

GRANITÓIDE QUIXABA: UM MAGMATISMO MONZONÍTICO (SHOSHONÍTICO ?) NO EXTREMO OESTE DA FAIXA SERIDÓ^(*)

*Antonio Carlos GALINDO⁽¹⁾; Roberto DALL'AGNOL⁽²⁾; Ian McREATH⁽³⁾; Jacques LETERRIER⁽⁴⁾;
Marcos Antonio Leite NASCIMENTO⁽⁵⁾*

⁽¹⁾ Programa de Pesquisa e Pós-Graduação/Núcleo de Pesquisa em Geodinâmica e Geofísica - PPGG/NPGG-UFRN; ⁽²⁾

Centro de Geociências-DGP-UFPA; ⁽³⁾ Instituto de Geociências-DGG-USP;

⁽⁴⁾ CNRS-CRPG-Nancy; ⁽⁵⁾ Bolsista PIBIC-CNPq/Curso de Geologia-UFRN

(*) Apoio financeiro PADCT-FINEP-CNPq

INTRODUÇÃO O Granitóide Quixaba faz parte do cortejo de “*granitóides brasilienses da região de Caraúbas-Umarizal*”, no extremo oeste da Faixa Seridó (Galindo *et al.* 1995), constituindo um corpo de alongado de direção NE-SW, com aproximadamente 100 km². É intrusivo em ortognaisses correlatos ao Complexo Caicó e em metassedimentos (paragnaisses) correlatos a Formação Jucurutu (Grupo Seridó), dos quais guarda xenólitos. Seus contatos com os sedimentos cretácicos da Bacia Potiguar, a NNW, são marcados por falha, enquanto que a sul, com as rochas do Granitóide Caraúbas, não foram observados em campo (gradacionais?). Uma foliação pouco penetrativa de *trend* dominantemente NE, com cimento principalmente para SE, é observada. Efeitos superpostos de cisalhamento são comuns, imprimindo as rochas uma foliação milonítica também de direção NE. A milonitização associada é discontínua, e a nível de afloramento pode-se ter desde faixas pouco deformadas até a formação de ultramilonitos. Duas principais fácies textural/composicional são identificadas em campo e petrograficamente: fácies Quixaba, de caráter “*granítica*” e mais abundante (em torno de 90% do plúton), e a fácies Umari, de natureza “*diorítica*”, que ocorre como um pequeno corpo de forma arredondada demarcando uma forte anomalia gravimétrica de forma sub-circular (Lins 1987).

PETROGRAFIA A “*fácie Quixaba*” é constituída por rochas de textura grossa a muito grossa, por vezes porfirítica, com fenocristais de K-feldspato, euédricos e zonados, de até 4cm de comprimento. Pequenos encraves globulares de composição diorítica são relativamente comum. Composicionalmente é representado por rochas “*monzoníticas*” (dominantemente *quartzo monzodioritos* e *quartzo monzonitos*, Figura 1) leuco a mesocráticas (10<M<40). O **plagioclásio** ocorre tanto como “*em agregados*” de pequenos cristais como em cristais maiores isolados, e em ambos os casos mostram zoneamento normal com os núcleos mais transformados (saussuritização e/ou carbonatação). Os primeiros são mais sódicos (An₁₈₋₁₄) e os segundos variam desde oligoclásios sódicos até andesinas sódicas (An₃₈₋₁₆). Frequentemente, quando em contato e/ou inclusos nos K-feldspatos, estes plagioclásios desenvolvem mirmequitas, sendo os tipos *bulbosa* e *de inclusão* (Phillips 1980) os mais comuns. O **K-feldspato** é uma microclina pertítica que ocorre em cristais essencialmente subédricos e em geral apresentam-se fraturados (carbonato e/ou mica branca preenchem as fraturas). O **quartzo** é xenomórfico, comumente apresenta extinção ondulante e nas rochas mais afetadas pelo cisalhamento mostra-se cominudo e recristalizado.

Anfibólio e biotita são os principais maficos e, juntamente com a titanita, ocorrem sempre em agregados. O **anfibólio** é de cor esverdeada e pertence a família dos “*anfibólios cárquicos*” (ferro-edenita, Leake *et al.* 1997). A **biotita** tem cor marrom-avermelhada e é enriquecida em Fe (razões Fe/Fe+Mg > 0,7). Titanita ocorre tanto como cristais euédricos losangulares quanto como finas coroas irregulares sobre opacos como resultado de processos de esfenitização destes. **Opacos**, dominantemente ilmenitas, **alanita** euédrica e frequentemente metamictizada, **epídoto**, **apatita** e **zircão**, constituem os acessórios mais comuns.

No contexto da “sequência de cristalização”, as relações texturais entre as diversas fases minerais mostram que *opacos+apatita+zircão* são as mais precoces logo seguidas pela *titanita*. Os maficos

principais, *biotita+anfibólio+titanita* vêm a seguir, e *plagioclásio+feldspato potássico+quartzo*, com o primeiro precedendo em parte os outros dois, são as fases mais tardias. Mica branca, carbonato, opacos e clorita, ocorrem como produtos de transformação/alteração de feldspatos e biotita. Recristalização de quartzo e biotita é comum nos litotipos afetados pelos cisalhamentos.

A fácies Umari compreende rochas “*dioríticas*” (*sensu* Streckeisen 1976) de textura fina, com os máficos somando, no geral, entre 35-60% da moda. Composicionalmente são *quartzo dioritos*, *quartzo monzodioritos* e *monzodioritos* (Figura 1), com biotita, anfibólio e piroxênios, a primeira sempre excedendo os outros dois, como os máficos principais, e opacos, zircão, apatita e titanita (muito pouca) constituem os demais acessórios.

O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos e mostram zoneamento normal com núcleos mais cálculos e mais transformados, variando composicionalmente de *oligoclásio cárlico* a *andesina sódica* (An₃₄₋₂₆). O **K-feldspato**, em cristais sub a anédricos, é extremamente pobre em pertita, mostra geminação tipo *Carlsbad*, é biaxial negativo e de 2V pequeno com figuras pseudo-uniaxiais (sanidina?). O **quartzo** é escasso e seus cristais são anédricos, intersticiais e pouco deformados. A **biotita** é o máfico principal, é enriquecida em MgO e mais empobrecida em Fe e Al do que as biotitas da fácies Quixaba. O **anfibólio** é ainda da família dos “anfibólitos cálculos”, ferro-edenitas, porém com razões Mg/Mg+Fe maiores do que na fácies anterior. Este mineral ocorre principalmente como produto de transformação dos piroxênios. Estes são tanto **clinopiroxênio** (augitas) quanto **ortopiroxênios** (ferrohiperstênio), sendo que o primeiro em geral excede o segundo. Os **opacos** são principalmente ilmenitas em proporções modais da ordem de 2%.

Nesta fácies a sequência de cristalização começa pelo conjunto *zircão+apatita+opacos* logo seguidos por *ortopiroxênio+clinopiroxênio*. *Biotita+titanita+anfibólio* são os máficos mais tardios e *plagioclásio+feldspato potássico+quartzo* são as últimas fases a se cristalizarem. Carbonatos e mica branca são produtos secundários de transformação/alteração dos feldspatos.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA Dez amostras foram analisadas no laboratório de CRPG em Nancy, França, para elementos maiores, alguns traços e terras raras, sendo oito da fácies Quixaba e duas da fácies Umari. Considerado o pequeno número de amostras da fácies Umari, esta não será aqui objeto de maior discussão.

Na fácies Quixaba sílica mostra uma variação restrita (SiO₂ = 58-60%), o que reflete o caráter mesocrático/intermediário da mesma. Esta é bastante enriquecida em Fe (Fe₂O₃ = 4-10%) e em ácalis (Na₂O+K₂O = 8-11%), para rochas dessa natureza, e ainda enriquecida em Ca (CaO>3%), Ba, Sr e Zr (valores acima de 1500, 300 e 600ppm, respectivamente) e em ETR leves. Em Diagrama de variação “*tipo harker*” mostra correlação negativa para Fe₂O₃, CaO, TiO₂ e MgO, evidenciando cristalização precoce de suas fases máficas (piroxênio, anfibólio e titanita), e correlação positiva para K₂O e Al₂O₃ (Figura 2), sugerindo que feldspatos são fases tardias, notadamente o K-feldspato (o que é confirmado pela petrografia). São rochas “diopsídio normativo”, o que as caracteriza como “*metaluminosas*”, confirmado pelo diagrama dos índices de Shand (Figura 3).

Em diversos diagramas discriminantes de “*séries magmáticas*” o conjunto de amostras desse granitóide se comporta sistematicamente como uma “*série transicional*”, plotando sempre entre os “*trends*” definidos para as séries sub-alcalina e alcalina (Figuras 4 e 5). Este comportamento é ditado principalmente pelos altos valores de ácalis (Na₂O+K₂O) associados aos altos conteúdos em CaO das rochas desse granitóide. Dentro desse contexto, pode-se então sugerir para este granitóide uma “*filiação magmática*” similar à aquela de rochas da “*série shoshonítica*” como definida por Morrison (1980). Esta caracterização pode ser observada ainda no diagrama “K₂O x SiO₂” (Figura 6) onde as amostras do Granitóide Quixaba plotam essencialmente no campo das rochas shoshoníticas.

A similaridade deste granitóide com rochas da “série shoshonítica” pode ser ainda ressaltada nos seus padrões de elementos terras raras (ETR). Estes mostram um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP porém com razões La_n/Yb_n relativamente baixas ($La_n/Yb_n = 12-22$), o que confere ao padrão uma inclinação suave. As anomalias de Eu, positivas e negativas, são muito discretas ($Eu_n/Eu_n^* = 1,03-1,16$ e $Eu_n/Eu_n^* = 0,7-0,9$), indicando dessa forma um fracionamento limitado de feldspatos (plagioclásio principalmente) durante a evolução dessas rochas. Outras associações plutônicas tidas como representantes de um magmatismo “tipicamente shoshonítico” na Província Borborema mostram padrões de ETR similares a este do Granitóide Quixaba (vide Guimarães & Silva Filho 1990 e Leterrier *et al.* 1990, por exemplo).

CONSIDERAÇÕES FINAIS A constatação de um magmatismo monzonítico para o Granitóide Quixaba fica logo evidenciado pelo caráter composicional de suas rochas, tanto do fácies Quixaba quanto do fácies Umarí. A sua assinatura geoquímica não mostra qualquer similaridade com aquela de rochas da série cálcio-alcalina, sendo claramente um químismo de natureza transicional entre as séries subalcalinas e alcalinas. Dessa forma admite-se que as rochas desse granitóides mostram uma afinidade geoquímica com rochas plutônicas da “série shoshonítica”. A idade desse magmatismo, em que pese a ausência de dados geocronológicos, é admitida como sendo brasileira situada, possivelmente, no intervalo de 600 ± 30 Ma (Galindo *et al.* 1993). A presença de ilmenita como o mineral opaco dominante nas rochas desse granitóide, indica que o início da cristalização do magma deu-se sob condições de baixa fugacidade de oxigênio, porém com o decorrer da cristalização houve um aumento relativo da mesma como bem atesta a presença de epídoto e titanita como fases máficas mais tardias nessas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GALINDO, A.C.; DALL'AGNOL, R.; McREATH, I.; LAFON, J.M. 1993 Geocronologia de granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In: Sim. de Geol. do Nordeste, Natal, 1993, SBG-NNE. Atas, Res. Exp. :p324-327.

GALINDO, A.C.; DALL'AGNOL, R.; McREATH, I.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P. 1995 Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal-Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *J. South American Earth Sci.* 8(1):79-95.

GUIMARÃES, I.P. & SILVA FILHO, A.F.da. 1990 Magmatismo intrusivo shoshonítico na faixa Pajeú-Paraíba: O Complexo Bom Jardim. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, Anais, v.4, p.1739-1751.

LEAKE, B.E. *et al.* 1997 Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 61:295-321

LETERRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; AMARO, V.E. 1990 Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in Seridó belt, NE Brazil. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG, v.4, p.1640-1655.

LINS, F.A.P.L. 1987 **Geofísica aplicada ao estudo do arcabouço tectônico de bacias sedimentares entre as Bacias Potiguar e Rio do Peixe.** Recife, Inst. Geoc. CT-UFPE, 74p. Tese (Mestrado em Geociências) - UFPE. CT. Instituto de Geociências, 1987.

MORRISON, G.W. 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos*, 13:97-108.

PHILLIPS, E.R. 1980 On polygenetic myrmekite. *Geol. Mag.*, 117 (1):29-36.

STRECKEISEN, A. 1976 To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

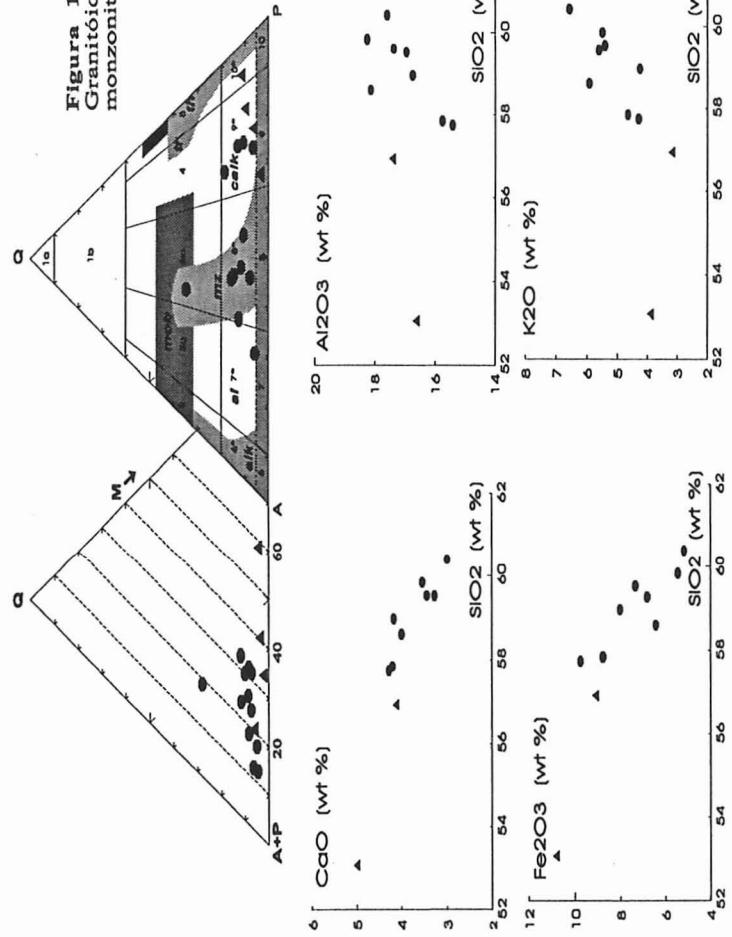


Figura 1: Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para as rochas do Granitóide Quixaba (3b-monzogranito, 7*-qtzo sienito, 8**-qtzo monzonito, 9*-qtzo monzodiorito, 10**-qtzo diorito e 9-monzodiorito).

Legenda: ▲ Fácies Umarí; ● Fácies Quixaba

Figura 2 - Diagramas de variação "tipo Harker" para as rochas do Granitóide Quixaba.

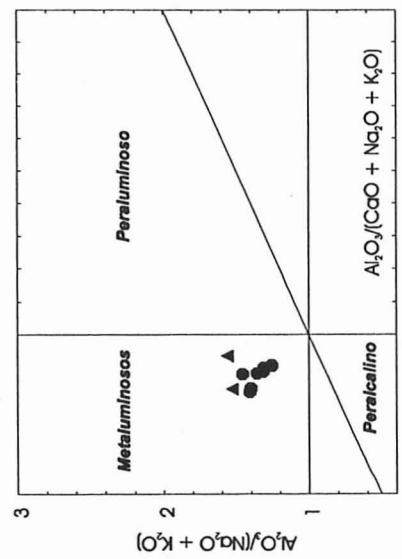


Figura 3: Diagrama dos índices de Shand para as rochas do Granitoide Quixaba.

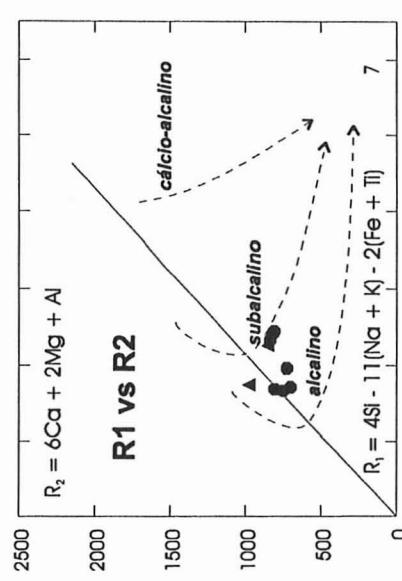


Figura 4 - Diagrama R_1 vs R_2 para as rochas do Granitoide Quixaba.

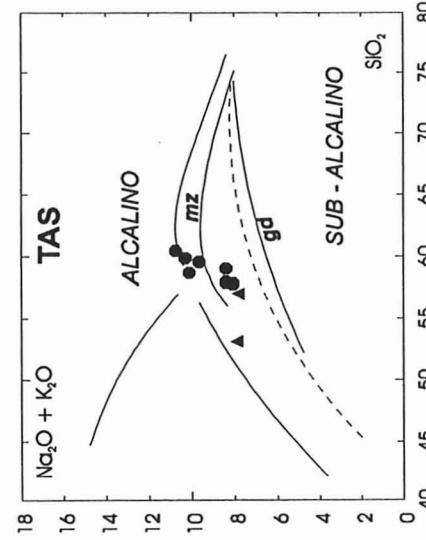


Figura 5 - Diagrama TAS para as rochas do Granitoide Quixaba.

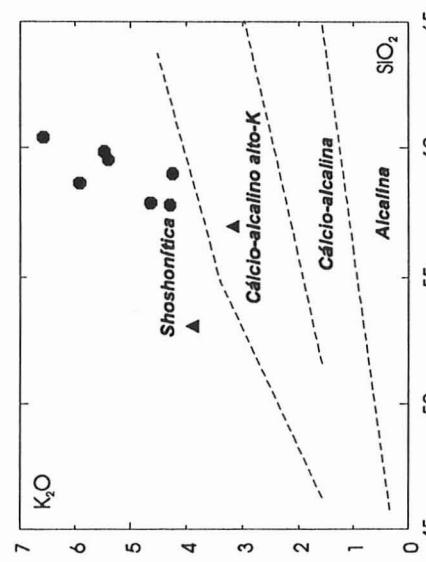


Figura 6 - Diagrama K_2O vs SiO_2 , com os campos de Rickwood (1989), para as rochas do Granitoide Quixaba.