

Granito Terra Nova — petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta — Cráton Amazônico

Terra Nova Granite — petrology and geochronology: an A-type granite of Alta Floresta Gold Province — Amazonian Craton

Ezenildes Silva Prado, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros*,
Francisco Egídio de Cavalcante Pinho, Ronaldo Pierosan

RESUMO: O Granito Terra Nova faz parte da Suíte Intrusiva Teles Pires e se localiza em torno do município homônimo, na Província Aurífera Alta Floresta. O granito em questão ocorre em forma de um batólito alongado de direção NE-SW, cujas rochas são de coloração róseo-avermelhado a vermelho-tijolo com granulação média a grossa, homogêneas, mostrando localizadamente enclaves máficos microgranulares e cavidades miarolíticas preenchidas com fluorita, quartzo e sulfetos. Microscopicamente, as rochas estudadas mostram texturas xenomórfica a hipidiomórfica inequigranular, sendo comum o intercrescimento pertítico e gráfico. Os minerais essenciais que compõem a rocha são feldspato alcalino pertítico e quartzo com proporções inferiores de plagioclásio, biotita e minerais acessórios. Estimativas da composição modal permitem plotar as amostras no campo dos ácali-granitos com variação para o campo de sienogranito. O resultado das análises químicas para elementos maiores e traços feitas em 17 amostras, indicaram natureza sub-alcalina, caráter metaluminoso a levemente peraluminoso e padrão de elementos terras raras com suave enriquecimento de leves sobre pesados e anomalia de Eu negativa de moderada a forte. Diagramas multielementares mostram enriquecimento de Rb e Th e anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti. As temperaturas do magma parental foram estimadas entre 748 a 855°C. Os dados de campo, a composição mineralógica e o comportamento geoquímico das rochas são coerentes com um ambiente tectônico do tipo anorogênico ou pós-collisional para o granito em questão. O químismo do Granito Terra Nova permite ainda classificá-lo como um granito rapakivi do tipo A, oxidado. Dados U-Pb em zircão resultaram em uma idade de cristalização 1727 ± 42 Ma e ϵ_{Nd} com valores entre +1,07 e -0,98 para a idade modelo Nd de 2,0 a 2,17 Ga.

PALAVRAS-CHAVE: Teles Pires; tipo A; Alta Floresta; geoquímica.

ABSTRACT: The Terra Nova granite is part of Teles Pires Intrusive Suite and is located near of homonymous municipality, in Alta Floresta Gold Province (AFGP). The studied granite occurs as NE-SW elongated batholiths, which rocks are reddish-pink to brick-red with medium to coarse granulation, homogeneous, showing localized microgranular mafic enclaves and miarolitic cavities filled with fluorite, quartz and sulphides. Under microscope, the studied rocks show inequigranular xenomorphic to hypidiomorphic textures with common perthites and graphic intergrowth. Essential minerals that compound the rock are perthitic alkali feldspar and quartz with minor plagioclase, biotite and accessory minerals. Visual estimation of modal composition allows plotting the samples within the alkali granite field varying to the syenogranite field. Chemical analysis results for major and trace elements of 17 samples indicate a subalkalic nature, metaluminous to slightly peraluminous and a rare earth elements pattern with slight LREE enrichment over HREE and strong to moderate Eu negative anomaly. Multielement diagrams show Rb and Th enrichment and Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti negative anomalies. The parental magma temperature was estimated between 748 and 855°C. Field data, mineralogical composition and geochemical behavior are coherent with a post-collisional to anorogenic setting for the granite emplacement. The chemistry of Terra Nova granite allows classifies it as oxidized A-type rapakivi granite. U-Pb zircon data resulted in a crystallization age of 1727 ± 42 Ma and ϵ_{Nd} values between +1.07 and -0.98 for Nd model age from 2.0 to 2.17 Ga.

KEYWORDS: Teles Pires; A-type; Alta Floresta; geochemistry.

Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: ezenildesster@gmail.com, mapabarros@yahoo.com, aguapei@yahoo.com, ronaldo.pierosan@yahoo.com.br

*Autor correspondente

Manuscrito ID 27090. Recebido em: 22/05/2012. Aprovado em: 24/10/2012

INTRODUÇÃO

Granitos com características petrográficas e geoquímicas do tipo-A, pós-colisionais a anorogênicos são comuns em todo o Cráton Amazônico e variam em idade desde 2763 ± 7 Ma (Barros *et al.* 2004) até 974 ± 6 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). O Granito Terra Nova consiste de um maciço batólítico aflorante nas proximidades do município de Terra Nova do Norte, Mato Grosso (Fig. 1). Esse maciço está relacionado à Suíte Teles Pires desde a definição da unidade por Silva *et al.* (1974), sendo que suas ocorrências são consideradas por alguns autores (Moreton & Martins 2005) como seção-tipo da unidade. Publicações referentes a esta ocorrência se concentraram preferencialmente em trabalhos de cunho regional (Silva *et al.* 1980, Moreton & Martins 2005, Lacerda Filho 2004). Associado a esse batólito, nas proximidades do município de Nova Santa Helena ocorre um corpo de menor dimensão.

O termo “Teles Pires” — Granito Teles Pires, Suíte Teles Pires, Suíte Intrusiva Teles Pires, Suíte vulcâno-plutônica Teles Pires — vem sendo atribuído a uma série de granitoides, algumas vezes associados a rochas vulcânicas, que ocorrem no norte do estado de Mato Grosso. Essas ocorrências estão distribuídas entre as bacias paleozoicas do Parecis (a sul) e Alto Tapajós (ao norte) e estão preferencialmente inseridas na Província Aurífera Alta Floresta (PAAF).

Estudos petrogenéticos apontam para uma ampla diversidade composicional em granitoides e vulcânicas relacionados ao evento Teles Pires. A afinidade litoquímica tem sido genericamente definida como cálcio-alcalino alto-K (Moreton & Martins 2005) ou compatível com granitos tipo-I altamente fracionados com similaridade com granitos alcalinos tipo-A (Lacerda Filho 2004). Barros *et al.* (2009) apresentam dados geoquímicos para as ocorrências vulcâno-plutônicas na porção norte da PAAF na região de Moriru, que indicam afinidade compatível com magmatismo tipo-A aluminoso. Alves *et al.* (2010) propõem um magmatismo tipo-A de tendência peralcalina para as ocorrências a leste do Granito Terra Nova. De modo semelhante ao que vem ocorrendo com as características litoquímicas, os resultados isotópicos têm indicado idades U-Pb variando desde 1801 ± 11 Ma até 1757 ± 16 Ma (Pinho *et al.* 2003, Silva & Abram 2008, Santos *et al.* 2000, Moreton & Martins 2005), idades modelo T_{DM} de 2,21 a 2,11 Ga e valores de ϵ_{Nd} de -3,4 a 1,6 (Pinho *et al.* 2003, Santos *et al.* 2000, Moreton & Martins 2005).

As interpretações quanto ao ambiente geotectônico sugerem a vinculação com um evento anorogênico (Silva *et al.* 1974) ou com os estágios pós-colisionais/pós-orogênicos em relação ao orógeno que originou a granitogênese da PAAF (Pinho *et al.* 2003, Lacerda Filho 2004, Silva & Abram

2008, Alves *et al.* 2010). Os granitoides e vulcânicas caracterizadas por Pinho *et al.* (2003) e Barros *et al.* (2009) vêm sendo correlacionados por Lacerda Filho (2004) ao Granito São Romão e às vulcânicas ao Grupo Colíder, respectivamente. Dessa forma, destaca-se a importância de uma melhor caracterização da Suíte Teles Pires e a relação entre as ocorrências das regiões de Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo e do extremo norte do estado. O presente trabalho visa a contribuir com o entendimento da geologia do Granito Terra Nova, bem como da evolução geotectônica dessa porção do Cráton Amazônico.

MÉTODOS ANALÍTICOS

As etapas de campo para mapeamento litológico do maciço granítico e coleta de amostras para estudos petrográficos e análises geoquímicas foram planejadas com base no Mapa Geológico da PAAF (Frasca *et al.* 2004) e no Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso, escala 1:1.000.000 (Lacerda Filho 2004). Os dados cartográficos foram compilados de imagens obtidas a partir do *Google Earth*. E realizaram-se três etapas de campo para mapeamento e coleta de material, totalizando cerca de 70 amostras. Além do Granito Terra Nova, foi estudada uma ocorrência próxima da cidade de Nova Santa Helena, relacionada à Suíte Teles Pires. No total, foram descritos 28 pontos de mapeamento, nos quais se coletaram 17 amostras de rochas representativas para a confecção de análise petrográfica, litoquímica e geoquímica isotópica. As seções delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal do Mato Grosso (DRM/UFMT). O estudo petrográfico visou à caracterização litológica do granito e fundamentou a seleção de amostras para as análises geoquímicas. Para a descrição petrográfica e aquisição de fotomicrografias utilizou-se o microscópio petrográfico BX 41 (Olympus).

As análises litoquímicas foram realizadas em laboratório comercial (AcmeLabs) no Canadá. Analisaram-se os elementos segundo metodologias relacionadas à *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* (ICP-ES; elementos maiores) e *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS; elementos traços). O processamento dos dados litoquímicos foi realizado com o programa GCDkit 2.3 (Janousek *et al.* 2006) e o tratamento, posteriormente, em programas gráficos. Já o cálculo de temperatura contou com o método de saturação de zircão de Watson & Harrison (1983), baseado em elementos maiores e Zr.

Os dados geocronológicos foram obtidos segundo o método U-Pb em zircão em uma amostra representativa do granito (EPR-24). A separação dos grãos de zircão

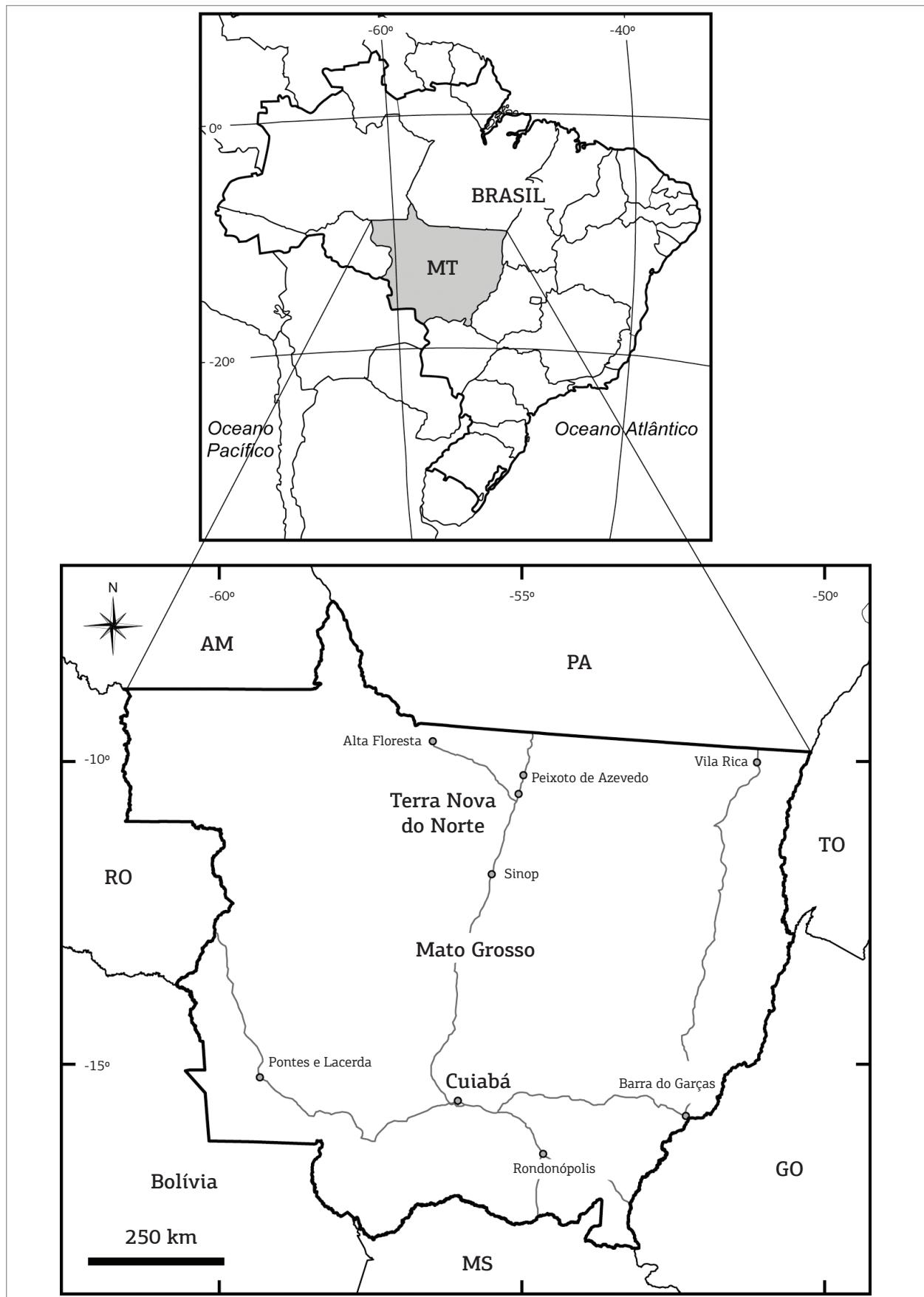


Figura 1. Mapa de localização e vias de acesso.

foi realizada nos laboratórios da UFMT e seguiram metodologias convencionais de cominuição de rocha e concentração gravimétrica e magnética de minerais pesados e não magnéticos. As análises aconteceram no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) por *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry – Laser Ablation* (ICP-MS-LA) com equipamento do tipo Laser Ablation Multicolector – ICP-MS (Neptune).

Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total foram obtidos em quatro amostras representativas do Granito Terra Nova (EPR-33, EPR-60, EPR-63 e EPR-69). Por sua vez estas foram cominuídas e pulverizadas segundo técnicas convencionais no laboratório da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mesmo local no qual foram feitas análises de Geologia Isotópica. Uma solução de ^{150}Nd - ^{149}Sm foi adicionada às amostras antes da dissolução com ácido fluorídrico e nítrico na proporção de 5:1 em cápsulas de Savilax®. Após a dissolução e evaporação, estas foram dissolvidas com 7 mL de HCL 6N e, posteriormente, com HCL

2,5 N. O Nd e Sm foram extraídos usando procedimentos convencionais de força iônica descritos em Patchett & Ruiz (1987) e analisados no espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 com 7 coletores. Valores de ϵ_{Nd} foram calculados tomando como base a idade U-Pb obtida para a amostra de granito EPR 24. As idades modelos (T_{DM}) foram calculadas seguindo modelo de De Paolo (1981).

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

O Granito Terra Nova está geograficamente inserido na PAAF, de Dardene & Schobbenhaus (2001), na região limítrofe entre as províncias geotectônicas Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 – 1,52 Ga) de Santos *et al.* (2000), e as províncias Ventuari-Tapajós (1,9 – 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga) de Tassinari & Macambira (1999) (Fig. 2).

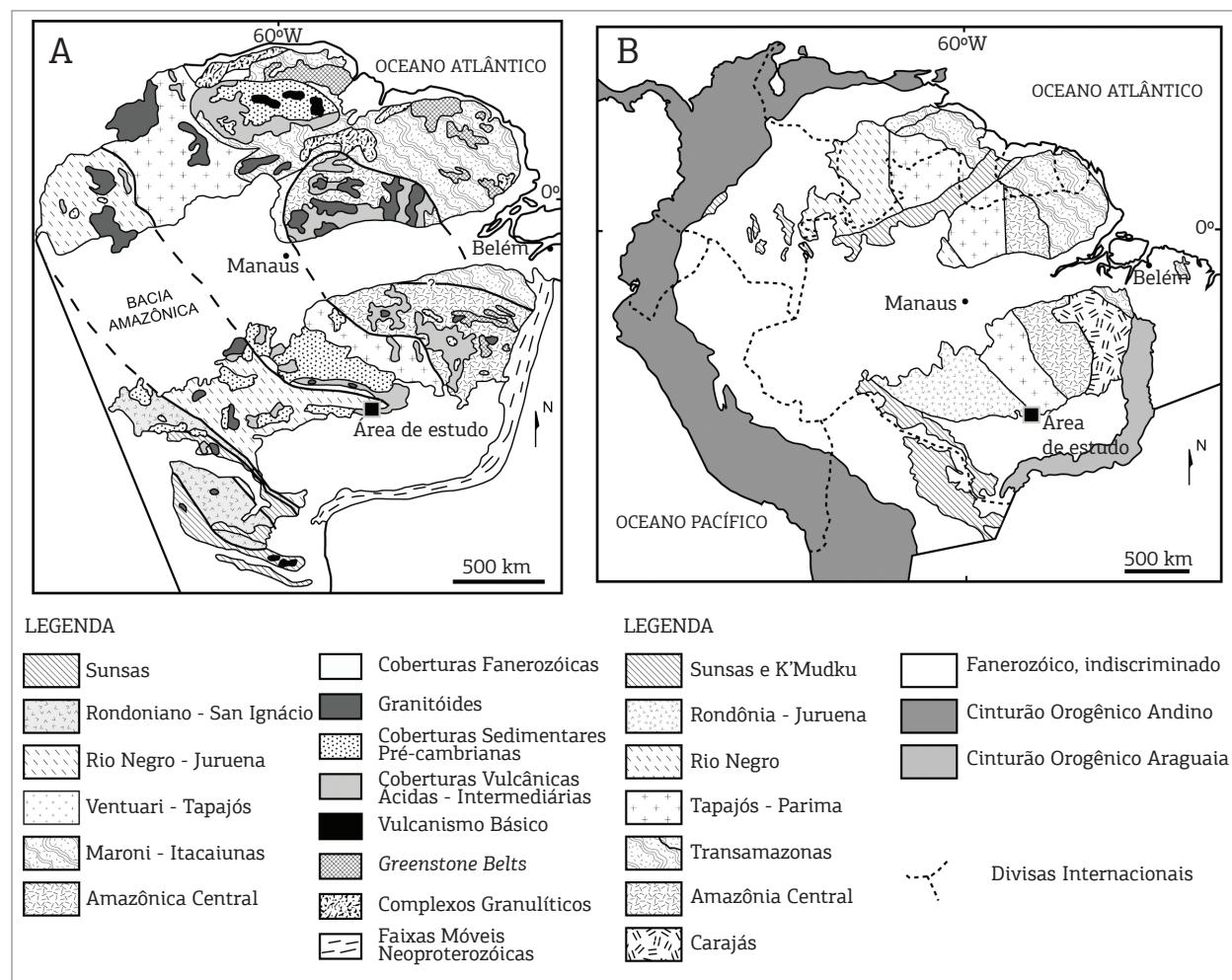


Figura 2. Mapa de distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo (A) Tassinari & Macambira 2004, e (B) Santos *et al.* 2006.

A PAAF é constituída por granitoides que hospedam mineralizações auríferas, configurando uma área alongada de direção NW-SE limitada a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul pelo gráben dos Caiabis (Fig. 3). Em termos geotectônicos, Lacerda Filho (2004) agrupam os granitoides da PAAF no Domínio Juruena, da Província Rondônia-Juruena e relacionam sua origem ao Arco Magmático Juruena com idades entre 1,85 e 1,75 Ga. Segundo esse modelo, o Arco Magmático Juruena é dividido em dois domínios: a norte um terreno plutônico-vulcânico deformado e com idades entre 1,85 – 1,75 Ga, e a sul um terreno granito-gnássico de médio a alto grau metamórfico com idades entre 1,78 – 1,75 Ga. Nesse contexto, o magmatismo Teles Pires é compreendido como granitoide pós-orogênico em relação à orogênese do Arco Magmático Juruena.

Geologia regional

O Granito Teles Pires foi definido inicialmente por Silva *et al.* (1974, 1980), que o descreveram como batólitos e stocks circulares em mapa, subvulcânicos, apresentando tendência alasquítica e com homogeneidade nas texturas petrográficas. Estas rochas são frequentemente de cor

avermelhada, de granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticas, granofíricas e leucocráticas (biotita < 3%). Sua composição modal está entre o álcali-feldspato granito e sienogranito e, mais raramente, monzogranito.

Assinaturas geofísicas reportadas por Moura (2004), combinadas com observações de campo e dados petrográficos e químicos, permitiram individualizar na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo (norte de MT) três tipos de granitos Teles Pires, classificados como TP1, TP2 e TP3.

O TP1 é descrito como constituído por rochas equigranulares, e apresenta matriz de granulação média a grossa, cor rósea a branco e composição modal de álcali-feldspato granito a sienogranito com monzogranito subordinado, enquanto o TP2 é representado por corpos de álcali-granito com granulação fina e coloração bem avermelhada, que apresentam textura porfirítica, com fenocristais de feldspato potássico, quartzo bipiramidado, anfíbolo sódico de hábito tabular e encraves máficos microgranulares. E o TP3 constitui-se por corpos de composição eminentemente sienogranítica com textura equigranular fina a média, cores róseas e concentrações de máficos inferiores a 5%. Nesta

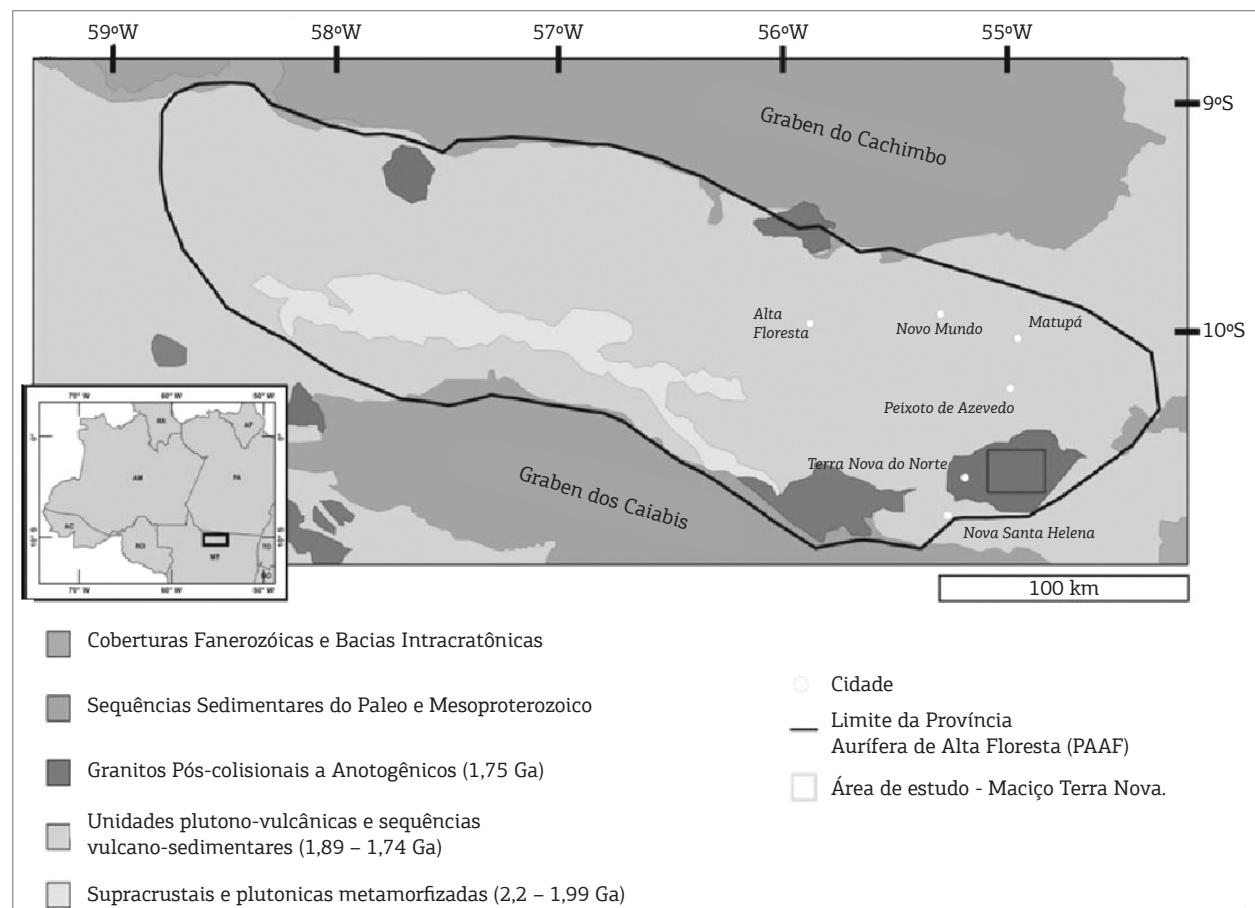


Figura 3. Mapa de localização da área de estudo apresentando a Província Aurífera Alta Floresta (compilado e modificado de Paes de Barros, 2007).

classificação, o TP1 é o que mais se assemelha aos granitos Teles Pires, de Silva *et al.* (1980).

Geologia do Granito Terra Nova

O Granito Terra Nova corta as suítes intrusivas Matupá – Fácies 2 e 4 e as vulcânicas Colíder e está

recoberto por sedimentos quaternários (Fig. 4). Este masso é constituído por um conjunto de corpos graníticos porfiríticos, granulação média a grossa, coloração róseo-avermelhada a vermelha escura, sendo composto basicamente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Fluorita, muscovita, apatita e zircão ocorrem como

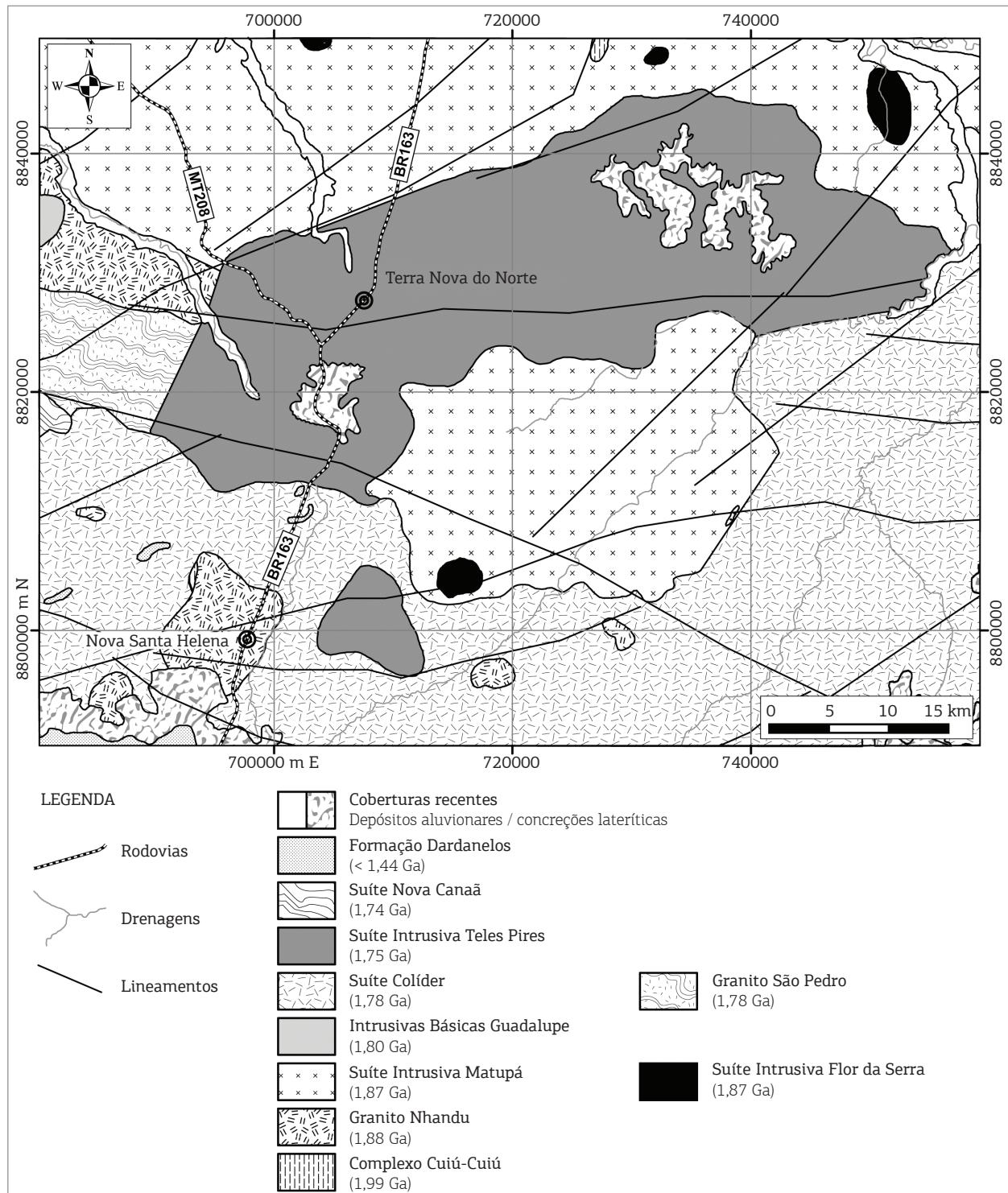


Figura 4. Mapa geológico da área do Granito Terra Nova (adaptado de Souza *et al.* 2005, Silva & Abram 2008).

minerais acessórios. Mostra caráter isotrópico com cristais irregulares, textura rapakivi e se distribui na forma de muros alongados com blocos *in situ* ou rolados (Figs. 5A e B). Não conta com deformações e/ou metamorfismo e mostra capas de alterações intempéricas. Os blocos são fragmentos rochosos arredondados, associados a grãos grossos de quartzo e feldspato desagregados que formam uma cobertura típica nas áreas de ocorrência desta unidade. As superfícies de cobertura sobre o granito são aplainadas e constituídas predominantemente por solos argilo-arenosos de tonalidade avermelhada, ricos em concreções ferruginosas. Nas partes mais baixas, encontra-se coberto por solos amarelos e areias brancas, além de colúvios e alúvios.

Na região de Nova Santa Helena foi identificado um corpo granítico com características petrográficas similares

às do Granito Terra Nova, destacando-se pela presença de enclaves maficos microgranulares, indicadores de mistura heterogênea de magmas, e também pela presença de cavidades miarolíticas preenchidas por fluorita, quartzo e sulfetos (Figs. 5C e D).

Petrografia

O granito Teles Pires da região de Terra Nova do Norte e Nova Santa Helena se caracteriza como feldspato alcalino granito a sienogranito, com textura equigranular média a grossa e conteúdos de biotita inferiores a 5%. Localizadamente são observados termos granofíricos variando de porfirítico, com fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino em matriz fina a média, até rochas equigranulares finas com abundante intercrescimento micrográfico.

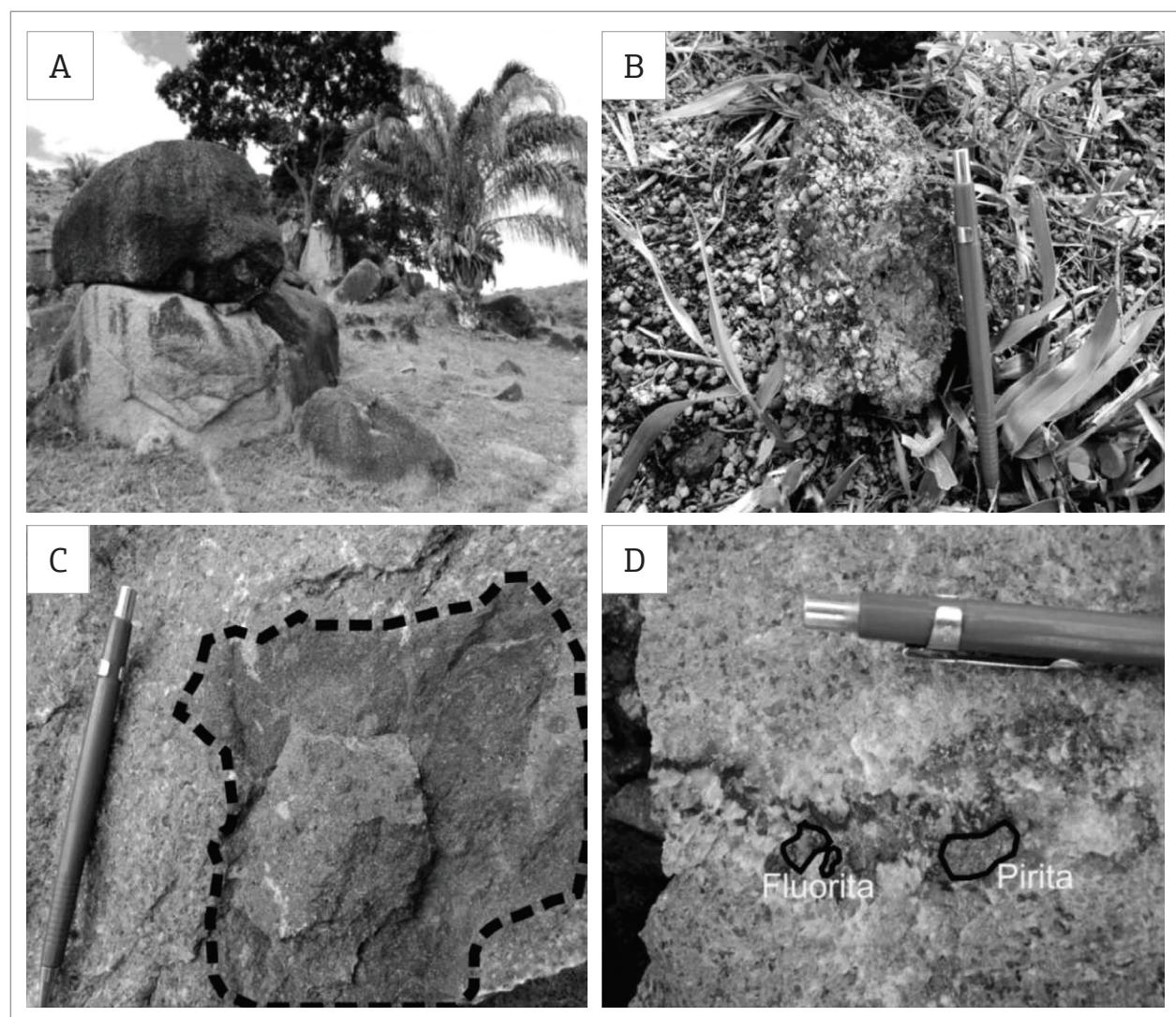


Figura 5. (A) Formas de ocorrência do Granito Terra Nova, com blocos e matações; (B) Aspecto do granito com granulação média a grossa, coloração róseo-avermelhado a vermelho-tijolo; (C) Enclaves maficos microgranulares caracterizados pela inclusão de cristais de feldspato alcalino em meio ao magma mafico; (D) Cavidades miarolíticas preenchidas por fluorita, quartzo e sulfetos.

Nas rochas equigranulares médias a grossas, o feldspato alcalino dominante é o ortoclásio, que invariavelmente é pertítico com lamelas de albita, desenvolvendo macras polissintéticas, com microclínio subordinado (Fig. 6B). Os cristais possuem formas subédricas a anédricas, com dimensões variando de 1 a 5 mm. O quartzo ocorre sob formas anédricas, caracterizando-se como um mineral tardio (Fig. 6A). O plagioclásio possui dimensões de 0,5 a 3 mm e se apresenta como prismas subédricos, parcialmente sericitizados e ocasionalmente inclusos em feldspato alcalino tardio (Fig. 6C). A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos (1 a 2 mm), geralmente cloritizada (Fig. 6C). Raramente se observa muscovita euédrica associada a biotita e/ou inclusa em quartzo tardio. Essa feição pode indicar supersaturação em alumina nos líquidos mais tardios. Como minerais acessórios, ocorrem óxidos de Fe-Ti, titanita, zircão e apatita euédricos a subédricos. Clorita, mica branca e epidoto dominam como minerais de alteração hidrotermal.

Os granófiros porfiríticos se diferenciam dos termos equigranulares essencialmente por apresentarem textura inequigranular caracterizada por fenocristais de plagioclásio (de até 8 mm) e feldspato alcalino (de até 6 mm) e um menor conteúdo de biotita. Os termos equigranulares finos são constituídos predominantemente por feldspato alcalino e quartzo em extenso intercrescimento micrográfico (Fig. 6D), com biotita e muscovita de forma localizada.

Geoquímica

Os dados geoquímicos são apresentados na Tab. 1. As amostras analisadas são álcali-granitos a sienogranitos, com altos teores de SiO_2 variando de 70 a 77%, com exceção da amostra EPR-33, que apresenta conteúdos de SiO_2 mais baixo (68,91%).

A aplicação de diagramas binários de variação proposto por Harker (1909) (Fig. 7), usando SiO_2 como índice de diferenciação contraposto com os elementos maiores, sugere uma sequência de evolução magmática contínua, com

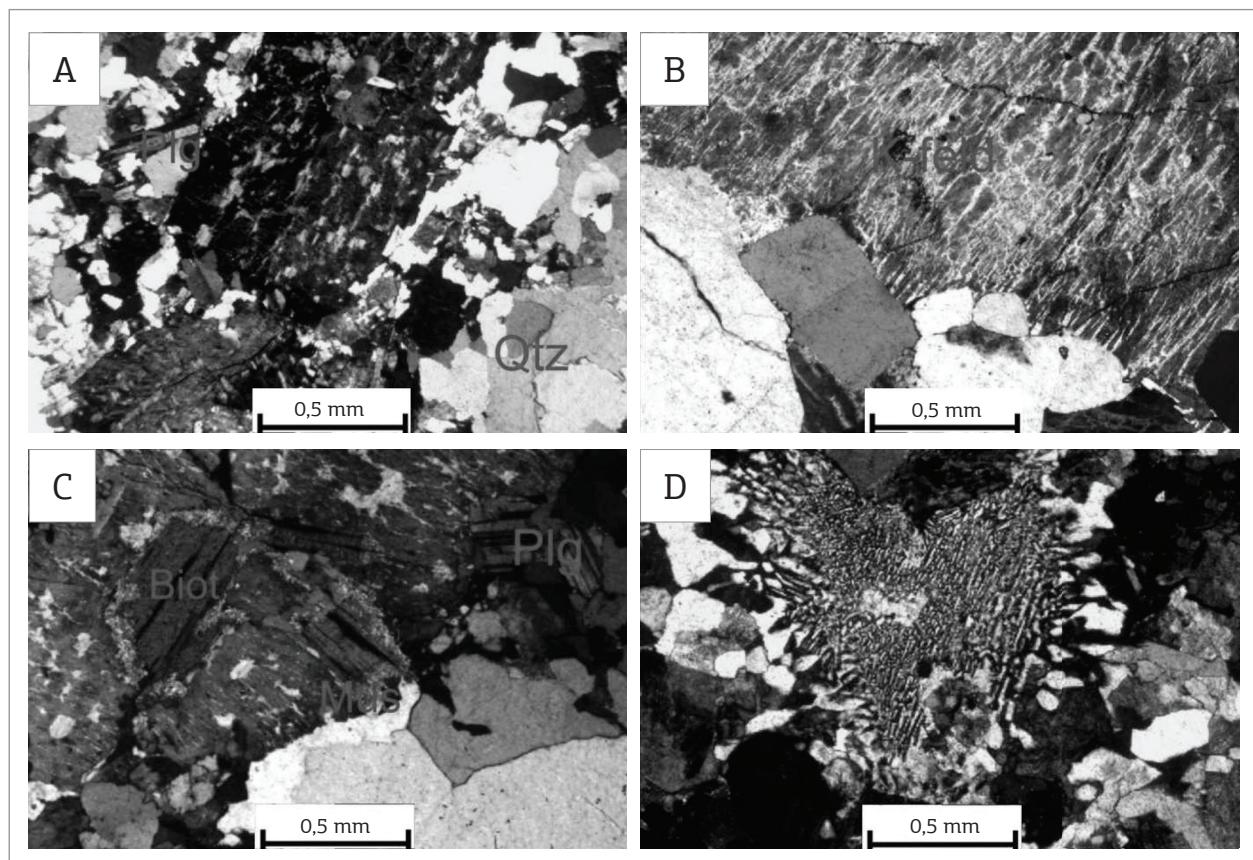


Figura 6. Fotomicrografias do Granito Terra Nova: (A) feldspato alcalino subédrico, com intercrescimento pertítico, associado a quartzo; (B) feldspato alcalino subédrico e anédrico intersticial associado a quartzo; (C) biotita subédrica associada a plagioclásio e feldspato alcalino pertítico subédricos, e quartzo intersticial; (D) intercrescimento micrográfico de quartzo e feldspato alcalino evidenciado pela continuidade ótica dos grãos de quartzo.

correlação negativa entre SiO_2 e todos os demais elementos ($\text{FeO}_{3\text{total}}$, MgO , MnO , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 e P_2O_5). O mesmo comportamento é exibido para SiO_2 versus alguns elementos traços (Zr, Ba e Sr), como é mostrado na Fig. 8. Fracionamentos de ilmenita, magnetita, plagioclásio, apatita e zircão são passíveis de diminuir os conteúdos dos elementos mencionados. Essas correlações negativas indicam que o magma em questão sofreu modificação

fortemente controlada por processo de cristalização fracionada ou segregação mineral durante o fluxo magmático. As variações de Zr, Sr e Ba são geralmente usadas para estimar o grau de fracionamento e especular os processos petrogenéticos que controlaram a evolução de um corpo magmático (Hanson 1989, Dall'Agnol *et al.* 1999). Wedepohl (1972) mostra que o Ba é admitido mais facilmente no feldspato potássico e nas micas, mas teores significativos

Tabela 1. Dados litoquímicos do Granito Terra Nova (elementos maiores expressos em %peso e traços em ppm)

Elementos/ amostras	EPR 33	EPR 63	EPR 69	EPR 26	EPR 28	EPR 35	EPR 60	EPR 34	EPR 24	EPR 52	EPR 32	EPR 53	EPR 1	EPR 27	EPR 15	EPR 59	EPR 65
SiO_2	68,91	70,58	71,98	73,23	73,86	73,92	74,06	74,1	74,16	74,49	74,53	74,7	74,81	75,71	76,04	77,06	77,19
TiO_2	0,52	0,31	0,37	0,29	0,19	0,23	0,19	0,21	0,22	0,2	0,26	0,17	0,22	0,17	0,11	0,12	0,11
Al_2O_5	14,54	14,53	13,62	13,12	12,95	13,19	13,26	13,07	13,11	13,09	13,1	13,06	13,1	12,27	12,83	12,27	11,97
FeO^t	3,19	3,26	3,09	2,33	2,19	2,09	2,21	1,89	5,1	2,36	1,67	2,15	1,42	1,62	1,13	1,61	1,64
MnO	0,14	0,05	0,07	0,09	0,04	0,09	0,07	0,09	0,08	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	0,06	0,03	0,02
MgO	0,51	0,62	0,47	0,32	0,11	0,24	0,23	0,25	0,18	0,23	0,17	0,19	0,18	0,29	0,08	0,11	0,18
CaO	1,05	1,63	1	0,73	0,48	0,61	0,68	0,69	0,57	0,62	0,58	0,47	0,44	0,49	0,43	0,31	0,34
Na_2O	4,71	4	3,63	4,01	3,6	4,04	3,95	3,9	4,44	3,82	3,64	3,76	3,81	3,37	3,94	3,89	3,52
K_2O	5,27	4,15	4,71	4,95	5,54	5,01	5,08	5,03	5,05	4,91	5,46	5,16	5,39	5,14	4,89	4,61	4,88
P_2O_5	0,15	0,03	0,08	0,08	0,04	0,06	<0,01	0,06	0,04	<0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
PF	0,70	0,7	0,8	0,7	0,9	0,4	0,2	0,6	0,7	0,1	0,4	0,2	0,5	0,8	0,4	0	0,2
Soma	99,68	99,81	99,81	99,86	99,88	99,9	99,9	99,89	99,92	99,89	99,9	99,91	99,94	99,96	99,96	99,98	99,96
FeO^t / ($\text{FeO}^t + \text{MgO}$)	0,86	0,84	0,86	0,87	0,95	0,89	0,9	0,88	0,88	0,91	0,9	0,92	0,88	0,84	0,95	0,93	0,9
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1,11	1,03	1,29	1,23	1,53	1,24	1,28	1,28	1,13	1,28	1,5	1,37	1,41	1,52	1,24	1,18	1,38
A/CNK	1,32	1,49	1,46	1,35	1,35	1,37	1,37	1,36	1,31	1,40	1,35	1,39	1,36	1,36	1,39	1,39	1,37
Ba	1841	1041	921	621	542	520	548	518	288	635	442	536	195	168	125	160	302
Rb	115,8	139,5	185,1	174,1	285,4	212,8	193,4	209	337,6	149,2	102,5	190,5	180,1	270,1	403,9	98	206,9
Sr	148,2	308,3	204,2	132	52,1	96,9	106,5	99,2	60,5	129,8	84,4	100,2	32	36,8	29	24	36,2
Zr	412,6	244	261,8	241,2	241,8	199,7	151,5	188,2	232	172,5	238,5	161,3	212,8	152	135,2	97,2	102
Nb	19,2	16,5	18,2	22,4	19,6	22,3	15	19,6	52,7	15,8	13,6	14,7	18,3	22,4	42,3	10,1	20,5
Y	54,9	22,7	53,1	42,3	52,9	31,8	25,8	36,3	28,4	38,3	42,7	31	33,3	26,5	53,5	18,9	16,4
Ga	21,8	17	16,9	19	18,9	19,2	17	18,7	22,1	17	15,4	17,2	17,3	16,9	21,2	13,7	16,1
Th	11,4	16,1	23,2	24	29,6	20,1	12,4	21,7	37,5	11,7	9,4	15,1	8,1	30	49,1	7,8	25,2
U	2,3	4,2	5,7	4,3	5,3	5	2,9	5,4	27,7	2,5	1,4	4,5	2,2	6,6	18,7	2,8	3,4
Co	1,2	4,2	2,9	1,6	1	1,1	1,2	1,3	1	1,1	0,9	1,4	0,6	1,4	0,7	0,6	0,5
Ni	1,8	7,4	2,4	1,7	2,6	2,1	1,9	1,6	0,8	1,6	1,4	2,3	1	1,2	0,8	0,9	1,6
Cu	3,7	3,4	21,4	3,9	5,2	4,6	6,6	3,4	2	1,4	3,6	7,6	2,4	3,4	1,3	3,6	6,4
Zn	85	36	67	58	24	40	54	61	35	40	35	41	23	11	14	11	12
La	71,2	45,9	66,3	55,8	79,2	44,4	39,6	48	48,5	34,3	57,8	34,5	52,3	53,4	39,5	36,9	50,8
Ce	170,7	83,8	132,3	131,1	151	100,7	77,3	112,5	95	81,4	137,9	69,4	79	115,8	93,5	66,2	57,1
Nd	75,3	31,1	54,8	49,4	50,9	35,6	25,8	38,2	26,1	37,4	54,3	27,7	34,4	35,8	30,2	26,2	19,2
Sm	12,6	5,53	10,51	8,44	7,99	5,66	4,92	6,3	4,24	6,84	8,93	4,9	6,32	5,53	6,11	4,95	2,2
Eu	2,44	0,84	1,51	0,93	0,69	0,61	0,61	0,76	0,54	0,78	0,85	0,62	0,41	0,34	0,19	0,35	0,33
Gd	11,1	4,39	9,03	7,15	7,42	4,73	3,97	5,56	3,47	5,33	7,76	4,26	5,68	4,55	5,84	3,8	2,22
Dy	9,74	4,09	8,77	7,13	6,72	4,37	4,15	5,58	3,91	5,63	6,91	4,54	5,28	4,07	6,97	3,17	2,06
Er	5,69	2,07	5,69	4,62	4,54	3,14	2,84	3,82	2,99	3,81	4,21	3,4	3,29	2,7	5,17	1,8	1,62
Yb	5,23	1,97	5,61	4,87	4,67	3,66	3,11	4,29	4,04	4,7	4,19	3,57	3,35	3,19	6,2	1,61	2,79
Lu	0,77	0,31	0,85	0,72	0,69	0,57	0,49	0,63	0,66	0,65	0,56	0,53	0,49	0,47	0,92	0,24	0,46
Ga/Al	2,83	2,21	2,35	2,74	2,76	2,75	2,42	2,70	3,19	2,45	2,22	2,49	2,50	2,60	3,12	2,11	2,54
Ce+Y+Nb+Zr	657	367	465	437	465	355	270	357	408	308	436	276	343	317	325	192	196
M	1,64	1,45	1,39	1,47	1,41	1,44	1,44	1,44	1,52	1,39	1,41	1,42	1,4	1,36	1,37	1,35	1,35
T saturação de zircão (°C)	855	820	831	817	822	802	778	797	810	793	821	785	811	784	773	748	752

podem ocorrer em plagioclásios intermediários. As amostras do Granito Terra Nova, quando plotadas no diagrama R1 e R2 (De La Roche *et al.* 1980), mostram alinhamento coerente para rochas de afinidade alcalina (Fig. 9).

O Granito Terra Nova apresenta caráter metalumino-so a peraluminoso (Fig. 10), revelado no diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, de Shand (1943) e Maniar & Piccoli (1989). Pearce *et al.* (1984) e, posteriormente, Pearce (1996), propuseram um diagrama que usa os elementos Y, Nb e Rb para discriminar

ambientes tectônicos. Os autores basearam seus estudos em dados de rochas de ambientes tectônicos conhecidos e de idade Fanerozoica. Aplicando este diagrama para as rochas do Maciço Terra Nova, percebe-se que estas plotam no campo proposto para rochas anorogênicas ou pós-collisionais, como mostra a Fig. 11.

Diagramas multielementos normalizados para o manto primitivo apresentam anomalias negativas de Ta e Nb, enriquecimento de K_2O , Rb e Th e empobrecimento de Y, Sm, Hf e Ba (Fig. 12A). Padrão de Elementos Terras Raras normalizados

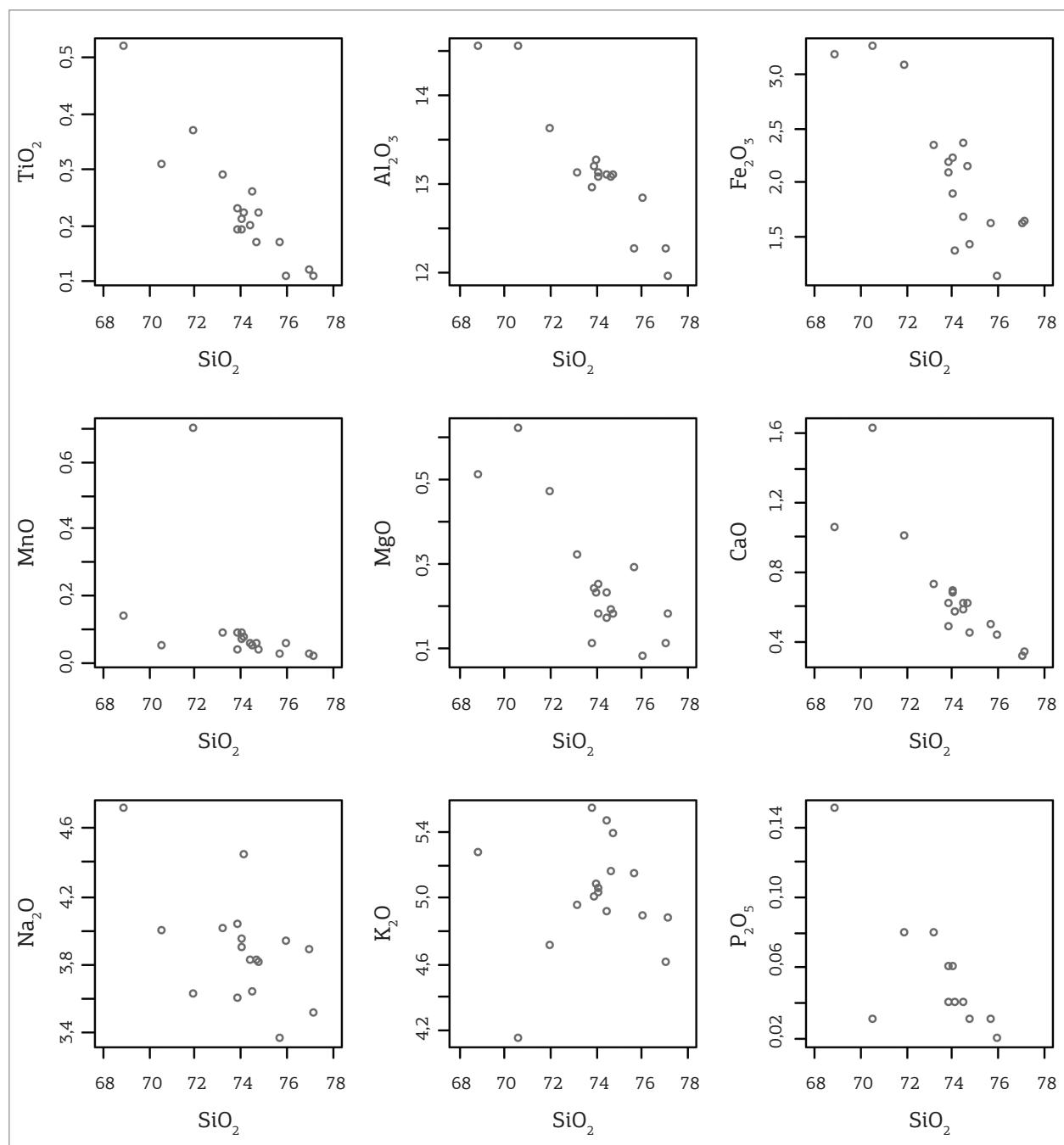


Figura 7. Diagramas binários mostrando correlação negativa entre SiO_2 versus elementos maiores.

para condritos são caracterizados pelo enriquecimento de elementos terra raras leves, anomalia negativa de Eu e padrão retilíneo de elementos terras raras pesados (Fig. 12B).

Eby (1992) propôs que os granitos tipo A originados em ambientes anorogênicos apresentam valores de Y/Nb inferiores a 1,2 e origem mantélica, enquanto os originados em outros ambientes tectônicos com fontes crustais podem ser definidos pelas razões Y/Nb acima de 1,2. Utilizando os diagramas propostos por este autor (Fig. 13) para os granitos Terra Nova, percebe-se que as amostras plotam no campo dos granitos tipo A2 transicionando para o tipo A1. Os resultados são concordantes com ambiente pós-colisional e sugerem fonte mantélica com pequena contaminação crustal.

Dall'Agnol & Oliveira (2007) propõem diagramas binários utilizando $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ ou Al_2O_3 versus $\text{CaO}/(\text{FeO}^\text{t} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ para separar granitos cárlico-alcalinos de granitos tipo A, enquanto separa os granitos oxidados dos reduzidos utilizando Al_2O_3 versus $\text{FeO}^\text{t}/(\text{FeO}^\text{t} + \text{MgO})$. O Granito Terra Nova, de acordo com a classificação proposta, é tipo A de caráter dominante-mente oxidado (Fig. 14).

Nardi & Bitencourt (2009) apontam como parâmetros importantes na classificação de granitos tipo A os seguintes itens: elevadas concentrações de sílica, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 9\%$, razões Ga/Al superiores a 2,6, $\text{FeO}^\text{t}/(\text{FeO}^\text{t} + \text{MgO}) > 0,9$, soma de $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr}$ superiores a 340. Os autores ressaltam que, para ser considerado granito tipo A, os resultados geoquímicos de um dado corpo devem obedecer a pelo menos um dos critérios mencionados. O Granito Terra Nova atende parte deles, como valor médio da razão Ga/Al igual a 2,6, razões $\text{FeO}^\text{t}/(\text{FeO}^\text{t} + \text{MgO})$ variando de 0,82 a 0,95 e soma $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr}$ entre 192 e 657, sugerindo afinidade com magmas tipo A, segundo os autores.

Geotermometria

O método de saturação de zircão de Watson & Harrison (1983) pode ser utilizado como geotermômetro

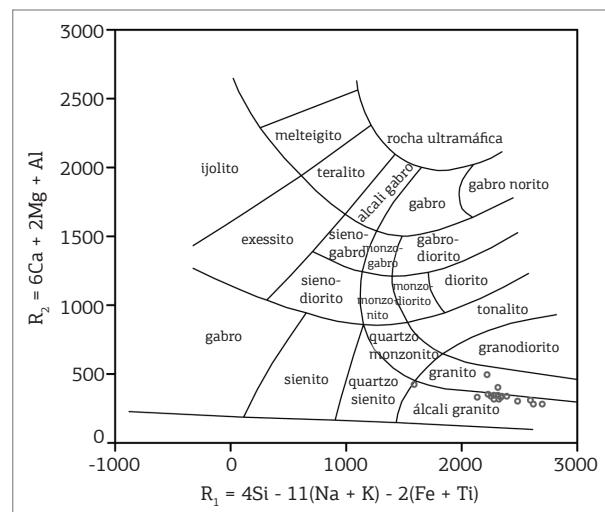


Figura 9. Diagrama classificatório De La Roche (1980) usado para as rochas do Granito Terra Nova.

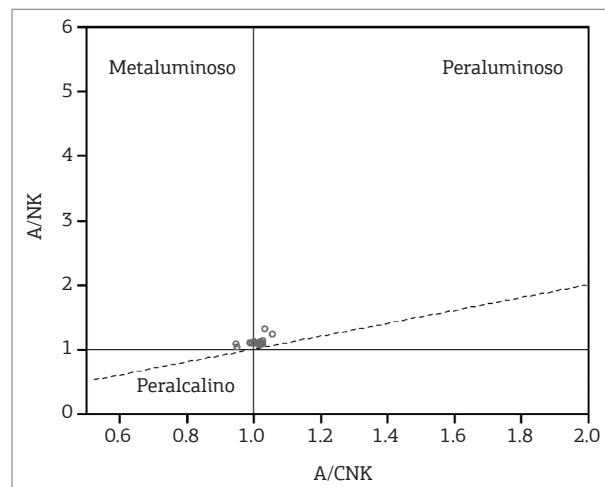


Figura 10. Diagrama de alcalinidade para o Granito Terra Nova (segundo Shand 1943, Maniar & Piccoli 1989).

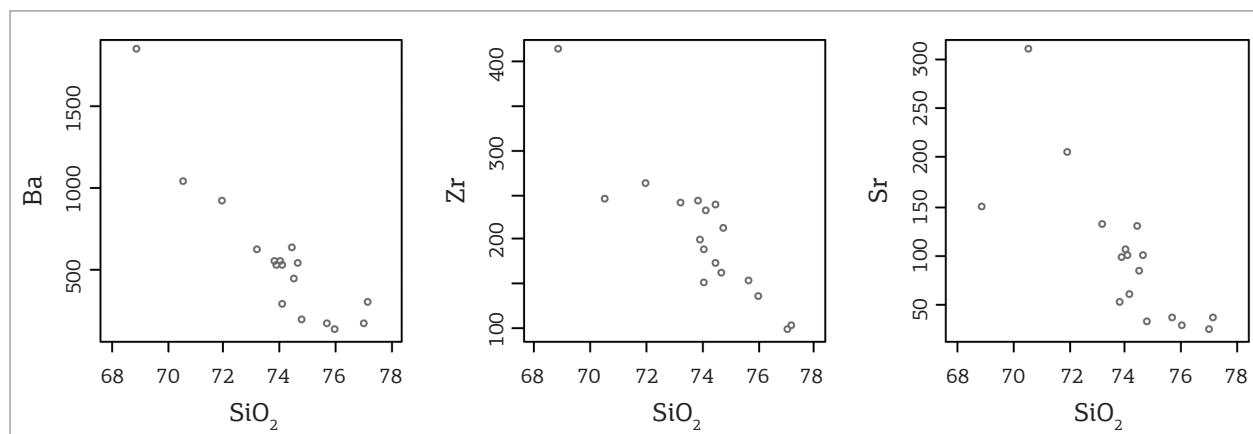


Figura 8. Diagramas binários mostrando correlação negativa entre SiO_2 versus Zr , Rb e Ba .

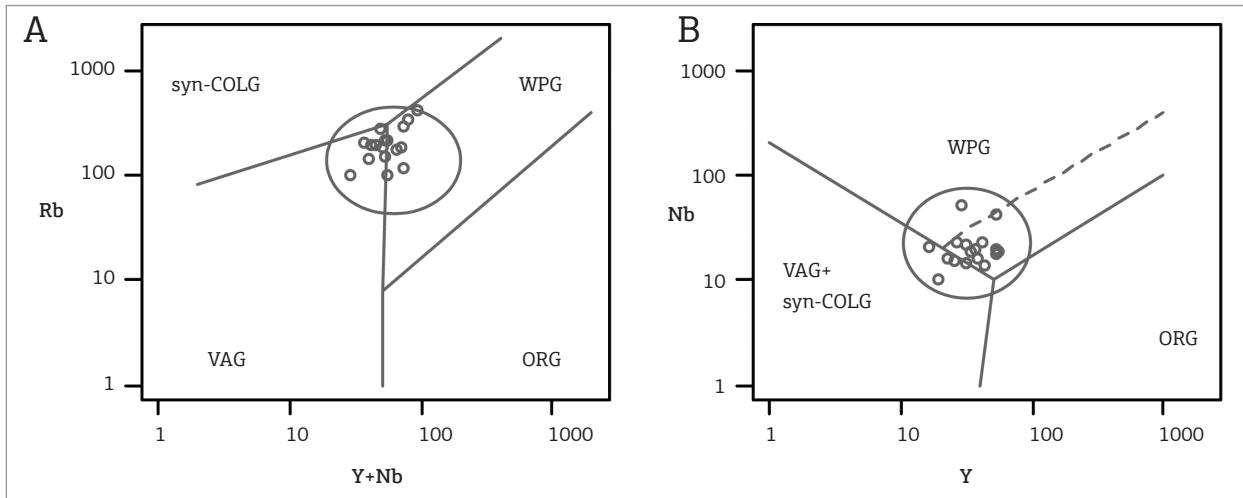


Figura 11. (A) Diagrama Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996); (B) Diagrama Nb versus Y para as rochas do Granito Terra Nova.

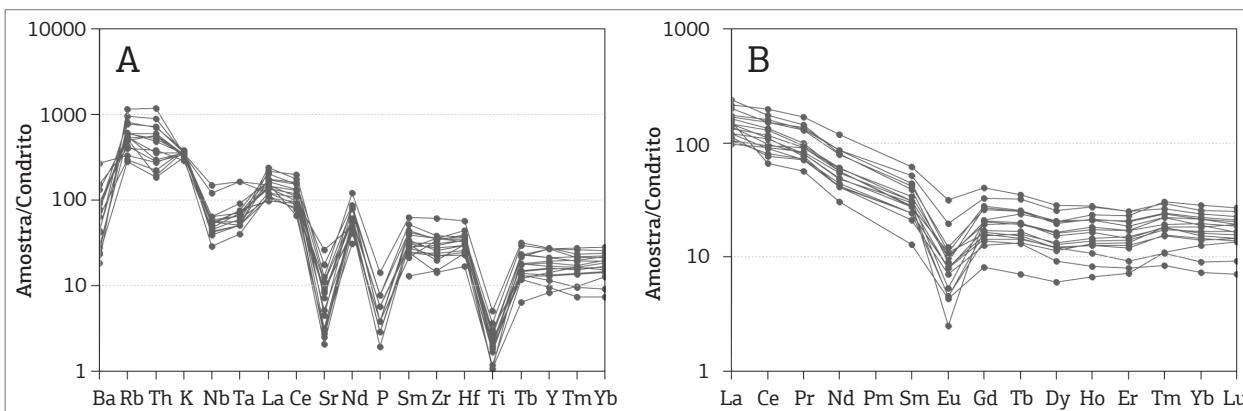


Figura 12. Diagrama de multielementos (A) normalizado pelo padrão condritico de Thompson (1982) e de elementos terras raras (B) normalizado pelo padrão condritico de Nakamura (1974) do Granito Terra Nova.

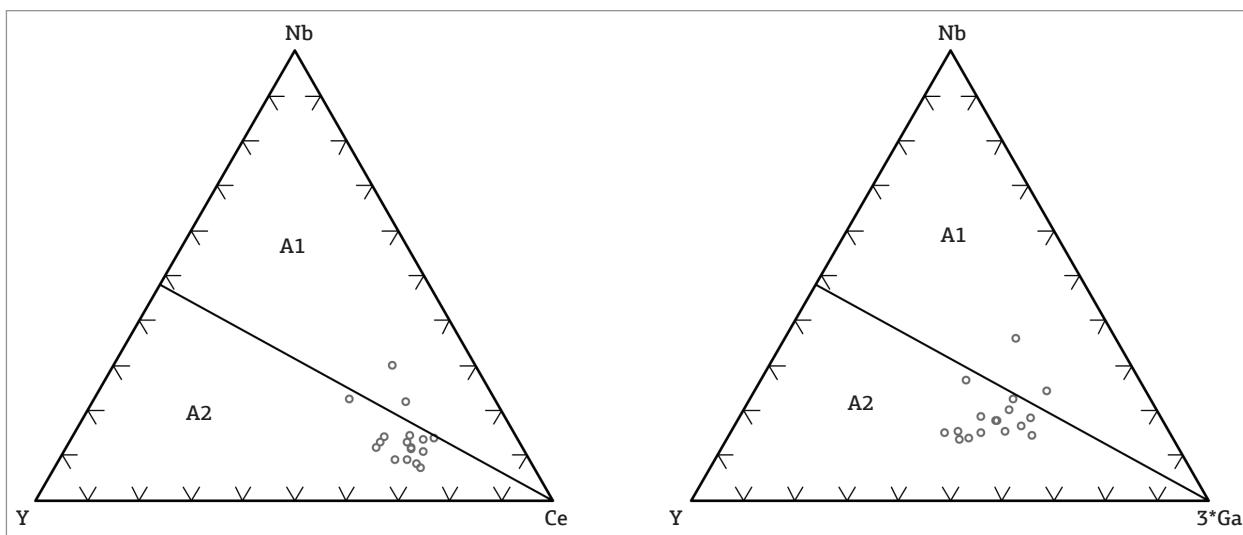


Figura 13. Diagrama de Eby (1992) separando os granitos tipo A, originados em ambientes pós-colisional, dos anorogênicos.

de líquidos ácidos metaluminosos com valores do parâmetro M [$M = (Na+K+2xCa)/(AlxSi)$] entre 0,9 e 1,7 (Hanchar & Watson 2003). As características geoquímicas apresentadas nesse trabalho atendem aos parâmetros estabelecidos por Hanchar & Watson (2003), expressas pelos valores de M variando de 1,35 a 1,64. Como o zircão é um mineral characteristicamente precoce na ordem de cristalização do Granito Terra Nova, assume-se que a temperatura de saturação do zircão nesse sistema se aproxima da temperatura *liquidus* do magma granítico.

Os valores de temperatura obtidos para os granitos do Granito Terra Nova variam de 748 a 855°C (Tab. 1) e tendem a diminuir dos termos menos diferenciados para os mais diferenciados. A presença de grãos herdados de zircão, conforme demonstrado nos resultados isotópicos pode promover um erro na determinação da temperatura de saturação de zircão de aproximadamente 50°C, conforme afirmativas de Hanchar & Watson (2003). Dessa forma, o intervalo de temperatura estimado para a temperatura de saturação de zircão no magma granítico que deu origem ao Granito Terra Nova pode ter variado de aproximadamente

700 para 900°C. Essa estimativa é coerente com as temperaturas de magmas tipo-A determinadas experimentalmente (Clemens *et al.* 1986, Patiño Douce 1997, Scaillet & Pichavant 1999).

RESULTADOS ISOTÓPICOS

Uma amostra do Granito Terra Nova (EPR-24) foi datada pelo método U-Pb (Tab. 2) no laboratório de geocronologia da UnB, usando Laser Ablation (LA-ICPMS). A Tab. 3 mostra os resultados Sm-Nd. A Fig. 15 mostra os diagramas concórdia obtidos neste estudo.

Duas famílias distintas de zircões foram encontradas. O primeiro grupo mostra idade concordante 1896 ± 13 Ma e o outro, com idade discordante, devido à presença de Pb comum, indica para a cristalização uma idade 1727 ± 42 Ma. No contexto geológico e conhecimento prévio de dados geocronológicos da região, interpretamos a idade de 1896 ± 13 Ma como referente à herança de zircões do granito Matupá, encaixante do Granito Terra Nova. A idade do Granito Terra

Tabela 2. Dados isotópicos U-Pb do Granito Terra Nova

Número análise	f(206)%	Th/U	Razões isotópicas								Idades (Ma)							
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s abs	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1 s abs	% Conc ^e	
014-Z9	0,602	0,36	2756	3,7802	2,28	0,2174	2,09	0,91	0,1261	0,92	1268	24	1589	18	2045	16	62	
010-Z5	1,525	0,71	1077	4,0018	1,95	0,2344	1,90	0,97	0,1238	0,46	1358	23	1635	16	2012	8	67	
016-Z9	0,054	0,40	30323	4,0400	7,31	0,2255	6,88	0,94	0,1299	2,47	1311	82	1642	59	2097	43	63	
025-Z18	0,880	0,43	1861	4,0940	2,52	0,2395	2,30	0,91	0,1240	1,03	1384	29	1653	21	2014	18	69	
027-Z20	0,968	0,56	1667	4,4277	3,11	0,2633	2,93	0,94	0,1220	1,03	1507	39	1718	26	1985	18	76	
028-Z21	0,991	0,40	1600	4,7575	2,32	0,2919	2,11	0,91	0,1182	0,95	1651	31	1777	19	1929	17	86	
015-Z8	0,729	0,62	2175	4,7789	1,34	0,2912	1,17	0,86	0,1190	0,66	1648	17	1781	11	1942	12	85	
030-Z23	0,063	0,46	24964	4,7817	5,33	0,3002	2,08	0,63	0,1155	4,90	1692	31	1782	45	1888	88	90	
005-Z2	0,026	0,64	59635	4,9534	2,09	0,3129	1,65	0,79	0,1148	1,28	1755	25	1811	18	1877	23	93	
033-Z24	0,024	0,55	64856	5,1822	2,02	0,3247	1,75	0,86	0,1158	1,00	1813	28	1850	17	1892	18	96	
026-Z19	0,088	0,93	17552	5,3310	2,91	0,3281	1,50	0,73	0,1179	2,50	1829	24	1874	25	1924	45	95	
018-Z13	0,062	1,02	24719	5,3582	2,77	0,3412	2,07	0,74	0,1139	1,84	1892	34	1878	24	1863	33	102	
017-Z12	0,022	0,69	69606	5,3695	3,25	0,3476	2,19	0,67	0,1120	2,40	1923	36	1880	28	1833	44	105	
018-Z11	0,299	0,81	5139	5,4394	2,06	0,3427	1,86	0,96	0,1151	0,90	1900	31	1891	18	1882	16	101	
015-Z10	0,030	0,70	50548	5,5386	1,84	0,3483	1,41	0,76	0,1153	1,18	1927	23	1907	16	1885	21	102	
012-Z7	0,221	1,10	6907	5,5553	1,31	0,3561	0,98	0,86	0,1131	0,86	1964	17	1909	11	1851	16	106	
013-Z8	0,025	0,72	60503	5,5591	1,82	0,3365	1,39	0,75	0,1198	1,18	1870	23	1910	16	1954	21	96	
034-Z25	0,031	0,73	50083	5,5704	1,96	0,3512	1,65	0,84	0,1150	1,06	1941	28	1912	17	1880	19	103	
029-Z22	0,011	0,45	141848	5,5813	2,68	0,3524	2,23	0,83	0,1149	1,49	1946	37	1913	23	1878	27	104	
007-Z4	0,029	1,01	51940	5,6182	1,64	0,3490	1,24	0,75	0,1168	1,07	1930	21	1919	14	1907	19	101	
008-Z5	0,032	0,95	46930	5,6887	2,42	0,3573	2,06	0,85	0,1155	1,28	1970	35	1930	21	1887	23	104	
036-Z27	0,050	1,08	29569	6,2201	4,51	0,3988	1,80	0,63	0,1131	4,13	2164	33	2007	39	1850	75	117	
004-Z1	0,578	0,39	3051	2,2232	3,11	0,1110	3,03	0,97	0,1453	0,70	679	20	1188	22	2291	12	30	
037-Z28	0,398	0,44	4215	3,6745	2,86	0,1961	2,36	0,82	0,1359	1,62	1155	25	1566	23	2175	28	53	

Tabela 3. Dados isotópicos de Sm-Nd do Granito Terra Nova

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	± 2s	ε _{Nd(0)}	ε _{Nd(T)} *	TDM (Ga)
EPR-33	6,65	33,54	0,1982	0,1199	0,5117	0,000005	-18,3	-0,98	2,17
EPR-60	5,92	35,42	0,1671	0,101	0,51155	0,00001	-21,2	0,36	2,00
EPR-63	12,45	63,17	0,1971	0,1191	0,511721	0,000012	-17,9	-0,38	2,11
EPR-69	13,67	75,05	0,1821	0,1101	0,511691	0,000009	-18,5	1,07	2,17

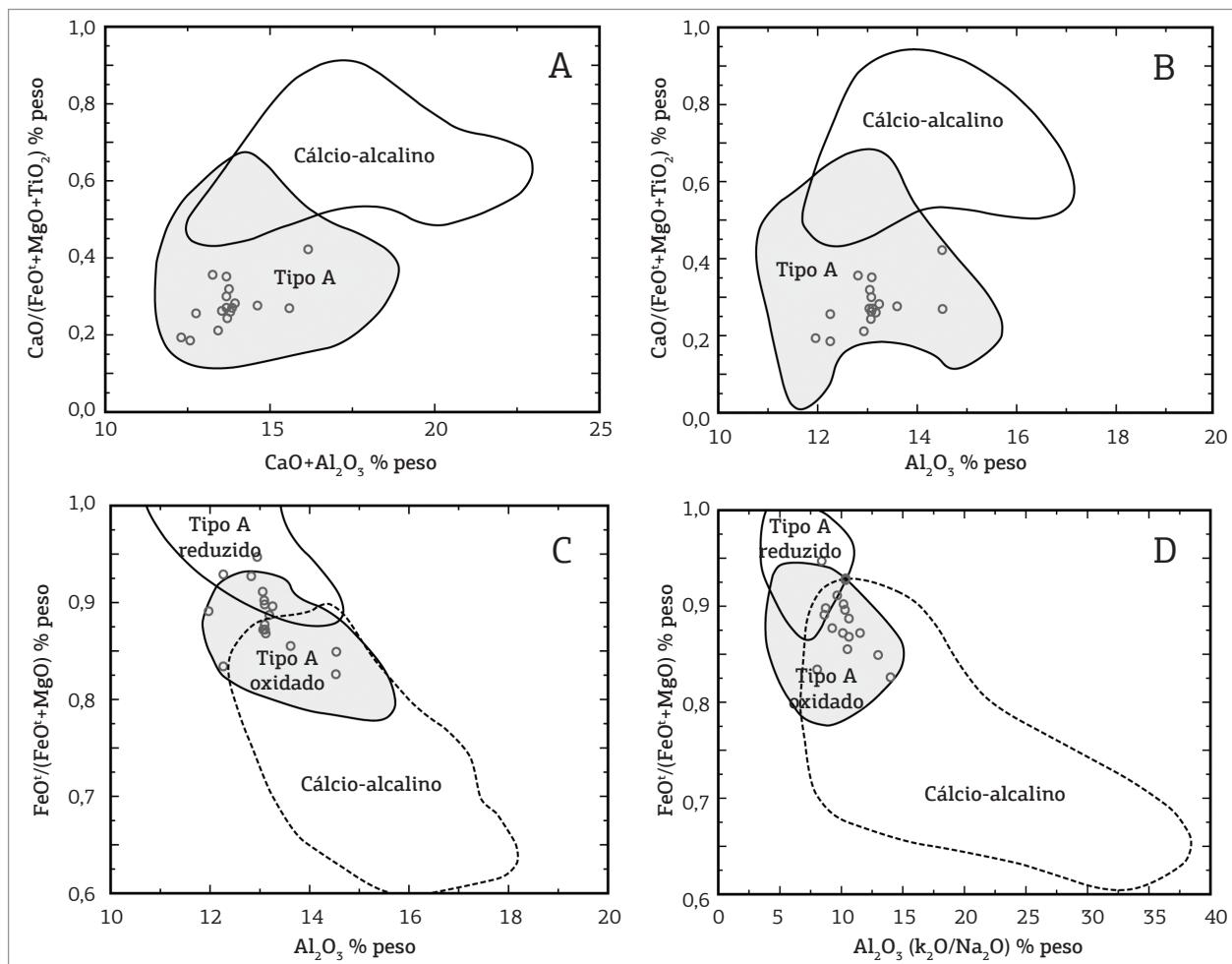


Figura 14. Diagramas discriminatórios entre granitos tipo A e cálcio-alcalinos (A e B) e entre granitos tipo A reduzidos e oxidados e cálcio-alcalino, segundo Dall'Agnol & Oliveira (2007).

Nova está, portanto, representada pelos zircões alinhados em 1727 ± 42 Ma. A presença de Pb comum nos zircões desse grupo geram um erro elevado. Entretanto, considerando o erro analítico, estes dados são próximos aos obtidos por Santos *et al.* (2000) para o Granito Teles Pires que aflora na Serra Formosa (1760 Ma), de Santos *et al.* (2000) apresentados por Lacerda Filho (2004) para biotita granito da região de Terra Nova do Norte (1757 ± 16 Ma) e por Pinho *et al.* (2003) para granito da região de Moriru (1763 ± 6 Ma, 1759 ± 3 Ma).

Os resultados dos estudos isotópicos Sm-Nd do Granito Terra Nova mostram valores de idade Modelo consistentes com os resultados apresentados por outros autores (valores de 2,0 a 2,1 Ga) e ϵ_{Nd} variando de 1,07 a -0,98 (Tab. 2)

CONCLUSÕES

O Granito Terra Nova é um granito rapakivi do tipo A, de afinidade alcalina, metaluminoso a peraluminoso, com características geoquímicas de granitos de ambiente pós-collisional.

Os teores de elementos maiores e traços são consistentes com uma evolução magmática por cristalização fracionada ou segregação mineral, e participação de plagioclásio, apatita, óxidos de Fe-Ti e zircão. Estimativas com base nas temperaturas de saturação de zircão indicam temperaturas de cristalização entre 748 e 855°C. A presença

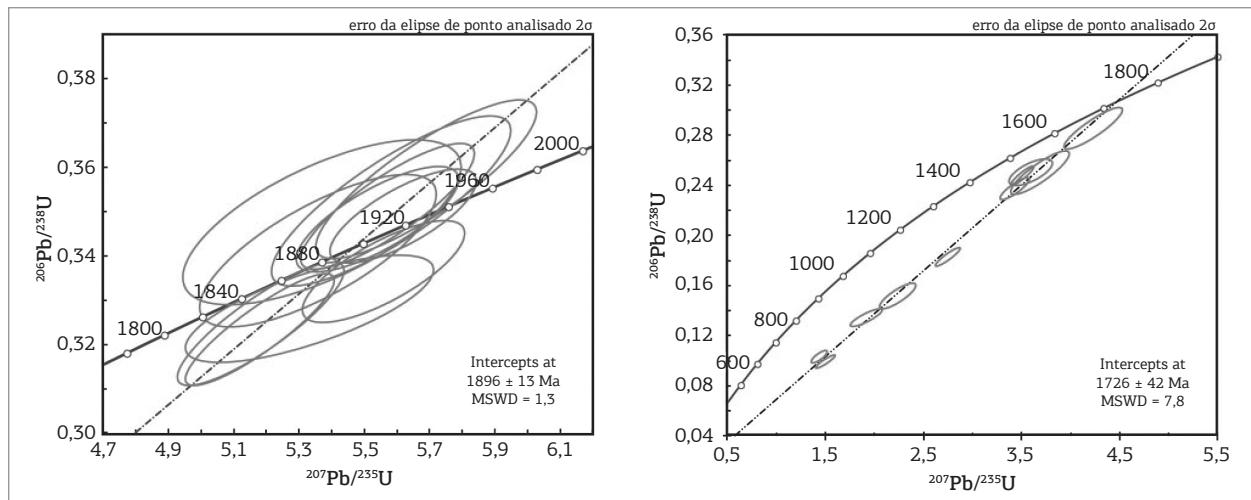


Figura 15. Diagramas geocronológicos da população de zircões herdados (A) e zircões representativos da idade de cristalização da rocha (B).

de enclaves máficos microgranulares associados aos valores positivos de ϵ_{Nd} e da tendência metaluminosa sugerem participação de fontes mantélicas na evolução do Granito Terra Nova. Entretanto, a variação dos teores de Al_2O_3 , valores de ϵ_{Nd} positivos e a presença de zircões herdados com idades compatíveis com a Suíte Intrusiva Matupá sugerem contribuição crustal.

O resultado de datação U-Pb (1.727 ± 42 Ma) é compatível com idades previamente apresentadas para o Teles Pires, em torno de 1756 Ma. Essa idade é caracterizada no Cráton Amazônico por uma granitogênese pós-colisional, nesta área representada pelo Granito Terra Nova.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento e Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa mestrado à autora Ezenildes Silva Prado, ao Programa Nacional de Cooperação Acadêmica da Universidade Federal de Mato Grosso/Universidade Estadual de Campinas (PROCAD UFMT/UNICAMP), ao GEOCIAM, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT, os laboratórios de Geocronologia da UnB e da UFRGS, aos professores da UFMT e a todos os colegas que ajudaram na realização deste trabalho, além dos revisores anônimos pelas sugestões e contribuições para melhora do texto original.

REFERÊNCIAS

- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (orgs.). 2010. *Geologia e recursos minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B*. Goiânia, CPRM/SICME-MT, escala 1:250.000.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):531-538.
- Barros M.A.S., Chemale Jr. F., Nardi L.V.S., Lima E.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**(1):11-23.
- Bettencourt J.S., Tosal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla, B. L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**(1-2):41-67.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**:371-324.
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**(3-4):215-233.
- Dardene M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora UNB, 392 p.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses – its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**(1-4):183-210.
- De Paolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**(7):641-644.
- Frasca A.A.S., Oliveira C.C., Martins E.G., Borges F.R., Moreton L.C., Albuquerque M.C., Villas Boas P.F., Ribeiro P.S.E., Souza J.O.

2004. Projeto Província Mineral de Alta Floresta – mapa geológico integrado. Goiânia, CPRM, escala 1:500.000. CD-ROM.
- Hanchar J.M. & Watson E.B. 2003. Zircon saturation thermometry. In: Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. (eds). *Zircon. Review in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:89-112.
- Hanson G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **21**:79-97.
- Harker, A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. London, Methuen, 384 p.
- Janousek V, Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.
- Lacerda Filho J. (org.). 2004. *Geologia e recursos minerais do estado do Mato Grosso: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Mato Grosso*. Cuiabá, CPRM e SICME-MT, escala 1:1.000.000.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *The Geological Society of America Bulletin*, **101**(5):635-643.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita – Folha SC.21-Z-B*. Brasília, CPRM/DEPAT/DIEDIG, escala 1:250.000.
- Moura R. 2004. Integração de dados aerogeofísicos, multiespectrais e geoquímicos no segmento leste da Província aurífera Alta Floresta (MT): implicações geológicas e metalogenéticas regionais. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 50p.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**(5):757-775.
- Nardi L.V.S. & Bitencourt M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, **47**:1493-1504.
- Paes de Barros A.J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo: Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154 p.
- Patchett P.J. & Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**(4):523-528.
- Patiño Douce A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**(8):743-746.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination of diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pinho M.A.S.B., Schmus W.R.V., Chemale Jr. F., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb ages and Sm-Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, **126**(1-2):1-25.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**(4):453-486.
- Scaillet B. & Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11):1673-1698.
- Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. 2. ed. John Wiley, New York, 444 p.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 – Juruena - Levantamento de Recursos Naturais, v. 20, Rio de Janeiro, p. 21-116.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Salum O.A.L., Dall'Agnol R., Baset M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC/21 – Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, p. 309-320.
- Silva M.G. & Abram M.B. (orgs.) 2008. *Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro*, 16. CPRM, Goiânia, 212 p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado*. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164 p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 647 p.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**(2):295-304.
- Wedepohl K.H. 1972. *Barium, handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, p. 56-D-56-N.

Arquivo digital disponível on-line no site www.sbg.org.br