

Taxa de intemperismo químico e consumo de CO₂ em relevo cuestiforme com substrato basáltico e arenítico no estado de São Paulo, Brasil

Chemical weathering rate and CO₂ consumption in basaltic and sandstone cuesta landscape in São Paulo State, Brazil

Diego de Souza Sardinha¹ , Leticia Hirata Godoy² , Fabiano Tomazini da Conceição² 

¹Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL, Instituto de Ciência e Tecnologia, Rodovia José Aurélio Vilela, 11.999, BR 267, km 533, Cidade Universitária, CEP 37715-400, Poços de Caldas, MG, BR (diego.sardinha@unifal-mg.edu.br)

²Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP, BR (leticiahirata@gmail.com, fabiano.tomazini@unesp.br)

Recebido em 17 de novembro de 2017; aceito em 17 de abril de 2019

Resumo

Este trabalho quantificou a taxa de intemperismo químico e consumo de CO₂ em relevo cuestiforme com substrato basáltico e arenítico a partir dos elementos sódio, potássio, cálcio, magnésio e sílica, utilizando como área de estudo a bacia do Rio Jaú, no estado de São Paulo, Brasil. A mobilidade dos elementos SiO₂, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺ no sistema rocha/solo ocorre nos estágios de alteração dos minerais primários, feldspato potássico, albita, anortita, augita e anortoclásio. Nas águas pluviais, os resultados indicam uma deposição anual de 1,28 t/km²/ano de SiO₂, 0,60 t/km²/ano de Ca²⁺, 0,43 t/km²/ano de Mg²⁺, 0,34 t/km²/ano para K⁺ e 0,27 t/km²/ano de Na⁺. Nas águas fluviais, o fluxo específico anual calculado foi de 7,11 t/km²/ano para SiO₂, 4,72 t/km²/ano para Ca²⁺, 2,33 t/km²/ano para Na⁺, 2,44 t/km²/ano para Mg²⁺ e 0,88 t/km²/ano para K⁺. O consumo de CO₂ no sistema solo/atmosfera foi de 0,57x10⁶ mol/km²/ano para a bacia do Rio Jaú, e, quando extrapolado para a província geomorfológica das Cuestas Basálticas no estado de São Paulo, foi estimado em 0,03x10¹² mol/ano. Essa é uma consideração importante do ponto de vista do aquecimento global. A taxa de intemperismo químico (10 m/Ma) foi comparada com aquela de outros estudos em diferentes províncias geomorfológicas do estado de São Paulo, o qual possui uma variação entre 6 e 22 m/Ma.

Palavras-chave: Geoquímica; Hidroquímica; Interação água/rocha/solo; Região tropical.

Abstract

This paper quantified the chemical weathering rate and CO₂ consumption in basaltic and sandstone cuesta landscape based on sodium, potassium, calcium, magnesium, and silica elements using the Jaú River, in the state of São Paulo, Brazil, as the study area. The mobility of SiO₂, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ and Mg²⁺ elements in the rock/soil system occurs in the alteration stages of potassium feldspar, albite, anorthite, augite, and anorthoclase primary minerals. The rainwater data indicate an annual deposition of 1.28 t/km²/year for SiO₂, 0.60 t/km²/year for Ca²⁺, 0.43 t/km²/year for Mg²⁺, 0.34 t/km²/year for K⁺ and 0.27 t/km²/year for Na⁺. In the river waters, the annual specific flow was calculated as 7.11 t/km²/year for SiO₂, 4.72 t/km²/year for Ca²⁺, 2.33 t/km²/year for Na⁺, 2.44 t/km²/year for Mg²⁺ and 0.88 t/km²/year for K⁺. The atmospheric/soil CO₂ consumption was 0.57x10⁶ mol.km²/year for the Jaú River basin and when it was extrapolated to the Basaltic Cuestas geomorphological province in São Paulo State, it was estimated as 0.03x10¹² mol/year, which is an important consideration to global warming. The chemical weathering rate (10 m/Ma) was compared with other studies in different geomorphological provinces in São Paulo State, which has a variation between 6 and 22 m/Ma.

Keywords: Geochemistry; Hydrochemistry; Water/rock/soil interaction; Tropical region.

INTRODUÇÃO E OBJETIVO

O intemperismo pode ser considerado o resultado dos principais elementos da atmosfera, principalmente água, gás carbônico e temperatura, os quais alteram os minerais primários das rochas, transformando-os em minerais secundários em solos residuais e solução lixiviada. Nesse sentido, White e Blum (1995) definem o intemperismo químico, ou perda geoquímica, como a contabilização final dos elementos ionizados e retirados do manto de alteração por meio da água e que são drenados pelo exutório da bacia hidrográfica. O intemperismo químico também é um dos principais mecanismos de consumo de CO_2 da atmosfera, sendo um dos responsáveis pelo controle climático global (Boeglin e Probst, 1998; Mortatti e Probst, 2003).

A composição de íons dissolvidos nas águas dos rios fornece indicações da meteorização química do sistema de interação água/rocha/solo de determinada bacia hidrográfica. Com isso, vários estudos utilizam as concentrações de elementos maiores (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}), além de SiO_2 , U e sólidos totais dissolvidos (STD), para calcular as taxas de intemperismo químico, levando-se em conta as águas fluviais e as correções de entradas provenientes das águas pluviais para obter a fração dissolvida das rochas (Garrels e Mackenzie, 1967; Tardy, 1971; Kattan et al., 1987; Probst e Tardy, 1987; Langan et al., 1996; Clow e Drever, 1996; Négrel e Roy, 1998; Koptsik et al., 1999; Grasby e Hutcheon, 2000; Hodson, 2002; Millot et al., 2003; Price et al., 2008; Chakrapani et al., 2009; Xu e Liu, 2010; Wang et al., 2016; Zhang et al., 2016).

Em climas tropicais, como o Brasil, há diversos estudos relacionados à avaliação das taxas de intemperismo químico das rochas (Moreira-Nordemann, 1980; Stallard e Edmond, 1982; Nkounkou e Probst, 1987; Lewis Jr. et al., 1987; Probst et al., 1992; Tardy et al., 1993a, 1993b; Viers et al., 1997; Mortatti et al., 1997; White et al., 1998; Conceição e Bonotto, 2004; Mortatti et al., 2003; Sardinha et al., 2010; Gurumurthy et al., 2012; Laraque et al., 2013), no entanto são poucos os estudos em climas tropicais que relacionam a variação química das águas pluviais e fluviais quanto à alteração das rochas e ao consumo de CO_2 em bacias hidrográficas (Suchet e Probst, 1993; Gaillardet et al., 1999; Mortatti e Probst, 2003; Conceição et al., 2015; Fernandes et al., 2016).

Desse modo, o presente trabalho tem como objetivo quantificar a taxa de intemperismo químico e o consumo de CO_2 na bacia hidrográfica do Rio Jaú, província geomorfológica das Cuestas Basálticas, localizada no estado de São Paulo, Brasil. Com isso, espera-se identificar os processos de interação água/rocha/solo que ocorrem na área de estudo e as influências das águas pluviais sobre o fluxo anual de elementos ou compostos transportados pelas águas fluviais; quantificar os elementos químicos removidos durante o intemperismo químico de basaltos e arenitos que compõem a província geomorfológica

e o consumo de CO_2 durante os processos de intemperismo químico, ocorrendo nos basaltos e arenitos que compõem a província geomorfológica das Cuestas Basálticas.

CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na Província Geomorfológica das Cuestas Basálticas, no estado de São Paulo. Segundo Almeida (1967), a evolução geológica cenozoica do estado de São Paulo coloca-se num período de progressiva atenuação dos efeitos de reativação da Plataforma Sul Americana, iniciada no Jurássico Superior. A partir do Plioceno, toda a área continental, incluindo a região costeira anteriormente subsidente, ficou sob o efeito da epirogênese positiva (Hasui et al., 1978), que corresponde, atualmente, às Províncias Costeiras e ao Planalto Atlântico. O soerguimento da maior parte da região cristalina reflete-se também na região correspondente às sequências sedimentares da Bacia do Paraná, tendo propiciado o surgimento, basicamente por erosão diferencial, da Depressão Periférica, das Cuestas Basálticas e do Planalto Ocidental (IPT, 1981a).

As Cuestas Basálticas que afloram no estado de São Paulo constituem uma das feições mais marcantes do relevo paulista (IPT, 1981b), abrangendo aproximadamente 47 mil km^2 e correspondendo a camadas litoestratigráficas inclinadas em direção ao Rio Paraná, depocentro da bacia sedimentar do Paraná. O relevo é sustentado por rochas ígneas, basaltos da Formação Serra Geral, recobertas pelas rochas sedimentares da Formação Itaqueri, nas quais predominam arenitos e conglomerados (Figura 1).

A bacia hidrográfica do Rio Jaú possui uma área de aproximadamente 467 km^2 e situa-se entre os paralelos $22^{\circ}28'02''$ e $22^{\circ}09'37''$ de latitude S e meridianos $48^{\circ}37'29''$ e $48^{\circ}16'00''$ de longitude W. Quanto ao relevo, colinas médias correspondem às rochas sedimentares da Formação Itaqueri, apresentando topos aplainados e vertentes com perfis convexos a retilíneos. Nas colinas amplas, predominam topos extensos e aplainados, vertentes com perfis retilíneos a convexos e vales abertos com a presença de planícies aluviais interiores restritas. Os morrotes alongados e os espigões ocorrem, principalmente, associados às litologias da Formação Serra Geral, com topos angulosos a achatados e vertentes ravina-das com perfis retilíneos (Figura 2).

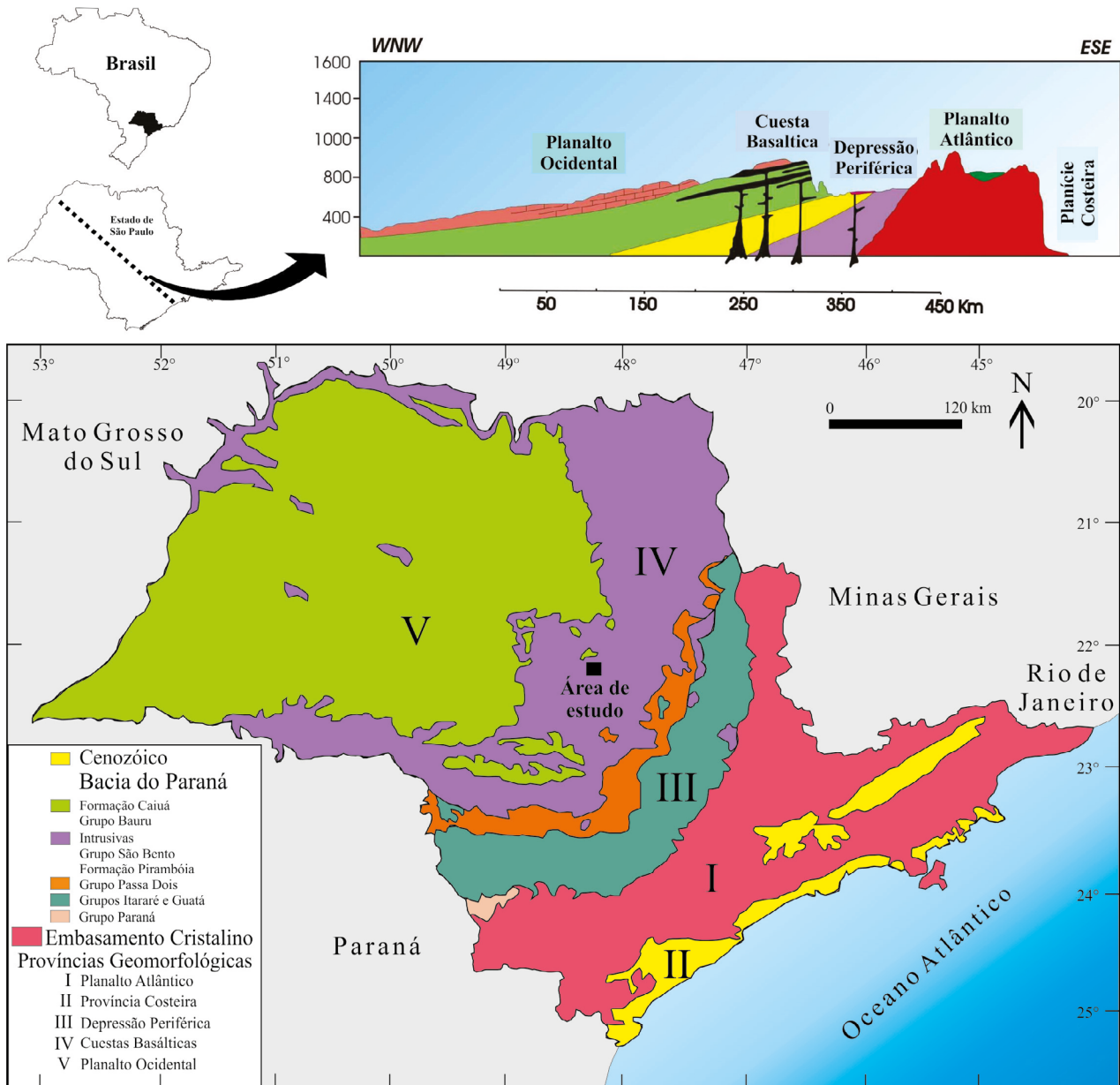
Quanto à geologia (Figura 3), afloram na área as unidades da Bacia do Paraná do Grupo São Bento (Formação Serra Geral) e a unidade de rocha sedimentar que ocorre como cobertura das lavas basálticas nas Cuestas (Formação Itaqueri). As rochas da Formação Serra Geral constituem um conjunto de derrames de basaltos toleíticos de espessura individual bastante variável, desde poucos metros a mais de 50 m, e os derrames são constituídos de rochas de coloração cinza escura à negra, em geral afaníticas (IPT, 1981a). Nos derrames mais espessos, a zona central é maciça, microcristalina e apresenta-se fraturada

por juntas subverticais de contração (disjunção colunar) (IPT, 1981a). A Formação Itaqueri abrange uma cobertura sedimentar pós-basáltica, litologicamente constituída por membros alternados de arenitos com cimento argiloso, folhelhos e conglomerados. Os arenitos têm granulometria variável, de muito fina e siltítica até grossa, sendo eventualmente silicificados e podendo ser arcoseanos (IPT, 1981a).

Os tipos de solos estão diretamente relacionados ao relevo regional e ao substrato rochoso. Essa influência manifesta-se pela interação entre as formas de relevo e a dinâmica da

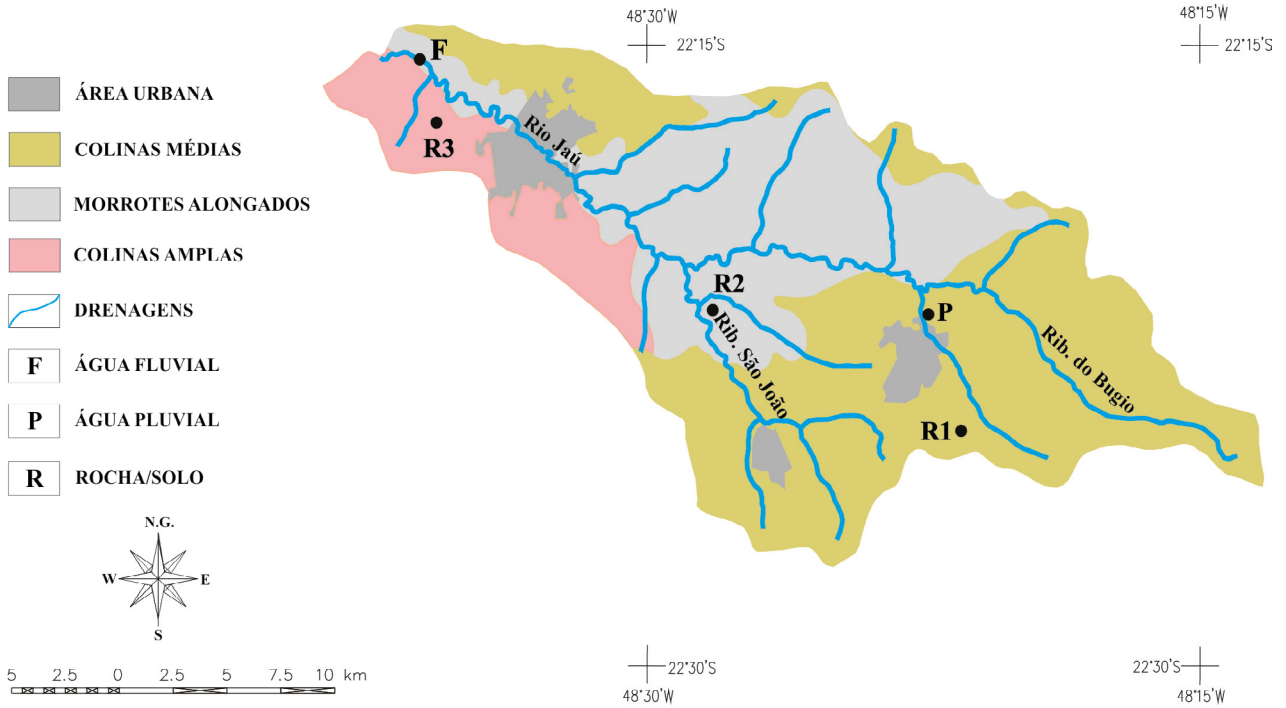
água. Assim, em relevos de colinas e planícies, há tendência à infiltração da água, em que, ao entrar em contato com o substrato, favorece o desenvolvimento de solos mais profundos (latossolos), enquanto, em relevos de alta declividade, a ação do escoamento superficial se sobrepõe à infiltração, levando à formação de solos rasos (neossolos litólicos).

Na área da bacia do Rio Jaú, observa-se um comportamento na distribuição média anual das chuvas, com valores entre 1.200 e 1.600 mm (SIGRH, 2009). A região apresenta concentração de chuvas nos meses de verão e escassez nos



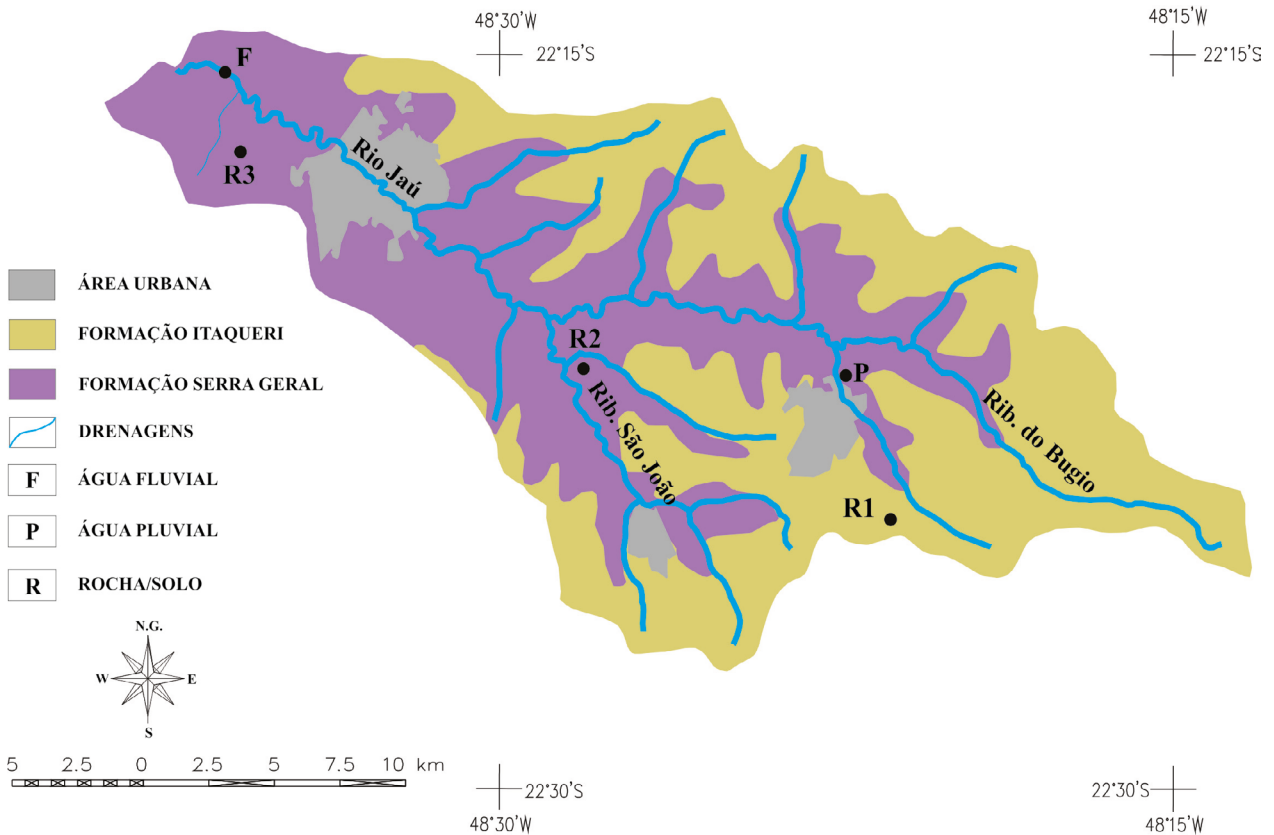
Fonte: modificado de IPT (1981a, 1981b).

Figura 1. Compartimentação do relevo do estado de São Paulo (Brasil) com destaque para a área de estudo na unidade geomorfológica das Cuestas Basálticas.



Fonte: modificado de IPT (2006b).

Figura 2. Mapa geomorfológico da bacia do Rio Jaú com pontos de amostragens: água fluvial (F); água pluvial (P); rocha/solo (R1), (R2) e (R3).



Fonte: modificado de Perrotta et al. (2005) e IPT (2006a).

Figura 3. Mapa geológico da bacia do Rio Jaú com pontos de amostragens: água fluvial (F); água pluvial (P); rocha/solo (R1), (R2) e (R3).

meses de inverno (Figura 4A). Quanto ao regime de vazões, os valores medidos no Rio Jaú entre 1981 e 1999 (SIGRH, 2009) demonstram que fevereiro é o mês de maior vazão média mensal (10,52 m³/s), e agosto (3,99 m³/s) é o de menor (Figura 4B). A temperatura média anual é de 23°C; as médias máximas em janeiro situam-se entre 29 e 32°C; e a média das mínimas em julho é de 11 a 13°C (SIGRH, 2009).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para avaliar a composição química das águas superficiais, foram realizadas seis amostragens abrangendo os períodos de menor e maior precipitação (agosto, setembro, outubro, novembro, dezembro e janeiro) no exutório da bacia do Rio Jaú. A vazão foi medida de acordo com a metodologia descrita por Hermes e Silva (2004), utilizando-se uma régua limnimétrica para leitura da medida de altura da coluna da água, uma trena, um objeto flutuador e um cronômetro, conforme Equação 1.

$$Q = \frac{Ax D x C}{T} \quad (1)$$

em que:

Q = vazão (m³/s);

A = área da seção transversal do rio (m²);

D = distância usada para medir a velocidade do rio (m);

C = coeficiente de correção (0,8 para rios com fundo rochoso e 0,9 para rios com fundo lodoso);

T = tempo(s) gasto(s) pelo objeto flutuador para atravessar a distância D .

Amostras de água pluvial foram coletadas durante um ano hidrológico, em local escolhido devido à localização, direção do vento e logística. Ao todo, foram coletadas 37 amostras de deposição total (úmida + seca), sem padrão preestabelecido de intervalo de tempo, com coletor do tipo *bulk*. Para as águas fluviiais e pluviais, analisou-se o potencial hidrogeniônico (pH) com equipamento de leitura direta, modelo YSI 100, no próprio local de amostragem. Uma parte da alíquota

foi filtrada em membranas Millipore 0,45 μm e conservado pH ≤ 2,0 e a outra parte foi utilizada para analisar os teores de sólidos totais e sólidos em suspensão pela metodologia gravimétrica (Standard Methods, 1999).

As concentrações de SiO₂ (método do silício molibdato de 0 a 100 ± 0,45 mg/L) foram quantificadas por espectrofotometria com o equipamento DR 2000 da Hach Company (1992). Potássio (K⁺), cálcio (Ca²⁺) e magnésio (Mg²⁺) foram quantificados pela espectrometria de emissão em plasma indutivamente acoplado (ARL 3410). A determinação de sódio (Na⁺) foi realizada pela espectrofotometria de absorção atômica com chama (FAAS GBC 608).

As amostras de solos residuais (horizonte C) e rochas frescas (sem alteração) foram coletadas em pontos representativos, visando à caracterização geoquímica. As amostras de rocha sedimentar (R1) da Formação Itaqueri e de solo (S1) horizonte C foram coletadas em colinas médias, a uma altitude de 750 m. As amostras de basaltos da Formação Serra Geral (R2) e seu produto de alteração (horizonte C) (S2) foram coletadas em morrotes alongados, a uma altitude de 650 m. Outras amostras de basalto (R3) e solo (S3) foram coletadas em colinas amplas, em altitude de 519 m.

As análises geoquímicas de rochas e solos foram determinadas pela espectrometria de emissão atômica acoplada a plasma indutivo (ICP-AES), utilizando fundentes (0,2 g de amostra e metaborato/tetraborato de lítio) e posterior dissolução em ácido nítrico diluído. A perda ao fogo (LOI, “Loss on ignition”) foi medida por diferença de peso após calcinação a 1.000°C da amostra seca. As análises mineralógicas foram realizadas no difratômetro de raios X Panalytical Xpert Pro (MPD), com radiação Cu (WL = 1,542 Å) e tempo por passo de 1 segundo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Geoquímica

As análises relativas aos principais óxidos presentes nas amostras de rochas (R) e solos (S) estão apresentadas na Tabela 1. Os valores de SiO₂ são maiores para as amostras de arenitos

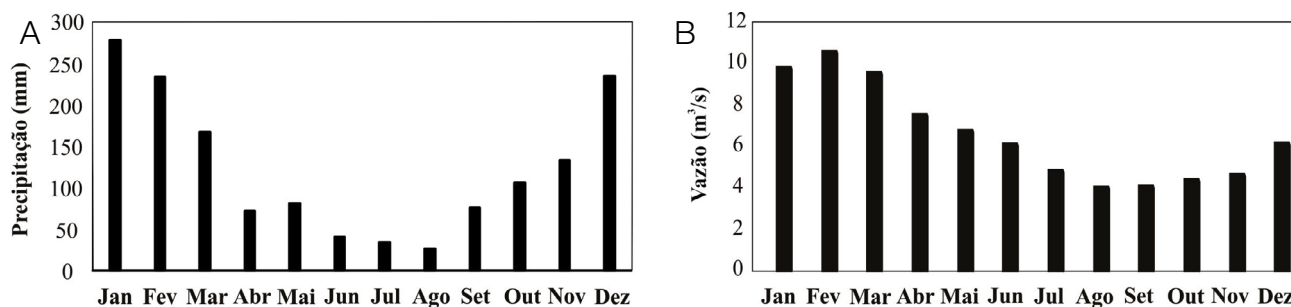


Figura 4. (A) Precipitação média mensal na bacia do Rio Jaú durante o período de 1984 a 1998 (SIGRH, 2009). (B) Vazão média mensal no Rio Jaú durante o período de 1981 a 1999 (SIGRH, 2009).

da Formação Itaqueri R1 e S1, o que está de acordo com o caráter mais arenoso destas amostras. Além disso, a própria rocha fonte constitui sedimentos retrabalhados (Riccomini, 1997). Para as amostras basálticas da Formação Serra Geral R2-S2 e R3-S3, pode-se observar um comportamento com tendência a aumentar a concentração de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 e diminuir a concentração de Na_2O , K_2O , MgO , CaO ,

e MnO com a redução de SiO_2 , indicando um solo mais intensamente intemperizado (Figura 5). No entanto, para R2 e S2, observa-se perda maior de elementos em relação a rocha fresca, diferentemente de R3 e S3 (Tabela 1 e Figura 5).

A análise dos dados da Figura 5 também leva ao reconhecimento dos três sistemas estudados: o sistema R1-S1, que apresenta os elementos (SiO_2 e MgO) mais enriquecidos no solo

Tabela 1. Análises geoquímicas dos principais óxidos (%) nas rochas (R) e solos (S).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Soma
R1	93,08	0,15	2,70	0,72	0,01	0,24	0,11	0,14	1,29	0,03	1,50	99,97
R2	48,87	3,32	13,06	14,73	0,20	5,25	9,07	2,52	1,24	0,38	1,10	99,74
R3	49,26	3,70	12,54	15,32	0,22	4,39	8,25	2,74	0,95	0,46	1,90	99,73
S1	93,76	0,12	2,34	0,51	<0,01	0,26	0,10	0,06	1,14	0,02	1,60	99,91
S2	30,44	6,13	21,86	25,33	0,15	0,36	0,18	0,02	0,08	0,46	14,70	99,71
S3	35,39	5,31	17,11	21,53	0,20	2,06	1,53	0,21	0,34	0,48	15,50	99,66
Erro	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	--	--

LOI: perda ao fogo (%).

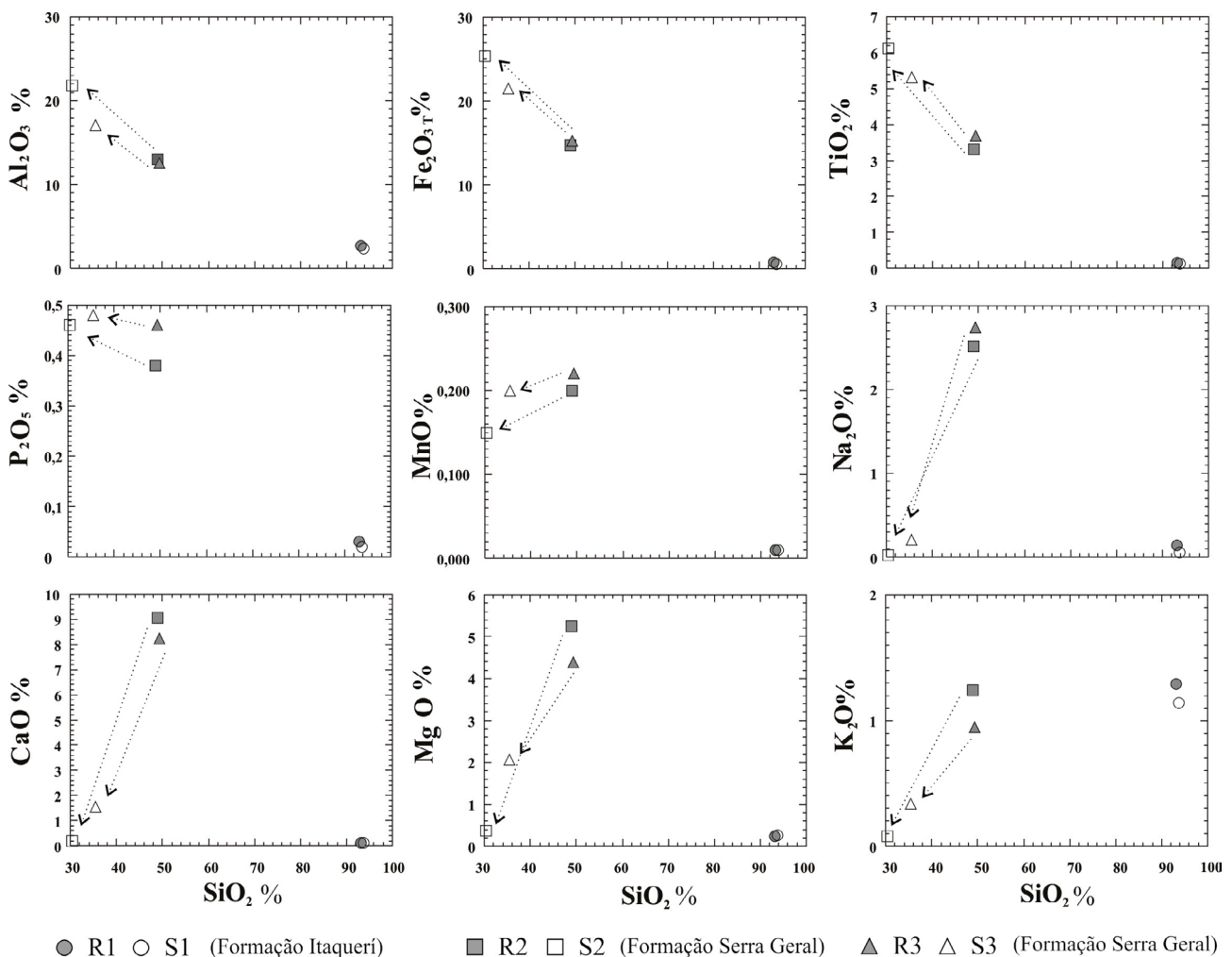


Figura 5. Diagrama de variação de Harker, resultados em % em peso normalizados à base anidra. As flechas indicam o comportamento da alteração das amostras de rochas (R) para as amostras de solos (S).

em relação à rocha fresca, elementos empobrecidos em relação à rocha fresca (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O e K_2O) e os que não apresentam tendência bem marcada, variando apenas ligeiramente (TiO_2 , MnO , CaO e P_2O_5); o sistema R2-S2, que apresenta elementos nitidamente enriquecidos no solo em relação à rocha fresca (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P_2O_5) e elementos empobrecidos no solo (SiO_2 , MgO , MnO , CaO , Na_2O e K_2O); e o sistema R3-S3, assim como os sistemas R2 e S2, que também apresenta tendência bem marcada para os mesmos elementos empobrecidos/enriquecidos em relação à rocha fresca, no entanto com tendência de perda bem menor quando comparado aos sistemas R2 e S2.

A análise mineralógica por difração de raios X (Figura 6) possibilitou a identificação dos minerais presentes nas rochas (R1) e nos solos (S1) dos arenitos da Formação Itaqueri, compostos por quartzo — SiO_2 , feldspato potássico — KAlSi_3O_8 , albita — $(\text{NaCa})(\text{SiAl})_4\text{O}_8$ e caulinita — $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Nas rochas e nos solos dos basaltos da Formação Serra Geral (R2, R3, S2 e S3), nos quais feldspato potássico — KAlSi_3O_8 , anortoclásio — $\text{Na}_{0,71}\text{K}_{0,29}\text{AlSi}_3\text{O}_8$, augita — $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$, esmectita — $\text{Al}_2\text{O}_{3,74}\text{SiO}_2\text{H}_2\text{O}\cdot\text{H}_2\text{O}$, saponita — $(\text{MgFe})_3(\text{SiAl})\text{O}_{10}(\text{OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ e caulinita — $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ fazem parte da composição mineralógica, apresenta-se a composição mineralógica das rochas e solos da área de estudo.

A Figura 6A apresenta o difratograma com as amostras (R1 e S1) localizadas em colinas médias. Nota-se, pelo pico de quartzo (Q) $3,34\text{\AA}$, que, por causa da ação do intemperismo, ocorre no solo (S1) uma concentração relativa de quartzo (Q) pela alteração e lixiviação de álcalis (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} etc.) da rocha (R1). Outro fator observado, entre 6\AA e 8\AA , é a formação de caulinita (K) ainda mal cristalizada, provavelmente em razão da entrada de íons e água que alteram o feldspato da rocha (R1).

A Figura 6B apresenta os difratogramas para as amostras localizadas em morrotes alongados e espigões (R2 e S2) e colinas amplas (R3 e S3). Os picos deslocados para distâncias interplanares maiores (esquerda do difratograma de 7 para $7,5\text{\AA}$ e de 14 para $16,5\text{\AA}$) significam prováveis zonas fraturadas, em que houve intensa percolação de água na rocha e em zonas

superficiais de alteração intempérica no solo, com aumento de caulinita (K) e haloisita (H), bem como entrada de água na estrutura da esmectita (Sm) e saponita (Sa), respectivamente.

Vale ressaltar também a diferença observada entre os dois sistemas de rochas basálticas estudadas. A alteração do sistema R2-S2, de feldspato (Fk) e de caulinita (K) ocorre em ambiente mais agitado e de alta lixiviação, característico de morrotes alongados e espigões. Bem diferentemente do observado para o sistema R3-S3, a alteração que ocorre entre feldspato (Fk), esmectita (Sm), saponita (Sa) e caulinita (K) é característica de colinas mais amplas.

A área de ocorrência e a concentração relativa dos elementos SiO_2 , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} nas rochas (R) e nos solos (S) da bacia do Rio Jaú estão representados na Tabela 2. Os dados da concentração média ponderada foram obtidos por meio da Equação 2.

$$W = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Mi \times Ai}{\sum Ai}}{\sum Ai} \quad (2)$$

Em que:

W = concentração média ponderada pela área (g/kg);

Mi = valor médio da concentração dos elementos para as rochas da bacia (g/kg);

Ai = área aproximada de ocorrência (%).

Os valores médios ponderados pela área, obtidos (g/kg) a partir da análise química dos principais óxidos nas rochas e nos solos da bacia do Rio Jaú, normalizados à base anidra, indicam que os elementos geoquímicos seguem a tendência: $\text{SiO}_2 > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ para as rochas (R); e $\text{SiO}_2 > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ para os solos (S).

Hidroquímica

A Tabela 3 apresenta os resultados das amostras de águas pluviais da bacia do Rio Jaú e a concentração média ponderada pelo volume (MPV), calculada segundo a Equação 3.

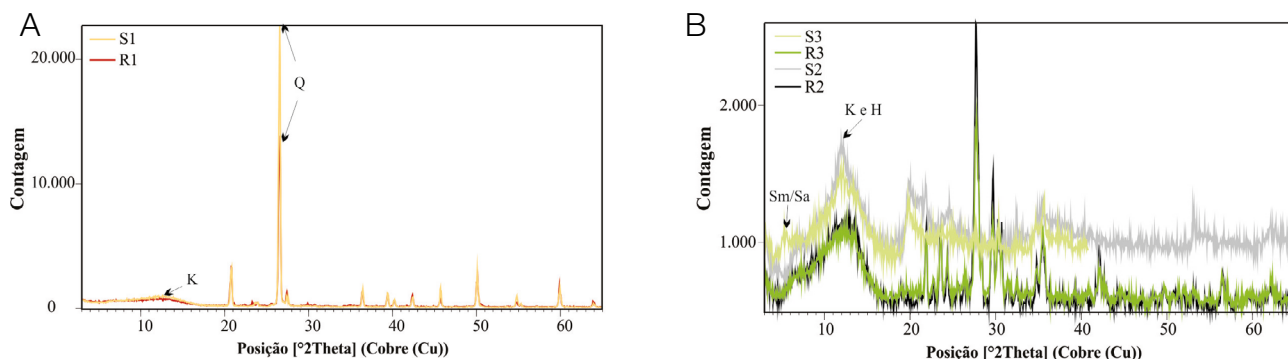


Figura 6. (A) Difratograma comparando as amostras de rocha (R1) e solo (S1). (B) Difratograma comparando as amostras de rocha (R2 e R3) e solo (S2 e S3).

Tabela 2. Concentração dos elementos SiO₂, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺, normalizados à base anidra, nas rochas e solos da bacia do Rio Jaú.

Descrição	Área (%)	Amostra	Litotipo	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
				(g/kg)				
Formação Itaqueri	50,2	R1	Arenito	945,26	1,06	10,88	0,8	1,47
Formação Serra Geral	49,8	R2 e R3	Basalto	499,49	20,06	9,25	63	29,58
Média ponderada pela área (W)				723,26	10,52	10,07	31,77	15,47
Horizonte C	50,2	S1	Arenito	953,62	0,46	9,63	0,73	1,59
Horizonte C	49,8	S2 e S3	Basalto	389,3	1,03	2,07	7,25	8,66
Média ponderada pela área (W)				672,59	0,74	5,86	3,98	5,11

Tabela 3. Análises das águas pluviais na bacia do Rio Jaú.

Data de coleta	Chuva	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
	(mm)				(mg/L ⁻¹)		
19/08/2009	40,0	5,83	0,51	0,13	0,17	0,26	1,20
21/08/2009	47,0	5,92	1,99	0,54	0,38	1,31	1,50
25/08/2009	13,0	6,01	0,27	0,07	0,11	0,12	0,90
05/09/2009	14,0	6,48	ND	1,28	0,15	0,15	0,80
09/09/2009	62,0	6,45	ND	0,4	0,14	0,12	0,40
24/09/2009	39,0	6,66	ND	2,19	0,19	0,14	0,30
13/10/2009	10,0	5,98	0,61	0,11	0,24	0,30	0,10
16/10/2009	32,0	6,58	ND	2,35	0,21	0,34	1,30
19/10/2009	17,5	5,92	0,49	0,11	0,17	0,30	0,20
22/10/2009	8,0	5,56	0,52	0,16	0,12	0,43	0,90
09/11/2009	56,0	5,89	0,23	0,05	0,10	0,08	0,60
11/11/2009	3,9	6,08	0,23	0,05	0,09	0,07	1,20
21/11/2009	29,0	6,10	0,23	0,05	0,10	0,09	1,10
28/11/2009	100,0	6,15	0,30	0,07	0,11	0,08	0,70
11/12/2009	12,8	6,16	0,10	0,02	0,11	0,09	0,50
12/12/2009	21,5	5,56	0,08	0,02	0,14	0,11	0,20
16/12/2009	68,0	5,50	0,15	0,03	0,16	0,13	0,90
30/12/2009	133,5	5,35	0,16	0,03	0,13	0,10	0,20
06/01/2010	11,0	6,19	0,34	0,08	0,19	0,62	0,70
15/01/2010	51,7	6,08	0,11	0,04	0,10	0,06	2,20
20/01/2010	43,0	6,16	0,10	0,03	0,23	0,07	0,30
30/01/2010	42,0	6,07	0,14	0,02	0,11	0,03	0,60
01/02/2010	149,0	6,11	0,02	0,05	0,11	0,06	0,90
05/02/2010	3,0	6,17	0,20	0,03	0,13	0,07	0,10
11/02/2010	13,2	6,22	0,34	0,07	0,20	0,15	0,60
19/02/2010	23,6	6,09	0,11	0,02	0,11	0,02	0,30
02/03/2010	9,7	6,03	0,11	0,03	0,22	0,05	0,10
15/03/2010	69,0	6,01	0,09	0,02	0,12	0,02	0,10
21/03/2010	5,0	6,04	0,26	0,06	0,25	0,07	0,10
29/03/2010	6,0	6,05	0,32	0,04	0,23	0,06	0,10
03/04/2010	44,6	6,09	1,16	0,11	0,20	0,20	0,70
04/04/2010	6,4	6,03	0,38	0,1	0,30	0,30	1,70
26/05/2010	4,3	5,98	4,13	0,37	0,20	0,50	2,10
29/05/2010	2,8	6,06	2,81	0,22	0,20	0,10	1,40
11/06/2010	1,8	6,10	0,41	0,05	0,20	0,20	0,10
28/06/2010	1,9	6,05	7,96	1,75	0,70	3,90	1,70
14/07/2010	44,4	6,08	1,47	0,40	0,30	0,80	1,30
MPV	(mg.L ⁻¹)	5,99*	0,34	0,24	0,16	0,19	0,73

ND: não detectado; MPV: média ponderada pelo volume; *calculada a partir da média aritmética.

$$MPV = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot V_i}{\sum_{i=1}^n V_i} \quad (3)$$

Em que:

MPV = média ponderada pelo volume (mg/L);

C_i = concentração do elemento medida no evento i (mg/L);

V_i = volume precipitado (mm) medido no evento i .

Os resultados indicam a seguinte tendência encontrada para as águas pluviais na bacia do Rio Jaú (mg/L): $\text{SiO}_2 > \text{Ca}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$. Com base nesses resultados, foi possível calcular a deposição atmosférica anual ($\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$), obtida multiplicando-se a concentração média ponderada pelo volume (Tabela 3) pela precipitação ocorrida durante o período de estudo (1.754,40 mm).

As taxas de deposição atmosférica anual para Ca^{2+} e Mg^{2+} foram de 0,60 $\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$ e 0,43 $\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$, respectivamente. Esses elementos podem estar relacionados com a dissolução de minerais anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e augita ($2\text{CaMgAl}_2\text{SiO}_{12}$), provenientes da alteração de rochas em poeiras de solos. Em relação a SiO_2 , K^+ , e Na^+ , os valores de deposição anual (1,28; 0,34 e 0,27 $\text{t}/\text{km}^2/\text{ano}$) nas águas de chuva também podem estar relacionados a poeiras de solos derivadas de minerais silicatados, ou seja, feldspato potássico ($2\text{KAlSi}_3\text{O}_8$), albita ($2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e anortoclásio ($\text{NaKAlSi}_3\text{O}_8$), por causa da alteração das rochas areníticas e basálticas da bacia do Rio Jaú.

A Tabela 4 apresenta resultados das análises de águas fluviais amostrados no exutório da bacia do Rio Jaú. Além disso, mostra a média dos parâmetros físicos e aquela ponderada pela vazão (MPQ) dos parâmetros químicos analisados durante o período de coleta, calculada pela Equação 4:

$$MPQ = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad (4)$$

Em que:

MPQ = média ponderada pela vazão (mg/L);

C_i = concentração do parâmetro na i -ésima amostra (mg/L);

Q_i = vazão do rio durante a coleta da i -ésima amostra (m^3/s).

As vazões são mais elevadas em novembro, dezembro e janeiro do que nos demais meses de amostragem, nesse caso agosto, setembro e outubro. Os valores de pH obtidos em todos os pontos de amostragem indicam que as águas são geralmente neutras, com os maiores valores em dezembro (7,37). O total máximo de temperatura da água foi registrado em 20 de novembro de 2009 (27,9°C), sendo o menor valor obtido (22,0°C) em 14 de agosto de 2009, indicando variação, durante o período de estudo, de 5,9°C (Tabela 4).

Os valores médios da Tabela 4 indicam a seguinte tendência $\text{SiO}_2 > \text{Ca}^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ encontrada para os elementos analisados nas águas fluviais. Para os valores médios ponderados pela vazão, a seguinte sequência para os íons analisados é observada: $\text{SiO}_2 > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$. A concentração de tais elementos pode estar relacionada ao processo de alteração dos minerais de albita ($2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), augita ($2\text{CaMgAl}_2\text{SiO}_{12}$), feldspato potássico ($2\text{KAlSi}_3\text{O}_8$) e anortoclásio ($\text{NaKAlSi}_3\text{O}_8$). Além disso, há aumento da concentração na maioria desses elementos na época de chuva, assim como ocorre aos sólidos totais em suspensão, provavelmente em função do maior arraste de sedimentos por erosão laminar, que aumenta, com isso, os valores obtidos de pH.

Em relação à concentração de sólidos (Tabela 4), há um comportamento inversamente proporcional entre STD e sólidos totais suspensos (STS). Os valores indicam que nos meses chuvosos ocorre um maior aporte de sedimentos para as águas superficiais da bacia do Rio Jaú, provavelmente por conta da erosão laminar, o que acarreta aumento dos sólidos totais em suspensão (Figura 7A). Para os STD, verificou-se a ocorrência do processo de diluição nas águas superficiais, com concentrações menores no período chuvoso, provavelmente pela contribuição das águas de chuva e

Tabela 4. Resultados dos parâmetros físicos, físico-químicos, média e média ponderada pela vazão (MPQ) das águas fluviais da bacia do Rio Jaú.

Data de coleta	Vazão (m^3/s)	pH	T(°C)	STS	STD	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	SiO_2
						(mg/L)				
14/08/2009	6,41	6,45	22,0	16	44	9,81	3,78	6,28	2,14	1,80
17/09/2009	6,44	6,36	25,6	30	80	10,85	4,03	4,27	1,98	14,8
17/10/2009	6,94	6,99	24,3	26	44	10,38	4,06	4,89	2,25	17,5
20/11/2009	8,77	6,40	27,9	48	42	11,45	4,37	5,85	2,24	1,40
23/12/2009	9,77	7,37	26,0	72	38	ND	7,49	4,75	1,93	19,3
12/01/2010	15,66	6,53	25,2	104	26	10,72	4,16	3,28	1,80	20,2
Média	9,00	6,68	25,17	49,33	45,67	8,87	4,65	4,89	2,06	12,50
MPQ	--	--	--	59,81	41,66	8,76	4,72	4,64	2,01	13,81

STS: sólidos totais em suspensão; STD: sólidos totais dissolvidos; ND: não detectado; MPQ: média ponderada pela vazão.

pelo conseqüente aumento de vazão. Ainda, há o aumento na concentração de STD no período seco, em que a perenidade do Rio Jaú é mantida pela água subsuperficial (Figura 7B).

O fluxo diário instantâneo de sólidos pode ser avaliado por meio das concentrações de STS e STD no Rio Jaú e pelas vazões diárias (Tabela 4), sendo a maior parte do material sólido transportado durante a época de verão (Figura 7C), em acordo com a maioria dos rios mundiais (Berner e Berner, 1996). Os resultados indicam fluxo médio de 73,87 toneladas durante os seis meses de estudo, sendo 175,89 t em janeiro e 33,23 t em agosto, maior variação sazonal da bacia em termos de precipitação (Figuras 4 e 7C).

O transporte específico dos elementos químicos ($t/km^2/ano$) no Rio Jaú foi calculado levando-se em conta a área de influência da bacia ($467 km^2$) e a vazão média no exutório ($9,0 m^3/s$). Esses valores, juntamente com as concentrações médias ponderadas (Tabela 4), possibilitaram estimar as taxas de elementos químicos dissolvidos por intemperismo químico e transportados pelas águas superficiais: $8,39 t/km^2/ano$ para SiO_2 ; $5,32 t/km^2/ano$ para Ca^{2+} ; $2,87 t/km^2/ano$ para Mg^{2+} ; $2,82 t/km^2/ano$ para Na^+ e $1,22 t/km^2/ano$ para K^+ .

Taxa de intemperismo químico e consumo de CO_2

A bacia do Rio Jaú está inserida em uma região onde o clima (pluviosidade de $1.754,40 mm/ano$ e temperatura média de $23^\circ C$) causa alteração química moderada nos minerais primários, gerando minerais secundários e solução lixiviada. O índice de intemperismo R_E , proposto por Tardy (1971) e modificado por Boeglin e Probst (1998), foi calculado pela Equação 5. Este é utilizado para determinar os processos de intemperismo químico das rochas ígneas e sedimentares, assumindo que o índice R_E é igual à razão molar SiO_2/Al_2O_3 na neoformação de minerais secundários no perfil do solo.

$$R_E = \frac{3.F_K + 3.F_{Na} + 2.F_{Ca} + 1.25.F_{Mg} - F_{SiO_2}}{0.5.F_K + 0.5.F_{Na} + F_{Ca} + 0.75.F_{Mg}} \quad (5)$$

Em que:

R_E = índice de intemperismo;

$F_K, F_{Na}, F_{Ca}, F_{Mg}$ e F_{SiO_2} = fluxos anuais dissolvidos de potássio, sódio, cálcio, magnésio e sílica (mol/ano).

O processo de intemperismo químico pode ser caracterizado de acordo com a classificação de Pedro (1966): para $R_E = 0$, apenas alumínio e ferro são fixados como hidróxidos insolúveis, em um processo conhecido como hidrólise completa ou alitização; quando $R_E = 2$, o processo de intemperismo químico é chamado de hidrólise parcial com processo de monossilitização e domínio de estabilidade da caulinita; $R_E = 4$, o mecanismo predominante é a hidrólise parcial com processo de bissilitização, produzindo minerais como montmorilonita. Os processos de intemperismo químico que ocorrem na bacia obtiveram valor de $R_E = 2,4$, ou seja, predominância do processo de monossilitização.

A Figura 8A indica que as amostras de rochas sedimentares da Formação Itaqueri (R1) e S1 (ricas em quartzo) ficam agrupadas em um campo distante do eixo ($CaO + Na_2O$); portanto, na região de menor concentração desses óxidos, provavelmente em razão da retirada dos cátions durante o intemperismo e sedimentação da rocha geradora. As amostras de rochas ígneas da Formação Serra Geral (R2 e R3) demonstram concentrações maiores de $CaO + Na_2O$ do que a rocha R1; assim, os solos (S2 e S3) evoluem para um estágio mais avançado de intemperismo, com a presença de argilominerais como caulinita (S2), esmectita (S3) e conseqüente perda dos elementos (Ca^{2+} e Na^+), conforme difração de raios X da Figura 6.

A Figura 8B apresenta as possíveis reações envolvendo os processos de hidrólise dos minerais primários com parte de SiO_2 permanecendo no solo e liberando Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} como solução lixiviada, consumindo H_2O e CO_2 da atmosfera, produzindo HCO_3^- em solução: feldspato potássico liberando $2 K^+$ e $2 SiO_2$; albita liberando $2 Na^+$ e $4 SiO_2$; anortita liberando Ca^{2+} ; augita liberando $2 Ca^{2+}$ e $2 Mg^{2+}$ e anortoclásio liberando Na^+ e K^+ .

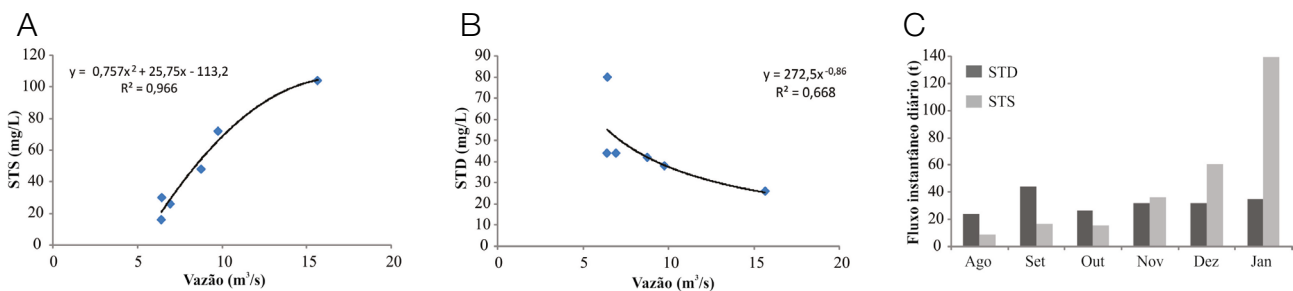


Figura 7. (A) Correlação entre vazão (m^3/s) e STS (mg/L). (B) Correlação entre vazão (m^3/s) e sólidos totais dissolvidos (STD) (mg/L). (C) Fluxo instantâneo diário de STD e sólidos totais suspensos (STS) (t) para o Rio Jaú.

White e Blum (1995) modificaram uma técnica de balanço de massa proposta por Garrels e Mackenzie (1967), para mensurar o intemperismo químico das rochas de uma bacia hidrográfica, que pode ser descrita pela Equação 6.

$$F_w = \frac{F_{Rio} - F_{Deposição úmida} - F_{Deposição seca} \pm F_{Troca iônica} \pm F_{Biomassa} \pm F_{Antropogênica}}{S} \quad (6)$$

Em que:

F_w = fluxo específico anual de elementos químicos nas águas do rio (kg/ano);

F_{Rio} = fluxo quantificado do elemento nas águas do rio (kg/ano);

$F_{deposiçãoúmida}$ e $F_{deposiçãoseca}$ = entradas atmosféricas (kg/ano);

$F_{troca iônica}$ = sólidos dissolvidos a partir de trocas iônicas em argilominerais (kg/ano);

$F_{biomassa}$ = sólidos dissolvidos por conta de mudanças na biomassa (kg/ano);

$F_{antropogênica}$ = entradas antropogênicas (kg/ano);

S = área da bacia (km²).

Segundo Grasby e Hutcheon (2000), a biomassa líquida em uma bacia permanece relativamente constante ao longo do tempo, então a mudança no fluxo de biomassa deve ser mínima. Desse modo, a Equação 6 pode ser reduzida para a Equação 7, considerando apenas as influências atmosféricas no balanço de massa, conforme as características hidroquímicas apresentadas na Figura 9.

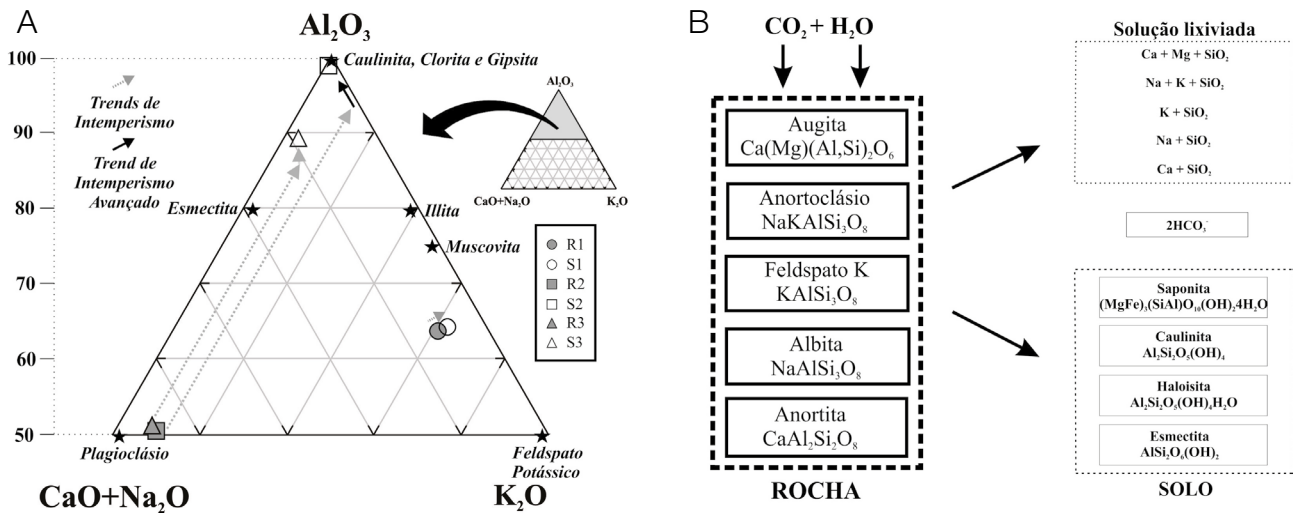


Figura 8. (A) Diagrama com os principais óxidos ($Na_2O + CaO$)- Al_2O_3 - K_2O em proporções moleculares mostrando o comportamento das amostras de rochas para os solos durante o intemperismo (Nesbitt e Young 1984, 1989). (B) Possíveis reações envolvendo os minerais encontrados nos arenitos da Formação Itaqueri e basaltos da Formação Serra Geral na bacia do Rio Jaú.

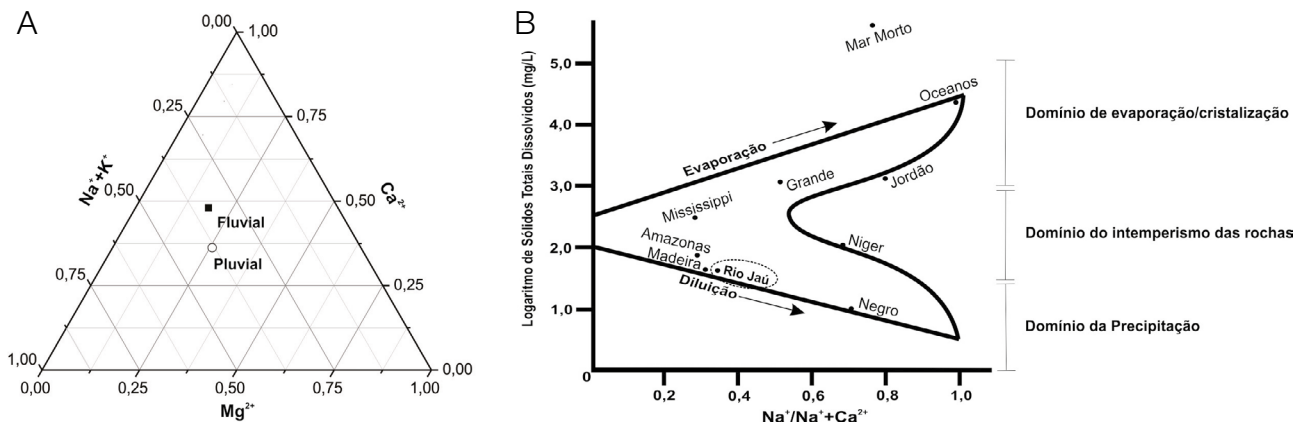


Figura 9. (A) Classificação das águas pluviais e fluviais de acordo com o diagrama de Piper (1944). (B) Classificação das águas fluviais de acordo com o diagrama de Gibbs (1970).

$$F_w = \frac{F_{Rio} - F_{\text{Deposição úmida}} - F_{\text{Deposição seca}}}{S} \quad (7)$$

Em que:

F_w = fluxo específico anual de elementos químicos nas águas do rio (kg/ano);

F_{rio} = fluxo quantificado do elemento nas águas do rio (kg/ano);

$F_{\text{deposição úmida}}$ e $F_{\text{deposição seca}}$ = entradas atmosféricas (kg/ano);

S = área da bacia (km²).

A Figura 9A apresenta os dados químicos das águas superficiais (MPQ) no exutório da bacia do Rio Jaú e aquelas da água de chuva (MPV), indicando a mesma face hidroquímica (águas mistas) para os cátions Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺ analisados. Além disso, na Figura 9B, é possível identificar que os processos de intemperismo das rochas são os principais responsáveis pelo fluxo específico anual de elementos químicos nas águas superficiais da bacia do Rio Jaú.

Na estimativa do fluxo específico anual de elementos nas águas do Rio Jaú (F_{River}), empregaram-se a vazão média (Tabela 4), o aporte fluvial (Tabela 3) e/ou entradas atmosféricas por deposição seca e úmida ($F_{Wetfall} - F_{Dryfall}$). O transporte anual de Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ e SiO₂ dissolvido e derivado das reações de intemperismo químico das rochas ígneas e sedimentares representam aproximadamente 17,7 t/km²/ano ou 0,8x10⁵ t/ano (Tabela 5). Para os mesmos elementos químicos analisados, Conceição et al. (2015) determinaram o fluxo específico anual de 12,5 t/km²/ano na bacia do Ribeirão Preto, com rochas ígneas da unidade geomorfológica do Planalto Ocidental, e Fernandes et al. (2016) calcularam o fluxo específico anual na bacia do Alto Sorocaba em 13,5 t/km²/ano, a partir de rochas ígneas e metamórficas da unidade geomorfológica do Planalto Atlântico.

A captação total de CO₂ no sistema solo/atmosfera, consumido durante intemperismo químico na bacia do Rio Jaú, pode ser obtida pela Equação 8, que é baseada no fluxo específico anual de espécies químicas dissolvidas após as correções pelas entradas atmosféricas (F_w), apresentadas na Tabela 5 (Stallard e Edmond, 1981; Probst et al., 1994; Mortatti e Probst, 2003; Fernandes et al., 2016). A Equação 8 apresenta os coeficientes estequiométricos que são derivados das reações de intemperismo de minerais silicatados (Mortatti e Probst, 2003).

$$FCO_2 = F_{Na\ sil} + F_{K\ sil} + 2 F_{Mg\ sil} + 2 F_{Ca\ sil} \quad (8)$$

Em que:

FCO_2 = total de CO₂ consumido no sistema solo atmosfera por conta do intemperismo químico (mol/km²/ano);

$F_{Na\ sil} + F_{K\ sil} + F_{Mg\ sil} + F_{Ca\ sil}$ = fluxo específico anual de sódio, potássio, magnésio e cálcio em razão do intemperismo dos minerais silicatados (mol/km²/ano).

O consumo de CO₂ atmosférico/solo durante o intemperismo químico das rochas ígneas e sedimentares da bacia do Rio Jaú foi de 0,57x10⁶ mol/km²/ano, valor superior à média da crosta continental de 0,16x10⁶ mol/km²/ano e de rochas silicáticas de 0,03x10⁶ mol/km²/ano (Meybeck, 1987), da bacia do Rio Amazonas de 0,33x10⁶ mol/km²/ano (Mortatti e Probst, 2003), da bacia do Alto Sorocaba de 0,2x10⁶ mol/km²/ano (Fernandes et al., 2016) e da bacia do Ribeirão Preto de 0,40x10⁶ mol/km²/ano (Conceição et al., 2015). Os valores são próximos aos encontrados para bacias com basaltos da Ilha de São Miguel nos Açores de 0,6x10⁶ mol/km²/ano (Louvat e Allègre, 1998) e na Islândia de 0,7x10⁶ mol/km²/ano (Louvat, 1997). Além disso, os valores são menores do que aqueles encontrados em áreas carbonáticas de 0,80x10⁶ mol/km²/ano (Meybeck, 1987) e em basaltos do Vale do Deccan de 1,3x10⁶ mol/km²/ano (Dessert et al., 2001), na Ilha Réunion de 2,3x10⁶ mol/km²/ano (Louvat e Allègre, 1997) e na Ilha de Java de 6,4x10⁶ mol/km²/ano (Louvat, 1997).

A Figura 1, que ilustra as principais unidades geológicas e províncias geomorfológicas, Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental, permite obter a área de afloramento com aproximadamente 47 mil km² para a província das Cuestas Basálticas no estado de São Paulo. Assim, o consumo de CO₂ atmosférico/solo durante o intemperismo químico das rochas ígneas e sedimentares pode ser extrapolado para toda a província geomorfológica, sendo estimado em 0,03x10¹² mol/ano. Esse valor representa aproximadamente 0,2% do fluxo total de CO₂ consumido devido ao intemperismo médio global de rochas silicatadas (Gaillardet et al., 1999).

De acordo com Boeglin e Probst (1998), a taxa de intemperismo químico das rochas (W_{Ch}) pode ser calculada utilizando a Equação 9. O fluxo específico anual de sílica dissolvida nas águas superficiais após as correções atmosféricas (F_{SiO_2}) é de 7,11 t/km²/ano (Tabela 5). Para a bacia do Rio Jaú, os teores de sílica, média ponderada pela área, nas rochas e nos solos, foram de 723,26 e 672,59 g/kg, respectivamente (Tabela 2). Com densidade média de 2,65 g/cm³ (rochas frescas) e 1,80 g/cm³ (solos — horizonte C), a

Tabela 5. Fluxo específico anual (t/km²/ano) na bacia do Rio Jaú.

	Unidade	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
F_{River}	(t/km ² /ano)	5,32	2,87	2,82	1,22	8,39
$F_{Wetfall} - F_{Dryfall}$	(t/km ² /ano)	0,60	0,43	0,27	0,34	1,28
F_w	(t/km ² /ano)	4,72	2,44	2,55	0,88	7,11

quantidade de sílica é de 1.917 e 1.211 kg/m³ nas rochas frescas (S_0) e alteradas (S_S), respectivamente. Assim, a quantificação da taxa de intemperismo químico em relevo cuestasiforme com substrato basáltico e arenítico na bacia do Rio Jaú é de 10 m/Ma.

$$W_{ch} = \frac{F_{SiO_2}}{(S_0 - S_S)} \quad (9)$$

Em que:

W_{ch} = fluxo específico anual de sílica (t/km²/ano);

S_0 = conteúdo de sílica na rocha parental (t/m³);

S_S = conteúdo de sílica na rocha alterada (t/m).

O valor encontrado neste estudo é inferior ao calculado para os dioritos das montanhas Luquillo em Porto Rico (58 m/Ma, White et al., 1998), carbonatos da bacia do Rio Sena, França (25 m/Ma, Roy et al., 1999) e arenitos (12,6 m/Ma) da bacia do Rio Congo (Probst, 1992). Price et al. (2008), na bacia do Rio Brubaker (rochas metamórficas), chegaram ao valor aproximado entre 4,5 e 6,5 m/Ma nas condições do clima temperado da Pensilvânia (Estados Unidos). Em xistos ultramáficos na bacia do Rio Yaou na Guiana Francesa, Freyssinet e Farah (2000) determinaram em 8 m/Ma a taxa de intemperismo químico. Nos granitos e xistos da bacia do Rio Níger, na África, Boeglin e Probst (1998) determinaram intemperismo químico de 5,5 m/Ma.

No Brasil, a quantidade de estudos sobre as taxas de intemperismo químico atual das rochas tem aumentado, iniciando-se pelos estudos em rochas metamórficas no estado da Bahia, nas bacias do Rio Preto (40 m/Ma) e Rio Salgado (13 m/Ma), conforme Moreira-Nordemann (1977). Na bacia do Rio Amazonas, estado do Amazonas, em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, Mortatti e Probst (2003) calcularam a taxa de intemperismo químico de 15 m/Ma.

Bonotto et al. (2007), em trabalho realizado com rochas alcalinas no Morro do Ferro, Minas Gerais, chegaram a um valor de 15 m/Ma.

No estado de São Paulo, estudos também foram realizados em diferentes províncias geomorfológicas. Para as rochas sedimentares (arenitos e argilitos) e basaltos na província geomorfológica da Depressão Periférica Paulista, Conceição e Bonotto (2003), utilizando a bacia do Rio Corumbataí como área de estudo, calcularam a taxa de 22 m/Ma como necessária para o intemperismo químico. Na bacia do Alto Sorocaba, rochas ígneas e metamórficas do Planalto Atlântico, Fernandes et al. (2016) calcularam em 15 m/Ma a taxa de intemperismo químico. Em trabalho realizado na província geomorfológica do Planalto Ocidental, utilizando a bacia do Ribeirão Preto, Conceição et al. (2015) calcularam em 6 m/Ma as taxas de intemperismo químico de basaltos.

A estimativa da taxa de intemperismo neste trabalho é semelhante à encontrada em outros locais do Brasil e do mundo, apesar das diferenças litológicas e dos métodos aplicados. No estado de São Paulo, as províncias geomorfológicas têm uma taxa de alteração que varia de 6 a 22 m/Ma (média de aproximadamente 13 m/Ma), quando somados todos os trabalhos realizados. Para comparar o intemperismo químico das diferentes províncias geomorfológicas do estado de São Paulo, utilizou-se o procedimento proposto por Millot et al. (2002), que considera o fluxo específico anual (F_w) de Na⁺, K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺ excluindo a sílica e demais ânions, na estimativa de intemperismo para rochas granitoides e basálticas.

Na Figura 10A, pode ser observada variação para o fluxo específico anual em relação ao escoamento superficial: nos relevos planos e ondulados formados por intenso processo erosivo, em que a sedimentação normalmente supera a erosão, depressão periférica com cerca de 0,14 t/km²/ano, Conceição e Bonotto (2003); em relevos de mares de morros gerados por processos tectônicos, na qual os sistemas de fraturas são

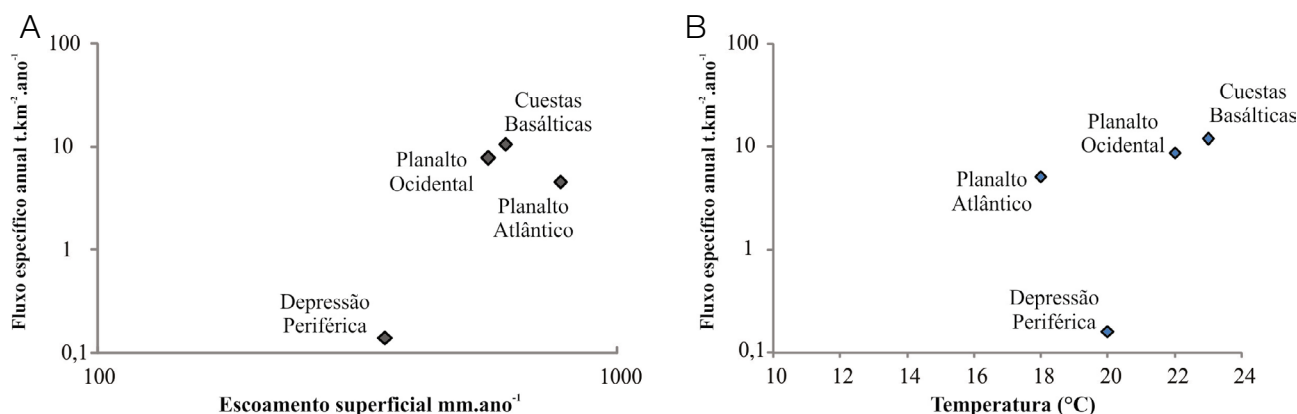


Figura 10. Relações entre as taxas de intemperismo químico para estudos nas diferentes províncias geomorfológicas do estado de São Paulo. (A) Fluxo específico anual pelo escoamento superficial. (B) Fluxo específico anual pela temperatura média anual do ar.

os principais responsáveis pelos processos denudacionais, Planalto Atlântico com cerca de 4,6 t/km²/ano, Fernandes et al. (2016); relevos planos de topos retos, limitados por superfícies mais baixas, em que os processos erosivos normalmente superam os de sedimentação, Planalto Ocidental com cerca de 7,8 t/km²/ano, Conceição et al. (2015); e nos relevos cujos contatos litológicos facilitam a ação da erosão remontante e diferencial, Cuestas Basálticas com cerca de 10,6 t/km²/ano, este estudo.

Os dados da Figura 10A também indicam que, para dado valor de escoamento superficial, se verifica dependência direta das taxas de intemperismo químico para as províncias estudadas, com exceção dos estudos no Planalto Atlântico, na qual a evolução do relevo pode ser influenciada diretamente por processos tectônicos. Por outro lado, na Figura 10B, é possível observar que o intemperismo químico aumenta com a temperatura média anual das províncias geomorfológicas analisadas. Como o aquecimento global implica aumento da temperatura, as taxas de intemperismo provavelmente aumentariam em razão do aumento da dissolução de silicatos durante as interações água/rocha/solo (Paces, 1986; Faure, 1998), mas em uma medida difícil de ser avaliada corretamente atualmente.

Por fim, diversos estudos com diferentes métodos de balanço de massa geoquímico estão sendo realizados para investigar os processos que controlam a denudação continental (química e mecânica) sob diferentes condições climáticas, geológicas e geomorfológicas. Com isso, estudos adicionais que integrem diferentes técnicas podem fornecer novos conhecimentos sobre os processos evolutivos do relevo da bacia do Rio Jaú, das Cuestas Basálticas e do estado de São Paulo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A quantificação da taxa de intemperismo químico e o consumo de CO₂ atmosférico/solo em relevo cuestasiforme com substrato basáltico e arenítico no estado de São Paulo foram avaliados utilizando os principais elementos como traçadores naturais. A interação entre a atmosfera, as precipitações e a crosta continental controla a evolução química da superfície terrestre e, conseqüentemente, das águas superficiais da bacia hidrográfica do Rio Jaú, em que as taxas de deposição atmosférica anual foram de 0,60 t/km²/ano para Ca²⁺; 0,43 t/km²/ano para Mg²⁺; 1,28 t/km²/ano para SiO₂; 0,34 t/km²/ano para K⁺ e 0,27 t/km²/ano para Na⁺. As taxas de elementos químicos transportados pelas águas superficiais foram de 8,39 t/km²/ano para SiO₂; 5,32 t/km²/ano para Ca²⁺; 2,87 t/km²/ano para Mg²⁺; 2,82 t/km²/ano para Na⁺ e 1,22 t/km²/ano para K⁺. Esses elementos estão relacionados à dissolução dos minerais anortita (CaAl₂Si₂O₈), augita (2CaMgAl₂SiO₁₂), feldspato

potássico (2KAlSi₃O₈), albita (2NaAlSi₃O₈) e anortoclásio (NaKAlSi₃O₈) pelo processo de alteração das rochas e formação dos solos da bacia do Rio Jaú. Após correções das entradas atmosféricas, o transporte anual de Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ e SiO₂ dissolvido e derivado das reações de intemperismo químico representa aproximadamente 17,7 t/km²/ano, com um consumo de CO₂ atmosférico/solo de 0,57x10⁶ mol/km²/ano. Estudos referentes às províncias geomorfológicas do estado de São Paulo apresentam uma taxa de alteração que varia de 6 a 22 m/Ma, e, nas Cuestas Basálticas, os resultados apresentaram a taxa de intemperismo químico de 10 m/Ma. As taxas de intemperismo químico são uma importante característica das condições climáticas atuais, que devem ser estudadas visando ao entendimento de evolução da superfície terrestre, modelamento do relevo e regulação dos ciclos químicos globais, fatores que influenciam diretamente nas formas atuais e futuras da bacia do Rio Jaú, nas Cuestas Basálticas e demais províncias geomorfológicas do estado de São Paulo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à seção de publicações e aos revisores anônimos que contribuíram com a melhora deste manuscrito.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1967). *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral. 36 p.
- Berner, E. K., Berner, R. A. (1996). *Global environment: water, air and geochemical cycles*. Princeton: Prentice Hall.
- Boeglin, J. L., Probst, J. L. (1998). Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. *Chemical Geology*, 148(3-4), 137-156. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00025-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00025-4)
- Bonotto, D. M., Fujimori, K., Moreira-Nordemann, L. M. (2007). Determination of weathering rate of the Morro do Ferro Th-REEs deposit, Brazil using U-isotope method. *Applied Radiation Isotope*, 65(5), 474-481. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2006.11.003>
- Chakrapani, G. J., Saini, R. K., Yadav, S. K. (2009). Chemical weathering rates in the Alaknanda-Bhagirathi river basins in Himalayas, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3), 347-362. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.06.002>

- Clow, D. W., Drever, J. I. (1996). Weathering rates as function of flow through an alpine soil. *Chemical Geology*, 132(1-4), 131-141. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00048-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00048-4)
- Conceição, F. T., Bonotto, D. M. (2003). Use of U-isotopes disequilibrium to evaluate the weathering rate and fertilizer-derived uranium at São Paulo State. *Environmental Geology*, 44(4), 408-418. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0775-4>
- Conceição, F. T., Bonotto, D. M. (2004). Weathering rates and anthropogenic influences in a sedimentary basin, São Paulo State, Brazil. *Applied Geochemistry*, 19(4), 575-591. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.07.002>
- Conceição, F. T., Santos, C. M., Sardinha, D. S., Navarro, G. R. B., Godoy, L. H. (2015). Chemical weathering rate, denudation rate, and atmospheric and soil CO₂ consumption of Paraná flood basalts in São Paulo State, Brazil. *Geomorphology*, Amsterdam, 233(4), 41-51. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.040>
- Dessert, C., Dupré, B., François, L. M., Schott, J., Gaillardet, J., Chakrapani, G., Bajpai, S. (2001). Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of seawater. *Earth Planet Science Letters*, 188(3-4), 459-474. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00317-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00317-X)
- Faure, G. (1998). *Principles and applications of geochemistry*. 2ª ed. Upper Saddle River: Prentice-Hall.
- Fernandes, A. M., Conceição, F. T., Spatti Jr., E. P., Sardinha, D. S., Mortatti, J. (2016). Chemical weathering rates and atmospheric/soil CO₂ consumption of igneous and metamorphic rocks under tropical climate in southeastern Brazil. *Chemical Geology*, 443(3), 54-66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.008>
- Freyssinet, P., Farah, A. S. (2000). Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia. *Chemical Geology*, 170(1-4), 133-151. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00245-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00245-4)
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allégre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1-4), 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Garrels, R. M., Mackenzie, F. T. (1967). Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In: Robert F. Gould (Ed.). *Equilibrium concepts in natural waters systems*, 67, 222-242. Washington D.C.: American Chemical Society - Advances in Chemistry Series. <https://doi.org/10.1021/ba-1967-0067.ch010>
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170(3962), 1088-1090. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Grasby, S. E., Hutcheon, I. (2000). Chemical dynamics and weathering rates of a carbonate basin Bow River, southern Alberta. *Applied Geochemistry*, 15(1), 67-77. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00018-9)
- Gurumurthy, G. P., Balakrishna, K., Riotte, J., Braun, J. J., Audry, S., Shankar, H. N. U., Manjunatha, B. R. (2012). Controls on intense silicate weathering in a tropical river, southwestern India. *Chemical Geology*, 300-301, 61-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.01.016>
- Hach Company. (1992). *Water Analysis Handbook*. 2ª ed. Loveland: Hach Company.
- Hasui, Y., Poncano, W. L., Bistrichi, C. A., Stein, D. P. (1978). Os falhamentos e a sismicidade natural da região das serras da Mantiqueira e do Mar. *Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*, v. 1, 353-357. São Paulo: ABGE.
- Hermes, L. C., Silva, A. S. (2004). *Avaliação da qualidade das águas: manual prático*. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica.
- Hodson, M. E. (2002). Comments on "Calculations of weathering rate and soil solution chemistry for forest soils in the Norwegian-Russian border area with the PROFILE model" by G. Koptsik, S. Tevedal, D. Aamlid and K. Venn. *Applied Geochemistry*, 17(2), 117-121. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00096-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00096-8)
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). (1981a). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:500.000. São Paulo: Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). (1981b). *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:1.000.000. São Paulo: Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). (2006a). *Mapa geológico*. Escala 1:250.000. São Paulo: FEHIDRO.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). (2006b). *Mapa geomorfológico*. Escala 1:250.000. São Paulo: FEHIDRO.
- Kattan, Z., Gac, J. Y., Probst, J. L. (1987). Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal Basin - estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*, 92(1-2), 59-76. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90089-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90089-8)

- Koptsik, G., Teveldal, S., Aamlid, D., Venn, K. (1999). Calculations of weathering rate and soil solution chemistry for forest soils in the Norwegian-Russian border area with the PROFILE model. *Applied Geochemistry*, 14(2), 173-185. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00048-1](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00048-1)
- Langan, S. J., Reynolds, B., Bain, D. C. (1996). The calculation of base cations release from the chemical weathering of soils derived from Paleozoic greywackes and shales in upland U.K. *Geoderma*, 69(3-4), 275-285. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0016-7061(95)00071-2)
- Laraque, A., Moquet, J. S., Alkattan, R., Steiger, J., Mora, A., Adèle, G., Castellanos, B., Lagane, C., Lopez, J. L., Perez, J., Rodriguez, M., Rosales, J. (2013). Seasonal variability of total dissolved fluxes and origin of major dissolved elements within a large tropical river: the Orinoco, Venezuela. *Journal of South American Earth Sciences*, 44(2), 4-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.011>
- Lewis Jr., W. M., Hamilton, S. K., Jones, S. L., Runnels, D. D. (1987). Major element chemistry, weathering and element yields for the Caura River drainage, Venezuela. *Biogeochemistry*, 4(2), 159-181. <https://doi.org/10.1007/BF02180153>
- Louvat, P. (1997). *Étude géochimique de l'érosion fluviale d'îles volcaniques à l'aide des bilans d'éléments majeurs et traces*. Tese (Doutorado). Paris: l'Institut de physique du globe - Université Paris.
- Louvat, P., Allègre, C. J. (1997). Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17), 3645-3669. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00180-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00180-4)
- Louvat, P., Allègre, C. J. (1998). Riverine erosion rates on Sao Miguel volcanic island, Azores archipelago. *Chemical Geology*, 148(3-4), 177-200. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00028-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00028-X)
- Meybeck, M. (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved load. *American Journal of Science*, 287(2), 401-428. <https://doi.org/10.2475/ajs.287.5.401>
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C. J. (2002). The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth Planet Science Letters*, 196(1-2), 83-98. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00599-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00599-4)
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C. J. (2003). Northern latitude chemical weathering rates: Clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(7), 1305-1329. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01207-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01207-3)
- Moreira-Nordemann, L. M. (1977). *Study of the alteration velocity of rocks by the use of uranium as a natural tracer: application to two basins from northeast Brazil*. Tese (Doutorado). Paris: l'Institut de Sciences Naturelles - L'université Pierre-et-Marie-Curie.
- Moreira-Nordemann, L. M. (1980). Use of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in measuring chemical weathering rate of rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(1), 103-108. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90180-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90180-5)
- Mortatti, J., Probst, J. L. (2003). Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO_2 uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chemical Geology*, 197(1-4), 177-196. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00349-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00349-2)
- Mortatti, J., Probst, J. L., Bortoletto Jr., M. J. (2003). Piracicaba river basin: mechanical and chemical erosions. *Geociências*, 22(1), 75-81.
- Mortatti, J., Victória, R. L., Tardy, Y. (1997). Balanço de alteração e erosão química na Bacia Amazônica. *Geochimica Brasiliensis*, 11(1), 1-13. <https://doi.org/10.21715/gb.v11i1.121>
- Négrel, P., Roy, S. (1998). Chemistry of rainwater in the Massif Central (France): a strontium isotope and major element study. *Applied Geochemistry*, 13(8), 941-952. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00029-8)
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97(2), 129-147. <https://doi.org/10.1086/629290>
- Nkounkou, R. R., Probst, J. L. (1987). *Hydrology and geochemistry of the Congo River System*. Hamburgo: UNESCO-SCOPE-UNEP. Sonderband Heft 64.
- Paces, T. (1986). Rate of chemical weathering in small drainage basins. In: S. M. Colman, D. P. Dethier (Eds.). *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*. Orlando: Academic Press.

- Pedro, G. (1966). *Essais sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération de roches superficielles (cycle aluminosilicique)*. Paris: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.
- Perrotta, M. M., Salvador, E. D., Lopes, R. C., D'Agostino, L. Z., Peruffo, N., Gomes, S. D., Sachs, L. L. B., Meira, V. T., Garcia, M. G. M., Lacerda Filho, J. V. (2005). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:750.000. São Paulo: CPRM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928. <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Price, J. R., Heitmann, N., Hull, J., Szymanski, D. (2008). Long-term average mineral weathering rates from watershed geochemical mass balance methods: Using mineral modal abundances to solve more equations in more unknowns. *Chemical Geology*, 254(1-2), 36-51. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.05.012>
- 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*. d'Alsace et de Lorraine: Sciences Géologiques, bulletins et mémoires.
- Probst, J. L., Mortatti, J., Tardy, Y. (1994). Carbon river fluxes and weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry*, 9(1), 1-13. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(94\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0883-2927(94)90047-7)
- Probst, J. L., Nkounkou, R. R., Krempp, G., Bricquet, J. P., Thiébaux, J. P., Olivry, J. C. (1992). Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangi rivers during the period 1987-1989. *Journal of Hydrology*, 135(1-4), 237-257. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90090-I](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90090-I)
- Probst, J. L., Tardy, Y. (1987). Long range stream flow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *Journal of Hydrology*, 94(3-4), 289-311. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90057-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90057-6)
- Riccomini, C. (1997). Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 18(1-2), 41-48. <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.19970003>
- Roy, S., Gaillardet, J., Allègre, C. J. (1999). Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(9), 1277-1292. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00099-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00099-X)
- Sardinha, D. S., Bonotto, D. M., Conceição, F. T. (2010). Weathering rates at Alto Sorocaba basin, Brazil, using U-isotopes and major cations. *Environmental Earth Sciences*, 61(5), 1025-1036. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0424-7>
- Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos de São Paulo (SIGRH). (2009). *Banco de dados pluviométrico e fluviométricos do estado de São Paulo*. Disponível em: <<http://www.sigrh.sp.gov.br>>. Acesso em: 24 jul. 2009.
- Stallard, R. F., Edmond, J. M. (1981). Geochemistry of the Amazon. I. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *Journal of Geophysical Research*, 86(C10), 9844-9858. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09844>
- Stallard, R. F., Edmond, J. M. (1982). Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, 88(C14), 9671-9688. <https://doi.org/10.1029/JC088iC14p09671>
- Standard Methods. (1999). *Standard methods for the examination of water and wastewater*. 20^a ed. Washington, D.C.: American Public Health Association.
- Suchet, P. A., Probst, J. L. (1993). Modelling of atmospheric CO₂ consumption by chemical weathering of rocks: application to the Garonne, Congo and Amazon basins. *Chemical Geology*, 107(3-4), 205-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90174-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90174-H)
- Tardy, Y. (1971). Characterization of principal weathering types by geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, 7(4), 253-271. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(71\)90011-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(71)90011-8)
- Tardy, Y., Mortatti, J., Victoria, R., Martinelli, L., Ribeiro, A., Cerri, C., Piccolo, M., Moraes, J. L., Probst, J. L., Andreux, F., Volkoff, B. (1993a). Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 1. Erosion. *Chemical Geology*, 107(3-4), 333-336. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90203-U](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90203-U)
- Tardy, Y., Mortatti, J., Victoria, R., Martinelli, L., Ribeiro, A., Cerri, C., Piccolo, M., Moraes, J. L., Probst, J. L., Andreux, F., Volkoff, B. (1993b). Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 2. Geochemical cycles. *Chemical Geology*, 107(3-4), 411-414. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90221-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90221-4)

Viers, J., Dupré, B., Polvé, M., Schott, J., Dandurand, J. L., Braun, J. J. (1997). Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon): comparison between organic-poor and organic-rich waters. *Chemical Geology*, 140(3-4), 181-206. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00048-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00048-X)

Wang, L., Zhang, L., Cai, W., Wang, B., Yu, Z. (2016). Consumption of atmospheric CO₂ via chemical weathering in the Yellow River basin: the Qinghai-Tibet Plateau is the main contributor to the high dissolved inorganic carbon in the Yellow River. *Chemical Geology*, 430(1), 34-44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.018>

White, A. F., Blum, A. E. (1995). Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(9), 1729-1747. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00078-E](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00078-E)

White, A. F., Blum, A. E., Schulz, M. S., Vivit, D. V., Stonestrom, D. A., Larsen, M., Murphy, S. F., Eberl, D. (1998). Chemical Weathering in a Tropical Watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: I. Long-Term Versus Short-Term Weathering Fluxes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(2), 209-226. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00335-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00335-9)

Xu, Z., Liu, C. Q. (2010). Water geochemistry of the Xijiang basin rivers, South China: Chemical weathering and CO₂ consumption. *Applied Geochemistry*, 25(10), 1603-1614. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.08.012>

Zhang, Q., Tao, Z., Ma, Z., Tang, W., Gao, Q., Xu, P., Lin, Y. (2016). Riverine hydrochemistry and CO₂ consumption in the tropic monsoon region: a case study in a granite-hosted basin, Hainan Island, China. *Environmental Earth Sciences*, 75(1), 436. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5250-0>