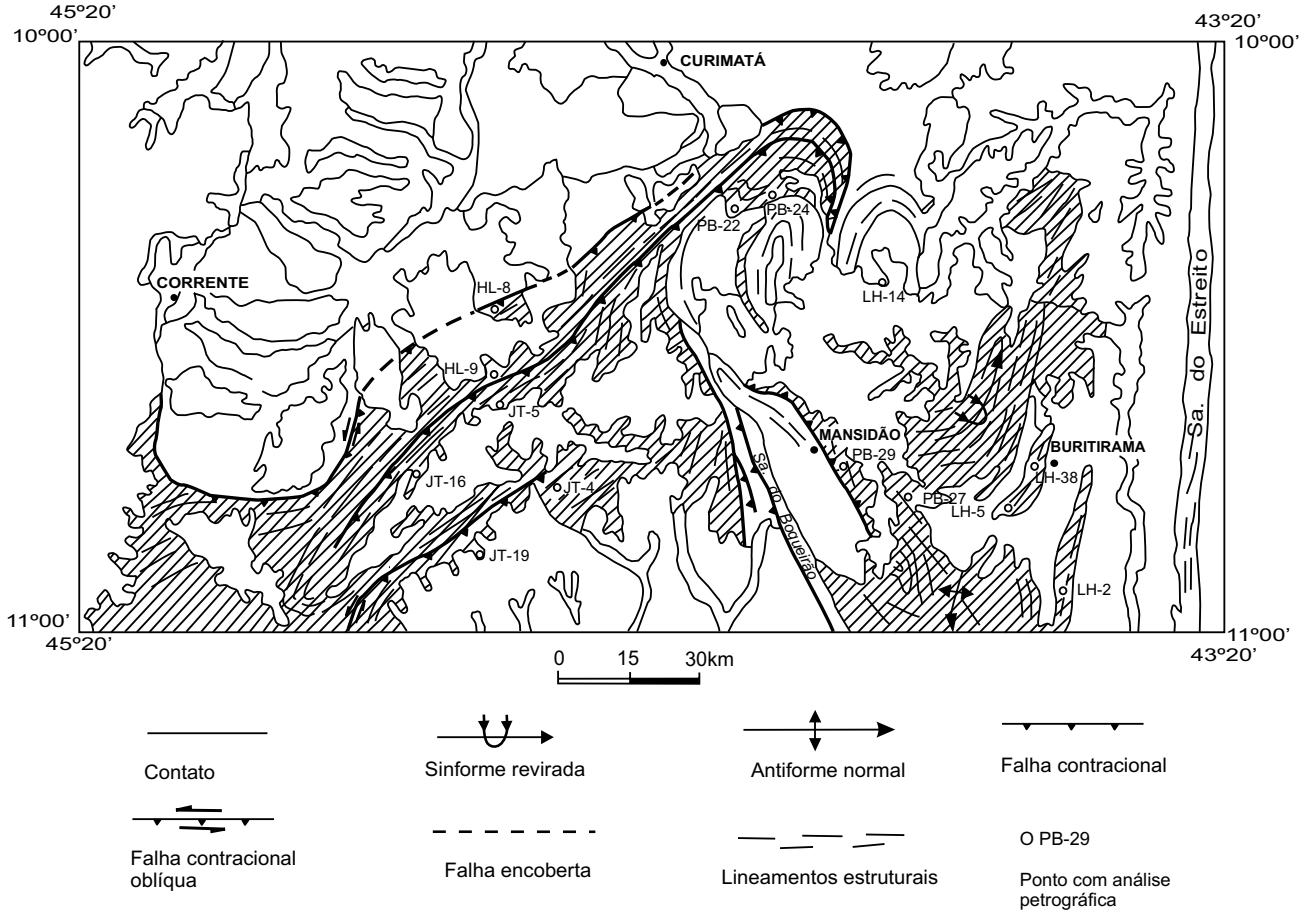


Figura 2.12 – Distribuição geográfica, relações de contato e localização dos pontos com análise petrográfica do Grupo Rio Preto.

Tabela 2.6 – Composição mineralógica estimada do Grupo Rio Preto.

Minerais \ Amostras	PB-24	PB-27	LH-02	JT-05	JT-16	JT-19	HL-08	JT-04	LH-05	LH-14	LH-38	LH-09	LH-61
Quartzo	35	25	55	2	3	2	1	88	85	95	75	90	88
Moscovita	43	–	–	–	–	–	–	10	10	5	20	7	5
Sericita	–	65	40	85	81	92	71	–	–	–	–	–	–
Clorita	5	–	–	–	–	–	20	–	–	–	–	–	5
Biotita	–	–	–	–	–	–	Tr	–	–	–	–	Tr	Tr
Granada	15	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Turmalina	–	–	–	Tr	Tr	Tr	–	Tr	–	–	–	–	–
Zircão	–	–	–	–	–	–	–	Tr	–	–	Tr	Tr	1
Leucoxênio	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Tr	–	–
Titanita	–	Tr	–	–	–	–	–	Tr	Tr	–	Tr	Tr	–
Epidoto	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Óxido de ferro	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–	Tr	–	–
Opacos	1	10	5	–	–	1	3	2	–	–	5	1	1
Limonita	–	–	–	13	15	5	5	–	–	–	–	2	–
Plagioclásio	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Albita	Tr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Litologias	Xistos							Quartzitos					

Tr = Traço.

norte de Lameirão, ponto PB-21, os filitos exibem localmente finas intercalações de níveis enriquecidos em quartzo, com outros mais sericíticos, e alguns grafitosos, sugerindo relíquias da sedimentação original atualmente transpostas. Nesse local, os filitos apresentam uma foliação bem desenvolvida, com mergulho para sudeste, e mostram sigmóides que evidenciam empurrão de sudeste para noroeste. Ainda a norte de Lameirão, ponto PB-22, os filitos, que contêm intercalações de xistos e quartzitos subordinados, mostram também sigmóides de empurrão, com sentido do transporte de sudeste para noroeste. Nesse afloramento as granadas póstectônicas que foram observadas, além de serem bem desenvolvidas, da ordem de 1cm, são euédricas, e ainda truncam a foliação envolvente.

Os quartzitos, concentrados principalmente a noroeste de Buritirama e sudoeste de Avelino Lopes, formam expressivas cristas, que são bem evidentes nos produtos de sensores remotos. Nas aerofotos, essas camadas são em geral indicadoras de atitudes, reveladas através da simetria/assimetria do relevo, algumas delas inclusive sugerindo o sentido do transporte dos empurrões. Esses quartzitos são mais possantes a sudoeste do município de Avelino Lopes, onde configuram a estruturação regional, composta por dobramentos e falhamentos. Esses litótipos, que integram o Grupo Rio Preto, apresentam-se em geral de cor cinza, granulação fina a média, e são bem recristalizados. No afloramento LH-22, local de extração de lajes para revestimento e piso, a rocha possui cor cinza-clara, é bem recristalizada, e com nítidos planos de foliação, com mergulhos de 35 /SE. Petrograficamente são classificados como moscovita quartzitos, e possuem arranjos planares de sericita e quartzo, segundo a orientação da foliação.

Os metarenitos ocorrem de forma reduzida dentro do Grupo Rio Preto e constituem bancos decimétricos a métricos; são esbranquiçados a avermelhados e quase sempre estão alterados. São foliados, em geral impregnados com óxido de ferro, e compostos essencialmente por quartzo, sericita, moscovita , biotita e granada. A granada, presente em alguns afloramentos, exibe por vezes sombra de pressão, produzindo uma textura anastomótica, composta por minerais micáceos. A lâmina delgada desses litótipos revela a presença de arranjo planar, constituído por moscovita e sericita, além de quartzo, que tanto forma cristais como agregados alongados.

Os metassiltitos, com participação subordinada dentro do Grupo Rio Preto, apresentam cores variáveis, esbranquiçadas a avermelhadas, possuem foliação milimétrica bem desenvolvida, e estão associados aos metarenitos, ou às seqüências de xis-

tos e filitos. São compostos principalmente por quartzo e sericita.

Esporádicos níveis de metaconglomerados também são encontrados no contexto de rochas que compõem o Grupo Rio Preto. A oeste do povoado de Lameirão foram encontrados níveis de metaconglomerados polimíticos, deformados e intercalados tectonicamente com xistos e filitos. Esses metaconglomerados exibem cores que variam do creme ao avermelhado e são formados por uma matriz micácea, a qual engloba seixos de quartzo e de quartzito. O afloramento está posicionado em rampa lateral de empurrão, havendo registro de lineação de estiramento mineral de baixo ângulo.

Winge (1972), realizando o mapeamento geológico da região compreendida entre as serras do Boqueirão e Estreito, cita a presença de metaconglomerados nas proximidades da fazenda Baixão do Fabrício, sul de Buritirama, cuja rocha apresenta matriz pelítica, a qual comporta seixos principalmente de quartzo, gnaisse e metassiltito.

Quanto ao metamorfismo que atuou sobre as seqüências metassedimentares do Grupo Rio Preto, as paragêneses minerais observadas em lâminas delgadas indicam a fácies xisto-verde, com áreas localizadas de anfibolito baixo. Nessas partes, onde o metamorfismo alcançou a fácies anfibolito baixo, as rochas foram em geral retrometamorfizadas à fácies xisto-verde, evidenciada sobretudo através da transformação da biotita para moscovita.

Estruturalmente, o Grupo Rio Preto, representado pelos seus metassedimentos, congrega uma série de feições estruturais, incluindo expressivos alinhamentos, falhamentos, dobramentos e redobramentos complexos. Esse grupo, que constitui uma faixa dobrada, marginal ao Cráton do São Francisco, apresenta-se caracterizado por freqüentes empurrões/transpurrões, gerando principalmente dobras recumbentes e isoclinais, cujos planos axiais mostram, em geral, vergência para nor-noroeste. Assim sendo, essa intensa deformação, que se processou de forma generalizada por todo o domínio do Grupo Rio Preto, ocasionou, não só intercalações tectônicas entre os diferentes litótipos, mas, sobretudo, destruiu a maioria das estruturas primárias, o que praticamente impossibilitou o empilhamento estratigráfico das seqüências litológicas que compõem esse grupo.

A assinatura geofísica do Grupo Rio Preto, estabelecida pelo método magnético da intensidade do campo total, está caracterizada por um forte aumento do gradiente magnético, devido ao contraste de susceptibilidade magnética entre essas rochas e as do embasamento. Essa feição magnética, que não é característica dos metassedimentos desse grupo, pode ser decorrente da presença de rochas básicas/ultrabásicas, subaflorantes. Já a leste da serra do Boqueirão o gradiente magnético, que é baixo, é coerente com a seqüência de xistos e filitos que afloram nessa área.

A idade de 840Ma (Silva, 1987), obtida pelo método K/Ar em anfibolito, é o único registro geocronológico disponível na literatura, dentro da área de ocorrência do Grupo Rio Preto. Como a rocha analisada, é um *sill* de anfibolito, encaixado nos metassedimentos desse grupo, o valor de 840Ma representa a idade mínima para os metassedimentos do Grupo Rio Preto.

2.2.4.2 Grupo Santo Onofre (Unidades 17 e 17a)

O Grupo Santo Onofre (Porcher, 1970) está representado na referida área pelos metassedimentos mesoproterozóicos que constituem principalmente as serras do Boqueirão e Estreito. Sua distribuição geográfica e relações de contato estão expostas na figura 2.13. Esse grupo, que forma a unidade geomorfológica denominada Serras Orientais, mostra-se bem definido nos produtos de sensores remotos, assinalado sobretudo pelo expressivo relevo, mas também pela marcante densidade de lineações contínuas e paralelizadas. Na serra do Estreito, a geometria estabelecida por essas lineações, visualizada através da análise fotogeológica, sugere um esforço N-S, além de indicar também o movimento sinistral das falhas contíguas à essa serra .

A serra do Boqueirão, que constitui a outra expressão morfológica do Grupo Santo Onofre, e que também mostra-se perfeitamente individualizada nos produtos de sensores remotos, apresenta terminação lenticular nas imediações da serra da Tabatinga.

Na seção-tipo, que está localizada no trecho compreendido entre as serras do Cercado e da Porteira, os filitos e quartzitos que constituem esse grupo encontram-se intercalados tectonicamente, com evidências de empurrões, nesse setor da folha, de oeste para leste. Nessa parte da área, os metassedimentos do Grupo Santo Onofre mostram-se limitados pela

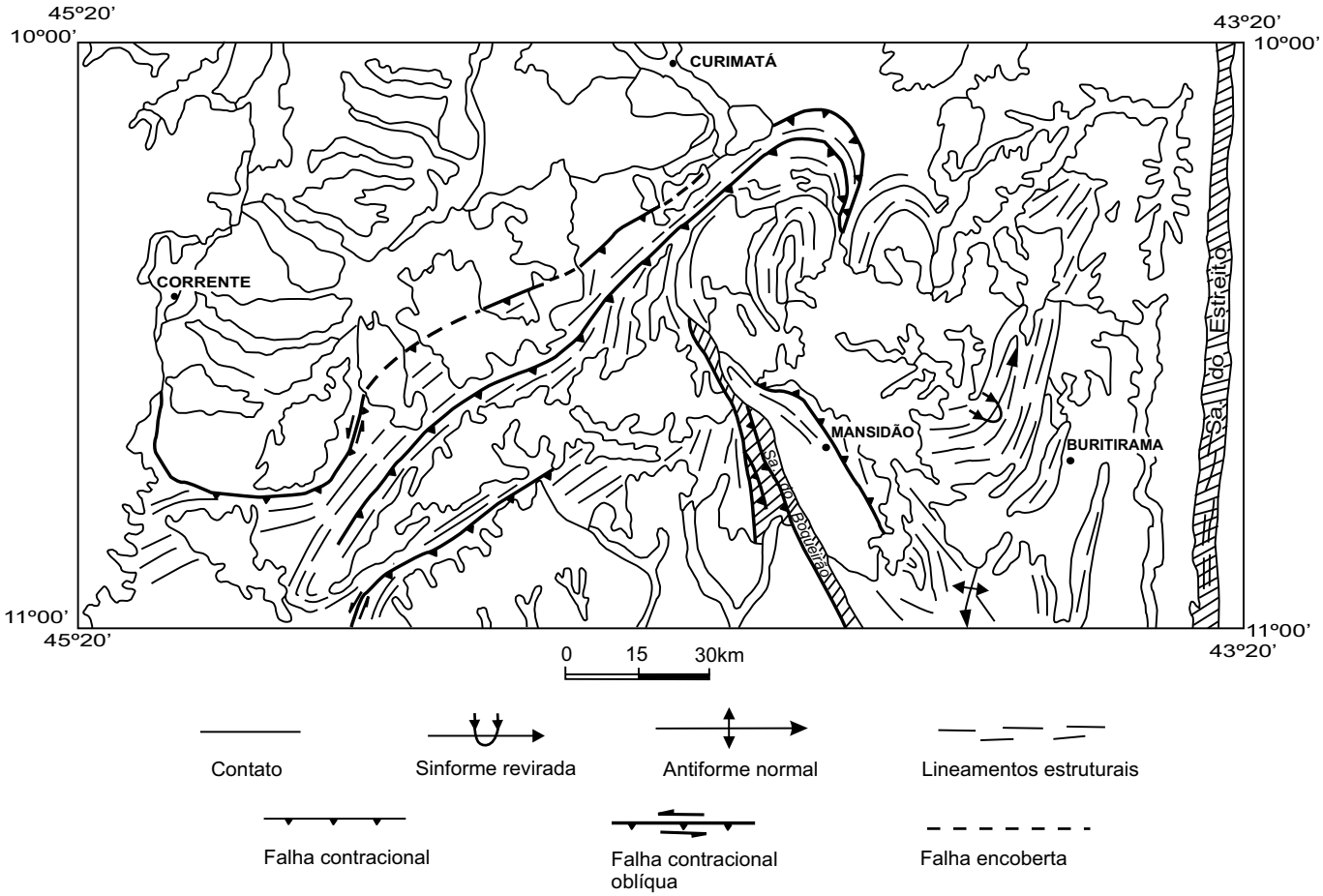


Figura 2.13 – Distribuição geográfica e relações de contato do Grupo Santo Onofre.

seqüência metassedimentar do Grupo Rio Preto, tanto a leste como a oeste da Faixa do Boqueirão. Esses fatos evidenciam o inter-relacionamento desses dois grupos, que provavelmente se depositaram contemporaneamente na mesma bacia, durante o Mesoproterozóico.

Na área cartografada, o Grupo Santo Onofre está representado litologicamente por um conjunto de quartzitos, com filitos subordinados, e, mais raramente, lentes de metarenitos finos, metassiltitos e xistos.

Os quartzitos, que são os litótipos predominantes do Grupo Santo Onofre, formam, sobretudo, as serras do Boqueirão e Estreito. Possuem cores que variam do cinza-claro ao creme-esbranquiçado, exibem em geral granulação fina a média, são recristalizados, silicificados, e formam expressivos bancos centimétricos a métricos. Mostram-se foliados, dobrados, e apresentam localmente relíquias da estratificação original. Essas rochas encontram-se invariavelmente cisalhadas, e por vezes portam lineações de estiramento mineral. Os principais constituintes minerais desses litótipos são: quartzo, sericita, pirita ferruginosa e óxido de ferro, além de granada, moscovita, feldspatos, zircão, turmalina e epidoto, os quais aparecem ocasionalmente. Em função do conteúdo desses minerais, esses quartzitos são classificados como quartzitos puros, quartzitos feldspáticos, sericita quartzitos e moscovita quartzitos.

Os filitos, que ocorrem principalmente nas proximidades da serra do Cercado, e estão intercalados com os quartzitos, constituem níveis com espessuras variáveis, dentro da seqüência metassedimentar do Grupo Santo Onofre. Apresentam, em geral, cor cinza-clara, clivagem de crenulação e possuem laminação plano-paralela bem desenvolvida, a qual coincide também com a foliação impressa nos quartzitos. São constituídos essencialmente por sericita, clorita, grafita, quartzo, óxidos de ferro e de

manganês; e como acessórios aparecem: turmalina preta, rutilo e cristais milimétricos de pirita. Em função da contribuição desses minerais na rocha, esses litótipos são classificados petrograficamente como filitos sericíticos, filitos sericíticos granadíferos, filitos sericíticos grafitosos e/ou manganesíferos. Alguns níveis de filitos mostram-se enriquecidos em quartzo, os quais estão concentrados sobretudo nos planos da foliação. Esses filitos gradam lateralmente para metassiltitos e metarenitos finos, fato este observado com maior freqüência no trecho compreendido entre as serras do Boqueirão e do Cercado.

Os metassiltitos e metarenitos finos, que formam níveis milimétricos e centimétricos, intercalados ritmicamente com os filitos, constituem relíquias da sedimentação original desse grupo. Essas rochas apresentam em geral cores esbranquiçadas, com menos freqüência o cinza-escuro; são friáveis e mineralogicamente são compostas por quartzo, sericita, granada, caulim, grafita, pirita ferruginosa, óxidos de ferro e de manganês e, ocasionalmente, turmalina preta e rutilo.

Os xistos, que também estão presentes no Grupo Santo Onofre, embora com participação reduzida, estão representados através de quartzo-sericita xistos e quartzo-moscovita xistos, que encontram-se associados aos quartzitos, filitos e metassiltitos. Esses litótipos ocorrem em pontos localizados a oeste da serra do Boqueirão e mostram-se em cores que variam do cinza-esbranquiçado ao cinza-esverdeado. Os principais constituintes mineralógicos dessas rochas são: sericita, moscovita, quartzo, caulim, grafita e granada.

Ainda no contexto do Grupo Santo Onofre, Rocha *et al*. (1989) fazem referências à presença de níveis de talco xistos associados aos quartzitos da serra do Boqueirão, possivelmente colocados tectonicamente.

A paragênese mineral dos litótipos que compõem esse grupo, contendo principalmente sericita, moscovita, clorita e granada do tipo espessartita (Winge, 1972), indica o metamorfismo de fácies xisto-verde para essas rochas. A composição mineralógica encontrada nessas litologias é diagnóstica de protólitos originalmente pelíticos a psamíticos, representados por folhelhos, argilitos e, sobretudo, arenitos quartzosos.

Estruturalmente, o Grupo Santo Onofre, que encontra-se limitado por falhas, tanto na serra do Estreito como em grande parte da serra do Boqueirão, apresenta-se bastante afetado tectonicamente. A seção geológica desses metassedimentos está caracterizada sobretudo por dobras isoclinais, embora contenha também dobras normais e camadas imbricadas tectonicamente.

A serra do Boqueirão está assinalada na aerogeofísica através de um grande alinhamento com direção NNW-SSE, o qual separa, a oeste, feições com moderada a forte magnetização; e a leste, feições fracamente magnéticas, estas representando os litótipos do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Já a serra do Estreito mostra uma assinatura magnética composta por feições ovaladas, orientadas N-S e pouco magnéticas. A oeste dessa serra o mapa magnético mostra feições que correspondem a corpos bem mais magnéticos que os situados a leste da respectiva serra.

As estruturas sedimentares preservadas nos metassedimentos desse grupo, evidenciadas principalmente pela presença de laminação plano-paralela, marcas de ondas simétricas, estratificação cruzada tabular e grande quantidade de seqüências psamíticas, sugerem deposição em ambiente litorâneo para o Grupo Santo Onofre (Winge, 1972).

O Supergrupo Espinhaço, o qual congrega o Grupo Santo Onofre, foi depositado em bacia tipo *rift*, abortado a 1.700Ma, segundo Dominguez (1989). Em função da inexistência de análise geocronológica nesses metassedimentos na área cartografada, a idade citada acima é admitida como a da deposição desse grupo.

2.2.5 Supergrupo São Francisco (Unidade 15)

O Supergrupo São Francisco, conforme referenciado por Pflug & Renger (1973), é composto por uma seqüência basal, constituída de rochas psamíticas a pelíticas, e outra superior, formada essencialmente por calcários.

Na área do projeto, esse supergrupo está representado pelo Grupo Bambuí.

2.2.5.1 Grupo Bambuí (Unidade 15)

O Grupo Bambuí (Rimann, 1917), que na área supracitada engloba uma seqüência metassedimentar constituída de rochas psamíticas e pelíticas, corres-

ponde ao prolongamento norte da Formação Serra da Mamona, de Silva (1987), e a Unidade Psbma, de Andrade Filho (1994). Na área cartografada, esse grupo, que aflora na parte centro-sul da referida folha, comparece de forma reduzida, conforme mostra a figura 2.14, na qual também estão expostas suas relações de contato. Em função da grande quantidade de cobertura implantada nessa parte da área, os afloramentos desse grupo são escassos e estão situados nos vales.

Os afloramentos mais representativos estão localizados na vereda das Goiabeiras, sul da fazenda Pau de Leite, onde as observações de campo foram prejudicadas em função da grande quantidade de cobertura areno-argilosa, e também pelo grau de alteração das rochas.

Litologicamente, o Grupo Bambuí está composto por uma seqüência de rochas psamíticas a pelíticas, incluindo metarenitos finos, intercalados com metassiltitos e filitos.

Os metarenitos finos e metassiltitos, que são os litótipos predominantes, possuem em geral cores amareladas a avermelhadas, por vezes esverdeadas, e granulação variando de areia fina a silte. São compostos essencialmente por grãos subangulosos de quartzo, sericita, granada e pirita, esta última freqüentemente alterada, portando impregnação de óxido de ferro e de manganês. Essas litologias apresentam localmente níveis centimétricos contendo grãos de quartzo com granulação média, alternados com outros mais sílticos e alguns mais argilosos, sugerindo relíquias da estratificação primária.

Os filitos, a exemplo dos metarenitos, também são avermelhados a amarelados, e são constituídos por quartzo, sericita, clorita e grafita. A pirita comparece ocasionalmente, e quase sempre oxidada.

As associações mineralógicas contidas nos litótipos que compõem o Grupo Bambuí sugerem o grau metamórfico de incipiente a fraco, atingindo localmente o xisto-verde baixo.

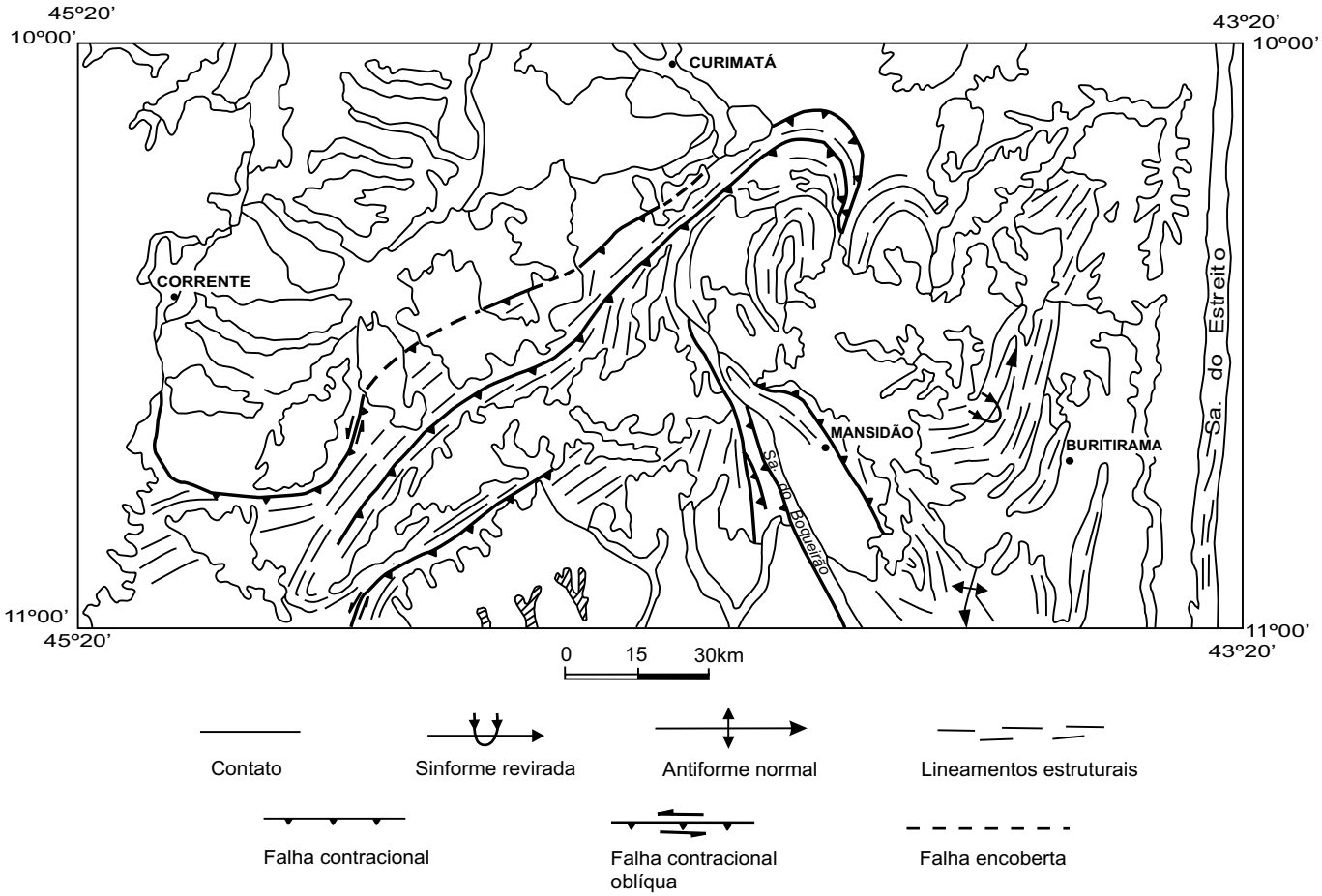


Figura 2.14 – Distribuição geográfica e relações de contato do Grupo Bambuí.

Estruturalmente, essas litologias que constituem uma estreita faixa projetada na direção NE, estão dispostas segundo dobramentos recumbentes, inclinados e isoclinais, com vergência para noroeste.

O perfil gravimétrico realizado por Gomes & Motta (1980) no domínio de ocorrência da Formação Serra da Mamona, na Folha Rio Preto (sul da área), apresenta uma curva gravimétrica ascendente no sentido norte, indicando profundidades cada vez menores do embasamento.

A deposição dos metassedimentos do Grupo Bambuí na área em estudo se processou em plataforma aberta, sob condições da ação de ondas e correntes de maré, com abundância de material detrítico (Silva, 1987).

Quanto aos estudos geocronológicos efetuados nos metassedimentos desse grupo, são conhecidas três isócronas (Rb/Sr), as quais foram realizadas em ardósias da Formação Serra da Mamona, no prolongamento sul da área (Silva,1987). Os valores obtidos não foram satisfatórios, uma vez que as idades variaram de 478Ma a 755Ma Contudo, Silva (1987) reinterpretou os referidos dados, e encontrou uma idade de 650Ma, com razão inicial de 0,712, que, segundo o mesmo autor, representa o efeito do evento metamórfico e tectônico do Ciclo Brasiliano.

2.2.6 Bacia do Parnaíba (Unidades 9 a 14)

A Bacia do Parnaíba (Derby, 1884, *apud* Montes, 1986, p. 163), também conhecida como Bacia do Maranhão ou do Meio Norte, ocupa uma extensa área sedimentar de idade paleozóica, com características ambientais e tectônicas bem definidas. Trata-se de uma bacia intracratônica, cuja sedimentação essencialmente detrítica excedeu localmente a 3.000m de espessura. Na área do projeto, a Bacia do Parnaíba congrega os grupos Serra Grande e Canindé e a Formação Motuca.

2.2.6.1 Grupo Serra Grande (Unidades 12 a 14)

A Série Serra Grande, que foi a denominação atribuída por Small (1913, *apud* Montes, 1986, p. 163), para caracterizar a seqüência de arenitos e conglomerados existentes na margem oriental da Bacia do Parnaíba, corresponde, na Folha Curimatá-Corrente, a uma ampla área situada na parte centro-norte da referida folha. Sua distribuição espacial e limites com as outras unidades litoestratigráficas estão expostas na figura 2.15.

Geomorfologicamente constitui a unidade denominada Chapadões do Alto Parnaíba; mas também engloba partes da Unidade Depressão do Alto Parnaíba, esta última representada pelo nível inferior desse grupo. Os chapadões situados nas proximidades de Curimatá e Parnaguá estão bem assinalados nos produtos de sensores remotos, os quais realçam sobretudo os planos de estratificações e de fraturas. Através da análise fotogeológica, esse grupo foi dividido em três níveis, que podem corresponder às formações Ipú, Tianguá e Jaicós, descritas por Caputo & Lima (1984), no prolongamento norte da área.

O nível inferior, que está depositado discordantemente sobre os gnaisses bandados do Complexo Gnáissico-Migmatítico, ocorre sobretudo a oeste de Parnaguá. Algumas *cuestas* associadas aos suaves platôs implantados nas proximidades de Parnaguá, constituem as principais feições fotogeológicas desse nível basal do Grupo Serra Grande, que está representado principalmente por arenitos médios a grossos, feldspáticos, e com intercalações subordinadas de conglomerados.

Já o nível intermediário, apresenta-se caracterizado nas aerofotos através de grande densidade de planos de estratificações, além de possuir alta reflectância. Ocorre principalmente a norte e a leste de Parnaguá, onde formam platôs com abundantes lajedos. Os arenitos finos, que são dominantes nesse nível, exibem, freqüentemente, estratificação cruzada, sendo algumas de grande porte, e mostram esparsos níveis conglomeráticos.

Finalmente, o nível superior, o qual constitui os chapadões a sudoeste de Curimatá, com destaque para aquele que forma a serra do Gado Bravo, apresenta-se composto por uma seqüência de arenitos grosseiros, com estratificações cruzada e plano-paralela, em geral silicificados, e de colorações que variam do creme ao cinza-claro, por vezes avermelhados. Associados a esses arenitos, aparecem freqüentemente níveis de conglomerados, os quais são constituídos por uma matriz arenosa, contendo principalmente seixos de quartzo, com formas arredondadas a subangulosas e com dimensões centimétricas.

As estruturas sedimentares contidas nesses litótipos (estratificação cruzada acanalada e tabular), além de conglomerados com matriz arenosa, suge-

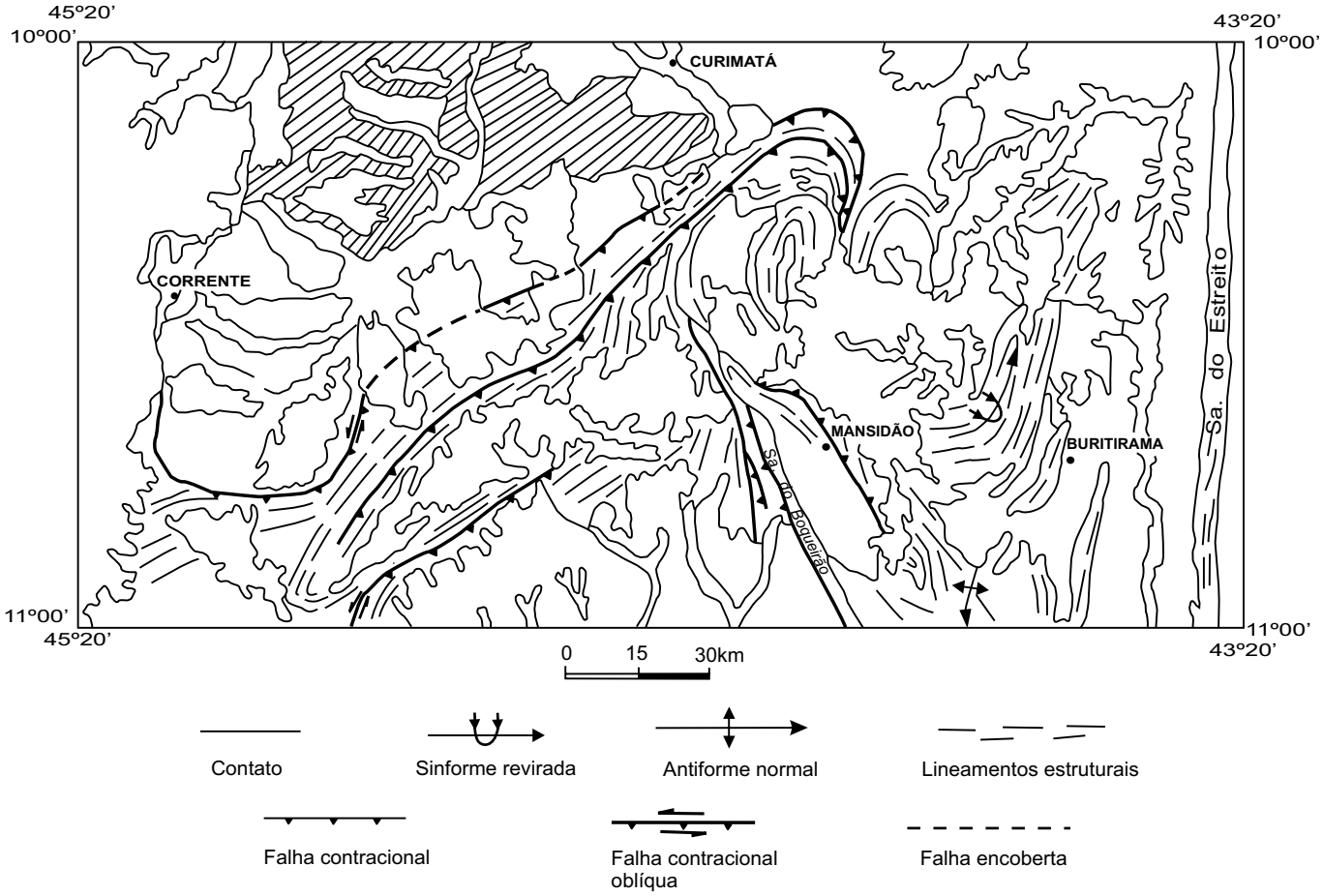


Figura 2.15 – Distribuição geográfica e relações de contato do Grupo Serra Grande.

rem, para o Grupo Serra Grande, um ambiente fluvial anastomosado, com participação de leques aluviais, caracterizando dessa forma uma sedimentação eminentemente continental (Della Fávera & Uliana, *apud* Montes, 1986, p. 171).

Em função da ausência de fósseis em sua parte basal, torna-se difícil o estabelecimento de uma idade para o início da sedimentação do mesmo. Contudo, Caputo & Lima (1984) citam a existência de quitinozoários, miasporos e graptólitos na Formação Tianguá, prolongamento norte da área, e atribuem ao Siluriano Inferior o início dessa sedimentação, confirmando idade proposta anteriormente por Carozzi *et al*. (1975).

2.2.6.2 Grupo Canindé (Unidades 10 e 11)

O Grupo Canindé foi proposto originalmente por Rodrigues (1967, *apud* Leite, 1995, p. 95) e Carozzi *et al.* (1975, *apud* Montes, 1986, p. 163) para reunir as formações devonianas Pimenteiras, Cabeças e Longá. Apenas as formações Pimenteiras e Cabeças têm representatividade na área compreendida pelo projeto.

2.2.6.2.1 Formação Pimenteiras (Unidade 11)

A Formação Pimenteiras, que foi introduzida na literatura geológica por Small (1913, *apud* Montes, 1986, p. 163), para definir os folhelhos que ocorrem na cidade homônima no estado do Piauí, está situada na parte noroeste da área cartografada (figura 2.16). O contato inferior com o Grupo Serra Grande é realizado de forma concordante, enquanto o superior, com a Formação Cabeças, é do tipo gradacional.

Essa formação está constituída essencialmente por sedimentos pelíticos, representados sobretudo por folhelhos de cores variadas, predominando o

vermelho e o cinza-escuro. São em geral micáceos, e englobam quase sempre nódulos e leitos de oólitos piritosos. Na parte superior dessa formação prevalecem intercalações de arenitos e siltitos, com cores claras e granulação fina. Os estratos arenosos, com espessuras centimétricas, são cremes ou avermelhados, finos e bem selecionados.

A idade de sedimentação desses litótipos é atribuída ao Devoniano, em função do conteúdo fossilífero verificado nos sedimentos dessa formação, no prolongamento norte da área referenciada.

2.2.6.2.2 Formação Cabeças (Unidade 10)

Formação Cabeças foi o termo utilizado por Plummer (1946, *apud* Montes, 1986, p. 178), para caracterizar a seqüência de arenitos expostos nas proximidades do povoado de igual denominação, hoje cidade Dom Expedito Lopes, no estado do Piauí. Na área focalizada pelo projeto, essa formação, que ocupa pequena parte do setor noroeste, está posicionada estratigraficamente acima da Formação Pimenteiras, e imediatamente abaixo da Formação Motuca (figura 2.17).

Arenitos brancos a cinza-amarelados, de granulação fina a média, pouco micáceos e com minerais pesados em abundância, são os constituintes litológicos predominantes dessa formação. Localmente essas rochas tornam-se grosseiras, por vezes conglomeráticas, as quais possuem seixos subarredondados de quartzo, quartzitos, fragmentos de feldspato e palhetas de moscovita. As estratificações plano-paralela e cruzada, são as estruturas sedimentares mais freqüentes.

Cunha (1986) considera que as formações Pimenteiras e Cabeças representam alternâncias de ciclos transgressivos e regressivos, respectiva-

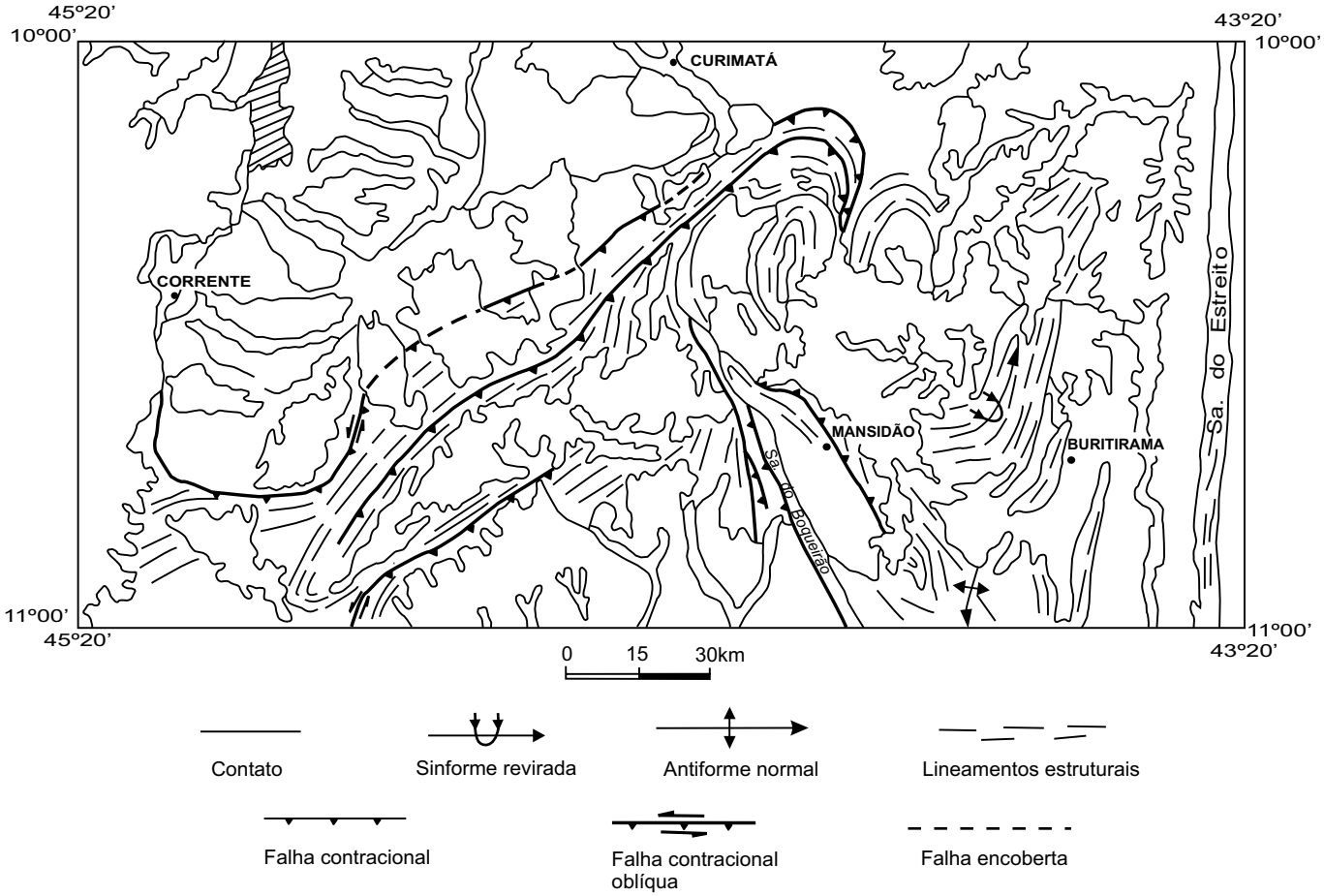


Figura 2.16 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Pimenteiras.

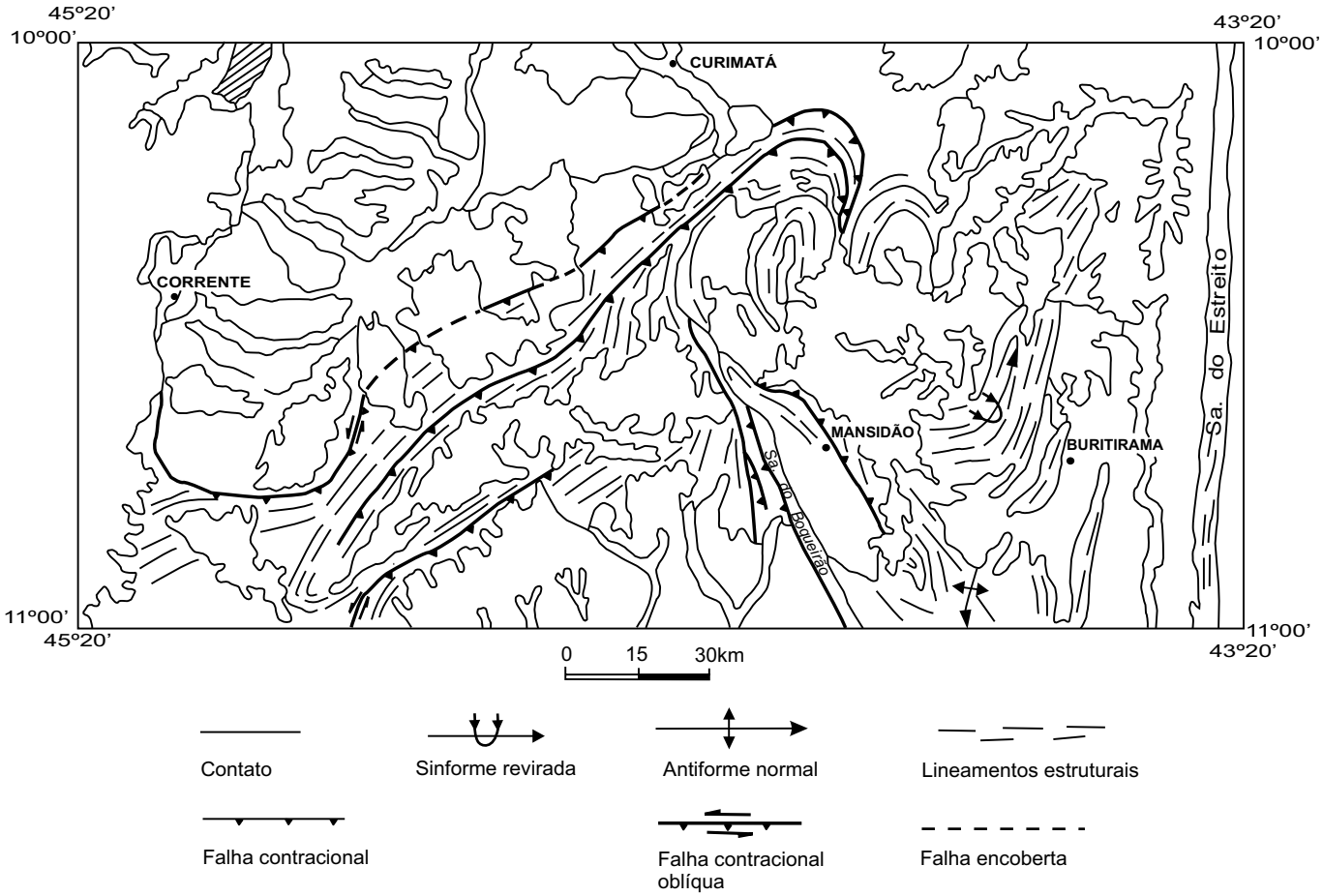


Figura 2.17 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Cabeças.

mente. Ainda segundo o mesmo autor, essas seqüências sedimentares seriam formadas pelo retrabalhamento de clásticos continentais que foram depositados em ambientes litorâneos pouco profundos, sob condições climáticas temperadas e frias, nas proximidades de geleiras.

Os macrofósseis identificados nos membros Passagem e Ipiranga (prolongamento norte da área) dessa formação, permitiram a Kegel (1953, *apud* Montes, 1986, p. 178) atribuir idade devoniana média para os sedimentos da Formação Cabeças.

2.2.6.3 Formação Motuca (Unidade 9)

A denominação Formação Motuca, também conhecida como Sambaíba, foi atribuída originalmente por Plummer *et al.* (1948, *apud* Montes, 1986, p. 218) para caracterizar os arenitos que constituem o membro superior da Formação Melancieiras, no estado do Piauí.

Essa formação, que ocorre na parte noroeste da referida área, marca o final da sedimentação paleozóica da Bacia do Parnaíba. Com pequena representatividade na área cartografada, a Formação Motuca está situada estratigraficamente acima da Formação Cabeças e abaixo da Formação Areado. Sua distribuição geográfica e relações de contato estão expostas na figura 2.18.

Nos produtos de sensores remotos, essa formação está assinalada principalmente pela alta reflectância de seus sedimentos, reflexo da ausência da capa vegetal em grande parte de seus domínios. A elevada densidade de drenagem, a qual reflete a presença de seqüências argilosas impermeáveis, é outro aspecto fotogeológico marcante dessa formação.

A seção-tipo da Formação Motuca na área do projeto, está situada na BR-135, trecho compreendido

entre as cidades de Cristalândia do Piauí e Corrente. As rochas, que afloram em grandes áreas desprovidas de vegetação, são dominantemente constituídas de siltitos e folhelhos interestratificados, com finos níveis de arenitos subordinados. Os folhelhos são em geral arroxeados, e exibem quase sempre laminação plano-paralela. Localmente mostram fraturas milimétricas preenchidas por calcita.

Os arenitos, que comparecem em proporções reduzidas, são avermelhados, de granulação fina, grãos subarredondados a arredondados e com matriz essencialmente argilosa.

Nas imediações de Corrente essa seqüência de folhelhos e siltitos marca o topo da formação, caracterizando dessa forma o contato com a Formação Areado. Durante a realização do Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco, Costa *et al.* (1976) distinguiram nessa formação duas unidades: uma inferior, representada por arenitos róseos, com granulação fina e estratificações laminar e cruzada, e outra superior, constituída por arenitos vermelhos, finos a médios, com matriz argilosa e estratificação cruzada.

A idade permiana, que é atribuída a essa formação afossilífera, está baseada na posição estratigráfica que ocupa, entre as formações Cabeças, do Devoniano, e Areado, do Cretáceo Inferior.

2.2.7 Bacia Sanfranciscana (Bacia do Urucuia) (Unidades 6 a 8)

A Bacia Sanfranciscana (Barcelos & Suguio, 1980), de idade cretácea, abrange extensos chapadões que se projetam pelos estados: Bahia, Piauí, Minas Gerais, Goiás e Tocantins. Na área do projeto, essa bacia compreende grande parte da Folha Corrente, e está representada pelas formações Areado e Urucuia.

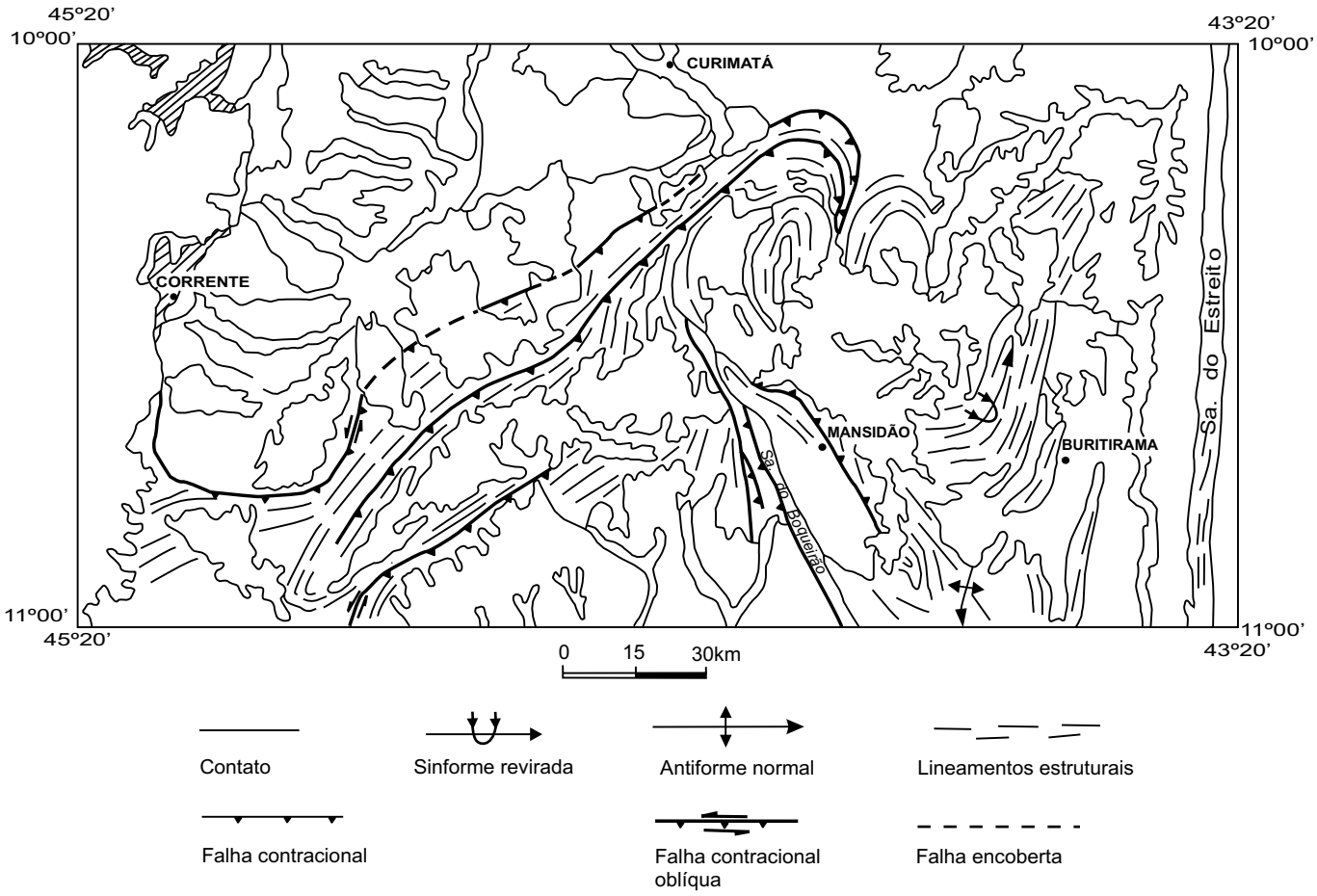


Figura 2.18 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Motuca.

2.2.7.1 Formação Areado (Unidade 8)

A Formação Areado, referenciada inicialmente por Rimann (1917) para designar os arenitos vermelhos da região de Abaeté e Ribeiro do Chumbo, Minas Gerais, apresenta-se exposta na parte oeste da área cartografada. Essa formação do Cretáceo, que possui pequena representatividade na Folha Corrente, está situada estratigraficamente acima da Formação Motuca, e imediatamente abaixo da Formação Urucuia, conforme mostra a figura 2.19, a qual apresenta também sua distribuição geográfica e suas relações de contato.

Nos produtos de sensores remotos essa formação exibe um suave patamar, no qual domina uma tonalidade cinza-média em quase toda sua extensão. O limite com a Formação Motuca está definido morfologicamente através de uma suave escarpa da ordem de 10m, que está bem assinalada nas aerofotos.

A melhor seção dessa formação está situada na BR-135, imediações de Corrente. Nesse local, a Formação Areado está representada por uma seqüência de arenitos finos, interestratificados com siltitos.

Os arenitos são finos, maciços, raramente estratificados, e em geral avermelhados. Já os siltitos, que formam camadas com espessura métrica, são dominantemente vermelhos, esporadicamente estratificados e friáveis. Raros níveis de conglomerados são encontrados nessa seqüência sedimentar. A base dessa formação, ou seja, o contato com a Formação Motuca, é constituída por bancos de siltitos cinza-arroxeados, compactos, os quais constituem uma suave escarpa no limite das duas formações.

Na parte interna da estrutura circular, situada a NNW de Corrente, essa formação está representada por arenitos finos, de cores claras e friáveis.

Costa *et al.* (1976), realizando o mapeamento geológico da Folha Veredão (SC.23-Y-B), descreveram três unidades componentes da Formação Areado: a uni-

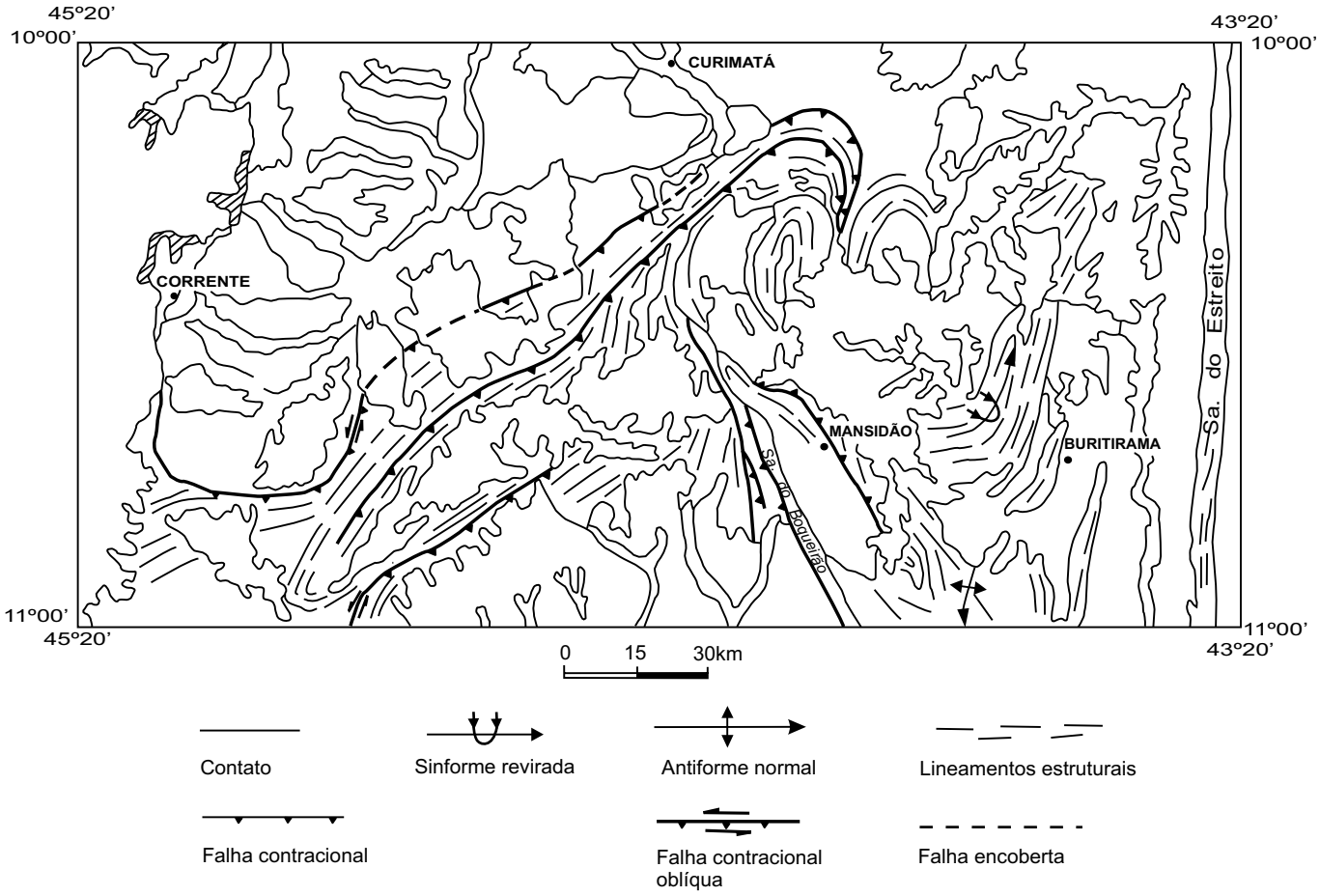


Figura 2.19 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Areado.

dade inferior, dominando folhelhos sílticos, argilosos, com cores variadas e intercalações de arenito fino, calcífero; a unidade intermediária, composta essencialmente por arenitos avermelhados; e a unidade superior, constituída por arenitos finos, argilosos, passando gradativamente a siltitos avermelhados com finas intercalações de folhelhos e arenitos calcíferos. Segundo os mesmos autores, essa formação teria sido depositada em ambiente de águas rasas, calmas e confinadas (lacustrina) cuja presença dos arenitos calcíferos, evidenciaram períodos de maior salinidade, provavelmente em clima semiárido.

2.2.7.2 Formação Urucuia (Unidades 6 e 7)

Os primeiros estudos sobre essa formação foram realizados por Derby (1906, *apud* Montes, 1986, p. 218), descrevendo o arenito das chapadas do noroeste de Minas Gerais. Posteriormente, Oliveira (1943, *apud* Montes, 1986, p. 241) atribuiu a esses sedimentos a denominação de Arenito Urucuia.

Na área do projeto, a Formação Urucuia, que forma extensos chapadões, está implantada totalmente na Folha Corrente (figura 2.20). Esses sedimentos cretáceos, com espessura da ordem de 300m, compreendem à parte superior da Bacia Sanfranciscana (Barcelos & Suguio, 1980), e recobrem partes da Bacia do Parnaíba, da Formação Areado e do Grupo Rio Preto. A feição geomorfológica estabelecida por essa formação, a qual constitui a unidade denominada Chapadão Ocidental, é a principal característica fotogeológica desses sedimentos. Sua seção-tipo está exposta na serra do Papagaio, nor-noroeste de Corrente. Através da análise fotogeológica e comprovação de campo, foram individualizados dois níveis na Formação Urucuia. O nível inferior, que bordeja grande parte dos chapadões e mostra-se composto principalmente por arenito fino, friável, bem selecionado, bem laminado, e com estratificação cruzada acanalada de grande porte, com camadas de siltitos e argilitos cinza-esverdeados a avermelhados subordinados. Na parte basal desse nível que participa da estrutura circular localizada a nor-noroeste de Corrente, em conjunto com os arenitos da Formação Areado, são encontrados, por vezes, bancos métricos de arenitos conglomeráticos de cores claras e silicificados.

O nível superior, que é assinalado por uma abrupta escarpa, apresenta uma seqüência de arenitos finos, friáveis, bem selecionados e com estratificação cruzada acanalada de grande porte. A passagem do nível inferior para o superior é marcada pela presença de um horizonte de arenito fino, homogêneo, sem estratificação cruzada e com espessura da ordem de 6m.

Com relação ao posicionamento estratigráfico da Formação Urucuia, Lima *et al.* (1978, *apud* Montes, 1986, p. 244) advogam um contato francamente concordante com a Formação Areado, sendo assinaladas discordâncias locais através de arenitos conglomeráticos basais lenticulares. Os mesmos autores consideram que a Formação Urucuia recobre discordantemente, tanto os arenitos da Formação Motuca, como os basaltos da Formação Orozimbo; observações estas realizadas em Lizarda (Piauí), fora da área cartografada.

As estruturas sedimentares contidas nessa seqüência de arenitos cretáceos sugerem um ambiente essencialmente flúvio-eólico para os sedimentos da Formação Urucuia, com a participação reduzida de sistemas lacustres.

2.2.8 Formações Superficiais (Unidades 1 a 5)

As formações superficiais presentes na área cartografada estão representadas pelas coberturas areno-argilosas, dunas, tálus e aluviões. As coberturas areno-argilosas, do Terciário/Quaternário, em número de duas, ocupam extensas áreas nessa região. A primeira e mais antiga delas está associada à superfície de desnudação da serra da Tabatinga, na divisa do estado da Bahia com o Piauí (figura 2.21). Esses sedimentos estão situados em uma superfície aplainada, com cotas da ordem de 600m a 700m, e recobrem grande parte das seqüências metassedimentares do Grupo Rio Preto, como também rochas metamórficas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Essa cobertura apresenta-se constituída por sedimentos areno-argilosos inconsolidados, por vezes laterizados, de cores esbranquiçadas e avermelhadas. Nunes *et al.* (1973), propuseram a denominação de Formação Serra da Tabatinga para caracterizar essa seqüência areno-argilosa. Bruni *et al.* (1974), consideram a espessura desses sedimentos variável, chegando a atingir 30m.

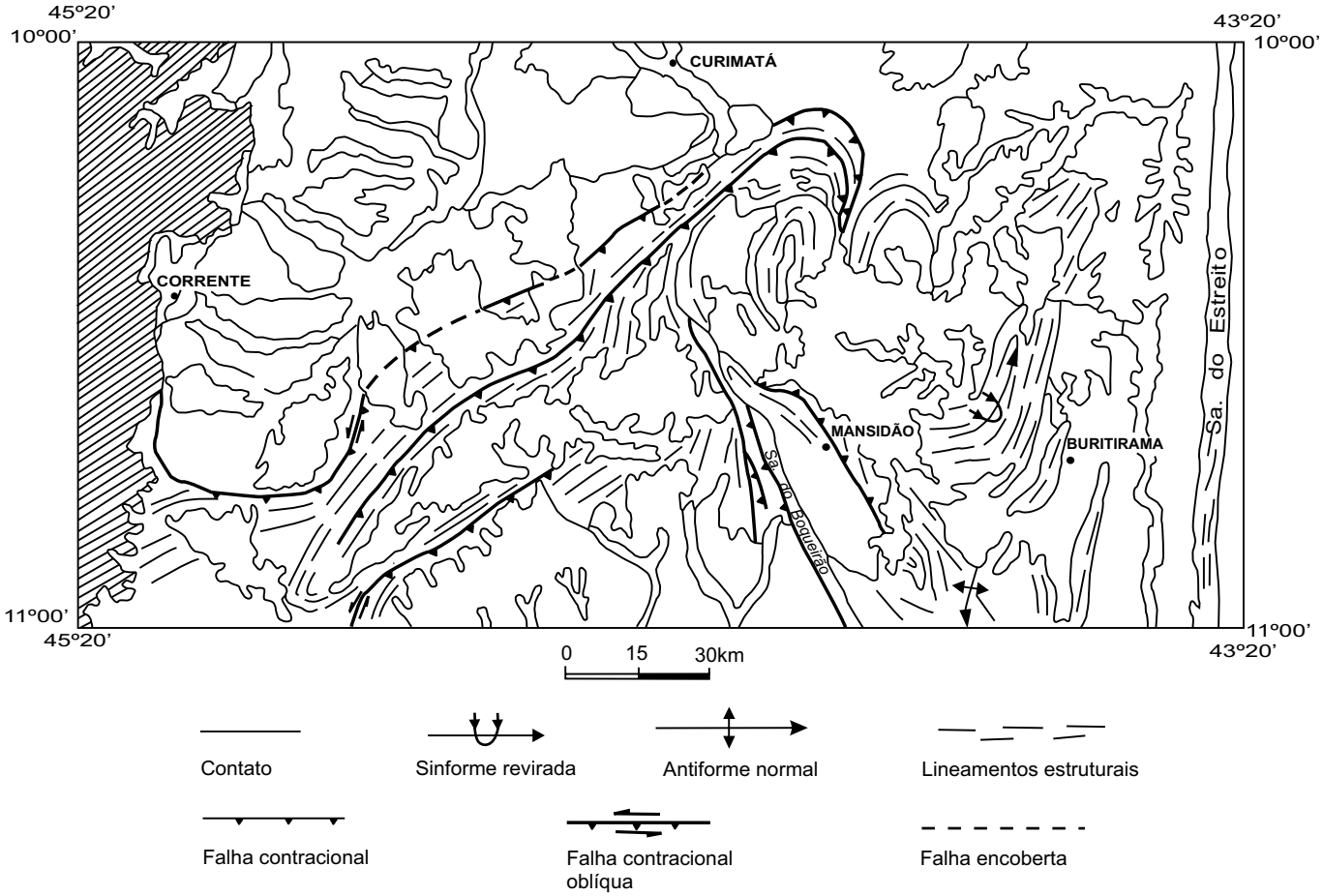


Figura 2.20 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Urucuia.

A outra cobertura areno-argilosa, que possui uma ampla distribuição geográfica na área supracitada, apresenta cotas que oscilam de 400m a 500m (figura 2.21). Recobre litologias do Complexo Gnáissico-Migmatítico, Grupo Rio Preto e formações sedimentares da Bacia do Parnaíba. Mostra-se constituída essencialmente por sedimentos areno-argilosos inconsolidados, contendo ainda crostas lateríticas localizadas.

Os depósitos coluvionares, que são reduzidos nessa área, estão concentrados a noroeste e sudoeste de Buritirama. São depósitos formados por areias, cascalhos e fragmentos de rochas.

As dunas existentes nessa região estão situadas na parte nordeste da referida área. Esses sedimentos eólicos, que mostram uma tendência de alongamento na direção noroeste, indicam o sentido do vento de sudeste para noroeste, e são formados de areias brancas bem selecionadas.

Os depósitos aluvionares da área cartografada estão situados, principalmente, ao longo do rio Paraim, riacho Curimatá, rio Preto e veredas da Conceição, Unha de Gato, e da Mansinha (figura 2.22). Esses sedimentos foram depositados no Quaternário, preenchem as calhas e planícies de inundação desses rios, e são compostos de areias, cascalhos, siltes e argilas.

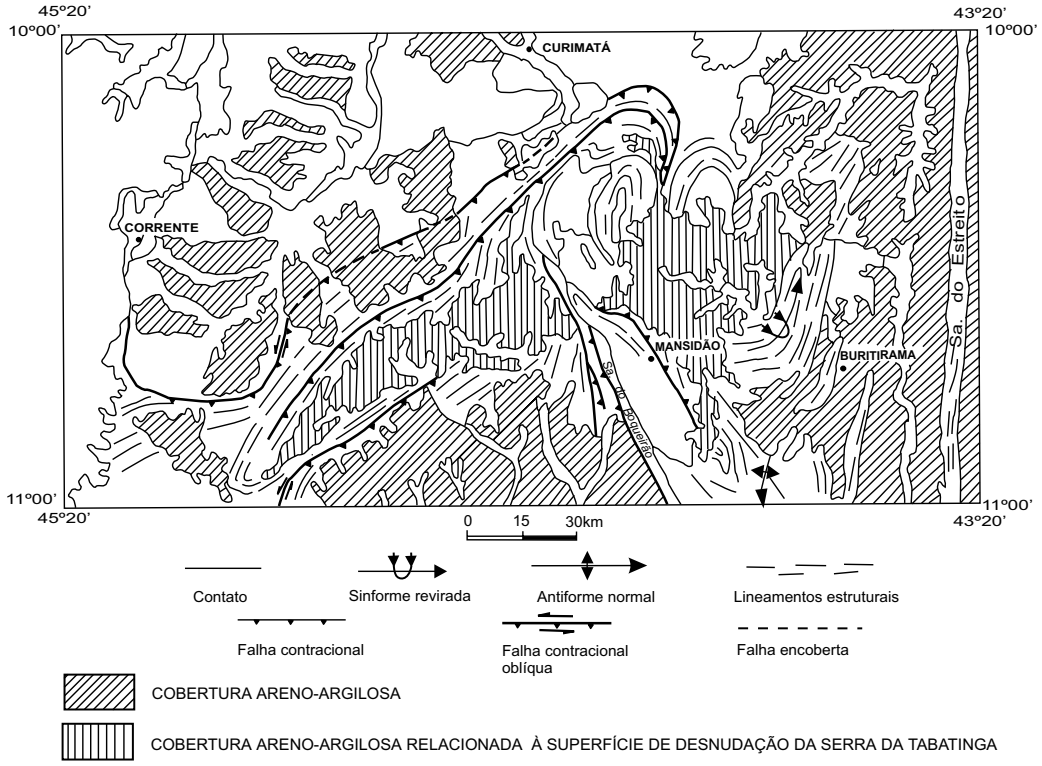


Figura 2.21 – Distribuição geográfica das coberturas areno-argilosas.

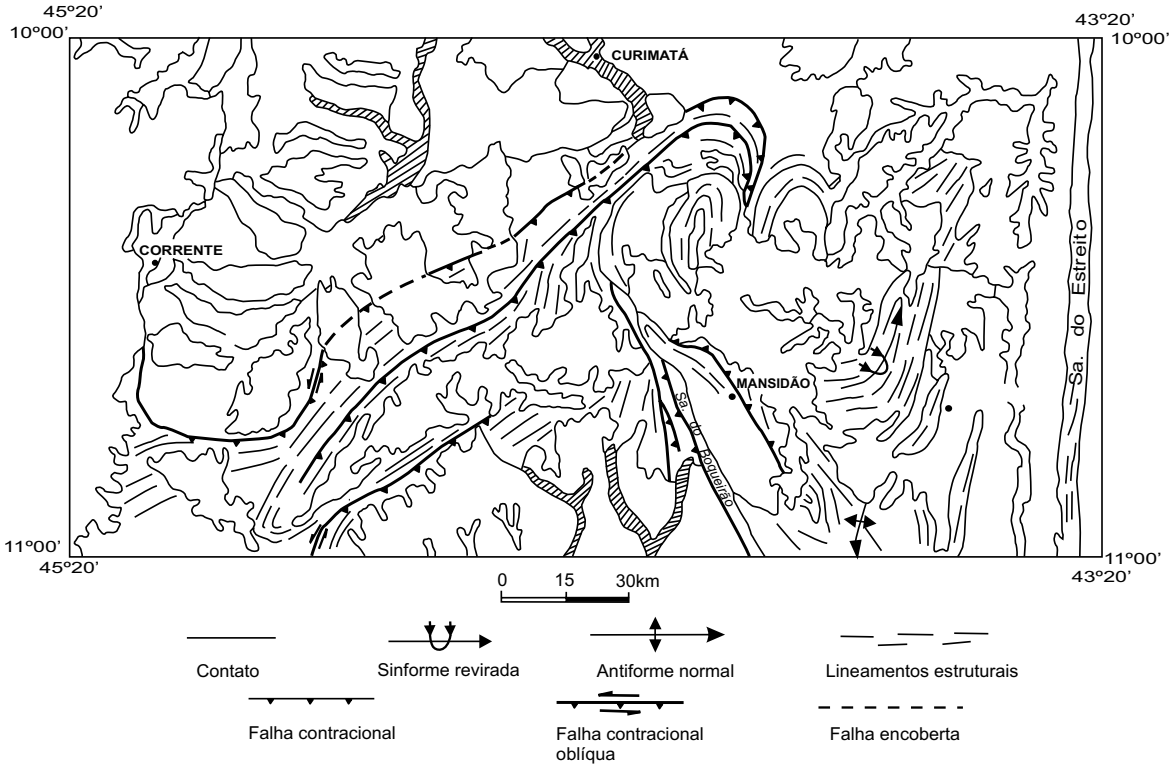


Figura 2.22 – Distribuição geográfica das aluviões.