



EVOLUÇÃO DO MANTO DE INTEMPERISMO LATERÍTICO RICO EM FOSFATOS NA ILHA DE ITACUPIM (PA). MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E GEOQUÍMICA.

Toledo, M.C.M.de¹, Oliveira, S.M.B.de¹, Costa, M.L.da², Passos, C.M.¹, Uliana, D.¹ & Almeida H.D.F.de²

1. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080, São Paulo, SP, mcristol@usp.br, soniaoli@usp.br

2. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 1 Campus Básico, 66075-110, Belém, PA, mlc@ufpa.br

Palavras-chave: laterização, fosfatos, wavellita, crandallita, couraça, Itacupim.

INTRODUÇÃO

No NE do Pará e NW do Maranhão há diferentes exemplos de ocorrências de fosfatos de alumínio relacionados a perfis lateríticos. Constitui um horizonte endurecido típico, situado abaixo de crosta ferruginosa rica em alumínio e também portadora de fosfatos. Dispõe-se na forma de platôs sustentados pelas crostas, com extensões de até 5 km. Os perfis lateríticos, da rocha mãe ao topo, apresentam espessuras de 30 a 40m; o horizonte de fosfatos atinge até 10m. De acordo com Costa (2001), estes perfis seriam produto de uma primeira fase de laterização ocorrida na Amazônia, provavelmente no Eoceno-Oligoceno. Os depósitos de fosfatos de alumínio tiveram como fonte diferentes tipos de rochas, desde sedimentos até metamorfitos e ultramafitos; em alguns casos, não se conhece a rocha que deu origem aos fosfatos (Oliveira & Costa, 1984; Costa, 2001).

A ilha de Itacupim, situada próxima à desembocadura do rio Gurupi (Figura 1), representa um dos três maiores depósitos de fosfato da região, com reserva de 5.100.000 ton e teor em peso de P_2O_5 variando de 8 a 20% (Oliveira & Costa, 1984). É uma ilha de cerca de 4 km² de área, alongada na direção N-S, com 51m de altitude máxima. Possui um platô central, sendo sua borda oeste constituída por campos de mangue, enquanto a borda leste recebe o impacto da ação do mar, formando falésias onde aflora o perfil laterítico (Oliveira & Schwab, 1980). O clima atual é tropical úmido, com duas estações bem definidas, uma de estiagem e outra chuvosa. Foi estudada anteriormente por Costa (1979), Costa & Sá (1980), Oliveira & Schwab (1980), Oliveira & Costa (1984), e Passos (2002). Estes trabalhos abordaram principalmente aspectos mineralógicos e geoquímicos, sendo que alguns trataram das possibilidades de aproveitamento econômico do fosfato.

Costa (1979), Costa & Sá (1980) e Oliveira & Schwab (1980) foram os primeiros a descrever o perfil laterítico de Itacupim, reconhecendo a rocha-mãe, um apatita-hornblendito, na base, um horizonte de transição contendo esmectita e wardita, que grada para o topo em um horizonte rico em caolinita. Sobrepe-se um horizonte concrecionar fosfático rico em crandallita, e um horizonte encouraçado ferruginoso contendo crandallita e gibbsita.

O objetivo deste trabalho é o de detalhar a caracterização do perfil laterítico, determinar as relações

de filiação entre as fases primárias e secundárias, e estabelecer a evolução geoquímica da rocha parental durante os processos de alteração que culminaram com a formação das couraças fosfática e ferruginosa.

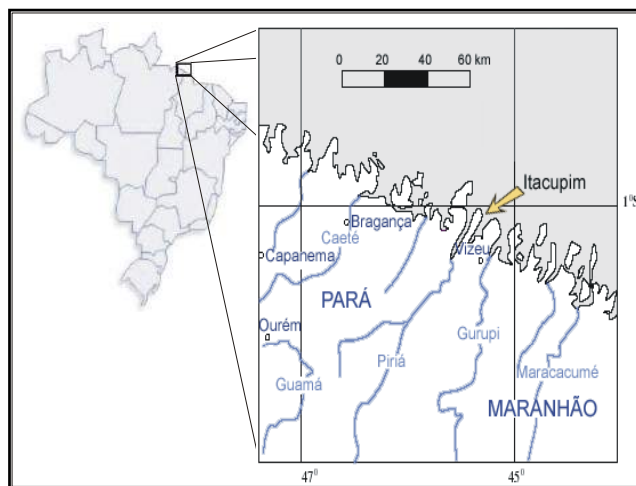


Figura 1 – Localização da ilha de Itacupim (PA), na região da foz do rio Gurupi.

MATERIAIS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

Os materiais utilizados neste trabalho foram coletados em poços e em caminhamentos pela ilha, e incluem amostras dos diferentes horizontes do perfil de alteração, que representam as várias etapas do processo intemperico.

O estudo adotado privilegiou a micromorfologia como ferramenta fundamental para a visualização das relações espaciais entre as fases primárias e secundárias, visando à reconstituição da evolução morfológica e mineralógica dos materiais. Os dados micromorfológicos, obtidos sobre lâminas delgadas e sobre fragmentos indeformados, foram obtidos por MO (microscopia óptica) e MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura com análise química qualitativa microlocalizada). Também foram aplicadas técnicas de análise sobre amostras com estrutura destruída, como DRX (difração de raios-X), e FRX (fluorescência de raios-X), para obtenção das composições mineralógica e química global.

Os dados químicos globais foram tratados estatisticamente, para interpretação e correlação das



associações e tendências geoquímicas com a composição mineralógica e com o grau de intemperismo dos materiais.

MATERIAIS ISALTERÍTICOS E A INTERPRETAÇÃO DA ROCHA PARENTAL

O estudo das amostras de rocha pouco alterada que conservam as estruturas primárias (isalterita) confirmou, de modo geral, a composição anfibolítica encontrada por Oliveira & Schwab (1980) para a rocha parental do perfil de Itacupim. Revelou ainda que os anfíbolitos derivam de rochas ultramáficas, maciças ou bandadas e, nesse caso, com intercalações de bandas micáceas entre as bandas ricas em minerais ferromagnesianos. As bandas micáceas poderiam representar níveis de flogopitito, semelhantes aos que ocorrem no maciço ultramáfico-alcalino-carbonatítico de Ipanema (Florêncio & Toledo 1997).

A rocha parental continha também apatita e magnetita, que permanecem mais ou menos inalteradas até o início do processo intempérico. A apatita pode aparecer bordejada por uma segunda geração de apatita, provavelmente resultante de processo hidrotermal. Não foi observada apatita bordejada por wardita, conforme as descrições de Oliveira & Schwab (1980).

A mica presente na rocha parental, provavelmente flogopita, transforma-se por alteração intempérica em caolinita, preservando perfeitamente a forma original em lamelas, com pouco ou nenhum produto ferruginoso nos espaços interlamelares. Não houve registro, nos materiais amostrados, de transformação da mica em esmectita ou outro argilomineral do tipo 2:1.

Mesmo no material pouco alterado, os minerais ferromagnesianos encontram-se já bastante transformados, deles restando apenas pseudomorfos em redes ferruginosas. Esses pseudomorfos foram interpretados como derivados principalmente de anfíbólio, em vista do padrão geométrico preservado das clivagens, sublinhado pelo depósito dos óxidos de ferro. É possível que haja ainda outro mineral primário ferromagnésiano na rocha, provavelmente a olivina, pois há pseudomorfos com rede ferruginosa mais aberta e sem relação com o padrão de clivagem dos anfíbólios.

Os pseudomorfos de micas e de minerais ferromagnesianos destacam-se nos materiais isalteríticos. Os micáceos apresentam-se, geralmente, muito bem preservados, com algumas inclusões de cristais micrométricos de fase titanífera (possível anatásio), somente observada em microscopia eletrônica.

Outra feição herdada da rocha parental, observada ao MO, pode indicar a natureza dos materiais originais do perfil laterítico da ilha: a riqueza em magnetita que, alterada, forma redes de faixas goethíticas, em padrão de deposições sucessivas, com alguma variação de cor e de modo de cristalização. Em alguns casos, observa-se um plasma de cor cinza-esverdeada, constituído essencialmente por titânio (provavelmente anatásio, produto da alteração da ilmenita, que ocorre associada à magnetita), nas descontinuidades intra ou intercristalinas da magnetita, ou ainda em seu entorno. A riqueza em

magnetita pode sugerir a ocorrência de foscorito no maciço.

Os materiais da base do perfil de alteração encontram-se recortados por fissuras preenchidas por wavellita, que ocorre como cristais de centenas de micrômetros de comprimento, geralmente em associações fibrorradiadas. Seu modo e local de ocorrência (base do perfil, no meio fissural, em cristais relativamente grandes e homogêneos ou em agregados substituindo porções dos antigos grãos de mica) sugerem origem por precipitação a partir de soluções em meio com circulação restrita, própria do ambiente hidrotermal, e não do ambiente intempérico.

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E MORFOLÓGICA DO PERFIL

Os saprolitos isalteríticos passam gradativamente a saprolitos aloteríticos, com a progressiva destruição dos pseudomorfos de mica e de anfíbólio e a instalação de minerais supérgenos recristalizados, ocupando os espaços fissurais e porosidade em geral, constituindo o plasma secundário, onde são encontradas todas as fases (ferruginosas, fosfáticas e titaníferas, além da caolinita, em certas partes do perfil).

Mais próximo à base do perfil, desenvolvido principalmente sobre rochas mais ricas em anfíbólios, o saprolito é dominado por esmectita, contendo ainda wavellita, apatita, opacos e traços de goethita. Mais acima no perfil, ou diretamente sobre as rochas mais ricas em micas, o saprolito é essencialmente caolinítico, contendo goethita, wavellita, opacos e anatásio.

Quanto à ocorrência dos minerais fosfáticos, observa-se que a wavellita, de origem hidrotermal, é dominante na base do perfil. Outro mineral fosfático, a turquesa, ocorre associado à wavellita, sob forma microcristalina, em volumes sub-esferolíticos, e foi interpretado também como de origem hidrotermal (Costa *et al.*, 2004 e 2005). Nos horizontes saprolíticos, a wavellita pode ser desestabilizada pelo intemperismo e reprecipitar em cristais menores, geralmente aciculares, sobre as paredes ferruginosas dos pseudomorfos de minerais ferromagnesianos. No saprolito mais evoluído, a wavellita geralmente dissolve-se, mas pode dar lugar à crandallita, quando há disponibilidade de Ca no meio. Essa transição da wavellita para crandallita, observada ao MEV pela ocorrência de porções micrométricas de fases com P, Al e Ca/Sr/ETR sobre alguns prismas de wavellita, é fenômeno localizado, não parecendo ser uma tendência generalizada de sua evolução.

Finalmente, nas couraças, a crandallita representa a única fase fosfática, e ocorre tanto de forma dispersa em meio ao plasma secundário ferruginoso, como em cutãs ou no núcleo dos nódulos e concreções.

GEOQUÍMICA

Os intervalos de composição química (maiores e traços) dos materiais componentes do perfil de alteração estão apresentados na Tabela 1. As amostras de rocha pouco alterada analisadas indicaram composição ultramáfico-alcalina, com teores significativos de CaO,



MgO, Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅. Entre os elementos traços, destacam-se Cr e Ni com teores geralmente acima de 0,1% e, juntamente com Ba, F, ETR, e Sr, compõem uma assinatura geoquímica característica.

No saprolito esmectítico há perda de Ca e Mg, e concomitante ganho em Fe, tendência que se intensifica no saprolítico caolínítico. Os teores de P₂O₅ no saprolito caolínítico situam-se entre 1,8 e 4,0%, mas podem chegar a valores bem mais elevados em porções especialmente enriquecidas em wavellita. Nesse caso, são bastante superiores também os teores de Ba, ETR e Sr.

Os teores de P₂O₅ atingem seus valores máximos na couraça fosfática, onde variam entre 9,3 e 15,4%, e onde também os valores de Fe₂O₃ são elevados. Na couraça ferruginosa, os teores de P₂O₅ caem, mas mantêm-se ainda relativamente elevados, na faixa de 6 a 10%, e os de Fe₂O₃ elevam-se a mais de 45%, refletindo a larga predominância das fases ferruginosas sobre as fosfatadas. Tanto na couraça ferruginosa como na fosfática, os teores de SiO₂ ficam geralmente abaixo de 2%, os de Al₂O₃, acima de 13 % e os de ção, acima de 1,5%, refletindo a existência das duas fases aluminosas aí presentes: crandallita e gibbsita.

O cálculo dos coeficientes de correlação entre os elementos maiores e traços indicou que ao Fe associam-se Cr e V (provavelmente no retículo da goethita das couraças), e ao Ti, Zr e Ga (elementos presentes em minerais residuais muito resistentes à alteração, que se concentram nos níveis mais evoluídos do perfil). De modo geral, apresentam correlação significativa com o P, os seguintes elementos: Ba, F, La, Nd, Ce, Rb, S, Sr, Th, Sc, Cl e F.

No entanto, é possível distinguir as diferentes associações do P em função do mineral portador. Nos horizontes saprolíticos enriquecidos em wavellita destacam-se teores relativamente elevados em Ba e ETR, e teores especialmente baixos em S e Cl. O elevado teor de Cu (1%) em uma amostra especialmente rica em wavellita deve-se, provavelmente, à sua já mencionada associação com a turquesa. Na couraça fosfática, os teores de Sr estão entre 2,1 e 5,7%, ultrapassando geralmente os de Ca, o que indica que o mineral presente da família da crandallita aproxima-se mais do pólo da goyazita. Nesse horizonte estão os maiores teores de Ba, Th, Rb, F, C e S. Digno de nota é o fato de haver expressiva correlação positiva entre o Sr e o S, indicando possível substituição de P⁵⁺ por S⁴⁺, o que poderia ser compensado por substituição concomitante de Sr²⁺ por ETR³⁺ no retículo da crandallita-goyazita.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O estudo micromorfológico e geoquímico dos horizontes do manto de alteração da ilha de Itacupim revelaram que as couraças fosfática e ferruginosa que capeiam o perfil de alteração contêm como única fase fosfática mineral do grupo da crandallita (de composição crandallita-goyazita). Esses minerais não estão em equilíbrio com o clima atual, sob o qual a tendência da alteração intempérica é predominantemente no sentido de

dissolver os fosfatos da rocha parental, tal como pode ser observado nos níveis saprolíticos. Nestes, a apatita vai progressivamente desaparecendo, assim como a wavellita, que dá lugar à wavellita supérgena ou, apenas localizadamente, à crandallita.

Assim, o perfil como um todo só pode ser compreendido como resultante de uma evolução bifásica que, numa primeira etapa, sob clima provavelmente mais seco que o atual, teria gerado as couraças a partir da rocha parental. Nestas, a crandallita derivou da alteração da apatita e eventualmente da wavellita, já que o meio era rico em Ca, proveniente da desestabilização da apatita e do anfíblio. Posteriormente, sob um clima mais úmido, semelhante ao atual, teriam se desenvolvido, sob a couraça, os níveis saprolíticos caolíníticos mais empobrecidos em fósforo. A crandallita formada na etapa anterior permaneceu porque na couraça encontra-se protegida do intemperismo pelos óxidos de ferro, como demonstram as feições micromorfológicas.

Por ser resistente ao intemperismo, a couraça também resiste à erosão e aparece sustentando o relevo da Ilha de Itacupim, como testemunho da primeira etapa da evolução intempérica regional, situada, segundo Costa (2001), no Terciário inferior.

REFERÊNCIAS

- Costa, M.L. da, 1979. Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa-Perna e Itacupim no PA e Pirocaua e Trauíra no MA. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, UFPA, Belém, Dissertação de Mestrado, 164p.
- Costa, M.L. da & Sá, 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, Santa Catarina. Anais, SBG, 3:1459-1472.
- Costa, M.L. da; Fernández, O. C.; Toledo, M. C. M. de; Passos, C. M. & Pereira, P. F., 2004. "A turquesa de Itacupim, Pará". *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, 57: 261-266.
- Costa, M.L., Fernandez, O.C., Mota de Toledo, Poellmann, H., Passos, C.M., Pereira, P.F., 2005, Tuerkis und andere Phosphate aus Itacupim/Ostamazonien-Brasilien. *Aufschluss*, 56: 061-068.
- Florêncio, R.V.S. & Toledo, M.C.M. de, 1997. Estudo da alteração intempérica sobre rochas ricas em apatita no maciço alcalino-carbonatítico de Ipanema, SP. *Geochimica Brasiliensis*, 11(3): 261-284.
- Oliveira, N.P. de & Schwab, 1980. Itacupim: Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, Santa Catarina. Anais, SBG, 1: 185-196.
- Oliveira, N.P. de & Costa, M.L. da, 1984. Os fosfatos aluminosos do PA e MA: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciências da Terra*, 10: 16-19.
- Passos, C.M., 2002. Mineralogia, micromorfologia e Geoquímica dos fosfatos de Itacupim, PA. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências USP, 40p.



Tabela 1 - Intervalos de composição química (elementos maiores e traços) dos materiais componentes do perfil de alteração da ilha de Itacupim (PA). Valores obtidos por fluorescência de raios-X, expressos em porcentagem em peso dos óxidos para os elementos maiores e PF e em ppm para os elementos traços. RA: rocha alterada, SE: saprolito esmectítico, SC: saprolito caolínico, CP: couraça fosfática e CF: couraça ferruginosa. (n: número de amostras analisadas para cada material). (l. d.: limite de detecção).

	RA (n=4)	SE (n=3)	SC (n=8)	CP (n=7)	CF (n=5)
SiO₂	35,8-43,1	2,9-21,9	15,0-47,6	<l.d. -2,8	<l.d. -2,3
Al₂O₃	10,8-26,7	22,5-32,7	18,4-31,2	17,8-24,6	13,0-17,1
Fe₂O₃	10,1-23,2	10,1-36,6	7,3-45,9	26,1-43,4	46,9-57,4
TiO₂	0,7-2,5	2,3-2,8	0,5-4,2	1,8-6,3	1,8-5,5
MnO	0,06-0,11	0,01-0,10	0,02-0,16	0,03-0,15	0,03-0,08
MgO	1,1-5,0	0,02-0,10	0,04-0,10	0,08-0,45	0,08-0,10
CaO	1,2-5,9	0,3-2,0	0,15-0,56	1,7-4,8	1,3-1,9
Na₂O	0,1-1,0	<l.d. -0,1	<l.d. -0,04	<l.d. -0,7	<l.d. -0,08
K₂O	0,1-0,4	<l.d.	<l.d. -0,03	<l.d. -0,04	<l.d. -0,03
P₂O₅	2,4-8,5	13,9-17,3	1,8-4,0	9,3-15,4	6,7-9,9
PF	7,2-10,8	16,3-17,0	11,6-13,6	14,6-16,9	12,0-14,9
F	801-3176	588-2939	550-1589	866-2648	550-1200
Sr	227-1589	1361-13193	731-3892	21055-57228	18542-30643
Ba	37-1123	435-5524	154-1133	643-1849	678-1286
La	2,0-7,0	242-1043	104-588	54-564	208-510
Ce	226-555	680-2835	325-1729	183-1831	656-1783
Nd	263-451	537-2385	271-1347	174-1390	682-1225
Ga	13-32	9,0-45,0	31-42	20-89	65-77
Y	64-264	117-371	60-734	54-238	97-287
Cl	50-510	<l.d. -235	<l.d. -68	64-2438	67-1422
Co	19-88	<l.d. -35	7,0-73,0	<l.d. -50	<l.d.
Cr	360-4004	13-1058	46-1291	191-1591	994-2585
Cu	29-826	271-9290	47-1610	45-266	99-163
Nb	68-237	<l.d. -12	<l.d. -22	<l.d.	<l.d. -26
Ni	282-1072	42-195	37-216	65-132	81-111
Pb	<l.d. -20	18-45	<l.d. -24	28-86	25-43
Rb	<l.d. -11	<l.d. -8	<l.d. -4	13-33	14-21
S	<l.d.	<l.d.	<l.d. -607	5380-13614	5125-7326
Sc	17-106	57-68	<l.d. -68	39-111	84-135
Th	<l.d. -24	29-72	14-48	117-307	96-117
U	<l.d.	0	0	0	0
V	47-390	329-667	128-779	481-757	739-1078
Zn	144-301	254-3460	57-637	83-300	70-136
Zr	123-315	313-531	202-475	134-889	368-909