CPRM
BIBLIOTECA
2384-B
v.2

PHL
014235
2007

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM-CPRM

PROJETO ALTO RIO NEGRO

RELATÓRIO PRELIMINAR

VOLUME 1B (PARTE II)

ORGANIZADO POR

ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO
PAULO FERNANDO VILLAS BOAS

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS

1993

PROJETO ALTO RIO NEGRO

CHEFE DO PROJETO: ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO

EQUIPE EXECUTORA: ABRAÃO FERNANDO FIGUEIRA DE MELO
PAULO FERNANDO VILLAS BOAS

PARTICIPAÇÃO PARCIAL: EWERTON REIS PEREIRA
PEDRO SÉRGIO ESTEVAM RIBEIRO

COLABORAÇÃO ESPECIAL: INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
JOÃO HENRIQUE GONÇALVES
JOÃO ORESTES S. SANTOS
MANOEL ROBERTO PESSOA
MÁRIO METELLO
NELSON RAMOS DE MENEZES FILHO
XAFI DA SILVA JORGE JOÃO

PROJETO ALTO RIO NEGRO

RELATÓRIO PRELIMINAR

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOLUME 1A - TEXTO (PARTE I/PARTE II)

VOLUME 1B - TEXTO (PARTE II)

VOLUME 1C - TEXTO (PARTE II/PARTE III)

ANEXOS I, II E III

APRESENTAÇÃO

O presente relatório refere-se aos trabalhos de compilação bibliográfica, fotointerpretação, mapeamento geológico e prospecção geoquímica e aluvionar do Projeto Alto Rio Negro, realizados na escala 1:500.000, em área de aproximadamente 136.000 km2, situada no setor extremo noroeste do Estado do Amazonas. As atividades de campo desenvolveram-se nas regiões das serras Caparro, Tunuí, Imeri e Padre, bem como ao longo dos rios Negro, Içana, Uaupés e Cuiari e BR-307. Este levantamento foi executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) para o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) em função do Convênio DNPM/CPRM.

Este volume (1B) consta do Texto (Parte II), que engloba os seguintes capítulos:

2.2 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

2.2.1 - Complexo Cauaburi

2.2.1.1 - Histórico

2.2.1.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.2.1.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas

2.2.1.4 - Petroquímica

2.2.1.5 - Idade, Origem e Correlação

2.3 - Supergrupo Roraima

2.3.1 - Histórico

2.3.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.3.3 - Petrografia

2.3.4 - Ambiente Deposicional

2.3.4.1 - Comentários Gerais

2.3.4.2 - Descrição das Litofácies

2.3.4.3 - Modelo Deposicional

2.3.5 - Idade, Origem e Correlação

2.4 - Suíte Intrusiva Tiquié

2.4.1 - Histórico

2.4.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.4.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas

2.4.4 - Petroquímica

2.4.5 - Idade, Origem e Correlação

2.5 - Diabásio Cujubim

2.5.1 - Histórico

2.5.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.5.3 - Petrografia

2.5.4 - Petroquímica

2.5.5 - Idade, Origem e Correlação

2.6 - Diabásio Uaraná

2.6.1 - Histórico

2.6.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.6.3 - Petrografia

2.6.4 - Petroquímica

2.6.5 - Idade, Origem e Correlação

2.7 - Alcalinas Seis Lagos

2.7.1 - Histórico

2.7.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.7.3 - Petrografia

2.7.4 - Idade, Origem e Correlação

2.8 - Formação Içá

2.8.1 - Histórico

2.8.2 - Distribuição e Relações de Contato

2.8.3 - Petrografia

2.8.4 - Idade, Origem e Correlação

2.9 - Coberturas Aluvionares

Capítulo 3 - Geologia Estrutural

3.1 - Generalidades

3.2 - Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro

3.2.1 - Região das serras Caparro/Tunuí/Macaco

3.2.2 - Região da serra Traíras

3.3 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

3.4 - Relação entre o Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

3.5 - Estruturas relativas ao Proterozóico Médio/Superior

3.6 - Estruturas Mesozóicas

3.7 - Estruturas Cenozóicas

Capítulo 4 - Arranjo Tectono-estratigráfico

Capítulo 5 - Evolução Geológica

Capítulo 6 - Geofísica

6.1 - Metodologia

6.2 - Dados Utilizados

6.3 - Interpretação

6.3.1 - Aeromagnetometria

6.3.2 - Aerogamaespectrometria

6.3.3 - Integração de dados Geológicos e Geofísicos

6.3.4 - Integração Geofísica/Geologia Estrutural

SUMÁRIO

2.2 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central . . . 149

2.2.1 - Complexo Cauaburi 149

2.2.1.1 - Histórico 149

2.2.1.2 - Distribuição e Relações de Contato. . . . 157

2.2.1.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas 161

2.2.1.4 - Petroquímica. 164

2.2.1.5 - Idade, Origem e Correlação. 179

2.3 - Supergrupo Roraima. 182

2.3.1 - Histórico 182

2.3.2 - Distribuição e Relações de Contato. 185

2.3.3 - Petrografia 187

2.3.4 - Ambiente Deposicional 188

2.3.4.1 - Comentários Gerais. 188

2.3.4.2 - Descrição das Litofácies. 189

2.3.4.3 - Modelo Deposicional 191

2.3.5 - Idade, Origem e Correlação. 192

2.4 - Suíte Intrusiva Tiquié. 195

2.4.1 - Histórico 195

2.4.2 - Distribuição e Relações de Contato. 198

2.4.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas. 202

2.4.4 - Petroquímica. 205

2.4.5 - Idade, Origem e Correlação. 225

2.5 - Diadósio Cujubim. 228

2.5.1 - Histórico 228

2.5.2 - Distribuição e Relações de Contato. 230

2.5.3 - Petrografia 231

2.5.4 - Petroquímica. 232

2.5.5 - Idade, Origem e Correlação. 243

2.6 - Diabásio Daraná 248

2.6.1 - Histórico 248

2.6.2 - Distribuição e Relações de Contato. 252

2.6.3 - Petrografia 253

2.6.4 - Petroquímica. 254

2.6.5 - Idade, Origem e Correlação. 264

2.7 - Alcalinas Seis Lagos. 268

2.7.1 - Histórico 268

2.7.2 - Distribuição e Relações de Contato. 271

2.7.3 - Petrografia 273

2.7.4 - Idade, Origem e Correlação. 276

2.8 - Formação Icá. 278

2.8.1 - Histórico 278

2.8.2 - Distribuição e Relações de Contato. 281

2.8.3 - Petrografia 284

2.8.4 - Idade, Origem e Correlação. 285

2.9 - Coberturas Aluvionares. 288

Capítulo 3 - Geologia Estrutural 289

3.1 - Generalidades 289

3.2 - Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro 290

3.2.1 - Região das serras Caparro/Tunuí/Macaco. . . 291

3.2.2 - Região da serra Traíras 293

3.3 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central . . . 294

3.4 - Relação entre o Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. 296

3.5 - Estruturas relativas ao Proterozóico Médio/Superior. 297

3.6 - Estruturas Mesozóicas 299

3.7 - Estruturas Cenozóicas 300

Capítulo 4 - Arranjo Tectono-estratigráfico. 302

Capítulo 5 - Evolução Geológica. 304

Capítulo 6 - Geofísica 307

6.1 - Metodologia 307

6.2 - Dados Utilizados. 308

6.3 - Interpretação 309

6.3.1 - Aeromagnetometria 309

6.3.2 - Aerogamaespectrometria. 312

6.3.3 - Integração de dados Geológicos e Geofísicos 315

6.3.4 - Integração Geofísica/Geologia Estrutural. . 349

RELAÇÃO DE ANEXOS

Mapa Geológico Integrado na Escala 1:500.000

Mapa de Interpretação Geofísica (Radiometria) na Escala 1.500.000.

Mapa de Interpretação Geofísica (Magnetometria) na Escala 1:500.000.

RELAÇÃO DE SIGLAS

AFM	- ÁLCALIS (Na2O+K2O)/FERRO (FeO*)MAGNÉSIO (MgO)
CIPW	- CROSS, IDDINGS, PEARSON & WASHINGTON
CPRM	- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS
CNP	- COMPOSIÇÃO NORMATIVA DE PLAGIOCLASIO
DI	- ÍNDICE DE DIFERENCIAÇÃO
DNPM	- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
FUNAI	- FUNDAÇÃO NACIONAL DO ÍNDIO
INC	- ÍNDICE NORMATIVO DE COLORAÇÃO
LAMIN	- LABORATÓRIO CENTRAL DE ANALISES MINERAIS
LANDSAT	- LAND SATÉLITE
LASA	- LEVANTAMENTO AEROFOTOGRAMÉTRICO S/A
MA	- MANAUS
PROSPEC	- LEVATAMENTOS, PROSPECÇÃO E AEROFOTOGRAMETRIA LTDA
QAP	- QUARTZO/FELDSPATO ALCALINO/PLAGIOCLASIO
RADAM	- RADAR NA AMAZÔNIA
RADAMBRASIL	- RADAR NO BRASIL
SECLAB	- SEÇÃO DE LABORATÓRIO
SGM	- SERVIÇO GEOLÓGICO E MINERALÓGICO
SUREG	- SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL
UTM	- UNIVERSAL TRANSVERSAL DE MERCATOR

SIGLAS DA EQUIPE TÉCNICA

AF - Abraão Fernando Figueira de Melo

EP- Ewerton Reis Pereira

Relação de Figuras Intercaladas no Texto
VOLUME 1B

Figura II.2.26 - Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976).

Figura II.2.27 - Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), em relação aos grupamentos das séries graníticas adaptado por LAMEYRE & BOWDEN (1982).

Figura II.2.28 - Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), adaptado por BOWDEN et alii (1984).

Figura II.2.29 - Disposição das rochas do Complexo Cauaburi no diagrama CaO - (Na2O + K2O) - Al2O3.

Figura II.2.30 - Posicionamento das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama (K2O + Na2O) versus SiO2 (MACDONALD & KATSURA, 1964).

Figura II.2.31 - Comportamento de rochas do Complexo Cauaburi no diagrama de WRIGHT (1969).

Figura II.2.32 - Distribuição das rochas do Complexo Cauaburi no diagrama SiO2 versus FeO*/MgO.

Figura II.2.33 - Posicionamento das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975).

Figura II.2.34 - Seção geológica representativa do Supergrupo Roraima na área do Projeto Alto Rio Negro.

Figura II.2.35 - Classificação das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976).

Figura II.2.36 - Classificação das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), em relação aos grupamentos das séries graníticas adaptado por LAMEYRE & BOWDEN (1982).

Figura II.2.37 - Classificação das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), adaptado por BOWDEN et alii (1984).

Figura II.2.38 - Disposição das rochas da Suíte Tiquié em diagrama CaO - Na2O - K2O.

Figura II.2.39 - Posicionamento das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama (K2O + Na2O) versus SiO2 (MACDONALD & KATSURA, 1964).

Figura II.2.40 - Distribuição das rochas da Suíte Tiquié no diagrama SiO2 versus FeO*/MgO.

Figura II.2.41 - Comportamento dos granitos da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama Al2O3 versus CNP.

Figura II.2.42 - Comportamento de rochas da Suíte Intrusiva Tiquié no diagrama de WRIGHT (1969).

Figura II.2.43 - Posicionamento das rochas da Suíte Tiquié em diagrama Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975).

Figura II.2.44 - Classificação das rochas da Suíte Tiquié no diagrama Q versus P de DEBON & LE FORT (1963).

Figura II.2.45 - Disposição das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié em diagrama CaO - Na2O - K2O.

Figura II.2.46 - Padrão de distribuição de Terras Raras em granitos da Suíte Intrusiva Tiquié.

Figura II.2.47 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Cujubim em diagrama Álcalis versus Sílica.

Figura II.2.48 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Cujubim em campo Subalcalino a partir de análises normativas (Diagrama diopsídio-olivina-hiperstênio).

Figura II.2.49 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Cujubim em campo Subalcalino a partir de análises normativas (Diagrama Ol'- Ne'- Q').

Figura II.2.50 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Cujubim em diagrama AFM, original de PODERVAART (1964).

Figura II.2.51 - Classificação geral das rochas subalcalinas do magmatismo Cujubim. (Diagrama Al2O3 x CNP).

Figura II.2.52 - Classificação das rochas toleíticas do magmatismo Cujubim em diagrama INC versus CNP.

Figura II.2.53 - Ocorrências de rochas básicas na Plataforma Amazônica (setor Brasileiro).

Figura II.2.54 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Uaramá em diagrama Álcalis versus Sílica.

Figura II.2.55 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Uaraná em campo Subalcalino a partir de análises normativas. (Diagrama diopsídio-olivina-hiperstênio).

Figura II.2.56 - Disposição das amostras da unidade Diabásio Uaraná em campo subalcalino a partir de análises normativas (Diagrama Ol'- Ne'- Q').

Figura II.2.57 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Uaraná em diagrama AFM, original de PODERVAART (1964).

Figura II.2.58 - Classificação geral das rochas subalcalinas do magmatismo Uaraná (Diagrama Al2O3 x CNP).

Figura II.2.59 - Classificação das rochas toleíticas do magmatismo Uaraná em diagrama INC versus CNP.

Figura II.3.1 - Controle tectônico da rede de drenagem atual.

Figura II.4.1 - Arranjo espacial temporal/crustal das unidades.

Figura II.6.1 - Distribuição das unidades Magnéticas na área do Projeto Alto Rio Negro.

Figura II.6.2 - Distribuição das unidades radiométricas na área do Projeto Alto Rio Negro.

Figura II.6.3 - Mapa Geológico simplificado da área do Projeto Alto Rio Negro.

Figura II.6.4 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Y-B).

Figura II.6.5 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Y-B.

Figura II.6.6 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Y-B).

Figura II.6.7 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-A).

Figura II.6.8 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Z-A.

Figura II.6.9 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Z-A).

Figura II.6.10 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-B).

Figura II.6.11 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Z-B.

Figura II.6.12 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Z-B).

Figura II.6.13 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Y-D).

Figura II.6.14 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Y-D.

Figura II.6.15 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Y-D).

Figura II.6.16 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-C).

Figura II.6.17 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Z-C.

Figura II.6.18 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Z-C).

Figura II.6.19 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-D).

Figura II.6.20 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Z-D.

Figura II.6.21 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Z-D).

Figura II.6.22 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Y-C).

Figura II.6.23 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-Y-C.

Figura II.6.24 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Y-C).

Figura II.6.25 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-V-B).

Figura II.6.26 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-V-B.

Figura II.6.27 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-V-B).

Figura II.6.28 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-X-A).

Figura II.6.29 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-X-A.

Figura II.6.30 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-X-A).

Figura II.6.31 - Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-X-B).

Figura II.6.32 - Mapa Geológico simplificado da Folha NA.19-X-B.

Figura II.6.33 - Mapa de Interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-X-B).

Figura II.6.34 - Mapa integrado geofísico-estrutural da área do Projeto Alto Rio Negro (Escala 1:2.000.000).

Relação de Tabelas Intercaladas no Texto
VOLUME 13

Tabela II.2.11 - Composição química dos granitóides do Complexo Cauaburi.

Tabela II.2.12 - Parâmetros petroquímicos dos granitóides do Complexo Cauaburi.

Tabela II.2.13 - Composição normativa dos granitóides do Complexo Cauaburi.

Tabela II.2.14 - Elementos-traço em granitóides do Complexo Cauaburi.

Tabela II.2.15 - Dados radiométricos de rochas relacionadas ao Cinturão Guiana Central.

Tabela II.2.16 - Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Tiquie.

Tabela II.2.17 - Parâmetros petroquímicos das rochas da Suíte Intrusiva Tiquie.

Tabela II.2.18 - Composição normativa das rochas da Suíte Intrusiva Tiquie.

Tabela II.2.19 - Elementos-traço em rochas da Suíte Intrusiva Tiquie.

Tabela II.2.20 - Idades dos granitóides (sensu lato) relacionados a Reativação Parguazense.

Tabela II.2.21 - Composição química de rochas da unidade Diabásio Cujubim.

Tabela II.2.22 - Composição normativa das rochas da unidade Diabásio Cujubim.

Tabela II.2.23 - Idades das manifestações básicas do Proterozóico Superior na Plataforma Amazônica.

Tabela II.2.24 - Comparação entre as diversas manifestações básicas do Proterozóico Superior.

Tabela II.2.25 - Composição química de rochas da unidade Diabásio Uarana.

Tabela II.2.26 - Composição normativa das rochas da unidade Diabásio Uarana.

Tabela II.2.27 - Determinações K/Ar em rochas básicas Fanerozói-

cas da Amazônia.

2.2 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

2.2.1 - Complexo Cauaburí

2.2.1.1 - Histórico

Granitóides miloníticos a protomiloníticos orientados preferencialmente segundo NE-SW ocorrem na porção sudeste da área do projeto e apresentam estágios de deformação abrangendo desde tipos foliados até aqueles praticamente isótropos. Rochas similares com orientação tanto na direção NE-SW como NW-SE têm sido registradas por diversos autores no Estado de Roraima, Suriname e Guiana, onde ocorrem, em muitos casos, estreitamente associados com granulitos, quartzitos e xistos.

McCONNELL (1962) empregou na Guiana a denominação Rupununi Assemblage às rochas do escudo Guianense, situadas ao sul do Graben do Tacutu.

SINGH (1966) com base em novos trabalhos desenvolvidos na Guiana sub-dividiu a Rupununi Assemblage de McCONNELL (op. cit.) em três conjuntos representados pelo Grupo Kanuku (granulitos ácidos e básicos, e biotita-gnaisses), Grupo Maruoí(biotita-xistos) e Grupo South Savana (granitos e enclaves de biotita-xistos e biotita-gnaisses).

ABRAHÃO & ALECRIM (1969) em estudo de reconhecimento geológico preliminar do Alto Rio Negro, na região Daupés-Tapuruquara, referem-se a esta área como sendo quase totalmente de idade Camboriana e representada por gnaisses e rochas graníticas, ambas bastante cataclasadas.

GIFFONI & ABRAHÃO (1969) em trabalho de reconhecimento ao longo do rio Cauaburi e região do Pico da Neblina referem-se a granitos, gnáisses, granodioritos, quartzitos e xistos pertinentes ao Complexo Cristalino.

McCONNEL & WILLIAMS (1970) propõem a seguinte subdivisão para as rochas pré-cambrianas do Escudo Guianês: Arqueano (idade superior a 2.500 m.a., representado por gnaisses de alto grau metamórfico, com piroxênio-granulitos, gnaisses charnoquíticos e importantes formações ferríferas além de vasta presença de embasamento granitóide, que foi parcialmente rejuvenescido durante episódios tardios), Proterozóico Inferior (metassedimentos e metavulcânicas definidas como sendo mais jovens do que 2.500 m.a., dobradas, mais antigas que os granitos datados em 2.000 a 1.800 m.a.), Proterozóico Tabular (arenitos, quartzitos e anfibolitos mais jovens do que os granitos e mais antigos do que as intrusivas básicas datadas em 1.700 m.a.). Ao Arqueano são referidas as unidades Complexo Imataca (gnáisses granitóides, formações ferríferas e gnaisses da fácies granulito), Grupo Kanuku (gnáisses de alto grau e piroxênio-granulitos), Grupo Acampaga-Falawatra (piroxênio-granulitos), Grupo Ile de Cayenne (anfibolitos,

quartzitos, paragnaisses, além de extensivas massas de quartzo-dioritos e granodioritos do embasamento, Granitos e Gnaisses Não Correlacionados, reportados na Guiana por WILLIAMS, CANNON e McCONNEL (1967), possivelmente representando o embasamento arqueano, que localmente foram reativados e remobilizados, tal como o Granito South Savana, durante a orogenia de 2.000-1.800 m.a.) e finalmente granitóides e xistos, da parte amazônica da Venezuela, citados por BELLIZZIA (1961). Ao Proterozóico Inferior são relegadas as associações de geossinclinal, plataforma e sudcontinente terminando por episódio de dobramento, metamorfismo, anatexia e colocação de granitos sinorogênicos e pós-tectônicos representados pelos granitos de 2.000-1.800 m.a. relacionados ao Episódio Akawaiano (WILLIAMS et al, 1967) ou Ciclo Orogênico Transamazônico, tal como foi definido por MURLEY et al (1967). Os autores incluem no Proterozóico Inferior também a Associação Barama-Mazaruni. (McCONNEL, 1958) da Guiana, Associação Pastora-Carichapo (KALLIOKOSKI, 1965), Série Paramaca (CHOUBERT, 1974) e Séries Roseder e Armina (O'HERNE, 1969). O Proterozóico Tabular é representado pela unidade Roraima ocorrente na Venezuela, Colômbia, Suriname, Guiana e Brasil.

RAMGRAB et alii (1972) referem-se a presença, nas porções centro-sul e oeste da Folha NA.20-X-D, de rochas cristalinas pré-cambrianas metamorfisadas, representadas dominantemente por migmatitos, gnaisses, anfibolitos, granitos e charnockitos, que por apresentarem continuidade física e semelhanças composicionais com as rochas da Rupununi Assemblage de McCONNEL (op. cit.) e SING (op. cit.), foram reunidas sob a denominação de Associação Rupununi.

Ainda RAMGRAB et alii (op. cit.) empregaram a designação Associação Maracá para as rochas cristalinas mais antigas aflorantes no norte do Estado de Roraima e que se caracterizam por apresentarem um nítido padrão estrutural NW-SE.

RAMOS (1972), em seu trabalho de investigação sobre a existência de atividades de lavra na região do rio Cauaburi, relata que esta área é quase totalmente constituída por granito-gnaisses do embasamento cristalino.

BRAUN (1973), no relatório do PROJETO RORAIMA - Levantamento Geológico Integrado, baseando-se em critérios prioritariamente lito-estruturais, dividiu o embasamento correspondente ao Estado de Roraima em três associações denominadas de Rupununi, Maracá e Anauá-Kuyuwini.

AMARAL (1971) denominou de Complexo Mucajaí os litótipos de orientação NE-SW, em substituição ao termo Associação Rupununi de RAMGRAB et al (1972), ressaltando que os mesmos poderiam, em parte, ser o correspondente catazonal do Complexo Anauá - Uraricoera, de orientação NW-SE. Neste sentido, o Complexo

Mucajaí deste autor incluiria gnaisses granitóides, gnaisses facoidais, granada-gnaisses, granitos, charnockitos, granulitos e mica-xistos.

BOMFIM et alii (1974) no relatório do Projeto Roraima redefiniram a Associação Anauá-Kuyuwini de BRAUN (1973), para Associação Anauá, baseados no fato de que o termo Kuyuwini, na Guiana, aplica-se especialmente às rochas vulcano-plutônicas (BERRANGÉ, 1973).

Os autores utilizaram a mesma proposição de BRAUN (1973) com respeito às Associações Rupununi e Maracá, empregando o primeiro termo para terrenos estruturados segundo a orientação NE-SW e integrados por granitos, migmatitos, charnockitos, gnaisses e anfibolitos.

A designação Associação Maracá foi utilizada para referir-se a gnaisses, migmatitos, granitos, xistos e quartzitos com disposição estrutural segundo o "trend" NW-SE. Em decorrência do limite entre as duas associações citadas ser representado por uma zona tectonizada de direção NE-SW, para efeito de mapeamento, a Falha do Tapajó foi considerada como linha de demarcação entre essas unidades.

LIMA et alii (1974), no mapeamento geológico da Folha NA/NB-22, Macapá, para o projeto RADAMBRASIL, designaram de Complexo Guianense a unidade litoestratigráfica basal da região, de fácies mesometamórfico a catametamórfico, na qual foram incluídas rochas da fácies granulito, referidas ao Pré-cambriano Inferior a Médio. Denominaram de Gnaisses Tumucumaque ao conjunto de rochas intensamente cataclásticas de orientação ruptural NW-SE, incluindo os litótipos granulíticos dos rios Falsino e Tartarugal Grande (Amapá).

SANTOS et alii (1974), através do Projeto Norte da Amazônia reuniram na unidade Grupo Moura, os gnaisses, charnockitos, migmatitos, granitos e anfibolitos ocorrentes na porção meridional de Roraima, propondo a esse conjunto rochoso, uma gênese a partir de uma sequência vulcano-sedimentar submetida a metamorfismo regional, bem como, uma idade superior a 2.600 m.a. Posteriormente, ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) propuseram a revalidação formal da designação Grupo Anauá para essas rochas, resgatando a denominação original e prioritária de RAMGRAB & DAMIÃO (1970).

MONTALVÃO et alii (1975), através do mapeamento da folha NA/NB-20 BOA VISTA pelo Projeto RADAMBRASIL, incluíram no Complexo Guianense (ISSLER et alii, 1975) todas as rochas de origem orto e parametamórfica, resultantes de metamorfismo regional correspondentes as fácies anfibolito a hornblenda-piroxênio-granulito. Registraram granulitos ácidos, intermediários e básicos, os quais as vezes se acham associados intimamente com gnaisses kinzigíticos e ocorrem principalmente na rodovia Perimetral Norte, na BR-174 próximo a Caracaraí, assim

como nas margens do rio Mucajaí e na serra Apiaú. Outras ocorrências de granulitos foram assinaladas também nas folhas NA.20-X-D e NA.20-V-D. Os autores consideram que as rochas do Complexo Guianense foram formadas durante o Ciclo Transamazônico mas admitem a possibilidade da existência de possíveis núcleos mais antigos guianenses. Os autores empregaram o termo Granodiorito Rio Novo (MONTALVÃO, 1974) aos corpos graníticos sintectônicos representativos das zonas granitizadas do Complexo Guianense.

ROEVER & BOSMA (1975), em trabalho referente ao magmatismo e metamorfismo regional no Suriname, individualizaram os grupos Falawatra, Coeroeni e Marowijne, correspondentes às rochas metamórficas com caracteres migmáticos, além de três grandes conjuntos de rochas magmáticas (biotita-granitos, metavulcânicas ácidas com leucogranitos associados a gabros e ultramafitos formando corpos diferenciados). Os grupos Falawatra e Coeroeni apresentam evidências de polimetamorfismo, em contraste com o Grupo Marowijne, que apresenta uma única fase metamórfica. As fases metamórficas para o Grupo Falawatra atingem a fácies granulito enquanto para o Grupo Coeroeni, geralmente correspondem ao fácies anfibolito. Os autores citam idades radiométricas de 1.930 a 2.670 m.a. obtidas em 17 amostras das montanhas Bakui, correlacionáveis aos grupos Falawatra e Coeroeni, mas consideram que tais conjuntos são bem mais antigos.

KROONEMBERG (1975), em estudo sobre o polimetamorfismo nos gnaisses pelíticos e anfibolitos do Grupo Coeroeni, estabelecem três fases metamórficas para essa rochas. A primeira fase é caracterizada pelas fácies anfibolito a granulito com paragênese de baixa pressão associando-se a extensiva migmatização e com desenvolvimento de forte orientação preferencial, podendo ser distinguidas as zonas da silimanita-muscovita, silimanita e granulito. Os metapelitos de fácies anfibolito podem conter cordierita ou almandina, enquanto os anfibolitos podem apresentar clinopiroxênio, cummingtonita ou granada na fácies anfibolito e hiperstênio na fácies granulito. A segunda fase é estática apresentando na fácies anfibolito paragênese geralmente de alta pressão, porém mais baixa temperatura que a primeira fase. Nos metapelitos a cordierita tem uma longa fase estável e é substituída por assembléias minerais incluindo quartzo, biotita, muscovita, andaluzita, silimanita, cianita, estaurolita, granada, ferrogedrita e clorita, sendo que em alguns anfibolitos coroas de granada são desenvolvidas entre ferromagnesianos e plagioclásios. A terceira fase é evidenciada pela formação de minerais característicos principalmente da fácies xisto-verde e fácies prehnita-pumpelita, incluindo epidoto, actinolita, clorita, mica descolorida, biotita, albita, prehnita, pumpelita, riebeckita, fibrolita e granada. Os autores, comparando a paragênese mineral observada nas diversas áreas de Suriname e do Escudo das Guianas, consideram uma idade pré-Transamazônica para a primeira fase metamórfica, uma idade transamazônica para a segunda fase e finalmente uma idade Nickeriana para a terceira fase.

DALL'AGNOL & ABREU (1976), em estudo referente a petrografia e amostragem do Bloco E-IV (Folha NA.19-Pico da Neblina), descrevem as rochas do Complexo Guianense como sendo granitóides anatéticos a biotita titanita +/- epidoto +/- hornblenda hastingsítica, granitóides anatéticos a duas micas, anfibolitos e metadiabásios.

PINHEIRO et alii (1976) em trabalho de mapeamento e levantamento de recursos naturais da Folha NA.19-Pico da Neblina, região do Alto Rio Negro, reúnem na unidade Complexo Guianense, migmatitos, anfibolitos, granitos, granodioritos e quartzo-dioritos, sintectônicos, com tipos tardi-cinemáticos associados a epidiabásios. Os autores citam idades de 1.515 e 1.650 m.a. obtidas nessas rochas como efeitos de rejuvenescimento associados a processos de ativação ou do vulcanismo subsequente.

FERNANDES et alii (1977), em trabalho de mapeamento geológico e levantamento de recursos naturais da Folha NA.19-Içá (região do Alto Rio Negro, Estado do Amazonas), utiliza a designação Complexo Guianense para reunir migmatitos, gnaisses, anfibolitos e granitóides do embasamento cristalino.

VIEGAS FILHO & BONDW (1977) em estudo concernente ao Projeto Seis Lagos individualizaram o embasamento cristalino desta área sob a designação de Sequência Granítico-Gnaíssica.

MELO et alii (1978), através do Projeto Molibdênio em Roraima executado na porção nordeste do Estado de Roraima, caracterizaram um conjunto de granitóides pré-Uatumã, no Complexo Maracá, designação esta utilizada em substituição a terminologia Associação Maracá de BONFIM devido a impropriedade desta nomenclatura com relação ao Código Estratigráfico.

GALVIS et alii (1979), em relatório pertinente a geologia da Amazônia Colombiana, referem-se ao Complexo Migmatítico de Mitu como compreendendo um conjunto litológico representado por sedimentos, vulcânicas, prováveis plutons que subsequentemente experimentaram metamorfismo e metassomatismo potássico. Individualizam neste complexo os gnaisses do Atabapo-Rio Negro, granitos migmatíticos e gnaisses de Araraquara. Os autores citam idade Rb/Sr de 1.575 m.a. obtidas em granitos migmatíticos ocorrentes nos arredores de Mitú e idades de 1.750 a 1.450 m.a. em amostras de granitos e gnaisses da região do rio Negro e do rio Guaima.

PINHEIRO et alii (1982), no relatório do Projeto Catrimani-Uraricuera empregaram a designação Suíte Metamórfica Uraricuera para referirem-se a um conjunto rochoso infracrustal representado por gnaisses, migmatitos, granitos de anatexia, granodioritos, dioritos, tronhjemitos, tonalitos, augen-gnaisses, granoblastitos e granulitos. Os autores utilizaram a denominação Suíte Metamórfica Parima para referir-se a xistos, quartzitos e enclaves de anfibolitos e metapiroxenitos,

dispostos em grande parte sob forma lenticular da Suíte Metamórfica Uraricuera e propuseram para ambas unidades uma idade arqueana.

LIMA, OLIVEIRA & TASSINARI (1982) assinalam na porção setentrional do Cráton Amazônico a ocorrência de quatro cinturões granulíticos designados de Imatacá, Guiana Central, Tumucumaque e Parima, destacando a íntima relação dos mesmos com faixas rupteis caracterizadas por transcorrências e desenvolvimento de cataclasitos e milonitos expressivos. Os autores ressaltam que o retrabalhamento de rochas arqueanas, perfeitamente ratificado nos cinturões de Imataca e Tumucumaque, como também evidências de migmatização, em geral relacionadas ao Ciclo Transamazônico, intensa granitogênese e altos estruturais, são caracteres comuns aos cinturões granulíticos descritos e postulam que esses cinturões estejam relacionados, em verdade, a Cinturões Móveis, no sentido de KRONER (1977) e CORDANI (1978) estando alguns exibindo a infra-estrutura enquanto outros apresentam sequências da supraestrutura.

Os autores referem-se ao Cinturão Móvel Guiana Central como ocorrendo desde o Norte do Rio Negro (Brasil) até Paramaribo (Suriname), abrangendo as regiões da serra Mucajaí (Brasil, Montanhas Kanuku (Guiana) e Montanha Bakhuis (Suriname) e apresentando idades isotópicas de 1.900 a 2.000 m.a. Esse cinturão tem orientação geral NE-SW, com intenso desenvolvimento de cataclasitos e milonitos em toda a sua extensão e de uma maneira geral parece corresponder ao mais novo Cinturão Móvel do Escudo das Guianas, dentre os citados, pelo fato de transectar todos os outros. Os autores ainda com respeito ao referido cinturão levantam a hipótese de que o mesmo possa representar, alternativamente, um lineamento perene profundo (KATZ, 1976), com origem no Arqueano e reativado até pelo menos o Mesozóico, como atestado pelos sedimentos e vulcânicas cretáceas no Graben do Tacutu.

Finalmente, detacam o fato de que apesar do Cinturão Guiana Central ter sido originalmente definido por KROONENBERG (1976) como formado pelos grupos Falawatra e Coeroeni (Suriname), Complexo Kanuku (Guiana) e Complexo Guianense (Roraima), os trends estruturais evidenciados pelos grupos Coeroeni (Suriname) e Rio Parima (Roraima) mostram orientação NW-SE daí postularem que as rochas desses grupos façam parte dos cinturões Tumucumaque e Parima, repectivamente.

JUSTO (1983) em relatório final de pesquisa referente ao Projeto Uaupés reúne na Sequência Granito-gnássica, granitos, adamellitos, granodioritos, gnaisses e migmatitos.

HASUI, HARALY & SHOBBENHAUS (1984), através da integração de dados geológicos de diversos autores aliados a suposíados geofísicos (gravimétricos, aeromagnéticos, MAGSAT, alem de informações de densidade de rochas), definem para a Amazônia feições de grande porte que se afiguram como elementos

fundamentais no arcabouço estrutural dessa região. Nesse sentido, os autores enfatizam que existe na região uma estruturação crustal relativamente regular atribuível ao Evento Aroense ou Jequié (2,5-3,0 b.a.) dada por blocos correspondentes aos terrenos granito-greenstone e separados por cinturões de alto grau metamórfico, bem demarcados pelas faixas de rochas granulíticas. Segundo essa interpretação é sugerida para a região do Alto Rio Negro a existência de duas zonas indicadas por anomalias gravimétricas lineares as quais correspondem a linhas de suturas antigas. A primeira dessas zonas é designada de Cinturão Nordeste do Amazonas e se estende segundo NE-SW por toda a porção SE do projeto. Tal cinturão parece representar o prolongamento do Cinturão Guiana Central que os mesmos autores, interpretam como ocorrendo no Estado de Roraima com a orientação NE-SW. A segunda faixa é referida como Cinturão Uaupes e ocorre com disposição segundo NW-SE transectando a porção SW do projeto.

LIMA (1984) divide o Cráton Amazônico em três províncias geológicas, utilizando parâmetros litológicos, tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. No sentido do autor a Província Amazônica Ocidental engloba toda a área do Projeto Alto Rio Negro. Os autores utilizam o termo Complexo Traíra para designar o conjunto representado por gnáisses, migmatitos e anfibolitos.

LIMA & PIRES (1985) apresentaram a estratigrafia completa da região do Alto Rio Negro. Definem como unidade basal da área o Complexo Rio Parima constituído por ortognáisses, anfibolitos, granulitos básicos e paragnáisses kinzigíticos. Admitem que no Proterozóico Inferior (2.6000 - 2.000 m.a.) a região foi afetada por um evento geodinâmico denominado de Cinturão Móvel Parima-Tapajós e que corresponde aos conjuntos de granitóides definidos como Complexo Traíra e Complexo Rio Negro. De caráter tardi-tectônico em relação ao evento Parima-Tapajós, os autores definem a Suíte Intrusiva Curupira a qual é formada por rochas gnaissificadas de composição granodiorítica a tonalítica. Finalmente, consideram que, em torno de 1.900 - 1.800 m.a., no final do Proterozóico Inferior, o Complexo Rio Negro foi afetado pelo Cinturão Móvel Guiana Central, cujo produto de retrabalhamento é designado de Complexo Cauaburi.

FREITAS & BRANDÃO (1993), em trabalhos de mapeamento geológico referente ao Projeto Mucajaí, no Estado de Roraima, redefiniram a Suíte Metamórfica Uraricuera de PINHEIRO et al (1981) incluindo na mesma os anfibolitos que foram considerados anteriormente por PINHEIRO et alii (1981), como pertinentes a Suíte Metamórfica Parima. Os autores ainda excluíram da Suíte Metamórfica Uraricuera os granulitos anteriormente enquadrados nesta unidade por PINHEIRO et alii (1981) incluindo-os no Grupo Kanuku, termo em uso na Guiana para reunir as rochas granulíticas.

No presente trabalho emprega-se a designação Complexo Cauaburi para um conjunto de granitóides predominantemente miloníticos a protomiloníticos, os quais em caráter mais restrito aparecem

associados a metavulcanitos ácidos, bem como a corpos lenticulares de quartzitos, metapelitos e xistos pelíticos. Essas rochas granitóides no contexto geral apresentam-se dispostas estruturalmente segundo o "trend" NE-SW com mergulho normalmente para NW, materializando o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, cuja implantação admite-se como processada no Arqueano a Proterozóico Inferior. A nível mais local, ao conjunto granítico de "trend" estrutural NE-SW associam-se zonas de cisalhamentos com orientação NW-SE a WNW-ESE representadas pelos já mencionados granitóides deformados, nos quais ocorrem embutidos corpos lenticulares dos metassedimentos e metavulcanitos citados anteriormente.

O termo Complexo Cauaburi, portanto, é empregado neste trabalho para caracterizar o conjunto rochoso resultante do processo deformativo correspondente ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, desencadeado durante o Arqueano/Proterozóico Inferior sobre rochas mais antigas correspondentes ao Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro (Complexo Traíras, Grupo Tunuí e Suíte Xié). O sentido de utilização do termo Complexo Cauaburi aqui empregado corresponde, portanto, a uma redefinição do Complexo Cauaburi de LIMA (1985) com respeito a idade e litótipos dessa unidade, uma vez que esse autor utilizou tal designação para as "as rochas graníticas e gnáissicas ortoderivadas originadas por retrabalhamento do Cinturão Móvel Guiana Central (final do Proterozóico Inferior) sobre as rochas do Complexo Rio Negro".

2.2.1.2 - Distribuição e Relações de Contato

As rochas do Complexo Cauaburi, no âmbito do projeto, distribuem-se nas áreas correspondentes as folhas NA.19-Z-B, NA.19-Z-C, NA.19-Z-D, NA.20-Y-C, SA.19-X-A e SA.19-X-B, totalizando 27% da área mapeada.

Esses litótipos representam cerca de 8% da folha NA.19-Z-B, aflorando em seu setor sudoeste, na área drenada pelos rios Xié Mirim e Negro (trecho compreendido pela ilha Bateria e Vila Cucuí) e igarapés Meuê e Exú.

Tais rochas perfazem em torno de 16% da folha NA.19-Z-C, assomando em seu setor oriental, na região drenada pelos baixos cursos dos rios Piraiauara, Cuoate e Daupés e igarapés Cumá Tucano e Tuari.

As litologias pertinentes ao Complexo Cauaburi abrangem aproximadamente 58% da folha NA.19-Z-D, ocorrendo predominantemente em sua porção meridional e mais restritamente, em sua parte norte, nas áreas drenadas pelos rios Negro (trecho compreendido pela ilha Tamanduá e ilha Bateria), Içana (desde a sua embocadura até a foz do igarapé Pirapocu), Cauaburi, Ia, Demiti (baixo curso), Inambu e igarapés Mafi, Miuá, Cauará e Imuta.

As rochas citadas cobrem cerca de 57% da folha NA.20-Y-C distribuindo-se nos seus extremos sul e norte, nas regiões drenadas pelos rios Marauiá, Daraá e Titiricô.

O referido conjunto rochoso corresponde aproximadamente a 8% da folha SA.19-X-A, aflorando predominantemente na sua porção nordeste e mais subordinadamente no setor noroeste, nas regiões correspondentes às serras Daupés e Capauari e área drenada pelo igarapé Miriti (alto curso).

Tais rochas representam aproximadamente 34% da folha SA.19-X-B, estendendo-se predominantemente na sua porção norte e, em caráter mais restrito, no setor sul, correspondendo a área drenada pelos rios Negro (alto curso), Curicuriari (baixo curso) e Marié (baixo curso).

A delimitação das rochas pertinentes ao Complexo Cauaburi foi feita de maneira aproximada utilizando-se critérios fotointerpretativos, pontos de controle de campo, dados estruturais e geofísicos. Essas rochas revelam através de imagem de satélite e mosaico radargramétrico uma topografia colinosa a plana ondulada, apresentando subordinadamente feições de relevo montanhoso com encostas íngremes, denotando no conjunto um claro padrão estrutural com disposição predominantemente, segundo o "trend" NE-SW (Fotos II.2.22 e II.2.23).

Com exceção da característica estrutural citada, todas as demais são idênticas as apresentadas pelos terrenos correspondentes a Suíte Xié, fato este que torna bastante difícil unicamente por critérios de interpretação de sensores, a diferenciação dessas unidades entre si. Em decorrência desse fato para consecução desse objetivo utilizou-se adicionalmente os dados aeromagnetométricos e os pontos de controle de campo. É importante realçar, no entanto, que tanto através de imagens de satélites como de mosaico radargrametrico torna-se bastante facilitada a delimitação das rochas do Complexo Cauaburi em relação às das unidades Supergrupo Roraima, Suíte Tiquié, Alcalinas Seis Lagos e Formação Içá.

O Complexo Cauaburi abrange dois conjuntos rochosos estreitamente relacionados que integram na área do projeto o denominado Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. O primeiro é representado por granitóides de caráter milonítico a protomilonítico que, em termos quantitativos, predominam amplamente sobre os demais tipos litológicos integrantes desse complexo, ocorrendo em toda a porção sudeste do projeto e mantendo contato tanto com a Suíte Xié como com o Supergrupo Roraima, Suíte Tiquié, Alcalinas Seis Lagos e Formação Içá. Tais rochas foram registradas através de trabalhos de campo praticamente ao longo de todo o trecho do rio Negro compreendido desde a localidade de São Gabriel da Cachoeira até Cucuí (AF-13, AF-419, AF-422, AF-425a, AF-427, AF-432, AF-434, AF-435, AF-439 e AF-440) e no baixo curso do rio Uaupés (EP-69, EP-71 e EP-92) e na região da serra Marié. Associado aos granitóides miloníticos a protomiloníticos ocorrem granitóides levemente deformados a não deformados que representam fatias rochosas da Suíte Xie, que foram protegidas do processo deformativo, embora ocorram dentro dos limites do cinturão. Essas rochas têm distribuição subordinada, não sendo cartografáveis na escala de trabalho e foram registradas mais frequentemente ao longo do baixo curso do rio Uaupés (EP-70, EP-71, EP-72, EP-73 e EP-74).

O segundo conjunto abrange predominantemente quartzitos estreitamente associados a frações subordinadas de sericita-xistos miloníticos, as quais ocorrem formando uma pequena serra situada na margem direita do rio Negro, nos arredores da ilha Uacaburo, sendo que nas proximidades de seu bordo norte, já no leito do rio Negro ocorrem lajeados de meta-riodacitos pórfiros. Tal feição morfológica é conhecida na região como "Serrinha", tem formato lenticular, apresenta cerca de 10 km de comprimento e 2,5 km de largura máxima, e dispõe-se segundo a direção NW-SE a WNW-ESE, estando embutida numa faixa representada por granitóides miloníticos (AF-423) a protomiloníticos (AF-13 e AF-365) que configura uma zona de cisalhamento secundária de orientação NW-SE, obliquamente portanto, a direção principal NE-SW do Cinturão Guiana Central. A citada zona de cisalhamento acompanha o curso do rio Negro, desde a porção sul da ilha Uacaburo até a ilha Tamanduá (foz do rio Uaupés), de onde prolongando-se para noroeste, alcança a foz do rio Papuri, adentrando a seguir para o território Colombiano.

Ainda correspondendo ao segundo conjunto de rochas integrantes do Complexo Cauaburi, foram mapeadas, unicamente através de estudos de imagem de satélite e mosaico radargramétrico, duas serrotas que foram interpretadas como sendo de natureza quartzítica, à semelhança da "Serrinha". A primeira dessas serras situa-se no setor sudeste da folha SA.19-X-B, tem formato de ferradura e localiza-se dentro dos limites do denominado Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, em área recoberta por sedimentos cenozóicos da Formação Içá. A segunda localiza-se a cerca de 10 km a sudeste da "Serrinha" nas proximidades do porto sul da ilha Uacaburo, na margem direita do rio Negro, tem forma alongada (2,5 km x 1 km) segundo a direção NW-SE e apresenta-se encravada nos granitóides miloníticos a protomiloníticos do Complexo Cauaburi que integram a mesma zona de cisalhamento secundária NW-SE na qual a "Serrinha" encontra-se inserida.

No âmbito das folhas NA.19-Z-C, SA.19-X-A, SA.19-X-C e NA.19-Z-D, de acordo com estudos interpretativos de mosaicos radargramétricos e imagens de satélites, os granitóides miloníticos a protomiloníticos do Complexo Cauaburi limitam-se mais frequentemente com os sedimentos cenozóicos da Formação Içá. Também na folha NA.20-Y-C, nos extremos sudoeste e leste, tal como pode ser facilmente observado através dos citados sensores, os granitóides Cauaburi aparecem contactando com a Formação Içá. Especificamente nos setores nordeste da folha NA.19-X-C, noroeste da folha NA.19-Z-D e sudoeste da folha NA.19-Z-B, esses granitóides contactam com as rochas da Suíte Xié, sendo que a delimitação dessas unidades foi estabelecida de maneira aproximada com a utilização do mapa magnetométrico.

Nas porções nordeste da folha NA.19-Z-D e noroeste da folha NA.20-Y-C, as rochas do Complexo Cauaburi contactam com os sedimentos do Supergrupo Roraima, materializados pelas serras Padre, Neblina e Baruri. A delimitação dessas rochas é facilmente discernível através de mosaicos radargramétricos e imagens de satélites, sendo as relações de contato dessas unidades, de acordo com observações nesses produtos, estabelecidas através de sobreposição normal, excetuando-se as porções norte da serra Padre onde o contato é definido através de extensa falha orientada segundo WNW-ESE.

Nos setores nordeste da folha NA.19-Z-D, centro-nordeste da folha SA.19-X-B e centro-oeste e nordeste da folha NA.20-Y-C, foram registrados principalmente através da interpretação de mosaicos radargramétricos e imagens de satélites numerosos corpos graníticos ("stocks" e batólitos) pertinentes à Suíte Intrusiva Tiquié, os quais foram interpretados como seccionando as rochas do Complexo Cauaburi. Vale salientar, no entanto, que, mesmo no caso dos corpos graníticos alvos de estudos de campo, sua natureza intrusiva em relação às rochas do Complexo Cauaburi, não foi verificada devido à existência de espessa cobertura de solo na zona de contato dessas unidades.

Na porção central da folha NA.19-Z-D foi delimitado através de mosaico de radar e imagem de satélite, nas proximidades da intersecção da BR-307 com o igarapé Iá-Mirim, três "stocks" (20 km2, 7,5 km2 e 1 km2) pertinentes a unidade Alcalinas Seis Lagos, os quais, embora não tenham tido seu caráter intrusivo em relação as rochas do Complexo Cauaburi verificado em campo, foram interpretados como encaixados nessa unidade pela nítida feição circular por eles apresentada, claramente discordante do "trend" predominantemente NE-SW do conjunto rochoso Cauaburi.

2.2.1.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas

O conjunto litológico pertinente ao Complexo Cauaburi identifica um conjunto de granitóides cujas características composicionais são perfeitamente correlacionáveis aos granitóides da unidade Xié, mostrando, porém, efeitos da atuação de intensa deformação plástica heterogênea e progressiva. Tal deformação é expressa por existência de uma forte anisotropia estrutural com evolução localizada à um bandeamento composicional, uma conspícua foliação milonítica que pode gradar para um bandeamento composicional.

As variações petrográficas são dominadas por tipos adamelíticos com variações para graníticos e granodioríticos, sendo afetados em caráter geral por uma intensa milonitização superimposta cujos efeitos deformacionais são visíveis em escala macro e microscópica. De um modo global, a composição mineralógica é preservada e mantém todas as similaridades com os granitóides Xié, havendo contudo, uma profunda reorientação dos constituintes mineralógicos segundo uma foliação regionalizada NE-SW.

Em termos gerais, os granitóides Cauaburi apresentam assembleia mineral representada por microclina + plagioclásio + quartzo + biotita +/- hornblenda +/- epidoto +/- muscovita +/- titanita +/- apatita +/- allanita +/- clorita, em ordem de decrescimo em abundância. A textura dominante é milonítica, algo anastomótica, com destruição total do arranjo textural hipidiomórfico-granular original, salvo em alguns tipos protomiloníticos onde esse arranjo textural é parcialmente preservado em função da heterogeneidade deformacional mostrando uma convincente correlação com os aspectos texturais ígneos exibidos pelos granitóides da unidade Xié., Texturas porfiroclásticas são frequentes em que os ocelos feldspáticos rotacionados são circundados por material micáceo com forte orientação preferencial.

O quartzo ocorre como cristais das mais variadas dimensões, mostrando efeitos de tensões internas e deformacionais como extinção ondulante, bandas de deformação e formação de subgrãos, além de novos grãos por recristalização sincinemática (Fotomicrografia II.2.28). Como parte integrante da matriz cominuída, dos granitóides miloníticos, existe um forte achatamento e estiramento evoluindo à tipos "ribbonados" (Fotomicrografias II.2.29 e II.2.30).

A microclina é uma fase mineral essencial, ocorrendo sob a forma de fenoclastos rotacionados, como agregados de grãos cominuídos e confinados à matriz milonítica em diferentes graus de recristalização (Fotomicrografia II.2.31), ou como agregados poligonizados neoformados por recristalização pós-cinemática. É geralmente límpida e inalterada, com alta triclinicidade e contém numerosas inclusões de fases minerais matriciais engolidas durante o seu crescimento intramagmático. Localmente é envolvida em processo de tectônica rúptil com a superimposição

de uma acentuada ação cataclástica responsável pela geração de inúmeras microfraturas e pela intensa fragmentação, com configuração brechóide como se observa na estação AF-426.

O plagioclásio constitui uma fase mineral essencial, sendo subordinado em relação a microclina nos tipos graníticos e dominante nas variedades granodioríticas. Ocorre como cristais ocelares ou com reduzida granulação nas zonas cominuídas sendo geralmente de natureza albita-oligoclásio. Apresenta uma parcial alteração para sericita e/ou epidoto. Frequentemente se apresenta como ocelos rotacionados circundados por níveis biotitíticos, e com desenvolvimento de sombras de pressão definidos por agregados policristalinos de quartzo recristalizado (Fotomicrografia II.2.32).

A biotita e a hornblenda são as fases minerais máficas mais comuns, ocorrendo em íntima associação, com uma nítida orientação preferencial, realçando a foliação milonítica. Em alguns especimes, associam-se a estas fases, cristais de titanita, epidoto, opacos e apatita, constituindo um conjunto restítico com visíveis efeitos deformacionais de natureza milonítica. Em alguns espécimes, como exemplificado na estação AF-435, a biotita mostra uma conspícua passagem gradativa para clorita como resultante de metamorfismo retrógrado sob condições de hidratação, num processo de interação fluído-rocha intimamente associado a movimentação cisalhante.

O intenso e extensivo retrabalhamento crustal, que marca as rochas do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, afetou de forma generalizada, em condições de alta plasticidade, os componentes mineralógicos dos granitóides causando transformações mineralógicas diretamente relacionadas ao metamorfismo e a deformação. A paragênese exibida é inerente às condições físico-químicas do fácies anfibolito e o percentual da fração cominuída indica uma intensidade deformacional dominantemente milonítica. Em consequência, são preponderantes as transformações mineralógicas envolvendo uma típica interação fluído-rocha geradora de reações retrogressivas por hidratação. São relativamente bem visíveis as transformações mineralógicas, espacial e geneticamente controladas ao longo dos planos de cisalhamentos (superfícies "C"), favorecidas pelo processo de abrandamento por deformação ("strain softening"). Hornblenda passando a biotita que se transforma em clorita, indica que essas reações mostram uma tendência a atingir fácies xisto verde por reações hidratantes retro-metamórficas numa relação direta com o grau de cominuição e por via de consequência com as mais altas taxas deformacionais (AF-435). Em paralelo, são significativas as transformações mineralógicas com produção de epidoto e titanita, formadas às expensas da biotita (AF-435). Uma íntima associação de grãos de epidoto e palhetas de sericita, formadas por alteração parcial dos plagioclásios, constituem as mais frequentes transformações relacionadas a uma incipiente saussuritização (AF-435). Cristais idiomórficos e bem desenvolvidos de titanita parecem ser produtos de transformações

metamórficas e/ou magmática a partir de grânulos opacos de natureza ilmenítica (AF-435, AF-381 e AF-17). Com a progressão da deformação, os granitóides retrabalhados são localmente envolvidos num processo parcial de blastomilonitização em que a neocristalização é dominante em relação à deformação. Tal fato é entendível pela permanência de altas temperaturas reinantes em épocas pós-deformacionais evoluindo a uma condição de recristalização estática ou pós-cinemática com tendência a eliminação dos efeitos de tensões internas dos grãos minerais. No prosseguimento do processo, a massa cominuída é transformada em um agregado feldspático de natureza neomicrocilínica, com arranjo mútuo textural granoblástico poligonizado e com crescimento heterogêneo. Tal efeito pode ser observado na estação EP-66, onde ocorrem frações minerais recristalizadas sob condições estáticas contrastando com fases minerais recristalizadas sob condições dinâmicas. Os grãos de quartzo originais são transformados em agregados policristalinos por processos de recuperação com formação de subgrãos os quais são usualmente transformados a novos grãos por recristalização.

A rigor, os granitóides do Complexo Cauaburi mostram uma assembléia mineral largamente herdada da paragênese magmática, relativa ao magmatismo Xié, sendo as tranformações mineralógicas observadas compatíveis com fatias rochosas envolvidas na seção inicial do cinturão de cavalgamento, isentas por isso, de significativos deslocamentos a diferentes níveis crustais.

Finalmente, também relacionados ao Complexo Cauaburi, ocorrem especificamente nos arredores da ilha Uacaburo, constituindo uma serrota conhecida na região como "Serrinha", quartzitos miloníticos e xistos miloníticos, aos quais associam-se subordinadas frações de metariodacitos.

Os quartzitos miloníticos são constituídos essencialmente por grãos inequigranulares e xenoblásticos de quartzo com contatos suturados formando arranjo sacaroidal (Fotomicrografia II.2.33).

Os xistos miloníticos são fortemente foliados e compõem-se essencialmente de sericita e quartzo.

Os metariodacitos (Fotomicrografias II.2.34 e II.2.35) são representados por fenocristais reliquiares de quartzo e plagioclásio imersos em matriz microcristalina. Esses fenocristais ocorrem circundados por palhetas orientadas de biotita, impondo forte anisotropia a rocha.

2.2.1.4 - Petroquímica

As rochas graníticas do Complexo Cauaburi, de acordo com a classificação modal QAP de STRECKEISEN (1976), apresentam tal como as correspondentes à Suíte Xié, certa variação composicional, abrangendo desde granitos, adamelitos, granodioritos, tonalitos e quartzo-sienitos (Figura II.2.26). Do mesmo modo, observa-se pelo diagrama QAP de STRECKEISEN (1976), adaptado por LAMEYRE & BOWDEN (1982), que essas rochas correspondem a distintos grupamentos graníticos (Figura II.2.27). Tal comportamento é refletido também no diagrama QAP adaptado por BOWDEN et alii (1984) (Figura II.2.28), no qual as amostras representativas do Complexo Cauaburi apresentam-se dispersas nos campos correspondentes aos granitos A, I e S, à semelhança, portanto, do que foi observado com as amostras da Suíte Xié.

Apesar das limitações óbvias com relação à validade de um estudo litoquímico das rochas correspondentes ao Complexo Cauaburi, em função dessas litologias, por estarem relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, terem certamente suas composições originais afetadas através de aportes de fluidos, foram submetidas a análise química de óxidos (Tabela II.2.11) nove (09) amostras de granitóides representativas dessa unidade. A partir dessas análises foram calculados diversos parâmetros petroquímicos (Tabela II.2.12), bem como suas composições normativas pelo método molecular CIPW, cujos valores estão apresentados na Tabela II.2.13.

Através da Tabela II.2.13, verifica-se que todas as nove (09) amostras de granitóides referentes ao Complexo Cauaburi não apresentam coríndon normativo, comportando-se, desse modo, semelhantemente às amostras correspondentes à fácies a titanita da Suíte Xié, e diferindo assim das amostras referentes à fácies a duas micas dessa unidade, as quais, em certos casos, acusam a presença desse mineral normativo. Essa relação de afinidade das amostras do Complexo Cauaburi com as da fácies a titanita fica também estabelecida através do diagrama CaO-(Na2O+K2O) - Al2O3 (Figura II.2.29), no qual observa-se que todas as amostras estudadas do Complexo Cauaburi posicionam-se no campo metalumínoso, tal como foi verificado para as amostras da fácies a titanita da Suíte Xié.

Com base na comparação das médias das análises químicas das amostras referentes ao Complexo Cauaburi, com as médias estabelecidas por LE MAITRE (1976) para adamelitos, as seguintes observações podem ser feitas.

- O teor em SiO2 é normal a levemente mais baixo. 67,48%

- O conteúdo em Al2O3 é moderadamente inferior. 13,93%

- O MgO é moderadamente superior. 1,48%

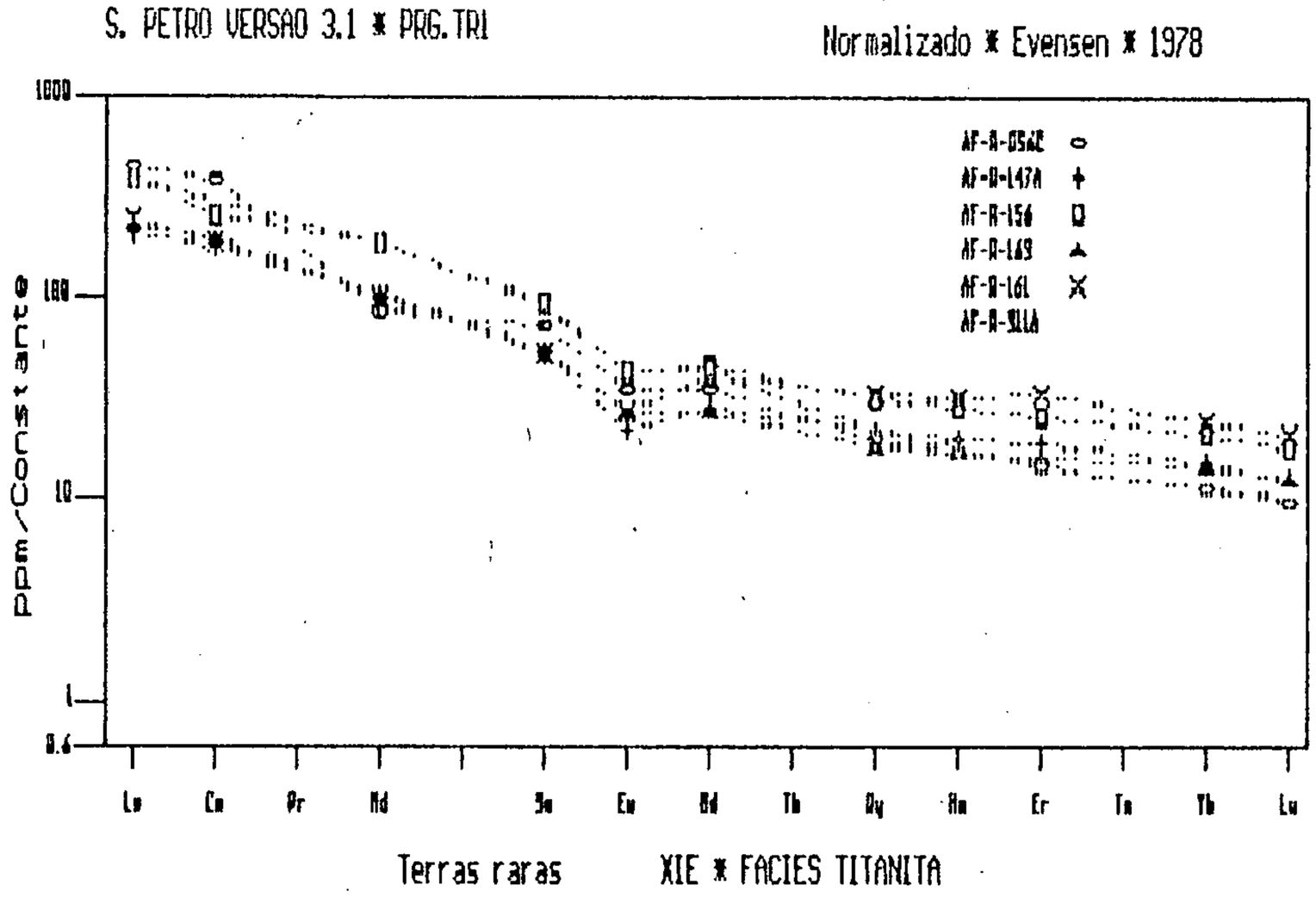


Figura II.2.23 — Padrão de distribuição de Terras Raras em rochas referentes à fácies Titanita da Suite Xié.

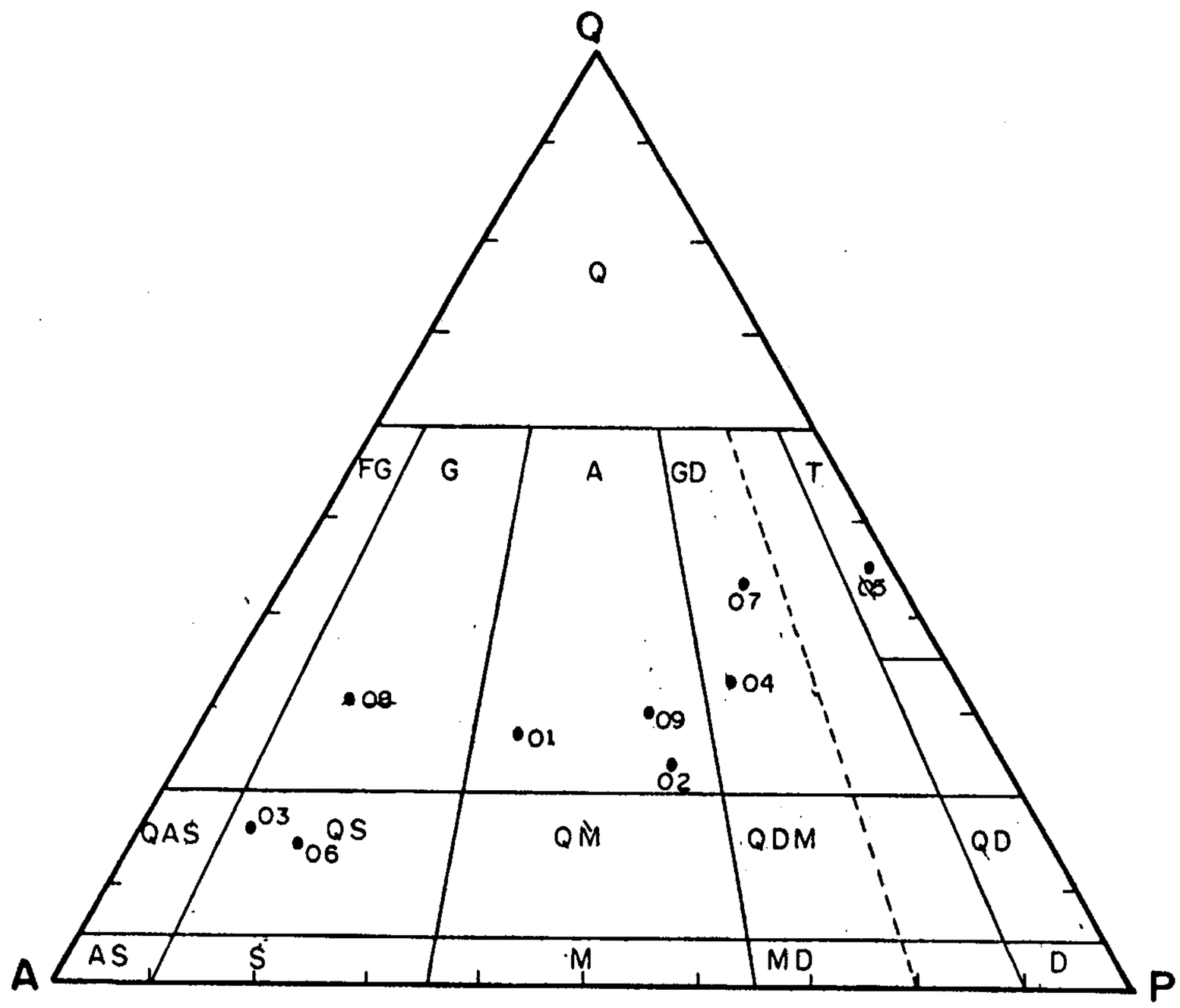


Figura II.2.26 — Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN. (1976). A linha tracejada corresponde a proposição de VEIGA JUNIOR et Alii (1979). Números conforme a Tabela II.2.11.

Q - Granitóides muito ricos em quartzo

FG - Álcali-feldspato granito

G - Granito

A - Adamelito

GD - Granodiorito

T - Tonalito

QAS - Quartzo-álcali-sienito

QS - Quartzo-sienito

QM - Quartzo-monzonito

QDM - Quartzo-monzodiorito

QD - Quartzo-diorito

AS - Álcali-sienito

S - Sienito

M - Monzonito

MD - Monzodiorito

D - Diorito

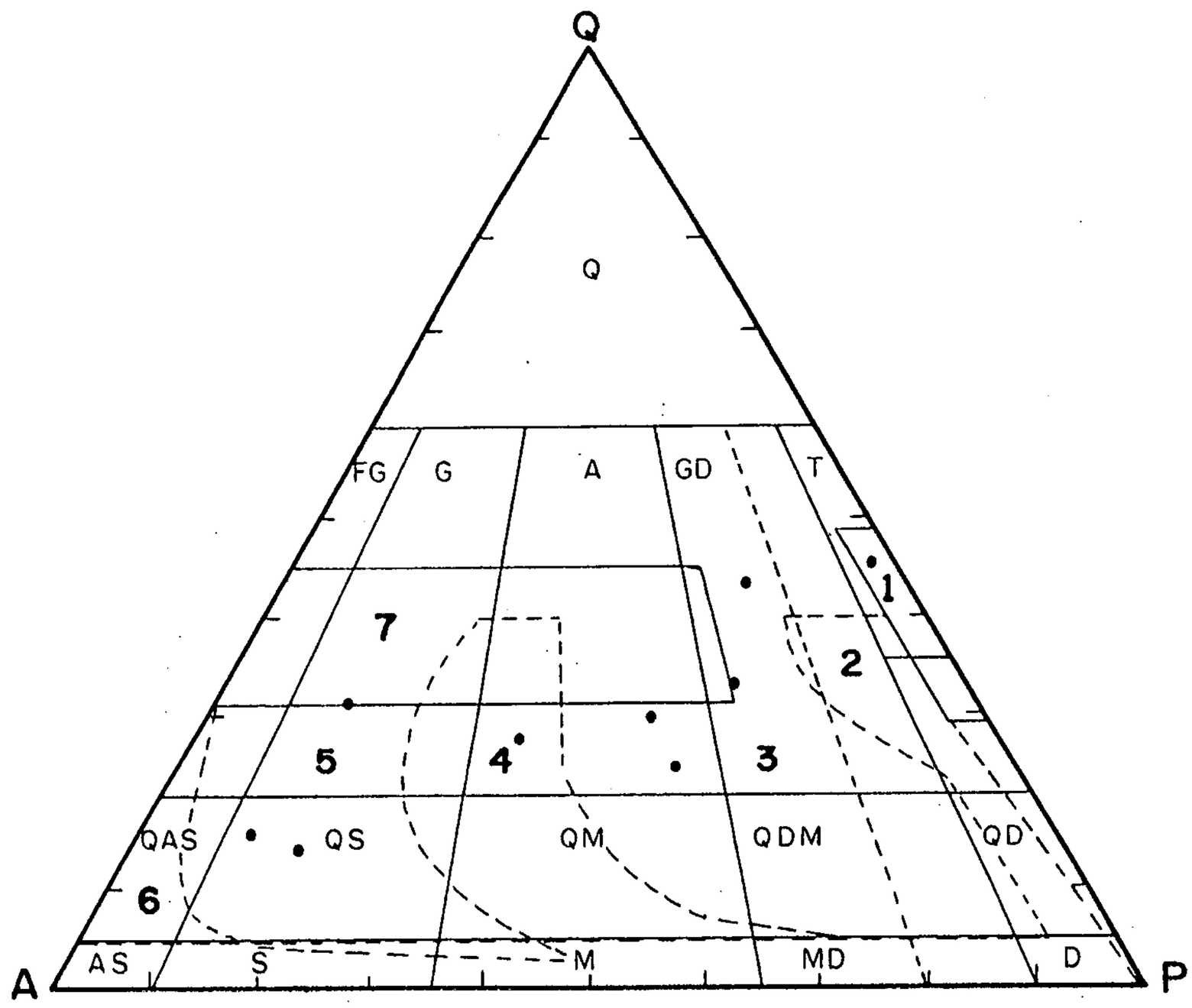


Figura II.2.27 — Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN.(1976), em relação aos grupamentos das séries graníticas adaptado de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

1 - TOLEÍTICO
2 - CALCIALCALINO - TRONDHJEMÍTICO (BAIXO K)
3 - CALCIALCALINO - GRANODIÍTICO (MÉDIO K)
4 - CALCIALCALINO - MONZONÍTICO (ALTO K)
5 - GRANITÓIDES ALUMINOSOS DE PROVÍNCIAS ALCALINAS
6 - ALCALINAS E PERALCALINAS
7 - GRANITOS DE FUSÃO CRUSTAL

Q - Granitóides muito ricos em quartzo

FG - Álcali-feldspato granito

G - Granito

A - Adamelito

GD - Granodiorito

T - Tonalito

QAS - Quartzo - álcali - sienito

QS - Quartzo-sienito

QM - Quartzo- monzonito

QDM - Quartzo-monzodiorito

QD - Quartzo-diorito

AS - Álcali - sienito

S - Sienito

M - Monzonito

MD - Monzodiorito

D - Diorito

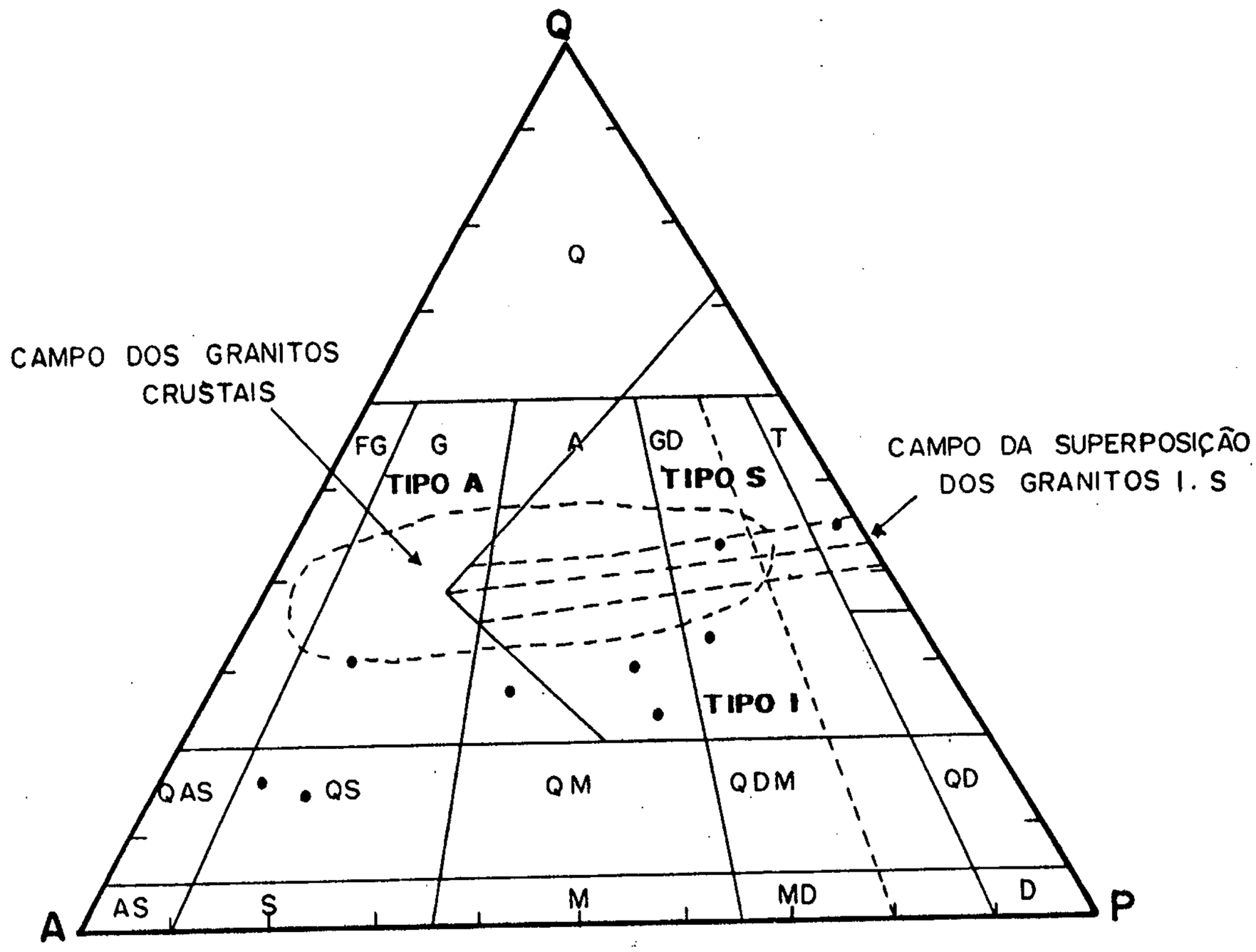


Figura II.2.28—Classificação das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN.(1976), adaptado de BOWDEN et alii (1984).

Q - Granitóides muito ricos em quartzo

FG - Álcali-feldspato granito

G - Granito

A - Adamelito

GD - Granodiorito

T - Tonalito

QAS - Quartzo-álcali-sienito

QS - Quartzo-sienito

QM - Quartzo-monzonito

QDM - Quartzo-monzodiorito

QD - Quartzo-diorito

AS - Álcali-sienito

S - Sienito

M - Monzonito

MD - Monzodiorito

D - Diorito

Nº	AMOSTRAS	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	PFGO	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
01	AF-R-01	67,4	14,1	1,8	1,9	0,11	1,1	2,7	3,3	5,8	0,67	0,24	0,08	0,67	MONZOGRANITO PROTOMILONÍTICO
02	AF-R-17	69,8	13,8	0,86	1,3	0,07	1,7	1,8	4,2	5,5	0,30	0,08	0,07	0,35	MONZOGRANITO MILONÍTICO
03	AF-R-196	67,3	13,7	1,4	2,4	0,08	1,2	2,7	3,1	6,4	0,77	0,28	0,08	0,45	SIENOGRANITO PROTOMILONÍTICO
04	AF-R-251A	70,0	13,4	1,3	1,8	0,06	0,55	2,1	3,1	6,3	0,52	0,09	0,12	0,57	MONZOGRANITO PROTOMILONÍTICO
60	AF-R-329	59,7	16,2	2,2	4,2	0,13	3,2	5,4	3,3	3,2	0,64	0,18	0,15	1,23	QUARTZO-SIENITO MILONÍTICO
06	EP-R-09	67,7	13,2	2,3	1,6	0,06	1,5	2,3	2,8	6,9	0,65	0,19	0,19	0,58	TONALITO PROTOMILONÍTICO
07	EP-R-97	67,1	14,1	1,3	2,9	0,08	2,1	3,6	2,9	4,2	0,44	0,10	0,16	0,93	GRANODIORITO MILONÍTICO
08	EP-R-119	68,2	13,7	1,8	2,2	0,08	0,89	3,0	3,1	5,1	0,67	0,18	0,15	0,68	SIENOGRANITO PROTOMILONÍTICO
09	EP-R-122	70,1	13,2	1,1	1,6	0,06	1,1	2,3	3,0	6,0	0,46	0,10	0,18	0,75	GRANODIORITO PROTOMILONÍTICO
	* MÉDIA	67,48	13,93	1,56	2,21	0,08	1,48	2,88	3,20	5,49	0,57	0,16	0,15	0,77	----
	** MÉDIA	68,65	14,55	1,23	2,70	0,08	1,14	2,68	3,47	4,0	0,54	0,19	0,14	0,68	----

* Média de 09 granitóides do Complexo Cauaburi referentes ao Projeto Alto Rio Negro

** Média de 135 análises em acamelitos (LE MAITRE, 1976)

Tabela II.2.11 - Composição química dos granitóides do Complexo Cauaburi.

NR	AMOSTRAS	ID	RA	FOX	K2O/Na2O	F	CNP	RF	CI	IC	PAL	PALK	FeO*	FeO*/MgO	A
01	AF-R-01	82,86	0,36	0,51	1,76	77,08	18,96	50,13	10,01	13,51	0,85	0,83	3,52	3,52	9,10
02	AF-R-17	87,41	0,52	0,41	1,31	55,96	33,15	53,96	9,84	8,53	0,86	0,93	2,07	1,22	9,70
03	AF-R-196	83,17	0,35	0,38	2,06	76,00	14,84	44,88	11,59	12,40	0,81	0,88	3,66	3,05	9,50
04	AF-R-251A	87,54	0,37	0,44	2,03	84,93	13,37	44,84	8,20	10,80	0,85	0,89	2,37	5,40	9,40
05	AF-R-329	59,11	0,27	0,35	0,97	66,65	41,66	71,67	20,18	28,12	0,87	0,55	1,29	59,70	6,50
06	EP-R-09	73,07	0,33	0,32	2,46	71,67	11,49	60,23	13,49	18,45	0,89	0,66	3,58	2,39	9,7
07	EP-R-97	73,07	0,30	0,32	1,45	66,67	34,72	60,23	13,49	18,45	0,89	0,66	4,07	1,94	7,10
08	EP-R-119	81,10	0,34	0,47	1,64	81,80	24,27	53,47	10,00	15,51	0,85	0,77	3,82	4,23	8,24
09	EP-R-122	85,77	0,35	0,42	2,00	71,05	16,00	46,01	9,14	11,33	0,85	0,67	2,59	2,35	9,00
	* MÉDIA	80,61	0,35	0,43	1,72	71,81	21,54	51,54	11,52	14,54	0,85	0,80	3,61	2,44	8,69
	** MÉDIA	78,43	0,37	0,32	1,15	77,51	29,09	63,65	8,91	13,94	0,98	0,69	3,81	3,34	7,47

* Média de 09 granitóides do Complexo Cauaburi referentes ao Projeto Alto Rio Negro.
** Média de 135 análises em adamelitos (LE MAÎTRE, 1976).

Tabela II.2.12 - Parâmetros petroquímicos dos granitóides do Complexo Cauaburi.

NR	AMOSTRAS	QUARTZO	ORTOCLÁSIO	ALBITA	ANORTITA	DIOPSÍDIO	HIPERSTÊNIO	MAGNETITA	ILMENITA	APATITA	ACMITA	WOLLASTONITA	P
01	AF-R-01	20,11	34,58	28,17	6,59	4,29	1,80	2,63	1,28	0,57	-	-	
02	AF-R-17	18,96	32,70	35,75	2,58	4,69	3,32	1,25	0,57	0,19	-	-	
03	AF-R-196	18,69	38,08	26,41	4,60	5,75	2,32	2,04	1,47	0,67	-	1,47	
04	AF-R-251A	23,58	37,53	26,43	4,08	4,83	0,47	1,90	1,00	0,21	-	-	
05	AF-R-329	11,49	19,23	28,39	20,27	4,69	11,10	3,16	1,24	0,43	-	-	
06	EP-R-09	19,99	41,15	23,91	3,10	5,60	1,42	3,15	1,25	0,45	-	-	
07	EP-R-97	23,12	25,15	24,83	13,21	3,43	7,31	1,91	0,85	0,24	-	-	
08	EP-R-119	24,11	30,47	26,51	8,50	4,37	1,70	2,64	1,29	0,47	-	-	
09	EP-R-122	24,32	35,81	25,63	4,86	4,83	1,81	1,61	0,88	0,24	-	-	
*	MÉDIA	20,51	32,76	27,34	7,51	4,75	3,40	2,28	1,09	0,36	-	-	
**	MÉDIA	25,02	23,83	29,59	12,14	-	6,08	1,80	1,03	0,45	-	-	

* Média de 09 granitóides do Complexo Cauaburi referentes ao projeto Alto Rio Negro.
** Média de 135 análises em acamelitos (LE MAITRE, 1976).

Tabela II.2.13 - Composição normativa dos granitóides do Complexo Cauaburi.

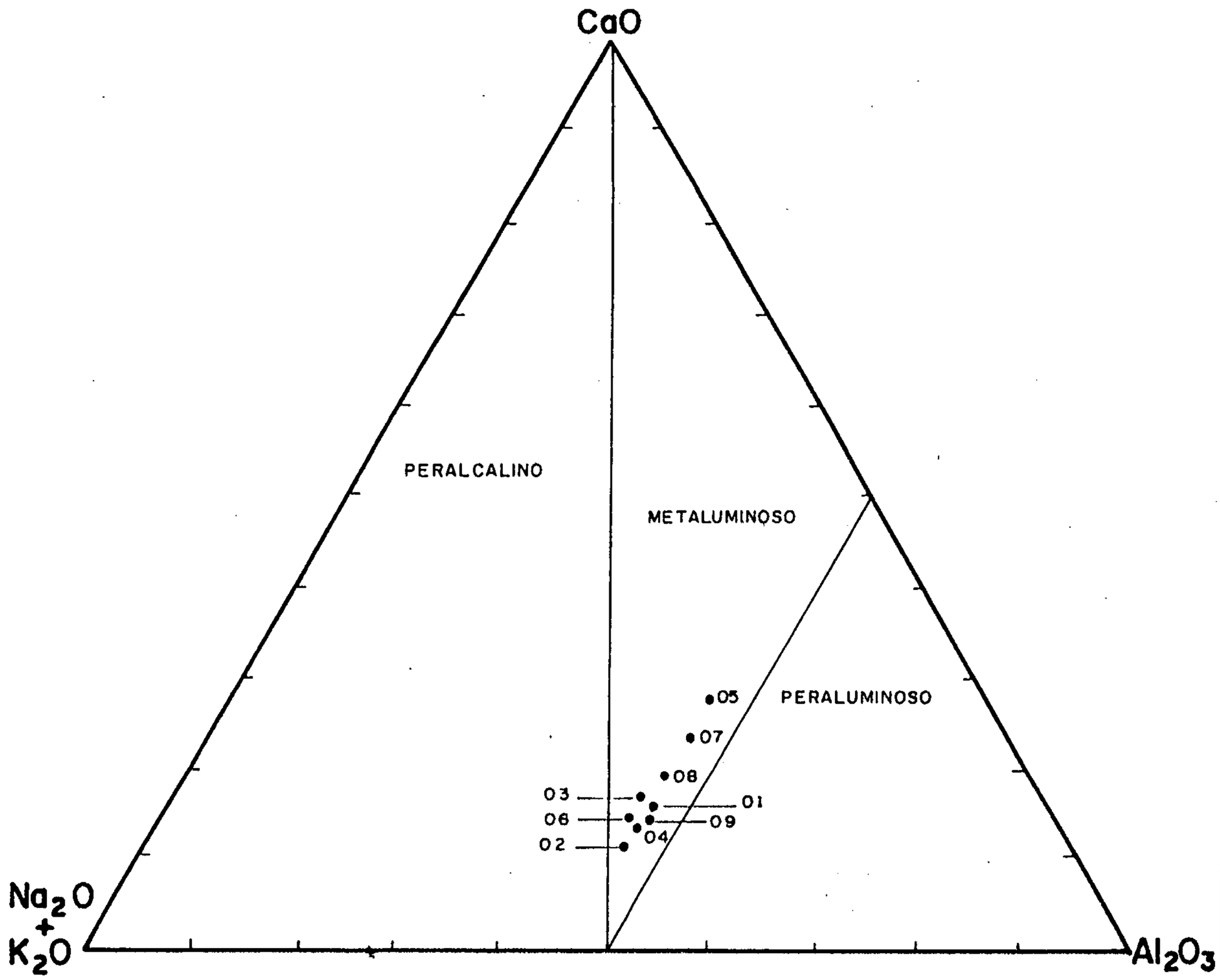


Figura II.2.29 — Disposição das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama $CaO-(K_2O+Na_2O)-Al_2O_3$. Números conforme a Tabela II.2.11

- O CaO é normal a levemente superior 2,88%
- O TiO2 é normal 0,57%
- O K2O é superior. 5,49%
- O Na2O é moderadamente mais baixo 3,20%
- O teor em álcalis é mais alto 8,69%
- O FeO* é normal 3,61%
- A razão FeO*/MgO é inferior 2,44
- O índice petrogenético é inferior 1,72

Os granitóides do Complexo Cauaburi mostram em relação aos granitóides representativos da fácies a titanita da Suíte Xié, valores bastante similares em termos de SiO2, Al2O3, MgO, CaO, TiO2, K2O e Na2O, realçando clara afinidade química entre essas unidades, corroborando a proposta baseada em estudo de campo e petrográfico, de que os granitóides Cauaburi tiveram sua formação, pelo menos em grande parte, as expensas dos granitóides a titanita da Suíte Xié, sob ação do processo deformativo que originou o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

Os granitóides do Complexo Cauaburi no diagrama sílica versus álcalis de MACDONALD & KATSURA (1964) (Figura II.2.30), mostram quimismo subalcalino tal como os granitóides Xié. Já as amostras da Suíte Tiquié, embora em sua maioria se situem neste diagrama, também no campo subalcalino, duas delas posicionam-se no campo alcalino. Através das posições das amostras do Complexo Cauaburi, Suíte Xié e Suíte Tiquié no citado diagrama observa-se que as amostras do Complexo Cauaburi e Suíte Xié, em termos gerais, por seus teores em SiO2 inferiores às da Suíte Tiquié, situam-se no diagrama à esquerda das amostras dessa unidade.

A linhagem calcialcalina das rochas do Complexo Cauaburi, na série subalcalina, é em geral bem definida através do diagrama SiO2 versus razão de alcalinidade de WRIGHT (1969). O referido diagrama (Figura II.2.31), aliás, distingue claramente os granitóides Cauaburi/Xié daqueles referentes a Suíte Tiquié, uma vez que, neste diagrama, enquanto os primeiros revelam caráter calcialcalino, os últimos mostram quimismo alcalino.

O quimismo calcialcalino das rochas do Complexo Cauaburi apresenta-se em termos gerais confirmado também através do diagrama SiO2 versus FeO*/MgO (Figura II.2.32), onde grande parte das amostras dessa unidade situa-se nesse campo.

Por intermédio do diagrama de EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975), utilizado para classificação das rochas graníticas em diversos agrupamentos pelo grau de fracionamento, estabelecendo "trends"

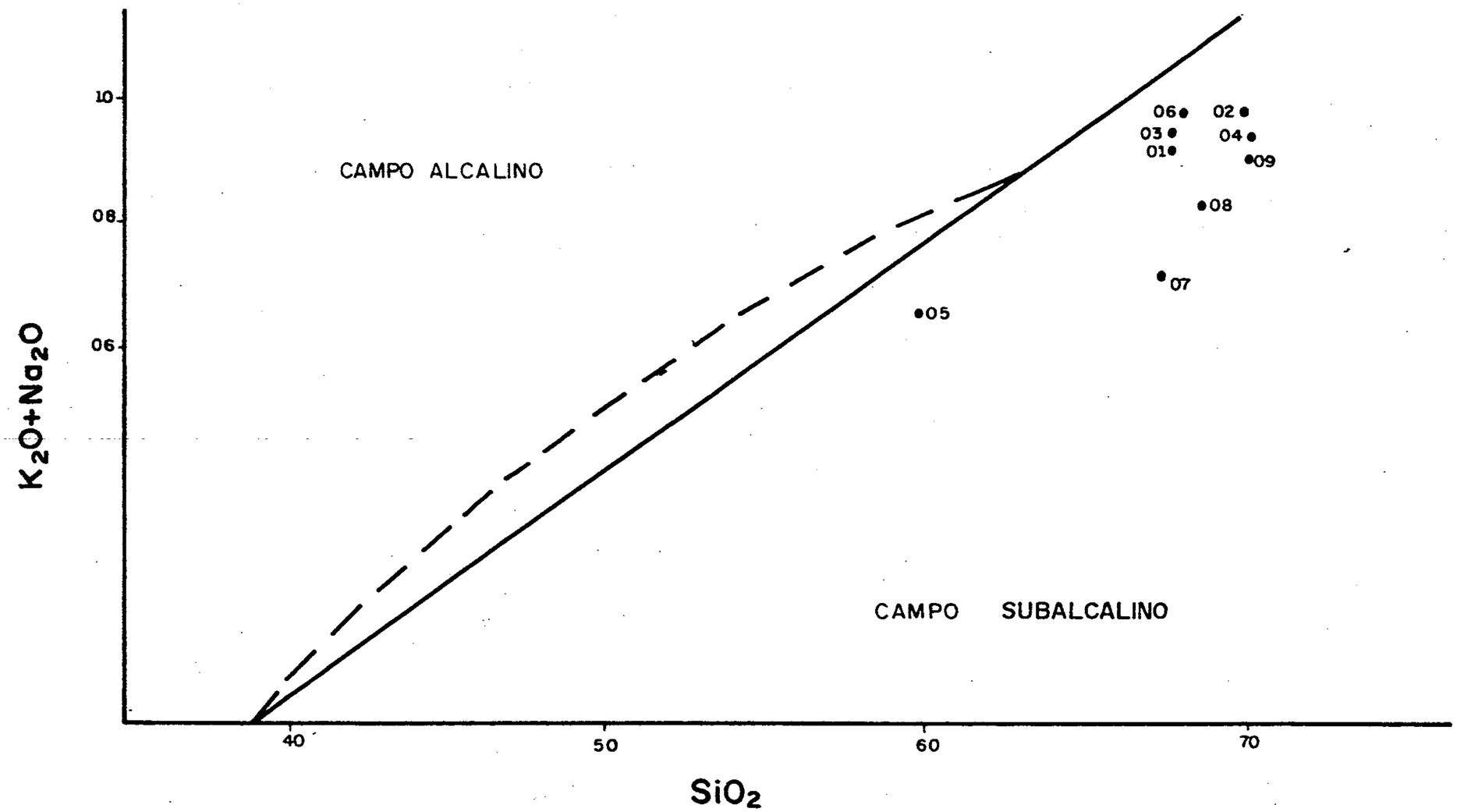
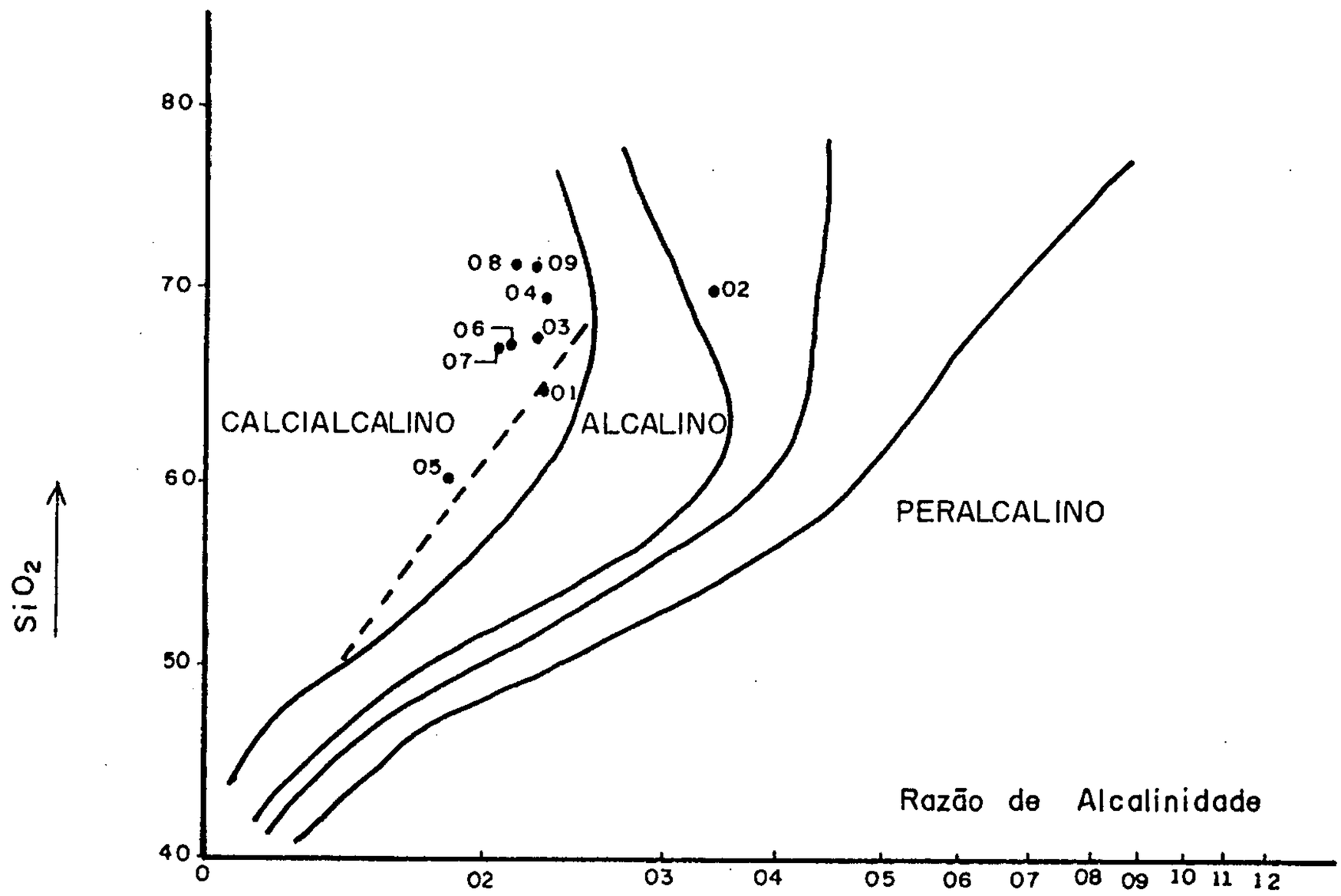


Figura II.2.30—Posicionamento das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama (K_2O+Na_2O) versus SiO_2 (MACDONALD & KATSURA, 1964). O limite tracejado corresponde a sugestão de IRVINE & BARAGAR (1971). Números conforme a Tabela II.2.11



$$RA = \text{Log} \frac{Al_2O_3 + CaO + (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 + CaO - (Na_2O + K_2O)}$$

Figura II.2.31 — Comportamento de Rochas do Complexo Cauaburi no diagrama de WRIGHT (1969). Números conforme a Tabela II.2.11.

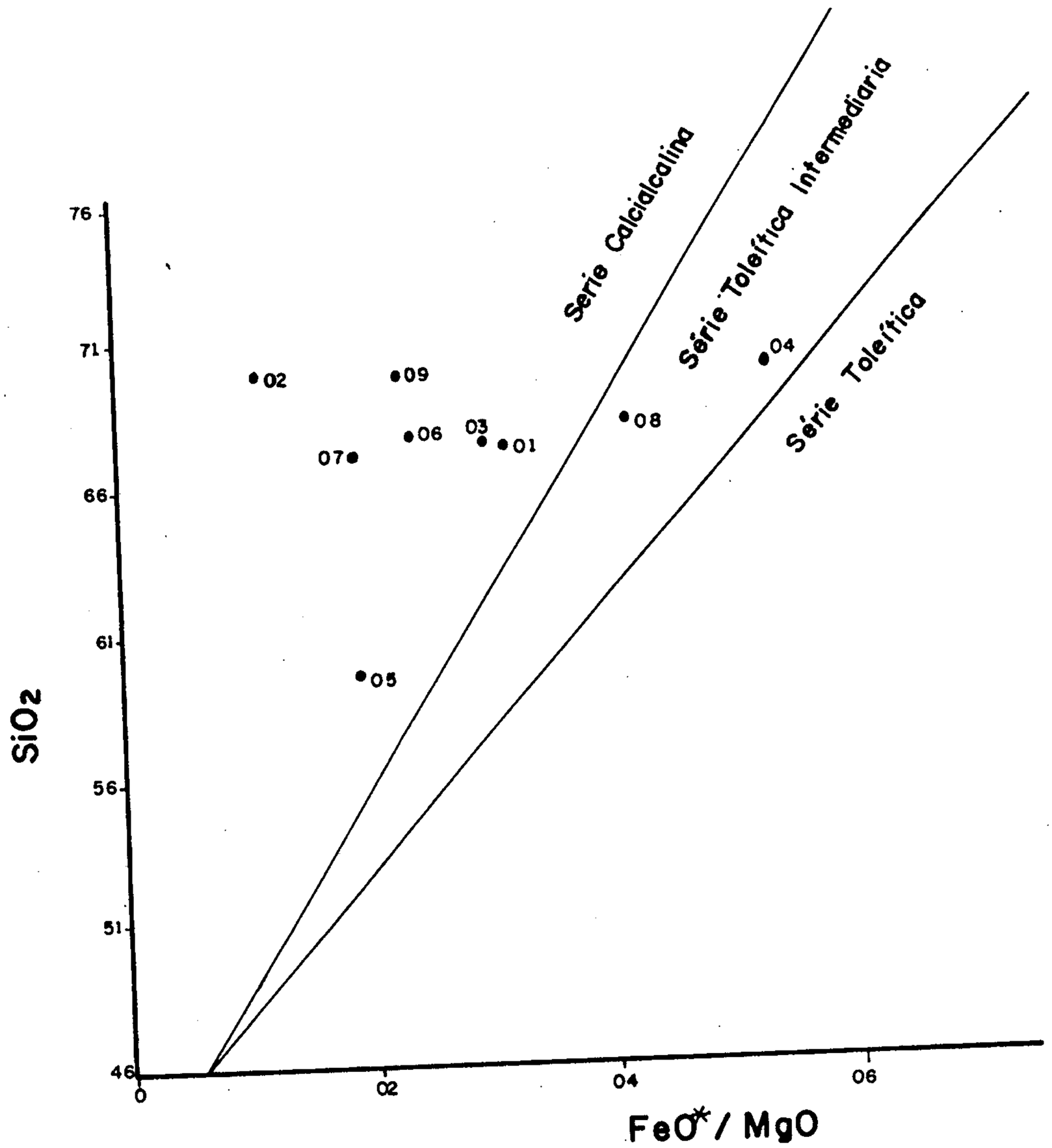


Figura II.2.32 — Distribuição das rochas do Complexo Cauaburi no diagrama SiO_2 versus FeO^*/MgO. Números conforme a Tabela II.2.11.

baseados na relação ternária Rb-Ba-Sr (Figura II.2.33), em que os distintos estágios de diferenciação são controlados pelas razões Ba/Sr e Ba/Rb, verifica-se que os granitóides do Complexo Cauaburi são dominantemente considerados normais a pouco diferenciados, à semelhança dos granitóides da fácies a titanita da Suíte Xié.

É interessante destacar que existe na área, um visível aumento nos valores do quociente Ba/Sr no sentido dos granitóides mais antigos para os mais jovens, variando desde 5,62 (fácies a titanita) e 2,86 (fácies a duas micas) nos granitóides da Suíte Xié, para 6,15 nos do Complexo Cauaburi e 6,47 nos da Suíte Tiquié.

Com relação ao índice petrogenético, salienta-se que os granitóides do Complexo Cauaburi (K_2O/Na_2O = 1,7) refletem maior grau de evolução quando comparados com os do Complexo Traíras (K_2O/Na_2O = 0,8) e Suíte Xié (K_2O/Na_2O = 1,56 na fácies a titanita e K_2O/Na_2O = 1,65 na fácies a duas micas). Tais rochas, no entanto, por seus altos valores em K_2O e baixos teores em Na_2O, em relação aos granitóides Tiquié, apresentam para a relação K_2O/Na_2O valor médio de 1,72, bem superior, portanto, ao valor de 1,44 apresentado pelos citados granitóides.

As rochas do Complexo Cauaburi quando comparadas com as médias em elementos-traço (Tabela II.2.14), admitidas por LEVINSON (1974) e GOLDSCHMIDT (1958) para granitos/granodioritos, revelam acentuado enriquecimento em lantânio e zircônio, moderado enriquecimento em chumbo e ítrio, valores normais em níquel, cobalto, cromo, estanho, escândio, vanádio e estrôncio, e, empobrecimento em cobre e nióbio.

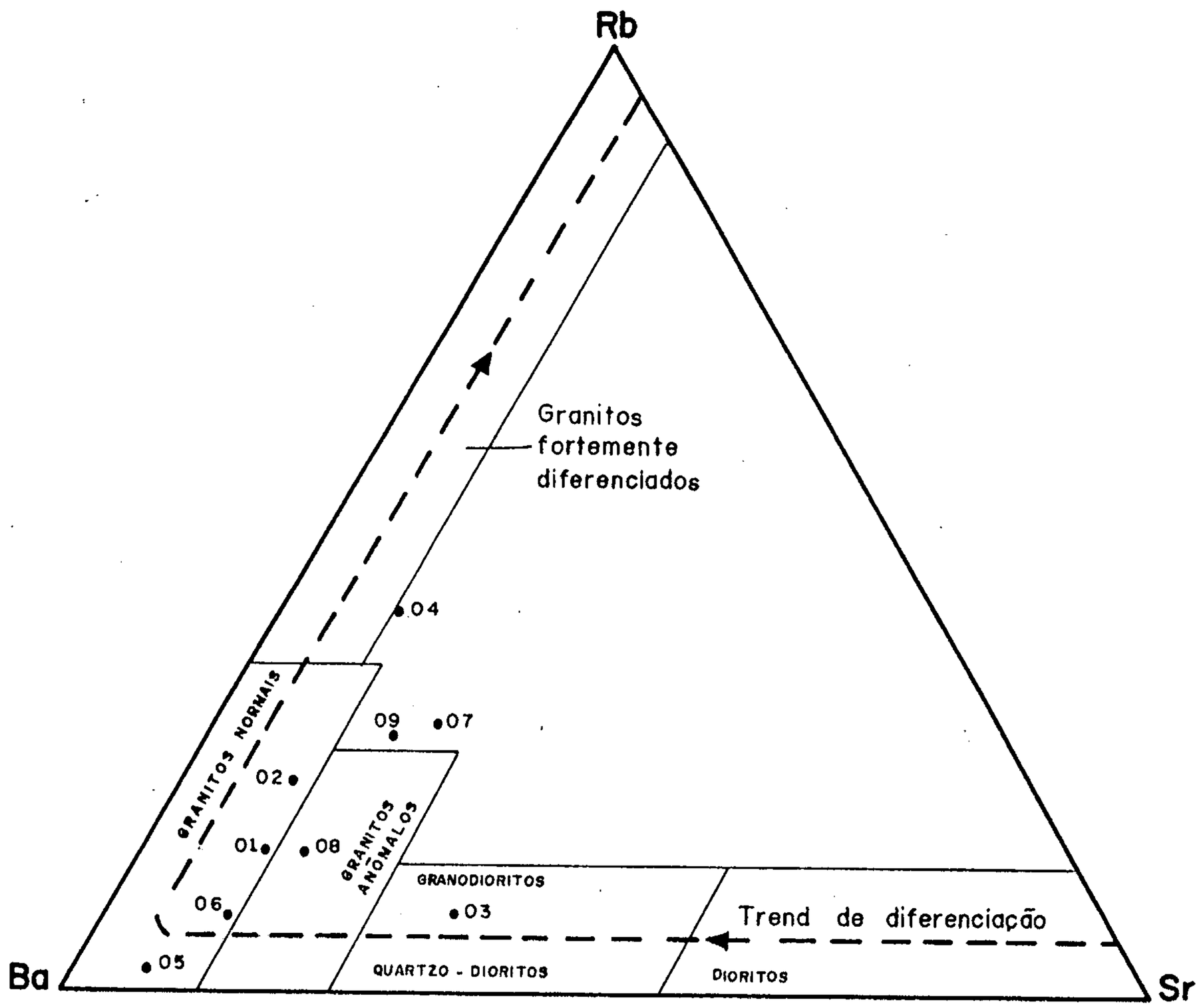


Figura II.2.33 — Posicionamento das rochas do Complexo Cauaburi em diagrama Rb-Ba-Sr (BOUSEILY & SOKKARY, 1975). Números conforme a Tabela II.2.11.

		(10)	(20)	(1)	(5)	(10)	(20)	(10)	(10)	(5)	(5)	(10)	(100)	(10)	(10)	(10)	(5)	(10)	(200)	(0,5)	(10)		
NR	AMOSTRAS	B	Ba	Be	Co	Cr	La	Mn	Mo	Nb	Sc	Sn	Sr	V	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Rb	
01	AF-R-01	(10	2000	1,5	15	(10	100	700	(10	-	15	(10	300	30	200	200	10	50	-	-	-	397	
02	AF-R-17	(10	1000	(1	(5	(10	30	300	(10	-	(5	(10	150	(10	50	(10	5	30	-	-	-	296	
03	AF-R-196	(10	700	3	10	(10	50	700	(10	-	7	(10	100	30	1000	30	30	70	-	-	-	370	
04	AF-R-251A	(10	700	3	7	(10	150	500	10	-	10	(10	150	30	150	70	20	70	-	-	-	495	
05	AF-R-329	(10	3000	(1	30	30	20	1000	(10	20	15	(10	300	100	150	30	70	30	-	-	-	103	
06	EP-R-09	(10	)5000	1	5	(10	150	700	(10	-	15	(10	700	30	150	50	5	70	-	-	-	427	
07	EP-R-97	(10	500	-	20	30	70	700	(10	20	15	(10	200	70	150	30	20	30	-	-	-	272	
08	EP-R-119	(10	1500	3	20	(10	150	700	10	5	15	(10	300	70	1000	70	7	70	-	-	-	328	
09	EP-R-122	(10	1000	2	7	(10	150	700	10	-	15	(10	300	50	500	50	5	70	-	-	-	476	
	* MÉDIA	(10	)1711	(1,7	(12	(13	96,6	788	(10	5	12,4	(10	278	47	372	60	19	54	-	-	-	352	
	** MÉDIA	20	500	2	10	20	30	400	20	20	10	2	450	100	140	30	30	15	-	-	-	NA	
	*** MÉDIA	15	600	5	1	4	10	500	20	0,5	5	3	285	20	180	40	10	20	-	-	-	NA	

* Média de 09 granitóides do Complexo Cauaburi referentes ao Projeto Alto Rio Negro

** Média para granodioritos segundo LEVINSON (1974)

*** Média para granitos segundo GOLDSCHMIDT (1958)

NA = Não analisado

(10) = Limite inferior do método analítico

Tabela II.2.14 - Elementos-traço em granitóides do Complexo Cauaburi.

2.2.1.5 - Idade, Origem e Correlação

O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central estende-se no setor oriental do projeto e corresponde a uma faixa de rochas predominantemente graníticas com caráter milonítico a protomilonítico, orientada preferencialmente na direção NE-SW com inclinação para noroeste, sendo este "trend" principal seccionado por zonas de cisalhamentos (Rio Negro e Uaupés) discretas e orientadas segundo WNW-ESE a NW-SE, nas quais ocorrem embuticos quartzitos, metavulcanitos e xistos miloníticos que juntamente com os granitóides miloníticos a protomiloníticos citados anteriormente, integram a unidade Complexo Cauaburi. Tal cinturão, de acordo com medidas de lineação de estiramento máximo, tomadas em trabalho de campo (60º de mergulho para WNW) e diversos indicadores cinemáticos estudados (bandas de cisalhamentos, relação S-C, assimetria de sombra de pressão e rotação de cristais), relaciona-se a um regime de cavalgamento oblíquo, cujo sentido preferencial de movimentação de massa rochosa processou-se no sentido WNW-ESE. Já as zonas de cisalhamentos Rio Negro e Uaupés, citadas anteriormente, por estarem orientadas na direção do transporte tectônico do Cinturão Guiana Central, foram consideradas interpretativamente como representando rampas laterais, não se descartando porém a possibilidade de que representem rampas oblíquas.

O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central tem sua estruturação geral NE-SW mantida também fora da área do projeto, em seu prolongamento através da porção extremo-nordeste dos estados do Amazonas e Roraima, Suriname e Guiana, valendo salientar que tanto em Roraima como Suriname e Guiana, além das rochas citadas anteriormente, também ocorrem rochas granulíticas, associadas a esse cinturão.

Com respeito a idade do Complexo Cauaburi, admite-se neste trabalho como situando-se no Arqueano ao Proterozóico Inferior, atribuindo-se as idades radiométricas (Rb/Sr e K/Ar) mais jovens obtidas em rochas dessa unidade, por diversos autores, no Brasil, Guiana e Suriname (Tabela II.2.15), como decorrentes de processos de rejuvenescimentos isotópicos relacionados a ação de eventos tectonotermais posteriores a formação dessas rochas.

Apesar das limitações impostas pelo nível de reconhecimento do presente trabalho, admite-se correlação das rochas do Complexo Cauaburi com a Associação Rupununi de RAMGRAB et alii (1972), BRAUN (1973) e BONFIM et alii (1974), Rupununi Assemblage de McCONNEL (1962) e SING (1966), Complexo Mucajaí de AMARAL (1974), partes do Complexo Guianense de MONTALVÃO et alii (1975) e PINHEIRO et alii (1976), e, FERNANDES et alii (1977), grupos Falawatra, Coeroeni e Marowijne de DE ROEVER & BOSMA (1975), Grupo Coeroeni de KRONEMBERG (1975), parte do Complexo de Mitu de GALVIS et alii (1978), Grupo Kanuku de McCONNEL & WILLIAMS

MÉTODO	IDADES Rb/Sr (m.a.)	ROCHAS	LOCALIDADE	REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA
Rb/Sr	2000 m.a.	Granulitos	Suriname	PRIEM et al. (1969)
K/Ar	2050 +/- 34 m.a.	Granulitos	Guiana	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
K/Ar	2026 +/-100 m.a.	Granulitos	Guiana	SPOONER et al. (1971)
Rb/Sr	2012 +/- 71 m.a.	Granulitos	Roraima	SANTOS & OLSZEWSKI (1988)
Rb/Sr	1750 m.a. 1500 m.a.	Granitóides gnáissicos	Amazonas/ Roraima	TASSINARI (1981)
Rb/Sr	1930 a 2670 m.a.	Granulitos e gnaisses migmatíticos	Suriname	DE ROEVER & BOSMA (1975)
Rb/Sr	1515 m.a. 1650 m.a.	Granitóides migmatíticos	Amazonas	PINHEIRO et al. (1976)

Tabela II.2.15 - Dados radiométricos de rochas relacionadas ao Cinturão Guiana Central.

(1970), e, de FREITAS & BRANDÃO (1993), parte do Grupo Moura de SANTOS et alii (1974) e parte da Suíte Uraricuera de FREITAS & BRANDÃO (1993).

2.3 - Supergrupo Roraima

2.3.1 - Histórico

Durante o Proterozóico Médio desenvolveu-se sobre o Escudo das Guianas uma extensa e espessa cobertura sedimentar caracterizada por sequências de psefitos, psamitos, pelitos, piroclásticas e vulcanoclásticas interrelacionadas, distribuídas em diversos países (Venezuela, Brasil, Guiana e Suriname), em exposições contínuas ou não de conformação em **quilha sinclinorial** e tabular, muitas vezes representando exemplos de topografia invertida (VAN DE PUTTE, 1972).

As primeiras referências sobre as rochas sedimentares do Proterozóico Médio ocorrentes na região Amazônica foram feitas por BROWN & SAWKINS (1875) os quais registram-nas na Guiana sob a designação de **Sandstone Formation**, sendo posteriormente referidas naquele país como Conglomerados **Kaiteur** por ANDERSON & DUNN (1895) e Arenitos Kaiteur por CONNOLLY (1925). A utilização do nome Roraima para esses sedimentos foi proposta por DALTON (1912) em alusão ao Monte Roraima, tendo sido tal designação posteriormente revalidada por PAIVA (1929) ao estudar pioneiramente esta sequência em território brasileiro, descrevendo-a como uma formação arenítica separada do "**bedrock**" de pórfiros por um conglomerado basal e contendo nas camadas inferiores alguns leitos de um folhelho vermelho.

AGUERREVERE et alii (1939) empregaram o termo Formação Roraima para o conjunto sedimentar ocorrente desde o Suriname, a leste (Platô Tafelberg, KUZERMANN, 1931), até as cabeceiras dos rios Caura e Orinoco a oeste, na Venezuela.

Outras contribuições foram fornecidas por TATE (1945) e LÓPEZ et alii (1942) na Venezuela, e, PAIVA (1939) e BOUMAN (1959) no Brasil, tendo este último subdividido a Formação Roraima nos membros Arai, Suapi e Quinô.

Os estudos da sequência sedimentar Roraima foram retomados a partir do início da década de setenta, destacando-se na Venezuela os trabalhos de YÁNEZ (1972), que a subdividiu nos membros Canaima e Guaiquinima, REID (1972), que propôs a elevação da Formação Roraima à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Uairen (base), Cuquenan, Uaimaqué e Matauí, PUTTE DE BOIS (1972), VAN DE PUTTE (1972) e GROSS (1977), os quais enfocaram as diversas fácies associadas a citada sequência.

Na Guiana, KEATS (1973) identificou nove unidades sedimentares, associando-as a seus respectivos ambientes deposicionais, e no Suriname, BISSCHOPS (1966) e PRIEM et alii (1973) forneceram importantes dados acerca da área Tafelberg.

No Brasil, principalmente na porção setentrional do Território de Roraima, BRAUN (1973), AMARAL (1974), BONFIM et alii (1974) e MONTALVÃO et alii (1975), realizaram trabalhos de cunho estratigráfico naquelas rochas sedimentares, tendo sido a terminologia Grupo Roraima adotada por MONTALVÃO et alii (op. cit.) em concordância com REID (op. cit.) na Venezuela.

PINHEIRO et alii (1981), no setor oeste de Roraima subdividiram o Grupo Roraima nas formações Tucuxumã (base), Aliquelau, Linependome e Urutani, a partir da identificação das rochas sedimentares das serras Uafaranda e Urutani.

SANTOS & D'ANTONA (1984) através das informações coletadas ao longo das seções na região do rio Mau, integradas com a estratigrafia elaborada por BOUMAN (1959), BRAUN (1973) e PINHEIRO et alii (1981) para Roraima, e REID (1972) para a área sudeste de Venezuela, apresentam para o Grupo Roraima a seguinte sucessão, da base para o topo: Formação Arai, Formação Suapi, Formação Quinô, Formação Uailã e Formação Matauí.

SANTOS (1985), baseado em dados de seções geológicas executadas na região do rio Mau, aliados a informações obtidas por BOUMAN (1959), REID (1972) e SANTOS & D'ANTONA (1984), considera para o Grupo Roraima a seguinte subdivisão, no sentido da base para o topo : Formação Arai, Formação Suapi, Formação Quinô, Formação Uailã, Formação Serra do Sol e Formação Matauí.

REIS et alii (1985), em trabalho desenvolvido na região da serra Verde, subdividiram a Formação Suapi nas seguintes unidades (da base para o topo): Membro Verde, Membro Paure, Membro Carmã e Membro Nicará.

O trabalho mais pormenorizado referente ao conjunto sedimentar Roraima foi executado por PINHEIRO et alii (1989), os quais propuseram a elevação dessa unidade a hierarquia de Supergrupo como consequência das investigações desenvolvidas por SANTOS & D'ANTONA (1984), REIS et alii (1985), SANTOS (1985) e CASTRO & BARROCAS (1986). Tal estudo foi processado na região noroeste do Território Federal de Roraima e culminou com a subdivisão do Supergrupo Roraima nas seguintes unidades (da base para o topo). Formação Arai, Grupo Suapi, Formação Uailã e Formação Matauí, perfazendo um total aproximado de 2.900 metros de sedimentos.

A Formação Arai é subdividida nos membros Inferior e Superior com base em critérios faciológicos, enquanto o Grupo Suapi reúne as formações Verde, Paure, Nicará e Quinô. A Formação Uailã representa as rochas sedimentares que tem como característica principal a intercalação de camadas tufáceas. A Formação Matauí designa depósitos psefíticos e psamíticos que sustentam as proeminentes mesas da porção setentrional da área (Monte Roraima).

No presente relatório adota-se a designação Supergrupo Roraima (PINHEIRO et alii, 1989) para o conjunto de rochas sedimentares do Proterozóico Médio, materializado pelas serras Padre (NA.19-Z-D), Neblina (NA.19-Z-D) e Baruri (NA-20-Y-C), ocorrentes no setor noroeste da área do projeto.

Apesar dos trabalhos desenvolvidos nessas áreas terem sido a nível de reconhecimento, apresenta-se uma correlação do conjunto sedimentar representado pelas serras Padre e Neblina/Baruri, com a Formação Arai de PINHEIRO et alii (1989). Vale salientar, no entanto, que o estabelecimento dessa correlação deve ser encarado com certa parcimônia, pois a ampla bacia que tem sido considerada por diversos autores como abrigando os sedimentos Roraima, muito possivelmente deve corresponder a diversas bacias, com suas próprias histórias, em termos tectônicos, deposicionais, estratigráficos, área fonte e etc, situação essa que certamente a rigor, descarta a possibilidade de correlação generalizada entre essas sequências pertinentes a bacias diferentes. Trabalhos pormenorizados no sentido de entendimento dessas bacias, visando suas caracterizações em termos individuais, para que só posteriormente se estabeleça comparações entre elas, parece ser o melhor caminho a seguir-se no futuro.

2.3.2 - Distribuição e Relações de Contato

Na área do Projeto Alto Rio Negro as rochas sedimentares pertinentes ao Supergrupo Roraima estão confinadas às folhas NA.19-Z-D (porção nordeste) e NA.20-Y-C (setor nordeste), perfazendo o somatório de 850 km2, correspondente a 0,6% da área total do projeto.

A cartografia das rochas pertinentes ao Supergrupo Roraima foi baseada primordialmente em estudos interpretativos de mosaicos radargramétricos e imagens de satélite, tarefa essa revestida de grande facilidade em decorrência do caráter morfologicamente tabular deste conjunto sedimentar, propriedade esta que a distingue claramente das rochas circunvizinhas (Complexo Cauaburi, Suíte Tiquié e coberturas cenozóicas). A satisfatória exatidão do traçado dos limites dessa unidade através do manuseio dos citados sensores foi comprovada em campo por intermédio dos pontos de controle dos afloramentos.

Na folha NA.19-Z-D as rochas do Supergrupo Roraima abrangem 3,4% dessa folha, ocorrendo em seu setor nordeste, constituindo a serra Padre(370 km2) e a parte sudoeste da serra Neblina (260 km2).

Na região da serra Padre o Supergrupo Roraima é representado por quartzo-arenitos de granulação grossa a fina, localmente seixosos, apresentando-se cataclásticos (AF-06, AF-07, AF-08 e EP-198) e às vezes protomilonítico (AF-367) a milonítico (AF-09,AF-368, EP-194). No setor sudeste da serra Padre, segundo D'ANTONA (inf. verbal), ocorrem blocos de conglomerados de natureza polimítica.

A serra Padre é representada por um conjunto sedimentar de morfologia tabular com formato alongado segundo WNW-ESE e limita-se em sua maior parte com os granitóides deformados do Complexo Cauaburi, embora em caráter mais restrito contacte com os granitos da Suíte Tiquié e com os sedimentos cenozóicos da Formação Içá. Com exceção da parte meridional da serra onde esses sedimentos mantêm contacto com o Complexo Cauaburi através de extensa falha WNW-ESE, as relações de contato dessas rochas sedimentares com as demais unidades citadas não foram verificadas em campo, devido à existência de depósitos de talus e/ou solo capeando a zona de contato.

A serra Neblina se estende desde o extremo nordeste da folha NA-19-Z-D até o extremo noroeste da folha NA.20-Y-C, onde recebe a designação de serra Baruri, abrangendo um total de 600 km2. Essa serra, embora não tenha sido investigada acuradamente pelas equipes do Projeto devido a impedimento por parte dos indígenas da área, foi estudada a nível de reconhecimento em sua porção sul, correspondente à parte basal da sequência sedimentar que compõe o citado conjunto montanhoso. No referido trabalho, foram

registrados pelas equipes do projeto blocos rolados (até 0,5m) de conglomerado com seixos de quartzo-arenito e quartzo, além de blocos (até 0,3m) de quartzo-arenito.

A serra Neolina é representada por um pacote sedimentar sub-horizontalizado, de morfologia tabular, com cerca de 1000 m de espessura (GIFFONI & ABRAHÃO, 1969), o qual se limita em termos gerais com os granitóides protomiloníticos a milonítico do Complexo Cauaburi e em caráter mais restrito com os granitos da Suíte Tiquie. As relações de contato entre essas unidades não foram verificadas em campo em virtude da ocorrência de espessos depósitos de talus nas zonas de limite dessas rochas. Apesar disso, através da observação de imagens de sensores remotos, esse conjunto rochoso, o qual mostra-se seccionado por falha WNW-ESE, NNW-SSE e NNE-SSW, parece posicionar-se discordantemente aos granitóides deformados de "trend" NE-SW do Complexo Cauaburi.

A região da serra Neolina foi estudada por GIFFONI & ABRAHÃO (op. cit.) através de seção geológica de sentido S-N, desde a foz do igarapé Tucano até a serra Neolina. Neste percurso, os autores registram entre o 1o. (altitude de 325 m) e 4o. (altitude de 624 m) acampamento a presença de blocos rolados de rocha granítica e conglomerados. Entre o 4o. e 5o. (altitude de 1.330 m) acampamento, ocorrem blocos de sílica, quartzo microcristalino, granodiorito e afloramento de quartzo-arenito (PN-50) esbranquiçado, horizontalizado e milonito (PN-49), sendo que especificamente no 5o. acampamento situado no topo da serra Neolina, registram-se blocos de granodioritos e conglomerados. No trecho limitado pelo 5o. e 6o. acampamento (altitude 2.310 m) ocorrem granodioritos (PN-46 e PN-47), enquanto que na área do 6o. acampamento assomam arenitos da unidade Roraima. No topo da serra Neolina (marco 884 - altitude de 2.371 m) ocorrem arenitos e arenitos conglomeráticos da sequência Roraima.

Os autores ressaltam que o Pico 31 de Março é formado por espessos bancos de conglomerados com seixos de quartzo e cerca de 30o de mergulho para sudoeste, sendo o patamar sobre o qual se ergue o Pico 31 de Março formado por quartzo-arenitos silicificados (PN-45) semelhantes aos da serra Padre.

2.3.3 - Petrografia

Na área trabalhada as rochas referentes ao Supergrupo Roraima, estão confinadas à Serra Padre e à região do Pico da Neblina, onde são representadas por quartzo-arenitos protomilonítico a milonítico, quartzo-arenitos protocataclásticos a cataclásticos e conglomerados cataclásticos, como decorrência dos processos deformacionais atuantes sobre seus constituintes minerais. Os efeitos deformacionais são representados a nível microscópico por grãos de quartzo com forte extinção ondulante e desenvolvimento de bordas de deformação, e bordas suturadas, imersos em uma matriz de sílica cominuída em escala crípto a microcristalina (Fotomicrografias II.2.36, II.2.37 e II.2.38). Em associação, são freqüentes as palhetas de sericita e muscovita recristalizadas com tendência à formação de níveis micáceos subparalelizados em física orientação preferencial, marcando uma forte anisotropia estrutural com estabelecimento subsequente de uma foliação protomilonítica a milonítica em desenvolvimento localizado de um padrão anastomático marcando os planos C e possivelmente S corroborados, em grande parte, pela tendência de formação de contornos pisciformes (Fotomicrografia II.2.39). Na análise desse conjunto, e chamativo a natureza deformacional rupti-ducti que, aliada às observações de campo, tem dispertado interpretações no sentido de estabelecimento de um regime compressivo por inversão estrutural no Proterozóico Médio. Tal idéia tem adicional suporte pelos efeitos rupte-s-ducte-s, observados através de análise microestrutural, também no conjunto granítico Tiquie, o qual, juntamente com os sedimentos Roraima, relacionam-se ao regime distensivo que marca o Proterozóico Médio na região. Em termos gerais, portanto, pode-se dizer que tal como foi verificado nas amostras de granito de Tiquie, observou-se também que as amostras do Supergrupo Roraima, na área do Projeto Alto Rio Negro, denunciam, principalmente em escala microscópica, a superimposição de um processo deformacional de natureza ducti-rupti. Como ambas as unidades relacionam-se a um regime distensivo processado no Proterozóico Médio, pode-se assumir com grande certeza que a sequência sedimentar Roraima foi alvo de processo de tectônica de inversão pós-datando o regime distensivo, envolvendo falhas de empurrão ou cavalgamento com desenvolvimento de texturas cataclásticas e miloníticas. A análise global izada das amostras coletadas mostra uma deformação mais intensa em relação ao metamorfismo cujas transformações mineralógicas estão restritas a processos físicos de cominuição e recuperação sobre os grãos de quartzo e a uma generalizada sericitização em função do metamorfismo e recristalização de argilo-minerais como impurezas matriciais subordinadas associadas aos quartzo-arenitos.

2.3.4 - Ambiente Deposicional

2.3.4.1 - Comentários Gerais

As rochas sedimentares do Proterozóico Médio, ocorrentes na região do Alto Rio Negro, em virtude do caráter de reconhecimento do Projeto, foram estudadas muito restritamente. Tal estudo, foi realizado através de dados referentes a uma única seção geológica na serra Padre, os quais foram posteriormente complementados com informações coletadas no sopé da serra Neblina. A análise desses dados culminou, com a caracterização de três litofácies englobadas numa única unidade de fácies ("A") a qual foi correlacionada com a Formação Aracá de PINHEIRO et al. (1990), que corresponde a porção basal do Supergrupo Roraima.

2.3.4.2 - Descrição das Litofácies

As características gerais das fácies correspondentes ao Supergrupo Roraima na área do Projeto Alto Rio Negro são apresentadas a seguir, de acordo com a Figura II.2.34.

Litofácies A1 - ocorre em blocos na porção sul da serra Neblina e segundo D'ANTONA R.G.J (inf. verbal), também no bordo sudeste da serra Padre. É representada por conglomerado maturo, mal selecionado, "clast supported", geometria tabular e lenticular. Lateral e verticalmente transiciona para quartzo-arenito grosso, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Corresponde a leques aluviais mediano/distal.

Litofácies A2 - Tem larga distribuição na serra Padre, sendo representada por quartzo-arenito cinza-claro e róseo claro, médio a grosso, localmente seixoso a conglomerático, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio a grande porte (Fotos II.2.24, II.2.25, II.2.26, II.2.27 e II.2.28), com frequentes superfícies erosivas e reativações, e pavimentos seixosos com gradação normal. Ocorrem intervalos pétricos com dominância de estratos cruzados festonados. Predomina a geometria de corpos lenticulares imbricados, superpostos, representativos de barras transversais e longitudinais, relacionadas a sistemas fluviais entrelaçados em clima árido.

Litofácies A3 - Registradas em blocos deslocados da posição original, na meia encosta da serra Padre. Representada por quartzo-arenito esbranquiçado, granulação fina, bem selecionado, constituído essencialmente por grãos de quartzo. Apresenta estratos cruzados tangenciais de grande porte, com superfícies de deflação e truncamento, bem como caráter bimodal relacionado a processos de fluxo de grãos e queda de grãos. Tal fácies é interpretada como associada a campo de dunas eólicas.

SUMÁRIO DE FÁCIES	INTERPRETAÇÃO
Quartzo-arenito esbranquiçado, granulação fina, bem selecionado, constituído preeominantemente por grãos de quartzo. Estratos cruzados tangenciais de grande porte com superfície de deflação e truncamento, bem como caráter bimodal relacionado à "grain flow" e "grain fall".	Campo de dunas eólicas
Quartzo-arenito cinza-claro, médio a grosso localmente seixoso a conglomerático, com cruzadas tabulares e acanaladas de médio a grande porte. Geometria de corpos lenticulares.	Barras transversais e longitudinais, relacionadas a sistemas "braided" em clima árido.
Conglomerado imaturo, mal selecionado, "clast supported" geometria tabular e lenticular. Quartzo-arenito grosso, com estratificação cruzada acanalada.	Leques aluviais medianos/distais.

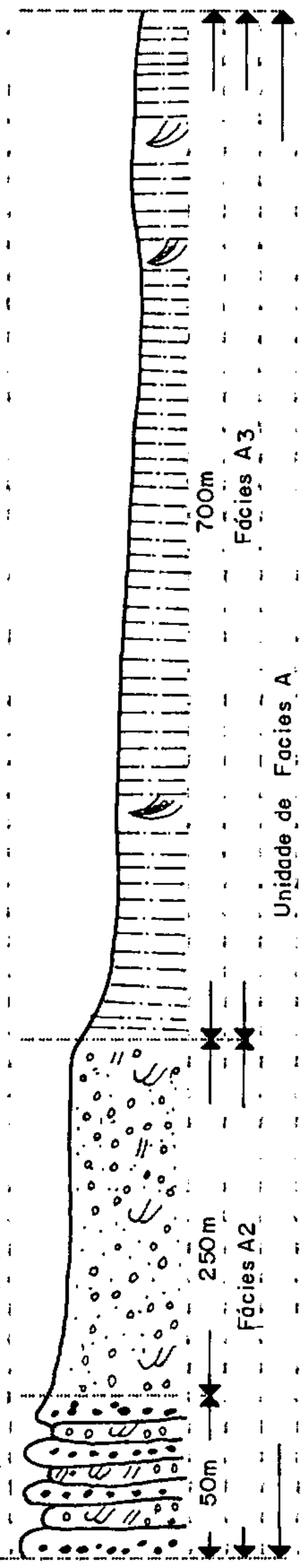


Figura II.2.34 - Seção geológica representativa do Supergrupo Roraima na área do Projeto Alto Rio Negro.

LEGENDA

TEXTURAS

- Arenito fino
- Arenito médio
- Arenito grosso
- Conglomerado

ESTRUTURAS

- Estratificação cruzada acanalada
- Estratificação cruzada tabular
- Fluxo de grãos

2.3.4.3 - Modelo Deposicional

Na área do projeto o Supergrupo Roraima é representado por conglomerados imaturos e quartzo-arenitos grossos (Fácies A1) relacionados a leques aluviais medianos/distais, que evoluíram para um sistema fluvial "braided" materializado por quartzo-arenitos médios/grossos, com cruzadas tabulares e acanaladas, correspondentes a barras transversais e longitudinais (Fácies A2) que, subsequentemente, em processo evolutivo para implantação de um sistema desértico, foram retrabalhados por ação eólica (Fácies A3).

2.3.5 - Idade, Origem e Correlação

A sequência sedimentar Roraima abrange uma superfície em torno de 100.000 km2, estendendo-se em segmentos não contínuos através da Venezuela, Guiana, Brasil e Suriname. Tal sequência é representada em geral por arenitos, por vezes conglomeráticos, conglomerados, arcósios e termos pelíticos, com intercalações menores de piroclásticas, sendo seccionada por espessos "sills" de diabásio, com idade radiométrica em torno de 1.600 m.a.

O embasamento desta cobertura é em geral representado, tal como no setor nordeste de Roraima, por um complexo de rochas vulcânicas ácidas (riodacitos, dacitos e riolitos), intermediárias (andesitos e latitos) e piroclásticas (tufos e brechas) estreitamente associadas a granitóides subvulcânicos, pertinentes ao Supergrupo Uatumã. No âmbito do projeto essa cobertura tem sua ocorrência restrita às serras da Neblina e Padre, sobrepondo-se discordantemente ao conjunto de granitóides protomilonítico a milonítico do Complexo Cauaburi.

A partir desse contexto estratigráfico no qual se insere o Supergrupo Roraima, a idade de sua sedimentação tem sido investigada através de determinações isotópicas efetivadas tanto em rochas subjacentes, notadamente vulcanitos (1.760 m.a. - GAUDETTE et al., 1978) e granitóides subvulcânicos (1.789 m.a. - SANTOS & REIS NETO, 1982, e, 1.833 m.a. a 1.711 m.a. - MELO et al., 1978) pertinentes ao Supergrupo Uatumã, como em diabásios que constituem "sills" da unidade Avanavero (1.603 m.a. - HEBEDA et al., 1973, e, 1.635 m.a. - McDOUGALL et al., 1963), e até em piroclásticas (1.640 m.a. - PRIEM et al., 1973, e, 1.731 m.a. - GAUDETTE & OLSZEWSKI, 1981) que se intercalam na porção média dessa sequência.

A análise desses dados permite conceber que a deposição do Supergrupo Roraima nas áreas de Suriname, Guiana, Oeste de Roraima e leste da Venezuela, em termos gerais, tenha se processado no intervalo do Proterozóico Médio entre 1.711 m.a. e 1.603 m.a. correspondendo o primeiro valor à idade máxima da sequência por representar a idade mínima dos granitóides cogenéticos às vulcânicas que materializam a fase final do magmatismo Uatumã, sem contudo, afetarem a cobertura sedimentar. Já o valor de 1.603 m.a. corresponde à idade mínima da cobertura uma vez que refere-se aos "sills" básicos que frequentemente ocorrem associados a essas rochas sedimentares. Com respeito às idades de 1.640 m.a. e 1.731 m.a., registradas nas piroclásticas que intercalam-se na sequência Roraima, embora certamente estejam relacionadas ao Episódio El Parguaza (SANTOS & PINHEIRO, 1981), dado ao grande intervalo de idade que representam, muito possivelmente refletem erros analíticos.

A análise acima, embora seja correta em sentido geral, comporta esclarecimentos adicionais em função de alguns dados bioestratigráficos disponíveis. Assim, GROSS (1981) ressalta que no

Território Amazonas (Venezuela) os sedimentos Roraima aparecem recobrindo um granito de natureza Rapakivi representante do Evento El Parguaza, datado por GAUDETTE et al. (1978) em 1.500 m.a. Do mesmo modo, GROSH (1981) cita que MENDOZA (1977 - comunicação verbal) registrou na área do rio Cuao (Venezuela) contato discordante entre os sedimentos Roraima e um granito porfirítico considerado como fácies lateral equivalente ao Granito El Parguaza. Ainda GROSH (1981), sugere pela ausência de metamorfismo de contato, que os sedimentos Roraima, ocorrentes em vários locais das serras Autana e Siapa, ao longo do rio Autana (Venezuela), sejam mais jovens que os granitos do Evento El Parguaza, existentes nessa área. Mais recentemente, RÉIS et al. (1991) registraram na porção oeste de Roraima, notadamente na serra das Surucucus, seixos, calhaus e blocos de granitos tipo El Parguaza, como componentes conglomeráticos do Grupo Roraima, caracterizando o posicionamento discordante dessa sequência sedimentar em relação aos granitos da Suíte Intrusiva Surucucus.

Os dados apresentados indicam que, pelo menos nessas áreas da Venezuela citadas por GROSH (1977) e na região da serra dos Surucucus mencionada por RÉIS et al. (1991), os sedimentos Roraima são mais jovens do que os granitos da Suíte Intrusiva Surucucus (+/- 1.550 m.a.), ou seja, nas áreas citadas a sequência Roraima é mais jovem do que em Suriname, Guiana, leste da Venezuela e oeste de Roraima, onde apresenta idades entre 1.711 m.a. a 1.600 m.a. Essa questão em torno da possibilidade de múltiplas idades para a sequência Roraima que se discute neste trabalho, aliás, já tem sido, em termos gerais, apresentada por outros autores. Assim, GANSSER (1974) postulou que os sedimentos Roraima não são contemporâneos em toda a sua extensão, sendo progressivamente mais jovens em direção a oeste, no território venezuelano, com a existência de um proeminente, porém não identificado hiato, no interior da sequência. Também BARBOSA & ANDRADE RAMOS (1959), em estudo da sequência Roraima em território brasileiro, argumentaram sobre a existência de uma inconformidade no pacote sedimentar, separando-o em duas unidades estratigráficas distintas.

A hipótese de variadas idades para a sequência Roraima pode implicar que a deposição desses sedimentos tenha se processado em diversas bacias distintas. Nesse sentido, GROSH (1981) sugere que a bacia Roraima foi construída em área intracratônica conectada a oceanos abertos, em superfícies de relevo próximos ao nível do mar existente no Proterozóico, sendo sua compartimentação feita por altos no embasamento Pré-Camoriano.

A sequência sedimentar, no âmbito do Projeto admitida como correspondente ao Supergrupo Roraima, é representada pelas serras Padre e Neblina. Esse conjunto sedimentar, o qual na serra Neblina chega a atingir cerca de 1.000 m de espessura (GIFFONI & NAGIB ABRAHÃO; 1969), é correlacionável com a Formação Ara de PINHEIRO et al. (1990) com a Formação Uaireri (REID, 1972), na Venezuela, unidades I a IV e parte da V de KEATS (1973), na Guiana e formações Tucuxumã, Aliquelau, Urupenome e Urutani de

PINHEIRO et al., (1981). Vale ressaltar, no entanto, que o estabelecimento dessa correlação deve ser encarado em termos de evolução global do Escudo das Guianas como referência geral da sedimentação relacionada ao evento distensivo do Proterozóico Médio, com base dos vários sistemas de sedimentação identificados na área. Tal questionamento é importante pela possibilidade, admitida nesse trabalho, de que a ampla bacia que tem sido considerada por diversos autores como abrigando os sedimentos Roraima, muito possivelmente deve corresponder a várias bacias distintas, com suas próprias histórias em termos tectônicos, deposicional, estratigráficos, área fonte e etc., situação essa que a rigor descarta a possibilidade de correlação generalizada entre diversos segmentos rochosos não contínuos, tais como serras Nebina, Tepequém, Pacaraima, Urutani, Surucucus, Tafaranda e etc., uma vez que podem estar relacionados a bacias diferentes. A definição dessas questões requer que estudos pormenorizados sejam encetados nesses diversos sítios sedimentares, para que seja possível o estabelecimento de comparações mais seguras entre eles.

Com as devidas restrições ressaltadas anteriormente, é possível, em virtude de seu relacionamento com o evento distensivo do Proterozóico Médio, estabelecer-se correlação do Supergrupo Roraima com a Formação Urupi (VEIGA JÚNIOR et al., 1979) ocorrente na região do rio Uatumã e as formações Cuiencrancuem (PESSOA et al., 1977) e Gorotire (SILVA et al., 1974), no Estado do Pará.

2.4 - Suíte Intrusiva Tiquié

2.4.1 - Histórico

A existência de intrusões graníticas na região do Alto Rio Negro tem sido reportada desde DALL'AGNOL & ABREU (1976), os quais, em trabalho de cunho predominantemente petrográfico executado na Folha NA.19-Pico da Neblina, referem-se a ocorrências de Granitos Magmáticos representados pelo Granito Tiquié e Granitos Peralcalinos. Segundo esses autores, as rochas referentes ao Granito Tiquié revelam dúvida quanto a sua perfeita caracterização magmática devido não apresentarem feições petrográficas subvulcânicas. Com relação aos Granitos Peralcalinos (aegerina-granitos), enfatizam o caráter inequivocamente magmático dessas rochas, bem como seu potencial metalogenético, e explicam que as mesmas foram mapeadas como integrantes do Complexo Guianense, com base em seu padrão textural nas imagens de radar, uma vez que sua amostragem não foi elucidativa.

A designação Granito Tiquié de DALL'AGNOL & ABREU (1976) foi posteriormente utilizada por PINHEIRO et al. (1976) para referirem-se a granitos considerados como possivelmente associados a rochas vulcânicas. Tais granitos ocorrem na região do rio Tiquié, constituindo pequena intrusão com formato circular, bem como na área do Alto rio Içana, sendo que devido a escala do trabalho executado, somente foram cartografados os ocorrentes na região do rio Tiquié. Os autores reportam-se a unidade Granito Peralcalino como constituída por "aegerina-granito ocorrente em pequena elevação junto a serra Marie Marie, o qual não pode ser representado na escala adotada".

TASSINARI (1981) refere-se a diversos conjuntos de intrusões graníticas relacionadas ao Mobile Belt Rio Negro-Juruena, representados pelo Granito Teles Pires (1600 m.a.), Granito Serra da Providência (1400 m.a.) e Granito a Duas Micas (1200 m.a.). O Granito Teles Pires corresponde ao magmatismo granítico pós-tectônico subvulcânico e, segundo os autores, dentro dos domínios da Província Rio Negro-Juruena somente ocorre na região Porto Velho-Juruena.

O Granito Serra da Providência representa o magmatismo granítico pós-tectônico terminal da Província Rio Negro-Juruena e ocorre no interflúvio dos rios Jiparaná e Roosevelt.

O Granito a Duas Micas é entendido como significativo do reflexo da atuação do Evento Geodinâmico Rondoniano na Província Rio Negro-Juruena em decorrência do fato de que a grande maioria das amostras com idade K-Ar ao redor de 1200 m.a. situam-se em áreas próximas a esses granitóides. Alternativamente os autores sugerem

que a idade de 1200 m.a. do Granito a Duas Micas representam a época de resfriamento do évento Tectonotermal K'Muoku (BARRON, 1969).

ISSLER et alii (1985) consideram que os granitos anorogênicos registrados no Cráton Amazônico fazem parte de um ciclo ígneo que parece ter sido ativo ao longo de 900 m.a., abarcando os marcantes episódios Akawaiano (1800-1700 m.a.), Parguazense (1600-1300 m.a.) e Grenville (1100-900 m.a.). Segundo esses autores, ao Episódio Parguazense estão relacionadas as assembléias de granitos Tiquie, Surucucus, Abonari, Teles Pires, Santa Helena, Velho Guilherme, Providência, Aluminador e Serra da Mesa. Os complexos ígneos dessas nove assembléias de granitos anorogênicos denotam características suavulcânicas a plutônicas, correspondendo a granitos do Tipo A, gerados em ambiente geológico distensional intraplaca dentro de um mesmo ciclo ígneo.

LIMA & PIRES (1985) redefiniram a designação original de Granito Tiquié (DALL'AGNOL & ABREU 1976) para Suíte Intrusiva Tiquie, utilizando-a para os granitóides tardi a pós-tectônicos, os quais teriam seu emplacamento relacionado a fase de estabilização do evento geodinâmico denominado Cinturão Móvel Cachimbo-Traíra (1550 - 1450 m.a.). Os autores consideram as vulcânicas não metamorfisadas da serra Traíras referidas por FERNANDES et alii (1977) assim como os vulcanitos do rio Cauaburi citados por GIFFONI & ABRAÃO (1969), como ligadas temporalmente a Suíte Intrusiva Tiquie.

DALL'AGNOL et alii (1987) consideram que a região do rio Negro e parte das áreas vizinhas da Colômbia foram afetadas por um importante evento tectônico ocorrido a 1700 +/- 100 m.a. atrás e consideram que a maioria das rochas graníticas dessa província foram formadas naquele tempo embora admitam que um embasamento mais velho retrabalhado possa existir nessa área. Os autores afirmam que nessa região, de acordo com dados geocronológicos, diversos complexos granitóides foram formados ao redor de 1500 +/- 100 m.a. e que a maioria dos biotita-granitóides a anfibólio e esfeno tal como os granitóides similares da Colômbia e Venezuela foram provavelmente gerados nesta época. Ressaltam que os granitóides a duas micas não têm sua idade claramente estabelecida podendo ser semelhantes aos biotita-granitóides a anfibólio e esfeno ou comparativamente mais jovem relacionados ao évento K'Muoku ou Nickerie (1200 +/- 100 m.a.).

Os autores enfatizam que a granitogênese da Província Rio Negro, embora também esteja relacionada ao Proterozóico Médio, contrasta vivamente com aquela da Província Amazônica Central uma vez que os esfeno-anfibólio-biotita-quartzo-monzonitos a monzogranitos que seguem o "trend" subalcalino monzonítico parecem ser originados de magmas gerados no manto associados a magmas crustais. Já os granitos a duas micas correspondem a tipos crustais derivados de anatexia de rochas metassedimentares. Para explicar a evolução magmática da Província Rio Negro é proposto pelos autores um modelo de colisão continental.

ISSLER & LIMA (1987) utilizaram a designação Ciclo Ígneo Atroari para referir-se ao vulcano-plutonismo anorogênico intraplaca, ativo na região Amazônica durante o período de 1800-900 m.a., com paroxismos em 1800-1700 m.a. (Episódio Akawaiano), 1600-1300 m.a. (Episódio Parguazense) e 1200-900 m.a. (Episódio Costa Marques). A composição desta vasta província magmática inclui granitóides Tipo A, representados por granitos normais, granitos alcalinos, granitos peralcalinos, sienitos, monzonitos, granodioritos, complexos feldspatóidicos e rochas básicas/ultrabásicas. Tal magmatismo é interpretado como relacionado a profundas geossuturas as quais foram alimentadas por material magmático locado na interface litosfera-astenosfera.

Os autores relacionam o Granito Tiquié ao Episódio Parguazense (1600-1300 m.a.) ocorrido após o desenvolvimento do "Mobile Belt" Rio Negro-Juruena (1700 m.a.). Do mesmo modo estabelecem uma relação entre o "Mobile Belt" Rio Negro-Juruena e um arco magmático representado pelos granitóides a biotita-titanita (Suíte Curicurari) seguido por uma colisão continental materializada pelos granitóides a duas micas (Suíte Rio Igana).

No presente relatório foram mapeados na região do Alto Rio Negro "stocks" e batólitos ácidos a sub-intermediários anorogênicos, com idade em torno de 1600-1500 m.a., associados ao Evento Parguazense, os quais são reunidos na unidade Suíte Intrusiva Tiquié, designação esta utilizada por LIMA & PIRES (1985) para substituir a denominação Granito Tiquié usada por DALL'AGNOL & ABREU (1976) e posteriormente PINHEIRO et alii (1976). Também relaciona-se a essa unidade a discreta ocorrência de sienito registrada no âmbito do projeto, a cerca de 12 km a nordeste do município de São Gabriel da Cachoeira. Destaca-se que as vulcânicas do rio Traíras (FERNANDES et alii, 1977) consideradas por LIMA & PIRES (1985) como ligadas temporalmente a Suíte Intrusiva Tiquié (Proterozóico Médio) foram no presente estudo totalmente desvinculadas dessa unidade, passando a ser englobadas no Grupo Tunuí (Arqueano Superior ao Proterozóico Inferior).

2.4.2 - Distribuição e Relações de Contato

Com base em estudos fotogeológicos, aerogeofísicos, de campo, petrográficos e químicos foram individualizados na área do Projeto Alto Rio Negro "stocks" e batólitos ácidos a sub-intermediários com formatos circulares ou elípticos, anorogênicos, pertinentes a Suíte Intrusiva Teuiá. As rochas graníticas que representam a Suíte Intrusiva Teuiá ocorrem nas áreas correspondentes as folhas NA.19-Y-D (porção extremo-sul), SA.19-X-B (setores central e centro-noroeste), NA.19-Z-D (partes nordeste e leste), e NA.20-Y-C (porções centro-noroeste, centro-sudoeste e centro sudeste) e são facilmente delimitáveis em mosaicos radargramétricos e imagens de satélite por apresentarem relevos montanhosos a submontanhosos associados a um padrão de drenagem dendrítico a sub-dendrítico, com espaçamento denso a médio, embora em caráter mais restrito o padrão de drenagem radial ocorra relacionado aos subdomínios corpos graníticos circulares.

Os corpos graníticos Teuiá na área do projeto limitam-se com os granitóides do Complexo Cauaburi, Suíte Xié e Supergrupo Roraima e certamente seccionam essas unidades embora sua natureza intrusiva em relação a elas não tenha sido verificada in loco mesmo nas áreas de trabalhos de campo, em virtude das zonas de contato desses corpos com os citados conjuntos rochosos apresentarem-se encobertos por espesso capeamento de solo.

Na Folha SA.19-X-B a Suíte Teuiá é materializada por dois batólitos e um "stock" graníticos os quais ocorrem encaixados em granitóides deformados do Complexo Cauaburi. O único batólito alvo de trabalhos de campo dessa folha apresenta formato grosseiramente circular e localiza-se na região do igarapé Maracanã, nas proximidades da borda oeste da linha Cacaburo. Tal corpo é representado predominantemente por álcali-feldspatos (AF-190, AF-191 e AF-192) com variações locais para granitos (AF-188 e AF-189), os quais apresentam moderada muscovitização e ocorrem em certos casos, seccionados por diques de microdiorito (AF-191b). A moderada muscovitização relacionada a esses granitos pode representar um precursor estágio pneumatolítico ou greisenizante e por via de conseqüência uma possível vocação metalogenética estanífera. Nesse sentido cabe salientar a presença de cassiterita registrada em amostra de concentrado de bateia (AF-R-193a) coletada nas proximidades do citado batólito.

O outro batólito (170 km2) e o "stock" (25 km2) pertinente a Suíte Teuiá registrados também na Folha SA.19-X-B, situam-se no interflúvio dos rios Marié e Curicuriari, nas proximidades da serra Curicuriari, apresentam formato irregular, grosseiramente alongado segundo NE-SW, e foram cartografados através da interpretação de mosaico radargramétrico e imagem de satélite, aliados a dados aerogeofísicos (gamaespectrometria).

Na Folha NA.20-Y-C foram registrados quatro batólitos e nove "stocks" graníticos pertinentes a Suíte Intrusiva Tiquié, sendo que desses corpos somente um batólito e dois stocks foram objeto de trabalhos de campo, enquanto que os demais foram cartografados unicamente através de estudos fotointerpretativos (mosaicos radargrametricos e imagens de satélite) apoiados por dados aeroseofísicos (gamaespectrometria). Com exceção de um "stock" granítico que ocorre no setor noroeste dessa folha e que aparece limitando-se com os sedimentos do Supergrupo Roraima, todos os demais corpos citados contactam com os graníticos deformados do Complexo Cauaburi, embora tal como já mencionado anteriormente as relações de contato entre essas unidades (Suíte Tiquié/Complexo Cauaburi e Suíte Tiquié/Supergrupo Roraima) não tenham sido verificadas em campo devido a existência de espessa cobertura de solo.

Dos citados corpos graníticos da Suíte Tiquié ocorrentes na Folha NA.20-Y-C, o único batólito efetivamente estudado com apoio de trabalhos de campo situa-se no setor oeste da referida folha (serra Imeri) e se estende para oeste através da Folha NA.19-Z-D (porção oeste) na qual é representado pela serra Marié-mirim. Tal batólito abrange cerca de 2.840 km2 e apresenta formato grosseiramente alongado na direção NE-SW com bordos bastante controlados por falhamentos segundo NE-SW e WNW-ESE, que representa efeitos de reativações das anisotropias antigas correspondentes a arquitetura do Cinturão Guiana Central. Composicionalmente este corpo é representado por alkali-feldspato-granitos cataclásticos com variações locais para granitos cataclásticos e adamelitos cataclásticos, valendo salientar sua espetacular vocação metalogenética para estanho, uma vez que treze amostras de concentrado de bateia coletadas nas proximidades do borda sudoeste desse batólito, no âmbito da Folha NA.20-Y-C revelaram através de análise mineralógica a presença de cassiterita.

Os outros três batólitos referentes a Suíte Tiquié que ocorrem na Folha NA.20-Y-C mas que não foram estudados no campo, abrangem cerca de 1.300 km2, 415 km2 e 110 km2 e apresentam formato alongado, sendo que, enquanto o primeiro situa-se no setor nordeste da folha e orienta-se segundo NE-SW, os dois últimos localizam-se na parte sudeste e aparecem direcionados para NE-SE e NNE-SSW respectivamente.

Os dois "stocks" da Suíte Tiquié ocorrentes na Folha NA.20-Y-C e que foram alvos de trabalhos de campo situam-se no setor noroeste dessa folha e apresentam forma alongada segundo NW-SE. O primeiro, com cerca de 40 km2 corresponde a granitos protocataclásticos a cataclásticos localmente miloníticos e apresenta-se encaixado nos granitóides do Complexo Cauaburi. O segundo é representado por granitos cataclásticos, abarca cerca de 15 km2 e limita-se com os sedimentos do Supergrupo Roraima, embora em caráter mais restrito (borda leste) mantenha contato com os granitóides protomiloníticos a miloníticos do Complexo Cauaburi. Dos sete "stocks" graníticos existentes no âmbito da

Folha NA.20-Y-C e que foram considerados como pertinentes a Suíte Intrusiva Tiquié, três localizam-se na porção sudoeste dessa folha (40 km2, 30 km2 e 15 km2), dois no setor extremo-sul (50 km2 e 6 km2), um na parte centro-sul (11 km2) e um no quadrante extremo noroeste da citada folha (82 km2). Tais corpos em sua grande maioria apresentam-se orientados segundo a direção NE-SW (cinco corpos) e subordinadamente segundo NW-SE (um corpo) e N-S (um corpo).

Na Folha NA.19-Z-D foram identificados um batólito e seis "stocks" referentes a Suíte Intrusiva Tiquié, sendo que desses corpos apenas o batólito e dois "stocks" foram alvos de estudos de campo enquanto que os demais foram delimitados unicamente através da fotointerpretação de mosaicos radargrametricos, imagens de satélite e dados aerogeofísicos (gamaespectrometria). O batólito citado é representado pela serra Marié-mirim e corresponde ao prolongamento do grande batólito que ocorre na porção oeste da Folha NA.20-Y-C constituindo a serra Imeri e como já foi mencionado anteriormente abrange cerca de 2.840 km2, apresenta formato irregular com bordos controlados por falhamentos com direções NE-SW e WNW-ESE, que materializam as reativações das anisotropias antigas que compõem a arquitetura do Cinturão Guiana Central, representado na área pelo Complexo Cauaburi. Vale salientar que especificamente na serra Marié-mirim, na porção oeste portanto deste batólito foi coletada pela equipe do Projeto RADAMBRASIL, uma amostra de aegerina-granito, sendo que durante os trabalhos de campo do Projeto Alto Rio Negro, foram coletadas nessa área diversas amostras que correspondem a álkali-feldspato-granitos (EP-185, EP-186, EP-187, EP-188 e EP-189).

Dos seis "stocks" graníticos afinentes a Suíte Tiquié situados na Folha NA.19-Z-D, apenas dois foram investigados através de trabalhos de campo, sendo que o primeiro situa-se no setor noroeste dessa folha representando o prolongamento oeste do "stock" que ocorre na parte noroeste da Folha NA.20-Y-C e que tal como já citado anteriormente apresenta-se alongado segundo NW-SE e limitando-se no seu bordo sudeste com os granitóides Cauaburi e na parte noroeste com os segmentos do Supergrupo Roraima.

O segundo "stock" da Suíte Tiquié situado no âmbito da Folha NA.19-Z-D, estudado durante os trabalhos de campo, localiza-se em sua porção leste e tem formato irregular. Tal corpo composicionalmente é representado basicamente por álkali-feldspato-granitos cataclásticos (EP-178, EP-180b e EP-181) com variações locais para biotita-granodiorito cataclástico (EP-179) e adamelito cataclástico (EP-180a) e aparece limitando-se com as rochas deformadas do Complexo Cauaburi.

Os quatro "stocks" da Suíte Tiquié registrados na Folha NA.19-Z-D que não foram objeto de trabalho de campo distribuem-se no setor noroeste dessa folha na zona fronteiriça Brasil/Venezuela, mostram-se alongados, segundo NE-SW, NW-SE e WNW-ESE e limitam-se

em sua maioria com as litologias do Complexo Cauabori, embora em caráter mais restrito mantenham contato também com os sedimentos do Supergrupo Roraima. Na porção sul da Folha NA.19-Y-D foi registrado através de estudos de campo um único "stock" granítico (5 km2) pertinente à Suíte Intrusiva Tiquie, que corresponde basicamente a adamelitos (AF-336, AF-337a, AF-338, AF-339, AF-340, AF-342, AF-343, AF-344, AF-345 e AF-346b) com variações locais para granitos (AF-337b e AF-346a). O citado "stock" apresenta formato circular a levemente alongado segundo a direção W-E e embora certamente seccione os graníticos da Suíte Xié, sua natureza intrusiva em relação a essas rochas não foi verificada em campo devido à existência de espessa cobertura de solo na zona de contato dessas unidades.

Finalmente, salienta-se que na AR-307, a cerca de 12 km a nordeste do município de São Gabriel da Cachoeira (parte nordeste da Folha SA.19-X-B-I) foram registrados blocos (até 1m) de sienito (AF-197), realçando o caráter subordinadamente intermediário do magmatismo predominantemente ácido referente à Suíte Intrusiva Tiquie.

2.4.3 - Petrografia e Transformações Mineralógicas

No âmbito do projeto foram identificados e individualizados vários corpos de dimensões variadas de granitóides intrusivos representativos de um intensivo e extensivo magmatismo anorogênico designado formalmente de Suíte Intrusiva Teuie. Esses plutonitos tiveram seus emplaçamentos relacionados a um regime tectônico distensivo implantado na área, durante o Proterozóico Médio.

A análise globalizada do conjunto litológico Teuie, denuncia de forma instinta para esses granitóides uma marcante invariabilidade estrutural, textural e composicional para os diferentes maciços cartografados. Uma exceção é feita a alguns espécimes, notadamente aqueles ocorrentes na porção sudeste do projeto, particularmente os representados na serra Imeri onde uma possível tectônica de inversão de caráter rúptil teria ocasionado uma acentuada fragilidade aos constituintes mineralógicos desses litótipos, emprestando na maioria dos casos, um aspecto predóide a cataclástico. Essas modificações estruturais são nitidamente visíveis quando da observação em escala microscópica.

A rigor, as rochas graníticas da Suíte Teuie são holocristalinas, de granulação média a fina, coloração rosa clara a cinza-escura, equigranulares a inequigranulares, e, apresentam marcante isotropia estrutural, bem como peculiaridades mesoscópicas constantes.

A assembléia mineral é representada por microclina + plagioclásio + quartzo + biotita +/- clorita +/- epidoto +/- fluorita +/- opacos +/- zircão em ordem de decrescimo em abundância. As proporções relativas entre o feldspato alcalino e o plagioclásio determina as variedades adamelíticas, graníticas e álcali-feldspato-graníticas. Esses minerais, particularmente as fases essenciais e majoritárias, se arranjam mutuamente, segundo um padrão textural tipicamente hipidiomórfico granular, como se observa de forma indiscriminada em todos os espécimes analisados (Fotomicrografia II.2.40). O relacionamento intergranular entre essas fases denuncia um processo de cristalização ígnea em ambiente magma-tectônico, pós-cinemático a anorogênico com emplaçamento a níveis crustais superiores. Merece destaque a intensa tectônica rúptil superimposta aos granitóides após a sua colocação, desenvolvendo um processo protocataclástico a cataclástico com fraturamento e ruptura dos grãos minerais constituintes evoluindo localmente a tipos intensamente deformados fragilmente como os cataclasitos observados nas estações AF-345, AF-386a, AF-387, AF-389 e ZP-188.

O quartzo ocorre como cristais idiomórficos de primeira geração (Fotomicrografia II.2.41), xenomórficos de localização intersticial e cristalização tardia, relacionados a uma 2a. geração (Fotomicrografia II.2.42) como grãos de dimensões

variadas. Nos tipos afetados por deformação cataclástica, o quartzo se apresenta como agregados policristalinos recristalizados, mantendo seu contorno original preservado, apresentando efeitos dos processos de recuperação e recristalização sin-cataclástica mostrando uma progressão na taxa deformacional nos tipos cataclásticos pelo desenvolvimento de grãos achatados com tendência a forma "ribbonada".

A microclina é uma fase mineral essencial com dominância de percentual volumétrico nas variedades álcali-feldspato-granitos, ocorrendo como cristais subédricos a euédricos com geminação combinada dos tipos Carlsbad e pericline cruzada, mostrando em alguns tipos baixa tricliniciade com tendência a uma inversão estrutural para tipos monoclínicos. Nos granitóides intensamente cataclasados, a microclina ocorre intensamente microfraturada com segmentação e fracionamento dos cristais gerando um aspecto brechóide. As microfraturas, são preenchidas por filmetes quartzosos, sucivoidas em grãos menores recristalizados.

O plagioclásio é do tipo albita-oligoclásio ocorrendo como cristais euédricos a subédricos, geralmente exibindo uma parcial alteração a sericita e mais raramente a epidoto. Quando submetido à ação cataclástica, apresenta microfraturamento e lamelas de geminação curvadas e microfaladas, como se observa na estação AF-3860. Comumente, é observada ao longo dos contatos entre os feldspatos uma delgada auréola com formação de neo-albita indicando incipientes transformações tardi-magmáticas (Fotomicrografia II.2.43).

A fase mineral varietal é dominada por biotita amarelo-parda a amarelo-escura distribuída esparsa e caoticamente por toda a rocha à qual se associam palhetas de clorita e diminutos cristais de fluorita, epidoto, opacos e zircão.

Destaca-se no conjunto analisado um processo deformacional em regime de cisalhamento rúptil/dúctil cujas intensidades mais significativas ocorrem no maciço Serra Imeri. Salienta-se a extensão desses processos deformacionais aos sedimentos da Formação Roraima nas circunvizinhanças da Serra Imeri com similar desenvolvimento de texturas protocataclásticas/cataclásticas a miloníticas/protomiloníticas.

Nesse domínio geográfico e cartografado um enxame de falhas orientadas segundo NE-SW e caracterizando possível inversão de movimentação associada a cavalgamentos que seriam responsáveis por essa extensiva deformação dos constituintes mineralógicos da unidade Tiquié ocorrido singularmente a partir do Proterozóico Médio. Essas observações petrográficas são extremamente chamativas podendo conduzir a alternativas tectono-estruturais interpretativas para um entendimento evolutivo dessa porção do Cráton Amazônico com ênfase ao regime distensivo responsável pelos produtos litológicos magmáticos (Suíte Tiquié) e sedimentares (Supergrupo Roraima).

O plutonismo acido Tequi é consolidado a níveis crustais superiores subvulcânicos mostra características mineralógicas e texturais de consolidação em ambiência magmatectônica anorogênica sem a superimposição metamórficas e deformacionais em escala regional e por via de consequencia sem grandes modificações paragenéticas e texturais. As transformações mineralógicas mais significativas são observadas nas variedades que exibem um mais avançado fracionamento e estão relacionadas às alterações ou transformações tardi-magmaticas. Nesse sentido pode-se destacar uma incipiente saussuritização dos plagioclásios com realce para o desenvolvimento de palhetas muscovíticas assim como a formação de neo-albita nos contatos intergranulares (AF-391). Transformações mineralógicas podem ser observadas relacionadas diretamente aos processos deformacionais rupteis-dúcteis que afetaram os graníticos Tequi pós-datando o regime distensivo do Proterozóico Medio. Processos dominados protocataclásticos-protomilonítico ocasionaram a transformação de grãos singulares de quartzo em agregados policristalinos de novos grãos recristalizados em íntima associação com a formação de subgrãos em processos recuperativos como se observa nas estações AF-387a, AF-386b e EP-186. Esses processos deformacionais que afetaram os graníticos Tequi em possível regime de inversão tectônica respondem similarmente pela epidotização e cloritização da biotita bem como pela produção de vênulas quartzosas secundárias e infiltradas ao longo dos planos de microfraturas dos feldspatos particularmente da microclina como resposta reológica rúpti à deformação cataclástica como se observa na estação AF-387a.

Com respeito ao único espécime de sienito registrado na área do projeto, apresenta coloração cinza a cinza esverdeada, textura granoblástica inequigranular com fenoblastos de microclina imersos em uma matriz microcristalina com marcante isotropismo estrutural. A assembleia mineral é representada por microclina, plagioclásio, aegerina, hornblenda, titanita, alanita, apatita, epidoto e opacos. A microclina ocorre como fenoblastos e como grãos constituintes da matriz e apresenta-se límpida e inalterada com sua típica geminação polissintética cruzada. O plagioclásio é anticiomórfico e mostra-se parcialmente alterado para sericita e epidoto. A aegerina e a hornblenda ocorrem intimamente relacionadas, apresentam-se irregularmente distribuídas pela rocha e localmente formam aglomerados juntamente com titanita, apatita, opacos, zircão e epidoto.

2.4.4 - Petroquímica

As rochas da Suíte Intrusiva Tiquie, de acordo com a classificação modal QAP de STRECKEISEN (1976), apresentam certa uniformidade composicional abrangendo desde álcali-feldspato-granitos, granitos, alaskitos e excepcionalmente sienitos (Figura II.2.35). Essas rochas, tal como pode ser visualizado no diagrama QAP de STRECKEISEN (1976) adaptado por LAMEYRE & BOWDEN (1982), correspondem, nas séries graníticas, a grupamentos calcialcalino-monzoníticos (alto K), granitóides aluminosos de províncias alcalinas e granitos de fusão crustal (Figura II.2.36). Tais rochas no diagrama QAP de STRECKEISEN (1976), adaptado por BOWDEN et al., 1984 (Figura II.2.37), mostram-se posicionadas no campo correspondente aos granitos tipo A.

Na tentativa de caracterizar quimicamente as rochas da Suíte Intrusiva Tiquie foram submetidas a análise química de óxidos quinze amostras representativas dessa unidade. A partir dessas análises, bem como de mais 03 (três) análises complementares de PINHEIRO et al., 1976 (Tabela II.2.16), foram calculados diversos parâmetros petroquímicos (Tabela II.2.17), além de suas composições normativas pelo método molecular CIPW, cujos valores estão apresentados na Tabela II.2.18. Através da Tabela II.2.16, verifica-se que das dezoito (18) amostras consideradas como representativas da Suíte Tiquie, apenas três (03), cujos resultados analíticos aí não foram coletados de PINHEIRO et al. (1976), apresentam coríndon normativo, comportando-se, portanto, como parte dos granitóides a duas micas da Suíte Xie, sendo que as demais mostram-se isentas deste mineral normativo, assemelhando-se nesse caso aos granitóides a titanita da Suíte Tiquie. Através do diagrama CaO-(Na2O+K2O)-Al2O3 (Figura II.2.38), observa-se que duas das três amostras complementares de PINHEIRO et al. (1976) citadas anteriormente, por apresentarem coríndon normativo, situam-se no campo peraluminoso, doze (12) incluindo uma das amostras contendo coríndon normativo posicionam-se no campo metaluminoso e quatro localizam-se no campo peralcalino.

Baseado na comparação das médias das análises químicas de 13 amostras de granito afinentes a Suíte Intrusiva Tiquie com as médias de 2485 amostras de granitos estabelecidas por LE MAITRE (1976), as seguintes características podem ser ressaltadas:

- O teor em SiO2 é levemente mais alto. . . . . 72,9 %
- O conteúdo em Al2O3 é mais baixo. . . . . 12,9 %
- O MgO apresenta-se levemente mais alto. 0,94%
- O CaO mostra-se mais baixo. 1,21%

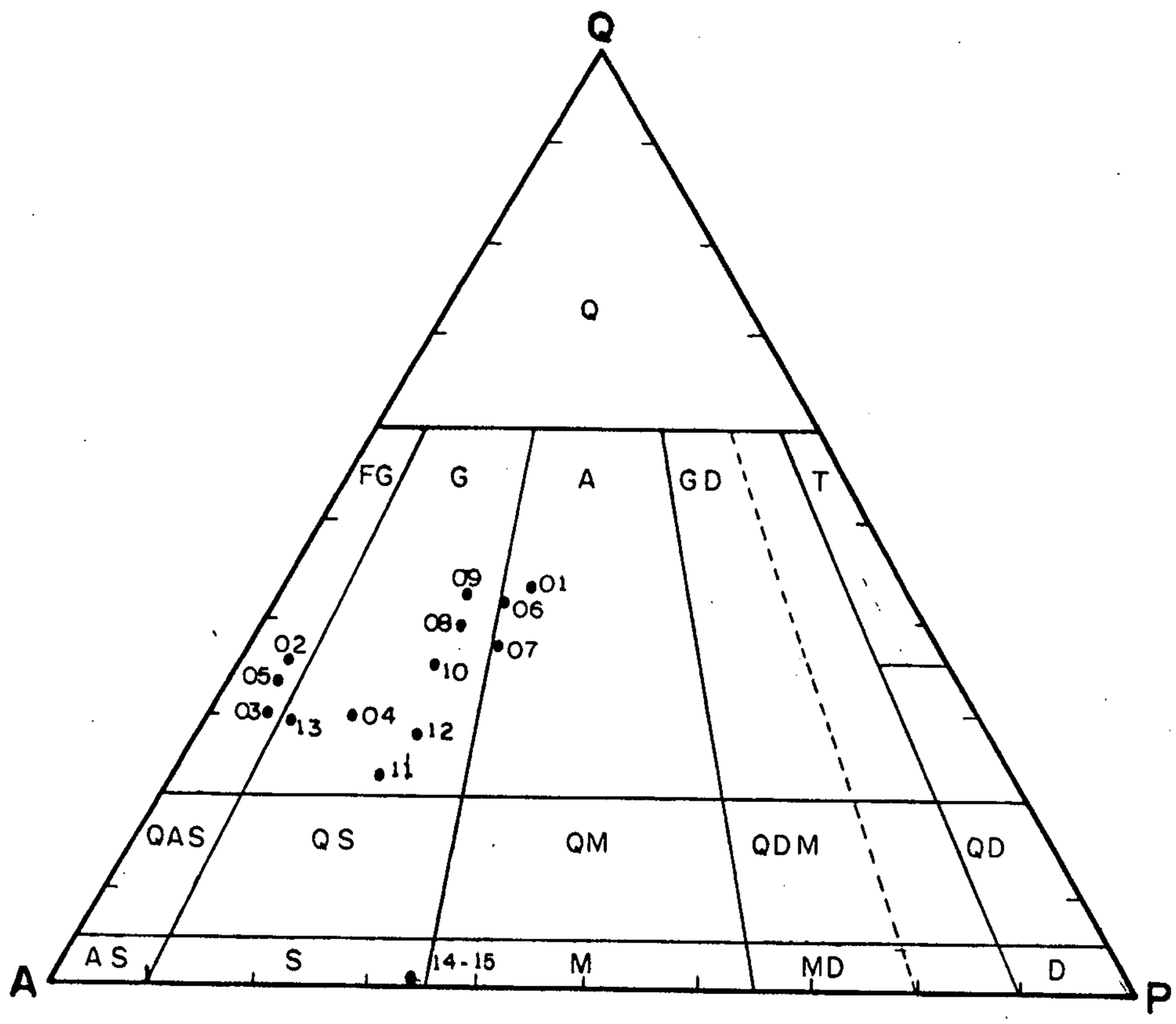


Figura II.2.35 – Classificação das rochas da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976) A linha tracejada corresponde a proposição de VEIGA JUNIOR et Alii (1979). Números conforme a Tabela II.2.16.

Q - Granitóides muito ricos em quartzo

FG - Álcali - feldspato - granito

G - Granito

A - Adamelito

GD - Granodiorito

T - Tonalito

QAS - Quartzo - álcali - sienito

QS - Quartzo - sienito

QM - Quartzo - monzonito

QDM - Quartzo - monzodiorito

QD - Quartzo - diorito

AS - Álcali - sienito

S - Sienito

M - Monzonito

MD - Monzodiorito

D - Diorito

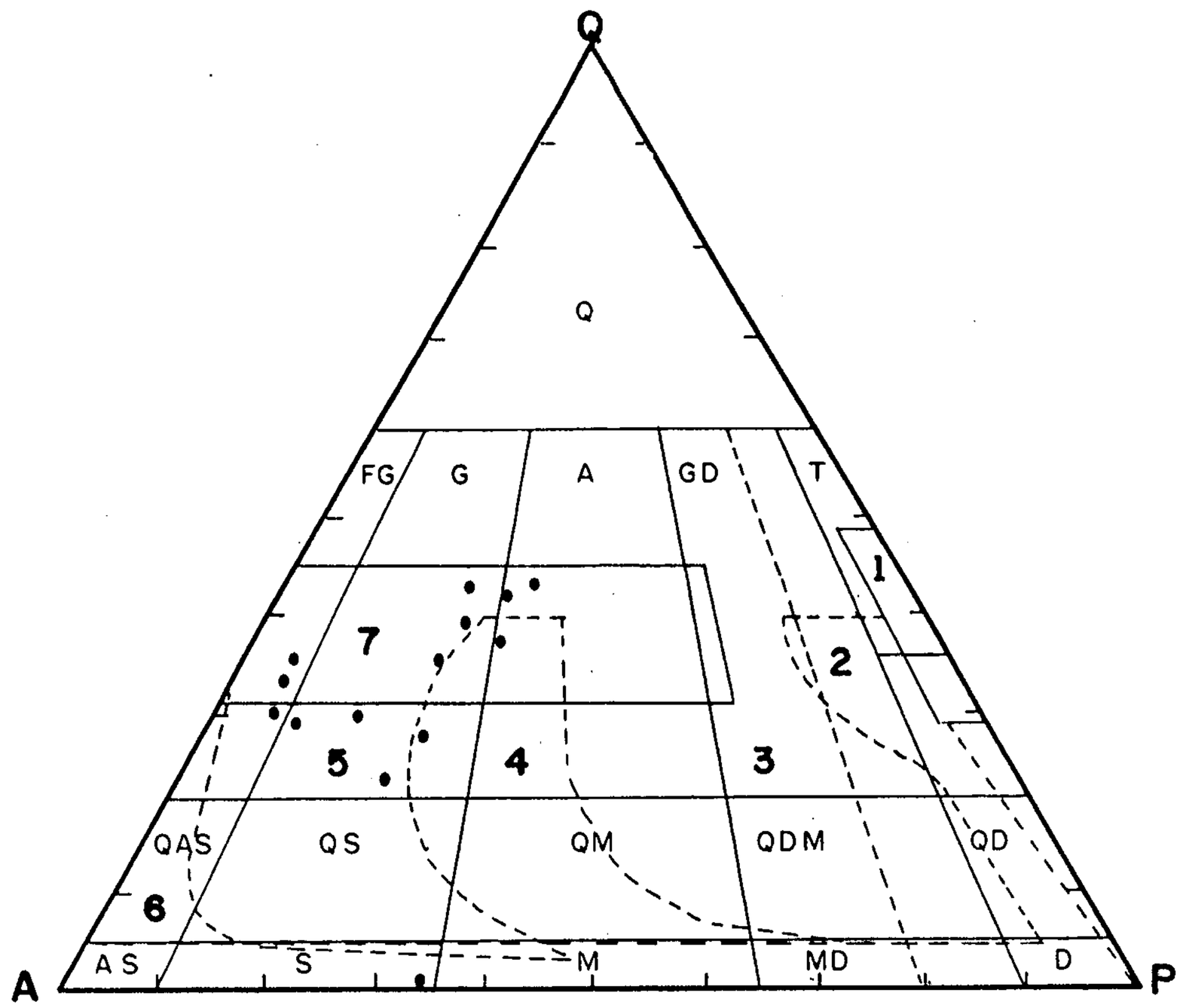


Figura II.2.36 — Classificação das rochas da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), em relação aos grupamentos das séries graníticas, adaptado de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

1 - TOLEÍTICO
2 - CALCIALCALINO - TRONDHJEMÍTICO (BAIXO K)
3 - CALCIALCALINO - GRANODIORÍTICO (MÉDIO K)
4 - CALCIALCALINO - MONZONÍTICO (ALTO K)
5 - GRANITÓIDES ALUMINOSOS DE PROVÍNCIAS ALCALINAS
6 - ALCALINAS E PERALCALINAS
7 - GRANITOS DE FUSÃO CRUSTAL

Q - Granitóides muito ricos em quartzo

FG - Álcali-feldspato-granito

G - Granito

A - Adamelito

GD - Granodiorito

T - Tonalito

QAS - Quartzo-álcali-sienito

QS - Quartzo-sienito

QM - Quartzo-monzonito

QDM - Quartzo-monzodiorito

QD - Quartzo-diorito

AS - Álcali-sienito

S - Sienito

M - Monzonito

MD - Monzodiorito

D - Diorito

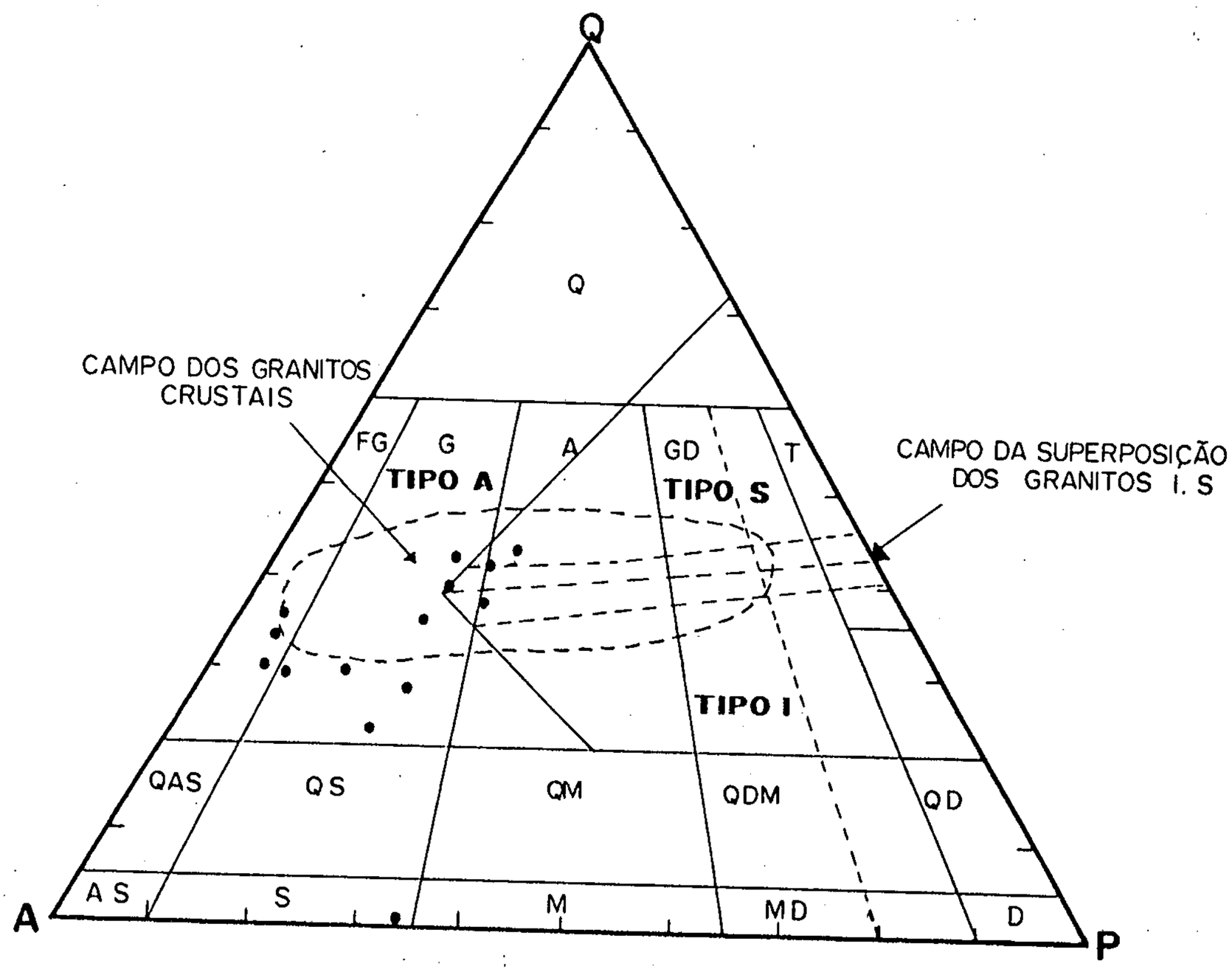


Figura II.2.37 —Classificação das rochas da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama QAP (Modal) de STRECKEISEN (1976), adaptado por BOWDEN et alii (1984).

Q - Granitoides muito ricos em quartzo
FG - Álcali - feldspato - granito
G - Granito
A - Adamelito
GD - Granodiorito
T - Tonalito
QAS - Quartzo - álcali - sienito
QS - Quartzo - sienito
QM - Quartzo - monzonito
QDM - Quartzo - monzodiorito
QD - Quartzo - diorito
AS - Álcali - sienito
S - Sienito
M - Monzonito
MD - Monzodiorito
D - Diorito

NR	AMOSTRAS	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	PFGO	CLASSIFICACAO PETROGRAFICA
01	EP-R-180a	72,8	13,0	0,69	1,00	0,09	1,0	1,2	3,8	5,2	0,28	0,07	0,10	0,74	MICROCLINA-GRANITO CATACL.
02	EP-R-185	74,6	12,6	0,48	0,74	0,05	0,09	0,29	4,0	6,0	0,22	<0,05	0,18	0,75	MICROCLINA-GRANITO CATACL.
03	EP-R-186	74,8	12,7	0,57	0,59	0,05	0,12	0,54	3,8	5,8	0,23	<0,05	0,14	0,70	ALBITA-MICROCLINA-GRANITO CATACL.
04	EP-R-187	75,1	12,6	0,28	0,59	0,04	0,06	0,21	3,8	6,3	0,17	<0,05	0,15	0,59	ALBITA-MICROCLINA-GRANITO CATACL.
05	EP-R-189	75,2	12,1	0,67	0,59	0,06	0,06	0,44	3,7	6,1	0,26	<0,05	0,14	0,63	MICROCLINA-GRANITO CATACL.
06	EP-R-200	64,3	15,1	2,30	1,50	0,09	2,5	3,7	3,9	4,3	0,44	0,16	0,13	1,48	MONZOGRANITO
07	AF-R-339	71,4	13,2	0,94	1,30	0,05	1,7	1,8	3,5	4,7	0,34	0,07	0,13	0,77	MONZOGRANITO
08	AF-R-340	72,9	13,1	0,72	0,88	0,04	1,5	1,2	3,3	5,3	0,25	<0,05	0,09	0,69	MONZOGRANITO
09	AF-R-342	75,1	12,0	0,38	0,74	0,04	1,2	0,86	3,3	5,4	0,20	<0,05	0,08	0,58	MONZOGRANITO
10	AF-R-343	75,6	12,0	0,22	0,88	0,03	1,1	0,83	3,2	5,1	0,16	<0,05	0,08	0,63	MONZOGRANITO
11	AF-R-346a	71,4	13,4	1,20	1,60	0,06	0,83	1,9	3,5	4,4	0,41	0,09	0,09	0,74	SIENOGRANITO
12	AF-R-345	74,7	12,1	0,37	1,20	0,04	1,1	1,0	3,1	5,4	0,26	<0,05	0,07	0,57	MONZOGRANITO
13	AF-R-338	72,0	13,2	0,77	1,20	0,05	0,91	1,8	3,5	5,2	0,33	0,06	0,07	0,70	MONZOGRANITO
	(I) MÉDIA	72,9	12,9	0,74	0,99	0,05	0,94	1,21	3,57	5,32	0,28	0,07	0,11	0,74	----
	(II) MÉDIA	71,3	14,32	1,21	1,64	0,05	0,71	1,84	3,68	4,07	0,31	0,12	0,64	0,69	----
14	AF-R-197	56,5	18,1	2,6	2,5	0,13	1,6	6,1	5,4	5,1	0,95	0,35	0,09	0,39	SIENITO
15	AF-R-197a	56,9	18,0	3,9	1,8	0,10	0,86	6,2	5,4	4,1	1,0	0,38	0,1	0,6	SIENITO
	(III) MÉDIA	56,7	18,05	3,25	2,15	0,12	1,23	6,15	5,4	4,6	0,98	0,37	0,13	0,5	----
	(IV) MÉDIA	58,58	16,62	3,04	3,13	0,13	1,87	3,53	5,24	4,95	0,84	0,29	0,23	1,27	----
16	PT03/SP/09	72,43	13,24	0,28	1,69	0,10	0,41	0,68	2,99	5,83	0,39	0,04	0,02	0,35	GRANITO
17	IC/EA/44	74,12	13,09	-	2,15	0,09	0,35	1,05	2,55	6,75	0,34	0,07	0,01	0,18	GRANITO
18	PT-36	73,54	13,39	0,91	1,68	0,20	0,44	0,02	4,12	5,37	0,47	0,04	0,03	0,13	GRANITO
	(V) MÉDIA	73,4	13,24	0,4	1,84	0,13	0,4	0,58	3,22	5,98	0,4	0,05	0,02	0,22	----

(I) - Média de 13 granitos da Suíte Tiquié referentes ao Projeto Alto Rio Negro
(II) - Média de 2485 granitos segundo LE MAITRE (1976)
(III) - Média de 02 sienitos da Suíte Tiquié referentes ao Projeto Alto Rio Negro
(IV) - Média de 517 sienitos (LE MAITRE, 1976)
(V) - Média de 03 granitos (PINHEIRO et alii, 1979)

Tabela II.2.16 - Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié.

NR	AMOSTRAS	ID	RA	FOX	K2O/Na2O	F	CNP	RF	CI	IC	PAL	PALK	FeO*	FeO*/MgO	A
01	EP-R-180a	90,72	0,52	0,43	1,37	62,83	8,70	53,40	6,05	6,07	0,92	0,91	1,62	1,62	9,0
02	EP-R-185	96,11	0,63	0,41	1,50	93,13	-	46,98	3,61	0,97	0,93	1,04	1,17	13,00	10,0
03	EP-R-186	96,75	0,57	0,52	1,53	90,63	1,45	48,76	2,54	2,58	0,94	0,99	1,10	9,16	9,6
04	EP-R-187	97,10	0,59	0,33	1,66	93,55	-	44,41	2,48	0,63	0,94	1,04	0,84	14,00	10,1
05	EP-R-189	95,58	0,59	0,56	1,65	95,45	-	43,97	4,15	1,62	0,90	1,05	1,19	19,83	9,8
06	EP-R-200	74,52	0,38	0,54	1,10	60,09	25,00	63,38	13,91	19,13	0,85	0,73	3,57	1,43	8,20
07	AF-R-339	85,06	0,44	0,44	1,34	56,85	17,84	56,47	8,30	9,51	0,94	0,82	2,14	1,26	8,2
08	AF-R-340	88,47	0,43	0,47	1,61	51,61	15,91	51,46	6,11	6,65	0,98	0,85	1,52	1,01	8,6
09	AF-R-342	92,36	0,49	0,35	1,64	48,28	6,65	48,38	5,55	4,12	0,93	0,94	1,08	0,90	8,7
10	AF-R-343	91,75	0,48	0,22	1,59	50,00	10,93	50,21	4,81	4,05	0,98	0,90	1,07	0,97	8,3
11	AF-R-346a	85,41	0,43	0,45	1,26	77,13	20,98	59,03	6,44	10,52	0,96	0,78	2,68	3,23	7,9
12	AF-R-345	90,77	0,45	0,24	1,74	58,80	10,75	47,94	5,96	4,92	0,95	0,90	1,53	1,39	8,5
13	AF-R-338	88,21	0,44	0,41	1,49	68,40	14,33	52,93	6,67	9,05	0,90	0,86	1,89	2,08	8,7
	(I) MÉDIA	90,65	0,48	0,45	1,49	64,79	10,37	51,73	5,69	6,27	0,93	0,90	1,65	5,37	8,89
	(II) MÉDIA	84,24	0,43	0,44	1,11	80,06	21,12	62,14	5,74	9,27	1,04	0,73	2,78	3,91	7,61
14	AF-R-197	70,63	0,40	0,51	0,94	76,07	18,49	59,00	16,84	25,18	0,71	0,80	4,84	3,03	10,58
15	AF-R-197L	69,76	0,36	0,47	0,76	87,01	21,94	69,71	14,11	25,15	0,73	0,74	5,31	6,40	9,50
	(III) MÉDIA	70,16	0,38	0,49	0,85	81,23	20,27	64,57	15,55	25,23	0,72	0,77	5,07	4,71	10,04
	(IV) MÉDIA	74,46	0,48	0,40	0,94	76,54	14,00	63,79	17,28	13,04	0,82	0,84	5,96	3,24	10,51
16	PT03/SP/09	91,21	0,40	0,14	1,95	82,77	10,95	45,19	4,67	3,58	1,06	0,85	1,94	4,74	8,82
17	IC/EA/44	89,74	0,65	-	3,00	86,00	19,96	37,35	5,06	4,74	1,01	0,84	2,15	6,14	9,0
18	PT-36	93,91	0,62	0,36	1,30	85,48	0,28	52,41	5,22	1,42	1,06	0,94	2,50	5,68	9,49
	(V) MÉDIA	91,84	0,44	0,18	1,86	84,85	8,56	45,74	4,98	3,14	1,03	0,89	2,20	5,52	9,10

(I) - Média de 13 granitos da Suíte Intrusiva Tiquié referentes ao Projeto Alto Rio Negro
(II) - Média de 2485 granitos de acordo com LE MAITRE (1976)
(III) - Média de 02 sienitos da Suíte Intrusiva Tiquie referentes ao Projeto Alto Rio Negro
(IV) - Média de 517 sienitos (LE MAITRE, 1976)
(V) - Média de 03 granitos da Suíte Intrusiva Tiquiíe (PINHEIRO et alii, 1979)

Tabela II.2.17 - Parâmetros petroquímicos das rochas da Suíte Intrusiva Tiquié

Nº	AMOSTRAS	QUARTZO	ORTOC.	ASTO.	ALBITA	ANDRITA	DIOPSÍDIO	HIPERSTÊNIO	MAGNETITA	ILMENITA	APATITA	ACMITA	ÓL.	ASTONITA	METAIS Na	CORÍNDON	NEFELINA
01	EP-R-180a	27,29	31,00	32,43	3,09	1,97	2,54	1,01	0,54	0,17	-	-	-	-	-	-
02	EP-R-185	28,64	35,76	31,70	-	0,97	0,82	-	0,42	0,12	1,40	-		0,20	-	-
03	EP-R-186	29,82	34,54	32,39	0,48	1,26	-	0,83	0,44	0,12	-	0,15		-	-	-
04	EP-R-187	29,58	37,54	29,99	-	0,63	0,71	-	0,33	0,12	0,82	-		0,35	-	-
05	EP-R-189	30,74	36,33	28,51	-	1,62	0,08	-	0,50	0,12	1,95	-		0,19	-	-
06	EP-R-200	15,07	25,87	33,58	11,19	5,08	5,12	2,86	0,85	0,39	-	-		-	-	-
07	AF-R-339	27,09	28,06	29,91	6,49	1,64	4,63	1,38	0,65	0,17	-	-		-	-	-
08	AF-R-340	28,77	31,56	28,13	5,32	0,27	4,31	1,05	0,48	0,12	-	-		-	-	-
09	AF-R-342	32,08	32,15	28,13	2,00	1,56	3,05	0,56	0,38	0,12	-	-		-	-	-
10	AF-R-343	34,05	30,40	27,30	3,35	0,38	3,80	0,32	0,31	0,12	-	-		-	-	-
11	AF-R-346a	29,12	26,32	29,98	7,96	0,80	3,09	1,76	0,79	0,22	-	-		-	-	-
12	AF-R-345	32,23	32,13	26,41	3,18	1,20	3,72	0,54	0,50	0,12	-	-		-	-	-
13	AF-R-338	27,26	31,04	29,91	5,00	2,92	1,99	1,13	0,63	0,14	-	-		-	-	-
	(I) MÉDIA	28,37	31,77	30,52	3,50	1,66	2,40	1,06	0,54	0,17	-	-		-	-	-
	(II) MÉDIA	29,06	24,50	31,15	6,04	-	3,37	1,75	0,58	0,28	-	-		-	0,92	-
14	AF-R-197	-	30.35	33,51	10,16	11,24	-	2,54	1,31	-	-	2,26		-	-	-
15	AF-R-197	-	24,6	43,67	12,97	8,50	-	3,68	1,93	0,91	-	-		-	-	-
	(III) MÉDIA	-	27,48	38,54	11,55	10,04	-	3,64	1,86	0,89	-	1,87		-	-	4,14
	(IV) MÉDIA	0,83	29,29	44,34	7,24	5,35	4,16	4,41	1,60	0,74	-	-		-	-	-
16	PT03/SP/09	30,29	35,13	25,79	3,17	-	3,50	0,41	0,76	0,10	-	-		-	0,89	-
17	IC/EA/44	30,96	39,79	18,99	4,47	-	4,41	-	0,64	0,17	-	-		-	0,34	-
18	PT-36	27,43	31,68	34,80	0,10	-	3,02	1,32	0,69	-	-	-		-	0,77	-
	(V) MÉDIA	29,03	35,47	27,34	2,56	-	3,64	0,58	0,76	0,12	-	-		-	0,54	-

(I) - Média de 13 granitos da Suíte Intrusiva Taquaé (MELO et alii, 1993)
(II) - Media de 2485 granitos de acordo com LE MAITRE (1976)
(III) - Média de 02 sienitos da Suíte Intrusiva Taquaé (MELO et alii, 1993)
(IV) - Media de 517 sienitos de acordo com LE MAITRE (1976)
(V) - Média de 03 granitos da Suíte Intrusiva Taquaé (PINHEIRO et alii, 1979)

Tabela II.2.18 - Composição normativa das rochas da Suíte Intrusiva Taquaé.

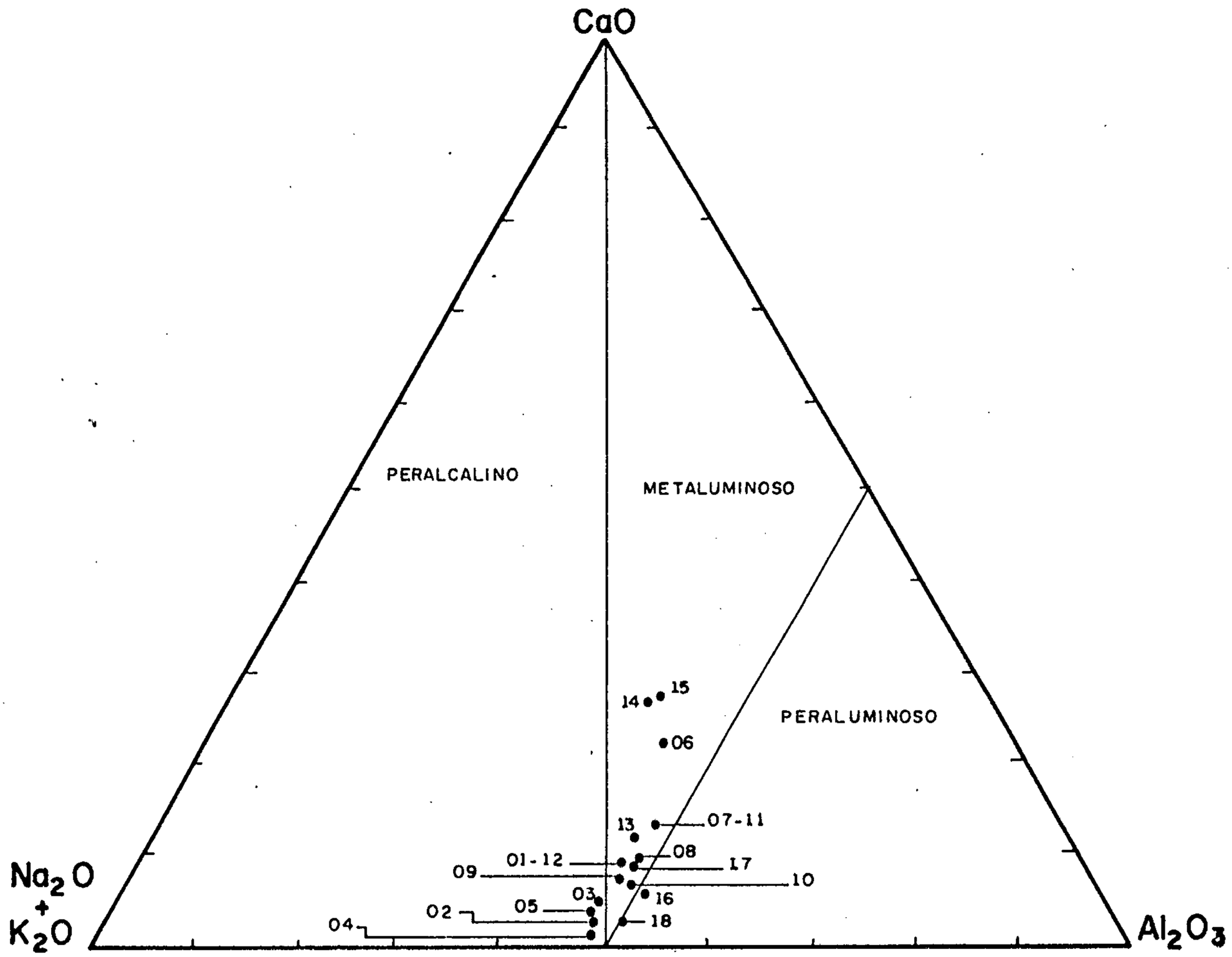


Figura II.2.38 — Disposição das rochas da Suite Tiquié em diagrama $CaO - (K_2O + Na_2O) - Al_2O_3$. Números confome Tabela II.2.16

- O TiO_2 é sensivelmente mais baixo 0,28%
- O K_2O é mais alto 5,32%
- O Na_2O é levemente mais baixo 3,57%
- O teor em álcalis é mais alto 8,89%
- O FeO* é mais baixo. 1,66%
- A razão FeO*/MgO é mais baixa 1,76
- O índice petrogenético (K_2O/Na_2O) é mais alto 1,49

Comparando as médias dessas 13 amostras de granitos da Suíte Tiquié com as médias dos granitóides Xié, observa-se que os primeiros em relação a esses últimos, mostram-se mais enriquecidos em SiO_2, K_2O e Na_2O, e, mais empobrecidos em Al_2O_3, MgO, CaO e TiO_2.

Os granitóides da Suíte Tiquié no diagrama sílica versus álcalis de MACDONALD & KATSURA (1964) (Figura II.2.39) mostram sumismo predominantemente subalcalino, excetuando apenas duas amostras de sienitos que situam-se no campo alcalino. Pela comparação, no citado diagrama, das posições das rochas da Suíte Tiquié em relação às das rochas da Suíte Xié (Figura II.2.19) e Complexo Cauaburi (Figura II.2.30), visualiza-se claramente que as amostras da Suíte Tiquié, por seus elevados teores de sílica em relação às dessas unidades, concentram-se em termos gerais à direita do diagrama, individualizando-se nitidamente das mesmas.

A linhagem predominantemente calcialcalina das rochas da Suíte Tiquié apresenta-se em geral caracterizada através do diagrama SiO_2 versus FeO*/MgO (Figura II.2.40) uma vez que, embora nove das dezoito amostras estudadas se situem no campo toleítico, pelo menos quatro dessas amostras (ZP-185, ZP-186, ZP-187 e ZP-189) tiveram esse sumismo revelado no diagrama em função de dosagens extremamente baixas de MgO (0,06 a 0,12%), certamente relacionados a erros analíticos.

Através da utilização do diagrama Al_2O_3 versus CNP (Figura II.2.41), para os granitóides Tiquié observa-se uma tendência também calcialcalina para essas rochas.

Com relação ao diagrama SiO_2 versus razão de alcalinidade de WRIGHT (1969), as rochas da Suíte Tiquié revelam comportamento basicamente alcalino (Figura II.2.42), individualizando-se bastante claramente em relação aos granitóides das suítes Xié e Cauaburi os quais no mesmo diagrama (Figura II.2.20 e II.2.31) denotam caráter predominante calcialcalino.

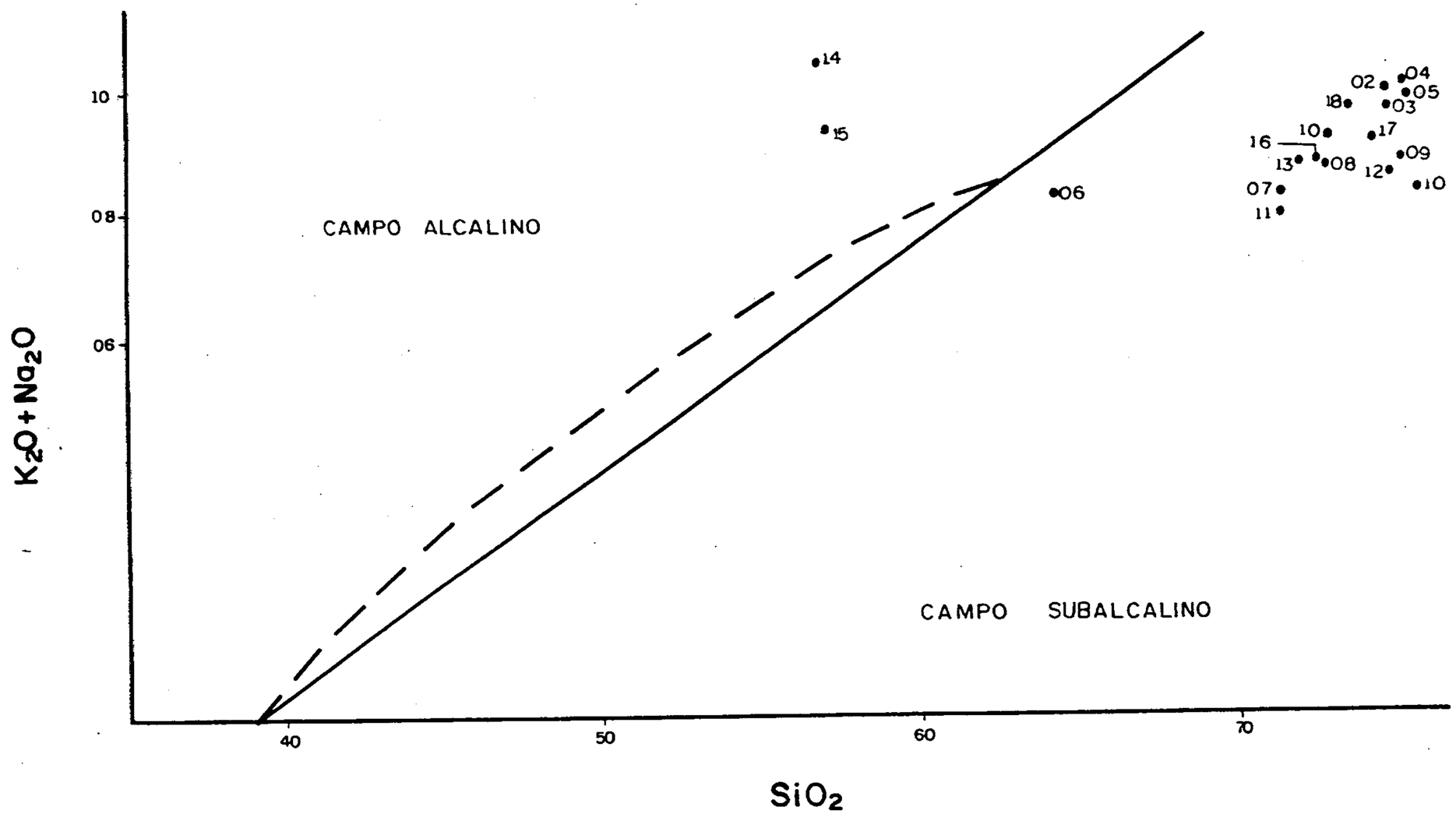


Figura II.2.39— Posicionamento das rochas da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama (K_2O Na_2O) versus SiO (MACDONALD & KATSURA, 1964). O limite tracejado corresponde a sugestão de IRVINE & BARAGAR (1971). Números conforme a Tabela II.2.16

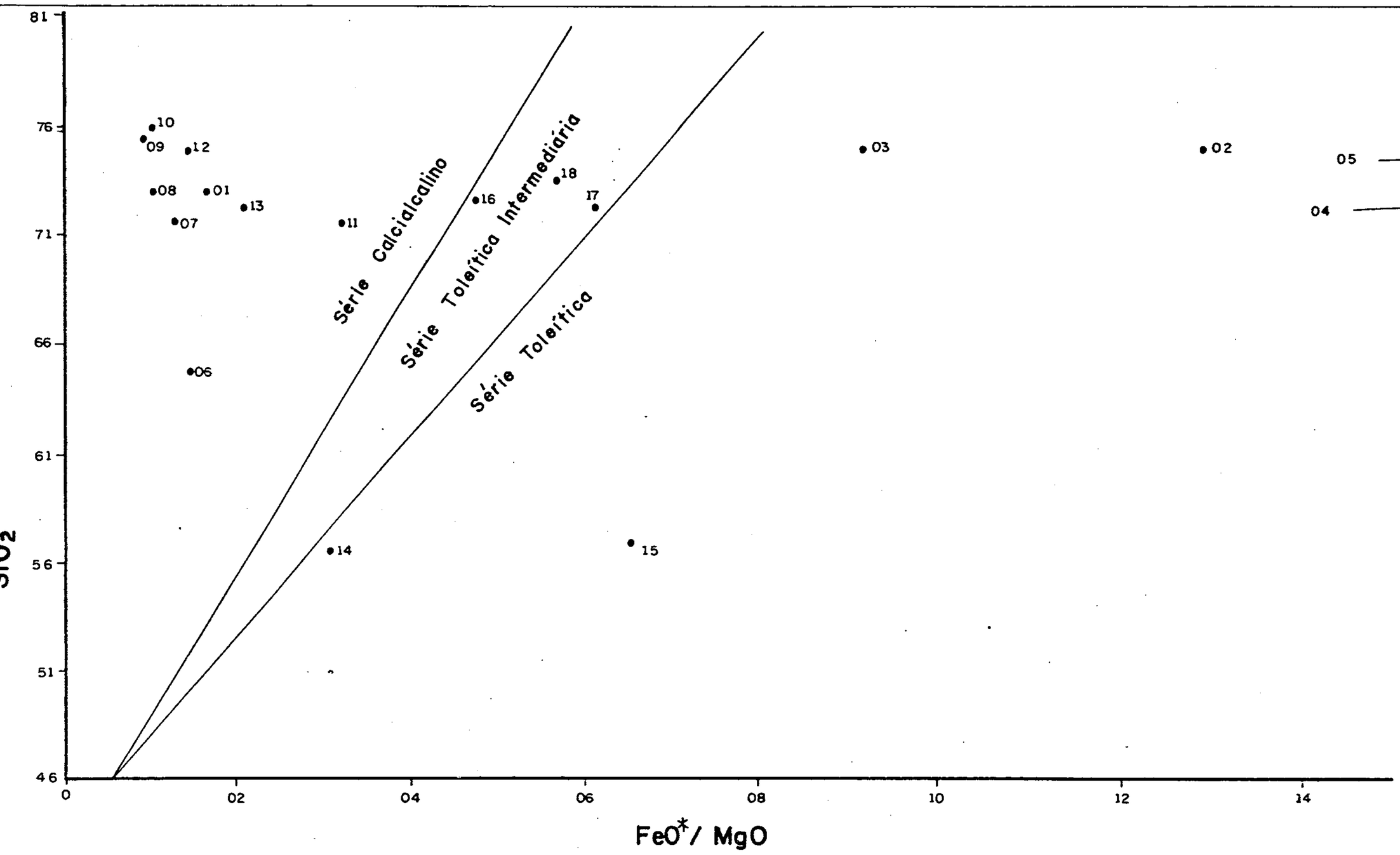


Figura II.2.40 — Distribuição das rochas da Suite Tiquié no diagrama SiO_2 versus FeO^*/MgO. Números conforme a Tabela II.2.16.

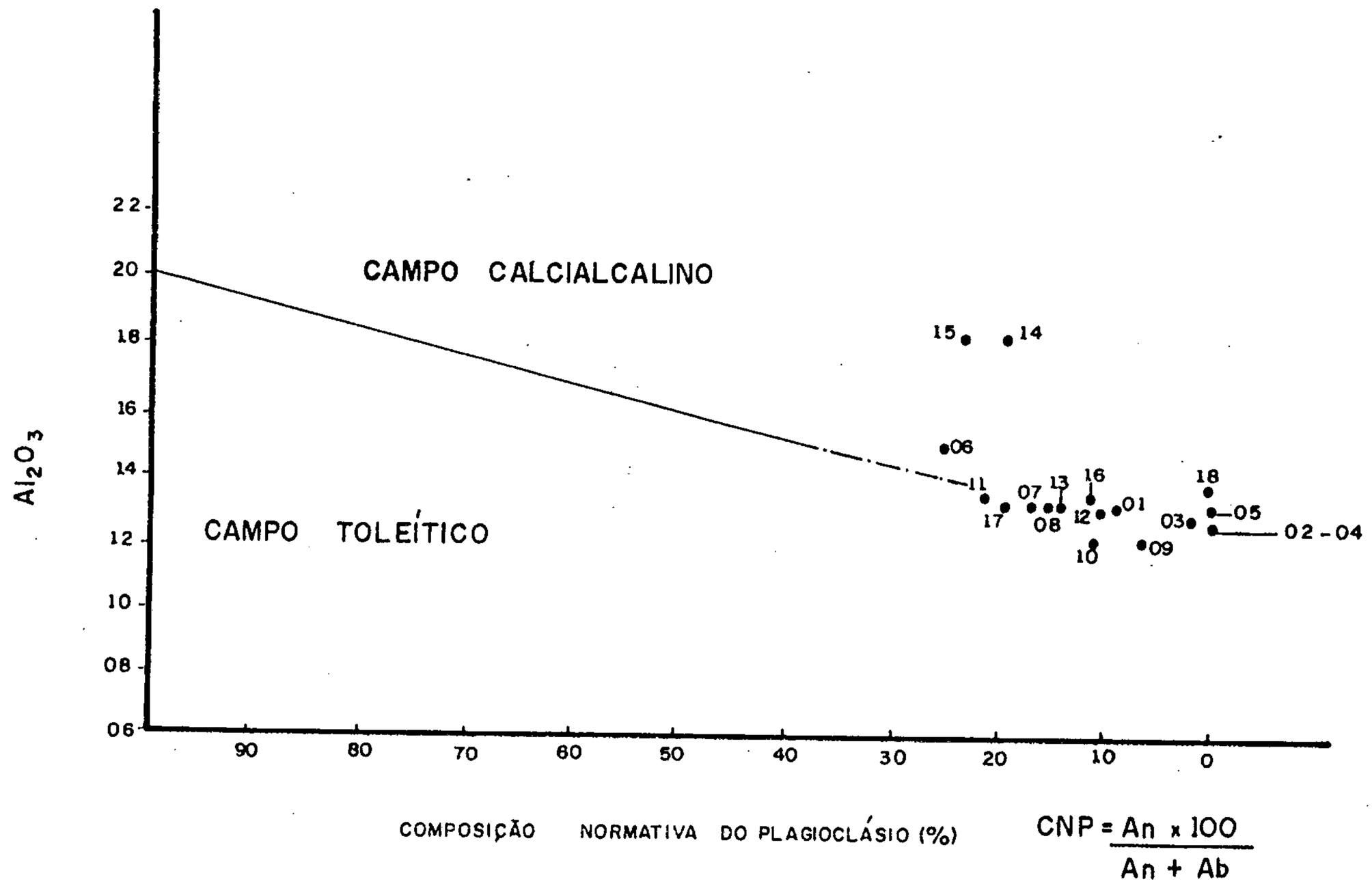
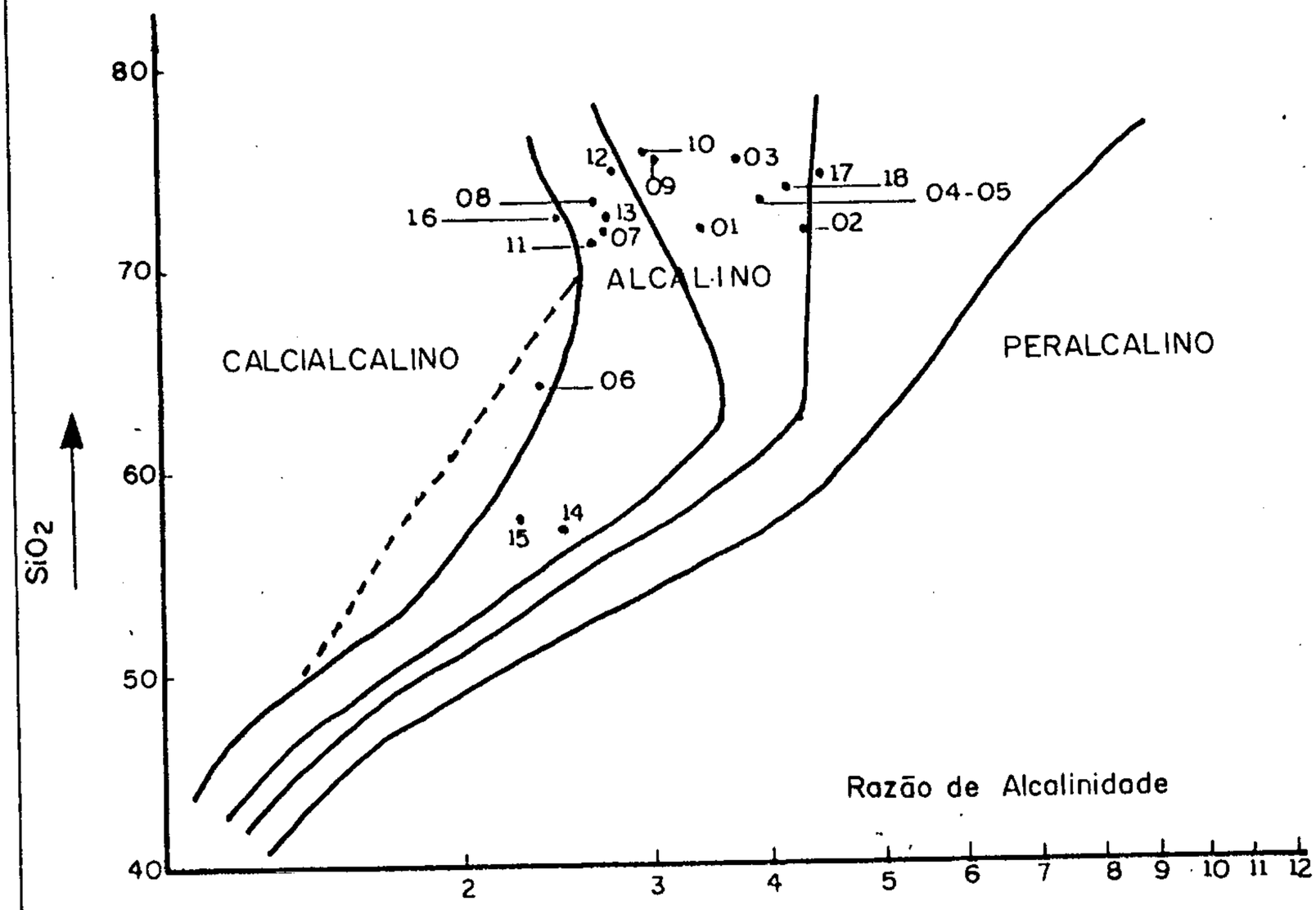


Figura II.2.41 — Comportamento dos granitos da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama Al_2O_3 versus CNP. Números conforme a Tabela II.2.16.



$$RA = \text{Log} \frac{Al_2O_3 + CaO + (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 + CaO - (Na_2O + K_2O)}$$

Figura II.2.42—Comportamento de Rochas da Suite Intrusiva Tiquié no diagrama de WRIGHT (1969). Números conforme a Tabela II.2.16

Através do diagrama de BOUSEILY & SOKKARY (1975), utilizado para classificação das rochas graníticas em vários grupamentos pelo grau de fracionamento, estabelecendo "trends" com base na relação ternária Ro-Ba-Sr (Figura II.2.43), em que os diferentes estágios de diferenciação são controlados pelas razões Ba/Sr e Ba/Ro, verifica-se que os granitóides da Suíte Tiquié correspondem em termos gerais a granitos normais a moderadamente diferenciados, apresentando, no entanto, exemplares representativos de uma forte diferenciação.

Utilizando-se o diagrama P versus Q de DEBON & LE FORT (1985), (Figura II.2.44), para os granitóides da Suíte Tiquié em comparação com os da Suíte Xié e Complexo Cauaburi, observa-se que os granitóides Tiquié situam-se em sua maioria na porção superior do diagrama, correspondendo assim a granitos peraluminosos em função de seu alto grau de diferenciação enquanto tanto os granitóides da fácies titanita da Suíte Xié bem como os do Complexo Cauaburi aparecem distribuídos no diagrama em posição bem abaixo dos granitóides Tiquié, havendo clara separação no diagrama dos granitóides Xié fácies titanita/Cauaburi daqueles correspondentes a Suíte Tiquié. Observa-se também que os granitóides a duas micas da Suíte Xié posicionam-se em geral no campo dos granitóides peraluminosos, embora abaixo dos granitóides Tiquié, significando um alto grau de diferenciação dessas rochas, superior ao dos granitóides Cauaburi/Xié fácies titanita, porém inferior aos da fácies a duas micas da Suíte Xié.

É interessante realçar que existe na área do projeto, um visível aumento nos valores do quociente Ba/Sr no sentido dos granitóides mais antigos para os mais novos, variando desde 5,63 (fácies titanita) e 2,86 (fácies duas micas) nos granitóides Xié, para 6,47 nos da Suíte Tiquié.

Através do diagrama CaO-Na2O-K2O (Figura II.2.45) para comparação dos granitóides da Suíte Tiquié com os da Suíte Xié é possível uma relativa individualização desses conjuntos graníticos em função dos teores mais elevados de Na2O e mais baixos em CaO, dos primeiros em relação a esses últimos.

As médias de 13 amostras de granitos referentes a Suíte Tiquié quando comparadas com as médias em elementos-traço, consideradas por GOLDSCHMIDT (1958), para granitos, revelam enriquecimento em bário, cobalto, lantânio, zircônio e chumbo, empobrecimento em boro, nióbio, estrôncio e vanádio, bem como teores normais em berílio, cromo, níquel, escândio, estanho, ítrio e cobre (Tabela II.2.19).

A partir dos dados de análises em terras raras de quatro (04) amostras de granitóides da Suíte Tiquié (Figura II.2.46) bem como de dezesseis (16) amostras de granitóides da Suíte Xié (seis correspondentes a fácies titanita e dez a fácies duas micas) os seguintes pontos podem ser realçados.

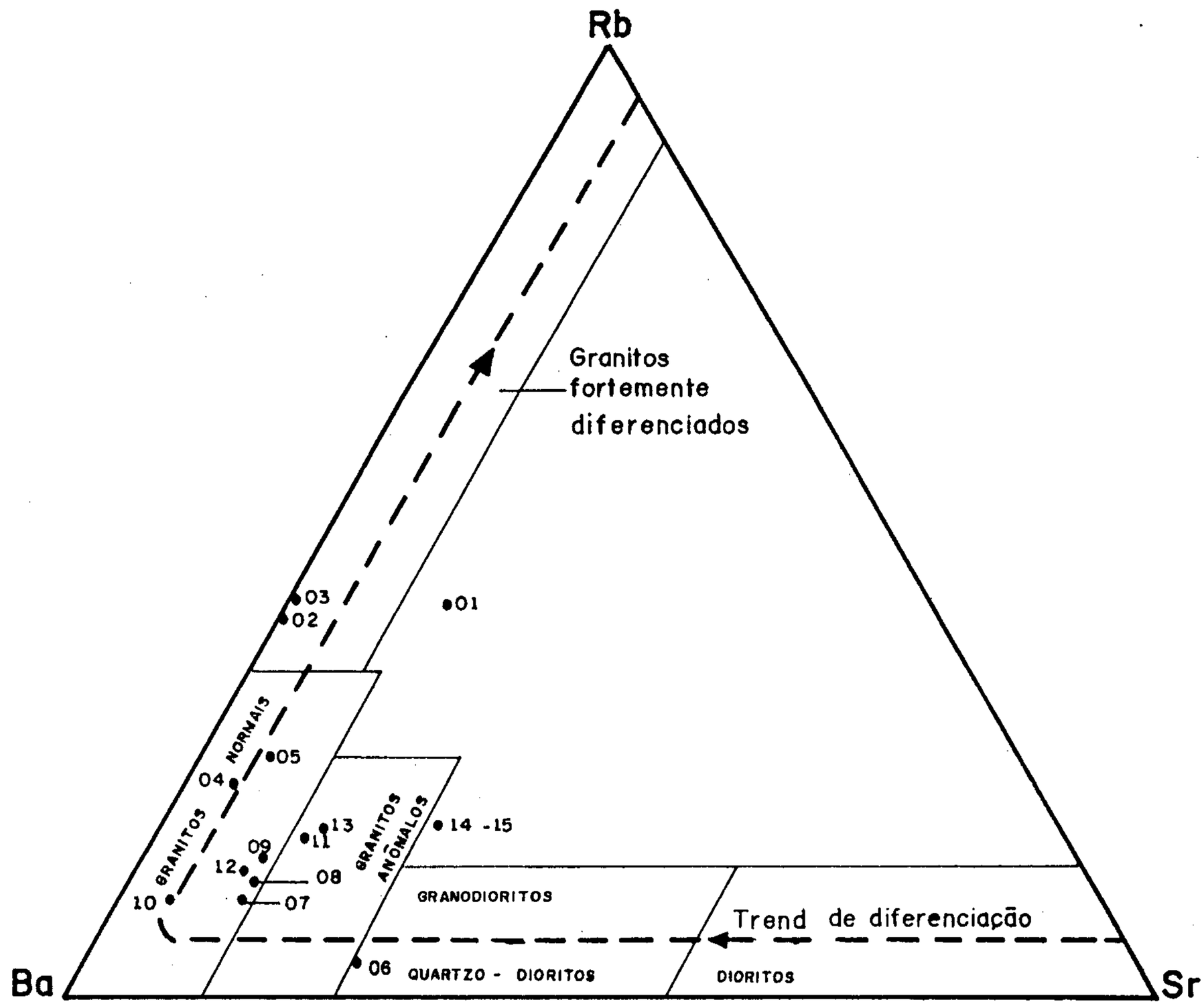


Figura II.2.43 — Posicionamento das rochas da Suite Tiquié em diagrama Rb-Ba-Sr (BOUSEILY & SOKKARY, 1975). Números conforme a Tabela II.2.19.

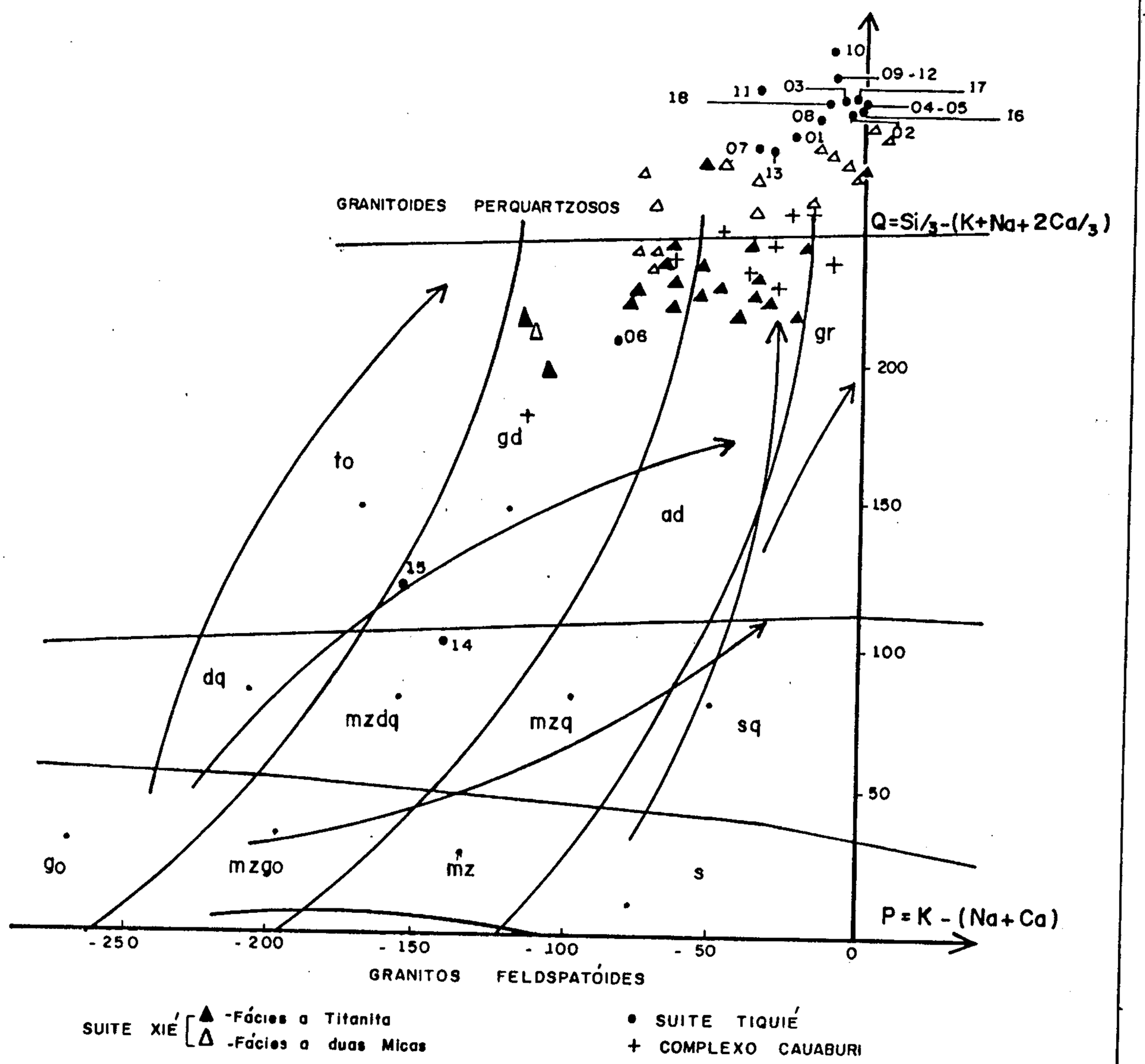
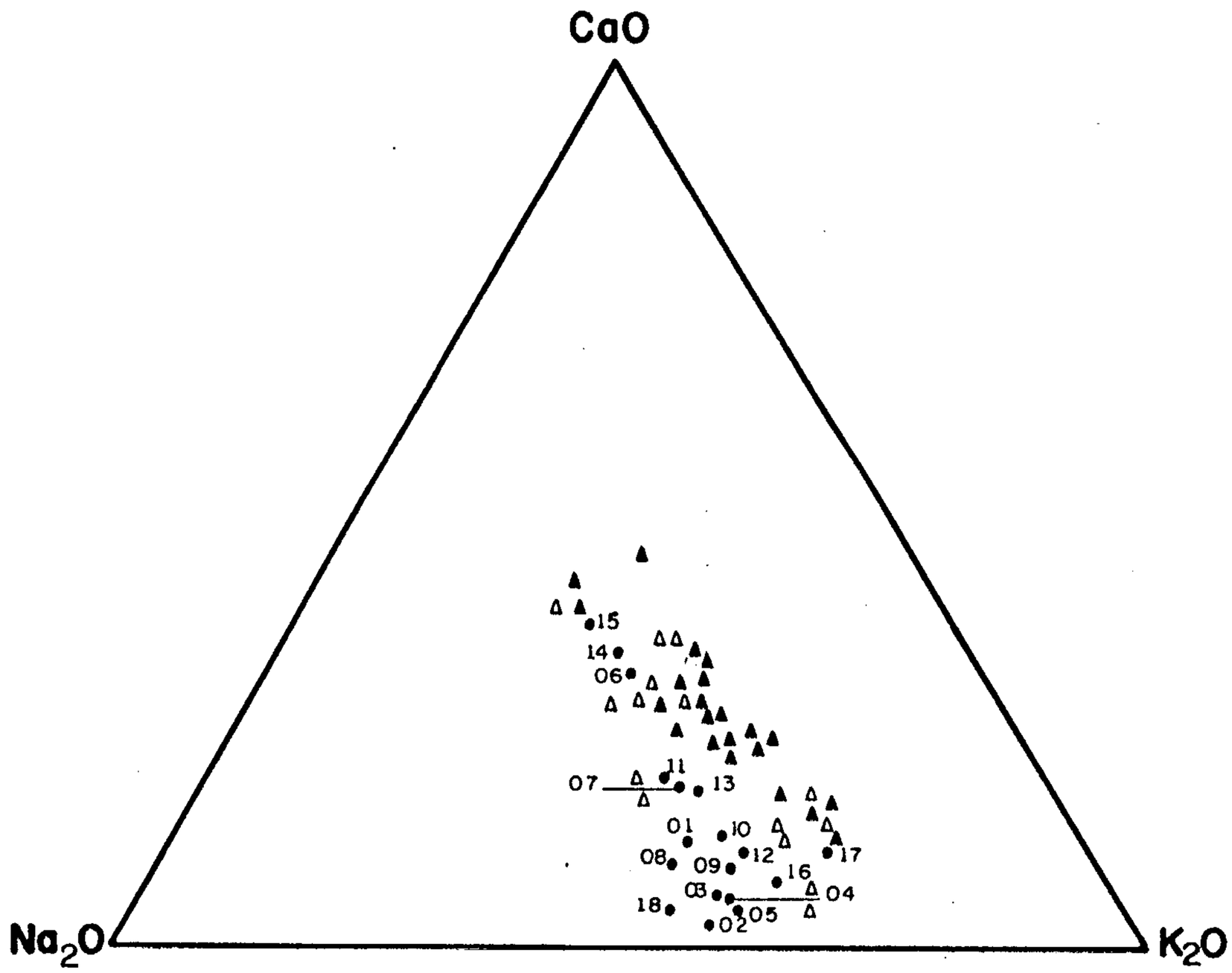


Figura II.2.44 — Classificação das rochas da Suite Tiquié no diagrama Q versus P de DEBON & LE FORT (1963). Números conforme a Tabela II.2.16.

gr - Granito
ad - Adamelito
gd - Granodiorito
to - Tonalito (Trondhjemito)
sq - Quartzo Sienito
mzq - Quartzo Monzonito

mzdq - Quartzo Monzodiorito
dq - Quartzo Diorito (Qz - Gabro - Qz - Anortosito)
S - Sienito
mz - Monzonito
mzgo - Monzonito (Monzodiorito)
go - Gabro (Diorito - Anortosito)



SUITE XIÉ [▲ - Fácies a Titanita / Δ - Fácies a duas Micas] • SUITE INTRUSIVA TIQUIÉ

Figura II.2.45 — Disposição das rochas da Suite Intrusiva Tiquié em diagrama $CaO-Na_2O-K_2O$. Números conforme a Tabela II.2.16.

		(10)	(20)	(1)	(5)	(10)	(20)	(10)	(10)	(5)	(5)	(10)	(100)	(10)	(10)	(10)	(5)	(10)	(200)	(0,5)	(10)	
AR	AMOSTRAS	Ó	Ba	Be	Co	Cr	La	Mn	Nb	Ni	Sc	Sm	Sr	V	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Rb
01	EP-R-180a	<10	500	3	-	<10	70	1500	10	-		<10	150	10	200	20	5	30	-	-	-	453
02	EP-R-185	<10	700	3	-	<10	70	500	10	-	5	<10	-	<10	150	20	5	20	-	-	-	448
03	EP-R-186	<10	700	3	-	<10	150	700	10	-	5	<10	-	-	200	70	5	100	-	-	-	473
04	EP-R-187	<10	1500	<1	-	<10	50	300	<10	-	<5	<10	100	-	100	20	5	30	-	-	-	453
05	EP-R-189	<10	1000	1	-	<10	150	700	10	-	<5	<10	100	-	300	100	5	70	-	-	-	361
06	EP-R-200	<10	2000	-	7	<10	50	700	<10	5	<5	<10	>700	30	100	15	20	30	-	-	-	94
07	AF-R-339	<10	2000	2	5	<10	150	700	10	-	15	<10	300	30	200	50	5	30	-	-	-	255
08	AF-R-340	<10	2000	3	<5	<10	150	700	10	-	5	<10	300	20	300	100	5	30	-	-	-	298
09	AF-R-342	<10	2000	3	<5	<10	1000	500	10	-	5	<10	150	10	150	200	50	70	-	-	-	357
10	AF-R-343	<10	3000	2	<5	<10	100	500	15	-	5	<10	150	10	150	30	5	70	-	-	-	342
11	AF-R-346a	<10	1000	2	5	<10	100	1000	<10	<5	5	<10	200	20	200	70	20	20	-	-	-	244
12	AF-R-345	<10	1500	1,5	<5	<10	500	1000	10	<5	5	-	200	15	200	100	<5	50	-	-	-	241
13	AF-R-338	<10	1000	5	5	-	100	1000	10	<5	5	-	200	50	700	30	5	30	-	-	-	256
	(I) MÉDIA	<10	1462	2,2	3,2	<10	203	754	<10	<5	<5,8	<10	196	14,2	227	63	<0,8	44,6	-	-	-	329
	(II) MÉDIA	15	600	5	1	4	40	400	20	0,5	5	3	265	20	180	40	10	20	-	-	-	
14	AF-R-197	<10	700	3	7	<10	150	700	<10	-	7	<10	300	20	500	70	20	20	-	-	-	230
15	AF-R-197	<10	700	3	7	<10	150	700	<10	-	7	<10	300	20	500	70	20	30	-	-	-	230
	(III) MÉDIA	<10	700	3	7	<10	150	700	<10	-	7	<10	300	20	500	70	20	25	-	-	-	230

(I) - Média de 13 amostras de granitos da Suíte Tiquié referentes ao Projeto Alto Rio Negro
(II) - Média para granitos segundo GOLDSCHMIDT (1958)
(III) - Média de 02 amostras de sienitos da Suíte Tiquié referentes ao Projeto Alto Rio Negro

Tabela II.2.19 - Elementos-traço em rochas da Suíte Intrusiva Tiquié.

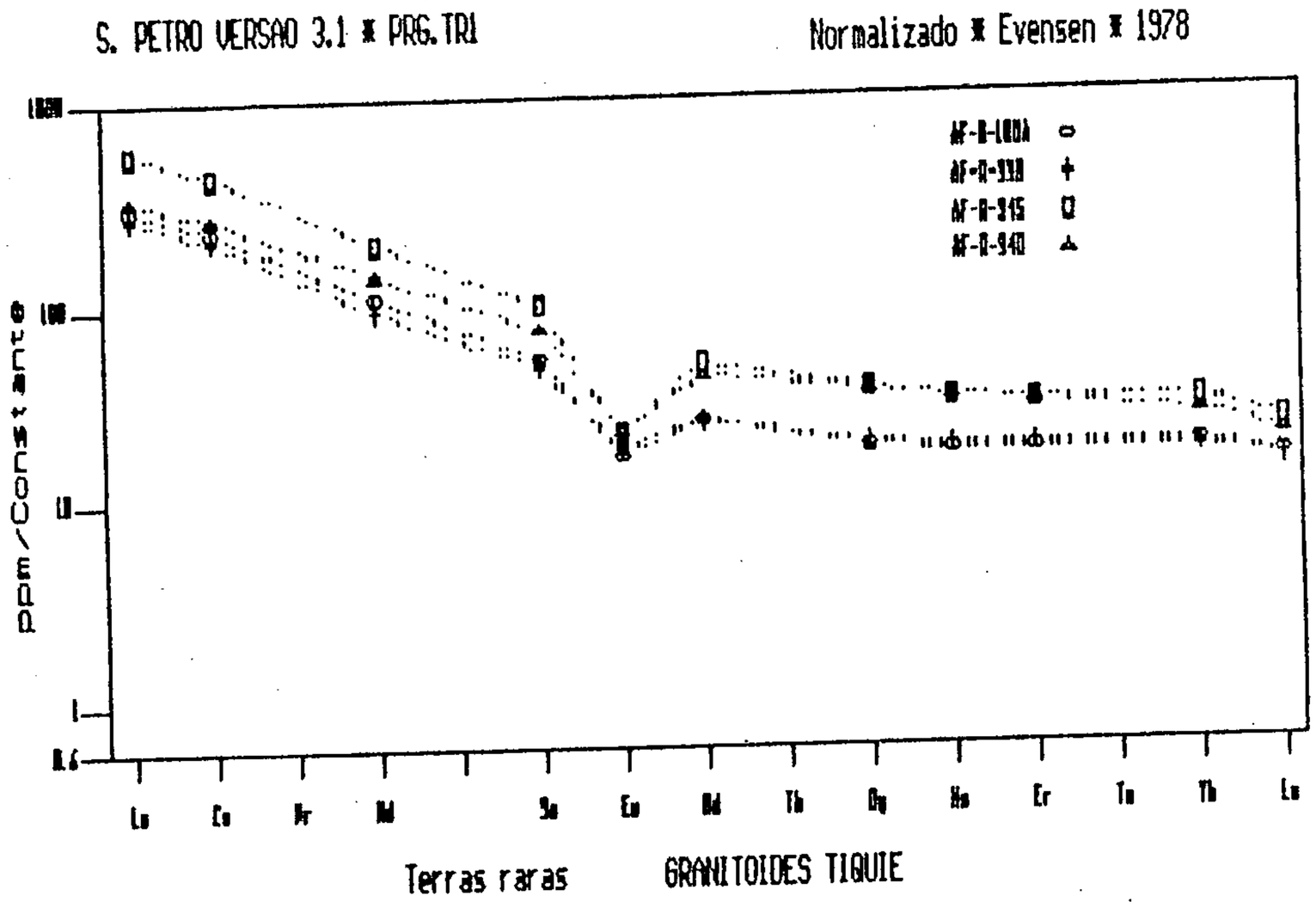


Figura II.2.46 — Padrão de distribuição de Terras Raras em granitos da Suite Intrusiva Tiquié.

- Os granitóides Tequite apresentam o maior teor em terras raras total, maior anomalia de Európio e menor valor de Sr/Yb em relação aos da Suíte Xiê, revelando maior grau de diferenciação e grande interação com a crosta superior com provável contribuição de sedimentos (fundido crustal).

- Os granitóides da Suíte Intrusiva Tequite, através do diagrama canônico (Figura II.2.25) mostram-se bem distintos das rochas da Suíte Xiê, individualizando-se claramente desses granitóides (Figura II.2.25).

2.4.5 - Idade, Origem e Correlação

A Suíte Intrusiva Tiquié, no âmbito do Projeto é representada por batólitos e "stocks" predominantemente de composição granítica a adamelítica que localmente varia para quartzo-monzonítica a quartzo-sienítica, além de um único corpo de natureza sienítica não cartografável na escala de trabalho. Tais corpos tem natureza intrusiva anorogênica de caráter subvulcânico, correspondendo a granitos do Tipo A (CHAPPEL & WHITE, 1974) e associam-se a importante processo de reativação tectônica referida como Reativação Parguazense, ocorrida a cerca de 1600-1300 m.a., a qual ainda, em termos globais se insere num grande evento distensivo de natureza regional desencadeado na Amazônia, no intervalo de 1800 a 900 m.a., relacionado a extenso vulcano-plutonismo anorogênico designado por ISSLER & LIMA (1987) como Ciclo Atroari, cujos paroxismos correspondentes aos intervalos de 1800-1700 m.a., 1600-1300 m.a. e 1200-900 m.a., tem sido, pelos citados autores, referidos como Episódios Akawaio, Parguazense e Costa Marques, respectivamente.

A existência desses corpos confere a região do Alto Rio Negro uma grande importância a prospecção de cassiterita e minerais afins, uma vez que em diferentes porções da região Amazônica, intrusões graníticas estratigraficamente a eles correlacionadas, revelam espetacular especialização estanífera. Corroborando tal quadro metalogenético destaca-se que nas proximidades do bordo oeste de um batólito granítico (serra Imeri - Folha NA.20-Y-C) pertinente a Suíte Intrusiva Tiquié, foram coletadas pela equipe do projeto, treze amostras de concentrado de bateia, as quais revelaram através de análise mineralógica a presença de cassiterita.

O emplacamento dos corpos graníticos referentes a Suíte Intrusiva Tiquié de acordo com dados geocronológicos (Rb/Sr) obtidos em duas amostras coletadas na região do Alto Rio Negro, processou-se em torno de 1500 m.a., em concordância portanto com idades registradas por diversos autores em diferentes porções da Amazônia, em corpos predominantemente graníticos relacionados com a Reativação Parguazense (Tabela II.2.20). A natureza intrusiva anorogênica desses corpos graníticos os identifica como correspondentes a granitos Tipo A (CHAPPEL & WHITE, 1974), com gênese relacionada a regime distensivo a partir da consolidação de líquidos formados por fusão crustal intraplaca, num modelo semelhante ao proposto por GAUDETTE et alii (1978) para a origem do Granito Parguaza.

A Suíte Intrusiva Tiquié é correlacionavel com o Granito El Parguaza de MENDOZA et alii (1975) na Venezuela, Granito Surucucus de DALL'AGNOL et alii (1975) em Roraima, Granito Serra da Providência de LEAL et alii (1976) em Rondônia, Granito Teles Pires de DALL'AGNOL & ARAÚJO (1975) no Pará, Quartzo-monzonito Santa Helena de PESSOA et alii (1977) no Amazonas, Granito Abonari de ARAÚJO & MOREIRA (1976) no Amazonas, Granito Cumaru de

DESIGNAÇÃO	LOCALIZAÇÃO	REFERÊNCIA ORIGINAL	IDADE	MÉTODO	REFERÊNCIA P/ IDADE
GRANITO TIÚIÚ	SW do Amazonas	PINHEIRO et al (1976)	1.571 +/- 57 1.472 +/- 49	Rb/Sr	TEIXEIRA & TASSINARI
PARGUAZA	Território do Amazonas - Venezuela	MENDOZA (1975)	1.545 +/- 20	U/Pb em Zircão	GAUDETTE et al (1978)
SURUCUCUS	Oeste de Roraima	DALL'AGNOL et al (1975)	1.542	isócrona Rb/Sr	BASEI (1975)
TELES PIRES	SW do Pará	DALL'AGNOL & ARAÚJO (1975)	1.548 +/- 28	isócrona Rb/Sr	TASSINARI & TEIXEIRA (1978)
PROVIDÊNCIA	Leste de Rondônia	LEAL et al. (1976) LEAL et al (1981)	1513	isócrona Rb/Sr	SANTOS & REIS NETO (1982)
RONDÔNIA	Diversos maciços em Rondônia	ISOTTA et al (1978)	1.192 +/- 38 1.498	isócrona *	LEAL et al. (1978) SANTOS & PINHEIRO (1981)
ABONARI	NE do Amazonas	ARAÚJO & MOREIRA (1976)	1.530	Rb/Sr (MA-169)	SANTOS & REIS NETO (1982)
MEMBRO TAFELBERG	Suriname	PRIEM et al (1971)	1.599 +/- 18	isócrona Rb/Sr	PRIEM et al (1971)
SIENITO CACHORRO	NW do Pará	OLIVEIRA et al (1975)	1.479 +/- 34	Rb/Sr (PT40)	TEIXEIRA & BASEI (1975)
SIENITO MAPARI	W do Amapá	ARAÚJO & MOREIRA (1976) LIMA et al (1974)	1.537 +/- 38	Rb/Sr (I-03)	CORDANI (1974)
GRANITO VELHO GUILHERME	SE do Pará	SILVA et al (1974)	1.432 +/- 60	Rb/Sr (Rm-9)	BASEI (1973)

* Média de 18 amostras selecionadas por SANTOS & REIS NETO (1982)

Tabela II.2.20 - Idades dos granitóides (sensu lato) relacionados a Reativação Parguazense.

BIZZINELLA et al. (1980) no Amazonas, Suíte Intrusiva Rondônia de ISOTTA et al. (1978) em Rondônia, e Granito Mucajaí de FREITAS & BRANDÃO (1993) em Roraima.

2.5 - Diabásio Cujubim

2.5.1 - Histórico

Rochas básicas relacionadas ao Proterozóico Superior somente tem sido registradas na Amazônia, a partir de ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976), quando do desenvolvimento do Projeto Estanho de Abonari, no noroeste do Amazonas, onde foi descrito um corpo de traquito de idade de 1.079 +/- 18 m.a.

Entretanto, a percepção de um magmatismo básico-alcalino de amplitude regional na Plataforma Amazônica somente foi propalada um ano após, por PESSOA et al., (1977), no sudoeste do Pará, que reposicionaram estratigraficamente os derrames de traquito do Projeto Jamanxim, até então tidos como mesozóicos (SUDAM/GEOMITEC, 1972), relacionando-os, a partir de duas datações K/Ar, ao Proterozóico Superior. Essas básicas, denominadas "Cachoeira Seca", foram então correlacionadas cronologicamente e comparadas petrograficamente e quimicamente com o Traquito Rio Parú que ocorre na borda norte da bacia paleozóica.

FERNANDES et al., (1977) registraram na região do rio Traíras, na Folha SA.19-V-B duas exposições de diabásio que ocorrem seccionando paredões de quartzitos do Grupo Tunuí. As duas amostras correspondentes a essas exposições revelaram através do método K-Ar em plagioclásio idades de 941 +/- 14 m.a e 984 +/- 12 m.a. (TASSINARI & TEIXEIRA, 1976).

SANTOS et al., (1977), através de um estudo regional referente a rochas básicas não orogenéticas, caracterizaram entre outras, uma manifestação básica bem definida através de diversos parâmetros, que teria afetado toda parte da Plataforma Amazônica durante os albores do Proterozóico Superior, denominada Magmatismo Cachoeira Seca.

SANTOS & OLIVEIRA (1978), unindo às informações dos projetos da CPRM, aquelas divulgadas pelo Projeto RADAM, nas Folhas SA.19 e SC.20, chegaram a registrar oito ocorrências principais do Magmatismo Cachoeira Seca, a maioria descrita como derrames, sendo todos alcalinos e do Proterozóico Superior. Dentre essas ocorrências foi incluída a correspondente as amostras PT-26E e PT-35A /TR-AM/91.2 citadas por FERNANDES et al., (1977).

VEIGA JUNIOR et alii (1979) registraram na área do projeto Sulfetos do Jatumã diversos derrames de rochas básicas, dominantemente alcalinas, dos quais os mais importantes são aqueles do setor sudeste da área, no rio Jatapu e no igarapé Seringa. Aos derrames, associam-se diques diabásicos divínicos, sendo especialmente notáveis os extensos diques N60E/N60W que encaixam-se nas camadas da dobra sinclinal Pitinga. Essas rochas apresentam características estruturais (principalmente derrames),

petrográficas (presença constante de olivina e frequente de titano-augita), químicas (predomínio do quimismo básico-alcalino de natureza sódica) e geocronológicas (idade pós-K'Mudku) próprias, tendo sido sugerida pelos citados autores a designação de Formação Seringa.

No presente relatório utiliza-se a denominação Diabásio Cujubim, para referir-se aos corpos básicos (diques ?) ocorrentes na região do Alto rio Negro, relacionados a um evento distensivo processado durante o Proterozóico Superior subsequentemente ao évento K'Mudku. O sentido do emprego do termo Cujubim, em alusão a Cachoeira Cujubim, para reportar-se a essa unidade, prende-se ao fato de que na citada cachoeira, situada no rio Traíras (Folha SA.19-V-B), foi registrada a presença de corpos básicos, especificamente diabásio, com idade radiométrica K/Ar de 941 +/- 14 m.a. que ocorrem seccionando quartzitos do Grupo Tunuí.

2.5.2 - Distribuição e Relações de Contato

A única estação geológica correspondente a unidade Diabásio Cujubim, registrada pela equipe do projeto é a AF-377, a qual é representada por blocos (até 1 m) de diabásio, distribuídos em área de ocorrência de quartzitos do Grupo Tunuí, ao longo do igarapé Piauí, afluente do rio Traíras, na Folha SA.19-V-B-V.

Outros representantes da unidade Diabásio Cujubim considerados nesse trabalho são dois corpos básicos (diques ?), registrados por FERNANDES et alii (1977), correspondentes às amostras de diabásio, identificados nas Cachoeiras Cujubim (PT-26E) e Machado (PT-35A/TR-HM/91.2), ambas no rio Traíras (Folha SA.19-V-B), os quais apresentam-se encaixados em rochas do Grupo Tunuí, notadamente quartzitos e riolitos, respectivamente.

2.5.3 - Petrografia

As rochas básicas enfeixadas na unidade Diabásio Cujubim correspondem a diabásio com coloração verde escura/preta e granulação fina a média. Ao microscópio revelam textura típica subofítica sendo seus únicos constituintes essenciais labradorita e augita. Os acessórios são opacos, biotita, clorita e serpentina (?), apatita, sericita, epidoto e quartzo. O quartzo aparece em cristais isolados, intersticiais, ou formando intercrescimento gráfico com os feldspatos. O plagioclásio mostra-se bastante saussuritizado enquanto o piroxênio, embora localmente apresente-se uralitizado, normalmente está bem preservado.

2.5.4 - Petroquímica

Dispõe-se de apenas três análises químicas (doze óxidos padrão) referentes a unidade Diabásio Cujubim, das quais apenas uma análise foi realizada através do Projeto Alto Rio Negro, enquanto que as duas restantes são oriundas do trabalho desenvolvido por FERNANDES et al. (1977).

Os dados de química de óxidos referentes às três amostras estudadas (AF-R-377; PT-26E; PT-35A/TR-AM/91.2) estão relacionados na Tabela II.2.21, enquanto que suas composições normativas correspondentes estão expressas na Tabela II.2.22.

Com relação aos resultados analíticos das três amostras estudadas foram verificados alguns problemas. Primeiramente, observa-se que todas essas amostras apresentam valores de perda ao fogo bastante alto (0,97% a 2,0%) que tanto podem estar relacionados a altos teores de S e CO_2 como caracterizar erros analíticos. Em virtude da grande possibilidade dessas assertivas estarem corretas, é importante que as interpretações oriundas dessas análises sejam encaradas com bastante cautela.

O segundo problema refere-se a distribuição do ferro total em FeO e Fe_2O_3, já que todas as três análises revelaram valores exagerados de ferro trivalente que deve ser sempre subordinado ao ferro bivalente em rochas básicas.

A relação existente entre os teores de ferro trivalente e ferro bivalente em rochas básicas tem sido discutida por diversos autores. Nesse sentido, COOMBS (1963) considera que o limite máximo de Fe_2O_3, nessas rochas é de 1,5% enquanto que, de acordo com CHAYES (1966), o valor máximo para a relação Fe_2O_3/FeO nesse tipo de rocha é de 0,60. Já IRVINE & BARAGAR (1971), admitindo "trends" de variações similares para Fe^{+3} e o Ti durante a diferenciação de rochas vulcânicas, admitem que o valor de Fe_2O_3 não deve ultrapassar de 1,5% de TiO_2, ou seja, que $Fe_2O_3 = TiO_2 + 1,5$. Esta última proposta que vem sendo adotada com sucesso em diversos projetos da CPRM, desde o Projeto Molibdênio em Roraima (MELO et al., 1978), sobre as rochas básicas Avanavero e Apoteri, foi em termos gerais também utilizada no presente relatório para correção do teor de Fe_2O_3 dessas amostras, introduzindo-se, no entanto, devido a seus altos valores de TiO_2, algumas modificações. Assim, como em virtude dos teores altos de TiO_2, a proposta de correção de IRVINE & BARAGAR (1971), acarretaria altíssimos valores correspondentes de Fe_2O_3, optou-se, a exemplo de VEIGA JÚNIOR et al. (1979), por um procedimento intermediário ao desses autores e o de COOMBS (1963), adotando-se valores distintos de correção para as amostras com até 2% de TiO_2, entre 2% e 3% de TiO_2 e com mais 3% de TiO_2, como segue:

a.) Até 2% de TiO_2 $Fe_2O_3 < TiO_2 + 1,5$ (IRVINE & BARAGAR, 1971).

NR	AMOSTRAS	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O	PFGO
01	AF-R-377	47,60	12,30	3,40*	12,53*	0,23	6,00	8,10	2,30	1,30	2,90	0,47	0,40	2,0
02	PT-26E	44,60	13,79	3,40*	13,58*	0,24	5,90	8,90	2,11	0,83	3,40	0,41	-	1,65
03	PT35A/TR-RM/92.1	46,50	14,20	2,70*	11,96*	0,26	7,80	9,80	1,83	0,78	2,20	0,20	-	0,97
	MEDIA	46,23	13,40	3,16*	12,69*	0,24	6,56	8,93	2,08	0,97	2,83	0,36	0,13	1,54

Tabela II.2.21 - Composição química de rochas da unidade Diabásio Cujubim. Os valores com * estão corrigidos de acordo com a proposta de VEIGA JÚNIOR et alii (1979).

Nº	AMOSTRAS	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Qz
01	AF-R-377	1,04	4,29	3,78	8,16	21,93	20,61	15,05	24,26	-	0,89
02	PT-26E	1,0	6,65	5,08	5,05	18,39	26,22	13,69	18,62	5,27	-
03	PT-35A/TR-nM/91.2	0,48	4,25	3,99	4,69	15,76	28,72	15,96	18,79	7,29	-
	MÉDIA	0,79	4,16	3,49	6,05	19,71	25,73	14,85	21,82	3,40	-

Tabela II.2.22 - Composição normativa das rochas da unidade Diabásio Cujubim.

b.) De 2% a 3% de TiO2 $Fe_2O_3 < TiO_2 + 0,5$

c.) Mais que 3% de TiO2 $Fe_2O_3 < TiO_2$

Em todos os casos enumerados, o excedente de Fe_2O_3 é transformado em FeO ao qual é adicionado, conforme a expressão $Fe_2O_3 \times 0,9 = FeO$.

As principais características químicas das básicas Cujubim referem-se à distribuição de SiO_2, $Na_2O + K_2O$ e TiO_2. Os conteúdos de SiO_2 são consideravelmente baixos (média de 46,23%), bem inferiores aos teores médios de SiO_2 para rochas básicas (49,20% - média de 3594 basaltos, segundo LE MAITRE, 1976; 50,80% - média de basaltos toleíticos segundo IRVINE & BARAGAR, 1971; 49,86% - média de basaltos toleíticos de acordo com LE MAITRE, 1976; 51,06% - média das básicas Avanavero de MELO et al., 1977; 51,56% - média das básicas Uaranã do presente trabalho. Em contrapartida os conteúdos de SiO_2 são sensivelmente próximos aos verificados nas básicas alcalinas Seringa estudadas por VEIGA JÚNIOR et al. (1979).

Os teores de álcalis ($Na_2O + K_2O$) são elevados sendo uma importante característica, comparável à registrada nas básicas alcalinas Seringa de VEIGA JÚNIOR (1979) e Cachoeira Seca (SANTOS & OLIVEIRA, 1978).

De acordo com a classificação de YODER (1962) e adotada por YODER & TILLEY (1962) e GREEN & RINGWOOD (1968) essas rochas podem ser reunidas a partir de suas composições normativas, em dois grupos, sendo o primeiro representado por olivina-tholeitos os quais contem olivina normativa (amostras PT-26Z e PT-35A/TR - MM/91.2) e o segundo correspondente a quartzo-tholeito (amostra AF-377), contendo quartzo e hipersteno normativo.

As amostras referentes à unidade Diabásio Cujubim quando estudadas através do diagrama SiO_2 versus álcalis (Figura II.2.47) criado por MAC DONALD & KATSURA (1964) e adotada por IRVINE & BARAGAR (1971) e LE MAITRE (1976) revelam um comportamento geral alcalino, com exceção apenas da amostra PT-35A/TR-MN/91.2, que mostra quimismo subalcalino.

As três amostras da unidade Cujubim, foram adicionalmente estudadas através dos diagramas Di-Dox-Cox (CHAYES, 1966) e Di'-Ne'-Q' (YODER & TILLEY, 1962) representados pelas figuras II.2.48 e II.2.49, respectivamente. Em ambos os diagramas todas essas amostras revelam um comportamento distintamente subalcalino.

Afim de verificar se as amostras citadas são de natureza toleítica ou calci-alcalina, foram plotadas em diagrama ternário AFM (Figura II.2.50), tendo todas elas posicionado-se no campo toleítico. O caráter toleítico dessas amostras mostra-se, ainda reafirmado através do uso do diagrama Al_2O_3 versus CNP de IRVINE & BARAGAR (1971), quando todas elas posicionam-se no campo toleítico (Figura II.2.51).

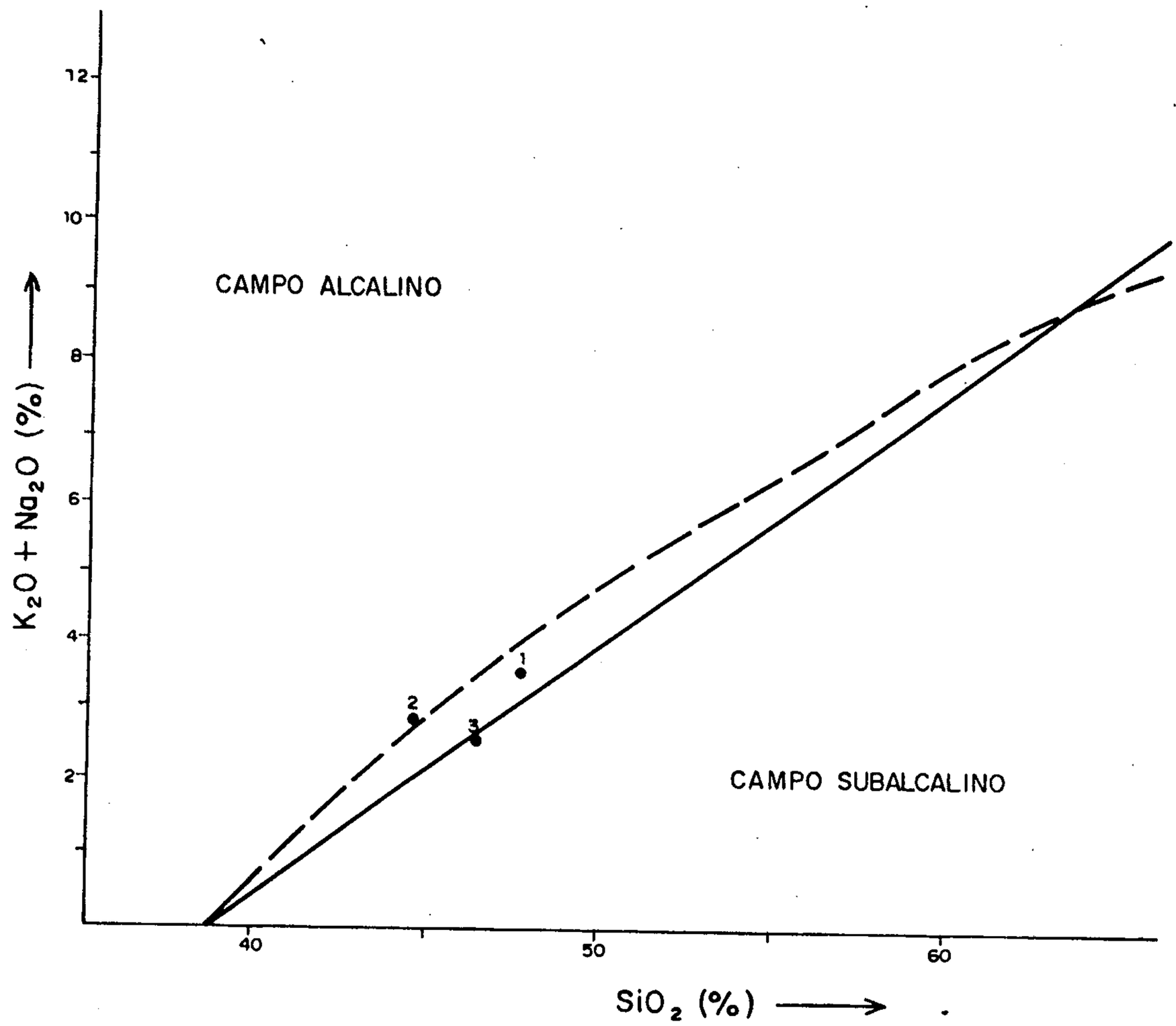


Figura II.2.47 — Disposição das amostras da unidade Diabásio Cujubim em diagrama Álcali versus Sílica. A linha contínua representa o limite entre os CAMPOS ALCALINO e SUBALCALINO proposto por MAC DONALD & KATSURA (1964), enquanto a linha descontínua representa o limite sugerido por IRVINE & BARAGAR (1971).

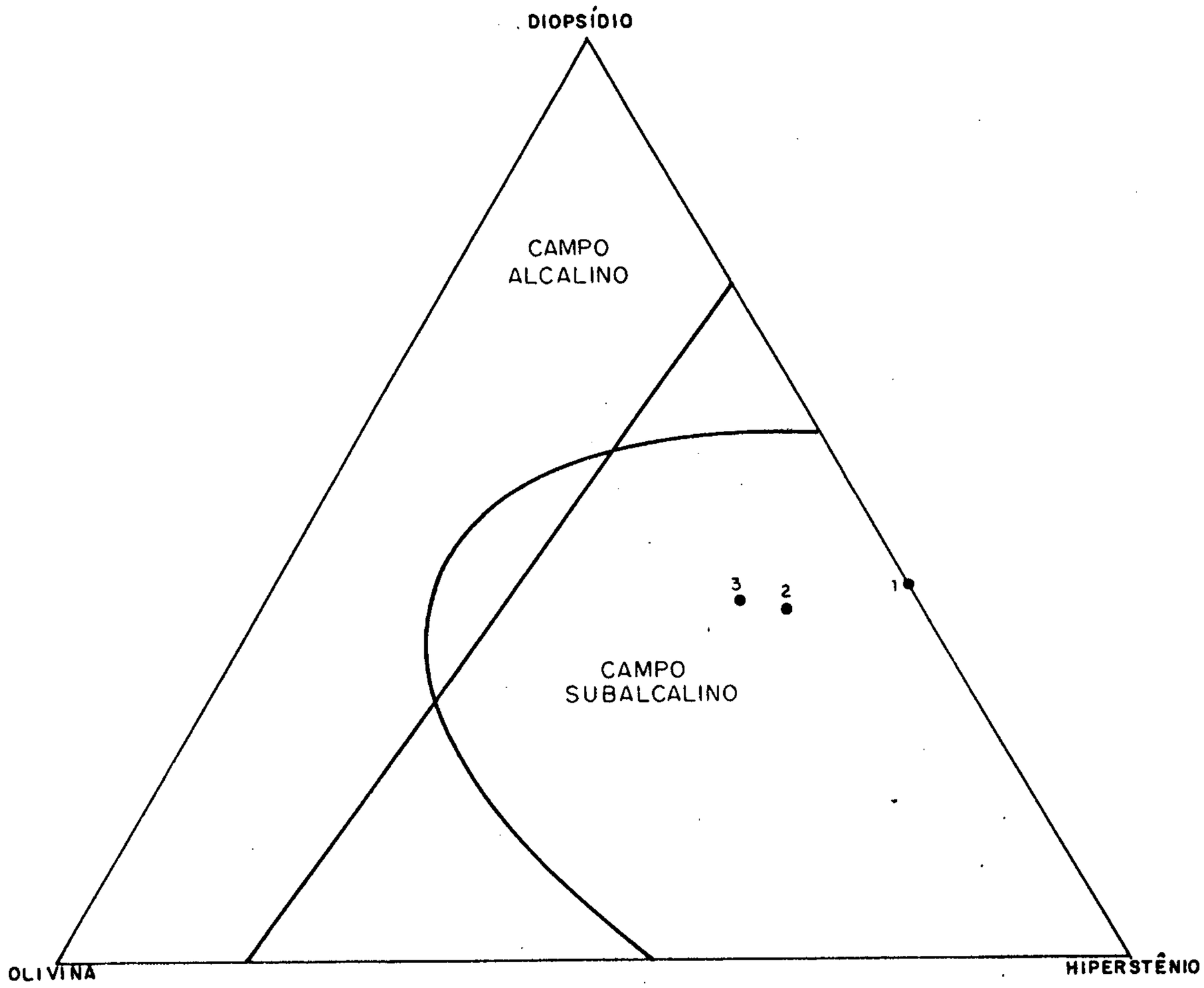


Figura II.2.48— Disposição das rochas da unidade Diabásio Cujubim em Campo Subalcalino a partir de Análises Normativas. (Diagrama Diopsídio - Olivina - Hiperstênio). Limites entre os campos de acordo com CHAYES (1966).

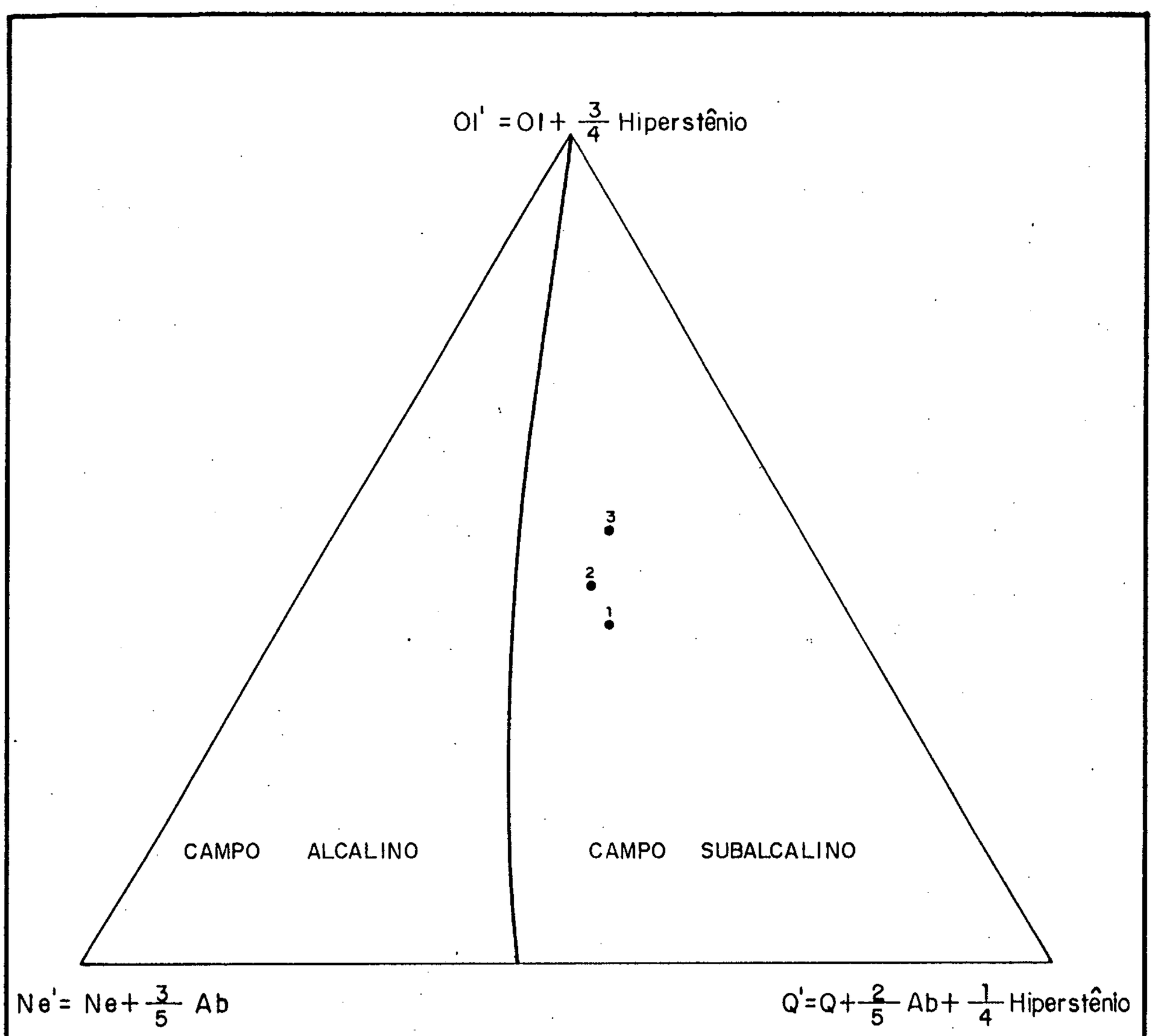


Figura II.2.49 — Disposição das rochas da unidade Diabásio Cujubim em campo subalcalino, a partir de análises normativas. (Diagrama Ol'-Ne'-Q'). Limite entre os campos proposto por YODER & TILLEY (1962), modificado por IRVINE & BARAGAR (1971).

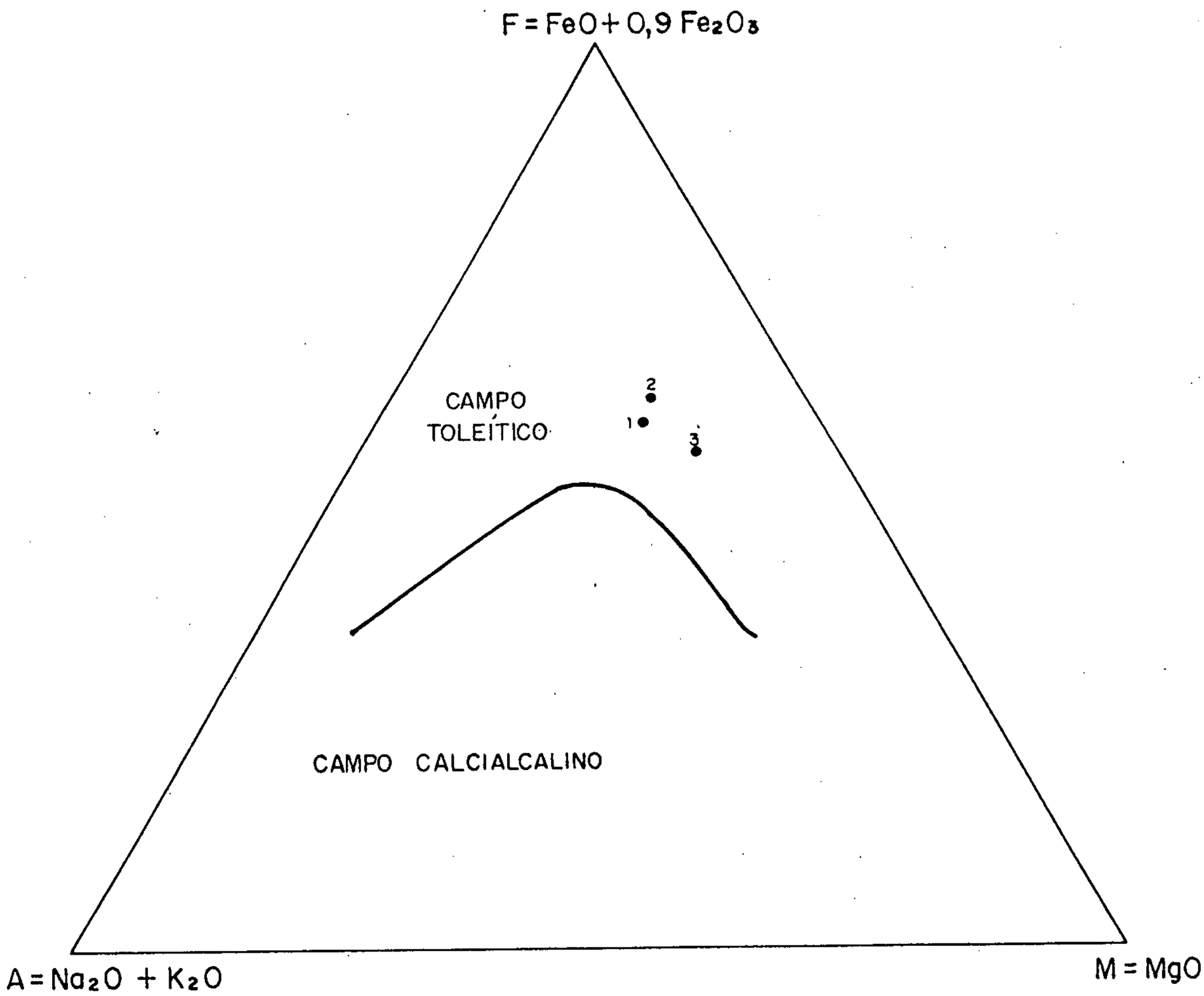


Figura II. 2.50 — Comportamento das amostras da unidade Diabásio Cujubim em diagrama AFM, original de POLDERVAART(1964). Limite entre os CAMPOS TOLEÍTICO e CALCIALCALINO segundo IRVINE & BARAGAR(1971).

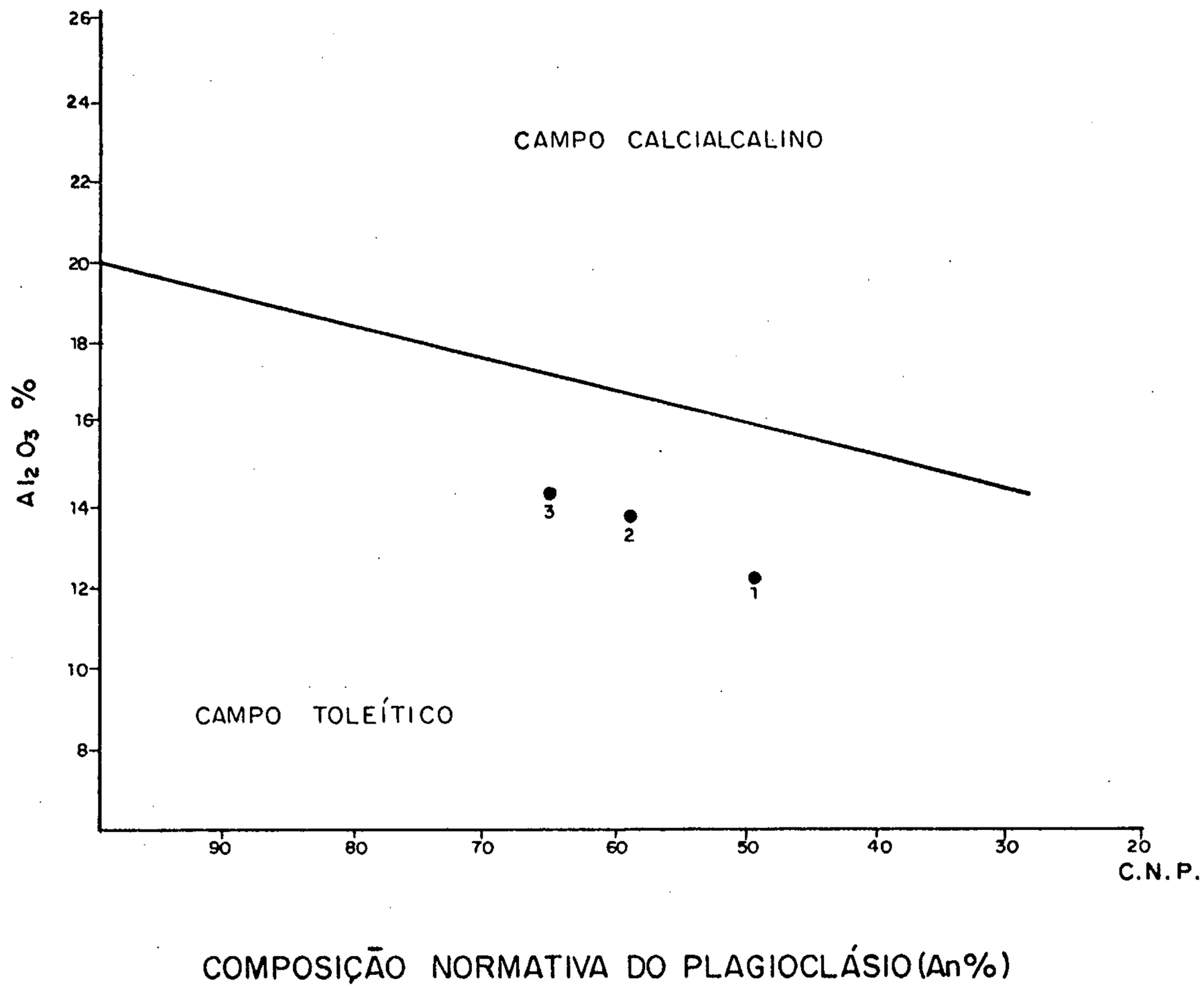


Figura II.251 — Classificação geral das rochas subalcalinas do magmatismo Cujubim. (Diagrama Al_2O_3 x CNP). Diagrama original de IRVINE & BARAGAR (1971).

Através da utilização do diagrama classificador das rochas básicas toleíticas de IRVINE & BARAGAR (1971) que relaciona o índice normativo de coloração (INC) com a composição normativa (CNP) verifica-se que todas as três amostras da unidade Cujubim estudadas correspondem a basaltos toleíticos (Figura II.2.52).

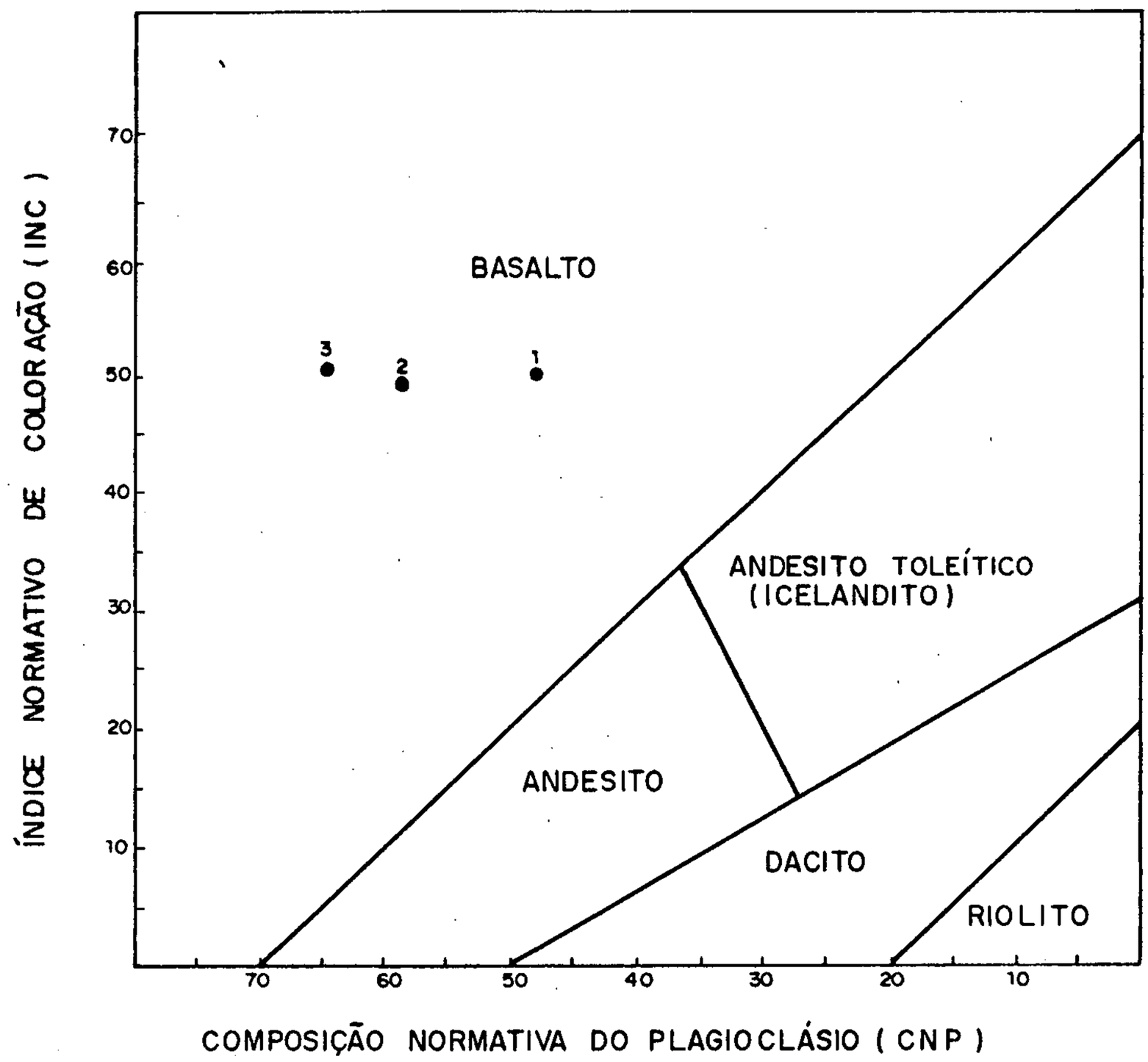


Figura II.2.52 — Classificação das rochas toleíticas do magmatismo Cujubim em diagrama INC versus CNP. Limites entre os campos propostos por IRVINE & BARAGAR (1971).

$$CNP = An \times \frac{100}{An + Ab + \frac{5\,Ne}{3}}$$

$$INC = Mt + Il + Di + Hy + Ol$$

2.5.5 - Idade, Origem e Correlação

As duas amostras de diabásio (PT-26E e PT-35A/TR-AM 191.2) representantes da unidade Diabásio Cujubim submetidas através do Projeto RADAMBRASIL a estudos geocronológicos pelo método K/Ar, de acordo com ABREU et al., (1976) revelaram idades radiométricas de 941 +/- 14 m.a. e 984 +/- 12 m.a., propiciando uma clara individualização cronológica dessa unidade em relação ao magmatismo básico Uaraná (250 a 200 m.a.) e das manifestações básicas correspondentes ao Diabásio Avanavero (1600 m.a.). Tais valores radiométricos apresentam aproximada correspondência com os obtidos por diversos autores para caracterizar manifestação básica alcalina ocorrida acerca de 1.100 m.a., na região Amazônica, subsequentemente ao denominado Evento K'Mudku. Assim essas duas datações possibilitaram não só situar a unidade Diabásio Cujubim na coluna estratigráfica, como também correlacioná-la com outras ocorrências de rochas básicas da Amazônia (Figura II.2.53).

Os dados radiométricos da unidade Cujubim aproximam-se a grosso modo das idades K/Ar de 860 +/- 25 m.a. (olivina-diabásio) e 1.164 +/- 62 m.a. (olivina-gabro) registradas para o Evento Seringa (VEIGA JÚNIOR et al., 1979).

As idades do magmatismo básico Cujubim mostram-se bastante próximas dos valores de 1.072 +/- 18 m.a. e 1.046 +/- 50 m.a. (PESSOA et al., 1977), e, 1.079 +/- 13 m.a. (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976), obtidos para os troctolitos do Evento Cachoeira Seca, nas regiões sudoeste do Pará e nordeste do Amazonas.

Outras datações em rochas básicas igualmente têm revelado idades enquadráveis no início do Proterozóico Superior. é o caso das idades K/Ar de 967 +/- 17 m.a. até 1.098 +/- 17 m.a. obtidas por LEAL et al., (1978) nos derrames basálticos da Formação Nova Floresta, em Rondônia (Folha SC.20), bem como dos valores de 1.050 +/- 23 m.a. até 1.232 +/- 88 m.a. obtidas por TEIXEIRA & TASSINARI (1977) em rochas básicas do sul do Amazonas, no rio Siriquiqui, região de Labrea.

Pelo exposto observa-se que todas as ocorrências de rochas básicas citadas anteriormente, revelam idades mais ou menos similares, mais jovens que o Evento K'Mudku, e que correspondem ao início do Proterozóico Superior. A média de 23 determinações K/Ar disponíveis (Tabela II.2.23) corresponde a +/- 1.056 m.a., valor esse que possivelmente representa o paroxismo desse magmatismo básico. Quanto a amplitude de +/- 200 m.a. que se verifica nas 23 determinações citadas parece razoável admitir-se que essa variação esteja mais possivelmente relacionada a precisão do próprio método analítico do que considerá-la como real representação de um intervalo tão amplo de manifestação básica.

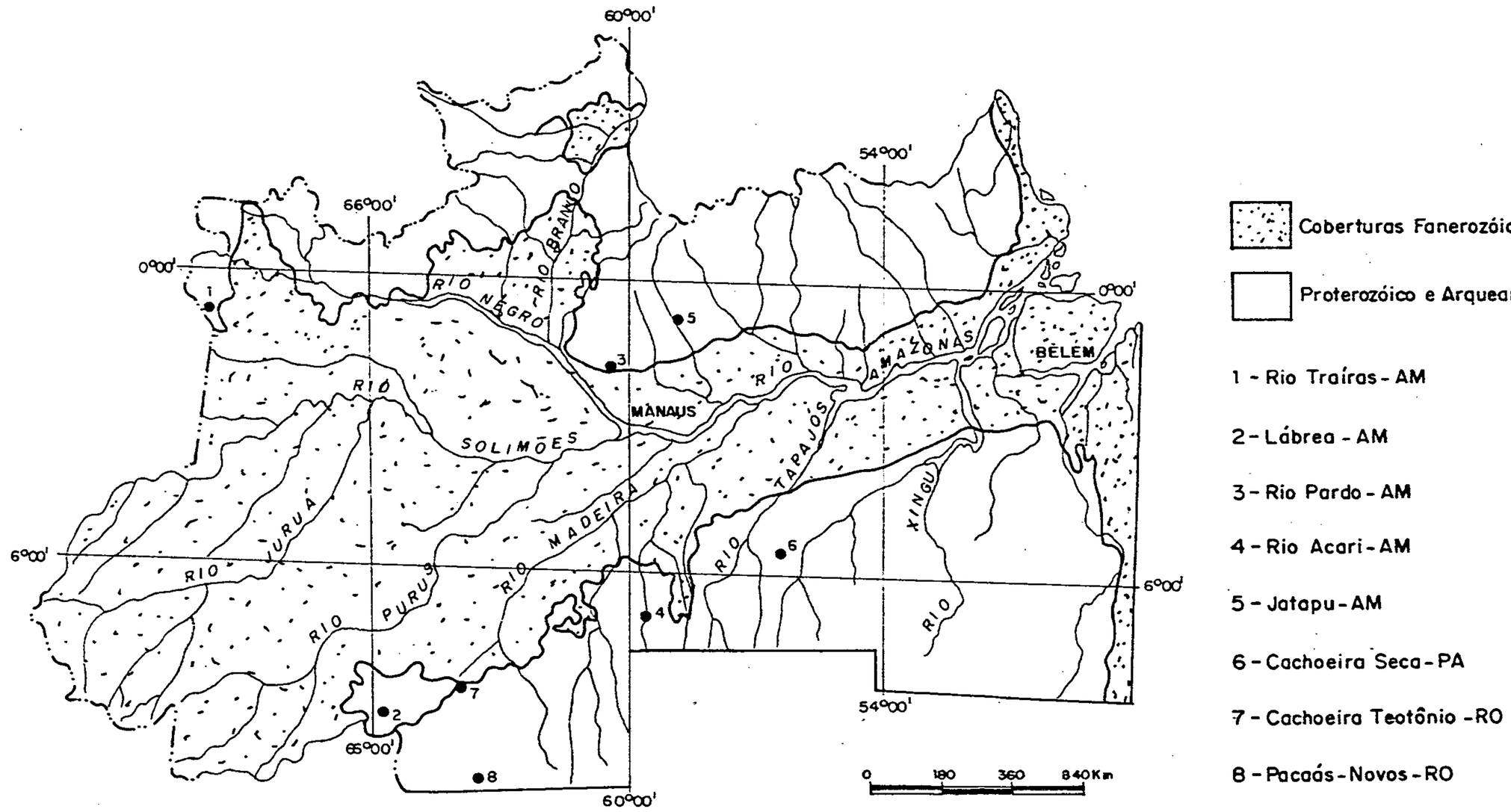


FIGURA II.2.53 — OCORRÊNCIAS DE ROCHAS BÁSICAS NA PLATAFORMA AMAZÔNICA (SETOR BRASILEIRO)

No. AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	IDADE m.a.	REFERÊNCIA
PT-26	Traíras - SA.19-V-B	941 +/- 14	ABREU et alii (1976)
PT-35a	Traíras - SA.19-V-B	984 +/- 12	ABREU et alii (1976)
PT-26	Serra dos Teixes-PA - SB.21.X.C	1.046 +/- 50	PESSOA et alii (1977)
MP-100	Serra dos Teixes-PA - SB.21-X-C	1.072 +/- 18	PESSOA et alii (1977)
AM-319	Rio Pardo - AM - SA.20-X-D	1.079 +/- 18	ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976)
AA-332	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	988 +/- 22	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
CM-232	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	982 +/- 18	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
AA-335	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	967 +/- 17	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
CM-233a	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	1.098 +/- 17	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT-812	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	991 +/- 10	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT-81a	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	982 +/- 10	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT-74	Pacaas Novas-RO - SC.20-Y-B	1.038 +/- 14	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT-602	Cabrea - SC.20-V-A	1.188 +/- 13	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT73.1	Cabrea - SC.20-V-A	1.095 +/- 32	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT73.2	Cabrea - SC.20-V-A	1.132 +/- 12	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT-39	Cabrea - SC.20-V-A	1.153 +/- 91	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT99.4	Cabrea - SC.20-V-A	1.232 +/- 88	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT99.6	Cabrea - SC.20-V-A	1.050 +/- 23	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
PT.99.16	Cabrea - SC.20-V-A	1.127 +/- 19	TEIXEIRA & TASSINARI (1977)
AF-234	Rondônia - SC.20	1.011 +/- 25	GAMA (1976)
PT-29	Amazonas - SA.21-V-A	1.164 +/- 62	BASEI & TEIXEIRA (1975)
AN-84c	Amazonas - SA.21-V-A	880 +/- 25	GAMA (1976)
AM-115	Rio Pardo - AM - SA.20-X-D-VI	1.090 +/- 13	ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976)
MÉDIA DE 23 DETERMINAÇÕES		1.056 m.a.	

Tabela II.2.23 - Idades das manifestações básicas do Proterozóico Superior na Plataforma Amazônica.

é importante realçar que com exceção das ocorrências de rochas básicas da unidade Cujubim, todas as demais ocorrências de básicas do Proterozóico Superior conhecidas na Amazônia, além de possuírem idades radiométricas sensivelmente próximas entre si, demonstram adicionalmente um quimismo significativamente alcalino, em franca contraposição, portanto, ao quimismo subalcalino das básicas pré-K'Muoku tipo Avanavero e Crepori. Assim, pelo exposto, o caráter toleítico das básicas Cujubim, demonstram que diferentemente do que tem sido sugerido por diversos autores, o magmatismo básico do Proterozóico Superior não é unicamente representado por básicas alcalinas (Cachoeira Seca e Seringa), mas também por manifestações básicas de caráter toleítico (Tabela II.2.24). Essas manifestações básicas do Proterozóico Superior na Amazônia relacionam-se a evento distensivo de idade pós-K'Muoku cujo paroxismo de acordo com os dados radiométricos aproximam-se de +/- 1.100 m.a.

DENOMINAÇÃO	LOCALIZAÇÃO	SITUAÇÃO ESTRUTURAL	QUIMISMO	IDADE (M.A.)	REFERÊNCIA
DIABÁSIO COJUBIM	NW DO AMAZONAS RIO TRAÍRAS	DIQUES ?	TOLEÍTICO	984 +/- 12 941 +/- 14	ABREU et al. (1977)
TROCTOLITO RIO PARDO	NORTE DE RONDÔNIA RIO MADEIRA	DERRAME	ALCALINO	1.079 +/- 18 1.090 +/- 13	ARAÚJO NETO E MOREIRA (1976)
TROCTOLITO CACHOEIRA SECA	SW DO PARÁ RIO TOCANTINS	DERRAME	ALCALINO	1.072 +/- 18 1.046 +/- 50	PESSOA et al. (1977)
OLIVINA BASALTO TEOTÔNIO	NW DO AMAZONAS RIO TRAÍRAS	DESCONHECIDA	ALCALINO	NÃO DETERMINADA	VERSHURE & BOA (1971)
FORMAÇÃO NOVA FLORESTA	RONDONIA SERRA PACAÁS NOVOS	DERRAMES	ALCALINO	967 +/- 17 até 1.098 +/- 17	LEAL et al (1978)
BÁSICAS SIRIQUIQUI	SW DO AMAZONAS - LABREA; RIOS SIRIQUIQUI e CURUQUETÊ	DERRAMES	ALCALINO	1.050 +/- 23 até 1.232 +/-88	LEAL et al (1978)
BÁSICAS ACARI	SE DO AMAZONAS RIO ACARI	DIQUES ?	ALCALINO	EM DETERMINAÇÃO	PROJETO TAPAJÓS-SUCUNDURI
BÁSICAS SERINGA	NE DO AMAZONAS RIO JATAPU	DERRAMES, COM DIQUES ASSOCIADOS	ALCALINO	1.164 +/- 62 880 +/- 25	VEIGA JÚNIOR et al., (1979)

Tabela II.2.24 - Comparação entre as diversas manifestações básicas do Proterozóico Superior.

2.6 - Diabásio Uaranã

2.6.1 - Histórico

Ocorrências de rochas básicas do Mesozóico, na região Amazônica brasileira, Guiana, Suriname e Venezuela, têm sido reportadas por diversos autores, associando-as ao magmatismo básico, relacionado a tectônica distensional responsável pela instalação do "Graben" Tacutu.

As primeiras referências a essas rochas foram feitas por BROWN & SAWKINS (1875) na Guiana, e, ANDRADE RAMOS (1956), no Brasil, o qual utilizou a denominação Formação Nova Olinda (termo que posteriormente foi abandonado) para referir-se a derrames básicos que associam-se a sedimentação da bacia Tacutu.

BARRON (1966), ao fazer referências sobre as intrusivas básicas em forma de "sills" e diques em áreas da Guiana, separou provisoriamente, baseado em datações, como "Basic Dykes" os diques predominantemente toleíticos com orientação preferencial no sentido NE, obtendo para esses corpos uma idade correspondente ao Ordoviciano Médio, cabendo a denominação de "Younger Basic Intrusive Group" para os "sills" do Proterozóico Médio. Separou os derrames andesíticos da Formação Tacutu, criando Formação Andesítica Apoteri, não tendo estabelecido, todavia, relação entre ela e os diques mesozóicos.

HAWKES (1966) descreveu na Guiana diversos corpos básicos em forma de diques, os quais denominou de "Minor Dykes Suite" diferenciando-os dos "sills" agrupados na "Roraima Intrusive Suite". O autor destaca que, além das diferenças químicas e mineralógicas, existem também distinções nos períodos de intrusão. Essa série de diques é composta essencialmente por labradorita e augita, caracterizando-se por baixo conteúdo em sílica e alto em ferro e titânio, caracterizando um magma basáltico olivínico, ao contrário do magma basáltico toleítico da Província Magmática de Roraima.

McCONNELL et al. (1966) descreveram derrames de lavas de augita-andesito sob a Formação Tacutu, não tendo registrado, na região, entre os rios Rupununi e Essequibo, nenhum dique básico cortando os sedimentos Tacutu.

McCONNELL et al. (1969) substituíram a designação Formação Andesítica Apoteri por Formação Vulcânica Apoteri, alegando que os derrames não são andesíticos.

GROENEWEG & BOSMA (1969) introduziram a denominação "Apatoe Dolerite" para referirem-se aos diques longos e estreitos de direção predominantemente NNW-SSE, que são abundantes na parte leste do Suriname. Conforme esses autores, tais doleritos se caracterizam pela presença de pigeonita e ausência de hiperstênio

primário. Consideram que esse magmatismo básico ocorreu durante o Permo-Triássico, ressaltando, todavia, que alguns desses diques são possivelmente correlacionáveis com o Dolerito Avanavero (Proterozóico Médio).

O'HERNE (1969), estudando os corpos básicos ocorrentes na Guiana e Suriname, propôs uma subdivisão, considerando como doleritos do Proterozóico os "sills" e diques ocorrentes na Guiana, além dos diques das regiões central e oeste do Suriname, e como doleritos do Permo-Triássico os enxames de diques longos e estreitos que são comuns na parte leste do Suriname.

PRIEM et alii (1973), baseados em datações, dividiram em dois grupos os "sills" e diques que se injetaram nos sedimentos Roraima e nas rochas do embasamento.

a) - hiperstênio-pigeonita-doleritos e gabros, incluindo principalmente os "sills" ou "sheets" inclinados e ocasionalmente pequenos diques, ambos relatados ao Proterozóico Médio.

b) - pigeonita-olivina-doleritos, abrangendo principalmente os diques ou enxames de diques com uma direção preferencial N-S e extensão aproximadamente de até 100 km, como representantes do magmatismo básico que ocorreu durante o Permo-Triássico.

DAMIÃO & RAMGRAB (1970) relataram a ocorrência de numerosos diques diabásicos de possança variável, que aparece ao longo dos rios Anauá e Jaraúna, cortando diversas unidades pré-cambrianas, atribuindo com duvida uma idade permo-triássica para essas rochas básicas, fundamentados em estudos geocronológicos efetuados em rochas similares ocorrentes na Guiana e Suriname.

BELLIZZIA (1972) agrupou os "sills" que cortam a Formação Roraima juntamente com os "enjambres de diques" (diques mais jovens) que invadiram o Escudo da Guiana, denominando-os de Província Magmática de Roraima (GUIMARÃES, 1947). Considerou que estes diques ("enjambres de diques") se intruiram posteriormente à intrusão básica na Formação Roraima. Conforme a autora, esse magmatismo básico ocorreu durante um intervalo de tempo que vai desde o Ordoviciano até o Triássico, e que esses diques refletem marcado controle estrutural no Escudo das Guianas, parecendo indicar um período de tensão possivelmente relacionado aos movimentos orogenéticos dos Andes durante o Paleozóico Inferior e Triássico.

RAMGRAB et alii (1972) correlacionaram os corpos intrusivos básicos ("sills") na Formação Roraima, com os diques que interceptam as unidades pré-cambrianas, os quais denominaram de Vulcanismo Roraima. Estudaram os derrames vulcânicos mesozóicos, adotando a denominação empregada na Guiana, Formação Apoteri.

BRAUN (1973) reuniu os diques encaixados nas rochas pré-cambrianas, juntamente com as soleiras intercaladas na Formação Roraima, usando o termo Vulcanismo Roraima, proposto por

RAMGRAB et alii (op. cit.). Entretanto, admitiu uma idade bem mais jovem para os diques, apesar dessas intrusões pertencerem ao mesmo vulcanismo.

BERRANGÉ (1973) introduziu a denominação "Basic Dykes Suite" ao se referir aos diques doleríticos não metamorfisados, do tipo toleítico, com menos de 1.500 m.a., com direção preferencial NE ou N-S, ocorrentes na porção nordeste e sudeste da Guiana. Considerou que essas intrusões estenderam-se desde o final do Proterozóico até o Mesozóico, com um tempo de máxima duração no Permo-Triássico (SNELLING & BERRANGÉ, 1969). Posteriormente, BERRANGÉ (1963), trabalhando no Território Federal de Roraima, correlacionou os diques diabásicos que cortam respectivamente o Grupo Surumu e o Complexo Basal, com a Formação Vulcânica Apoteri, baseado em datações efetuadas nestas rochas e em rochas similares encontradas na Guiana.

BONFIM et alii (1974) reuniram sob a denominação de "Intrusivas Básicas Não Metamorfisadas", os corpos intrusivos básicos em forma de diques que não sofreram metamorfismo e que se encaixam nas unidades mais antigas. Distinguiram-no, dessa maneira, dos corpos hipabissais, petrograficamente idênticos, que na forma de "sills", intercalam-se na Formação Roraima e que anteriormente eram reunidos sob a denominação de Vulcanismo Roraima. Separaram-no dos diques mais antigos e metamorfisados, os quais foram reconhecidos como Intrusivas Básicas Metamorfisadas, que aparecem cortando rochas da Associação Maraca e da Formação Surumu e que geralmente localizam-se na zona de contato destas unidades.

ABREU & DALL'AGNOL (1976) referem-se a idades radiométricas K/Ar de 242 +/- 5 m.a.; 218 +/- 2 m.a. e 202 +/- 2 m.a., correspondentes a amostras de diabásio referentes a região do Alto Rio Negro.

PINHEIRO et alii (1976) referem-se a pequenos corpos tabulares de diabásio ocorrentes na região do rio Jauaxi encaixados em migmatitos do Complexo Guianense. Esses autores enfatizam que determinações radiométricas através do método K/Ar revelaram a essas rochas idade de 250-200 m.a.

MELO et alii (1978) concluíram que o magmatismo mesozóico associado ao "Graben" Tacutu produziu uma gama diversificada de rochas, não só de natureza toleítica como era considerado por todos autores até então. Demonstraram através de estudos petroquímicos que a esse magmatismo associam-se basaltos toleíticos, andesitos, basaltos alcalinos, diabásios toleíticos e diabásios alcalinos. Utilizaram para englobar essa unidade bastante diversificada, a designação Suíte Básica Apoteri.

PINHEIRO et alii (1990) utilizaram a designação Suíte Básica Apoteri de MELO et alii (1978) para referirem-se a diques com direção preferencialmente NE-SW que ocorrem, na área do Projeto Caburai, seccionando tanto rochas vulcânicas do Grupo Surucucu como sedimentos do Supergrupo Roraima.

FREITAS & BRANDÃO (1993) também adotaram a terminologia de Suíte Básica Apoteri de MELO et alii (1978) para designar os diques de diabásio os quais aparecem encaixados em rochas da Suíte Metamórfica Uraricuera e Grupo Kanuku, no âmbito do Projeto Mucajaí.

No presente trabalho adota-se a denominação Diabásio Uaranã para referir-se ao conjunto de diques (?) básicos registrados por PINHEIRO et alii, na região do rio Içana, especificamente na cabeceira do igarapé Uarana e serra Espinho, encaixados em granitóides correspondentes a Suíte Xié. Tais corpos básicos apresentam idade em torno de 200-250 m.a., daí serem sido considerados neste trabalho como contemporâneos ao evento distensivo ocorrido no Mesozóico responsável pela instalação do Gráben do Tacutu.

2.6.2 - Distribuição e Relações de Contato

A única estação geológica correspondente a unidade Diabásio Uaranã, registrada pela equipe do projeto é a EP-105, a qual é representada por blocos de diabásio, dispersos em área dominada regionalmente por granitóides protomiloníticos do Complexo Cauabori. Esses blocos ocorrem ao longo de um pequeno igarapé, afluente pela margem direita do igarapé Lá Mina, no setor noroeste da Folha NA.19-Z-D-V.

Outros representantes do Diabásio Uaranã considerados nesse trabalho são as amostras de diabásio (PT-09/EP-06, IC/EA-42A, IC/EA-24), registradas na Folha NA.19-Z-A por PINHEIRO et al. (1976), no médio curso do rio Icana, 5 km a jusante da Maloca Tucumã Rupitá, na serra Espinho e na cabeceira do igarapé Uaranã, em forma de pequenos corpos tabulares, seccionando os granitóides do Complexo Guianense, os quais nesse trabalho, em grande parte, foram enfeixados na unidade Suíte Xié.

2.6.3 - Petrografia

As rochas básicas enquadradas na unidade Diabásio Uarana são classificadas como diabásio, apresentam coloração verde escura/preta e granulação fina. Ao microscópio revelam texturas subofíticas, em certos casos com abundante intercrescimento micrográfico associado.

A mineralogia principal é labradorita, augita e pigeonita e, como acessórios mais importantes opacos, hornblenda e apatita, além de uralita, biotita, sericita, clorita e epidoto, como minerais secundários.

2.6.4 - Petroquímica

Dispõe-se de apenas três análises químicas (doze óxidos padrão) referentes a unidade Diabásio Uarana, sendo todas elas oriundas do trabalho desenvolvido por PINHEIRO et alii (1976), na Folha SA.19-Içá. Os dados referentes a essas análises estão relacionados na Tabela II.2.25, enquanto que suas composições normativas estão expressas na Tabela II.2.26.

Com relação aos resultados analíticos da amostra IC/EA-24, observou-se certo problema com respeito a distribuição em Fe_2O_3 e FeO, uma vez que essa amostra apresentou valores exagerados de ferro trivalente que deve ser sempre subordinado ao ferro bivalente em rochas básicas.

Diversos autores discutem a relação existente entre os teores de ferro trivalente e ferro bivalente em rochas básicas. Assim, de acordo com COOMBS (1963), o limite máximo de Fe_2O_3 nessas rochas básicas é de 1,5%, enquanto que CHAYES (1966) considera 0,69 o valor máximo para a relação Fe_2O_3/FeO nesse tipo de rocha. Já IRVINE & BARAGAR (1971), admitindo "trends" de variações similares para Fe^{+3} e o Ti durante a diferenciação de rochas vulcânicas, sugeriram que o valor de Fe_2O_3 não deve ultrapassar de 1,50% de TiO_2, ou seja, que $Fe_2O_3 = TiO_2 + 1,5$. Esta última proposta, que vem sendo adotada com sucesso em diversos projetos da CPRM, desde o Projeto Molibdênio em Roraima (MELO et alii, 1978), sobre as rochas básicas Avanavero e Apoteri, foi tambem a utilizada no presente relatório para correção do teor de Fe_2O_3 da amostra IC/EA-24. O teor em FeO foi corrigido, a partir do excedente de Fe_2O_3 o qual foi transformado em FeO, conforme a expressão $Fe_2O_3 \times 0,9 = FeO$ e adicionado ao teor de FeO inicial.

A principal característica destas rochas é seu conteúdo relativamente alto de SiO_2, já que todas três amostras analisadas apresentam teores superiores a 51%.

De acordo com a classificação proposta por YODER (1962) e adotada por YODER e TILLEY (1962) e GREEN & RINGWOOD (1968), essas rochas podem ser reunidas, a partir de suas composições normativas, em dois grupos, sendo o primeiro representado por quartzo-tholeitos, os quais contém quartzo e hiperstênio normativos (amostras PT-09/EP-06 e EC/EA-42A) e o segundo correspondente a tholeitos (amostra IC/EA-24).

As três amostras referentes a unidade Diabásio Uarana quando estudadas através do diagrama SiO_2 versus álcalis (Figura II.2.54) criado por MACDONALD & KATSURA (1964) e adotado por IRVINE & BARAGAR (1971) e LE MAITRE (1976) revelam um comportamento geral francamente alcalino, excetuando-se apenas o caso da amostra IC/EA-24, que em relação ao limite dos campos alcalinos e subalcalino empregado por MACDONALD & KATSURA (1964),

Nº	AMOSTRAS	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O	PFGO
01	PT-09/EP-09	51,60	14,93	2,43	9,45	0,20	6,23	9,55	2,37	1,37	1,39	0,21	0,31	0,36
02	IC/EA-42A	51,99	14,23	2,29	9,80	0,21	5,89	9,14	2,37	1,49	1,23	0,21	0,23	0,30
03	IC/EA-24	51,10	14,17	2,78*	9,60*	0,19	6,07	8,91	2,68	1,62	1,28	0,23	0,19	0,39
	MÉDIA	51,56	14,44	2,50	9,61	0,20	6,06	9,20	2,47	1,49	1,3	0,22	0,24	0,35

Tabela II.2.25 - Composição química de rochas da unidade Diabásio Caraná. Os valores com * estão corrigidos de acordo com a proposta de VEIGA JÚNIOR et alii (1979).

NR	AMOSTRAS	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Q3
01	PT-09/EP-09	0,50	2,65	3,53	8,12	20,11	26,11	16,44	20,86	-	1,64
02	IC/EA-42A	0,50	2,36	3,36	8,91	20,29	24,06	16,85	21,08	-	2,55
03	IC/EA-24	0,55	2,46	4,07	9,68	22,72	22,90	16,66	20,73	-	-
	MÉDIA	0,53	2,49	3,66	8,89	21,10	24,13	16,86	20,79	-	1,50

Tabela II.2.26 - Composição normativa das rochas da unidade Dianásio Barana.

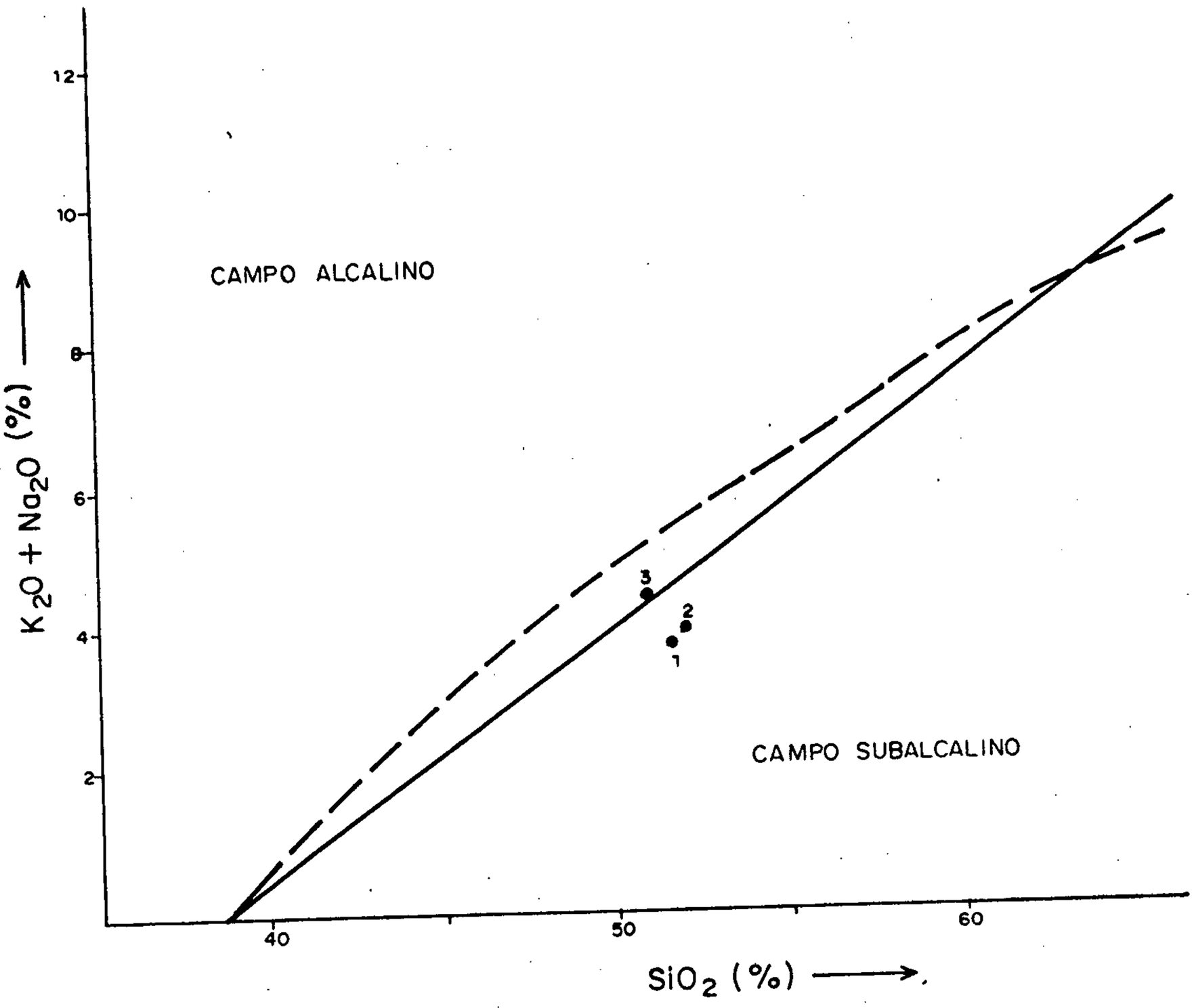


Figura II.2.54 — Disposição das amostras da unidade Diabásio Uaraná em diagrama Alcalis versus sílica. A linha contínua representa o limite entre os CAMPOS ALCALINO E SUBALCALINO proposto por MAC DONALD & KATSURA (1964), enquanto a linha descontínua representa o limite sugerido por IRVINE & BARAGAR (1971).

mostra um posicionamento cuspido, embora com referência ao limite desses campos, proposto por IRVINE & BARAGAR (1971) revele um quimismo claramente subalcalino.

As três amostras da unidade Diabásio Jarana foram adicionalmente investigadas através dos diagramas Di-Dox-Cpx (CHAYES, 1966) e Di'-Ne'-Q' (YODER & TILLEY, 1962) representados pelas figuras II.2.55 e II.2.56, respectivamente. Em ambos os diagramas todas essas amostras realçam um comportamento nitidamente subalcalino.

As referidas amostras foram plotadas no diagrama ternário AFM (Figura II.2.57), para verificar se são de natureza toleítica ou calci-alcalina, tendo todas elas posicionado-se no campo toleítico. O caráter toleítico dessas amostras mostra-se ainda reafirmado através do emprego do diagrama Al2O3 versus CNP de IRVINE & BARAGAR (1971), quando todas as três amostras posicionam-se no campo toleítico (Figura II.2.58). Através do diagrama classificatório das rochas básicas toleíticas de IRVINE & BARAGAR (1971), que relaciona o índice normativo de coloração (INC) com a composição normativa do plagioclásio (CNP), observa-se que todas as três amostras estudada, da unidade Jarana, correspondem a basaltos toleíticos (Figura II.2.59).

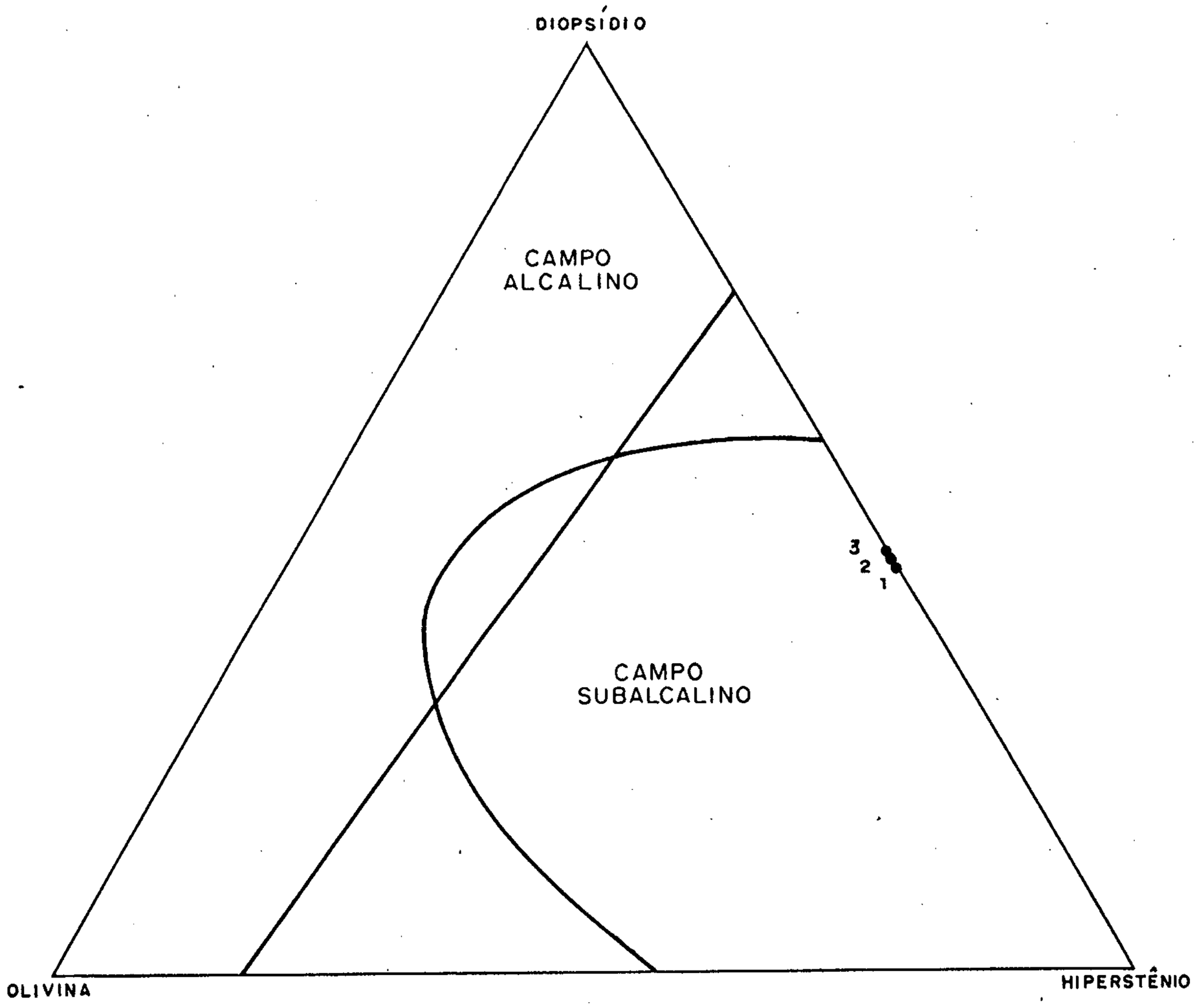


Figura III.2.55 — Disposição das rochas da unidade Diabásio Uaraná em campo subalcalino a partir de análises normativas. (Diagrama Diopsídio-Olivina-Hiperstênio). Limite entre os campos de acordo com CHAYES (1966).

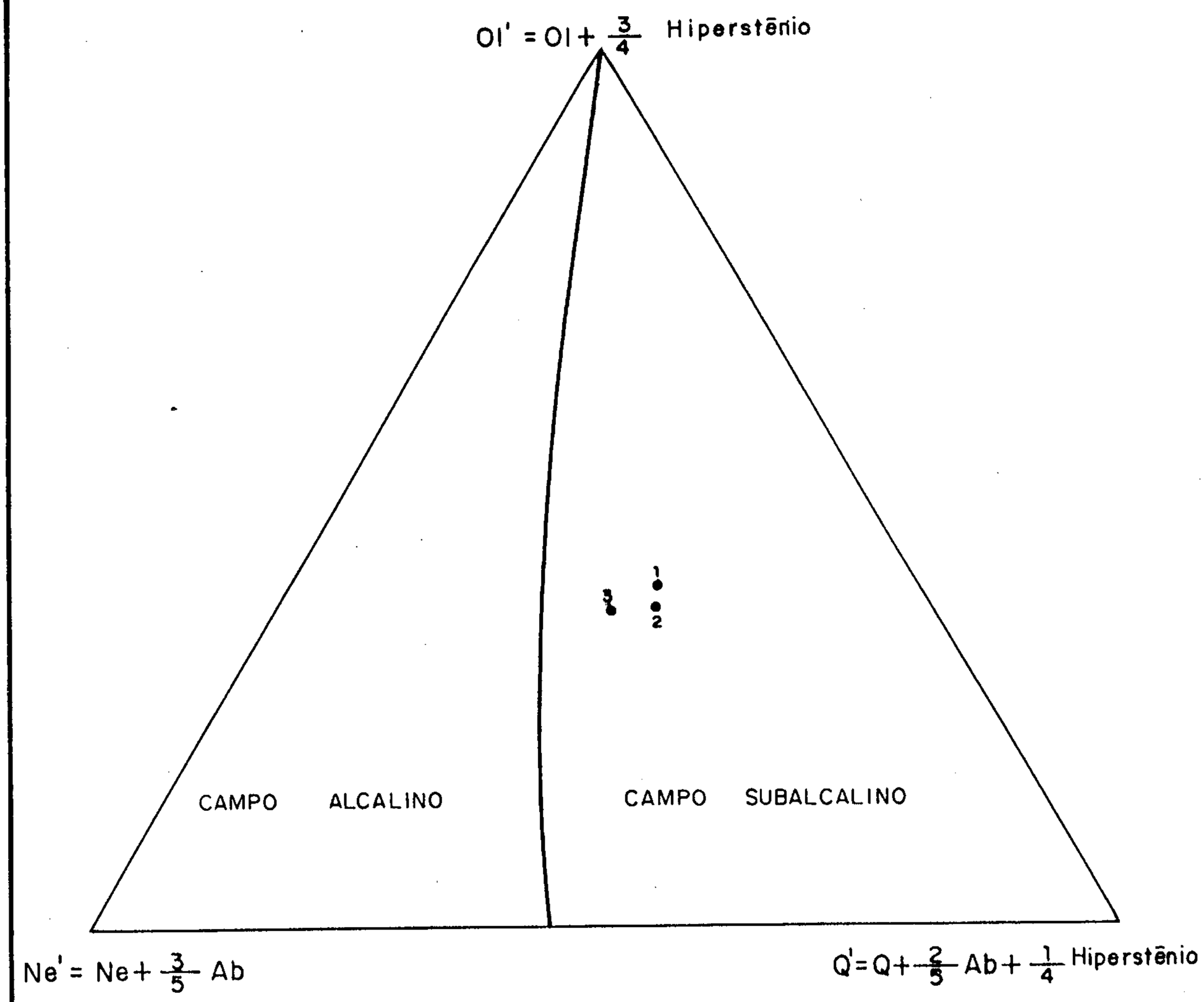


Figura II.2.56— Disposição das rochas da unidade Diabásio Uaraná em campo subalcalino, a-partir de análises normativas. (Diagrama Ol' - Ne' - Q'). Limite entre os campos proposto por YODER & TILLEY (1962), modificado por IRVINE & BARAGAR (1971).

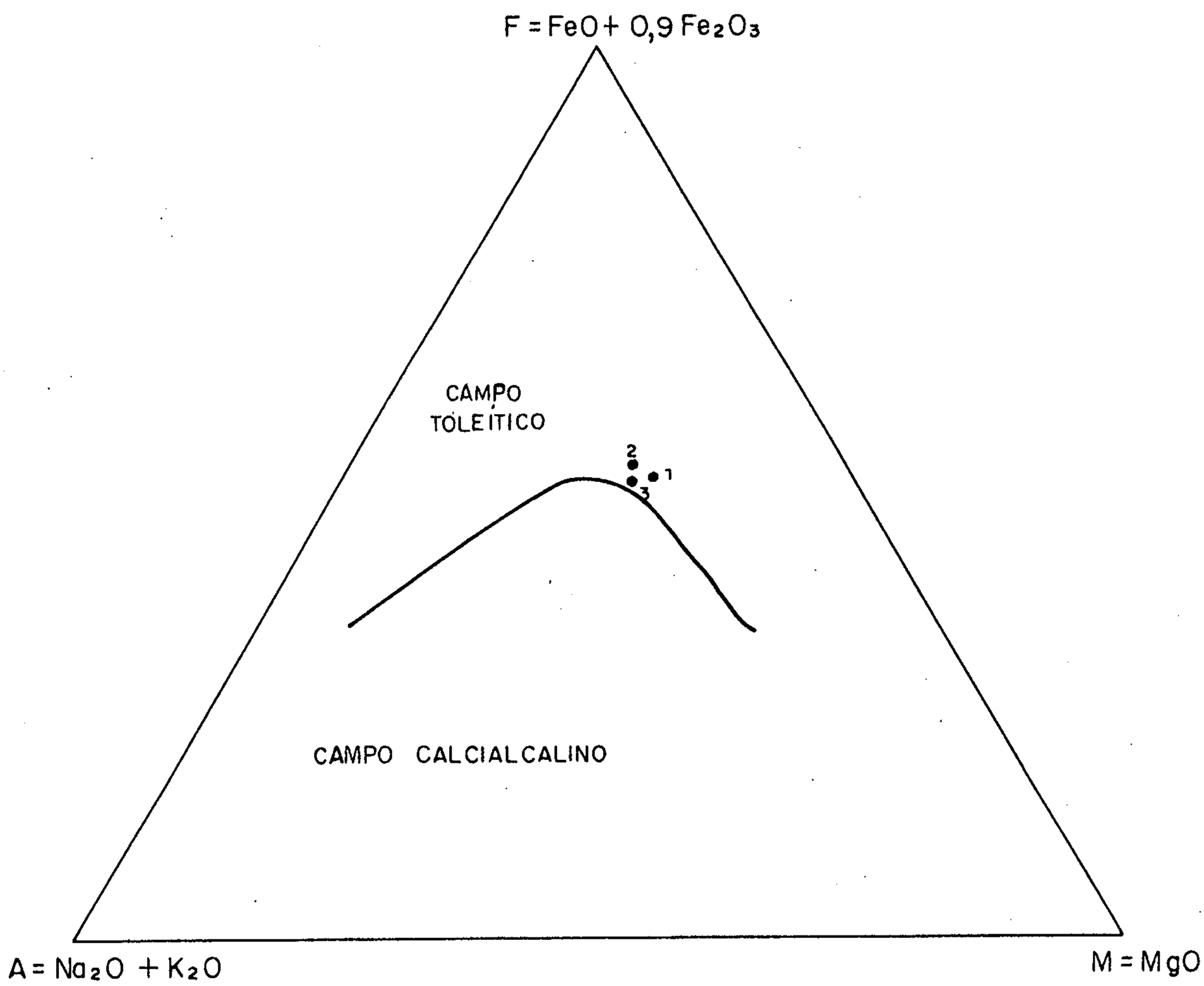


Figura II.2.57— Comportamento das amostras da unidade Diabásio Uaraná em diagrama AFM, original de POLDERVAART (1964). Limite entre os CAMPOS TOLEÍTICO e CALCIALCALINO segundo IRVINE & BARAGAR (1971).

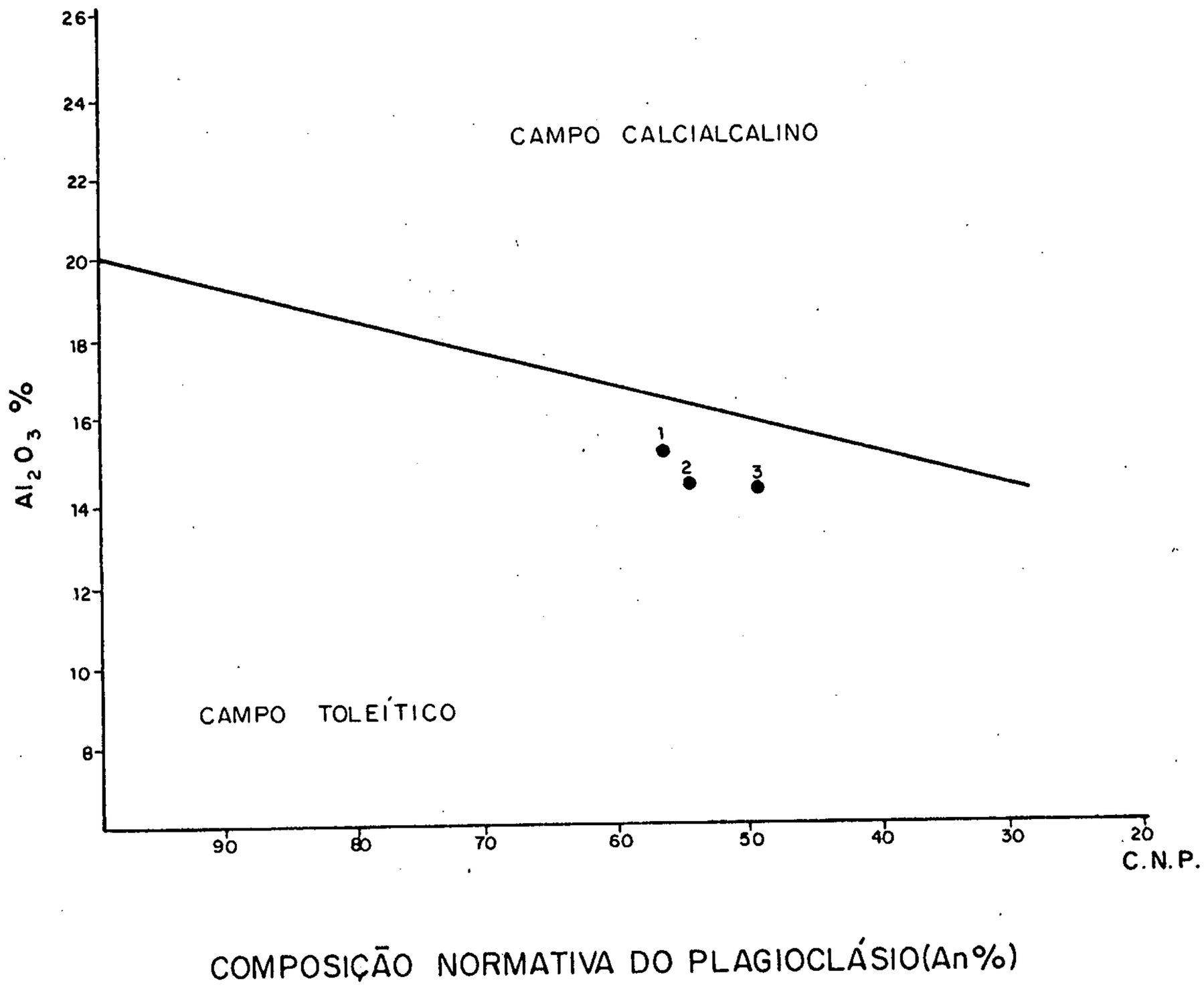


Figura II.2.58 — Classificação geral das rochas subalcalinas do magmatismo Uaraná. (Diagrama Al_2O_3x CNP). Diagrama original de IRVINE & BARAGAR (1971).

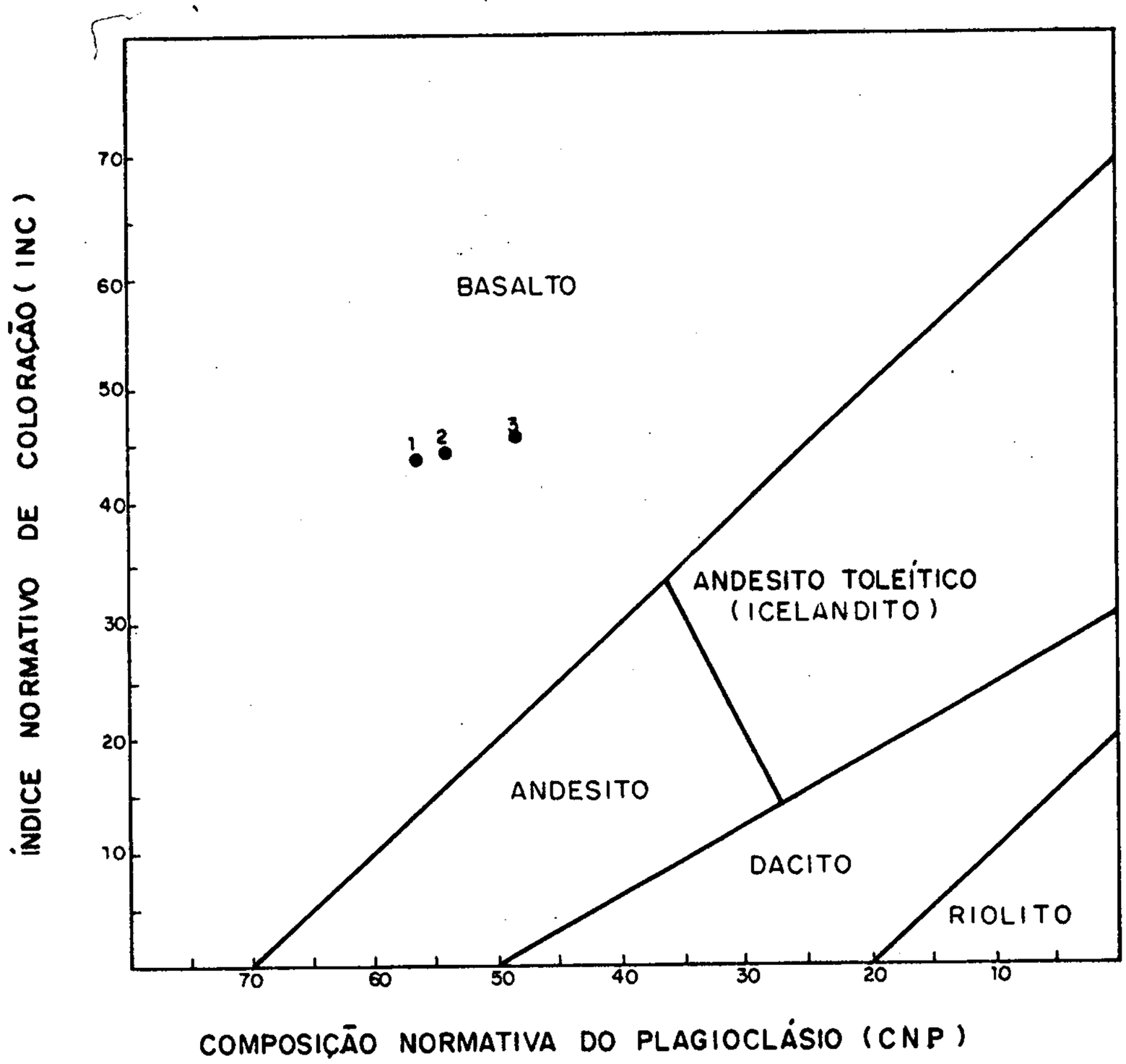


Figura II.2.59 — Classificação das rochas toleíticas do magmatismo Uaranã em diagrama INC versus CNP. Limites entre os campos propostos por IRVINE & BARAGAR (1971).

$$CNP = An \times \frac{100}{An + Ab + \frac{5Ne}{3}}$$

$$INC = Mt + Il + Di + Hy + Ol$$

2.6.5 - Idade, Origem e Correlação

As três amostras de diabásio representantes da unidade Diabásio Uaranã foram submetidas através do Projeto RADAMBRASIL a estudos geocronológicos pelo método K/Ar, tendo sido obtidas, segundo ABREU & DALL'AGNOL (1976) idades radiométricas de 242 +/- 5 m.a., 218 +/- 2 m.a. e 202 +/- 2 m.a., as suas propiciam notável individualização cronológica dessa unidade em relação ao magmatismo básico do Proterozóico Superior referente ao Diabásio Cuiubim. Tais valores radiométricos se ajustam claramente a um amplo intervalo de idade que abrange desde o início do Paleozóico até o final do Mesozóico, com nítido predomínio estatístico de idades no Triássico e Jurássico Superior/Cretáceo Inferior, que tem sido registrado por diversos autores através de numerosos estudos geocronológicos na Guiana, Suriname, Venezuela e Brasil (Tabela II.2.27).

BARRON (1966) cita idade de 450 m.a. (Ordoviciano Médio) obtida através do método K/Ar (plagioclásio e piroxênio), em amostras de diabásio da unidade "Basic Dykes", que ocorre na Província sudeste da Guiana.

PRIEM et alii (1971), fundamentados em datações radiométricas K/Ar, concluíram que o magma basáltico se injetou em dois períodos: nos sedimentos Roraima a intrusão ocorreu há 1.690+/-10m.a. (Proterozóico Médio) e nas rochas do embasamento, esse magmatismo se deu há 221 +/- 10 m.a. (Triássico Inferior). Esses autores desaprovaram a idade de 450 m.a. obtida por outros para os diques doleríticos que cortam o "South Savanna Granite", considerando-os como sendo possivelmente do Permo-Triássico, e argumentando que idade avançada e devida a presença de argônio radiogênico em excesso.

BROENEWEG & BOSMA (1970) estabeleceram uma idade em torno de 220 m.a., para amostras do "Apatoe Dolerite" coletadas em várias localidades no leste e noroeste do Suriname.

AMARAL et alii (1970) efetuaram datações radiométricas pelo método K/Ar, em amostras de diabásios que cortam a Formação Surumu e o Complexo Basal, e obtiveram as idades de 127 +/- 19 m.a. e 146 +/- 4 m.a. respectivamente.

BELLIZZIA (1972) determinou para esse magmatismo básico ("enjambres de diques") no Escudo da Guiana duas idades K/Ar, uma de cerca de 400 e outra em torno de 195 m.a.

BERRANGÉ (1973), baseado em datações efetuadas em rochas similares do Suriname, Venezuela e na Guiana, estabeleceu uma idade de 200 a 230 m.a. (Permo-Triássico) para esse magmatismo básico e 450 m.a. (Ordoviciano) para um episódio magmático de menor pulsação.

No. AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	LOCAL	IDADE m.a.	PERÍODO GEOLÓGICO	MÉTODO	AUTOR
JP8.34	Andesito	Rupununi River	114 +/- 3	Cretáceo Inferior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
JP8.570	Basalto	Essequibo River	116 +/- 4	Cretáceo Inferior	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
RR-156	Basalto		126 +/- 18	Cretáceo Inferior	K/Ar	(IN MANDETTA 1970) AMARAL (1970)
MA-24a		Manaus-AM	126 +/- 6	Cretáceo Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
JP8-310	Basalto	Rewa River	126 +/- 4	Cretáceo Inferior	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
RR-76	Diabásio		127 +/- 19	Cretáceo Inferior	K/Ar	AMARAL et al. (1970)
A8-9	Diabásio	SA.22 - Belém	134 +/- 4	Cretáceo Inferior	K/Ar	BASEI (1973)
M-143	Diabásio	SA.21-X-D	135 +/- 53	Cretáceo Inferior	K/Ar	BASEI & TEIXEIRA (1975a)
MA-1-PA31		Manaus-AM	140 +/- 6	Jurássico Superior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
TE-1-AM		Terê-AM	142 +/- 10	Jurássico Superior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
PT-11a	Diabásio	SB.21-X-A	144 +/- 6	Jurássico Superior	K/Ar	BASEI (1974)
KGr-267	Basalto	Serra do Tucano	146 +/- 4	Jurássico Superior	K/Ar	AMARAL (1970)
	Diabásio		146 +/- 4	Jurássico Superior	K/Ar	AMARAL et al. (1970)
R-223-1	Basalto	Rio Cauamé	148 +/- 8	Jurássico Superior	K/Ar	MANDETTA (1970)
JP8-21	Diabásio	Jauri CX	150 +/- 5	Jurássico Superior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
RR-221-1	Basalto	Rio Cauamé	150 +/- 14	Jurássico Médio	K/Ar	MANDETTA (1970)
	Basalto	Nova Olinda	151 +/- 13	Jurássico Médio	K/Ar	MANDETTA (1970)
JP8-322	Basalto	Rewa River	154 +/-	Jurássico Superior	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
	Basalto	Rodovia Boa Vista Caracaraí	160 +/- 17	Jurássico Médio	K/Ar	MANDETTA (1970)
JP8-322	Basalto	Rewa River	160 +/- 5	Jurássico Médio	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
BV-CAX		Rodovia Boa Vista Caracaraí - RR	161 +/- 17	Jurássico Médio	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
JP8-95	Basalto	Tacutu River	163 +/- 5	Jurássico Médio	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
CS-2AM			165 +/- 7	Jurássico Médio	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
PA-465	Gabro	SB.22-Z Rio Araguaia	169 +/- 12	Jurássico Médio	K/Ar	AMARAL (1974)
IA-1-AM			170 +/- 6	Jurássico Médio	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
A8-4	Diabásio	SA.22-Belém	175 +/- 7	Jurássico Médio	K/Ar	BASEI (1973)
M-114	Diabásio	SA.21-X-D	175 +/- 15	Jurássico Médio	K/Ar	BASEI & TEIXEIRA (1975a)
JL-R-530			176 +/- 9	Jurássico Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
R-T-G-467			177 +/- 16	Jurássico Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
PT-17C	Diabásio	SB.21-Y-D	177 +/- 8	Jurássico Inferior	K/Ar	BASEI (1974)
RR-202-1	Basalto	Morro Redondo	178 +/- 33	Jurássico Inferior	K/Ar	MANDETTA (1970)
JP8-95	Basalto	Tacutu River	178 +/- 5	Jurássico Inferior	K/Ar	BERRANGÉ & DEARNLEY (1975)
66SUR40	Diabásio	Corantijn River	178	Jurássico Inferior	K/Ar	PRIEM et al. (1970)
AM-104	Diabásio	SB.20-X-D Rio Arinduanã	179 +/- 3	Jurássico Inferior	K/Ar	AMARAL (1974)
IA-1-AM			182 +/- 6	Jurássico Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
PT-X	Diabásio	SA.21-X-D	183 +/- 14	Jurássico Inferior	K/Ar	BASEI & TEIXEIRA (1975a)
JP8-77	Diabásio	Benoni River	192 +/- 6	Triássico Superior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
	Diabásio		195	Triássico Superior	K/Ar	BELLIZZIA (1972)
ASA-02	Diabásio	NA.21-Z-A	201 +/- 24	Triássico Superior	K/Ar	BASEI & TEIXEIRA (1975)
RR-203-4	Gabro	Rio Mau	201 +/- 18	Triássico Superior	K/Ar	MANDETTA (1970)
AM-AM			202 +/- 6	Triássico Superior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
PT-09	Diabásio	NA.19-Y-B	202 +/- 9	Triássico Superior	K/Ar	ABREU & DALL'AGNOL (1976)
JP8-68	Diabásio	Benoni River	203 +/- 6	Triássico Superior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
RP-1-PA			204 +/- 6	Triássico Superior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
67SUR22	Diabásio	Kabalebo River	206	Triássico Superior	K/Ar	PRIEM et al. (1970)
JL-R-6678			207 +/- 18	Triássico Médio	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
CM-246		RO	208 +/- 14		K/Ar	HAMA (1977)
13 178	Diabásio	SB.22-Carajás	210 +/- 14	Triássico Médio	K/Ar	AMARAL (1974)
NO-1-AM		Nova Olinda	210 +/- 21	Triássico Médio	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
FURO IBST 1 PA	Diabásio	Pará	213 +/- 7	Triássico Médio	K/Ar	BLAZEKOVIC IN AMARAL (1974)
67SUR31	Diabásio	Marowijne River	216	Triássico Médio	K/Ar	PRIEM et al. (1970) (IN AMARAL)
IC/EA-42	Diabásio	NA.19-Y-B	218 +/- 2	Triássico Médio	K/Ar	ABREU & DALL'AGNOL (1976)
67SUR24	Diabásio	Brownsweg	219	Triássico Médio	K/Ar	PRIEM et al. (1970)
FURO LAST 1 AM	Diabásio	Labrea	219 +/- 17	Triássico Médio	K/Ar	BLAZEKOVIC IN AMARAL (1974)
CR-AO-372			224 +/- 17	Triássico Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
AA-7-2	Diabásio	SB.22 Região de Carajás	225 +/- 25	Triássico Inferior	K/Ar	ALMARAZ (1967) IN AMARAL (1974)
QS-08			227 +/- 18	Triássico Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
67SUR23	Diabásio	Suriname River	228	Triássico Inferior	K/Ar	PRIEM et al. (1970)
MA-1-PA			232 +/- 19	Permiano Superior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
JP8-115	Diabásio	Shea Village	235 +/- 6	Permiano Superior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
67SUR19	Diabásio	Kabalebo River	237	Permiano Superior	K/Ar	PRIEM et al. (1970)
IC/EA-24	Diabásio	NA.19-Y-B	242 +/- 5	Permiano Superior	K/Ar	ABREU & DALL'AGNOL (1976)
JL-R-514			254 +/- 27	Permiano Inferior	K/Ar	CORDANI et al. (1975)
JP8-114	Diabásio	Shea Village	262 +/- 7	Permiano Inferior	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
JP8-40	Diabásio	Toka Village	302 +/- 8	Pensilvaniano	K/Ar	SNELLING & BERRANGÉ (1970)
FURO FGTS 1 AM	Basalto	Foz do Gregoriano AM	307 +/- 7	Pensilvaniano	K/Ar	BLAZEKOVIC IN AMARAL (1974)
RR-226	Diabásio	Taiano - RR	356 +/- 31	Devoniano Superior	K/Ar	MANDETTA (1970)
RR-143	Diabásio	Parimé - RR	375 +/- 22	Devoniano	K/Ar	AMARAL (1970)
	Diabásio		400	Siluriano Superior	K/Ar	BELLIZZIA (1972)
CA-110		Rio Curuá	416 +/- 7		K/Ar	AMARAL (1974)
6-A-66		SA.22 Rio Tocantins	501 +/- 18		K/Ar	AMARAL (1974) BLAZEKOVIC
OFS-74			507 +/- 29		K/Ar	AMARAL (1974)
AA-37		Carajás	512 +/- 20		K/Ar	ALMARAZ (1967) AMARAL (1974)

Tabela II.2.27 - Determinações K/Ar em rochas básicas Fanerozóicas da Amazônia.

BERRANGÉ & DEARNLEY (1975) consideraram que a fase de tensão inicial do desenvolvimento do "North Savannas Graben" é representada por enxames de diques de diabásio toleítico que têm dado ampla variação de idade, desde 264 m.a. até 150 m.a., mas com picos no Permo-Triássico (227 +/- m.a.), no Suriname (PRIEM et alii, 1973), Triássico Inferior (220 +/- 6 m.a.), na Guiana (BERRANGÉ, no prelo) e Triássico Superior, 195 m.a. na Venezuela (BELLIZZIA, 1972). Segundo os autores, essa fase tensional fraca foi seguida por um evento tectônico mais profundo conhecido como Episódio Tacutu (BERRANGÉ, op. cit.) que resultou na falha e subsidência do "North Savannas Graben", acompanhado de extrusão de lavas basálticas, no Jurássico Inferior a Médio (180 a 150 m.a.), da Formação Vulcânica Apoteri, que foi coberta pela Formação Tacutu, do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior.

MELO et alii (1978), no relatório do Projeto Molibdênio em Roraima, sugerem que relacionado ao Graben Tacutu pode ter havido duas manifestações básicas, uma no início e outra no fim do ciclo, sendo uma pré e outra pós-Formação Tacutu. Neste sentido supõem que correspondendo aos diques triássicos pode ter havido uma primeira fase extrusiva que assoreou o Graben, precedendo a fase sedimentar, enquanto que a uma segunda fase associam-se os diques do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior.

Os corpos básicos referentes a unidade Diabásio Uaraná, ocorrentes na área do projeto, por apresentarem idade em torno de 250-200 m.a. e caráter toleítico, são entendidos como representantes de um magmatismo básico semi-surgente, relacionado a profundas falhas distensivas, correlacionável temporalmente ao desenvolvimento do Graben Tacutu. A orientação NE-SW do Graben, francamente concordante com um amplo feixe de falhas, ao qual, em geral associam-se corpos básicos mesozóicos e que se estende através da região do alto rio Negro, Estado de Roraima, Guiana e Suriname, coincide portanto com a zona de ocorrência do Cinturão Guiana Central, evidenciando claramente que o evento distensivo mesozóico, processado nessa região e que culminou com a instalação do Graben do Tacutu, teve como condicionante estrutural, as anisotropias antigas relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

O magmatismo básico Uaraná pode estar correlacionado com o vulcanismo básico manifestado no Amapá denominado Diabásio Cassipore por LIMA et alii (1974), para caracterizar diques toleíticos de direção predominantemente NE-SW, que aparecem cortando os polimetamorfitos do Complexo Guianense, Grupo Vila Nova e Granodiorito Falsino, e cuja idade K/Ar revelou 201 +/- 23 m.a.

Os corpos básicos da unidade Diabásio Uaraná, a grosso modo podem ser comparáveis com o Diabásio Penatecaua (ISSLER et alii, 1974), registro de vulcanismo básico que afetou a bacia do Amazonas e cujas determinações K/Ar revelaram idades de 134 +/- 4 m.a. e 175 +/- 7 m.a. (BASEI, 1978). Tais valores, aliás, são bastante similares aos dados radiométricos de 180-120 m.a. (Jurássico

inferior a Cretáceo Inferior) admitidas para o paroxismo do magmatismo básico Jurássico da Bacia do Maranhão-Piauí, e, as idades apresentadas pelos derrames Apoteri. É notório ressaltar, no entanto, que as idades referentes ao Diabásio Uarana, aproximam-se muito dos diques triássicos pertinentes a Suíte Básica Apoteri e daqueles relacionados a unidade Diabásio Cassipore.

Baseado em numerosas datações radiométricas executadas por vários autores em rochas similares ocorrentes na Guiana, Suriname e Venezuela, os diques Apoteri podem ser correlacionados com as unidades "Younger Basic Dykes Suite" da Guiana (SINGH, 1966), "Apatoe Dolerite" do Suriname (GROENEWEG & BOSMA, 1969) e Província Magmática de Roraima (BELLIZZIA, 1972).

2.7 - Alcalinas Seis Lagos

2.7.1 - Histórico

A existência de rochas alcalinas na porção ocidental da Amazônia tem sido referida por diversos autores.

SANTOS et alii (1974), através do Projeto Norte da Amazônia, registraram a presença de rochas alcalinas no interfluvio dos rios Catrimãni e Água Boa do Univini. Representam uma intrusão mesozóica caracterizada por nefelina-sienitos e litchfieldtos, que se encontram cortados por diques de fonolitos. Sua ocorrência situa-se no prolongamento sudoeste do gráben do Tacutu, parecendo estar ligada às atividades magmáticas relacionadas à elaboração dessa estrutura. A denominação de Sienito Catrimãni para essas rochas foi empregada por MONTALVÃO *et alii* (1975).

LIMA et alii (1974), no reconhecimento da folha Macapa (NA/NB.22), identificaram, através de estudos fotointerpretativos, diversas intrusões circulares atribuídas a rochas alcalinas, das quais três foram confirmadas no campo, recebendo a designação de Alcalinas Maparí. As amostras coletadas correspondem a sienitos normais, nefelina-sienitos e litchfieldtos (sodalita-sienitos). Os autores correlacionaram essas rochas ao Granito Velho Guilherme (1400-1600 m.a.), do sudoeste do Para.

OLIVEIRA *et alii* (1975), no mapeamento da folha NA.21-Tumucumaque, assinalaram a presença de três conjuntos sieníticos, os quais foram designados de Sienito Erepecuru, Sienito Cachorro e Sienito Mutum. O primeiro conjunto, constituído por hastingsita-sienitos, consiste de dois corpos ígneos circulares, possuindo cada um 2 km de diâmetro, que ocorrem próximo à margem direita do rio Erepecuru, originando-se aí a designação para esta unidade estratigráfica. Os autores consideraram esses sienitos como pertencentes ao Grupo Uatumã, portanto, comagmáticos ao Granito Mapuera. Admitiram ainda, a existência de outros corpos que não tenham sido demarcados, em decorrência da escala regionalizada do Projeto RADAMBRASIL. O Sienito Cachorro foi observado na margem esquerda do rio homônimo (bacia do rio Trombetas, no noroeste do Pará), sendo constituído por quartzo-sienitos, podendo estar associado aos granitóides da reativação *Parguazense*. Posteriormente, ARAÚJO *et alii* (1975) correlacionaram ao Sienito Cachorro, outro quartzo-sienito que ocorre no noroeste da folha SA.21, o qual foi denominado Sienito Serra do Acari. O terceiro conjunto relatado por OLIVEIRA *et alii* (op. cit.), recebeu a designação de Sienito Mutum (MONTALVÃO *et alii*, 1975), para referenciar as rochas sieníticas ricas em nefelina que ocorrem na porção mais setentrional da folha NA.21, divisa com a Guiana.

PINHEIRO *et alii* (1976) registraram na folha NA.19-Pico da Neblina, bacia do rio Cauaburi, três estruturas circulares cobertas por canga ferrífera, com diâmetros aproximados de 5 km, 1,2 km e 0,75 km, ocorrendo em área de metamorfitos do Complexo Guianense e apresentando anomalias radioativas de forte intensidade, em alguns locais chegando a acusar 15000 cps na leitura do cintilômetro. A existência de teores elevados de Fe, Nb, Th, Ti e TR na canga, sugere um substrato constituído por ultramáficas alcalinas com carbonatitos associados. Fundamentados na presença de diversos lagos na estrutura principal, em decorrência da impermeabilidade da canga, os autores propuseram a designação de Carbonatito Seis Lagos, e, apesar de não dispor de dados geocronológicos sobre essas rochas, admitiram uma correlação com as básicas da região do alto rio Negro, não afastando a possibilidade de correspondência com o evento magmático do Sienito Catrimani (SANTOS *et alii*, 1974).

VIÉGAS FILHO & BONOW (1977), através do Projeto Seis Lagos, utilizaram a denominação Alcalinas Seis Lagos para englobar o conjunto representado por sienitos (?), carbonatitos (?) e ultrabásicas alcalinas (?), ao qual é admitida uma idade mesozóica.

LEAL et alii (1978) designaram informalmente de Alcalinas Teotônio, uma ocorrência de rochas sieníticas em Rondônia, referida anteriormente por EVANS (1906) e VERSCHURE & BON (1972) na cachoeira Teotônio, no rio Madeira. Essa ocorrência corresponde a uma intrusão circular com 3 km de diâmetro, representada por uma associação de sienitos, monzonitos e granitos. Adicionalmente, LEAL et alii (op. cit.), no âmbito da folha SC.20 (Porto Velho) formalizaram a designação Alcalinas Guariba para caracterizar um conjunto de rochas alcalinas ocorrentes no interflúvio Guariba-Aripuanã, na divisa dos estados do Amazonas e Mato Grosso. Trata-se de uma intrusão sienítica, de forma circular, que ocorre na proximidade de corpos graníticos também circulares, afetando os sedimentos da Formação Prosperança, parecendo representar a mais jovem manifestação magmática ligada aos eventos de ativação cratônica.

JUSTO (1983), em relatório final de pesquisa referente ao Projeto Uaupés, retomou a designação Alcalinas Seis Lagos de VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) para referir-se aos três corpos de natureza alcalina-carbonatítica e idade presumivelmente mesozóica, aos quais apresentam-se atualmente, em grande parte representados por canga ferrífera.

FREITAS & BRANDÃO (1993), através do Projeto Mucajaí, empregaram a designação Suíte Sienítica Apiau para englobar diversos "stocks" sieníticos ocorrentes no âmbito da folha NA.20-X-C-VI. Admitiram a possibilidade dessas rochas manterem vinculações magmáticas e tectônicas com o Granito Surucucus e Anortosito Repartimento, e, através da análise do contexto geológico

regional, sugeriram a essas rochas uma idade correspondente ao Proterozóico Médio, ressaltando, no entanto, a possibilidade desse magmatismo estar relacionado ao Mesozóico.

Neste trabalho, adota-se, a exemplo de VIEGAS FILHO & BONOW (1977), a denominação Alcalinas Seis Lagos para referir-se aos três corpos intrusivos de natureza carbonatítica que ocorrem na folha NA.19-Z-D, aos quais podem estar associadas rochas ultrabásicas alcalinas, sendo tal conjunto provisoriamente admitido como de idade mesozóica, embora uma alternativa de idade proterozóica média para essas rochas, não possa em princípio ser descartada. Tais corpos mostram-se através de intenso processo de alteração em grande parte transformado em canga ferrífera, na qual destacam-se altos teores de terras raras, nióbio, zircônio, vanádio e berílio.

2.7.2 - Distribuição e Relações e Contato

A unidade Alcalinas Seis Lagos é representada na área por três corpos circulares de natureza carbonatítica, com diâmetros de 5 km, 1,2 km e 0,75 km, facilmente delimitáveis em mosaicos radargramétricos e imagens de satélites por sua topografia íngreme e configuração nitidamente circular. Tais corpos, na área do projeto, ocorrem na porção central da folha NA.19-Z-D-V, encaixados em rochas graníticas miloníticas a protomiloníticas do Complexo Cauaburi, embora seu caráter intrusivo em relação a essas rochas não tenha sido verificado em campo, em decorrência de extenso capeamento de solo na zona de contato dessas unidades. Esses corpos aparecem basicamente representados por canga ferrífera cuja espessura, de acordo com dados de sondagem (furo 1-SG-01-AM) obtidos por VIEGAS FILHO & BONDW (1977), é superior a 250m, atribuindo-se este espesso capeamento às condições climáticas locais que favorecem sobremaneira o desenvolvimento de alteração residual. Segundo os citados autores, foram identificados em furos de sondagem, além da canga, "gnaisses, granodiorito, microgranito e rocha milonítica carbonatada nos bordos da estrutura "C", brecha carbonatada e argilas no seu setor central". Referem-se também a veios de barita e ocorrências de minério de manganês" registrados tanto em superfície, como no furo 1-SG-01-AM, além de sienito e brecha de falha nesse mesmo furo. A respeito desse conjunto litológico bastante diversificado citado por VIEGAS FILHO & BONDW (1977) os seguintes pontos devem ser destacados.

- A canga ferrífera ocorre capeando quase todo o Morro Seis Lagos e os dois morrotes situados ao norte, sendo que no furo 1-SG-01-AM (Lago Dragão) apresenta uma espessura de 255,25m. Um nível de canga manganesífera correspondente ao intervalo de 33,00m a 40,00m foi também registrado no mesmo furo citado.

- As rochas miloníticas carbonatadas, brechas carbonatadas e veios de barita estão sendo considerados neste relatório como geneticamente relacionados aos corpos de natureza carbonatítica da unidade Alcalinas Seis Lagos.

- As rochas referidas genericamente como gnaisses por VIEGAS FILHO & BONDW (1977), correspondem a granitóides de caráter milonítico a protomilonítico que fazem parte do Complexo Cauaburi do presente relatório, o qual, aliás, por sua vez representa a unidade encaixante regional dos corpos carbonatíticos Seis Lagos.

- Os sienitos registrados por VIEGAS FILHO & BONDW (1977), através do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TO-R-25), no intervalo de 115,25m a 115,80m, embora possam representar um conjunto litológico mais antigo que os corpos carbonatíticos da unidade Alcalinas Seis Lagos, e que por situarem-se nas proximidades do borco do corpo principal, foram atravessados pelo citado furo, podem, no entanto, alternativamente, representarem diques sieníticos relacionados a unidades pre-mesozóicas, tal como a

Suíte Intrusiva Tiquié (Proterozóico Medio), hipótese esta que se confirmada inviabilizaria em caráter definitivo a proposta de idade Mesozóica, atribuída aos corpos carbonatíticos Seis Lagos por VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) e outros autores, com implicação de uma proposta de idade Proterozóica Média também para esses corpos. Assim, a proposta de idade Mesozóica assumida neste relatório, aos corpos carbonatíticos Seis Lagos, a exemplo de VIÉGAS FILHO & BONOW (1977), deve ser encarada como perfeitamente discutível e portanto provisória.

- As brechas de falhas registradas por VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) nos intervalos de 129,08m a 221,60m, 178,60m a 180,65m, e 196,76m a 199,80M do furo 1-SG-02-AM, apresentam em geral certo teor em carbonatos, principalmente dolomita e calcita, além de barita e às vezes até talco, chegando a se comportarem as vezes como rochas básicas a metabásicas alcalinas com elevados teores em vanádio, lantânio, escândio e titânio. Tais rochas, no presente relatório, estão sendo consideradas como geneticamente relacionadas aos corpos carbonatíticos Seis Lagos.

- Os registros de microgranito no intervalo de 99,90m a 101,05m do furo 1-SG-02-AM e de granodiorito no intervalo de 110,00m a 112,90m do furo 1-SG-02-AM, são admitidos como correspondentes a unidade Complexo Cauaburi que em face de sua proximidade do bordo do corpo carbonatítico foram atravessados pela sondagem. A alternativa dessas rochas representarem a unidade Suíte Intrusiva Tiquié, no entanto, não deve ser totalmente descartada.

- Na região do lago Esperança (Morro Seis Lagos) ocorre localmente uma sequência sedimentar representada por argilas carbonosas, argilas calcíferas, ritmitos e brechas que preenche uma superfície de colapso, do tipo "subsidência de caldeira" encaixada em canga ferrífera e que de acordo com VIÉGAS FILHO & BONOW (1976) corresponde a sedimentos de bacias interiores de idade terciária (pliocênica).

2.7.3 - Petrografia

Em virtude das rochas referentes a unidade Alcalinas Seis Lagos, durante as atividades do Projeto Alto Rio Negro, não terem sido alvo de trabalhos de campo, os dados apresentados no presente capítulo, correspondem em grande parte a compilações dos relatórios do Projeto Seis Lagos de VIÉGAS FILHO & BONDW (1977) e Projeto Uaupés de Justo (1983).

A rocha predominantemente associada aos corpos carbonatíticos da unidade Alcalinas Seis Lagos é a canga ferrífera, a qual ocorre capeando quase toda a superfície desses corpos, e apresentando espessura de até 255,25m (furo 1-SG-01-AM). As demais litologias incluídas como geneticamente relacionadas aos citados corpos são rochas milonítica carbonatadas, brechas carbonatadas, veios de barita.

A canga ferrífera exibe estrutura cavernosa e compõe-se predominantemente por limonita, embora em alguns tipos haja predominância de hematita e goethita de hábito lamelar, sob a forma de escamas. Localmente exibe textura brechóide com fragmentos silicosos as vezes pisolíticos. No furo 1-SG-01-AM ocorre um nível de canga manganesífera correspondente ao intervalo de 33,0m a 40,00m. Rocha de carater manganesífero em forma de grandes blocos ocorrem no talude das encostas do Morro Seis Lagos, sem relação visível com a canga. Em superfície, a canga apresenta estruturação sub-horizontal, sendo bastante porosa, tornando-se no entanto mais compacta em profundidade.

Rocha carbonática ocorre no intervalo 222,60m a 224,65m do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TD-R-71), apresenta coloração cinza esbranquiçada e caráter afanítico, e, contém talco nos planos de fraturas. Em estudo petrográfico foram identificados dolomito, calcita, barita e óxido de ferro. Os carbonatos representam cerca de 90% da rocha, sendo que desses a dolomita e calcita predominam sobre carbonatos ortorrômbicos (witherita ou aragonita). Os seus cristais variam de subédricos a anédricos e apresentam birrefringência mascarada pela impregnação de óxido de ferro. A barita é anédrica, com relevo moderado a alto e mostra extinção ondulante. Os opacos são os acessórios de menor distribuição na rocha. De acordo com VIÉGAS FILHO & BONDW (1977) "estudos petrográficos identificaram a rocha como veio carbonatado a dolomita o que corresponde pela classificação de von ECKERMAN, H., a um berfosito (HEINRICH, 1970)".

Brechas de rochas carbonatadas foram registradas no furo 1-SG-04-AM, a partir de 83,00m de profundidade. Tais rochas tem textura brechóide, com fragmentos de tamanhos e formas irregulares, dispersas numa matriz fina. A natureza da matriz e da própria rocha, varia com a profundidade. Assim, no nível mais superior da ocorrência a matriz é carbonosa contendo fragmentos de sedimento argilo-carbonático (intervalos de 83,00m a 87,95m; 149,00m a 166,55m; e 190,95m a 233,65m), enquanto que na parte

intermediária (intervalo 291,60m a 303,05m) a matriz apresenta caráter argilo-carbonático com fragmentos de argila carbonosa. Já na porção mais inferior a brecha é essencialmente constituída por carbonatos com cristais desenvolvidos de siderita, distribuídos em matriz carbonática de aspecto sacaroidal.

Estudos petrográficos realizados em seis amostras correspondentes ao intervalo 225,5m a 316,00m, do furo 1-SG-04-AM revelaram nessas amostras, caráter brechóide e a presença de carbonatos como minerais essenciais, geralmente impregnados por óxido de ferro. Outros minerais ocorrentes são representados por opacos, hidróxidos de ferro, argilas, quartzo e rutilo.

A principal ocorrência de barita foi registrada no igarapé Misto-quente (estação RV-13a), sendo representada por um veio com 0,60m de possança, direção N20oE e mergulho subvertical no qual a barita mostra-se zonada e cisalhada. O veio ocorre na zona de contato de uma argila creme com uma rocha fanerítica fina e cor negra, contendo vênulas de manganês. A origem da barita é atribuída a uma fase hidrotermal relacionada ao emplaçamento dos corpos de natureza carbonatítica.

Brechas de falhas foram registradas no corpo de natureza carbonatítica Seis Lagos, em diversos intervalos do furo 1-SG-02-AM. Assim no intervalo de 129,08 a 221,60m tais rochas apresentam um certo teor em carbonatos, principalmente dolomito e calcita, além de barita, talco, antigorita, clorita e antofilita. Embora essas rochas em função de seu avançado estágio de alteração, não tenham se prestado a estudos analíticos detalhados, por se apresentarem em avançado estágio de alteração, os estudos analíticos revelaram teores em carbonatos, vanádio, lantânio, escândio e titânio. Tais rochas apresentam-se seccionadas por veio carbonatado (intervalo 221,60m a 224,65m do furo 1-SG-02-AM) o qual deve representar uma apófise de um núcleo carbonático proveniente de um magmatismo diferencial tardio.

No intervalo 129,08m a 144,60m do furo 1-SG-02-AM, a rocha mostra-se com granulação média e apresenta elevado estágio de alteração permitindo, no entanto, distinguir em sua massa cristais de quartzo, feldspato e raras lamelas de biotita. Em seção delgada distinguem-se cristais desenvolvidos de microclínio, quartzo e plagioclásio imersos numa matriz microcristalina e argilosa, portadora de fluorita. Barita e fluorita ocorrem preenchendo fraturas, ou ainda, em grãos finos constituindo a matriz. Dispersos na rocha ocorrem cristais de carbonatos bastante fraturados e parcialmente impregnados de óxido de ferro.

Uma segunda amostra (1541-TD-R-52), coletada no intervalo de 129,08m a 144,60m do furo 1-SG-02-AM, apresenta-se muito fraturada, preenchida por barita, carbonato e antigorita. Além dos minerais já citados acima a rocha contém K-feldspato, argilo-minerais, quartzo, epidoto, plagioclásio, sericita e óxido de ferro.

A rocha coletada no intervalo 178,60m a 180,65m do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TD-R-55) consiste de uma massa microcristalina de coloração esverdeada a cinza escura, silicificada onde se destaca cristais de K-feldspato. Ao microscópio revela-se bastante alterada e cataclasada, com fraturas, as vezes preenchidas por K-feldspato, clorita, plagioclásio e quartzo. O K-feldspato encontra-se parcialmente alterado a argilo-minerais e seus cristais anédricos mostram-se frequentemente fraturados. A clorita é abundante e ocorre associada a óxido de ferro, que impregna toda a rocha. Subordinada a clorita, também ocorre serpentina. O quartzo apresenta-se em cristais anédricos com extinção ondulante, enquanto que o plagioclásio mostra-se bastante sericitizado.

A amostra coletada em profundidade concernente ao intervalo 196,76 a 199,80m do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TD-58), consiste de rocha com granulação média a grossa representada por quartzo, feldspato e pouca biotita. Apresenta-se intensamente fraturada e cataclasada, sendo identificados em seção delgada barita, carbonato, clorita, além de argilo-minerais, calcedônia e óxido de ferro. Os cristais de barita mostram-se bastante triturados, com duas direções distintas de clivagem e relevo alto. Associados a barita ocorrem carbonatos. A calcedônia é pouco frequente e seus cristais possuem uma granulação fina e extinção esferulítica. Argilo-minerais e opacos também ocorrem na rocha.

A amostra referente ao intervalo 202,85 a 205,90m do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TD-R-60) tem coloração róseo-avermelhada e matriz microcristalina. Ao microscópio mostra-se bastante alterada e impregnada por óxido de ferro, e compõe-se essencialmente de carbonatos. Como acessórios foram registrados argilo-minerais, quartzo, talco, calcedônia, e rutilo.

2.7.4 - Idade, Origem e Correlação

As três intrusões de natureza carbonatítica ocorrentes na área do projeto foram mais acuradamente estudadas por VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) e posteriormente por JUSTO (1983), os quais enfatizaram que o morro Seis Lagos representa uma associação alcalina magmática, baseados nas seguintes evidências.

- "Em planta, a estrutura apresenta-se em forma circular onde são notados padrões de drenagem radial e anelar, comuns a outros complexos alcalinos conhecidos."

- "Altos teores em elementos menores, particularmente aqueles encontrados em rochas alcalinas tais como, Nb, Zr, V, Be e terras raras."

- "Presença de veios carbonatados nas bordas da estrutura, sugerindo a presença de carbonatitos associados ao complexo."

- "Superfície escarpada nas bordas e rebaixada na parte central do morro, lembra formas vulcânicas do tipo caldeira de subsidência, sugerindo rochas originais de características extrusivas."

Os citados autores propuseram a essas intrusões uma idade Mesozóica calcados nas seguintes razões.

- "O morro dos Seis Lagos encontra-se em uma faixa ruptil que se constitui no prolongamento do "graben" do Tacutu e do Arco do Rio Branco (AMARAL, 1974)."

- "Posição próxima à borda norte da bacia cenozóica Solimões, cujo arcabouço foi originado por movimentações diastróficas no Mesozóico (SANTOS, 1974)."

- "A própria forma topográfica do morro, que se sobressai numa área bastante peneplanizada, denotando que pela natureza de suas rochas, se estivessem expostas desde o Pré-Cambriano à erosão, não resistiriam à mesma, perdendo a sua forma atual."

- "A maioria dos corpos carbonatíticos brasileiros e de outras partes do globo são mesozóicos."

- "Presença de águas juvenis, através de fontes termais, cuja temperatura é de 41oC."

- "A rocha alcalina mais próxima encontrada na Plataforma Amazônica é mesozóica, Sienito Catrimãni, cujas datações forneceram idades de 180 +/- 5,2 m.a. (SANTOS & SALAS, 1974) e de 100 m.a. (ISSLER et alii, 1976), originada durante a reativação do "graben" do Tacutu."

Apesar dos pontos expostos acima por VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) para caracterizar a intrusão referente ao morro Seis Lagos como representando uma associação alcalina magmática de idade Mesozóica, os seguintes fatos devem ser ressaltados:

- Não há dados suficientes para a caracterização da intrusão do morro do Seis Lagos como relacionada ao Mesozóico, existindo também a possibilidade de seu posicionamento no Proterozóico Médio.

- A rocha básica de idade K-Ar em torno de 200-250 m.a. citada por PINHEIRO et alii (1976), como relacionada ao corpo carbonatítico Seis Lagos, em verdade foi coletada pelo geólogo JOÃO ORESTES SANTOS (comunicação verbal) em área situada fora da estrutura Seis Lagos, não havendo, portanto, qualquer base concreta para estabelecer-se ligação genética da mesma com o citado corpo carbonatítico.

- Os sienitos registrados por VIÉGAS FILHO & BONOW (1977) e JUSTO (1983) através do furo 1-SG-02-AM (amostra 1541-TD-R-25), no intervalo de 115,25m a 115,80m e que foram geneticamente relacionados a intrusão do morro Seis Lagos, tanto podem representar um conjunto litológico mais antigo e sem vínculo genético com a mesma, que por situarem-se nas proximidades do bordo do corpo carbonatítico, foram atravessados pelo furo citado, como podem representar diques sieníticos relacionados a unidades Proterozóicas, tais como a Suíte Intrusiva Tiquié ou Suíte Sienítica Abiau de FREITAS et alii (1993), hipótese esta aliás, que se confirmada inviabilizaria em carater definitivo a proposta de idade Mesozóica, atribuída aos corpos carbonatíticos da unidade Alcalinas Seis Lagos.

- A proposta de idade Mesozóica assumida neste relatório aos corpos carbonatíticos Seis Lagos, com consequente correlação dessa unidade com o sienito Catrimani (Estado de Roraima), a exemplo de VIÉGAS FILHO & BONOW (1977), deve portanto ser encarada como perfeitamente discutível e provisória, carecendo de suportes adicionais, somente possíveis de obter, a partir de estudos mais acurados a serem desenvolvidos nessa área.

Com respeito a escassez de dados petrográficos disponíveis, referentes as rochas subjacentes a canga ferrífera do morro Seis Lagos, sem duvida alguma, tal fato deve-se ao acentuado grau de alteração das rochas correntes nessa área, a exemplo da rocha sienítica do furo 1-SG-02-AM cuja mineralogia acessória não foi perfeitamente conhecida devido ao seu avançado estágio de alteração. Vale ressaltar no entanto o registro no furo citado de veios carbonatados classificados preliminarmente como deposito, dada a sua composição à base de calcita e dolomito. Do mesmo modo, é importante destacar que algumas amostras de rochas, através de estudos petrográficos, denotaram composição essencial à base de carbonatos, tanto cálcicos como magnesianos, tendo sido classificadas como ankerita-deposito a siderita por ASSLER (1976).

2.8 - Formação Içá

2.8.1 - Histórico

Além dos corpões aluvionários relacionados à instalação da rede de drenagem atual, ocorre também no âmbito do projeto, com ampla distribuição nas áreas mais peneplanizadas, uma sequência quaternária, predominantemente arenosa e de natureza fluvial, a qual em diversas áreas, por decorrência de seu retrabalhamento por ação eólica, apresenta-se capeada por extensos lençóis de areias brancas. Tal sequência se estende para fora do âmbito do projeto, por grande parte da região correspondente à bacia do rio Solimões, onde aparece recobrindo discordantemente a Formação Solimões (MAIA et alii, 1977) e recebe a designação de Formação Içá (MAIA et alii, 1977). Esse conjunto cenozóico tem sido estudado por diversos autores em diferentes locais de sua ampla área de ocorrência.

CAPUTO, et alii (1971), reestudando a litoestratigrafia da Bacia do Amazonas, optaram pela revalidação da terminologia Solimões de MORAES REGO, (1930), para designar o pacote sedimentar de idade terciária ocorrente em toda a porção ocidental da Amazônia Brasileira, e cujos depósitos estendem-se para os terrenos colombianos e peruanos. Estes autores formalizaram tal designação na categoria de formação observando que, a preferência desta denominação em proveito do termo "Pedas" de ORTON, (1976), muitas vezes utilizado para designar tal conjunto sedimentar, devia-se ao fato, do último nunca ter sido formalizado como unidade estratigráfica, ao passo que o primeiro já estava consagrado na literatura nacional. Esses autores descrevem a Formação Solimões como constituída por argilas vermelhas, cinza e variegadas e, secundariamente, por arenitos, calcários e conglomerados, que gradam lateral e inferiormente para litologias da Formação Alter do Chão. Como seção-tipo da unidade, indicaram o curso do rio Solimões e, como seção de referência, a sequência da superfície até a profundidade de 570 metros do poço 2-Rest-2-AM, no rio Curuçá.

SANTOS (1974) considerou a extensa sequência cenozóica da bacia do rio Solimões, como correspondente à Formação Solimões estabelecendo seus limites de ocorrência através da interpretação de mosaicos radargramétricos. Os autores estimam para essa unidade uma área de distribuição em torno de 1.000.000 km2 que abarca a maior parte do Estado do Amazonas (quase totalidade da bacia do rio Solimões), bacia do rio Branco (Estado de Roraima), parte da Colômbia (rios Içá e Caquetá), parte do Peru (rios Marañon e Içá), parte do Estado do Acre (bacias do Alto Purus e Alto Juruá), regiões do baixo Madeira e do rio Japurá.

ALMEIDA (1974) através da interpretação de imagens de radar, objetivando determinar padrões de drenagem na região do alto rio Solimões, individualizou na sequência correspondente à Formação

Solimões, dois conjuntos distintos, sendo o primeiro (superior) representado por sedimentos fluviais da planície de acumulação do rio Sanozama enquanto que o segundo (inferior) corresponde aos sedimentos terciários sotopostos. O autor propõe ao conjunto superior a designação Formação Sanozama enquanto que ao conjunto inferior, por falta de maiores subsídios prefere não apresentar denominação própria.

LENZ (1975), no trabalho "Apreciação sobre o Projeto Limite do Alto Solimões" descreve diversos afloramentos ocorrentes nas margens do rio Solimões na localidade de São Paulo de Olivença, e no rio Içá, representados por areias de granulação variada, siltitos e argilas de cor amarelo-avermelhada clara, pouco consolidadas as quais ocorrem repousando sobre típicos sedimentos da unidade Solimões/Pedas.

No relatório do Projeto Carvão no Alto Solimões, MAIA et alii (1977) sugere que o uso da denominação Formação Solimões seja restrito a sequência sedimentar predominantemente pelítica, característica de ambiente redutor, que recobre as bacias do Acre e do Alto Amazonas e, que está representada, dominantemente, por argilitos esverdeados, variando de claros a escuros, síltico ou arenosos, fossilíferos, carbonosos à miude, ou com manchas avermelhadas de óxido de ferro nos quais ocorrem conspícuas intercalações menores de siltitos, calcários e linhito. Os autores ressaltam que essa unidade repousa sobre uma sequência psamítica de ambiente oxidante (Formação Ramon), sendo recoberta por um conjunto dominantemente arenoso de possível idade pleistocênica e, por depósitos aluvionares recentes a sub-recentes. A concepção de Formação Solimões adotada por esses autores difere da assumida por CAPUTO et alii (1971) no sentido de que os sedimentos representados por argilitos vermelhos, arenitos e conglomerados considerados por esses últimos autores como correspondendo a seção superior da Formação Solimões e considerada pelos primeiros autores citados como uma sequência que recobre discordantemente essa unidade, constituindo portanto uma unidade litoestratigráfica à parte. Outra diferença existente entre as concepções desses autores é que no conceito de CAPUTO et alii (1971) a Formação Solimões é admitida como de idade Paleocênica a Pleistocênica, ao passo que no entendimento de MAIA et alii (1977) a idade considerada para essa unidade é neogênica (Mioceno-Plioceno).

No presente relatório adota-se a terminologia Formação Içá de MAIA et alii (1977) para referir-se ao conjunto sedimentar cenozóico amplamente distribuído na área do Projeto Alto Rio Negro, o qual apresenta-se ao longo da rede de drenagem atual, recoberto pelos cordões aluvionares sub-recentes e recentes, e que a nível regional posiciona-se discordantemente sobre os sedimentos da Formação Solimões. Ressalta-se que os sedimentos arenosos inconsolidados admitidos como derivados de retrabalhamentos eólicos dos psamitos/pelitos da Formação Içá, foram por praticidade cartográfica e inexistência de dados de

campo, incluídos nessa unidade, embora a rigor, em trabalhos futuros, através de estudos mais acurados, devam ser individualizados em unidade à parte.

2.8.2 - Distribuição e Relações de Contato

Os sedimentos cenozóicos da Formação Içá correspondem a uma sequência psamo-pelítica, cuja distribuição geográfica em torno de 600.000km2 foi em termos gerais, apesar da carência de dados na porção ocidental da Amazônia, estabelecida por MAIA et alii (1977), através de estudos interpretativos de imagens de satélites e mosaicos radargramétricos, aliados a informações de furos de sondagens. Seu limite ocidental coincide com a feição estrutural do Arco de Iquitos, onde, segundo MAIA et alii (1977), o contraste morfológico observável através de produtos de sensores remotos, permite delinear um contato de caráter discordante com os sedimentos da Formação Solimões.

O limite oriental da Formação Içá coincide com o alto estrutural denominado Arco de Purus onde essa unidade mantem contato discordante com a Formação Alter do Chão; enquanto que o seu limite meridional estende-se sobre o Cráton Guaporé, nos estados de Rondônia e Acre.

O limite setentrional dos sedimentos correspondentes a Formação Içá prolonga-se sobre rochas do Escudo das Guianas, através das porções norte do Estado do Amazonas e sudoeste do Estado de Roraima, sendo que nesta última área tal conjunto sedimentar revela-se bastante retrabalhado por atividade eólica.

No âmbito do Projeto Alto Rio Negro a cobertura cenozóica correspondente a Formação Içá, em virtude de não ter sido alvo de trabalhos de campo, foi cartografada por estudos fotointerpretativos, uma vez que essa unidade tal como pode ser visualizado através de análise de produtos de sensores remotos, apresenta um padrão de drenagem dendrítico a sub-dendrítico associado a relevos extremamente planos, com vales bem abertos em forma de "U", diferindo bastante, portanto, dos terrenos citados por MAIA et alii (1977) como tipicamente representativos da Formação Solimões, uma vez que esses, embora também reflitam um padrão dendrítico a sub-dendrítico, denotam relevos levemente ondulados, com vales encaixados em forma de "V".

Na área do Projeto Alto Rio Negro os sedimentos pertinentes a Formação Içá estão mais conspicuamente representados nas folhas NA.19-Y-B (porção extremo-sudeste), NA.19-Z-A (predominantemente no quadrante sudoeste), NA.19-Y-D (parte leste), NA.19-Z-C (principalmente no setor oeste), NA.19-Z-D (partes norte e extremo-sudeste), SA.19-V-B (porção leste), SA.19-X-A (setor sul e grande parte do setor norte) e SA.19-X-B (porções sudoeste, extremo-noroeste, extremo-nordeste e extremo-sudeste), perfazendo o somatório de 46500 km2, correspondente a 34% da área total do Projeto. A zona de ocorrência dos sedimentos Içá na área do projeto apresenta uma configuração alongada no sentido sul-norte representando dessa forma o prolongamento para o norte da ampla faixa de distribuição desses sedimentos que se estende desde a bacia do rio Solimões. É importante ressaltar que essa ampla zona

de ocorrência de sedimentos cenozóicos existente na área do projeto foi integral e equivocadamente considerada por PINHEIRO et alii (1976) como correspondente ao domínio de granitóides e migmatitos do Complexo Guianense. Equívoco semelhante, embora em menor grau, foi também cometido por FERNANDES et alii (1977), ao considerar interpretativamente que grande parte das áreas referentes as folhas SA.19-V-B, SA.19-X-A e SA.19-X-B, admitidas no presente trabalho como indiscutivelmente relacionadas aos sedimentos da Formação Içá, tivesse correspondência com granitóides e migmatitos do Complexo Guianense.

Os sedimentos da Formação Içá na área do Projeto Alto Rio Negro, tal como pode ser visualizado pela análise interpretativa de produtos de sensores remotos mantém contato por sobreposição normal com as unidades Complexo Traíras (centro-norte da folha NA.19-Z-A), Grupo Tunuí (restrita porção central da folha NA.19-Z-A e parte nordeste da folha SA.19-V-B, Suíte Xié (grandes partes das folhas NA.19-Y-B, NA.19-Z-A e NA.19-Y-D, porções extremo-nordeste e sudeste da folha NA.19-Z-C, além do setor norte da folha SA.19-V-B), Complexo Cauaburí (grande parte das folhas NA.19-Z-D e SA.19-X-B, setor sudeste da folha NA.19-Z-C, porção norte da folha SA.19-X-A e porções leste e sudoeste da folha NA.20-Y-C), Supergrupo Roraima (parte nordeste da folha NA.19-Z-D) e Suíte Intrusiva Tiquié (partes extremo-nordeste da folha NA.19-Z-D e NA.20-Y-C), apresentando-se no entanto ao longo das redes de drenagens atuais, sotopostos aos sedimentos inconsolidados que compõem os cordões aluvionarios, dos quais, aliás, somente são cartografáveis os correspondentes aos rios de maiores portes, tais como Daupés, Marié, Curicuriari, Cuate, Aiari, Tiquié, Traíras e etc.

Vale ressaltar que ao norte do morro Seis Lagos, em diversos locais da BR-307, que liga São Gabriel da Cachoeira a Cucuí ocorrem lenções de areias brancas, muitas vezes não cartografáveis na escala de trabalho e que embora praticamente não tenham sido alvo de investigações de campo, são consideradas neste trabalhos como oriundas de retrabalhamento eólico dos sedimentos da Formação Içá, à semelhança portanto das areias associadas a paleo-dunas, registradas por BRAUN (1973) na região nordeste de Caracaraí. Tais areias, embora neste trabalho tenham sido incluídas na Formação Içá, certamente em estudos futuros mais acurados deverão ser englobados em unidade à parte.

De acordo com os dados apresentados por MAIA et alii (1977) baseados em trabalhos de campo e sondagens executadas pela Petrobrás e CPRM e, complementadas pelas informações oriundas de estudos interpretativos de produtos de sensores remotos desenvolvidos tanto pelas equipes do Projeto Carvão no Alto Solimões, como pelos geólogos do presente projeto, os seguintes fatos devem ser ressaltados.

- A Formação Içá corresponde a uma ampla cobertura predominantemente arenosa e de idade quaternaria que se estende desde os Estados de Rondônia e Acre, prolongando-se para o norte

através dos estados do Amazonas e Roraima. A zona de ocorrência dessa unidade atravessa a área do Projeto Alto Rio Negro, afunilando-se para o norte, no mesmo sentido portanto do adelgaçamento desses sedimentos.

- A Formação Solimões, unidade regionalmente sotoposta a Formação Içá, representa uma extensa cobertura dominantemente constituída por pelitos e subordinadamente arenitos, ocorrentes nas bacias do Acre e do Alto Amazonas, cujo limite setentrional de distribuição situa-se aparentemente não muito distante do rio Japura uma vez que furos realizados ao longo deste rio e de seus afluentes Purué e Juami demonstram que esses sedimentos neste setor repousam diretamente sobre rochas do embasamento, com espessuras que não ultrapassam 200 metros.

- A visualização do mapa de isopacas da unidade Solimões apresentado por MAIA et alii (1977) no relatório do Projeto Carvão no Alto Solimões demonstra claramente um adelgaçamento desses sedimentos no sentido leste e norte.

- Tanto a Formação Içá como a Formação Solimões, portanto, mostram-se adelgaçadas, em termos gerais, para o norte sendo que o limite da área de ocorrência dos sedimentos Içá certamente, nesse mesmo sentido, ultrapassam com ampla margem o limite de deposição dos sedimentos Solimões, significando desse modo que os sedimentos da Formação Içá, indiscutivelmente extravasaram amplamente o limite norte da bacia de sedimentação que abriga os sedimentos da Formação Solimões.

- Na área do Projeto Carvão no Alto Solimões a espessura maxima da Formação Içá registrada em furo de sondagem foi de 140m, tendo sido esse dado obtido na foz do rio Gregório.

2.8.3 - Petrografia

Como a delimitação da área de ocorrência das rochas referentes a Formação Içá foi efetivada unicamente através da interpretação de produtos de sensores remotos, os dados petrográficos concernentes a essa unidade, aqui apresentados, correspondem a uma síntese do estudo petrográfico desenvolvido por MAIA et alii (1977) em litologias dessa unidade, na região do Projeto Carvão do Alto Solimões. Tais litologias, segundo os autores citados são representadas por arenitos e subordinadamente siltitos, argilitos e conglomerados, de ambiente tipicamente continental.

Os arenitos são amarelo-avermelhados, geralmente friáveis, oxidados, limonitizados e têm granulometria variando de fina a grossa conglomerática. Os grãos são angulosos, arredondados ou subarredondados e caulínicos, podendo, em muitos casos, no entanto, serem síticos e argilosos. Apresentam insuficiente estratificação cruzada e plano-paralela e, podem conter seixos de argilitos e silicatos ferruginosos, grãos feldspáticos, fragmentos de rocha e material carbonoso.

Os siltitos e argilitos são as vezes arenosos e constituem uma sequência com inúmeras variações litológicas, tais como: siltito areno-argiloso, argilito sílticoarenoso, siltito argilo-arenoso, argilito sílticoe siltito arenoso. Tais pelitos têm coloração creme esbranquiçada e amarelada e apresentam microperturbações bioturbáticas ou estratificação evidenciada pela alternância de níveis argilosos milimétricos.

Os conglomerados presentes na seção basal da Formação Içá, são pouco consolidados e apresentam-se sob a forma lenticular com a espessura diminuindo em direção a parte central da bacia. Êsses rudítos são constituídos de seixos de quartzo, calcedônia, sílex e fragmentos arredondados de rochas, com matriz argilo-arenosa. Em meio a essas litologias registram-se ocorrências isoladas em formas lenticulares de bolas de argilas ("clay balls") de dimensões milimétricas a centimétricas.

Finalmente vale ressaltar que ocasionalmente são encontradas dentro da Formação Içá, lentes de argila amarelada com fragmentos de madeira carbo-silicificada, constituídas de quartzo, calcedônia, material carbonoso e óxido de ferro.

2.8.4 - Idade, Origem e Correlação

A sequência sedimentar da Formação Içá segundo MAIA et alii (1977) foi depositado em ambiente tipicamente continental de alta energia e de caráter oxidante, fator este que por ser responsável pela decomposição de toda a matéria orgânica, restando apenas raros vestígios da flora e da fauna, determina o caráter afossilífero dessa unidade.

Em decorrência da falta de suporíos paleontológicos e palinológicos tornar bastante difícil a determinação da época de deposição da Formação Içá, as propostas de idade dessa sequência têm sido baseadas nos dados de idade da Formação Solimões, unidade esta que, além de situar-se imediatamente sotoposta a Formação Içá, tem sua idade muito bem determinada, em função de seu caráter ricamente fossilífero.

Entre os autores que tentaram individualizar e separar os sedimentos correspondentes a Formação Içá, ALMEIDA (1974) foi o primeiro a fazer referências a idade do pacote sedimentar correspondente a Formação Içá. Esse autor, baseando-se em dados estratigráficos de campo, paleontológicos e fotogeológicos admite para a citada sequência uma idade entre o Plioceno e o Pleistoceno Inferior.

Posteriormente, MAIA et alii (1977), através de análises bioestratigráficas de 112 amostras coletadas na área do Projeto Carvão no Alto Solimões, propuseram uma idade pliocênica para o término da deposição dos sedimentos da Formação Solimões. Esses autores, baseados na posição estratigráfica imediatamente superior da Formação Içá em relação a Formação Solimões, bem caracterizada em superfície e em subsuperfície, além da não constatação de indícios fossilíferos, admitiram uma idade pleistocênica aos sedimentos Içá.

De acordo com a concepção de ALMEIDA (1974), no final do Mesozóico e durante o Terciário, corria um rio com corrente no sentido para oeste, o qual o citado autor denominou de Sanozama. Segundo KATZER (1933) o desaguadouro oceânico desse rio, primeiramente teria sido o Golfo Guayaquil. Com o soerguimento dos Andes este escoadouro para o Pacífico cessou provavelmente no Mioceno Médio, ficando então suas águas aprisionadas em lagos, propiciando a deposição das argilas e linhitos. Cessado o fluxo para o Pacífico, através do Golfo de Guayaquil, o rio Sanozama passou então a correr no sentido de sul para norte, indo interligar-se com o rio Orenoco, após receber as águas descendentes do norte e centro da Bolívia e centro-oeste do Peru. De acordo com ALMEIDA (1974), esse sistema deve ter persistido até o Pleistoceno Médio/Superior, quando então ocorreu a inversão para um sistema hidrográfico, que, em termos gerais, seria semelhante ao sistema atual, com posterior depósito dos sedimentos pertinentes a Formação Sanozama (Formação Içá de MAIA et alii, 1977). Para ALMEIDA (1974) a inversão do pretérito rio

Sanozama é consequência de um levantamento, o qual deve corresponder ao movimento epirogenético da América do Sul, que deveria estar associado a um paroxismo andino de grande magnitude no Pleisto-plioceno, modificando as condições regionais de deposição, ocasionando um período de fenômenos erosivos sobre os sedimentos nas áreas soerguidas. O rio Sanozama durante o final do Terciário e início do Quaternário corresponderia a um ambiente fluvial complexo de uma extensa planície de acumulação, cujas águas continentais de caráter deposicional correndo em sentido contrário as do rio Amazonas, drenava as bacias do Alto Amazonas, do Acre, faixa pericratônica peruana e vale do rio Orenoco.

MAIA et alii (1977) admite a possibilidade de que tanto durante, como após, a deposição da Formação Solimões, o rio Sanozama tenha continuado a existir, com um gradiente baixo e com fluxo tendendo a se tornar cada vez mais lento, levando em conta os próprios movimentos orogenético e epirogenéticos que deram origem a cordilheira andina, com movimentos embora não homogêneos, mas de modo geral progressivamente ascendente, o qual se fez refletir por toda a América do Sul, e mais precisamente na sua porção ocidental. Os autores admitem que a bacia do Alto Amazonas, por se encontrar posicionada em área do miogeossinclinal andino, teria sofrido as influências da ascendência da cordilheira andina, e em menor escala, da cordilheira sub-andina. Os mesmos autores chamam atenção para o fato de que sendo os sedimentos pertinentes a Formação Içá típicos de ambiente continental, oxidantes e de alta energia, caracterizado por níveis conglomeráticos, conglomerados intraformacionais ou bolas de argilas, arenitos grossos a conglomeráticos, seixos de arenitos, sílex e fragmentos de rocha, é muito pouco provável que estes sedimentos pudessem ser depositados pelo rio Sanozama, uma vez que para que isso fosse possível acontecer, seria necessário que após a deposição da Formação Solimões, a bacia do Alto Amazonas conjuntamente com partes da cordilheira sub-andina, fossem submetidas a processos orogenéticos, com movimentos ascendentes em escala superior a dos Andes, o que parece pouco provável.

Considerando a própria evolução tectônica do Continente Sul-Americano, MAIA et alii (1977) acha possível que tenha havido um soerguimento mais acentuado da porção ocidental da bacia do alto Amazonas. Os citados autores, apesar de não dispordem de dados mais evidentes, como estudos de paleocorrentes, não descartam a possibilidade da Formação Içá ter sido depositada por um sistema fluvial que em termos gerais, se assemelharia ao sistema atual.

IRVING (1971) em estudos de paleocorrentes, supõe que durante os períodos de deposição da Formação Solimões, pelo menos a princípio, o sentido da corrente deveria ter sido de leste para oeste, enquanto que no Peru seria de sul para norte. Este fluxo teria a tendência de cada vez mais ser bloqueado à medida que continuavam os movimentos ascendentes dos arqueamentos, os quais segmentaram a grande bacia sub-andina (Bacia Oriental) em diversas sub-bacias (Bacia Napo, Pastaza, Ucayali e Acre), ao

mesmo tempo em que começava a ser delineado um sistema hidrográfico semelhante ao atual. Esse novo sistema fluvial com gradiente baixo, segundo MAIA et alii (1977) teria condições de depositar apenas nas regiões mais próximas das bordas, onde na borda norte são encontrados sedimentos microclásticos com presença constante de conglomerados e conglomerados intraformacionais. Com o aumento do gradiente, teria havido condições de deposição em toda a bacia, cujos sedimentos naquela época poderiam se distribuir desde a faixa sub-andina até o Alto de Purus. Em decorrência do aumento gradativo do gradiente, o sistema teria passado a erodir os próprios sedimentos depositados nas áreas mais soerguidas, continuando tal processo até os dias atuais.

Unidade possível de correlação com a Formação Içá é a Formação Corrientes (PARRA, 1974) que ocorre sobre a Formação Pedas, na região dos rios Tigres e Corrientes, no Peru, além de parte da Formação Boa Vista de BERRANGÉ (1973) ocorrente no Estado de Roraima.

Outras unidades correlacionáveis com a Formação Içá é a "white Sands" de BERRANGÉ (1973), na Guiana e Areias Brancas de MELO et alii (1978) no Estado de Roraima, que correspondem aos sedimentos arenosos retrabalhados por ação eólica.

2.9 - Coberturas Aluvionares

As coberturas aluvionares são representadas na área por areias, argilas e cascalhos que ocorrem ao longo dos principais cursos d'água que compõem a rede de drenagem atual. Tais sedimentos são materializados pelos corpões aluvionares modernos (holocênicos), ainda em formação e as faixas de aluviões sub-recentes (pleistocênicos), as quais além de serem entalhadas pelos primeiros, ocupam níveis topográficos mais elevados em relação aos mesmos.

Apesar da relativa facilidade de individualização das faixas correspondentes aos aluviões modernos e aluviões sub-recentes, tanto em mosaicos radargrométricos, como em imagens de satélites, pela nítida quebra de relevo existente entre esses dois domínios, em decorrência do limite imposto pela escala do presente trabalho (1:500.000), os mesmos foram cartografados conjuntamente, e mesmo assim, como normalmente apresentam dimensões reduzidas, somente tiveram sua representação em mapa aqueles de maior distribuição areal, os quais aliás, em geral, associam-se aos cursos d'água mais desenvolvidos. No âmbito do projeto esses sedimentos são mais expressivamente representados ao longo do rio Marié (folhas SA.19-X-B, SA.19-X-A e SA.19-V-B), Uaupés (folhas NA.19-Y-D e NA.19-Z-C), Cuate (folha NA.19-Z-C), Tiquié (folhas NA.19-Y-D e NA.19-Z-C), Traíras (folha SA.19-V-B), Içana (folhas NA.19-Z-A e NA.19-Y-B), Piraiara(folha NA.19-Z-C), Aiari (folha NA.19-Z-A), Papuri (folha NA.19-Y-D), Curicuriari (folha SA.19-X-A) e Tea (folha SA.19-X-B), e, igarapés Tupi (folhas SA.19-V-B e SA.19-X-A) e Ira (folha SA.19-X-A). Tais sedimentos dependendo da área-fonte podem ter grande importância econômica, especialmente para ouro e cassiterita, tal como se verifica em diversos sítios da área em apreço.

Capítulo 3 - Geologia Estrutural

3.1 - Generalidades

De acordo com o panorama litoestratigráfico apresentado no capítulo anterior, no âmbito do Projeto Alto Rio Negro as duas unidades geotectônicas mais antigas, são admitidas como de idade arqueana/proterozóica inferior, correspondendo ao Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro (correlacionável aos terrenos tipo "granito-greenstone") e Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Neste capítulo é apresentada a discussão, em termos de elementos estruturais, organização, geometria e cinemática de cada uma dessas unidades, bem como das estruturas Proterozóicas, Mesozóicas e Cenozóicas, ocorrentes nessa área.

3.2 - Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro

Este terreno é representado por um substrato de natureza granito-migmatítica (Complexo Traíras) ao qual sobrepõe-se uma sequência metassedimentar com subordinada contribuição vulcânica (Grupo Tunuí), que é seccionada por granitóides sintectônicos a pós-tectônicos (Suíte Xié). A análise interpretativa de sensores remotos sugere para esse terreno uma estruturação geral representada por batólitos de granitóides da Suíte Xié, alongados nas direções NW-SE, NNW-SSE e N-S, os quais mostram-se frequentemente contornados por faixas regulares ou não de rochas supracrustais do Grupo Tunuí. Esse padrão é relativamente bem observável nas regiões das serras Caparro, Tunuí, Macaco e Traíras com continuidade para os territórios Venezuelano e Colombiano.

A fim de facilitar o entendimento do quadro estrutural, as descrições das estruturas referentes a cada uma dessas regiões são apresentadas a seguir, de maneira individualizada.

3.2.1 - Regiões das serras Caparro/Tunuí/Macaco

No contexto das rochas supracrustais dessa região reconhecem-se faixas estreitas de deformação concentrada ou zonas de cisalhamento, ao longo das quais os diferentes tipos petrográficos foram transformados em milonitos penetrativamente foliados, sob condições da fácies xisto verde.

Entre as zonas de cisalhamento é possível restaurar estruturas primárias nos pacotes quartzosos, destacando-se estratificações cruzadas, marcas onduladas, wavy, linsen, sigmóides de marés e etc. A passagem das rochas supracrustais para os granitóides Xié é marcada pela presença de zona de cisalhamento, a qual associam-se granitóides geralmente a duas micas, contendo frações lenticulares de quartzitos, anfibolitos e microtonalitos protomilonítico, mas a medida que que se caminha em direção ao núcleo dos corpos granitóides a foliação torna-se incipiente.

A foliação milonítica apresentada pelos quartzitos Tunuí é desenhada pela orientação preferencial de agregados de cristais de quartzo fitado ou não, e, muscovita.

Nas rochas granitóides da Suíte Xié a foliação milonítica é definida por fenoclastos de feldspatos orientados preferencialmente e contornados por faixas de agregados de quartzo, biotita e muscovita. Localmente a foliação milonítica passa para um bandamento composicional ou bandamento gnáissico caracterizado pela alternância regular de faixas quartzo-feldspáticas com faixas de minerais máficos. Associado ao desenvolvimento da foliação milonítica existe uma lineação de estiramento definida por barras de quartzo, paralela a orientação dos minerais placóides (biotita e muscovita) e prismáticos (hornblenda).

Os segmentos de rochas supracrustais que constituem as serras Caparro, Tunuí e Macaco apresentam-se contornando corpos graníticos da Suíte Xié, produzindo um arranjo anastomótico, o qual internamente é representado por zonas de cisalhamento que isolam frações lenticulares menos deformadas dessas diferentes unidades. Os arranjos planares aliados aos lineares configuram a essa área um quadro estrutural bastante complexo. Nesse contexto distingue-se os seguintes conjuntos de foliações.

a) Foliações segundo NNE-SSW a NE-SW com mergulhos para ESE a SE, ou WNW a NW, estando às foliações com mergulho para ESE a SE associadas lineações inclinadas para SSE, enquanto às foliações com mergulho para WNW a NW relacionam-se lineações com mergulhos para NNW evidenciando uma movimentação sinistral, relacionada a regime compressivo oblíquo ao qual associam-se zonas de cavalgamento e zonas de cisalhamento transcorrentes. Esse quadro estrutural aliás se ajusta ao da região da serra Tunuí, onde as faixas de supracrustais que constituem a citada serra, de acordo

com estudos fotointerpretativos de produtos de sensores remotos, ocorrem orientadas segundo NNE-SSW a NE-SW com mergulhos para WNW a NW ou ESE a SE sugerindo feição sinformal.

b) Foliações segundo NNW-SSE a NW-SE com mergulhos para ENE a NE ou WSW a SW sendo que às foliações com mergulhos para ENE a NE associam-se lineações com inclinações para NNE, enquanto que as foliações com mergulhos para WSW a SW relacionam-se lineações inclinadas para SSW evidenciando movimentação dextral decorrente de regime compressivo oblíquo, ao qual ocorrem associadas zonas de cisalhamento transcorrentes e zona de cavalgamento. Esse panorama estrutural se coaduna com o da região oeste da serra Caparro, onde as supracrustais que constituem essa serra dispõem-se segundo NNW-SSE com mergulhos para WSW.

3.2.2 - Região da serra Traíras

Em virtude dos estudos de campo na região da serra Traíras terem sido desenvolvidos a um nível bastante restrito, as informações sobre essa área são decorrentes de uma análise interpretativa de caráter geral efetivada através de produtos de sensores remotos. Através dessa análise, individualiza-se nessa área uma estruturação geral NNW-SSE com mergulhos para SSW, materializada por faixas alongadas e fortemente foliadas de supracrustais do Grupo Tunuí que aparecem contornando corpos alongados da Suíte Xié. Esse arranjo geométrico apresenta-se mais conspícuamente representado no território colombiano e em alguns casos, sugere movimentação dextral.

As observações de campo restringem-se aos quartzitos que compõem as serras Meio e Esperança, onde registra-se a presença de foliação milonítica penetrativa envolvendo bandas quartzosas (veios de quartzo) que isolam frações lenticulares de quartzo-arenitos não deformados, proporcionando o desenvolvimento de um padrão anastomótico, tal como o descrito na região do Caparro.

As medidas de foliação tomadas no campo em supracrustais milonitizadas foram N10ow com mergulho de 44o para Sw (predominantemente) e N80ow com 80D de mergulho para Sw, além de N60ow com mergulho para NE.

A foliação N10ow com mergulho de 44o para Sw associa-se lineação de estiramento inclinada (30o) para SSw com indicação de movimentação dextral, evidenciando regime compressivo oblíquo.

Associadas tanto a foliação N10ow como a N80ow e N60ow ocorrem frações lenticulares quartzosas (veios de quartzo), sendo que as frações relacionadas a foliação N10ow apresentam-se mineralizadas em ouro, enquanto que as que associam-se a foliação N80ow e N60ow mostram-se normalmente estéreis.

3.3 - Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central estende-se na porção sudeste e frações dos quadrantes nordeste e sudoeste do projeto e corresponde a uma faixa de rochas predominantemente graníticas com caráter milonítico a protomilonítico, orientada preferencialmente na direção NE-SW, sendo este "trend" principal seccionado por zonas de cisalhamentos (Rio Negro e Rio Uaupés) discretas orientadas segundo WNW-ESE a NW-SE, nas quais ocorrem emoutidos quartzitos, xistos miloníticos e metavulcanitos ácidos que juntamente com os litótipos descritos anteriormente integram a unidade Complexo Cauaburi. Esse cinturão tem sua estruturação geral mantida também fora da área do projeto, em seu prolongamento através da porção extremo-nordeste do Estado do Amazonas, Roraima, Suriname e Guiana. Em Roraima, Suriname e Guiana, além dos litótipos citados anteriormente, rochas granulíticas também ocorrem associadas a esse cinturão. Ainda fora da área do projeto, na porção extremo-nordeste do Amazonas, correspondente ao setor sudoeste do cinturão, o mesmo aparece seccionado por zonas de cisalhamento de orientação NW-SE, as quais em suas terminações noroeste, nas proximidades da fronteira Brasil/Venezuela, mostram-se arqueadas em função de seu truncamento, pela estruturação principal NE-SW do cinturão. Tal faixa, com mais de 15 km de largura, corresponde às serras Curupira (granitóides miloníticos a protomiloníticos) e Araça (quartzitos e muscovita-xistos miloníticos) e representa feixe transcorrente relacionado ao desenvolvimento do citado cinturão, ao longo do qual formou-se a bacia que abrigou os metassedimentos referentes à serra Araça.

A estruturação geral NE-SW com inclinação para NW apresentada pelo Cinturão Guiana Central é no âmbito do projeto representada por frações lenticulares de diversas rochas, compondo um padrão anastomótico. Tal arranjo estrutural é verificado através de granitóides protomiloníticos isolados em meio a granitóides miloníticos. Corpos de granitos pegmatóides e de mobilizados ácidos boudinados ou não, bem como frações de granitóides ricos em máficos imersos nos granitóides miloníticos também contribuem para a caracterização do padrão lenticularizado ou anastomótico. Internamente, esses corpos rochosos caracterizam-se pela presença de uma foliação penetrativa, cuja morfologia varia em função da natureza da rocha e da taxa de deformação. Em diversas rochas miloníticas a foliação pode ser descrita como um bandamento composicional, quando há alternância regular de faixas máficas e félsicas, ou como uma foliação de transposição, quando as frações máficas e félsicas estão fortemente lenticularizadas. Tais elementos estruturais podem passar gradativamente para uma xistosidade decorrente da forte cominuição dos cristais e da alta taxa de deformação imposta. Nos quartzitos a foliação é formada por agregados de quartzo e palhetas de muscovita orientadas preferencialmente. Nos granitóides de granulação grossa a foliação é fortemente anastomótica em função da presença de fenoclastos de feldspato envolvidos por faixas de cristais de

quartzo e mica. Na superfície da foliação existe uma lineação formada por cristais de quartzo e feldspatos estirados, bem como por minerais placóides e prismáticos orientados preferencialmente. Esse elemento linear tem direção geral WNW-ESE e mergulha sistematicamente 60° para WNW.

Dobras são observadas localmente, podendo no geral ser classificadas como intrafoliais e pregnáticas. Tratam-se de dobras que variam de decimétricas a poucos metros mas não se descarta a possibilidade de existirem dobras maiores. Embora seja reconhecida a penetratividade da foliação através do cinturão, individualizam-se faixas de concentração de deformação e movimentação, proporcionando a transformação das unidades rochosas em tectonitos S> e LS. Tais faixas coincidem preferencialmente com as regiões de contato entre os litótipos distintos. Nesse contexto pode-se falar que a organização geométrica interna do cinturão compreende um sistema imbricado de zonas de cisalhamento intimamente associado ao processo de milonitização regional.

Os critérios cinemáticos estudados (bandas de cisalhamentos, relação S-C, assimetria de sombra de pressão, rotação de cristais) indicam que o sistema imbricado de zonas de cisalhamento esta associado a movimentação essencialmente dextral. Nesse caso, pode-se deduzir que a direção preferencial de transporte de massas rochosas é WNW-ESE. De acordo com a postura da lineação, as massas rochosas foram transportadas de WNW para ESE durante a evolução do cinturão.

Como já foi mencionado anteriormente, a estruturação geral NE-SW do cinturão é seccionada e modificada localmente por zonas de cisalhamento orientadas na direção WNW-ESE a NW-SE. Nesse contexto, destacam-se na área do projeto, as zonas de cisalhamento Rio Negro e Daupes. A zona de cisalhamento Rio Negro é formada por frações lenticulares de quartzitos e metavulcanitos e faixas de granitóides miloníticos diversos, com estruturação interna representada por uma foliação milonítica mergulhando fortemente para NNE a NE e por uma lineação de estiramento moderadamente inclinada para NW. Os critérios cinemáticos observados (relação S-C, assimetria de sombra de pressão e rotação de cristais) sugerem movimentação dextral, indicando que se trata de uma zona de cisalhamento com forte componente direcional (tendência a transcorrência).

A zona de cisalhamento Daupés é representada basicamente por granitóides miloníticos a protomiloníticos e apresenta as mesmas características estruturais da zona de cisalhamento Rio Negro.

Em decorrência do fato das zonas de cisalhamento Rio Negro e Daupés estarem orientadas na direção do transporte tectônico do cinturão de cisalhamento Guiana Central, opta-se, no momento, por considera-las como rampas laterais, embora não se elimine, no entanto a possibilidade de que representem rampas oblíquas.

3.4 - Relação entre o Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central

De acordo com a proposta estrutural de caráter interpretativa apresentada por RASUL et alii (1984) para a região Amazônica, a área correspondente ao Projeto Alto Rio Negro inclui frações dos blocos crustais Alto Orinoco, Napo e Japurá. Na concepção dos autores citados, no interior desses blocos assomam unidades referentes aos terrenos tipo granito-greenstone enquanto que nas suas bordas, ocorrem os cinturões de alto grau. Esses mesmos autores, no referido trabalho, sugerem que a articulação entre os blocos Napo e Alto Orinoco se estabeleça através do Cinturão Uaupés orientado na direção NW-SE, e que as relações entre esses blocos e o bloco Japurá se processe através do Cinturão Nordeste do Amazonas, de direção NE-SW.

Os dados apresentados e discutidos nos itens anteriores do presente relatório, mostram que o Cinturão Nordeste do Amazonas referido por RASUL et alii (1984) corresponde ao prolongamento do próprio Cinturão Guiana Central, na região do Alto Rio Negro, enquanto que o Cinturão Uaupés, representa em realidade, subordinadas zonas de cisalhamento (Uaupés e Rio Negro) interpretadas em princípio como rampas laterais ou mesmo oblíquas, vinculadas a evolução do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Desse modo não se configura o quadro proposto por RASUL et alii (1984) já que os blocos Napo e Alto Orinoco representam um único segmento crustal cujos limites noroeste e sudeste correspondem aos cinturões Meta/Alto Meta e Guiana Central, respectivamente. O interior desse segmento crustal é composto pelas unidades Complexo Traíras, Grupo Tunuí e Suíte Xié, integrantes do Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro, que por sua vez passa gradativamente para os cinturões de cisalhamento limitantes, representados no caso pelo Cinturão de Cisalhamento Guiana Central a sudeste, e, Cinturões Meta e Alto Meta a noroeste.

3.5 - Estruturas Relativas ao Proterozóico Médio/Superior

As unidades litoestratigráficas correspondentes ao Proterozóico Médio/Superior são representadas na área do projeto pelo conjunto sedimentar correlacionável ao Supergrupo Roraima, corpos graníticos anorogênicos da Suíte Intrusiva Tiquié e diques básicos correspondentes ao Diabásio Cujubim.

Das unidades citadas tanto o Supergrupo Roraima como a Suíte Tiquié estão indiscutivelmente relacionados ao grande evento distensivo designado genericamente de Uatumã (RAMGRAB & SANTOS, 1974), desencadeado na região Amazônica durante o Proterozóico Médio (1.800 a 1.500 m.a.), enquanto que as básicas Cujubim (+/- 1.100 m.a.) relacionam-se a reativações cronologicamente subsequentes ao évento Compressivo X'Muxu (+/- 1.200 m.a.), sugerindo portanto, seu total desvinculamento do citado evento distensivo.

Os elementos estruturais atribuídos a evolução do Proterozóico Médio na área do projeto são representados por descontinuidades orientadas preferencialmente nas direções WNW-ESE e NNE-SSW, no domínio de ocorrência da sequência Roraima e, NE-SW e NW-SE na área de distribuição dos granitóides Tiquié. Embora as observações de campo não tenham permitido até o momento a definição da natureza de tais descontinuidades, as seguintes questões gerais podem ser apresentadas.

- Os estudos desenvolvidos por PINHEIRO et alii (1990) na região norte do Estado de Roraima em rochas do Supergrupo Roraima concluíram que as descontinuidades WNW-ESE e W-E correspondem a falhas normais compondo a arquitetura da bacia naquela região, enquanto que as descontinuidades submeridianas representam zonas de transferências. Aplicando-se essa linha interpretativa, no âmbito do projeto, pode-se admitir em caráter preliminar que a descontinuidade WNW-ESE que baliza a borda sul da serra Padre represente a falha normal mestra que controla a arquitetura da bacia que abriga o Supergrupo Roraima na região estudada. Da mesma forma, as descontinuidades NE-SW que ocorrem associadas a mesma serra podem ser interpretadas como falhas de transferencia. Nesse contexto, portanto, a geometria geral dessa região no Proterozóico Medio pode, pelo menos em parte, ser entendida, em termos de implantação de estruturas distensionais simétricas ou assimétricas, como controlada por descontinuidades WNW-ESE, com falhas de transferência NNE-SSW associadas. A julgar pelo fato de que numerosas amostras referentes ao Supergrupo Roraima, coletadas no bordo sul da serra Padre, em associação a lineamentos WNW-ESE e NNE-SSW, revelaram através de estudos petrográficos efeitos de ação cisalhante rúptil/dúctil, pode-se admitir que o padrão geométrico referente ao regime distensivo, descrito anteriormente, pelo menos em caráter local, tenha sofrido modificações para um regime compressivo relacionado a processo de incipiente inversão da bacia sedimentar, na região do projeto.

- Na porção leste do projeto, especialmente na região correspondente a folha NA.20-V-C, os 04 (quatro) batólitos graníticos representativos da Suíte Tiquie apresentam-se orientados segundo NE-SW, estando seus corpos em geral bastante controlados por falhas NE-SW e WNW-ESE, evidenciando, desse modo, indiscutível condicionamento estrutural exercido pelas anisotropias antigas referentes ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, no controle do processo de emplaçamento desses corpos anorogênicos. Esses lineamentos que aparecem seccionando os citados batólitos realçam nitidamente através dos produtos de sensores remotos e impõem a essas rochas, de acordo com estudos petrográficos realizados, um caráter cisalhante rupt.il/duct.il. Esse dado, aliado ao fato já citado anteriormente de que características rupteis/ducteis também foram verificadas por estudos petrográficos em rochas referentes ao corpo sul da serra Padre, pode significar que a bacia que abriga os sedimentos Roraima, na região do Projeto, tal como foi verificado por PINHEIRO et ali (1990) no Estado de Roraima, também esteve submetida a processo de inversão incipiente.

3.6 - Estruturas Mesozóicas

As rochas relacionadas ao Mesozóico, ocorrentes na área do Projeto são representadas pelas unidades Diabásio Uarana e Alcalinas Seis Lagos.

A unidade Diabásio Uaraná corresponde a diques básicos de caráter toleítico que, por apresentarem idades de 250-200 m.a., são entendidos como representantes de um magmatismo básico, correlacionável temporalmente ao desenvolvimento do Gráben Tacutu. A orientação NE-SW do gráben, francamente concordante com um amplo feixe de falhas, ao qual em geral associam-se corpos básicos mesozóicos e que se estende através da região do alto rio Negro, Estado de Roraima, Guiana e Suriname, coincide portanto com a zona de ocorrência do Cinturão Guiana Central, evidenciando claramente que o evento distensivo mesozóico, processado nessa região e que culminou com a instalação do Gráben do Tacutu, teve como condicionamento estrutural as anisotropias antigas relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

A unidade Alcalina Seis Lagos é materializada, no âmbito do projeto, por três corpos intrusivos de natureza carbonatítica que ocorrem na folha NA.19-Z-D, aos quais podem estar associadas rochas ultrabásicas alcalinas, sendo tal conjunto no presente trabalho, a exemplo de VIÉGAS FILHO & BONOW (1977), posicionado em caráter provisório no mesozóico, apesar da inexistência de dados geocronológicos. Tais corpos são circulares e aparecem encaixados na faixa rochosa NE-SW correspondente ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, que serviu de controle estrutural na instalação do evento distensivo Mesozóico que culminou com a implantação do Gráben do Tacutu. Esses lineamentos NE-SW, os quais embora estejam originalmente relacionados ao evento deformativo correspondente ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, foram também, pelo menos em parte, reativados tanto no Proterozóico Médio como no Mesozóico, e apresentam-se aparentemente truncados pelos corpos carbonatíticos citados, relação essa que pode ser interpretada no sentido de que o emplacamento desses corpos estejam relacionados mais possivelmente, a fase terminal dessa reativação mesozóica que materializa o evento distensivo Tacutu. Em função do relativo grau de consistência do argumento apresentado, o posicionamento mesozóico proposto nesse trabalho para os corpos carbonatíticos, deve ser encarado com certa reserva, não podendo desse modo ser descartada totalmente a possibilidade dos mesmos estarem realcionados ao Proterozóico Médio.

3.7 - Estruturas Cenozóicas

As unidades Cenozóicas, no âmbito do projeto, são representadas pela Formação Içá e pelos Aluviões Recentes e Modernos, as quais, por não terem sido alvos de trabalhos de campo, foram delimitadas através de estudos fotointerpretativos desenvolvidos em produtos de sensores remotos.

A Formação Içá corresponde a uma sequência de arenitos fluviais de idade quaternária que segundo MAIA et alii (1977) recobre discordantemente os sedimentos terciários da Formação Solimões. Essa unidade se estende na porção central do projeto numa faixa que se afunila no sentido, aproximadamente sul-norte através das folhas NA.19-Y-D, NA.19-Y-B, NA.19-Z-D, NA.19-Z-A (parte sudoeste), NA.19-Z-C, SA.19-X-B, SA.19-V-B e SA.19-X-A, sendo que regionalmente apresenta limites ocidental e oriental coincidindo com as feições estruturais referidas como Arco de Iquitos e Arco de Purus, respectivamente. Segundo SENA COSTA & MASUI (1991), em decorrência da movimentação das placas Sul americana e Caribenha, desde o Eoceno, toda essa área vem sendo submetida a ação de um binário E-W que por indução de extensão NE-SW tem gerado estruturas essencialmente transcorrentes dextrais. À citada movimentação certamente deve estar associada a geração de diversas falhas, bem como a reativação de falhamentos antigos, estando a configuração da drenagem atual, pelo menos em parte, relacionada ao desenvolvimento dessas descontinuidades. Nesse sentido, a visualização global dos sistemas de drenagens referentes a áreas do projeto (Figura II.3.1), destaca claramente que os rios relacionados ao Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro, apresentam seus cursos controlados tectonicamente pelo "trend" NW-SE (predominantemente) e NNE-SSW (subordinadamente), enquanto a drenagem associada à área de distribuição do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, reflete controle tectônico segundo o "trend" NE-SW (predominantemente). Esse quadro geral refletido pelo sistema de drenagem atual, evidencia certamente que as linhas tectônicas a ela associadas são em grande parte decorrentes de reativações de anisotropias antigas, especialmente as referentes aos segmentos rochosos correspondentes ao Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

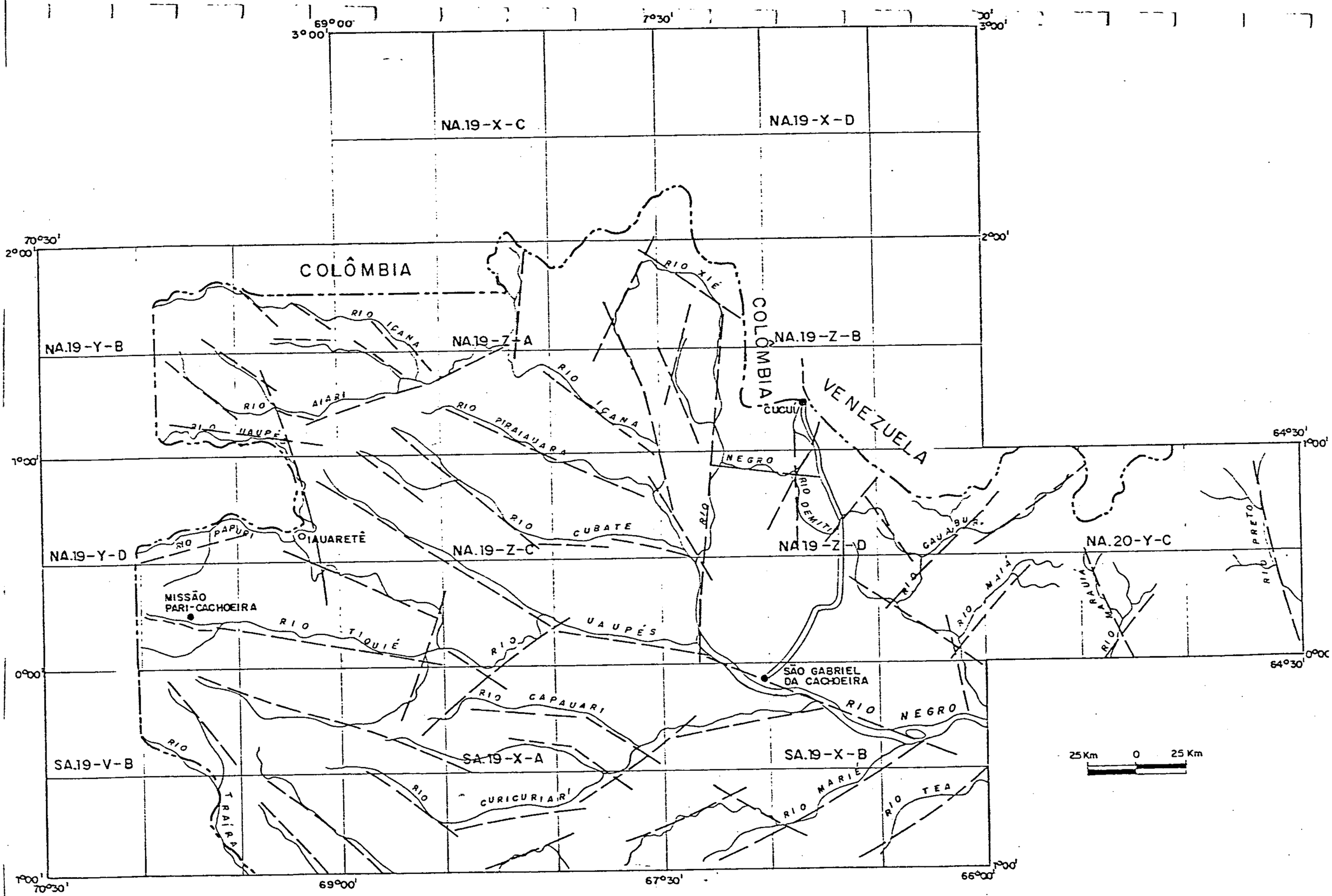


Figura II.3.1 — Controle tectônico da rede de drenagem atual.

Capítulo 4 – Arranjo Tectono-estratigráfico

O quadro geológico da região do Alto Rio Negro apresenta grande complexidade por refletir a superimposição de diversos eventos tectonotermais, requerendo desse modo, para seu completo entendimento, um estudo de natureza multidisciplinar. Apesar da dificuldade citada, bem como da limitação imposta pelo nível de reconhecimento dos trabalhos desse projeto, obteve-se nesse estudo uma visão geral do arranjo estratigráfico dessa região (Figura II.4.1). Assim, as unidades mais antigas da área são representadas por dois domínios geotectônicos referidos como Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, ambos atribuídos ao Arqueano Superior a Proterozóico Inferior.

O Terreno de Baixo a Medio Grau Metamórfico Caparro corresponde a um conjunto petrotectônico estabilizado, tipo granito-greenstone antigo, materializado por um substrato de natureza granito-migmatítica (Complexo Traíras) ao qual sobrepõe-se uma sequência metassedimentar com subordinada contribuição vulcânica (Grupo Tunuí), que é seccionada por batólitos de graníticos sintectônicos a pós-tectônicos (Suíte Xié).

O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central refere-se a uma faixa rochosa orientada preferencialmente na direção NE-SW, associada a um regime de cavalgamento oblíquo, correspondente ao Complexo Cauaburi (graníticos miloníticos a protomiloníticos, quartzitos e metavulcanitos).

As rochas do Complexo Cauaburi são entendidas em termos gerais, como formadas em grande parte, através do evento deformativo Guiana Central, às expensas de segmentos rochosos tipo granito-greenstone antigos, correspondentes ao Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro. Ressalva importante, nessa concepção apresentada, deve ser feita com relação aos metassedimentos e metavulcanitos referentes ao Complexo Cauaburi, uma vez que tais rochas, embora possam ser entendidas como megaremanescentes do Grupo Tunuí, ocorrentes no cinturão de cisalhamento, podem com muita possibilidade, alternativamente, ter sua origem relacionada a bacias implantadas durante o desenvolvimento do próprio Cinturão Guiana Central.

Os produtos litológicos referentes ao intenso evento distensivo desencadeado na área, durante o Proterozóico Medio, são representados por quartzo-arenitos e conglomerados do Supergrupo Roraima que são seccionados por corpos anorogênicos predominantemente graníticos, da Suíte Intrusiva Tiquié.

Os diques de diabásio atinentes ao Proterozóico Superior são representados pela unidade Diabásio Cuyuwim.

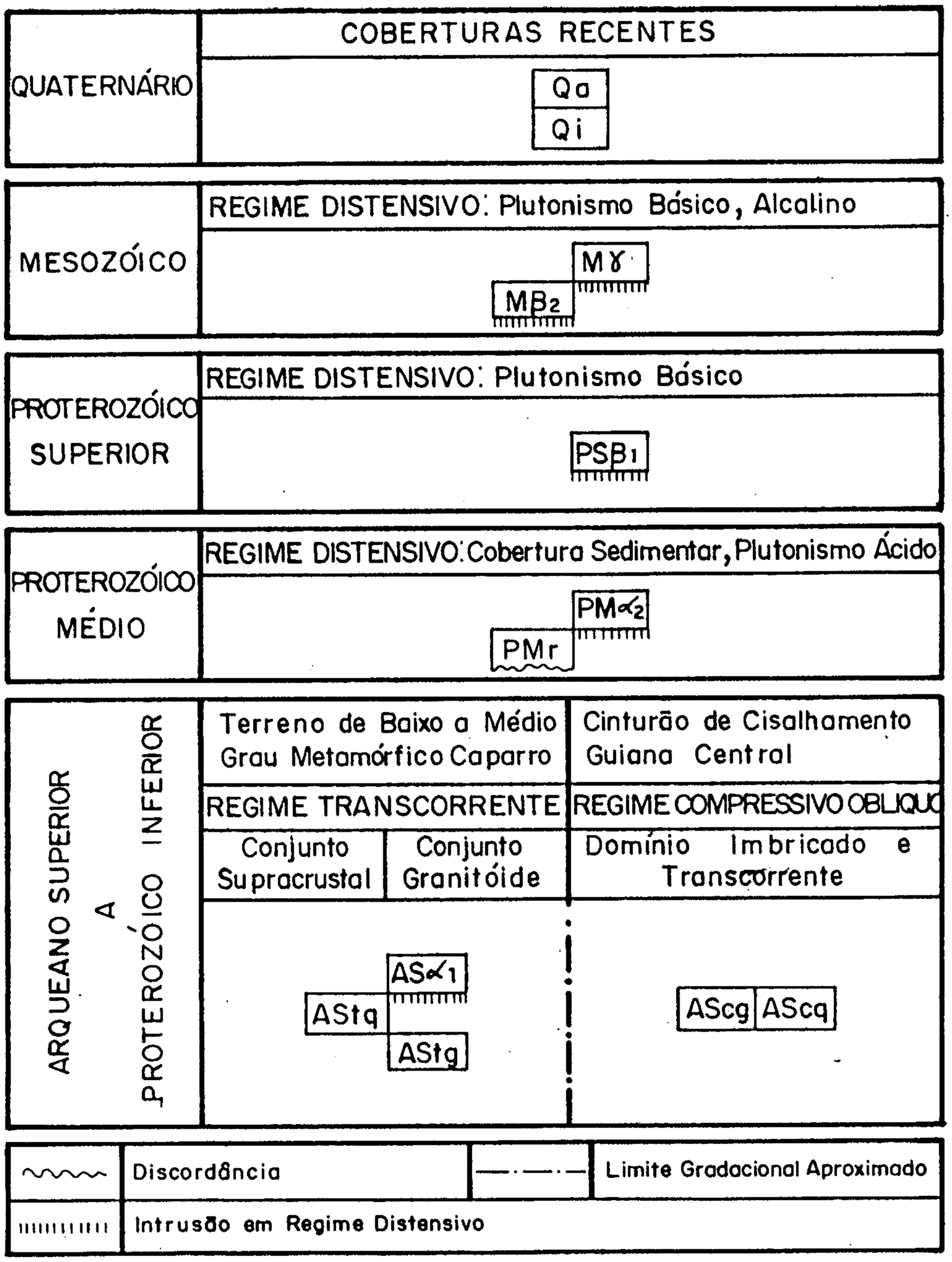


Figura II.4.1 — Arranjo espacial temporal/crustal das unidades.

Os diques de diabásio relacionados ao Mesozóico e os corpos carbonatíticos considerados provisoriamente com essa mesma idade, são materializados pelas unidades Diabásio Uaranã e Alcalinas Seis Lagos, respectivamente.

Os arenitos silto-argiloso, laterizados, localmente conglomeráticos e com idade quaternária são representados pela Formação Içá.

Finalmente, reunidos na unidade Coberturas Aluvionares, ocorrem os cordões aluvionários, tanto recentes como sub-recentes.

Capítulo 5 - Evolução Geológica

Como já foi citado no capítulo anterior, a região do Alto Rio Negro, por ter sido alvo da superposição de diversos eventos tectonotermais, reflete uma profunda complexidade geológica, a exigir para seu completo entendimento, um estudo de natureza multidisciplinar. Tal panorama, por si só já sugere forte questionamento sobre o grau de confiabilidade das idades radiométricas que têm sido utilizadas, de modo bastante decisivo, por alguns autores na interpretação dessa vasta região. Em adição às dificuldades citadas, ressalta-se a limitação de ordem puramente metodológica do presente trabalho, uma vez que o Projeto Alto Rio Negro, em cumprimento a seus objetivos, foi realizado a nível de reconhecimento, com trabalhos de campo geralmente direcionados a alvos distintos, tornando desse modo, ainda mais difícil a tarefa de integração dos dados obtidos bem como de sua interpretação. Apesar das limitações enumeradas, com base na integração dos dados obtidos em estudos fotointerpretativos, geofísicos, aerográficos, de campo, petrográficos e químicos, foi esboçado um quadro de evolução geológica da área em apreço, com satisfatório nível de coerência, o qual pelo próprio fato de emergir através de levantamento geológico a nível de reconhecimento, não deve logicamente ser encarado como uma questão fechada e conclusiva, mas sim, muito pelo contrário, como um alinhavamento geral envolvendo diversos pontos ainda perfeitamente discutíveis em função do restrito volume de conhecimento da área. Tais pontos referem-se principalmente as idades e posicionamentos estratigráficos de certas unidades as quais, em função do discutível grau de confiabilidade das idades radiométricas correspondentes, têm sido interpretadas diferentemente por diversos autores.

A evolução geológica da área tem seus registros primordiais em rochas pertinentes as unidades Complexo Traíras, Grupo Tunuí e Suíte Xié, as quais compõem o conjunto geotectônico correspondente ao Terreno de Baixo a Médio Grau metamórfico Caparro, de idade admitida no presente trabalho como Arqueana a Proterozóica inferior em função de sua correlação com segmentos rochosos estabilizados tipo granito-greenstone antigos, concepção esta em claro confronto com a proposta defendida por TASSINARI (1981), baseada em datações geocronológicas, de que as rochas mais antigas da região do Alto Rio Negro tenham sido formadas em torno de 1.750 m.a. Assim, admite-se no presente trabalho que as rochas supracrustais do Grupo Tunuí (metassedimentos com subordinada contribuição vulcânica) tenham se instalado sobre crosta sálica representada por graníticides e anfibolitos migmatizados do Complexo Traíras em regime francamente extensional ou transtensional.

A ausência de produtos vulcânicos expressivos associados a instalação dos metassedimentos do Grupo Tunuí sugere que esse evento não alcançou fatores de estiramento (β) altos, significando que a litosfera não foi fortemente adelgaçada nesta

época. A colocação dos granitóides a titanita da Suíte Xiê deve estar ligada a esse evento tectônico inicial, estando a fácies granítica a duas micas dessa unidade, por seu caráter mais silicoso e peraluminoso em relação à fácies a titanita, associada a um estágio mais evoluído de diferenciação, a partir de um processo de assimilação, por parte desse magmatismo, de sedimentos de natureza principalmente aluminosa, do Grupo Tunuí. Na progressão da evolução geológica da região, os conjuntos litológicos descritos, experimentaram deformações compressionais sob condições da fácies xisto-verde, com a instalação de zonas de cisalhamentos dúcteis, preferencialmente nas interfácies das rochas supracrustais/granitóides, impondo foliações geralmente submeridianas nas unidades rochosas e promovendo a organização estrutural anastomótica que se verifica através do terreno como um todo, especialmente na região do rio Traíras. Conforme mencionado no Capítulo 3, embora o quadro geométrico-cinemático das zonas de cisalhamentos, se apresente bastante intrincado, já se esboça um panorama no qual as principais ocorrências auríferas associadas ao Grupo Tunuí estão essencialmente condicionadas às faixas de deformação concentrada com forte percolação de fluidos, a exemplo da região da cordilheira Traíras, onde os veios de quartzo auríferos apresentam-se boudinados, ou com forte estricção, ou dobrados, em consequência da movimentação ao longo da zona de cisalhamento.

Na evolução do quadro geológico da região, em época ainda indeterminada, porém considerada neste relatório como situada no intervalo Arqueano-Proterozóico Inferior, desencadeou-se na área um extenso processo deformativo de natureza dúctil relacionado ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Tal cinturão tem caráter de cavalgamento oblíquo, estende-se no setor oriental do projeto e corresponde a uma faixa de rochas predominantemente graníticas com caráter milonítico a protomilonítico, orientada preferencialmente na direção NE-SW, com inclinação para NW, sendo este "trend" principal seccionado por zonas de cisalhamentos (Rio Negro e Uaupés) discretas orientadas segundo WNW-ESE a NW-SE, nas quais ocorrem embutidos quartzitos, xistos miloníticos e metavulcanitos ácidos. A estruturação geral desse cinturão é mantida também fora da área do projeto, em seu prolongamento através da porção extremo-nordeste do estado do Amazonas, Roraima, Suriname e Guiana.

No Proterozóico Médio, relacionado a evento distensivo de abrangência regional, processou-se a deposição dos sedimentos do Supergrupo Roraima, seguidos pelas intrusões dos corpos graníticos especializados em estanho, da Suíte Intrusiva Tiquie. Afetando todo este conjunto petrotectônico tem sido considerado por diversos autores a atuação por toda a região Amazônica, de um extenso processo deformativo de caráter rúptil referido genericamente como Episódio K'Mudku, com registro radiométrico em torno de 1200 m.a. e origem ainda bastante controvertida. Posteriormente, no Proterozóico Superior, efetivou-se na região,

um magmatismo básico caracterizado na área por diques básicos, com idade em torno de 1100 m.a., pertinentes a unidade Diabásio Cuyuni.

No Mesozóico, durante o desenvolvimento do evento distensivo que no Estado de Roraima culminou com a instalação do Graben do Tacutu, injetaram-se na área do projeto diques de diabásio (+/- 200 m.a.) referentes a unidade Diabásio Uaranã. Ainda no Mesozóico, em estágio subsequente às injeções básicas citadas, admite-se, em caráter provisório, que tenha se processado o emplacamento dos corpos carbonatíticos relacionados a unidade Alcalinas Seis Lagos.

No Terciário (Oligoceno-Plioceno), como reflexo do levantamento Andino e bloqueamento do sistema hidrográfico da época, ocorreu a sedimentação, em ambiente dominantemente redutor, da Formação Solimões. Posteriormente, com a inversão do sistema de drenagem que atuava no Terciário, para um sistema semelhante ao atual, processou-se, já no Quaternário (Pleistoceno), a sedimentação predominantemente oxidante da Formação Içá.

Finalmente, ainda no Quaternário, atreladas a rede de drenagem atual, desenvolveram-se as aluviões sub-recentes (Pleistoceno) e recentes (Holoceno) que compõem a unidade Coberturas Aluvionares.

Capítulo 6 - Geofísica

6.1 - Metodologia

A sistemática estabelecida para o Projeto Alto Rio Negro consistiu na interpretação qualitativa dos dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos, utilizando os dados magnéticos na identificação dos principais traços estruturais e unidades magnéticas distintas que foram correlacionadas aos diferentes litotipos que ocorrem na área do projeto, mesmo aqueles não aflorantes, visto que o método atinge rochas em subsuperfície que se encontram em temperaturas inferiores a 625oC. Os dados radiométricos do canal de contagem total serviram como ferramenta auxiliar na identificação das rochas aflorantes e áreas com coberturas de sedimentos inconsolidados. As informações radiométricas dos canais de urânio, tório e potássio não foram usadas porque não estão disponíveis em forma de mapas.

6.2 - Dados Utilizados

Os dados de geofísica utilizados neste trabalho foram obtidos no levantamento do Projeto de Aerogeofísica Extremo Noroeste do Brasil pelas empresas ENCAL S/A e PROSPEC S/A em 1988 para o convênio DNPM/CPRM. Esse aerolevantamento foi realizado com linhas de vôos de direção norte-sul espaçadas de 2 km, altura media de 150 metros acima do terreno e intervalo medio entre amostragem de 60 metros.

Os mapas utilizados estão na escala 1:250.000.

6.3 - Interpretação

6.3.1 - Aeromagnetometria

Na interpretação dos dados magnéticos considerou-se apenas a magnetização induzida, mesmo porque as anomalias existentes na área do projeto não mostram evidências de magnetização remanescente. Considerou-se também que, em áreas de baixas latitudes, caso do projeto, as anomalias produzidas por corpos geológicos no campo magnético total são predominantemente negativas e que a forma de uma anomalia registrada ao longo de um perfil é função das seguintes variáveis.

a) inclinação magnética da área;
b) direção e sentido do perfil em relação ao norte magnético;
c) forma, profundidade e mergulho do corpo;
d) orientação do corpo em relação ao norte magnético;
e) magnetização do corpo;
f) magnetização remanescente, se existir.

Na interpretação dos lineamentos magnéticos normalmente indicativos de contatos litológicos e fraturas, considerou-se as seguintes características dos mapas aeromagnéticos que definem esses lineamentos.

a) interrupção de altos magnéticos;
b) interrupção de baixos magnéticos;
c) mudanças de gradiente;
d) padrões de contorno em linhas retas.

Nos mapas aeromagnéticos foram delimitadas áreas com assinaturas geofísicas características, denominadas de unidades magnéticas e identificadas por letras (Figura II.6.1).

Unidade Magnética A - Está representada por um relevo magnético médio onde as curvas de isovalores aparecem orientadas segundo as direções predominantes de fraturas NE-SW e NW-SE. No lado ocidental da área do projeto esta extensa unidade magnética está relacionada aos sedimentos da Formação Içá. Evidentemente que esta unidade magnética não representa os sedimentos mas sim o embasamento sobre o qual repousam esses sedimentos. Os dados magnéticos, no atual estágio de processamento, não permitem assegurar que esse embasamento seja diferente daquele que constitui a Suíte Xié. Assim pode-se interpretar que as diferenças de assinaturas magnéticas entre as unidade A e B se devam apenas a diferentes níveis de exposição. Ficando a hipótese de um embasamento mais ácido sob os sedimentos da Formação Içá a "mercê" de trabalhos de campo futuros. No lado oriental está correlacionada aos granitóides do Complexo Cauaburi e aos granitóides intrusivos Traíré.

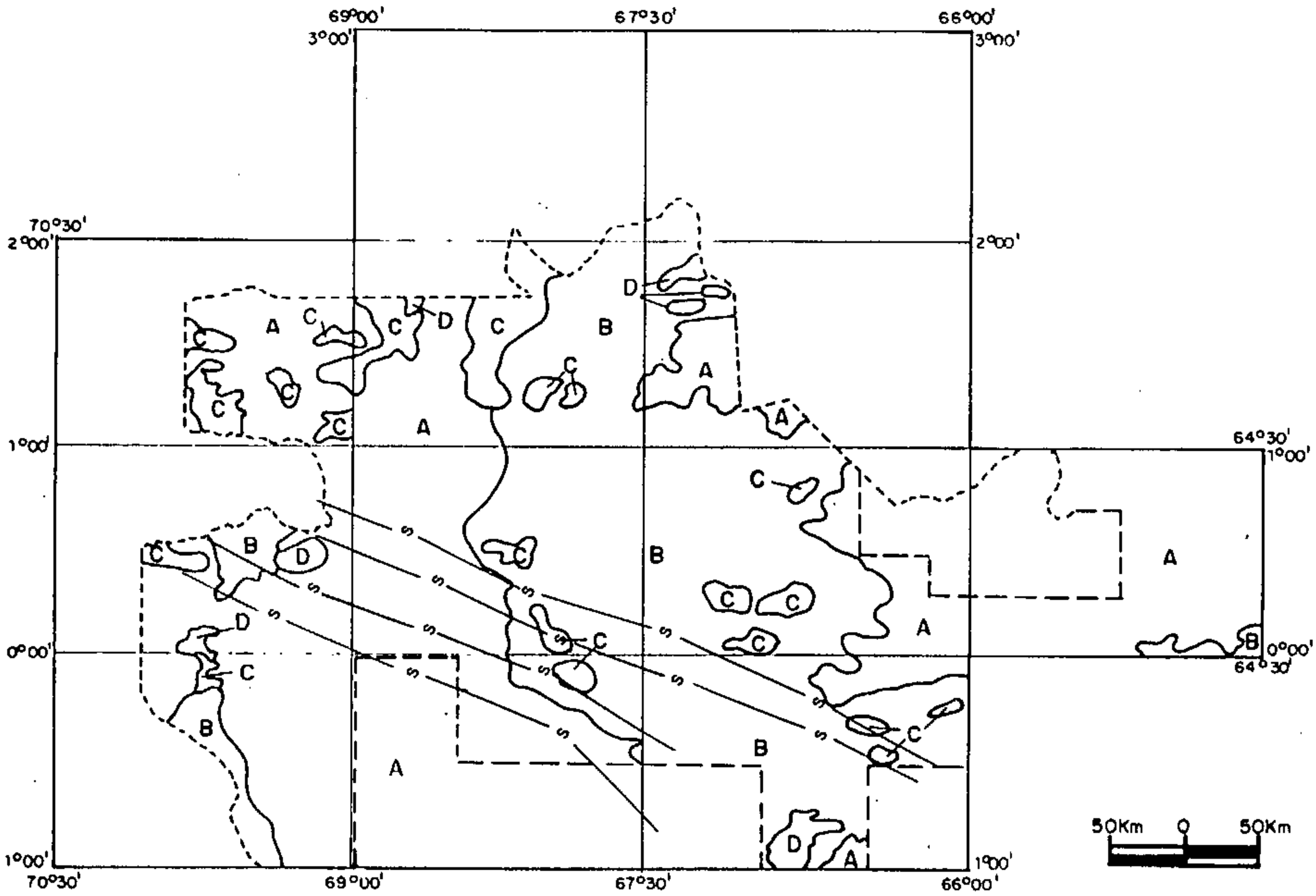


Figura: II.6.1— Discriminação das unidade magnéticas na área do Projeto Alto Rio Negro.

LEGENDA

- Limites do levantamento aerogeofísico
- Unidades magnéticas
- A – Relevo magnético médio
- B – Relevo magnético alto
- C – Zona desprovida de minerais ferro-magnéticos
- D – Anomalias magnéticas negativas
- s – Limite de zonas de cisalhamentos

Unidade Magnética B - Está representada por larga faixa de direção aproximada norte-sul na área central do projeto, apresentando um relevo magnético alto e as curvas de isovalores com orientação predominante na direção NE-SW. Esta Unidade Magnética é em geral correlacionada diretamente aos graníticos do Complexo Cauaburi.

Unidade Magnética C - Corresponde a corpos individualizados nas unidade magnéticas maiores A e B. É correlacionável as rochas desprovidas de minerais ferro-magnéticos (magnetita), tornando-se transparente ao método magnético. Estão representadas principalmente por corpos graníticos distribuídos na área do projeto.

Unidade Magnética D - Nesta unidade estão incluídas as anomalias magnéticas negativas, caracterizando a presença de corpos com maior concentração de minerais ferro-magnéticos (magnetita).

Através da análise dos alinhamentos de altos e baixos magnéticos e das direções de fraturas e falhamentos foi possível estabelecer o limite NW do cinturão de cisalhamento Guiana Central e das zonas de cisalhamentos de direção NW-SE.

6.3.2 - Aerogamaespectrometria

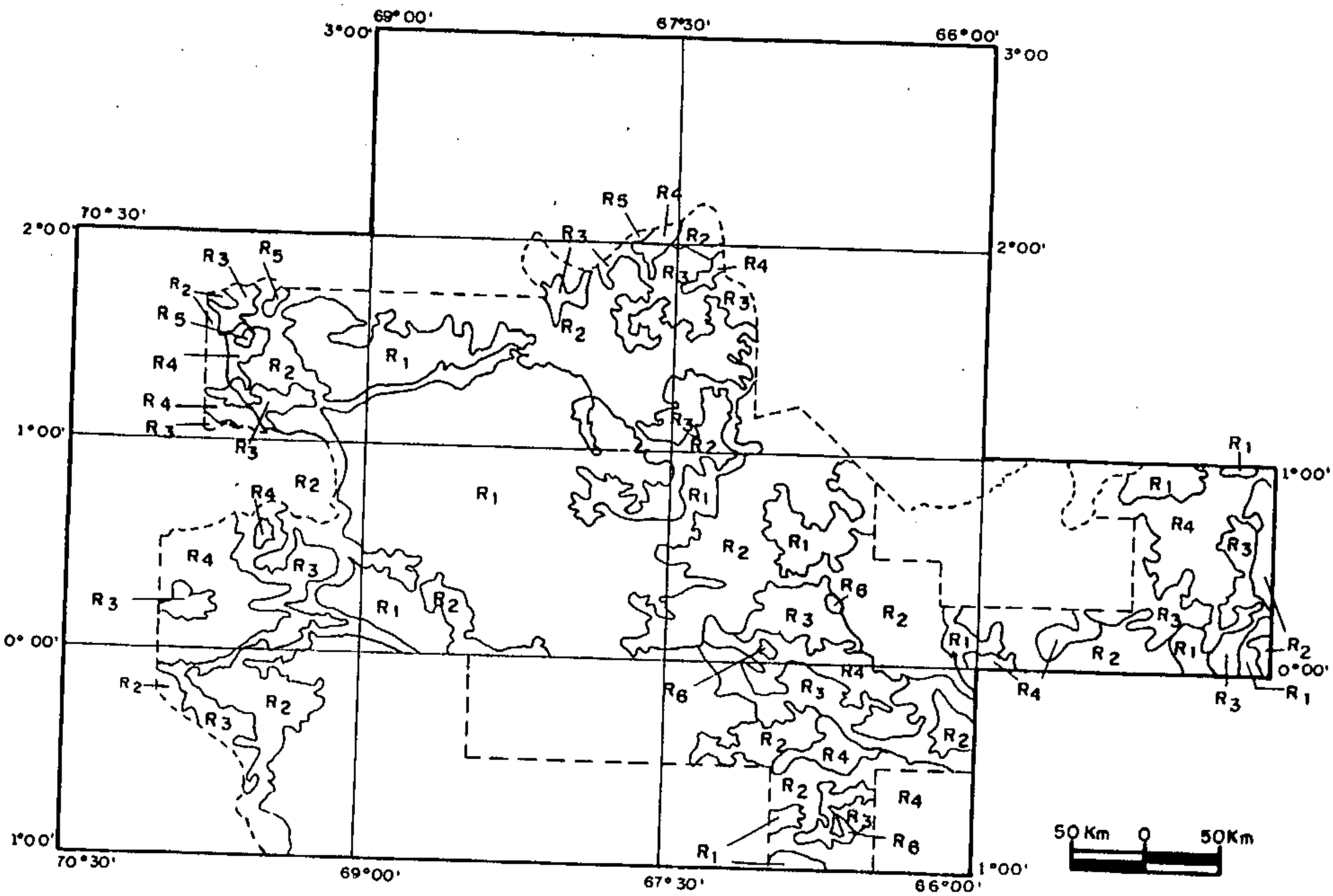
Na interpretação dos dados gamaespectrométricos procurou-se delimitar intervalos de radioatividades que melhor representassem os diferentes litótipos, comparando os níveis radiométricos do canal de contagem total com os afloramentos de rochas já conhecidas ou identificadas durante a etapa de campo, assim, subdividiu-se os mapas de contornos radiométricos em unidades radiométricas como se segue:

Unidade Radiométrica - Intensidade Radioativa

R1	=	< 100 Cps
R2	=	100 - 200 Cps
R3	=	200 - 300 Cps
R4	=	300 - 1000 Cps
R5	=	1000 - 2000 Cps
R6	=	> 2000 Cps

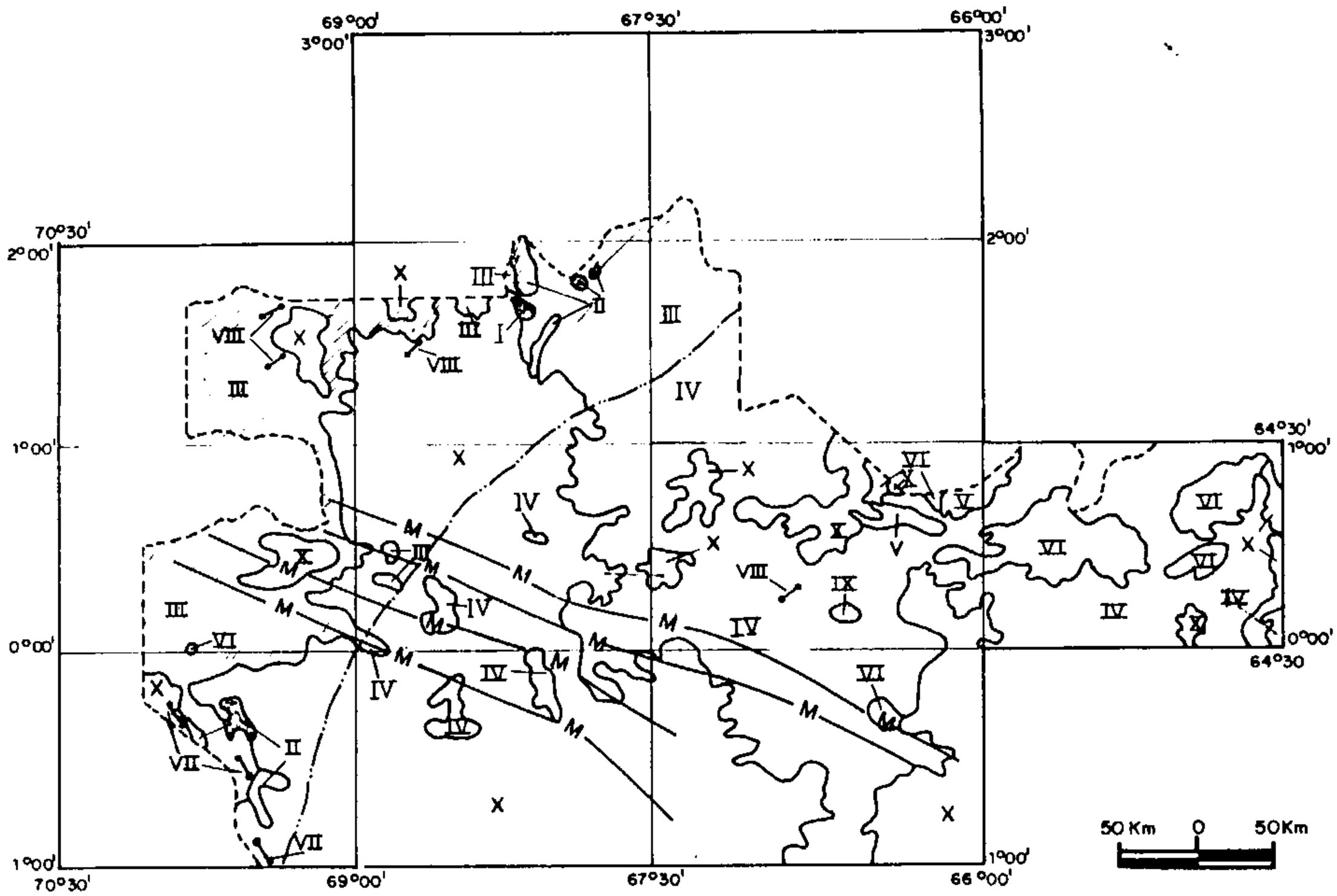
A Figura II.6.2 apresenta de modo simplificado a distribuição das unidades radiométricas na área do projeto.

Para facilidade de comparação das distribuições das unidades magnéticas e radiométricas com a geologia da área, apresenta-se na Figura II.6.3 o mapa geológico simplificado do projeto.



R_1	< 100 cps	R_4 =	300 – 1000 cps
R_2 =	100 – 200 cps	R_5 =	1000 – 2000 cps
R_3 =	200 – 300 cps	R_6	> 2000 cps

Figura II.6.2 — Distribuição das Unidades Radiométricas na área do Projeto Alto Rio Negro.



IV — Complexo Cauaburi

III — Suíte Xié

II — Grupo Tunuí

I — Complexo Traíras

VII — Diabásio Cujubim

VI — Suíte Intrusiva Tiquié

V — Supergrupo Roraima

X — Coberturas Cenozóicas

IX — Alcalinas Seis Lagos

VIII — Diabásio Uaraná

——··—— Limite aproximado entre terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

——M—— Zona de Cisalhamento locada através de dados magnetométricos.

Figura II.6.3 — Mapa Geológico simplificado da área do Projeto Alto Rio Negro.

6.3.3 - Integração de Dados Geológicos e Geofísicos

Folha NA.19-Y-B - O mapa aeromagnético dessa folha (Figura II.6.4) permite delimitar seis áreas referentes a Unidade Magnética C, que indicam a ocorrência de corpos mais ácidos diferenciados no embasamento X.é (Figura II.6.5) caracterizado pela Unidade Magnética A. Os limites demarcados pela Unidade Magnética C não significam os limites aflorantes dos corpos, estes estão melhor fixados, pelas Unidades Radiométricas R3, R4 e R5, e contatos fotointerpretativos (Figura II.6.6).

Dos três corpos situados no lado leste da folha, aparentemente apenas aquele mais ao norte está aflorante, sobre ele ocorre um aumento de radioatividade, atingindo o valor máximo de 350 Cps. Os outros dois corpos ao sul correspondem a Unidade Radiométrica R1, sugerindo que estão encobertos pelos sedimentos da Formação Iça. Os sedimentos inconsolidados desta formação estão representados pelos menores índices radioativos, abaixo de 100 Cps, ou seja, a Unidade Radiométrica R1. Os granitóides X.é, desse modo, estão representados pelas Unidades Radiométricas R2, R3, R4 e R5. Ao longo das aluviões ocorrem as Unidades Radiométricas R2 e R3 devido provavelmente à deposição de minerais radioativos como zircão e monazita provenientes de rochas graníticas situadas a montante.

Folha NA.19-Z-A - Nesta folha o mapa aeromagnético (Figura II.6.7) mostra o lado oriental com um padrão magnético representado pela Unidade Magnética B e o lado ocidental pela Unidade Magnética A. O limite dessas duas Unidades deve corresponder, mesmo em subsuperfície, o contato entre as rochas da Suíte X.é e o embasamento capeado pela Formação Iça (Figura II.6.8). Ocorrem também áreas delimitadas pela Unidade Magnética C que devem representar corpos graníticos, com exceção daquela maior no centro da folha que está correlacionada aos metassedimentos do Grupo Tunuí. Corroborando a sugestão de existência de corpos graníticos, no quadrante NW da folha ocorre uma faixa de alta radioatividade em forma de bengala, referente a Unidade Radiométrica R4, que pode representar afloramentos de rochas graníticas expostas por erosão fluvial. Nesta mesma área ocorre uma anomalia magnética (Unidade Magnética D) que pode significar concentração de magnetita, comum em bordos de corpos graníticos, no caso da Suíte X.é, ou somente enclaves de anfibolitos do Complexo Traíras. O mapa radiométrico (Figura II.6.9) mostra o provável contato em superfície entre as rochas da Formação Iça e da Suíte X.é, as primeiras representadas pela Unidade Radiométrica R1 e R2, e as últimas, em geral, pelas Unidades R2 e R3. As diversas zonas correspondentes à Unidade Radiométrica R4 ocorrentes nos quadrantes nordeste e sudeste da folha, certamente representam corpos de composição mais granítica, na Unidade X.é, os quais, a grosso modo, estão limitados pela Unidade Radiométrica R3.

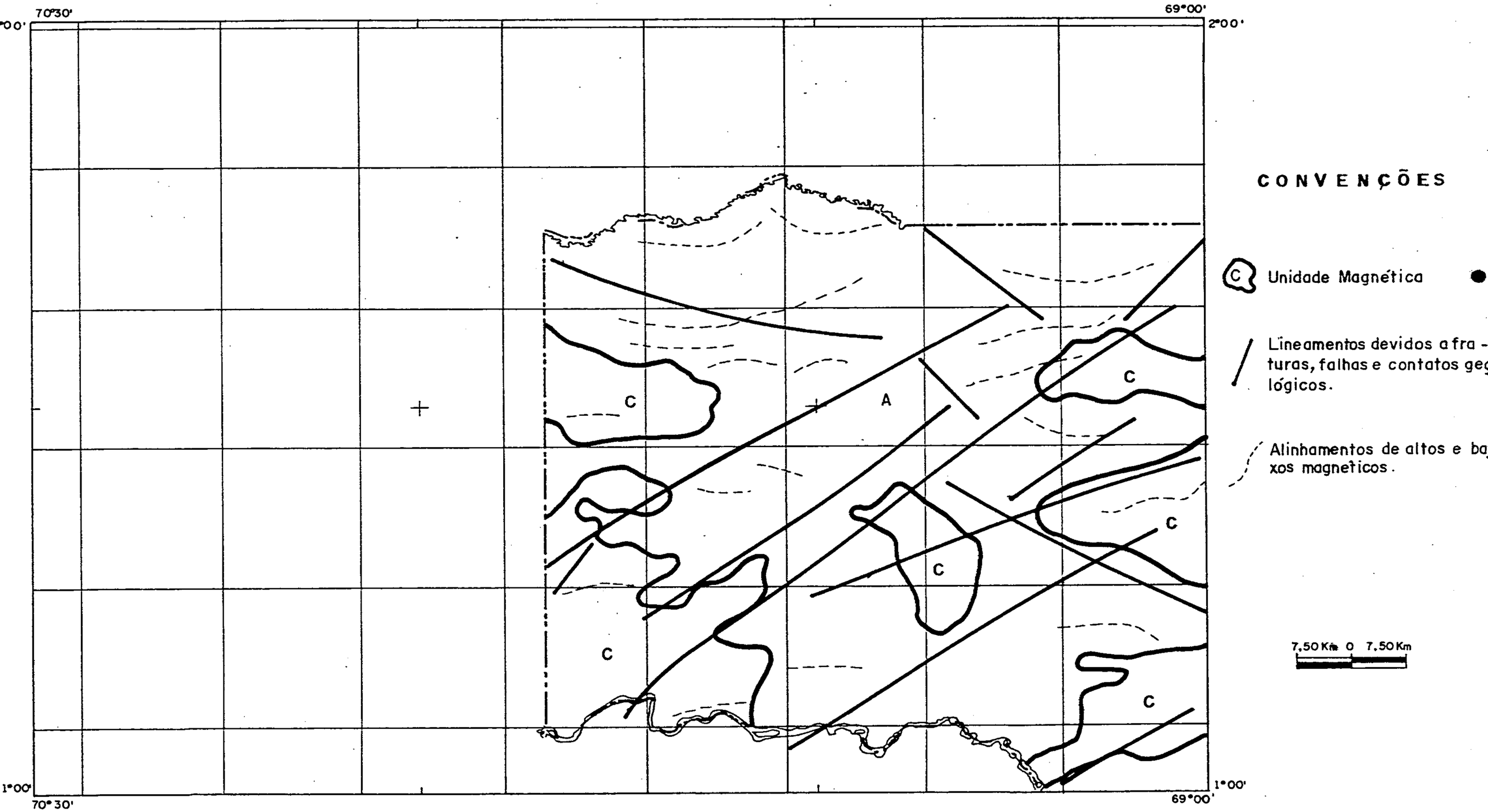


Figura: II.6.4 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha. NA.19-Y-B).

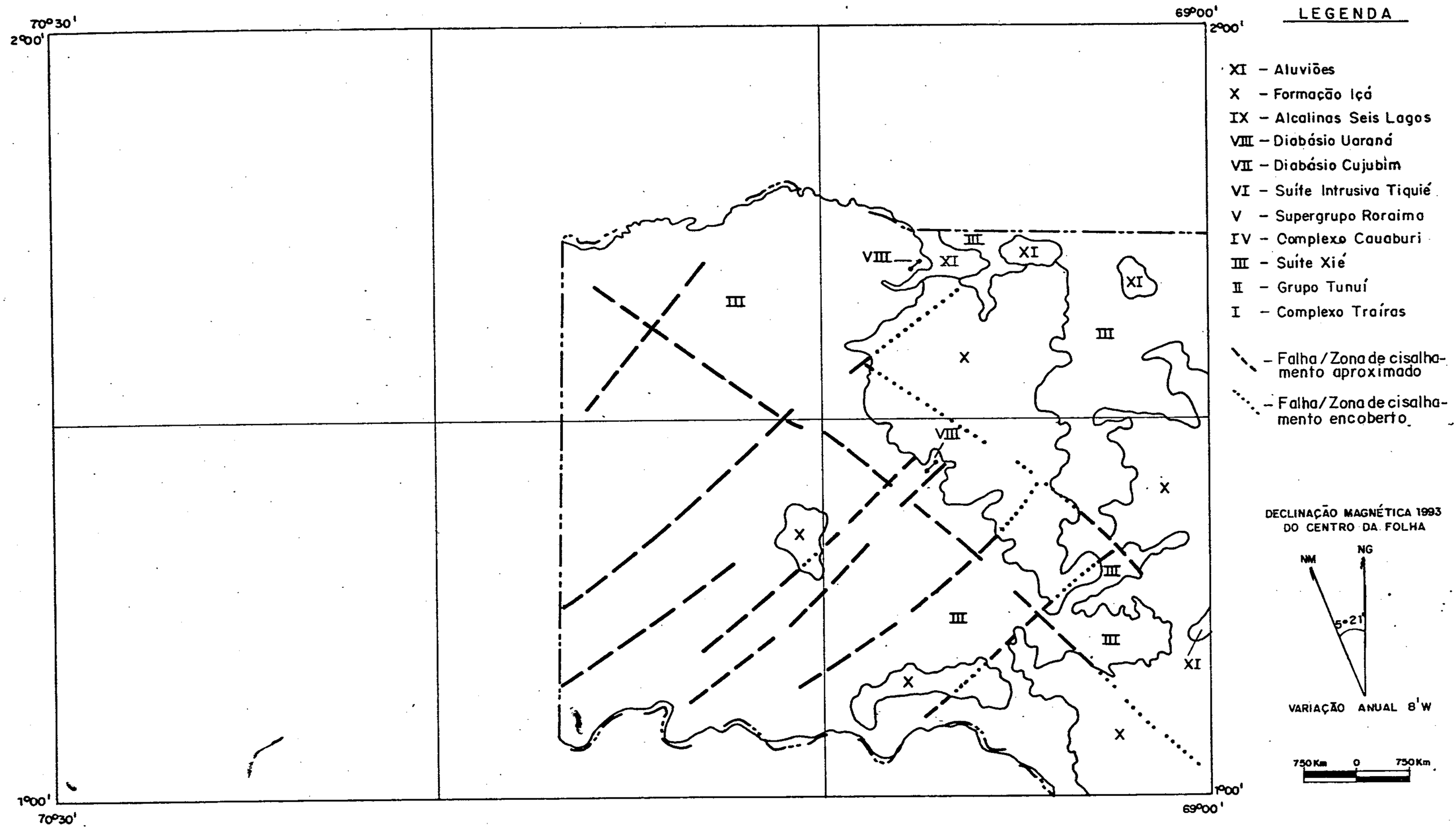


Figura: II.6.5 — Mapa Geológico simplificado da folha NA.19-Y-B

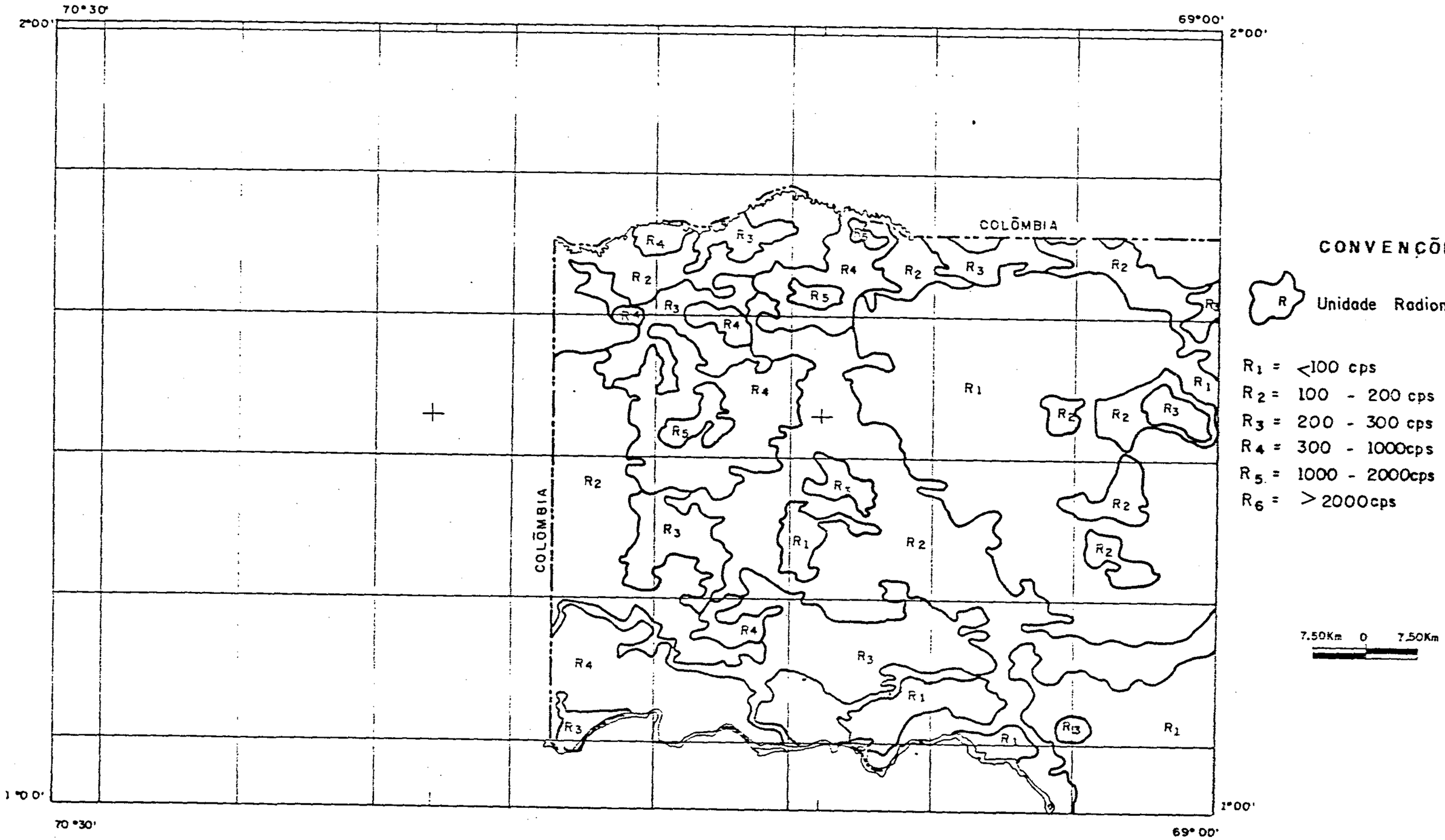


Figura: II. 6.6 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha. NA.19-Y-D).

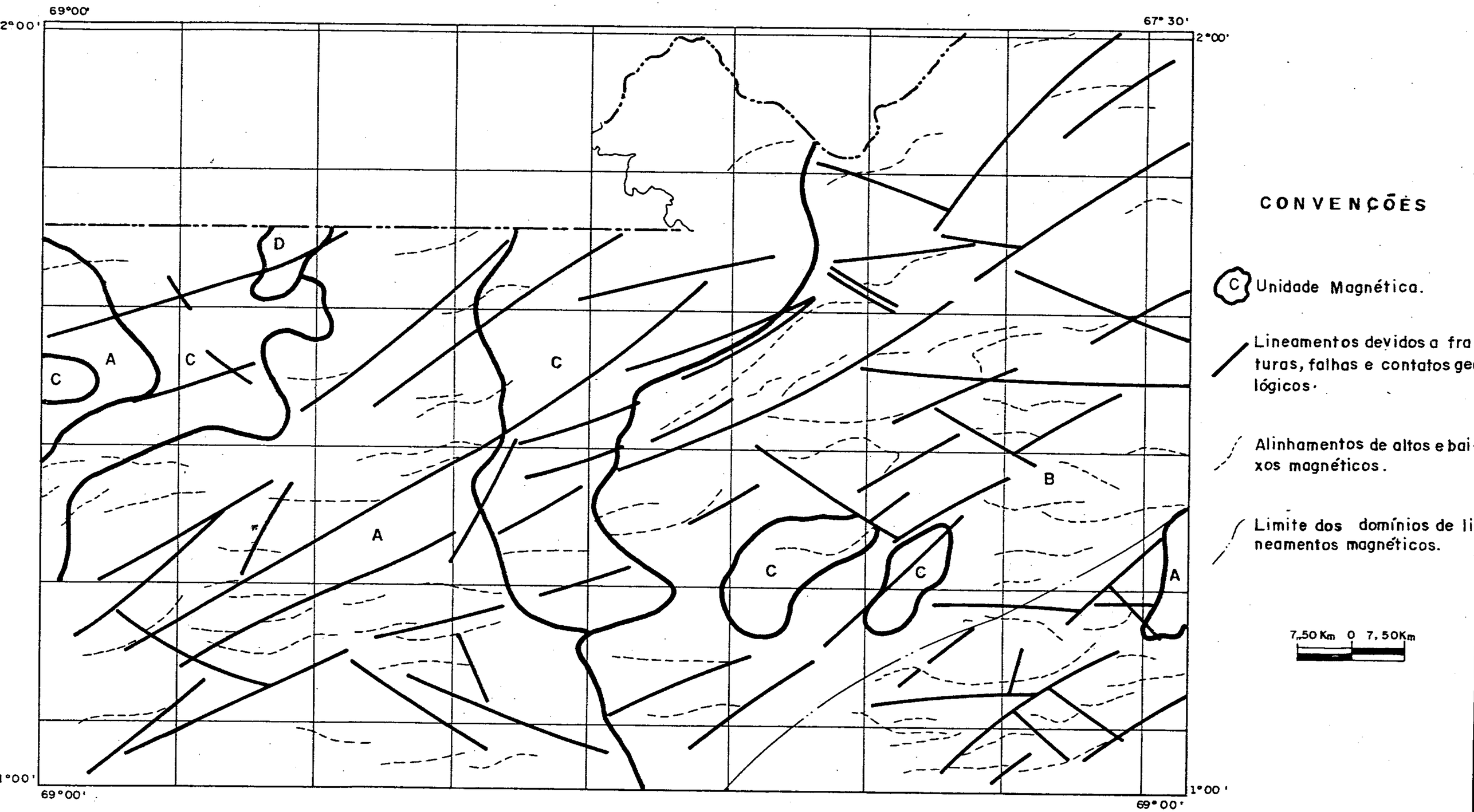


Figura: II.6.7 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-A).

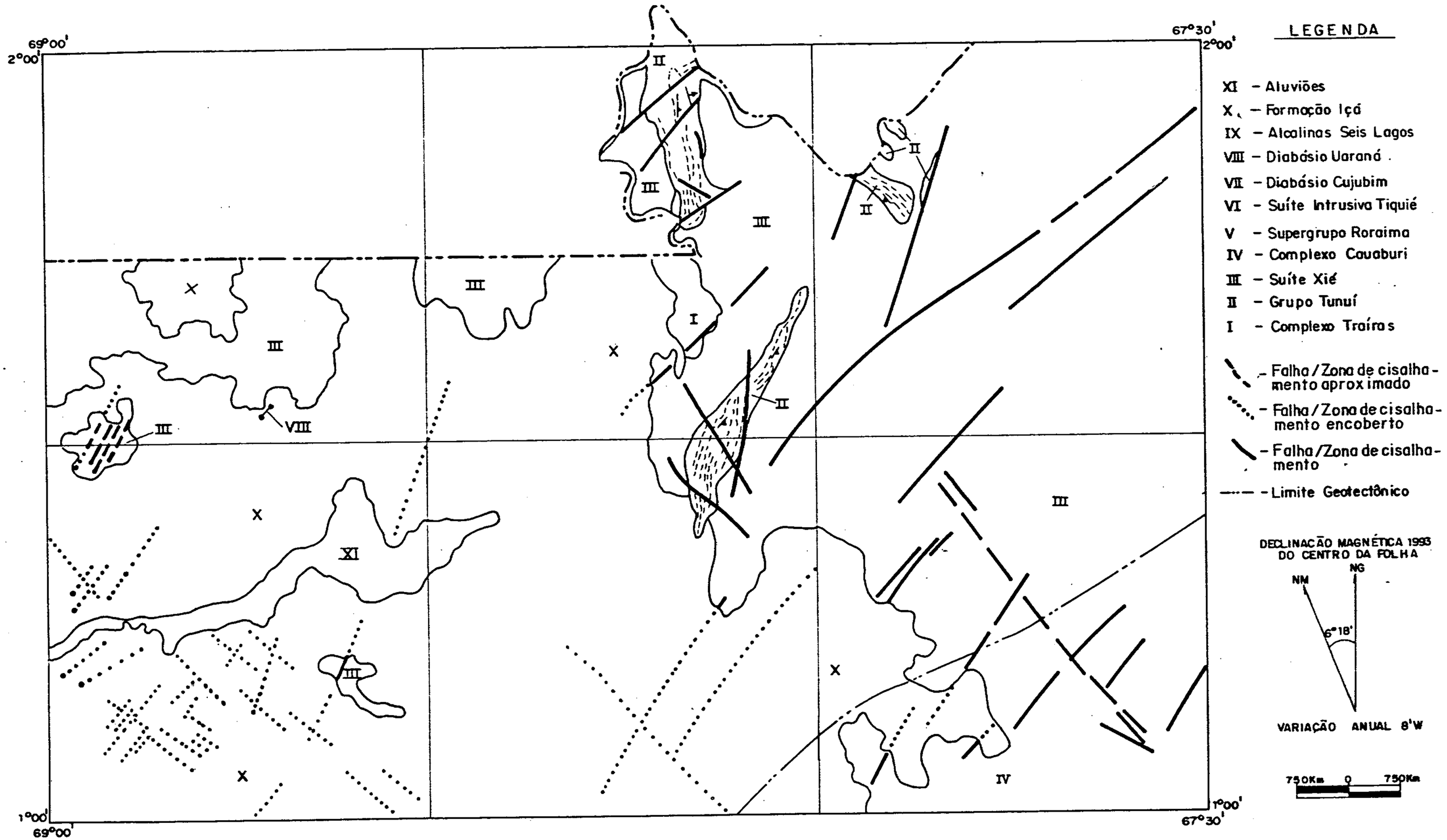


Figura II. 6.8 — Mapa Geológico simplificado da folha NA. 19-Z-A

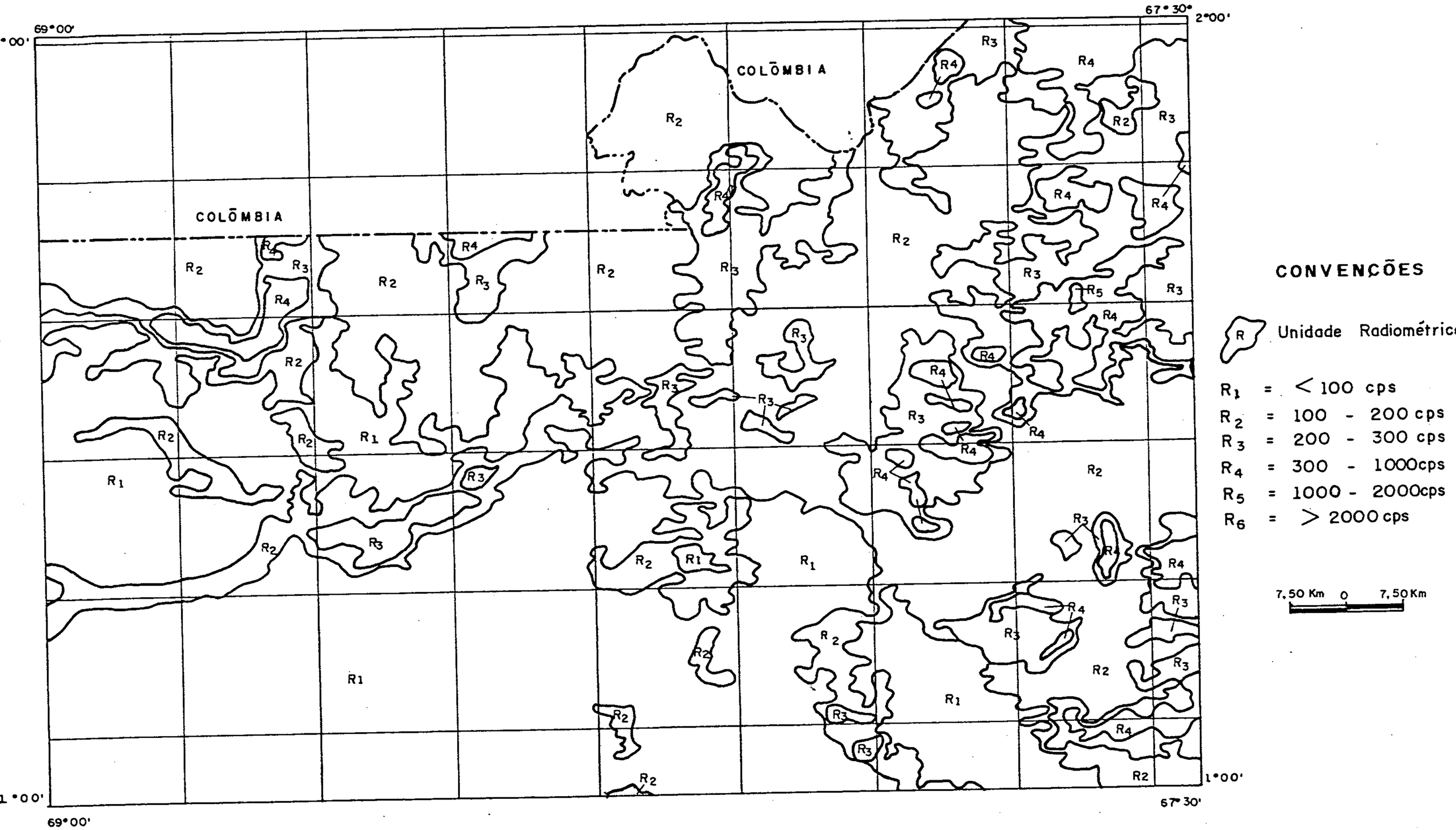


Figura: II.6.9 — Mapa de Interpretação Radiométrica-Contagem Total (Folha. NA.19-Z-A).

Os metassedimentos do Grupo Tunuí apresentam níveis radioativos compatíveis com a Unidade Radiométrica R2, impossibilitando diferenciá-los, através da radiometria, dos graníticóides da Suíte Xié.

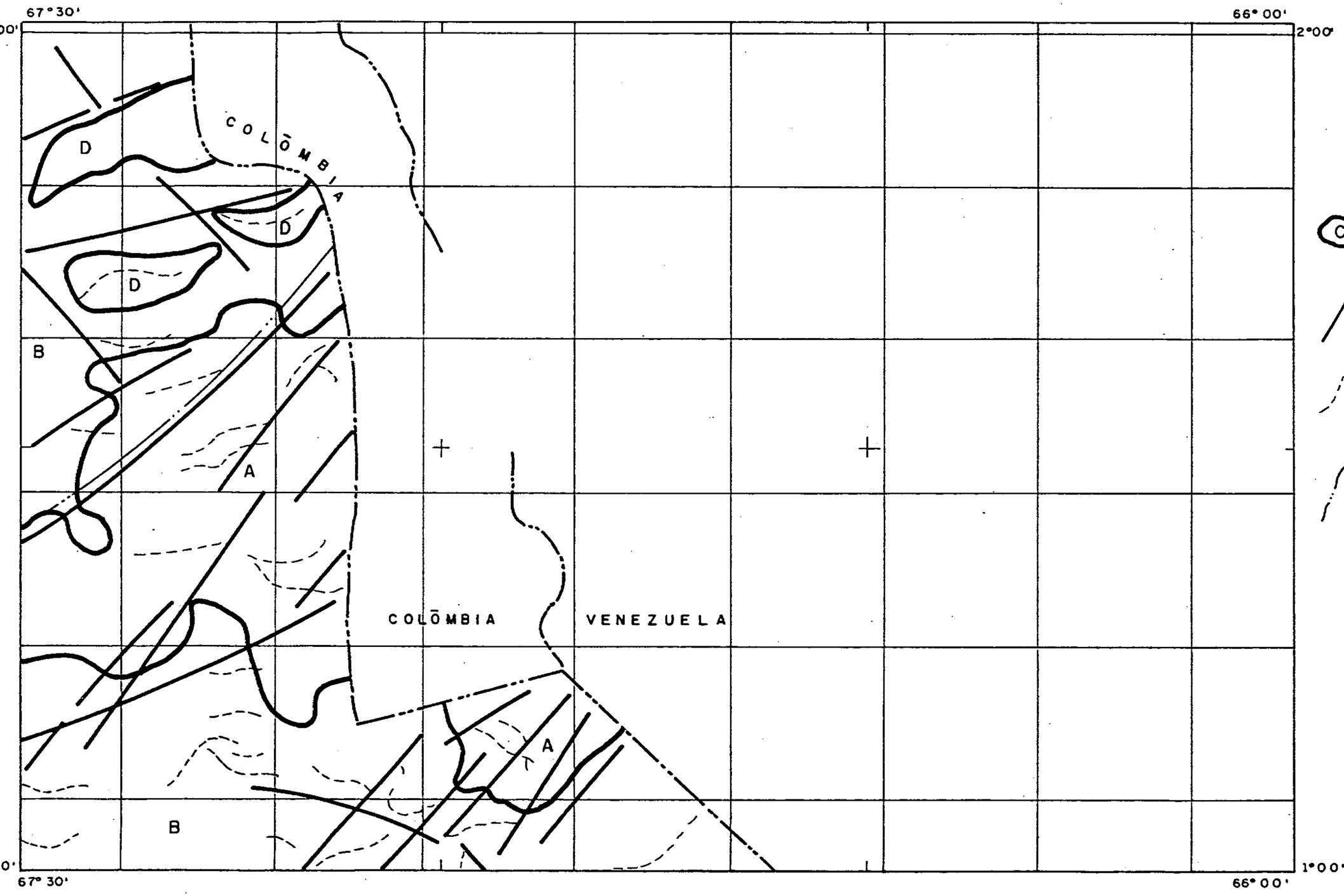
Relacionadas aos sedimentos da Formação Içá, visualizam-se na parte ocidental da folha, faixas de direção NE-SW, da unidade R3 e localmente R4, que provavelmente estão mapeando aluviões, não representando assim qualquer significado econômico para prospecção de urânio nesses sedimentos.

No mapa aeromagnético verifica-se a existência de pequenas áreas com rarefação de contornos, não delimitados neste trabalho. Estas áreas apresentam as direções preferenciais NE-SW e NW-SE e podem representar a existência de pequenos corpos graníticos reorientados pelos esforços tectônicos ocorridos na região.

<u>Folha NA.19-Z-B</u> - No mapa aeromagnético (Figura II.6.10) verificam-se três domínios distintos, representados pelas Unidades Magnéticas A, B e D. As Unidades A e B correspondem aos graníticóides da Suíte Xié e Complexo Cauaburi (Figura II.6.11). No canto NW da folha ocorrem três anomalias negativas correspondentes a Unidade Magnética D. Nestas áreas também ocorrem níveis radioativos altos, Unidade Radiométrica R4 (Figura II.6.12), sugerindo que as anomalias magnéticas são devidas a corpos graníticos mineralizados a magnetita.

<u>Folha NA.19-Y-D</u> - As Unidades Magnéticas A e B estão correlacionadas aos sedimentos Içá e aos graníticóides tipo Xié. No mapa aeromagnético (Figura II.6.13) a assinatura geofísica das rochas da Suíte Xie (Figura II.6.14) está caracterizada pela Unidade Magnética B, apenas no centro da folha. As Unidades Magnéticas C estão representando fácies mais ácidas dos graníticóides, enquanto a Unidade D no sul provavelmente representa lentes de anfibolitos do Complexo Traíras. Na margem direita do rio Uaupés ocorre uma anomalia magnética, correspondente a Unidade Magnética D, que foi fotointerpretada como cobertura. No entanto, baixos magnéticos, nesta latitude, são correlacionáveis a rochas portadoras de minerais ferromagnéticos (magnetita), possivelmente anfibolitos do Complexo Traíras. No mapa de contornos radiométricos (Figura II.6.15) as Unidades Radiométricas R4 e R3 estão relacionadas diretamente aos graníticóides Xié, sendo que a Unidade R4 que ocorre na parte ocidental da folha corresponde a um fácies granítico mais diferenciado dessa suíte. Já a Unidade R1 tem correspondência com os sedimentos da Formação Içá.

<u>Folha NA.19-Z-C</u> - O lado oriental da folha está ocupado pela Unidade Magnética B (Figura II.6.16) que representa as rochas da Suíte Xie e Complexo Cauaburi (Figura II.6.17), enquanto o lado ocidental apresenta a Unidade Magnética A correlacionada aos sedimentos inconsolidados da Formação Içá. A Unidade Magnética C deve estar relacionada a corpos graníticos, visto que o mapa radiométrico (Figura II.6.18) registra aumento de radioatividade



CONVENÇÕES

(C) Unidade magnética.

Lineamentos devidos a fraturas, falhas e contatos geológicos.

Alinhamentos de altos e baixos magnéticos.

Limite dos domínios de lineamentos magnéticos.

7,50Km 0 7,50Km

Figura: II.6.10 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19 - Z - B).

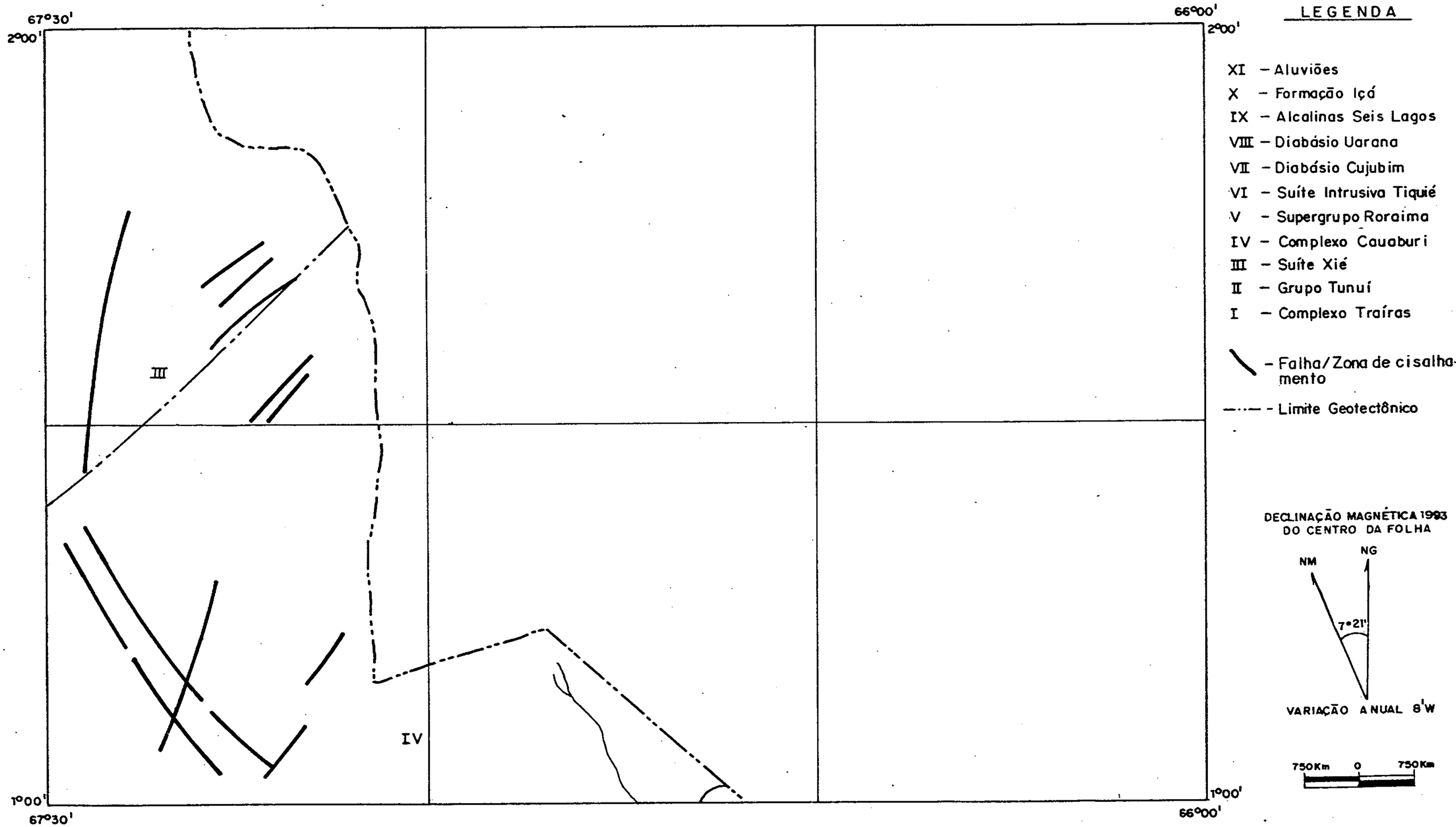
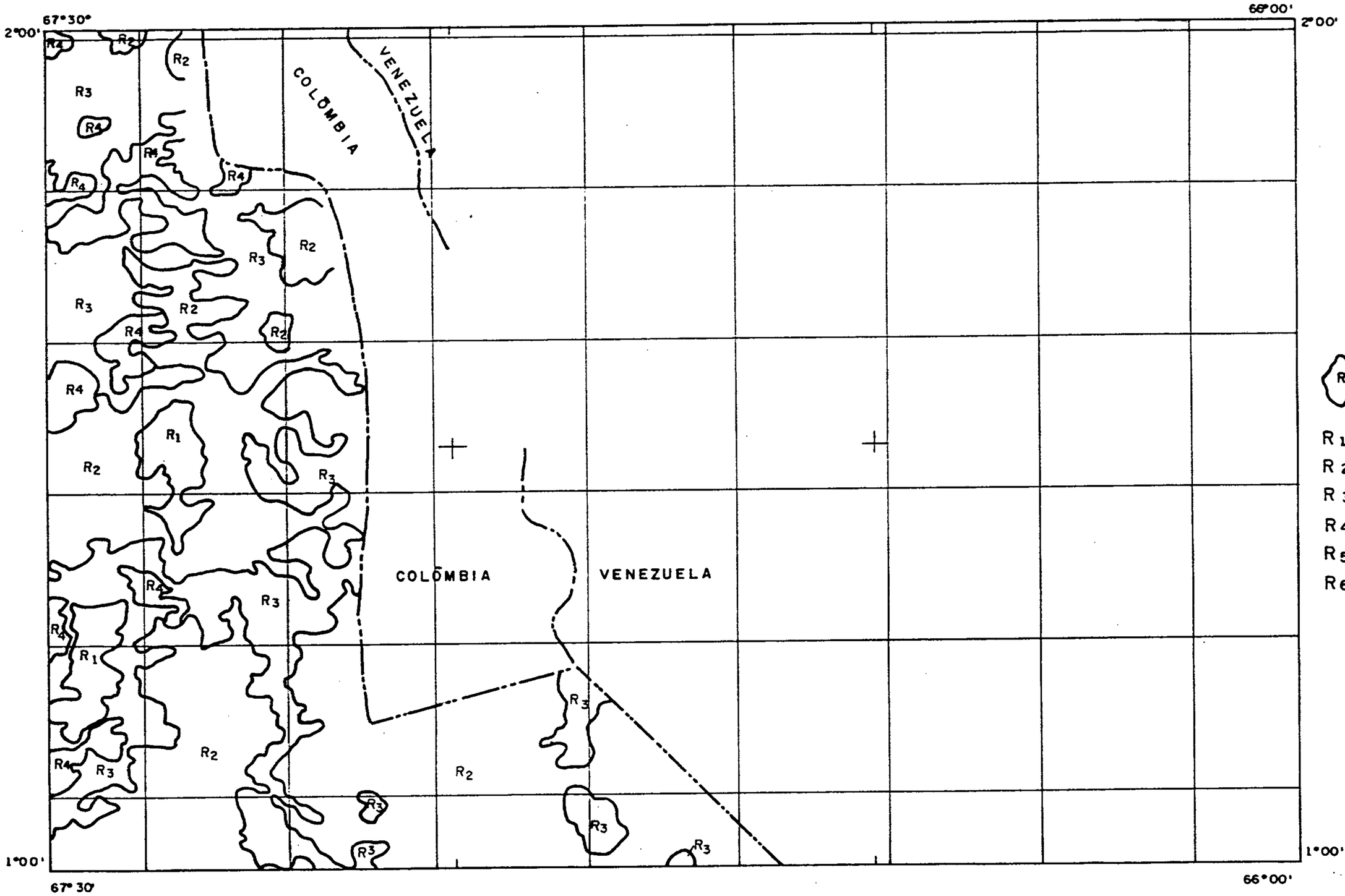


Figura II .6.11 — Mapa Geológico simplificado da folha NA. 19.- Z - B



CONVENÇÕES

R — Unidade Radiométrica

R_1 = < 100 cps
R_2 = 100 - 200 cps
R_3 = 200 - 300 cps
R_4 = 300 - 1000 cps
R_5 = 1000 - 2000 cps
R_6 = > 2000 cps

7,50 Km 0 7,50 Km

Figura: II.6.12 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19 - Z-D).

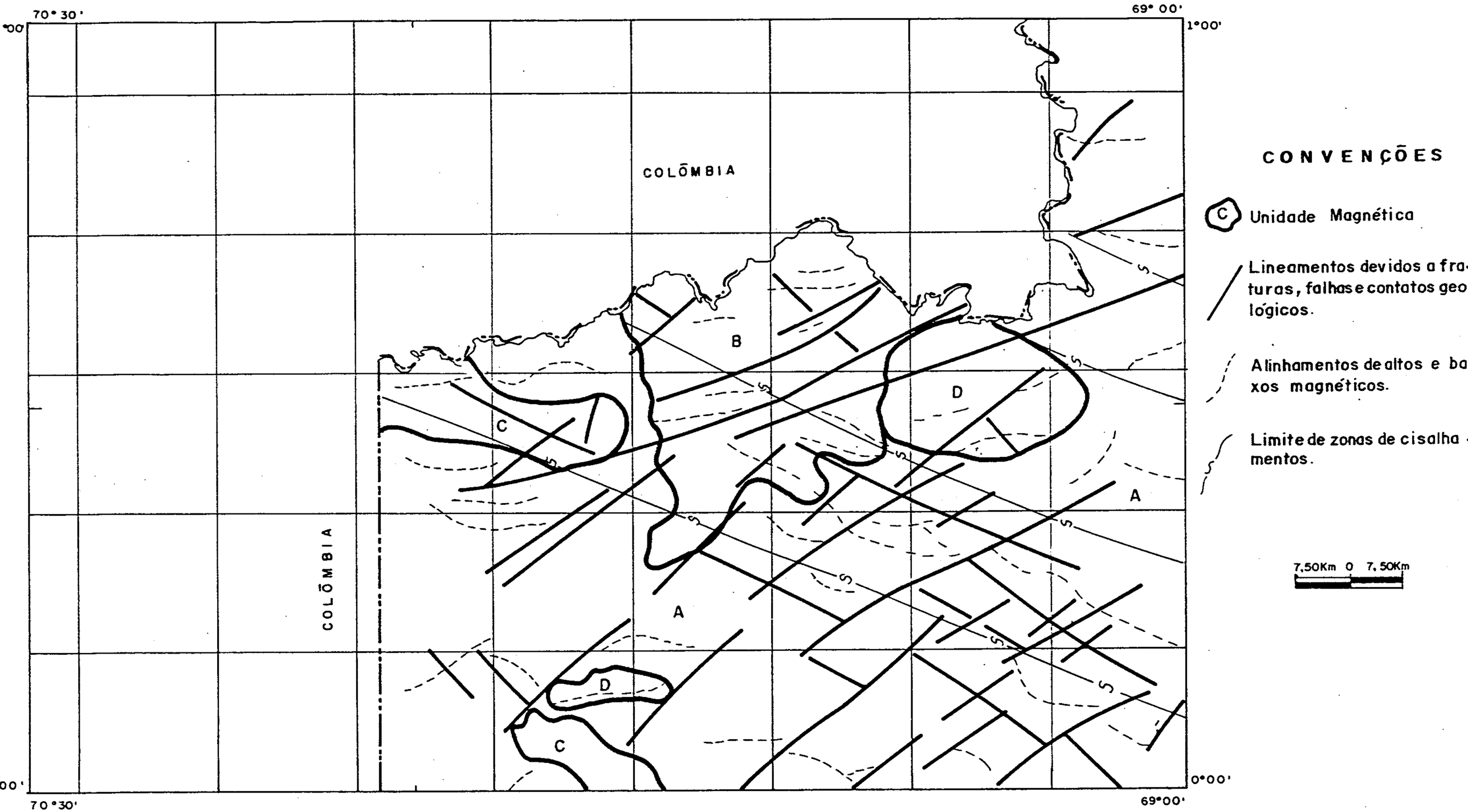


Figura: II.6.13 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Residual (Folha NA. 19-Y-D).

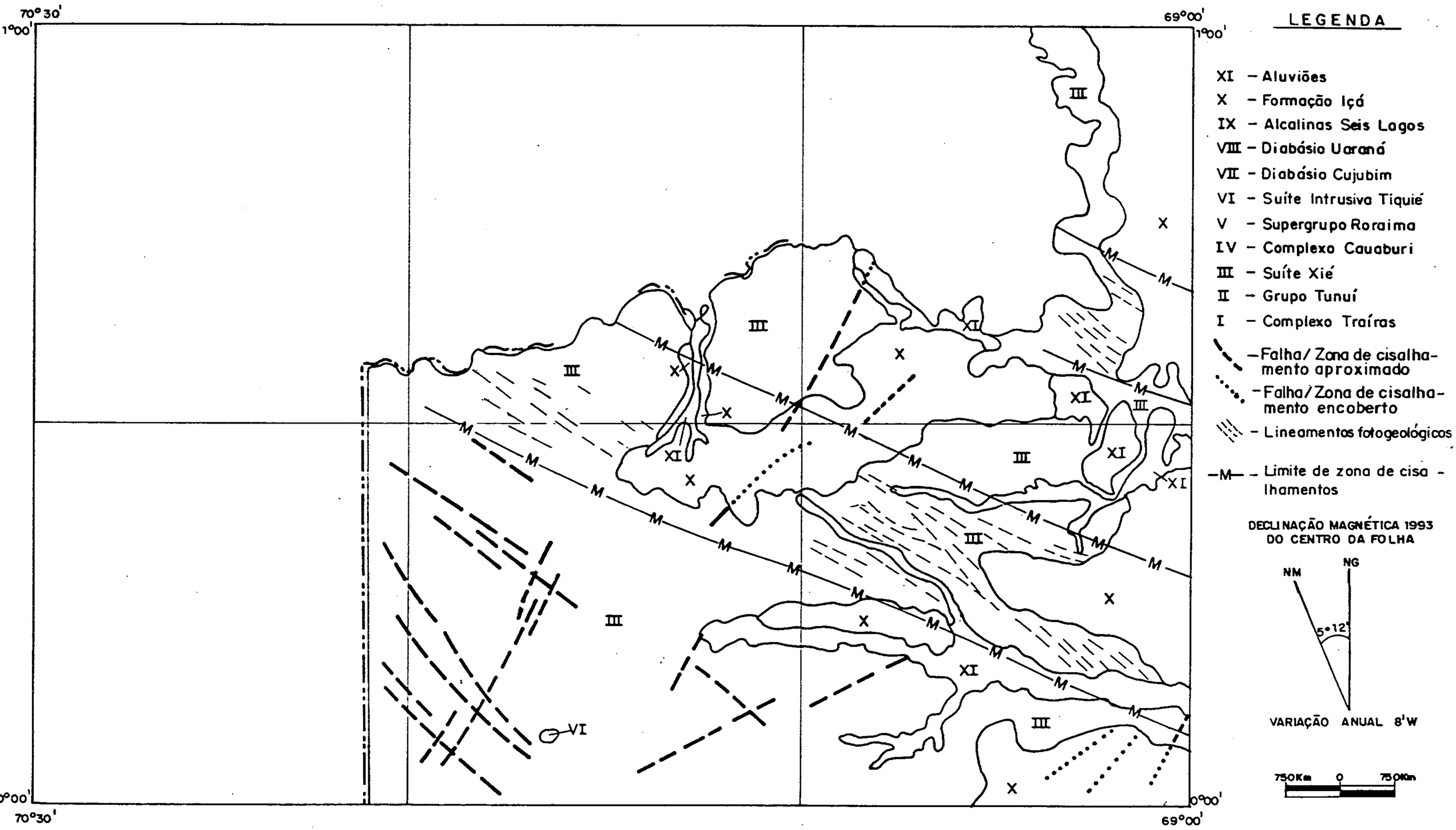


Figura II.6.14 — Mapa Geológico simplificado da folha NA.19 - Y - D

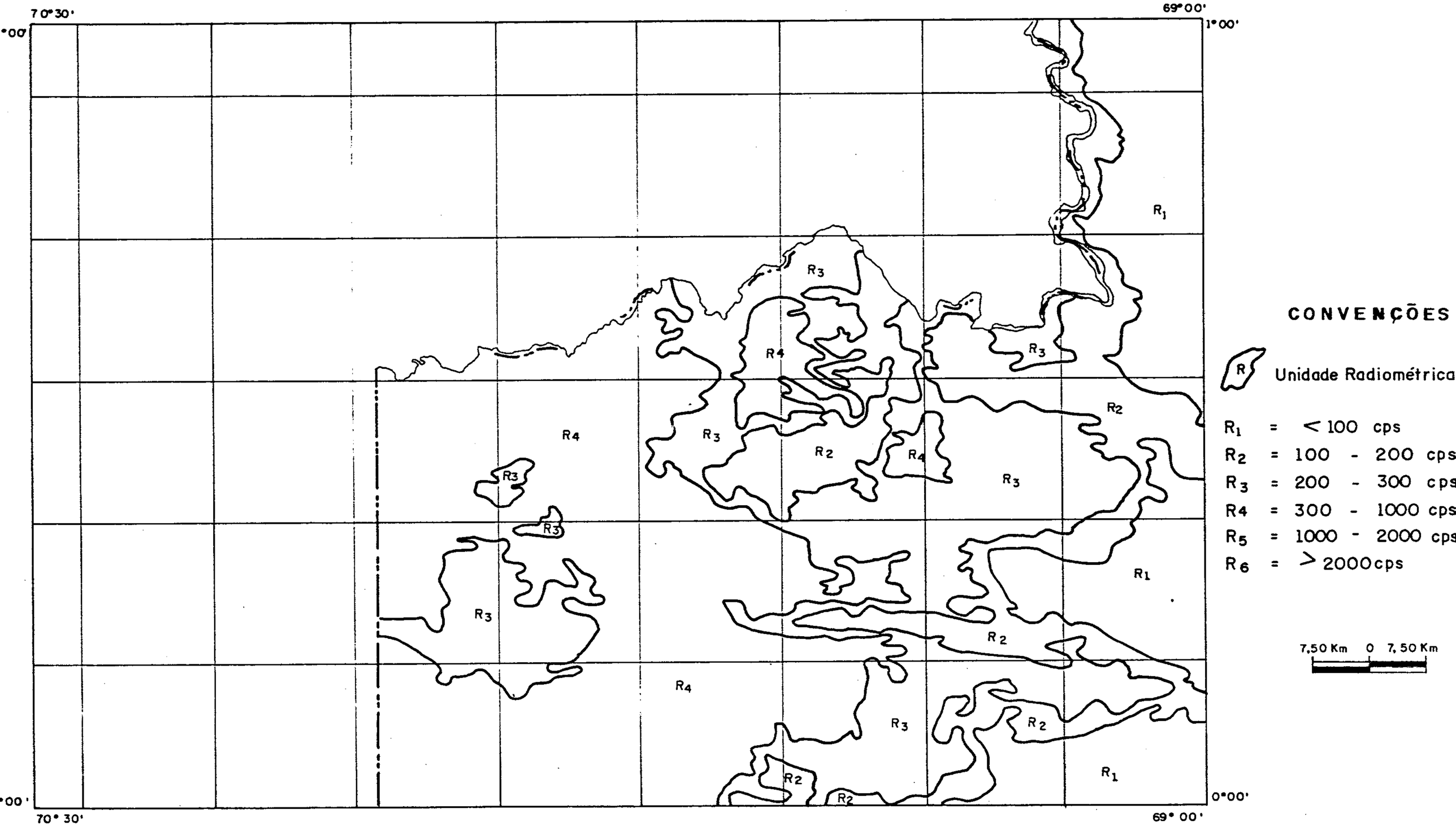


Figura: II. 6. 15 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Y-D).

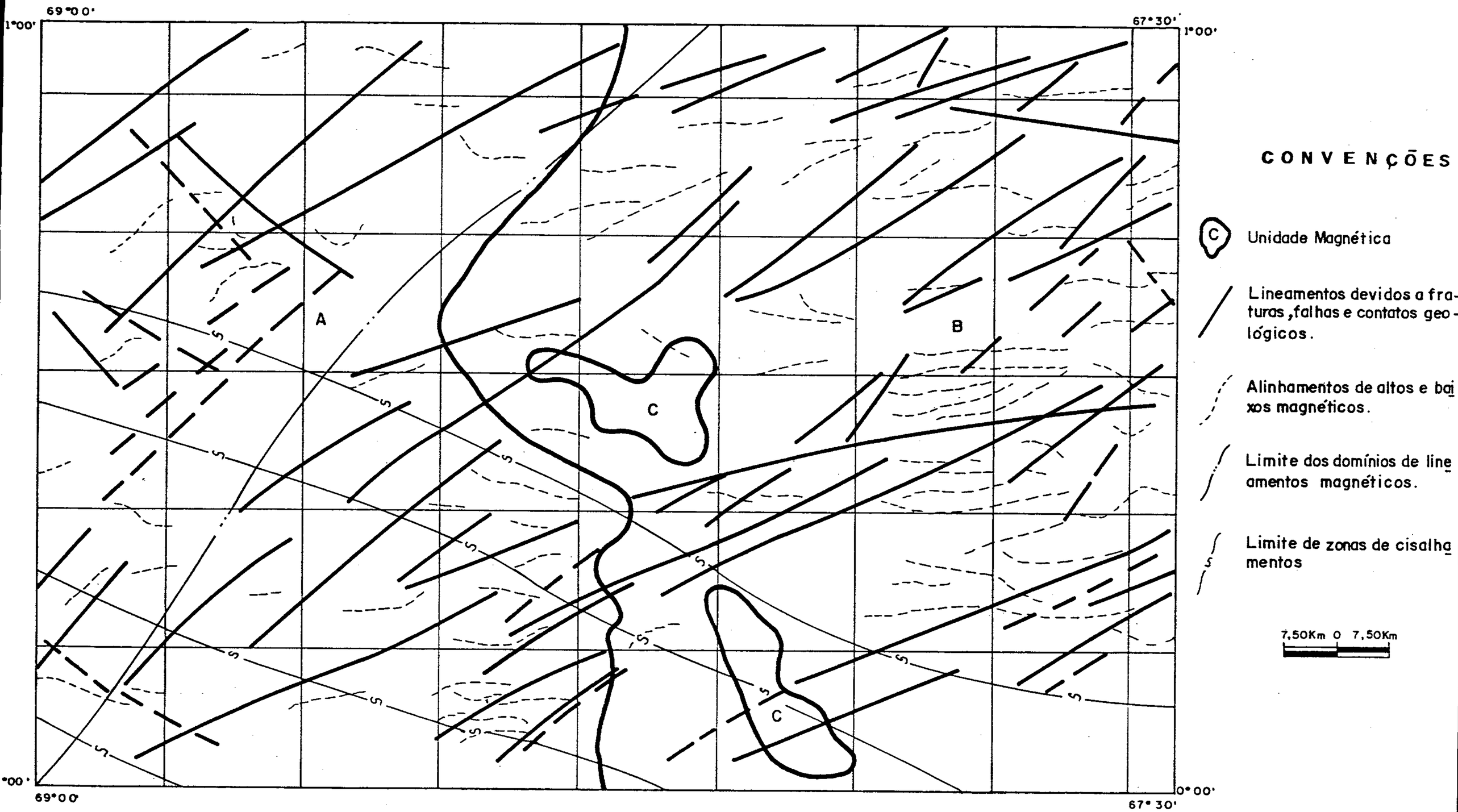


Figura: II.6.16 — Mapa de Interpretação de Campo Magnético Total Residual (Folha NA.19-Z-C).

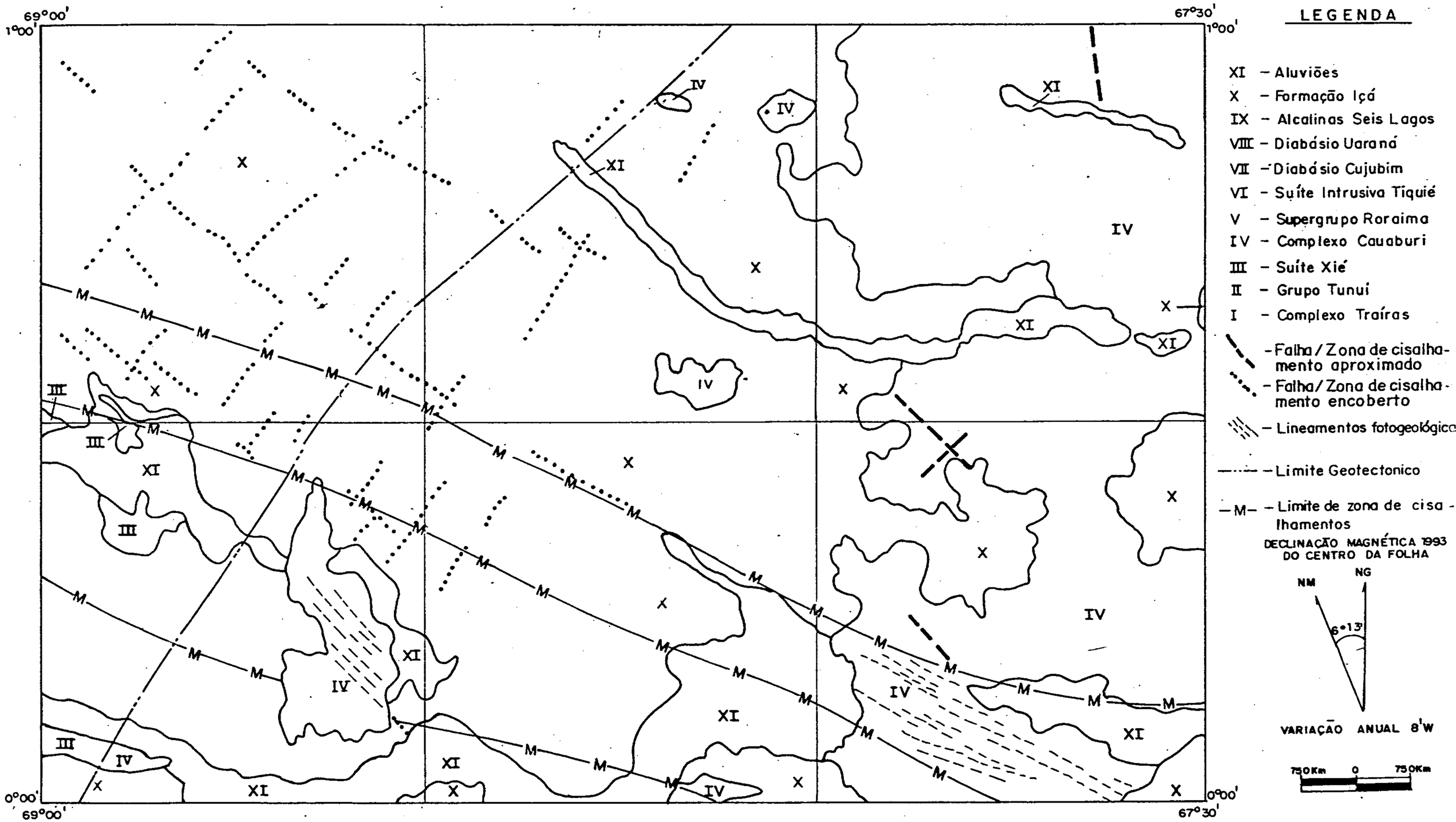


Figura II.6.17 — Mapa Geológico simplificado da folha NA. 19-Z-C

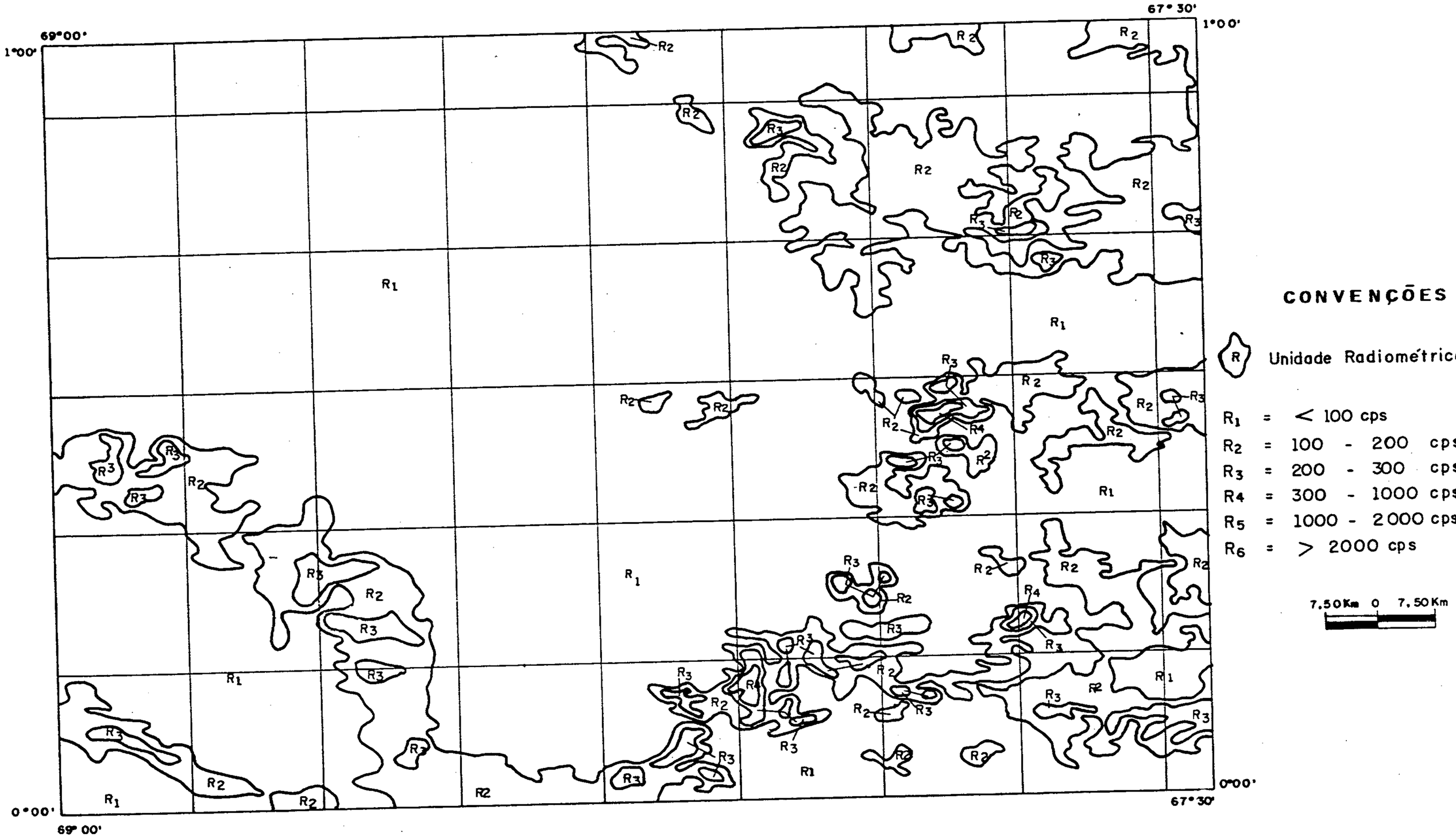


Figura: II.6.18 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19 -Z-C).

nessas localidades. Neste mapa verifica-se ao longo do rio Jauaes e sobre os granitóides mapeados das unidades Suíte Xié e Complexo Cauaburi, aumento de radioatividade, significando certamente, no caso do rio Uaupes, concentração de minerais portadores de tório e urânio, monazita e zircão, ou mesmo exposições esparsas de rochas graníticas. Os sedimentos da Formação Içá estão bem caracterizados pela baixa radioatividade, (unidade Radiométrica R1).

Folha NA.19-Z-D - No mapa aeromagnetico (Figura II.6.19) foram identificadas as Unidades Magneticas A, B e C. A unidade B esta correlacionada aos granitóides do Complexo Cauaburi (Figura II.6.20), enquanto que a Unidade A corresponde ao embasamento dos sedimentos da Formação Içá. A Unidade C, em geral, aparentemente indica corpos mais ácidos dentro dos granitóides Cauaburi, sendo que aquela situada na região de Seis Lagos provavelmente esta delimitando em subsuperfície os carbonatitos, visto que nesta localidade essas rochas são transparentes ao metodo magnetico. Da análise do mapa magnetico deduz-se que os carbonatitos se alojam num sistema de fraturas de direção E-W.

No mapa radiométrico (Figura II.6.21) as unidades Radiometricas R2, R3, R4 e R5 estão indicando afloramentos de rochas graníticas do Complexo Cauaburi, enquanto a unidade R1 associa-se aos sedimentos da Formação Içá. Os carbonatitos da região de Seis Lagos estão representados pela Unidade Radiometrica R6.

Folha NA.20-Y-C - Esta folha só foi parcialmente coberta pelo levantamento aerogeofísico devido a topografia muito acidentada e a constante más condições atmosféricas que impossibilitaram os vôos geofísicos. As Unidades Magneticas A e B (Figura II.6.22) estão relacionadas as rochas graníticas da Suíte Xié, Complexo Cauaburi e Suíte Tiquié (Figura II.6.23).

No mapa radiométrico (Figura II.6.24) as Unidades Radiometricas R2, R3, R4 e R5 estão indicando afloramentos de rochas graníticas do Complexo Cauaburi, Suíte Xié e Suíte Tiquié, enquanto que a unidade R1 refere-se a sedimentos da Formação Içá.

Folha SA.19-V-B - No mapa aeromagnético (Figura II.6.25) delimita-se uma faixa de direção NW-SE na fronteira com a Colômbia onde predomina um relevo magnético característico da Unidade Magnética B, tambem correlacionada a granitóides da Suíte Xié, enquanto a Unidade Magnética A relaciona-se ao embasamento sobre o qual repousam os sedimentos da Formação Içá (Figura II.6.26). No mapa radiometrico (Figura II.6.27) os graniticos aflorantes da Suíte Xie estão delimitados pelas unidades Radiométricas R2, R3 e R4.

Folha SA.19-X-A - O levantamento aerogeofísico cobriu apenas parte desta folha. No mapa aeromagnético (Figura II.6.28) delimita-se o contato, provavelmente em subsuperfície, entre as rochas graníticas do Complexo Cauaburi (Figura II.6.29), materializado pela Unidade Magnetica B, e o embasamento da

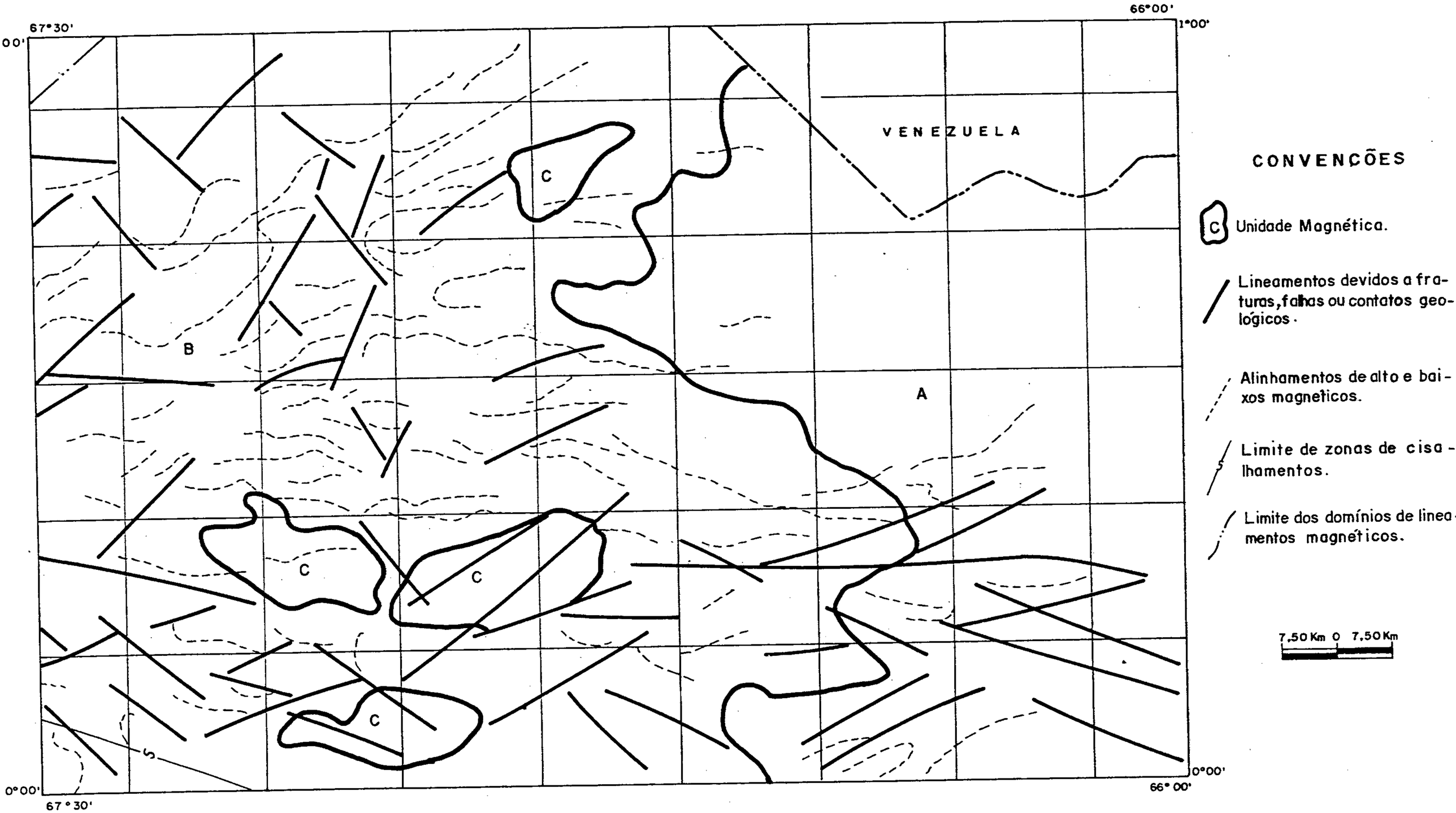


Figura: II. 6.19 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Residual (Folha Na. 19-Z-D).

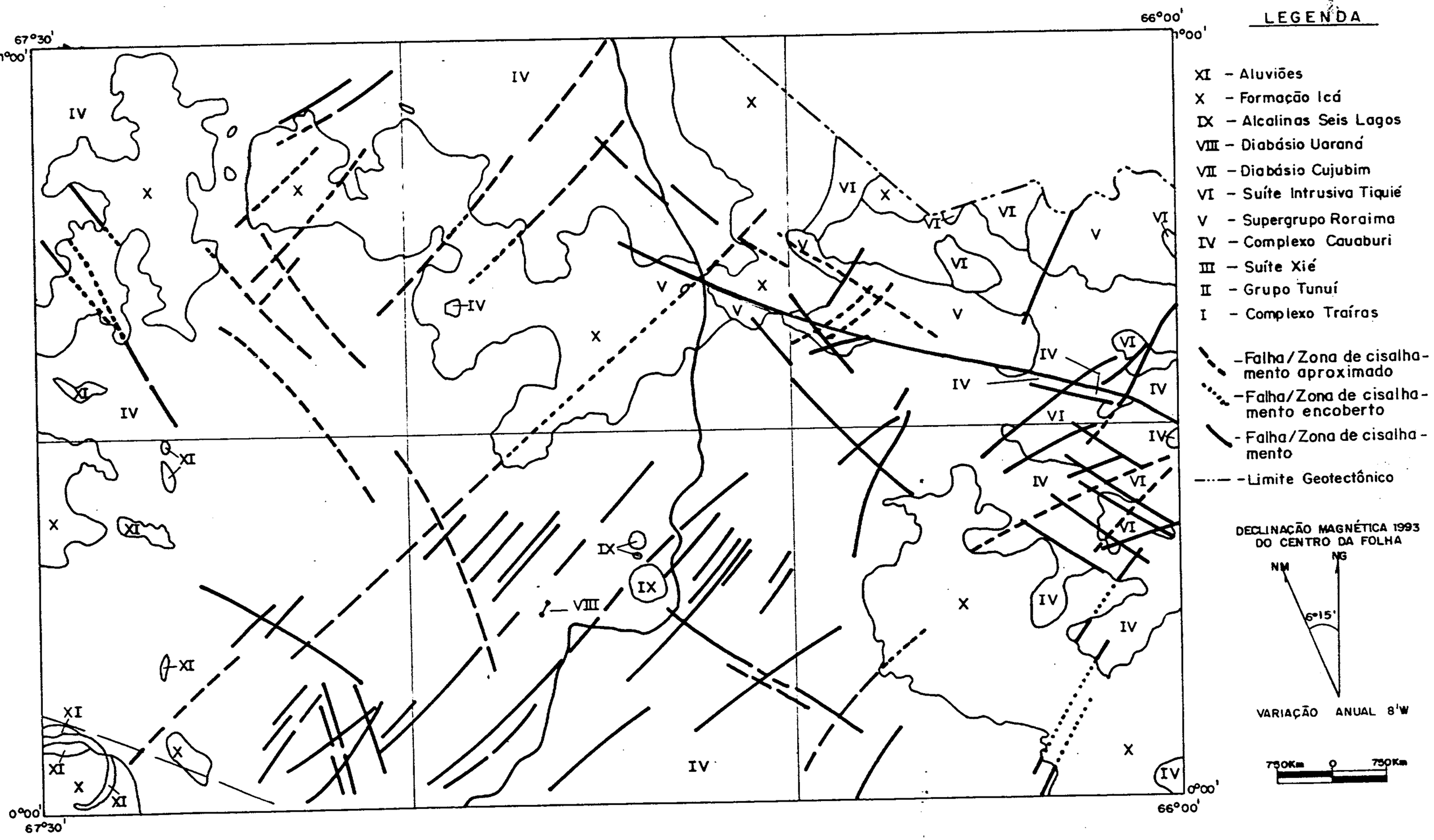


Figura II.6.20 — Mapa Geológico simplicado da folha NA.19-Z-D

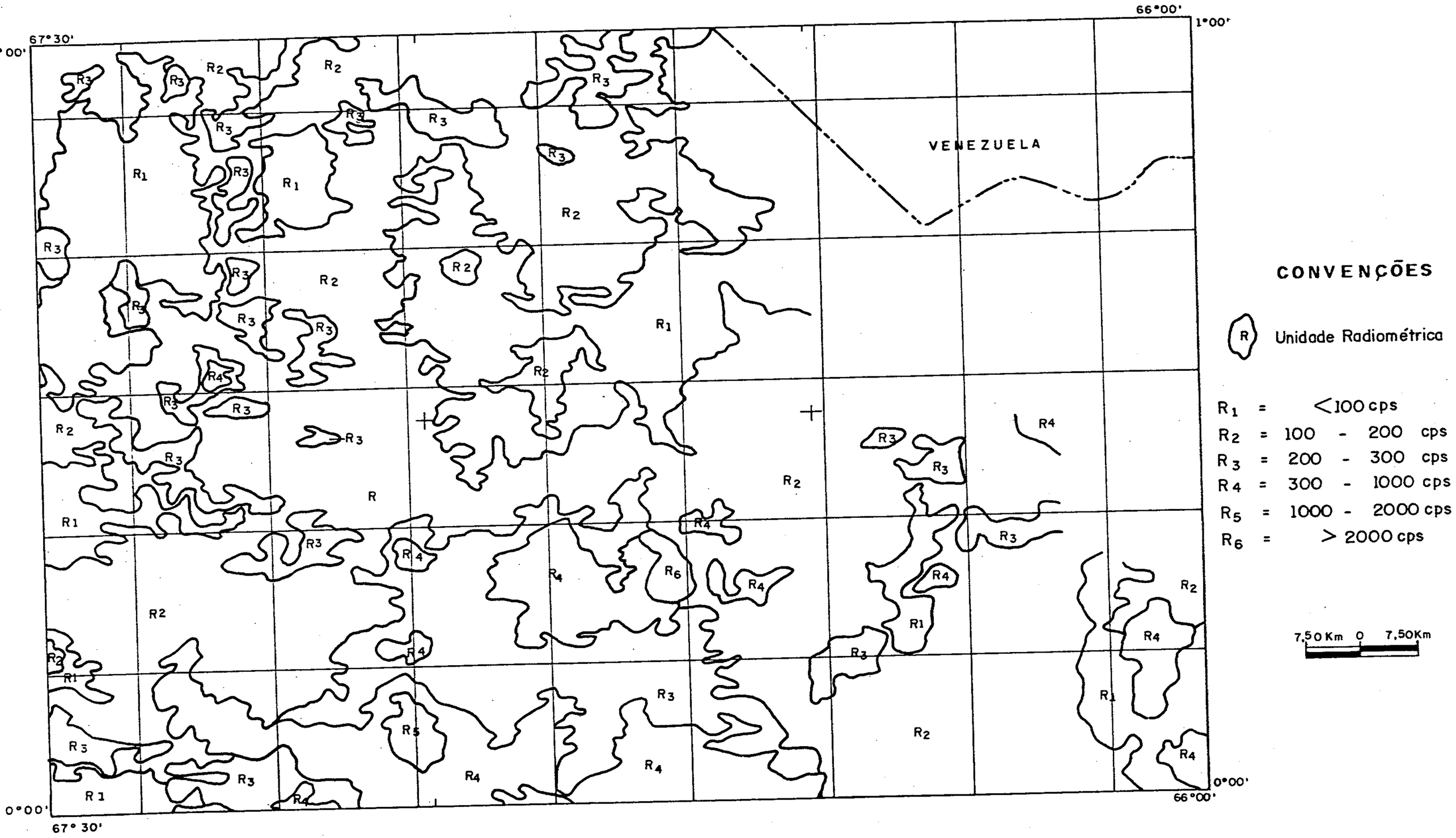


Figura: II.6.21 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha NA.19-Z-D).

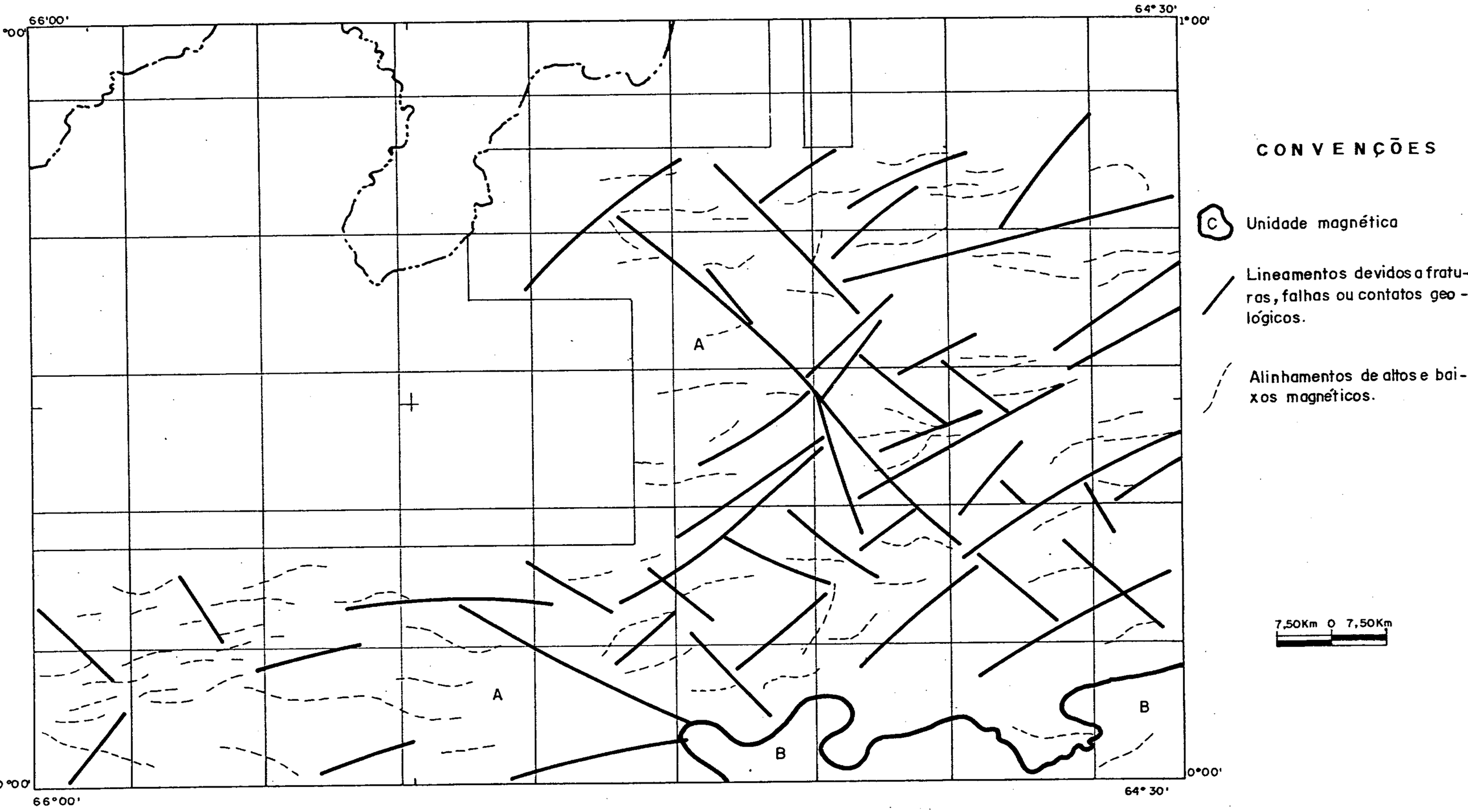


Figura: II . 6. 22 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha NA. 20 - Y - C).

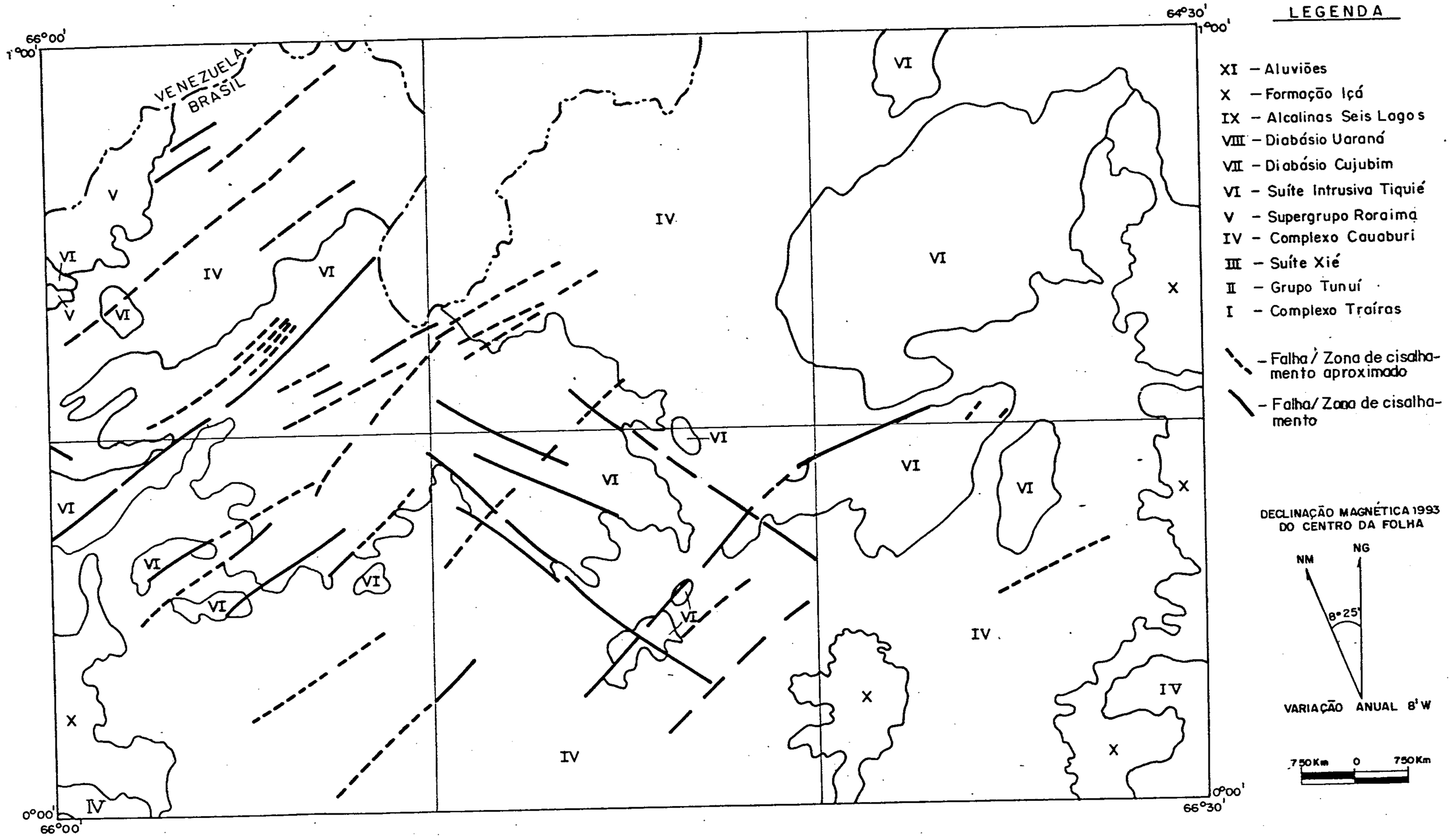


Figura II.6.23 — Mapa Geológico simplificado da folha NA.20-Y-C.

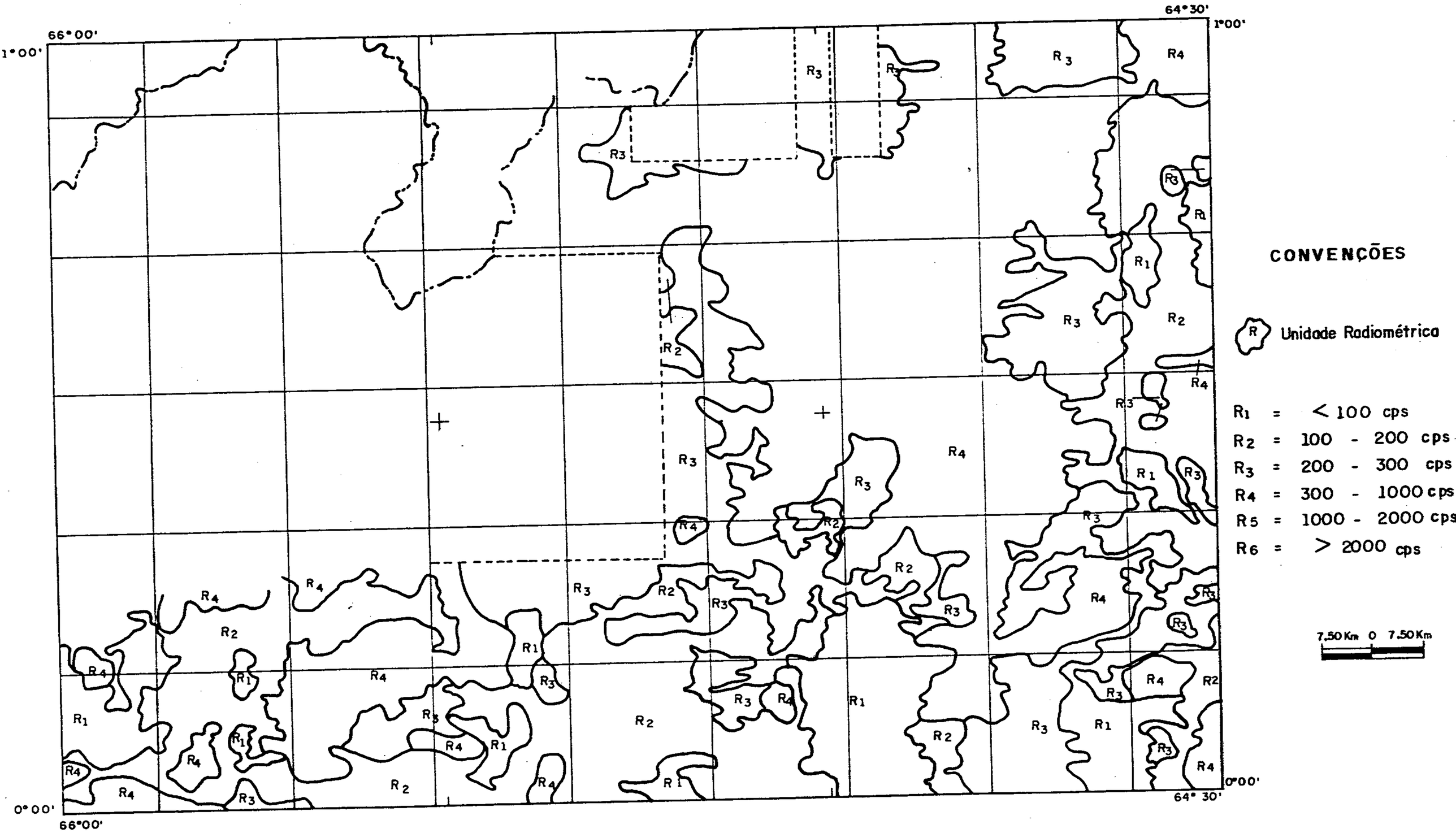


Figura: II.6.24 — Mapa de interpretação Radiométrica-Contagem Total (Folha NA.19-Y-C).

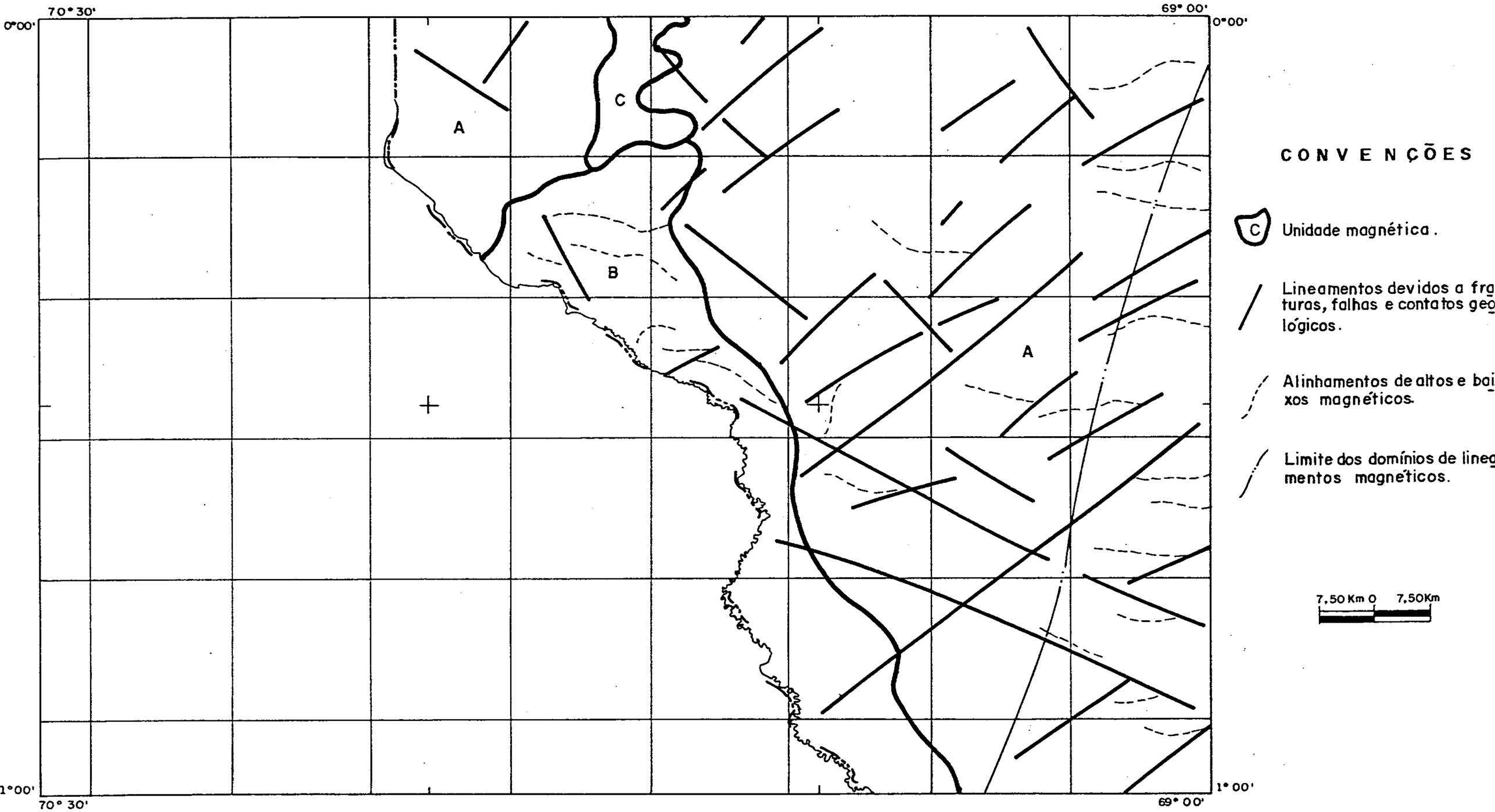


Figura: II.6.25 —— Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha SA.19 - V- B).

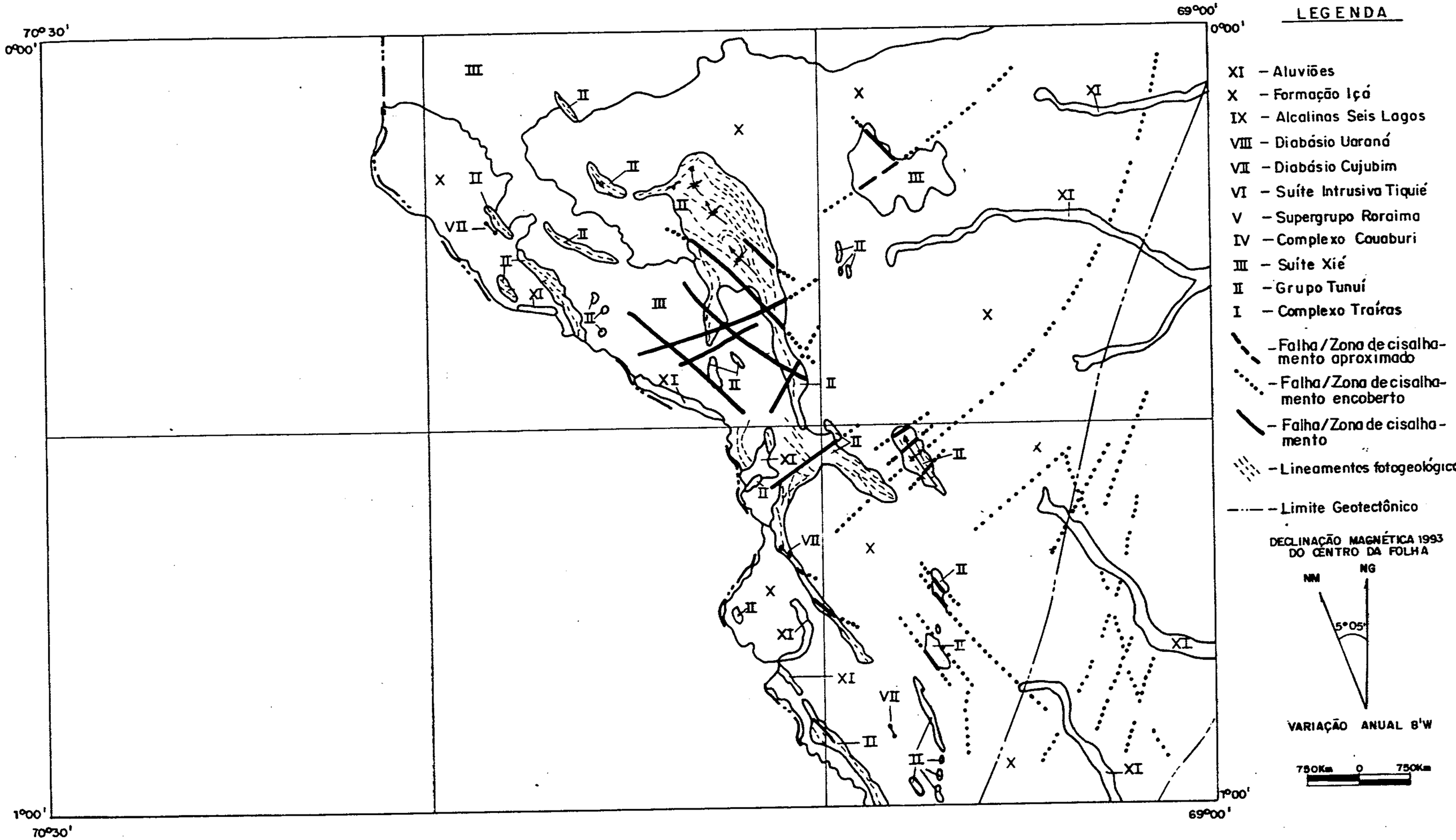


Figura II.6.26 — Mapa Geológico simplificado da folha SA.19 -V-B

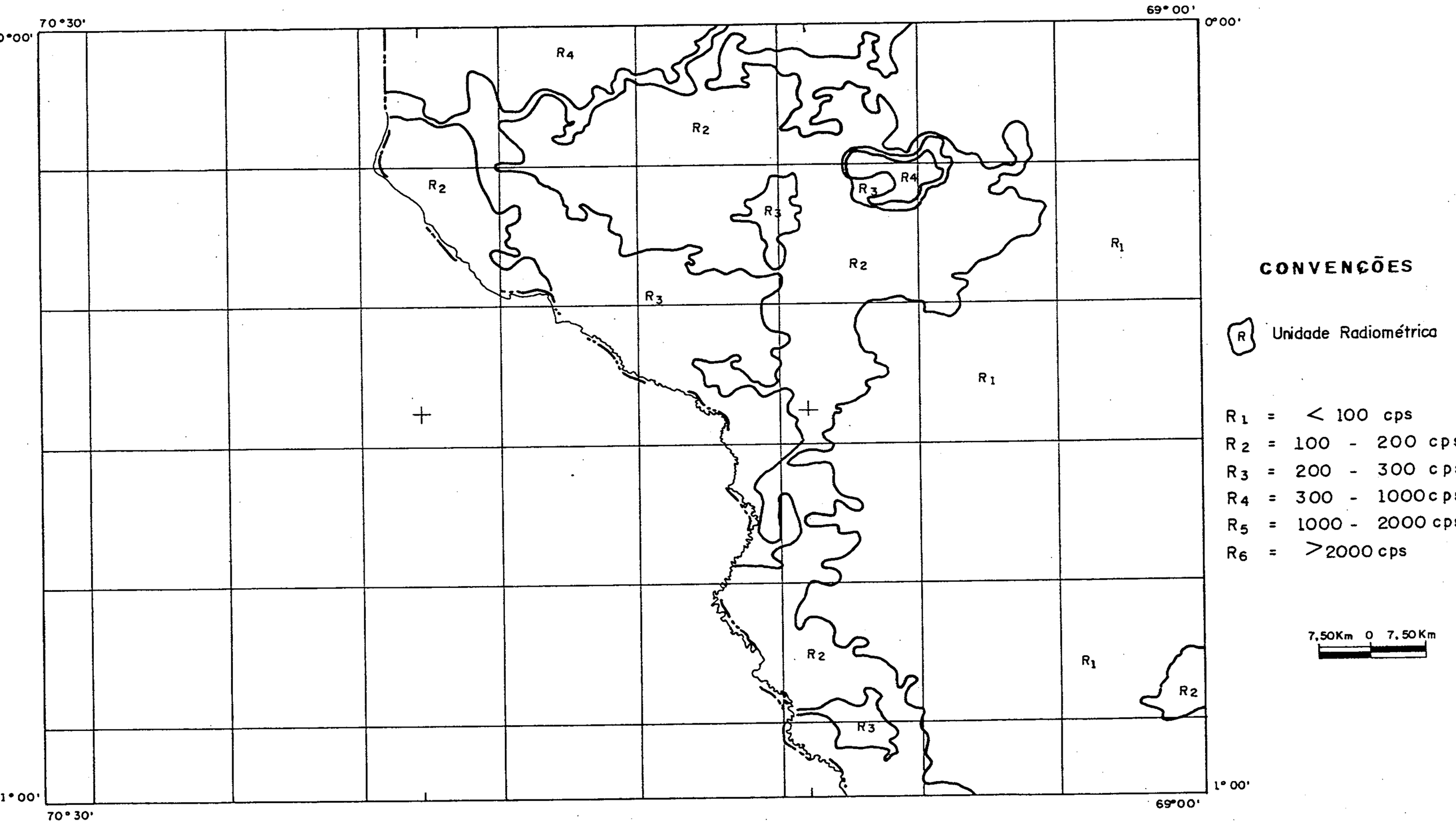


Figura II.6.27 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha SA.19-V-B).

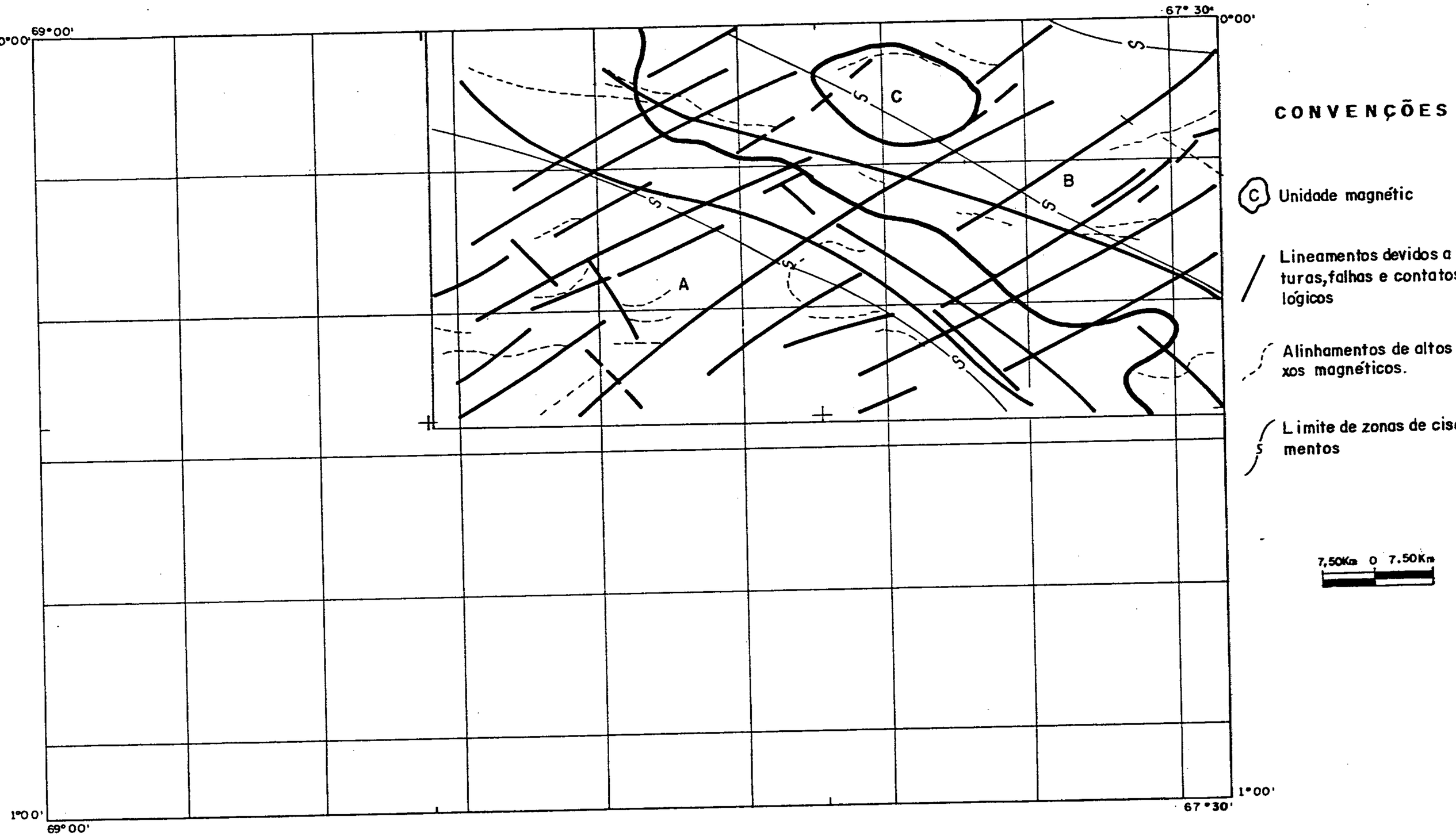


Figura: II. 6. 28 — Mapa de Interpretação do Campo Magnético Total Residual (Folha . SA. 19 - X - A).

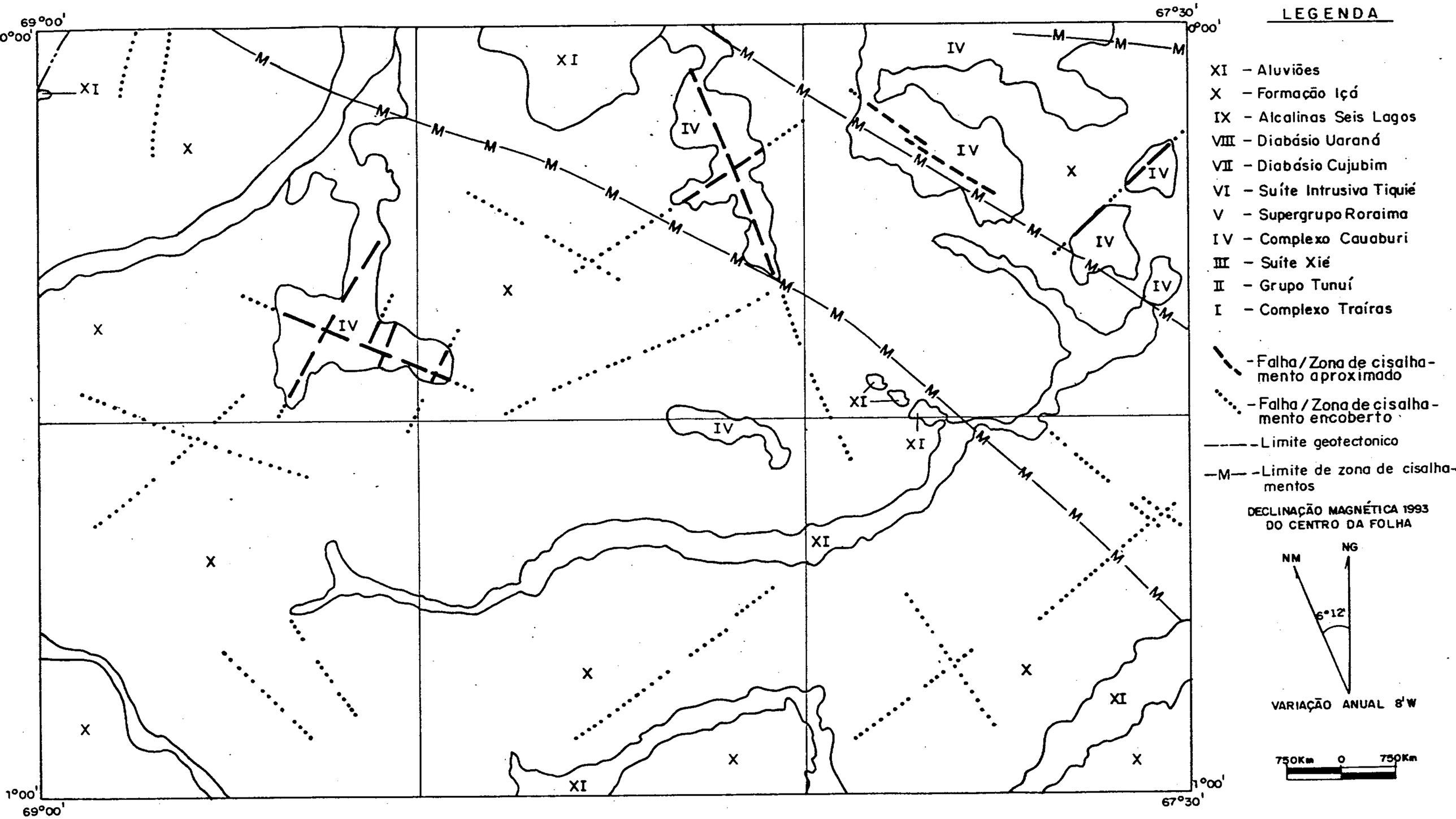


Figura II.6.29 — Mapa Geológico simplificado da folha SA.19 - X-A.

Formação Içá representada pela Unidade Magnética A. A Unidade Magnética C corresponde a uma anomalia magnética (baixo magnético) indicando a existência de um corpo mineralizado a magnetita. Nesta localidade o mapa radiométrico (Figura II.6.30) indica a ocorrência de um corpo granítico da Suíte Tiquié, uma vez que na folha ao lado (SA.19-X-B) uma anomalia magnética com as mesmas características citadas esta relacionada a um corpo granítico pertinente a essa unidade.

No mapa radiométrico as Unidades R2 e R3 correspondem a rochas graníticas do Complexo Cauaburi, enquanto a R1 relaciona-se aos sedimentos da Formação Içá. Já a Unidade Radiométrica R4, associa-se ao corpo granítico da Suíte Tiquié, citado anteriormente, e que corresponde a Unidade Magnética C.

<u>Folha SA.19-X-B</u> - Esta folha também não foi totalmente coberta pelo levantamento aerogeofísico. No mapa aeromagnético (Figura II.6.31) predomina a Unidade Magnética B representando rochas graníticas do Complexo Cauaburi (Figura II.6.32) enquanto a Unidade A é correlacionada ao embasamento dos sedimentos da Formação Içá. As Unidades Magnéticas C estão relacionadas a corpos graníticos e a Unidade D ao sul a um corpo granodiorítico. No mapa radiométrico (Figura II.6.33) as unidades radiométricas R2, R3, R4 e R5 correspondem a rochas graníticas do Complexo Cauaburi e R1, aos sedimentos da Formação Içá. As unidades R4 e R5 embora em geral estejam aparentemente relacionadas a rochas graníticas mais diferenciadas, no próprio Complexo Cauaburi, em alguns casos, relacionam-se a corpos graníticos da Suíte Tiquié.

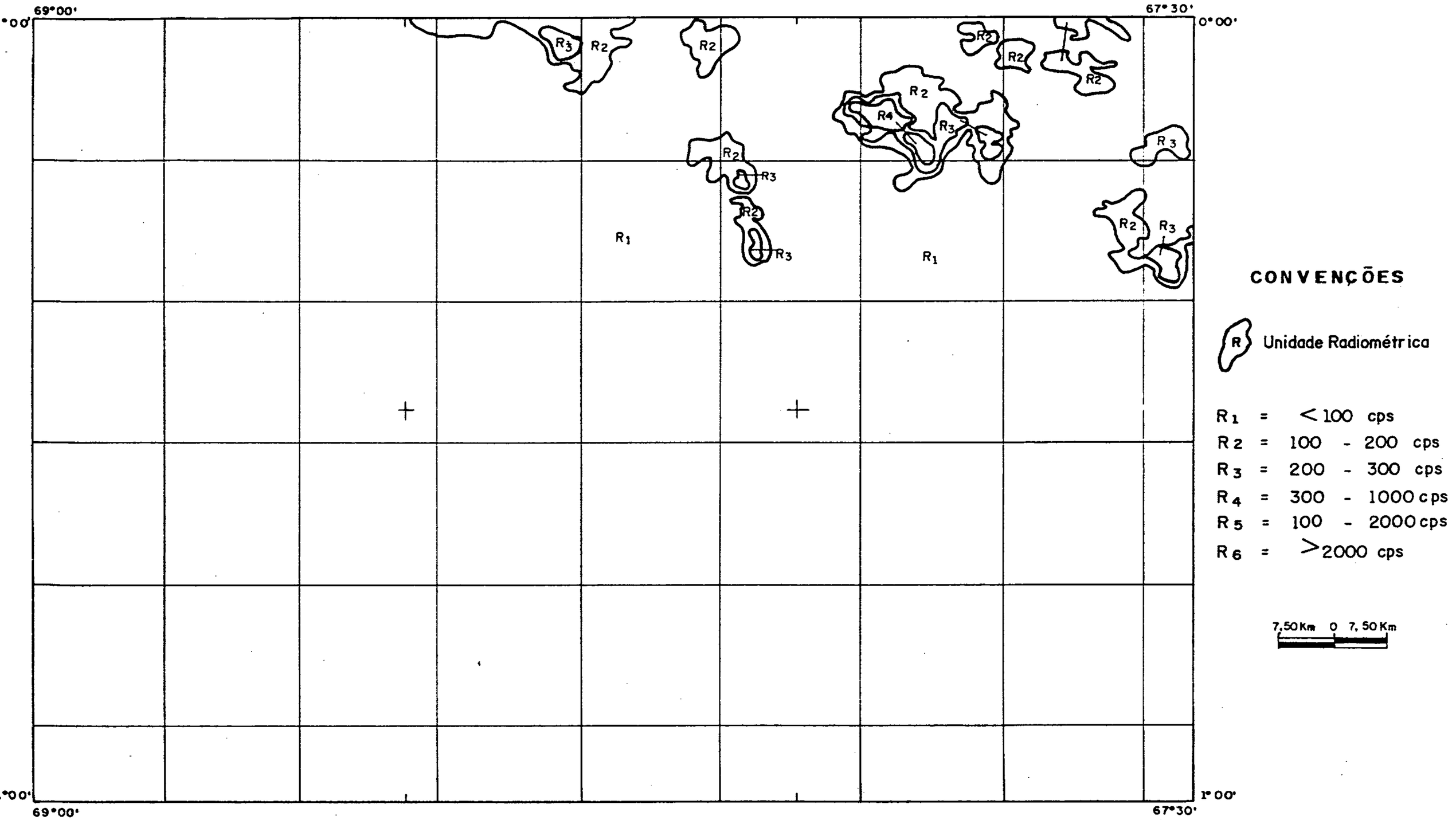


Figura: II.6.30 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha SA.19-X-A).

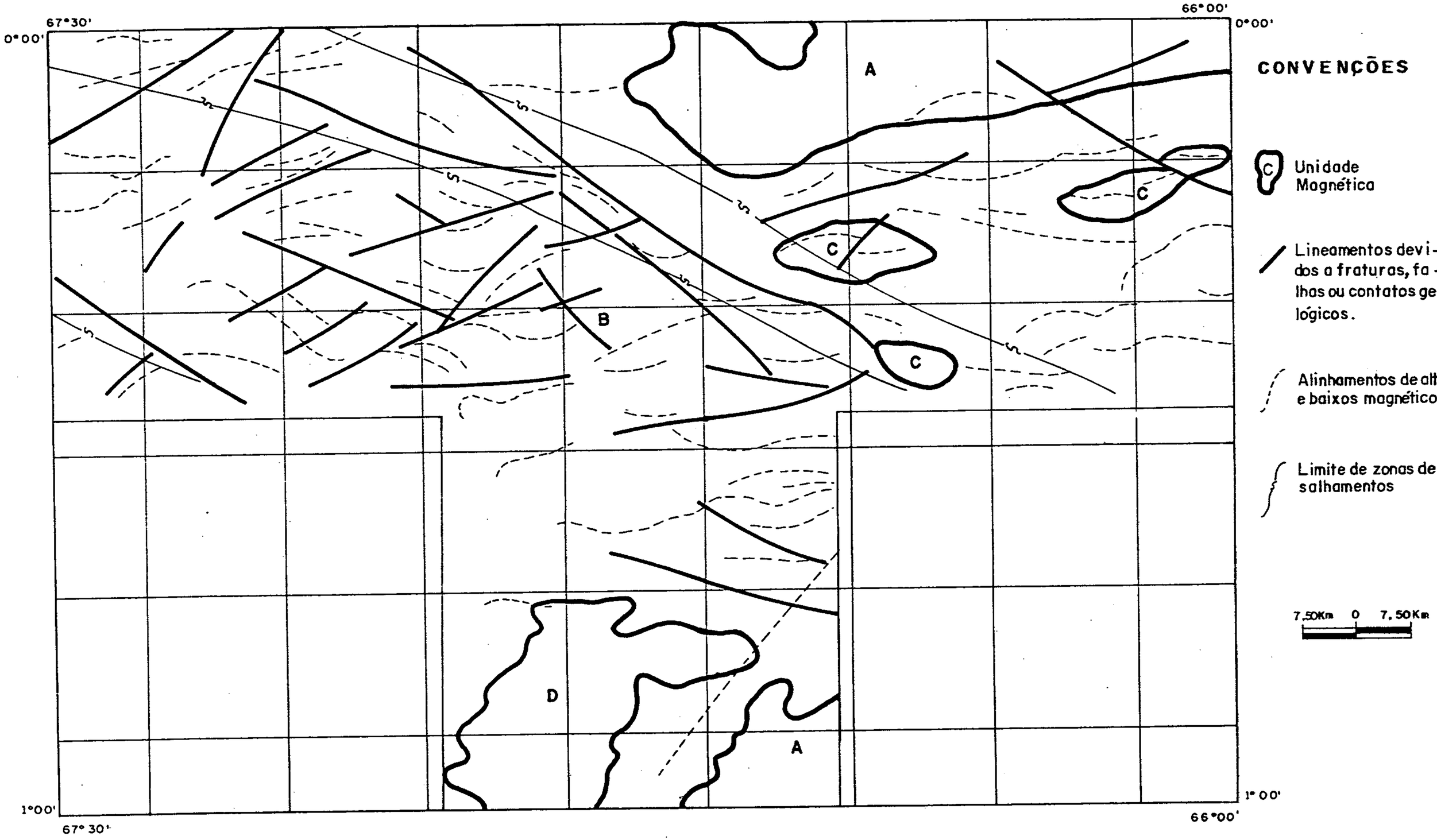


Figura: II.6.31 — Mapa de Interpretação de Campo Magnético - Total Residual (Folha SA.19-X-B).

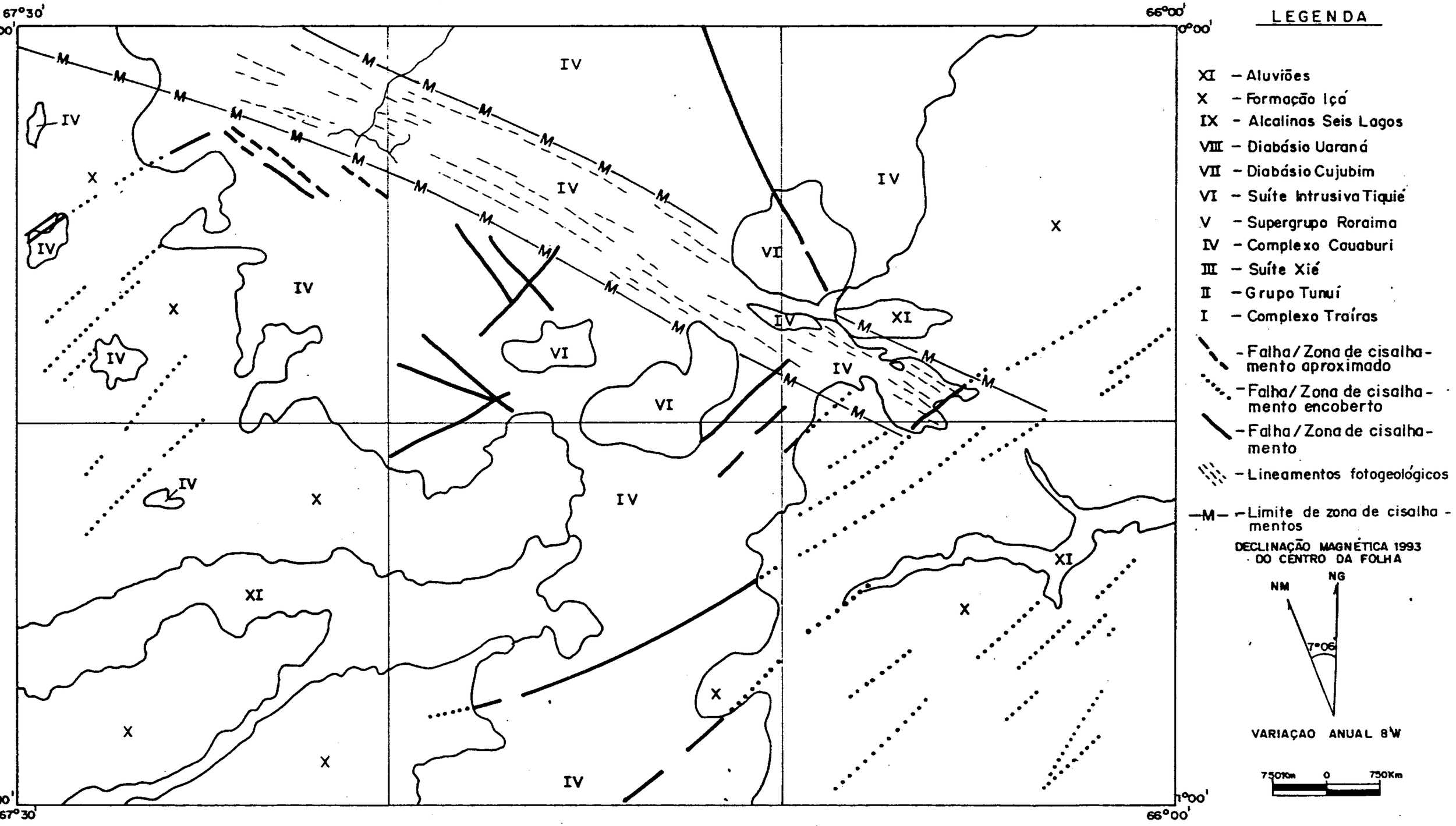


Figura II.6. 32 — Mapa Geológico simplificado da folha SA. 19 -X-B.

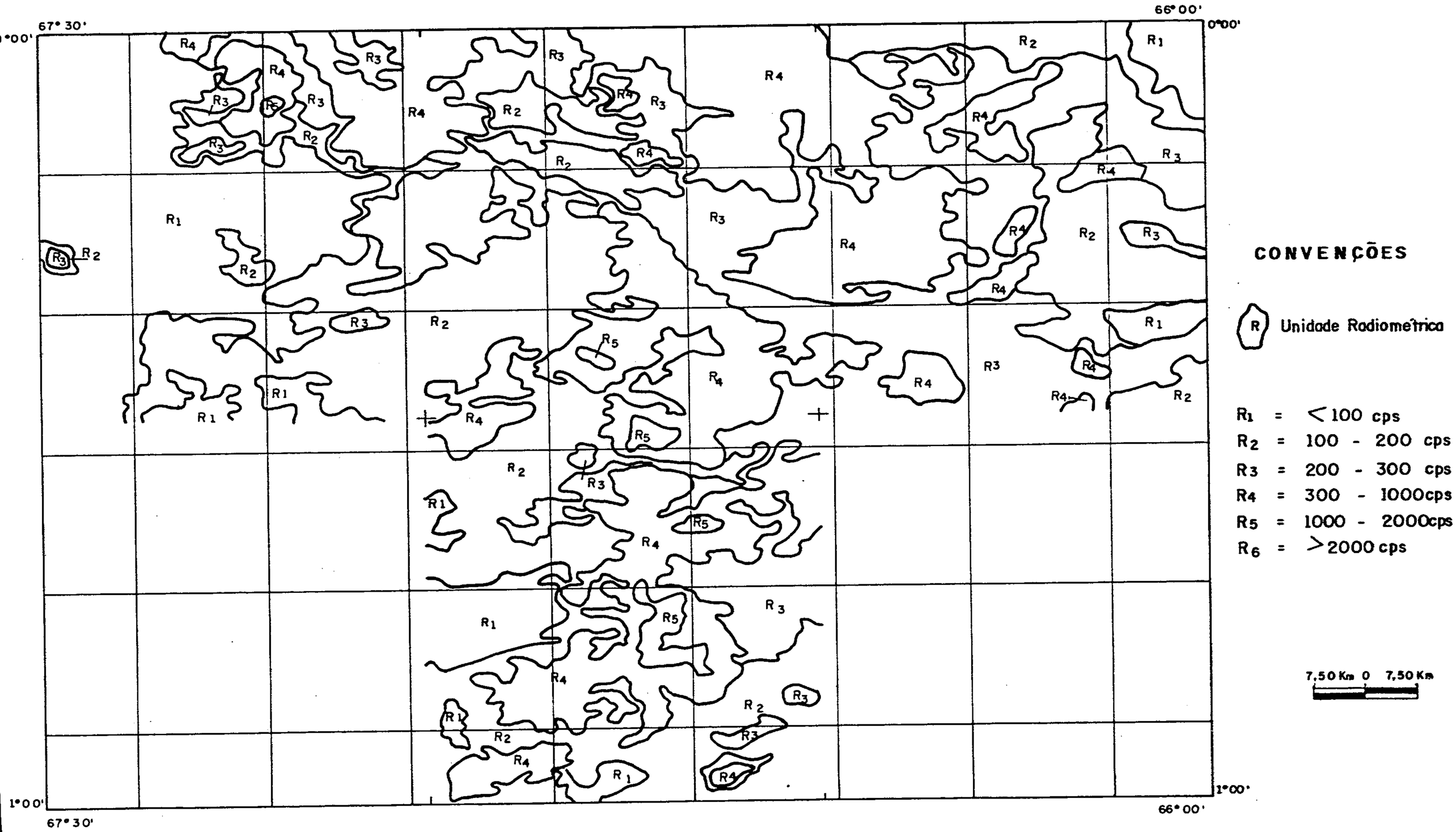


Figura: II. 6.33 — Mapa de interpretação Radiométrica - Contagem Total (Folha SA.19-X-B).

6.3.4 - Integração Geofísica/Geologia Estrutural

A análise conjunta da figura II.6.34 (Mapa geológico simplificado-escala 1:2.000.000) e anexos II (Mapa de Interpretação Magnetométrica-escala 1:500.000) e III (Mapa de Interpretação Radiométrica-escala 1:500.000) fornece uma visualização integrada dos dados geológicos e geofísicos. No mapa de interpretação magnetométrica verifica-se, através das lineações de altos e baixos magnéticos e das direções de fraturamentos, o limite noroeste do cinturão de cisalhamento Guiana Central e das zonas de cisalhamentos de direção NW-SE.

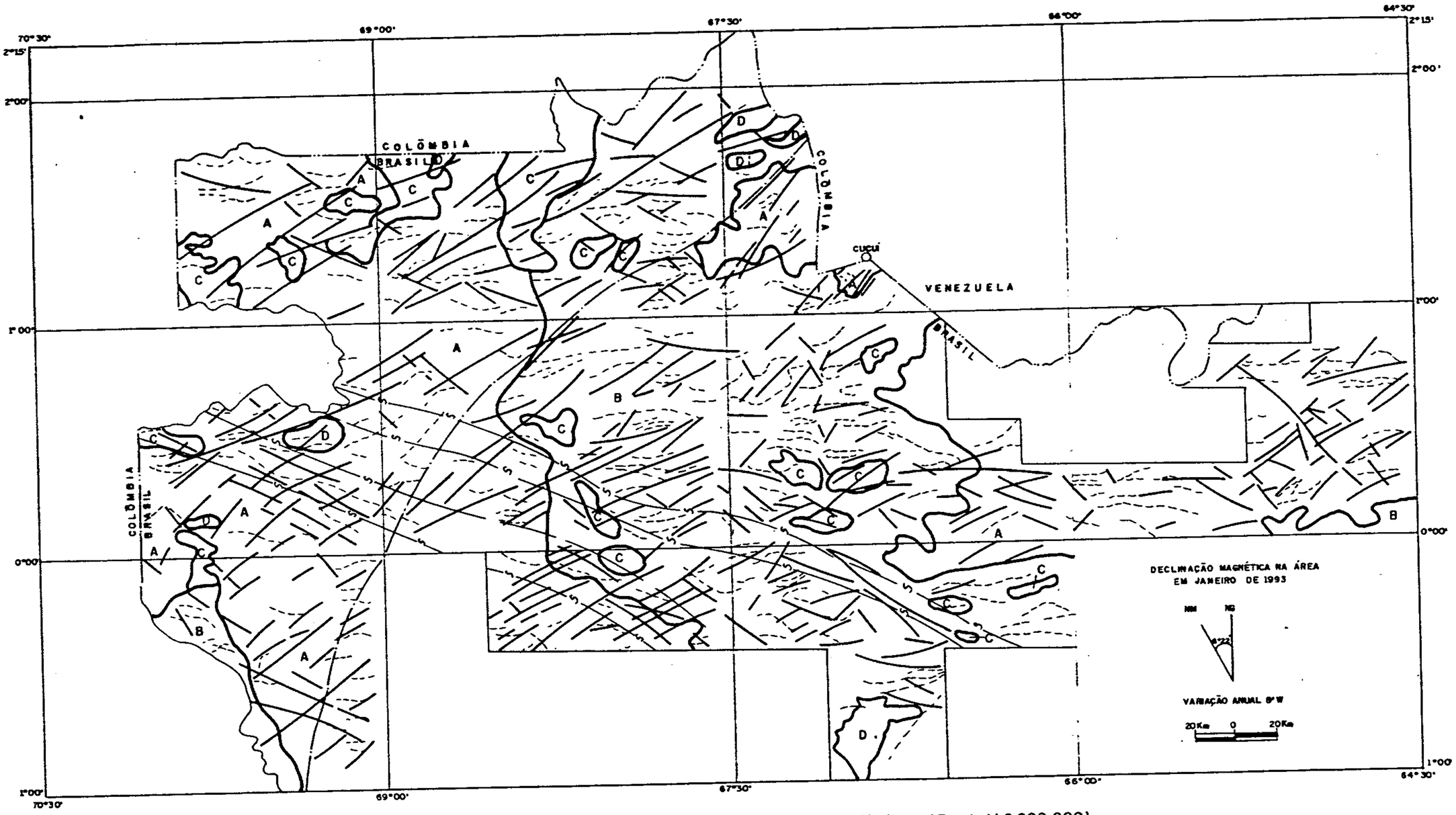


Figura: II. 6. 34 — Mapa integrado geofísico/estrutural da área do Projeto Alto Rio Negro. (Escala 1: 2.000.000)

LENGENDA

Convenções Geofísicas

(C) Unidades magnéticas

Convenções Geológicas

Lineamentos magnéticos devido a fraturas/falhas

Alinhamentos de altos e baixos magnéticos

Limite de zonas de cisalhamentos

Limite dos domínios de lineamentos magnéticos