

BALANÇO DE ALTERAÇÃO E EROÇÃO QUÍMICA
NA BACIA AMAZÔNICA

J. Mortatti

Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 96,
Cep: 13416-000, Piracicaba, SP

R.L. Victória

Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 96,
Cep: 13416-000, Piracicaba, SP

Y. Tardy

Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, 1, Rue Blessig, 67084, Strasbourg, France

ABSTRACT

Based on the detailed hydrogeochemical study of the dissolved load transport carried out in the main channel of the Amazon river and major tributaries, the chemical erosion process and chemical weathering balance of various rock types occurring in the Amazon basin was characterized. The fluvial water chemistry was used to estimate the chemical composition of the rocks in the basin. The total solute transport by the Amazon river to the Atlantic ocean was estimated to be 254.3×10^6 tons per year, where 64 % is from Andean origin, the highest contributions were from HCO_3^- , SiO_2 and Ca, 131.5 , 38.1 e 33.9×10^6 tons per year, respectively. After corrections for atmospheric inputs, the occurrence of the monosiallitization weathering process, $R_E = 2.1$, corresponding to the stability field of kaolinite, is evident for the whole basin. The contribution of the chemical erosion was about 148.9×10^6 tons per year, which represents 59 % of the dissolved load transported in the basin. This flux implies in specific chemical denudation of $32.2 \text{ t/km}^2/\text{a}$, with a weathering rate of $16 \mu\text{m/a}$, equivalent to the soil formation process in the basin.

RESUMO

Através de um estudo hidrogeoquímico detalhado dos mecanismos de transporte de material dissolvido pelo canal principal do rio Amazonas e tributários de maior importância, foi caracterizado o processo de erosão química e o balanço de alteração das rochas predominantes na Bacia Amazônica e, a partir da composição química das águas fluviais, a reconstituição mineralógica das rochas alteráveis na bacia de drenagem. O transporte de material dissolvido pelo rio Amazonas ao oceano Atlântico foi calculado em torno de $254,3 \times 10^6 \text{ t/a}$, sendo 64 % de origem andina, enquanto que as espécies que apresentaram fluxos anuais mais elevados foram HCO_3^- , SiO_2 e Ca, com valores de $131,5$, $38,1$ e $33,9 \times 10^6 \text{ t/a}$, respectivamente. Após a correção dos aportes atmosféricos, verificou-se a ocorrência do processo de monossilitização, predominante na bacia de drenagem, $R_E = 2,1$, no domínio de estabilidade da caulinita. A contribuição da erosão química foi de $148,9 \times 10^6 \text{ t/a}$, o que corresponde a 59 % da carga total de material dissolvido transportado na bacia Amazônica. Tal fluxo de material implica numa degradação química específica de $32,2 \text{ t/km}^2/\text{a}$, com uma taxa de alteração química da rocha em torno de $16 \mu\text{m/a}$, correspondendo ao processo contínuo de formação dos solos.

INTRODUÇÃO

Significantes alterações nos padrões característicos da cobertura vegetal de determinados ecossistemas têm sido observadas, nos últimos anos, em função do aumento da ocupação humana, onde, através desse processo, grandes extensões de florestas naturais têm sido derrubadas, dando margem à exploração indiscriminada da madeira e à expansão das áreas de pastagem. Pesquisas desenvolvidas mostram que um desmatamento contínuo, em grande escala, na região amazônica, seria seguido de um aumento no escoamento superfi-

cial e nas taxas de erosão, com ocorrências de cheias a jusante na bacia de drenagem. A precipitação e a evapotranspiração poderiam ser reduzidas e os efeitos imediatos dessas alterações poderiam afetar até outras regiões (Salati & Ribeiro, 1979; Fearnside, 1982; Salati & Vose, 1984 e Mortatti, 1988).

A avaliação das possíveis alterações a que estão sujeitos ecossistemas naturais, sob ocupação intensiva, pode ser realizada com a utilização de diferentes metodologias, mas sempre associadas ao controle físico-químico das águas e ao transporte de material dissolvido e em suspensão em toda a

bacia de drenagem. O monitoramento hidroquímico dessas águas e suspensões deve ser interpretado à luz dos principais ciclos biogeoquímicos, levando-se em consideração os efeitos globais e locais dessas alterações (quantitativas e qualitativas). Dessa forma, parâmetros importantes que configuram e controlam a desnudação do solo (erosão mecânica) e o perfil de alteração das rochas (erosão química) podem ser melhor investigados.

A erosão, em uma bacia de drenagem, constitui um fator geográfico de estruturação de paisagens e morfogênese, e deve ser encarada à luz dos ci-

culos morfo-climáticos como um conjunto de fenômenos mecânicos e químicos, sob influência direta do clima. De acordo com Tardy (1990), a erosão química precede a erosão mecânica e corresponde à alteração das rochas pela água da chuva que percola nos solos, modificando os horizontes internos dos perfis de alteração, através da dissolução ou hidrólise dos minerais primários das rochas, com consequente transporte aos lençóis subterrâneos e rios, como carga dissolvida, alimentando, assim, a sedimentação de origem química na bacia de drenagem. O balanço da erosão química é influenciado por diversos fatores, sendo a pluviosidade, quantidade de água que atinge o solo sob a forma de precipitações, um dos mais importantes.

As principais reações de dissolução ou hidrólise, num processo de alteração por erosão química, consomem CO_2 de origem atmosférica, liberados, principalmente, através da oxidação da matéria orgânica do solo. A temperatura, também, representa um papel importante no processo de intemperização, pois exerce uma influência direta não só na solubilidade dos minerais silicatados, que constituem o essencial das rochas cristalinas, mas também na liberação de HCO_3^- oriundo da dissolução de carbonatos. Outro parâmetro a ser destacado é a influência significativa dos aportes atmosféricos no balanço de erosão química, uma vez que a quantidade de material colocado em solução é proporcional à quantidade de água que percola através do perfil do solo. O conhecimento prévio das contribuições atmosféricas via precipitação passa a ser necessário, uma vez que estas podem ser substanciais e diferen-

ciadas de uma região à outra (Stallard & Edmond, 1981).

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar o processo de erosão química e o balanço de alteração de rochas predominantes na Bacia Amazônica, através de um estudo hidrogeoquímico detalhado dos mecanismos de transporte de material dissolvido pelo canal principal do rio Amazonas e tributários de maior importância, culminando, a partir da composição química das águas fluviais, na reconstituição mineralógica das rochas alteráveis na bacia de drenagem.

CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DE DRENAGEM AMAZÔNICA

A Bacia Amazônica, com cerca de 6.000.000 km^2 , considerada a maior bacia hidrográfica do mundo, está situada na América do Sul, entre os paralelos de $5^{\circ}00'N$ a $20^{\circ}00'S$, limitada ao norte pelo Planalto das Guianas, com variações de altitude entre 500 e 3000 metros; ao sul, pelo Planalto Brasileiro, que forma uma barreira de 700 metros de altura; a oeste, pela Cordilheira dos Andes, com elevações de cerca de 3000 a 7000 m, e a leste, pelo Oceano Atlântico. De acordo com Stallard & Edmond (1983), a bacia de drenagem é caracterizada pela diversidade de suas formações geológicas, distribuídas em quatro principais zonas morfoestruturais: os escudos cristalinos Pré-Cambrianos, ao norte e ao sul, com rochas ígneas e metamórficas; a Cordilheira dos Andes, a leste, com predominância de rochas sedimentares carbonatos e evaporitos, e a Depressão Amazônica, em seqüência, para o centro da bacia, com depósi-

tos fluviais de origem no Terciário (Figura 1).

Como o relevo representa um papel significativo no desenvolvimento do tipo de vegetação, no caso da Bacia Amazônica, a mesma pode ser dividida em dois grupos principais: vegetação de várzeas e igapó, freqüentemente inundadas, e vegetação de terra firme, que se encontra pelo menos a alguns metros acima do nível mais alto dos rios locais. Por outro lado, podem-se distinguir os diversos tipos de florestas, em comparação com o dossel contínuo das formas de vegetação aberta, representadas por campos, campinas e cerrados (Mortatti, 1995).

Os solos encontrados na Bacia Amazônica apresentam-se distribuídos de uma forma heterogênea e são, em sua maioria, ácidos e de baixa fertilidade química, principalmente devido às altas temperaturas, chuvas intensas e história geológica da região (Jordan, 1985). Os sedimentos alterados a partir dos escudos cristalinos, depositados na zona de depressão central da bacia de drenagem, são classificados como latossolos amarelos ou vermelhos, onde a caulinita predomina na fração argilosa. Os solos de várzea apresentam-se compostos de material aluvial e com drenagem prejudicada, sendo classificados como solos hidromórficos. Os podzóis formados, principalmente, na parte setentrional da região central da bacia, são originários das transformações dos latossolos em podzóis, através da hidrólise da caulinita (Lucas et al., 1984).

De acordo com a classificação de Köppen, 3 tipos climáticos predominam na Bacia Amazônica: o tipo Aw (quente e úmido, com chuvas de verão), nas regiões norte e sul,

geológica do leito.

Dados recentes estimam que o rio Solimões/Amazonas é responsável por um aporte global de água ao oceano da ordem de 205000 m³/s (Molinier et al., 1992), o que reforça a sua posição na liderança hidrológica mundial. De acordo com Richey et al. (1989), independentemente das variações do regime pluviométrico da bacia de drenagem, o rio Amazonas apresenta uma certa regularidade com relação aos períodos de cheias (de maio a agosto) e de águas baixas (de setembro a dezembro), permitindo a existência das várzeas, por onde transita cerca de 30 % do seu volume de água.

COMPORTAMENTO HIDROQUÍMICO FLUVIAL

A base de dados utilizada na caracterização hidroquímica da bacia Amazônica está relacionada ao desenvolvimento do Projeto CAMREX (Richey et al., 1985) e aos dados publicados por Richey et al.

(1986, 1989 e 1990), Devol et al. (1987), Martinelli et al. (1989) e Mortatti (1995). Foram selecionados os dados referentes às 8 primeiras excursões de amostragem realizadas no canal principal do rio Solimões/Amazonas e em seus principais tributários, nos diferentes estágios da hidrografia. Os dados originais, relacionados principalmente aos ânions Cl⁻ e SO₄²⁻, (considerados como sendo os de maior índice de erros analíticos), foram corrigidos quando necessário, em função do balanço de cargas, evolução espaço-temporal e modelo de distribuição teórico.

A Tabela 1 apresenta os resultados químicos médios, ponderados pela vazão, por estação de amostragem, dos elementos mais importantes envolvidos no balanço de carga. São apresentados, ainda, os valores médios das vazões em cada estação de amostragem e os valores de carbono orgânico dissolvido (DOC), convertidos em meq/l, como regulador das cargas negativas. A conversão de DOC foi realizada em termos

de 5 meq/g C, de acordo com Gac (1980).

Os valores das concentrações médias, ponderadas pela vazão média, MPQ, para toda a bacia de drenagem, foram comparados com os valores obtidos para a estação de Óbidos (MPQ/Obi). Em termos de vazão média, verifica-se uma recuperação em torno de 91 %, o que significaria que sai mais água da bacia do que entra, o que não é correto, pois estão computados apenas tributários principais, não sendo engajados pequenos tributários e demais cursos d'água.

No que concerne às concentrações médias observadas, o caráter conservativo das principais espécies químicas pode ser investigado. Os teores de Mg²⁺ e K⁺ apresentam um certo equilíbrio entre as entradas e saídas, ou seja, entre os valores produzidos e os escoados, não se caracterizando as possíveis fontes e sumidouros. Os cátions Ca²⁺ e Na⁺ mostram tendências de sumidouros semelhantes, ou seja, valor escoado menor do que o produzido. A justificati-

Tabela 1 - Média dos resultados químicos obtidos nas estações de amostragem do canal principal e tributários, durante o período de 1982-1984, e respectivos balanços de íons: (S+) soma de cátions, (S-) soma de ânions e MPQ média geral, ponderada pela vazão.

Estação	RSolim	RIça	RJut	RJur	RJap	RPur	RNeg	RMad	MPQ	RAmaz	MPQ/Obi
Q(m ³ /s)	46975	7313	3425	3738	16000	11863	28938	25443	143693	157143	0,914
Ca (µM)	457,17	34,73	58,62	256,66	47,85	84,24	8,62	132,27	196,73	171,24	1,149
Na (µM)	218,14	43,90	45,54	123,26	56,08	69,20	39,06	95,39	114,55	106,95	1,071
Mg (µM)	79,56	13,89	11,11	59,96	14,31	27,78	4,50	78,66	47,26	47,11	1,003
K (µM)	31,87	12,74	15,62	33,49	11,95	25,76	11,41	37,50	24,70	26,41	0,935
HCO ₃ (µM)	988,07	99,58	61,47	632,19	128,45	265,67	17,99	377,63	452,71	434,97	1,041
Cl (µM)	127,87	32,85	51,79	55,70	25,45	23,90	17,97	27,43	59,44	51,24	1,160
SO ₄ (µM)	86,52	5,16	15,66	13,85	6,19	6,69	4,30	55,75	41,26	31,77	1,299
NO ₃ (µM)	13,37	7,69	1,45	11,91	7,90	6,76	2,67	8,98	8,67	11,76	0,737
DOC (meq/l)	17,78	18,21	26,16	24,95	16,66	23,24	44,62	15,84	23,57	19,24	1,225
(S+)	1323,46	153,87	200,62	790,00	192,35	319,00	76,72	543,03	625,17	570,05	1,097
(S-)	1320,13	168,65	172,19	752,45	174,41	332,95	91,86	541,37	625,09	580,74	1,076
(S+)/(S-)	1,002	0,917	1,158	1,052	0,944	0,956	0,822	1,006	0,957	0,985	0,972

Legenda dos rios: RSolim: Solimões em Vargem Grande, RIça: Iça, RJut: Jutai, RJap: Japurá, RPur: Purus, RNeg: Negro, RMad: Madeira e RAMaz: Amazonas em Óbidos.

va mais simples é a da possível imobilização do cálcio nas várzeas e da ação da reciclagem de sais, NaCl e CaSO₄, na vegetação. Para os ânions, o bicarbonato é conservativo, conforme já demonstrado e discutido por Devol et al. (1987), enquanto Cl⁻ e SO₄²⁻ seguem, como era de se esperar, os modelos ditados pelo Ca²⁺ e Na⁺. O caso do NO₃⁻ é caracterizado, em termos médios, por um escoamento superior ao produzido na bacia, cerca de 30 %, fato esse comentado por Martinelli et al. (1992), e associado à fixação do N₂ atmosférico pelas plantas fixadoras nas várzeas, com conseqüente mineralização da matéria orgânica e liberação do

composto nitrogenado.

Entre as espécies dissolvidas transportadas pelo rio Amazonas, calculadas para a estação de Óbidos, HCO₃⁻, SiO₂ e Ca²⁺ apresentaram os fluxos anuais mais elevados, com valores de 131,5 x 10⁶ t/a para o HCO₃⁻, 38,1 x 10⁶ t/a para o SiO₂ e 33,9 x 10⁶ t/a para o Ca²⁺. O valor calculado para o fluxo de sólidos dissolvidos totais (TDS) foi de 254,3 x 10⁶ t/a, onde cerca de 64 % tem origem andina, acima da estação de Vargem Grande, no alto Solimões (Figura 2). De acordo com Mortatti (1995), para o período de 1982 a 1984, as contribuições relativas dos tributários principais Negro e Madeira para o rio Amazonas,

concernente ao transporte total, foram da ordem de 3 e 16 %, respectivamente.

CORREÇÃO DOS APORTES ATMOSFÉRICOS

Para que seja estabelecido um balanço preciso de alteração de rochas na bacia Amazônica, tornou-se necessário o conhecimento prévio das influências dos aportes atmosféricos totais na carga dissolvida transportada pelo rio Amazonas e escoada até o oceano Atlântico. O referido estudo foi realizado com a infra-estrutura de uma rede de coleta de chuva implantada na Bacia

TRANSPORTE DE MATERIAL DISSOLVIDO

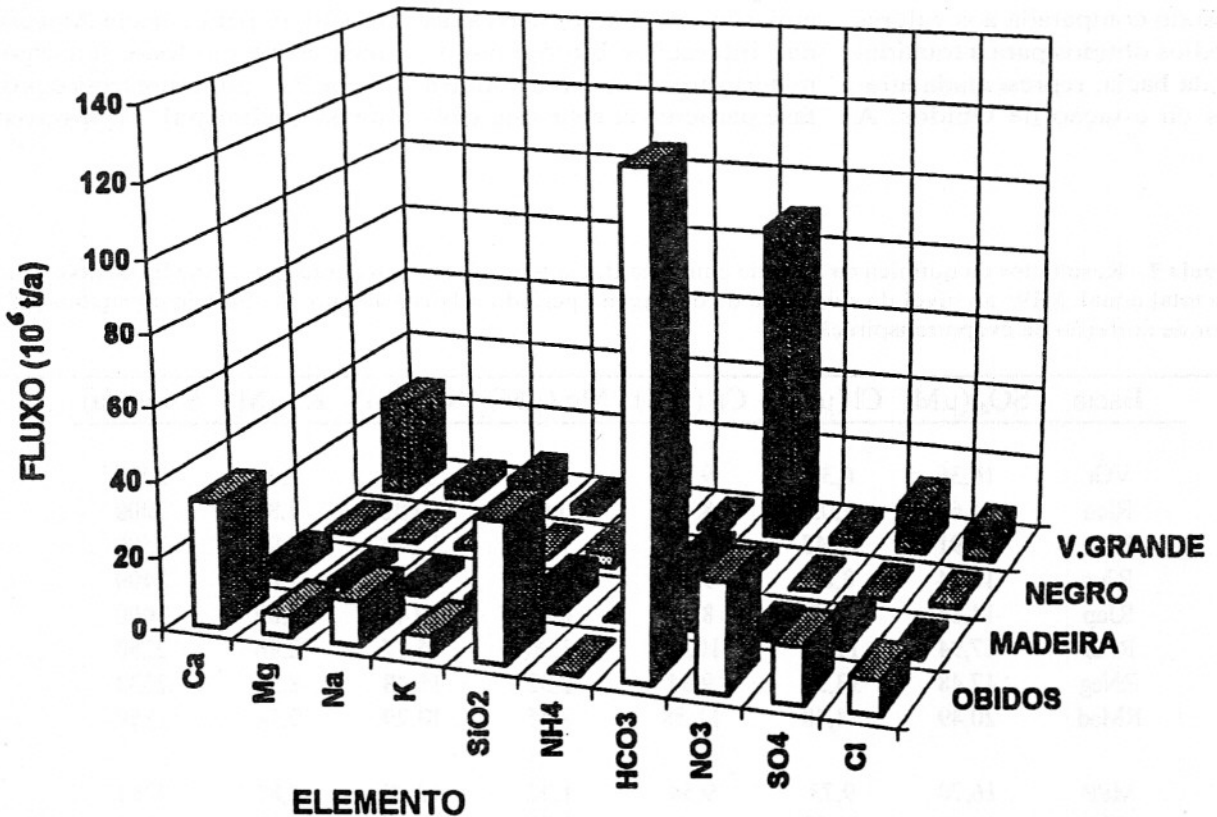


Figura 2 - Transporte das principais espécies químicas dissolvidas pelo rio Solimões/Amazonas nas estações de Óbidos e Vargem Grande e pelos tributários Negro e Madeira, relativos ao período de 1982-1984.

Amazônica desde 1989, sendo escolhidas as estações de São Luiz (MA), Belém (PA), Santarém (PA), Manaus (AM), São Gabriel da Cachoeira (AM), Cruzeiro do Sul (AC), Rio Branco (AC) e Porto Velho (RO) por apresentarem os dados mensais completos. A Tabela 2 apresenta os resultados estimados das espécies químicas na água de chuva para a Bacia Amazônica, ao nível de sub-bacias de drenagem, já corrigidos pelo fator de evapotranspiração. Os valores médios observados foram ponderados com respeito à precipitação total.

De uma maneira geral, pode ser observado que a média ponderada das concentrações das diversas espécies químicas determinadas na precipitação, por sub-bacia de drenagem, apresentou uma recuperação média em torno de 90 %, quando comparada aos valores médios obtidos para a totalidade da bacia, representada através da estação de Óbidos. A

menor porcentagem de recuperação foi do Mg^{2+} , 75,7 %, onde a concentração global, para a bacia, mostrou-se ligeiramente superior.

A influência dos aportes atmosféricos totais na carga dissolvida transportada pelo do rio Amazonas e escoada até o oceano Atlântico, através da estação de Obidos, foi calculada como sendo de 56,9 e 21,9 % para SO_4^{2-} e Cl^- ; 6,0 e 3,7 % para Ca^{2+} e Mg^{2+} , e 13,8 e 32,3 % para Na^+ e K^+ , respectivamente. Os aportes atmosféricos totais compreendem tanto a influência dos sais cíclicos, como as emissões terrestres, as quais são derivadas dentro da bacia de drenagem. Os teores de Cl^- , Na^+ e Mg^{2+} , encontrados na precipitação na região Amazônica, apresentam-se nas mesmas proporções dos sais de origem marinha, enquanto K^+ , Ca^{2+} e SO_4^{2-} mostram-se associados às emissões terrestres, derivadas das interações biológicas da matéria orgânica, envolvendo a fase particulada e gasosa, con-

forme descrito por Stallard & Edmond (1981).

BALANÇO DE ALTERAÇÃO E EROSÃO QUÍMICA

Com o intuito de determinar o tipo de alteração dominante na bacia de drenagem, foi empregado o valor R_E definido por Tardy (1968), o qual estima a razão molecular SiO_2/Al_2O_3 do conjunto de minerais secundários do complexo de alteração das rochas graníticas, a partir das concentrações em solução dos principais cátions (K^+ , Ca^{2+} , Na^+ e incluindo, também, o Mg^{2+}) e da sílica (SiO_2), através da equação 1, nas mesmas proporções encontradas no complexo granítico:

$$R_E = \frac{3K + 3Na + 2Ca + 1,25Mg - SiO_2}{0,5K + 0,5Na + Ca + 0,75Mg} \quad (1)$$

Os resultados obtidos mostram, para a bacia Amazônica como um todo, um valor R_E de 2,1, que representa o processo principal de monos-

Tabela 2 - Resultados da química da água de chuva na Bacia Amazônica, ponderados pela média da precipitação total anual, MPP, ao nível de sub-bacia de drenagem, período relativo ao ano de 1989, já corrigidos pelo fator de correção da evapotranspiração.

Bacia	SO_4 (μM)	Cl (μM)	Ca (μM)	Mg (μM)	Na (μM)	K (μM)	P (mm/a)
VGr	16,36	6,37	9,52	0,05	9,69	7,46	2238
Rica	14,69	7,03	8,46	0,69	10,02	6,80	3000
RJut	16,91	10,48	9,61	1,63	13,79	7,95	2500
RJur	16,74	8,88	9,59	1,13	12,26	7,80	2400
RJap	14,84	7,48	8,52	0,85	10,49	6,89	3000
RPur	17,94	11,72	10,17	1,90	15,17	8,46	2280
RNeg	17,48	13,36	9,84	2,32	16,48	8,32	2533
RMad	20,49	14,48	11,58	2,45	18,29	9,71	1859
MPP	16,70	9,73	9,54	1,32	12,99	7,81	2261
Obi	18,10	11,23	10,30	1,75	14,77	8,52	2200
MPP/Obi	0,923	0,867	0,926	0,757	0,880	0,917	1,028

sialitização, com o domínio de estabilidade da caulinita, mesmo com a provável coexistência de minerais de argila 2/1 (smectita e vermiculita) e gibbsita. No alto Solimões, junto a Vargem Grande, o valor obtido foi de 2,4, seguindo aparentemente o mesmo processo de alteração, mas já sob um início de bissialitização, onde a predominância de minerais 2/1 passa a ser marcante. Os tributários apresentam valor R_E pouco inferior a 2, com exceções opostas para o rio Negro (1,0), onde é percebida a ocorrência da monossialitização com neoformação de caulinita nos perfis de alteração e ocorrência de gibbsita em superfície, e para o rio Madeira (2,4), com formação principal de caulinita e vermiculita. Tais resultados estão de acordo com os obtidos por Martinelli et al. (1993), após estudo detalhado dos sedimentos das várzeas amazônicas.

A partir da composição química das águas de drenagem da bacia Amazônica, pode ser realizada a reconstituição mineralógica da rocha alterável, envolvendo silicatos, carbonatos e rochas evaporíticas. A influência da biomassa no processo de alteração, basicamente relacionada à oxidação da matéria orgânica do solo e à liberação de CO_2 consumido pela alteração das rochas, é apenas considerada no aspecto global da produção de CO_2 , nas reações clássicas de alteração dos silicatos e carbonatos, processo evidenciado por Berner (1992). Outras evidências da influência da vegetação no processo de intemperismo estão relacionadas com a possível liberação de HCO_3^- em solução, por macrófitas aquáticas na Amazônia (Furck et al., 1984). O presente trabalho considera que tal aporte possa ser despre-

zível, levando em conta apenas o HCO_3^- originado da alteração das rochas.

De acordo com Garrels & Mackenzie (1971), Gac (1980), Tardy (1986), Meybeck (1987) e Probst et al. (1992 e 1994), algumas condições e suposições iniciais devem ser obedecidas. Após a correção dos aportes atmosféricos, todo Na em solução é considerado como sendo oriundo da dissolução da albita ($NaAlSi_3O_8$) e dos evaporitos existentes (NaCl); o Ca^{2+} é oriundo da anortita ($CaAl_2Si_2O_8$), no caso dos silicatos; da calcita ($CaCO_3$) e dolomita ($CaMg(CO_3)_2$), no caso dos carbonatos; e, ainda, dos evaporitos, na forma de $CaSO_4$; o Mg^{2+} é proveniente da alteração da gedrita aluminosa ($Mg_4Al_6Si_5O_{22}(OH)_2$) e da dolomita ($CaMg(CO_3)_2$), enquanto o K^+ , que tem dupla origem, é repartido entre o K-feldspato ($KAlSi_3O_8$) e a mica ferrífera ($KAlSi_3Fe_3O_{10}(OH)_2$).

Procedimento de cálculo detalhado

Após correção dos aportes atmosféricos:

$$Cl_{NaCl}^- = Cl_{rio}^- - Cl_{NaCl}^-$$

$$Na_{sil}^+ = Na_{rio}^+ - Cl_{NaCl}^-$$

$$K_{sil}^+ = K_{rio}^+ - Cl_{NaCl}^-$$

$$Mg_{sil}^{2+} = Na_{sil}^+ \times 0,304 \text{ (razão média para as rochas graníticas tropicais)}$$

$$Ca_{sil}^{2+} = Na_{sil}^+ \times 0,575 \text{ (razão média para as rochas graníticas tropicais)}$$

$$Ca_{SO_4}^{2-} = SO_4^{2-} - Ca_{rio}^{2+}$$

$$Ca_{corrig}^{2+} = Ca_{rio}^{2+} - Ca_{SO_4}^{2-}$$

$$Mg_{carb}^{2+} = Mg_{corrig}^{2+} - Mg_{sil}^{2+}$$

A composição química corrigida das águas do rio Amazonas, no período estudado, apresentou as seguintes características (valores em μM): Na^+ : 92,18; K^+ : 17,89; Ca^{2+} :

160,94; Mg^{2+} : 45,36 e SiO_2 : 128,14.

Reconstituição da Composição das Rochas na Bacia Amazônica

Silicatos

Albita: $NaAlSi_3O_8$: 52,17 μM
 Anortita: $CaAl_2Si_2O_8$: 30,00 μM
 K-feldspato: $KAlSi_3O_8$:
 +
 mica ferrífera:
 $KAlSi_3Fe_3O_{10}(OH)_2$ 17,89 μM
 Gedrita:
 $Mg_4Al_6Si_5O_{22}(OH)_2$ 3,96 μM

Carbonatos

Mg-dolomita:
 $CaMg(CO_3)_2$ 29,50 μM
 Ca-dolomita:
 $CaMg(CO_3)_2$ 29,50 μM
 Calcita: $CaCO_3$ 87,77 μM

Evaporitos

Halita: NaCl 40,01 μM
 Anidrita: $CaSO_4$ 13,67 μM

Para a formação dos minerais silicatados são necessários 26,8 μM de Fe, 76,9 μM de Al_2O_3 e 290,0 μM de SiO_2 . Se todos os minerais se dissolvem com a mesma velocidade e a caulinita é o único mineral argiloso da alteração, de acordo com Gac (1980), a quantidade de SiO_2 exportada em solução pode ser calculada como sendo 136,2 μM ($290,0 - 2 \times 76,9$). Como a concentração de SiO_2 dissolvida no rio é de 128,1 μM , a diferença 8,1 μM de SiO_2 não é proveniente do processo de caulinitização da rocha original, mas representa a contribuição da dissolução do quartzo no balanço de SiO_2 dissolvido (6,3 %).

Durante o processo de alteração química da rocha granítica, a hidrólise dos silicatos

originam a formação de 76,9 mM de caulinita, ou 19,8 mg de caulinita por litro de água percolada. A quantidade de quartzo na rocha pode ser estimada a partir do valor total do sedimento em suspensão transportado, subtraído do total de caulinita. Para as rochas graníticas da Bacia Amazônica, tal valor gira em torno de 219,2 mg/l, o que representa cerca de 87 % em peso da composição da rocha granítica. Tal valor corresponde à proporção de SiO₂ encontrada nas areias do rio Amazonas, junto à foz, de 86,9 %, obtida por Franzinelli & Potter (1993), e ainda, da mesma ordem de grandeza, ao valor obtido por Martinelli et al. (1993) para as várzeas amazônicas, de 71,5 %.

A quantidade de SiO₂ exportada em solução, na foz do rio Amazonas, é da ordem de 38,1 x 10⁶ t/a, correspondendo a uma degradação química específica de 8,25 t/km²/a, o que, para uma densidade de 2,65 t/m³, significa uma taxa de alteração química ou aprofundamento do perfil pedológico da ordem de 3,1 μm/a. Para o alto Solimões, mais próximo da região andina, o resultado obtido para a exportação de SiO₂ mostra-se superior ao obtido junto à foz, com uma taxa de alteração química de 12,7 μm/a. Para a sub-bacia do rio Negro, embasada no domínio cristalino, a velocidade de aprofundamento do perfil pedológico é da ordem de 1,8 μm/a.

Em termos de carbonatos, a dissolução anual da calcita e dolomita, em toda a bacia de drenagem, libera cerca de 23,3 x 10⁶ toneladas de cálcio e 3,6 x 10⁶ toneladas de magnésio. Isso representa uma degradação química específica da ordem de 5,8 t/km²/a, com uma velocidade de redução do perfil pedoló-

gico de 2,4 μm/a.

A alteração das rochas evaporíticas, dominantes, principalmente, na parte andina, libera anualmente cerca de 4,6 x 10⁶ toneladas de sódio e 3,0 x 10⁶ toneladas de cálcio, o que, no total, representa uma degradação específica de 1,6 t/km²/a e uma taxa de alteração química de 0,6 mm/a.

O total de material dissolvido transportado pelo rio Amazonas ao Oceano Atlântico foi estimado em 254,3 x 10⁶ t/a, dado médio relativo ao período de 1982-1984. Após a correção dos aportes atmosféricos, incluindo HCO₃⁻ via CO₂ atmosférico, representando 105,4 x 10⁶ t/a, a contribuição da erosão química foi de 148,9 x 10⁶ t/a, o que corresponde a 59 % da carga total de material dissolvido transportado na bacia de drenagem. Tal fluxo de material dissolvido implica numa degradação química específica de 32,2 t/km²/a, com uma taxa de alteração química da rocha em torno de 16 μm/a, o que corresponde ao processo contínuo de formação dos solos (Tabela 3).

Os resultados obtidos para a bacia do rio Amazonas podem ser comparados com os

valores obtidos para a bacia do rio Congo, na África (Nkounkou & Probst, 1987), onde o material dissolvido transportado é cerca de sete vezes menor (36,6 x 10⁶ t/a), com uma erosão química de 22,6 x 10⁶ t/a, representando cerca de 62 % da carga total transportada na bacia, percentual muito próximo ao obtido para o rio Amazonas, e com a bacia superior do rio Garone, na França (Probst & Bazerbach, 1986), onde a degradação química específica estimada, 70 t/km²/a, superior à da bacia Amazônica, mostra, também, ser cerca de 60 % do total dissolvido transportado.

CONCLUSÕES

A partir dos dados obtidos através do Projeto CAMREX, foi realizada a caracterização hidroquímica da Bacia Amazônica, onde podem ser destacados os comportamentos de algumas espécies químicas que apresentam fluxos anuais elevados, caso do HCO₃⁻, SiO₂ e Ca²⁺, com valores de 131,5, 38,1 e 33,9 x 10⁶ t/a, respectivamente. O transporte de material dissolvido pelo rio Amazonas ao

Tabela 3 - Balanço da erosão química na Bacia Amazônica, referente ao período de 1982-1984. Erosão química (EQ), degradação química específica (DQ) e taxa de alteração química (T_{AQ}).

Bacia	EQ (10 ⁶ t/a)	DQ (t/km ² /a)	T _{AQ} (μm/a)
VGr	103,2	91,0	46,0
RIça	2,8	25,7	13,0
RJut	1,6	21,6	11,0
RJur	5,0	23,0	12,0
RJap	5,9	20,4	10,0
RPur	7,5	20,2	10,0
RNeg	4,6	6,1	3,0
RMad	22,8	16,5	8,0
Obi	148,9	32,2	16,0

Oceano Atlântico foi calculado em torno de $254,3 \times 10^6$ t/a, sendo 64 % de origem andina. A contribuição atmosférica para a carga dissolvida transportada na bacia de drenagem mostrou ser de 56,9 % para SO_4^{2-} , 21,9 % para o Cl⁻, 6,0 % para o Ca²⁺, 3,7 % para o Mg²⁺, 13,8 % para o Na⁺ e 32,3 % para o K⁺. Com relação ao processo de alteração química dominante na bacia de drenagem, os resultados mostraram a ocorrência do processo de monossilicificação, $R_E = 2,1$, no domínio de estabilidade da caulinita, mesmo com a existência de minerais de argila 2/1 e de gibbsita ligados à dissolução do quartzo. Ao nível de sub-bacia de drenagem, o mesmo foi observado, com exceção da bacia do rio Negro,

cujo valor de R_E igual a 1,0, mostra a neoformação de caulinita nos perfis de alteração.

A reconstituição da composição das rochas na Bacia Amazônica, realizada através da composição química das águas de drenagem, mostrou uma concentração média de 104 μM para os silicatos combinados, o que representa cerca de 340 kg/m³ de rocha ($d = 2,65 \text{ t/m}^3$), cerca de 147 μM para os carbonatos e 54 μM para as rochas evaporíticas. A hidrólise dos silicatos originam a formação de 76,9 μM de caulinita. A quantidade de quartzo na rocha ficou em torno de 219,2 mg/l, correspondendo a 87 % do valor em peso, enquanto que o transporte de SiO₂ em solução

foi de $38,1 \times 10^6$ t/a.

A dissolução anual dos carbonatos, calcita e dolomita, liberou cerca de $23,3 \times 10^6$ toneladas de cálcio e $3,6 \times 10^6$ toneladas de magnésio, o que representa uma degradação química de 5,8 t/km²/a, e ainda uma velocidade de redução do perfil pedológico de 2,4 $\mu\text{m/a}$.

A contribuição da erosão química foi de $148,9 \times 10^6$ t/a, o que corresponde a 59 % da carga total de material dissolvido transportado na bacia Amazônica. Tal fluxo de material implica numa degradação química específica de 32,2 t/km²/a, com uma taxa de alteração química da rocha em torno de 16 $\mu\text{m/a}$, o que corresponde ao processo contínuo de formação dos solos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA; DIVISÃO DE CONTROLE DE RECURSOS HÍDRICOS (1985) Boletim pluviométrico. P-1.01. Bacia do rio Amazonas. Brasília, DNAEE, 126 p.
- DEVOL, H.A.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; MARTINELLI, L.A. (1987) The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen, and ²²²Rn budgets of the Amazon river. *Limnology and Oceanography*, **32**(1):235-248.
- FEARNSIDE, P.M. (1982) Desmatamento na Amazônia Brasileira: com que intensidade vem ocorrendo? *Acta Amazônica*, **125**:79-90.
- FRANZINELLI, E. & POTTER, P.E. (1993) Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system. *Journal of Geology*, **91**:23-39.
- FURCH, K. (1984) Water chemistry of the Amazon. The distribution of chemical elements among fresh waters. In: F. Sioli (Ed.) *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Junk, The Hague.
- GAC, J.Y. (1980) Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de la érosion et de la sédimentation. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, **123**:1-251.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971) *Evolution of sedimentary rocks*. New York, Norton, 397p.
- JORDAN, C.F. (1985) Soils of the Amazon rainforest. In: G.T. Prance & T.E. Lovejoy (Ed.) *Amazônia*. Oxford, IUCN/Pergamon Press, p.83-94.
- KNOUNKOU, R.R. & PROBST, J.L. (1987) Hydrology and geochemistry of the Congo river system. Transport of carbon and minerals in major world rivers. Hamburg, UNEP, p.483-508. (SCOPE, **64**).
- LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G.; SCATOLINI, F. (1984) Transição latossolos-podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. *R. Bra. Ci. Solo*, **8**:325-335.
- MARTINELLI, L.A.; DEVOL, A.H.; FORSBERG, B.R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.; RIBEIRO, M.N.G. (1989) Descarga de sólidos dissolvidos totais do rio Amazonas e seus prin-

- cipais tributários. *Geochim. Brasil.*, **3**(2):141-148.
- MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; TRIVELIN, P.C.O.; DEVOL, A.H.; RICHEY, J.E. (1992) ^{15}N Natural abundances in plants of the Amazon River floodplain and potential atmospheric N_2 fixation. *Oecologia*, **90**:591-596.
- MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; DEMATTE, J.L.; RICHEY, J.E.; DEVOL, A.H. (1993) Chemical and mineral composition of Amazon river floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**:391-402.
- MEYBECK, M. (1987) Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, **287**:401-428.
- MOLINIER, M.; CUDO, K.J.; GUIMARÃES, V. (1992) Disponibilidade de água na Bacia Amazônica. In: *FOREST 92: Estudos ambientais em florestas Tropicais Úmidas*. Rio de Janeiro.
- MORTATTI, J. (1988) Estudo das alterações ecológicas na região noroeste do Brasil em função da colonização intensiva. Brasília, MCT/CNPq. Programa Polonoroeste, Relatório de Pesquisa, **3**:87p.
- MORTATTI, J. (1995) Erosão na Amazônia: processos, modelos e balanço. Tese de Livre-Docência, ESALQ, Universidade de São Paulo. 154 p.
- PERRIN, M.L.P. (1955) Sources de l'Apurimac-Ucayali (Fleuve des Amazones). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Paris, Serie* **2**:52-54.
- PROBST, J.L. & BAZERBACHI, A. (1986) Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sciences Géologiques. Bulletin, Strasbourg*, **39**(1):79-98.
- PROBST, J.L. (1990) *Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années*. Strasbourg. 2v. (Thèse d'État en Science - Université Louis Pasteur)
- PROBST, J.L., (1992) *Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale: mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années*. *Sciences Géologiques. Bulletin, Strasbourg*, **94**:1-161.
- PROBST, J.L.; MORTATTI, J.; TARDY, Y. (1994) Carbon river fluxes and global weathering CO_2 consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry*, **9**:1-13.
- RICHEY, J.E.; SALATI, E.; SANTOS, U.M. (1985) Biogeochemistry of the Amazon River: an update. In: E.T. Degens; S. Kempe; R. Herrera (Ed.) *Transport of carbon and minerals in major world rivers*. Hamburg, UNEP, Pt. **3**:245-257. (SCOPE, **58**)
- RICHEY, J.E.; MEADE, R.H.; SALATI, E.; DEVOL, A.H.; NORDIN, C.F.; SANTOS, U.M. (1986) Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon river. *Water Resources Research*, **22**(5):756-764.
- RICHEY, J.E.; MERTES, L.A.K.; DUNNE, T.; VICTORIA, R.L.; FORSBERG, B.R.; TANCREDI, A.C.N.S.; OLIVEIRA, E. (1989) Sources and routing of the Amazon river flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**(3):191-204.
- RICHEY, J.E.; HEDGES, J.I.; DEVOL, A.H.; QUAY, P.D.; VICTORIA, R.L.; MARTINELLI, L.A.; FORSBERG, B.R. (1990) Biogeochemistry of carbon in the Amazon river. *Limnology and Oceanography*, **35**(2):352-371.
- SALATI, E. & RIBEIRO, M.N.G. (1979) Floresta e clima. *Acta Amazônica. Suplemento*, **9**(4):15-22.
- SALATI, E. & VOSE, P.B. (1984) Amazon Basin: a system in equilibrium. *Science*, **225**:129-138.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. (1981) Geochemistry of the Amazon. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to dissolved load at the time of peak discharge. *Journal of Geophysical Research*, **86**:9844-9858.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. (1983) Geochemistry of the Amazon basin. 2. The influence of the geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, **88**:9671-9688.
- TARDY, Y. (1968) Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Paris, Serie D*, **267**:579-582.
- TARDY, Y. (1986) *Le cycle de l'eau; climats, paléoclimats et géochimie globale*. Paris, Masson. 338 p.
- TARDY, Y. (1990) Erosion. *Encyclopedia Universalis*, **8**:615-627.

TARDY, Y.; MORTATTI, J.; RIBEIRO, A.; VICTORIA, R.L.; PROBST, J.L. (1994) Fluctuations de la pluviosité, de l'écoulement et de la température sur le bassin de l'Amazone et oscillations du climat global au cours du siècle écoulé. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Paris, Serie 2, **318**:955-960.