

② 流域スケールの風化速度と浸食速度

福岡正人

1. はじめに

流域における物質循環あるいは物質移動の速さを定量的に表現するために用いられている「風化速度」と「浸食速度」は、実際には様々な方法で決定されており、それらの報告された値を比較する場合には注意が必要である。ここでは、それぞれの代表的な速度決定法をまとめた上で、これらの速度を取り扱う際に注意すべき点について検討を行った。

2. 風化速度 (weathering rate)

風化作用は、地表付近で岩石が物理的および化学的な変質を受ける過程であり、いわゆる浸食・運搬・堆積作用に繋がる基本的な過程である。さらに、土壌化作用とも重複し、人間生活と関わりのある様々な面で重要な働きを行っているが、近年は、大気中二酸化炭素成分の固定や、酸性沈着物の中和など、地球環境問題に関わる物質との相互作用という側面にも関心が寄せられている。

地表に露出する岩石の大部分は珪酸塩鉱物を主体とするが、炭素を貯蔵する役割が古くから注目されてきた炭酸塩鉱物を主体とする岩石に比べて、風化に関する研究は進んでいない。しかし、長期的な大気二酸化炭素の固定という働きでは、珪酸塩の風化は炭酸塩に比べて非常に重要である (Berner, 1995)。

風化速度の定義には様々なものがあるが、大きく化学的なものと物理的 (または機械的) なものに分けられる。化学的なものは『流域における鉱物の変質により溶質を生成する速度』 (Drever and Clow, 1995) とか『長期的な陽イオンの浸出速度』 (ライケンス・ボーマン, 1997) であり、物理的なものは『風化生成物の形成速度』や『岩石物性の変化の速度』などで、さらに後述する浸食作用とも重複する『風化プラス削剥の速度』も広義の風化速度に含まれる場合がある (松倉, 1994)。

2.1. 流域における風化速度の測定

実際に風化速度を決定するために使われている、代表的な方法の例を表1に示す。一般に風化速度というのは化学風化を主体とした溶解作用に関わる物質移動の速さをさすことが多い。この場合、物理風化の働きは、固-液反応面積を大きくして、化学風化作用を促進させることと捉えられる。これらの例が①～⑥であり、溶質量/表面積/時間で表される。一方、風化作用により岩石が変質された際に溶脱しない成分は風化層 (帯) を形成し、その形成速度を風化速度と呼ぶことがある。その例が⑦や⑧であり、厚さ (深さ) /時間で表される。

①は室内実験による鉱物溶解速度の決定法であり、複雑な要因に支配される野外での風化速度と比較するために、設定した特定条件下での各種鉱物の溶解について速度論的にそのメカニズムを明らかにしようとするものである。後述のように、野外で決定された速度との差が大きな問題として現在も議論されている。この室内実験の結果は、例えば後述の PROFILE モデルの入力データの一部として取り込まれたりしており、野外研究の結果との一致をめざして、様々な要因による影響を解明するための研究が続けられている。

②～④は岩石を構成する鉱物と天水 (降水、河川水、地下水) との反応により溶解して放出される物質に注目したもので、②はその際に系へのインプットとアウトプット全体を考慮して、その中で風化による寄与を見積るもので、詳細は後述する。③は風化されていない基盤岩と風化された風化層の間での鉱物または元素の差からマスバランスを計算するもので、間接的に溶質を取り扱い、一方④は溶質フラックスを直接測定するものである。

⑤は風化により生成した鉱物表面上のエッチピット密度から、溶脱による風化速度を計算する。

⑥は土壌酸性化シミュレーションのための地球化学コンピューター・モデルで、この他にも様々なアルゴリズムのシミュレーション・プログラムが開発されている。

⑦と⑧は風化帯の厚さを測定するもので、相対的に⑦はマクロ領域を⑧はマイクロ領域を対象としたものである。

⑨は風化により脆弱化した固相部の物理特性の変動を測定する。

表1 風化速度の決定法

	方法	内容	例	
室内	① 鉱物溶解実験法	・反応器中で鉱物と溶媒を反応させ、時間の関数として溶解量を測定する	White (1995)	
野外	溶質収支法	②-1 溶質収支法 (流域溶質バランス)	・溶質の流域へのインプットとアウトプットを測定し、風化による量を求める ・風化による溶質量が少ないと誤差も大きい	Drever and Clow (1995)
		②-2 特定元素を基準とする方法	・イオン交換やバイオマス吸収の影響が弱いとき ・化学量論性から他の元素量を推定 ・大気フラックスが大きいと誤差大 (Na) ・二次鉱物の生成、一部の植物により影響 (Si)	White and Blum (1995)
		②-3 Sr 同位体を用いる方法	・Ca と同じ挙動をすると仮定 ・風化と交換プールの区別 ・鉱物間の区別	Sverdrup and Warfvinge (1995)
	③ 鉱物マスバランス法	・基盤岩および風化 (土壌) 層中の元素または鉱物組成の比較 ・風化の全期間の風化速度を表す (過去の風化速度) ・風化時間は風化 (土壌) 断面の年代に等しい	White (1995)	
	④ 土壌溶質フラックス法	・風化断面を通過する溶質フラックスから決定 ・現在の条件下の風化速度を表す (現在の風化速度) ・滞留時間は風化 (土壌) 断面を通過する流体通過時間に等しい	White (1995)	
	⑤ エッチピットモデル	・ある粒径範囲で生じた鉱物表面のエッチピット個体密度から計算	White (1995)	
	⑥ PROFILE モデル	・森林生態系における酸性化シミュレーションを行う SAFE モデルの定常状態バージョン	Sverdrup and Warfvinge (1995)	
	⑦ 風化帯風化層厚測定	・風化帯の発達を風化作用と浸食作用の兼ね合いの結果として推定 ・地形変化から推定 (石灰岩)	水谷 (1991) 松倉 (1994)	
	⑧ 岩石風化層 (皮膜/皮殻) 厚測定	・風化継続期間が既知の墓石や石造建造物の風化層厚から決定 (削剥も含まれる) ・年代が既知の火山噴出物の風化層厚や、岩石礫の風化皮膜厚から決定	木宮 (1991)、 松倉 (1994)	
	⑨ 岩石物性の変化測定	・堆積時代が既知の河成礫層中の花崗岩礫で、風化引張強度指数と風化期間の関係を求め決定 ・のり面の風化状況の長期間にわたる弾性波 (P 波) 測定から推定 ・年代が既知の巨礫の P 波速度測定から推定	木宮 (1991)、 松倉 (1994)	
⑩ 広域土壌風化速度決定のための方法	・土壌酸性臨界負荷量を定めるための風化速度決定法として、とくにヨーロッパで用いられている方法 ・上記②、③、④、⑥の応用であり、「de Vries et al.(1993)による土壌型と一般母岩地質を用いる近似法」、「Henriksen モデルを用いる近似法」、「Skokloster ワークショップ会議録による方法」、「基本鉱物インデックス相関モデル」、「全分析相関モデル」、「鉱物相関モデル」、「PROFILE モデルの広域版による計算」など	Hodson and Langan (1999)		

⑩は土壌酸性負荷マップ作成に用いられている諸種の方法の例である。

2.2. 溶質収支法

流域の物質循環を定量化するための方法で、特定流域での溶質としての物質 (元素) のインプットとアウトプットを測定し、収支のバランスから化学風化の寄与分を見積るものである。現実的には、すべての収支を測定することは困難なため、測定可能でかつ主要なものについて行われている。

以下に、3つの例を簡単に紹介する。

2.2.1. ライケンス・ボーマン (1997) の例

Hubbard Brook 実験林での長期間にわたる森林生態系の物質収支研究の例であり、(1) 式のような収支式を基に、表2のような結果が得られている。

$$W_i = S_i - P_i + \Delta B_i \pm \Delta O_i \pm \Delta X_i \pm \Delta M_i \dots \dots (1)$$

- ここで、 W_i : (元素 i の) 一次鉱物の風化による放出 (年間ベース)
 S_i : 流出水への溶解による損失
 P_i : 大気からの収入 (湿性沈着物 + 乾性沈着物)
 ΔB_i : バイオマスへの正味の蓄積量
 ΔO_i : 土壌有機物への正味の蓄積量
 ΔX_i : 陽イオン交換における蓄積の正味の変化量

ΔMi : 二次鉱物における蓄積の正味の変化量

実際には(1)式の右辺の最後の3つの項を直接に定量化するのは困難であり、表2には示されていない。それでも、風化による塩基溶質放出の寄与が大きいことは明瞭である。

表2 Hubbard Brook 実験林の流域生態系に関する収支成分の割合 (%)
(ライケンス・ボーマン、1997による)

		Ca	K	Mg	Na	N	S
収入源							
風化による放出 (Wi)		91	89	85	78	—	4
降水に伴う収入 (Pi)		9	11	15	22	31	65
ガス・エアロゾルによる正味の収入 (Pi)		—	—	—	—	69	31
蓄積または放出源							
流出	溶存物質 (Si)	59	22	74	95	19	90
	粒子状物質 (Si)	<1	6	5	3	<1	<1
バイオマスへの蓄積	植生 (ΔBi)	35	68	17	2	43	6
	林床 (ΔBi)	6	4	5	<1	37	4
米国北東部に位置するニューハンプシャー州ホワイト山地の国有林内に設けられた Hubbard Brook 実験林で、30年以上にわたる野外測定結果に基づきまとめられたもの。43°N56'、71°W45'に位置し、面積は3,160ha、標高222~1,015m、基盤岩は変成岩・火成岩、土壌はポドソル、植生は北方広葉樹林。							

2.2.2. Drever and Clow (1995) の例

(1) 式の土壤有機物と二次鉱物の項を省略したのが (2) 式である。おもに Drever and Clow (1995) による注意点などを表3に示す。この場合も、実際には交換プールの変化(陽イオン交換)の定量化は困難であるし、バイオマスの変化の定量化は限定される。

風化からの溶質 =

$$\text{流出水中の溶質} - \text{大気からの溶質} \pm \text{バイオマスの変化} \pm \text{交換プールの変化} \dots\dots\dots (2)$$

表3 溶質収支法による風化速度の測定 (おもに Drever and Clow, 1995 による)

溶質の種類	測定	備考
流出水中の溶質	・流域から出ていく水量 ・化学組成	・通常、地下水の測定省略
大気からの溶質	・林外雨の雨量と化学組成 ・林内雨の雨量と化学組成	・通常、樹幹流は測定省略 ・林外雨は湿式沈着物を含む ・林内雨はさらにオカルト沈着物、および樹木の葉などからの浸出物を含む
バイオマスの変化	・植物体(地表)重量と組成 ・リター重量と組成	・数100年で定常状態 ・植生がなければ省略
交換プールの変化	・土壌溶液の組成変化	・しばしば、1年周期で平均化されると仮定(定常状態) ・汚染した大気沈着物がなければ省略
風化からの溶質	・式(1)から計算	・ ΔOi 、 ΔXi 、 ΔMi の直接の定量化は困難
	・式(2)から計算	・ $Wi + \Delta Oi + \Delta Xi + \Delta Mi =$ 正味の土壌の放出量 ・交換プールの変化(イオン交換)は定量化困難
(注) 通常時とイベント時の相違が大きい場合がある。		

2.2.3. Oliva et al. (2003) の例

(2) 式をさらに簡単にしたのが (3) 式である。化学風化により放出された溶質は、降水から入る分と流出水として出る分の差として近似的に求められる。表3に示すように、特定条件下では、この近似式により求めた速度でも有用な場合は多い。とくに風化作用が、他の要因に比べて強い場合はそうである。

$$\text{化学風化からのフラックス} = \text{流出フラックス} - \text{降水フラックス} \dots\dots\dots (3)$$

2.3. 野外での風化速度と室内での溶解速度の違い

風化速度の測定結果に影響を及ぼす可能性のある要因について、Blum and Stilling (1995) などによる室内と野外条件の相違についての検討結果を参考にして表4に示す。

最も重要な要因は、鉱物と溶液が実際に接触する表面積を求めることであり、理想的には反応表面積（実効表面積）を決定することである。しかし、現実には野外での反応表面積を決定することは困難であり、場合によっては土壌間隙率と土壌粒子形状・粒径分布から幾何学的に計算を行うことも可能ではあるが、陸地表面積を用いる場合が多い。現実の地下における溶液の通路は、基盤岩のマクロな割目およびミクロな割目や粒子内部孔隙が重要な役目を果たしているため、反応表面積の見積りには大きな誤差を伴う。

風化時間も重要で、時間の経過とともに鉱物表面での反応性が低下し、二次鉱物の沈殿が伴えばさらに反応は減速する可能性がある。とくに野外では時間とともに他の要因も変動することが考えられ、長期的な風化を対象とする場合には一層の注意が必要になる。なお、最近 White and Brantley (2003) は、室内実験と野外研究から風化速度と風化時間の間に (4) 式のような関係を見いだした：

$$R = 3.1 \times 10^{-13} t^{-0.61} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 R : 平均的な珪酸塩鉱物の風化速度 (モル/m²/秒)
 t : 風化反応の時間 (年)

上式で示される風化時間に伴う速度の減少分の、約 1/3 は風化中の表面積の増加により、そして残りは活性反応表面積の減少ならびに溶脱層や二次鉱物の集積の影響によると、彼らは説明している。

表 4 野外での風化速度と室内での溶解速度に違いを生じる可能性がある要因
 (おもに Blum and Stollings, 1995 による)

	要 因	内 容
1	時間	定常状態/非定常状態
2	鉱物表面積	表面粗さ、実効表面積、表面積決定法 (BET 測定、幾何計算)
3	鉱物表面被覆	二次鉱物の沈殿
4	鉱物表面状態	反応サイト (欠陥、エッチピット)
5	水文状態	間隙率、流体滞留時間、透水性・透水量
6	溶液化学的影響	平衡からの隔たり、pH、溶質の影響 (抑制効果、促進効果)
7	生物	CO ₂ 、有機配位子
8	温度	補正法
9	環境条件の周期・非周期変動	季節変動 (降水量、温度)、イベント

3. 浸食速度 (erosion rate)

風化を受け脆弱化すると浸食を受けやすくなる。浸食も物理的と化学的な作用によるものがあるが、物理的な要因の方が強く支配する。風化速度の場合は、溶質の溶脱速度あるいは風化層の形成速度として一般に取り扱われるが、浸食速度は溶質・固体を問わず物質が取り去られる速さを意味している。風化速度の場合と同じように、物質量/面積/時間または厚さ/時間で表される。削剥速度 (denudation rate) と呼ばれることもあるが、浸食速度との違いは明瞭ではない。

浸食速度の場合、風化速度よりもさらに生物の役割 [植生やバイオタベーション (生物擾乱; bioturbation)] の影響を強く受けやすい。また、固体と溶質では挙動が異なり、固体生産量一流域の標高、固体生産量一流域面積、および固体生産量一起伏は相関が高いが、固体生産量一流域は相関が低い場合が多く、一方、溶質生産量一流域は相関が高い傾向がみられる。

また、珪酸塩岩と炭酸塩岩での浸食の違いは、流出量が小さいと珪酸塩風化が効果的で、流出量が大い炭酸塩風化が速くなる傾向がある。その他、浸食は浸食基準面 (隆起、沈降、海水準変動により変動) に支配されやすいし、テクトニックな場の違い (島弧、クラトン、大陸山脈環境など) による相違が顕著であり、さらにイベント (地震や豪雨による斜面崩壊など) の影響も非常に大きい。

3.1. 浸食速度の測定

浸食速度の代表的な測定法をまとめて表 5 にしめす。一般的に、河川により運搬される物質量を測定するか (①)、特定地域における堆積量から見積るか (②、④)、特定地形面の変動量から推定する (⑤、⑥) 場合が多い。広域的な浸食速度図を作成するために、仮定を設けて既知の風化速度データから計算により決定する試みがなされている (③)。

表5 浸食速度の決定法

方法	内容	例
①河川排出量の測定 〔物質質量/面積/時間〕	<ul style="list-style-type: none"> ・溶存量と浮遊量を測定 ・掃流量は経験式を使うか、浮遊量の10%と仮定 ・大気および人間活動由来の溶質補正が必要 ・面積は流域面積を使用 	Milliman and Meade (1983)、 Stallard (1995)、 Gaillardet et al. (1999)
②河川削剥土砂量の測定 (ダム堆砂量)〔厚さ/時間〕	<ul style="list-style-type: none"> ・浸食速度=堆砂量÷経過年数÷集水面積×空隙率補正 	核燃料サイクル開発機構 (1999)
③浸食速度と地形起伏の相関 から計算 (浸食速度は上記 ②を使用)	<ul style="list-style-type: none"> ・(エリアの平均的な浸食の速さ) = 0.000044 (基準高度分散量)²² ・基準高度分散量は1 km 四方のエリアにおける標高値の度数分布の標準偏差 ・(基準高度分散量) = 3.9645 (1 km四方のエリアの平均標高)^{0.4458} 	核燃料サイクル開発機構 (1999)、 藤原ほか (1999)
④沖積層の体積などの測定	<ul style="list-style-type: none"> ・後背山地流域の浸食速度を推定 	核燃料サイクル開発機構 (1999)
⑤地形面の変動	<ul style="list-style-type: none"> ・河岸段丘、海岸段丘、火砕流堆積面、溶岩流など、形成年代と形態が推定可能な地形面の浸食量から推定 	核燃料サイクル開発機構 (1999)
⑥河川の下刻速度	<ul style="list-style-type: none"> ・下刻期の埋積谷底および堆積期の段丘礫層と堆積段丘面から推定 ・平均的な下刻速度=隆起速度 	核燃料サイクル開発機構 (1999)

一般的なのは①の方法で、表6に示すような物質の排出量を測定し、単位時間の該当河川流域面積当りの量として浸食速度を求める。ただし、掃流量を正確に測定することは困難な場合が多く、通常は溶存量と浮遊量のみが決定される。溶質だけからなる溶存量からの速度を化学的浸食速度（または化学的削剥速度）、固体（普通は浮遊物のみ）の排出量からの速度を物理的（機械的）浸食速度（または物理的削剥速度）と表現することも多い。図1には Einsele (1992) が気候帯と起伏の違いによりまとめた世界の化学的削剥速度と物理的（機械的）削剥速度を、図2には Milliman and Meade (1983) による世界の物理的削剥速度（浮遊量による）を、そして表7には Syvitski et al. (2003) による世界の主要な流域の区域毎の特徴を示す。

図3には、Einsele (1992) がまとめた、主に温暖帯における異なる岩型に対する化学削剥速度を示す。Meybeck (1987) は世界の河川溶存量を、17.2%は蒸発岩（露出面積約1.25%）から、11.6%は結晶質岩石（同33.9%）から、そして約50%は堆積岩中の炭酸塩鉱物から由来することを見積っている。そして、花崗岩風化による化学浸食速度（シリカと主要イオン）を1.0とすれば、片麻岩と雲母片岩1.0、はんれい岩1.3、砂岩1.3、火山岩1.5、頁岩2.5、蛇紋岩と角閃岩5、炭酸塩岩12、石膏40、岩塩80となるとしている。なお、全珪酸塩に由来する主陽イオンは、カルシウム45%、マグネシウム20%、ナトリウム20%、カリウム15%である。なお、最近 Turner et al. (2003) は、世界の大河川から海洋への溶存硝酸態窒素、全窒素、溶存無機リン酸塩、全リン、および溶存珪酸塩ケイ素の負荷量を、それぞれ16.2、21、2.6、3.7~5.6、および194 Tg/年と見積った。

図1からも明らかのように、物理的浸食速度は化学的浸食速度よりもかなり大きい場合が普通である。これらの速度比について、Millot et al. (2002) は次のような関係を提示している：

$$\text{化学的浸食速度} = 0.39 \cdot (\text{物理的浸食速度})^{0.66} \dots\dots\dots (5)$$

これは、両者が互いに影響を及ぼしあうことを意味するとともに、例えば表9の物理的浸食速度150トン/km²/年を使えば化学的浸食速度は約11トン/km²/年が得られ14倍程度の違いがあることを示す。

表6 河川排出物（おもに Stallard, 1995 による）

種類	内容	例
溶存量 (dissolved load)	溶質 (イオン、分子)	Na ⁺ 、K ⁺ 、Mg ²⁺ 、Ca ²⁺ 、HCO ₃ ⁻ 、CO ₃ ²⁻ 、Cl ⁻ 、SO ₄ ²⁻
浮遊量 (suspended load)	コロイド [50±nm~0.2±μm]	ケイ素 (高濃度で)、炭素 (有機分子で)、鉄、アルミニウム
	懸濁固体 [粘土 (0.2±~2μm)、シルト (2~63μm)、砂 (63~2,000μm)]	二次鉱物、一次鉱物、(生物)
掃流量 (bedload)	固体堆積物	鉱物片、岩石片、(生物)

(注) 固体の運搬はイベント時に多い。

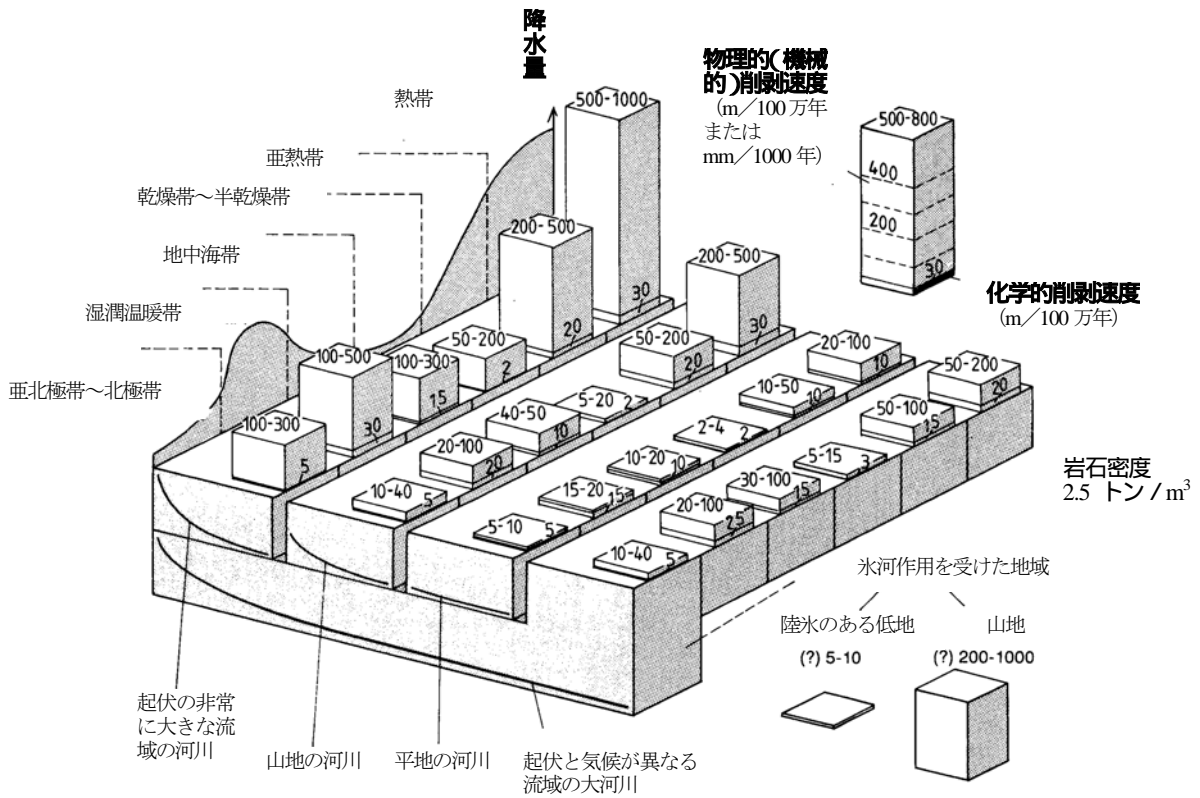


図1. 世界の中規模～大規模流域における、起伏と気候（植生も含む）に関する物理的（機械的）削剥速度と化学的削剥速度の一般的な範囲（Einsle, 1992 による）
 小規模流域では、削剥速度は岩型により大きくコントロールされる可能性があるため、図に示された値からかなり隔たることがある。トン/km²/年単位の運搬速度は、平均岩石密度 2.5 トン/m³を用いて削剥速度（mm/1000年またはm/100万年）に換算されている。

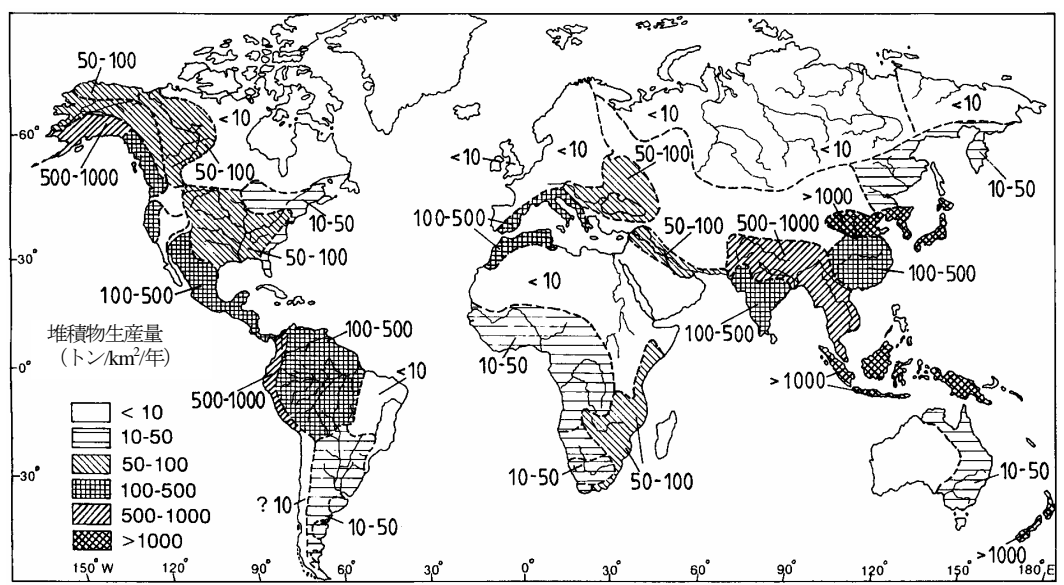


図2. 世界の主な流域における河川浮遊物質の運搬速度（物理的削剥速度）（Milliman and Meade, 1983 の原因をEinsle, 1992 が描き直したもの）

表7. 世界の主な流域（区域ごと）の特徴（Syvitski et al., 2003 による）

区域	T 流域平均 温度 (°C)	L 河川長 (km)	A 流域面積 (km ²)	R 海水準から 山頂までの 起伏 (m)	Qs 河川堆積物 負荷量 (kg/秒)	Y ¹⁾ 堆積物 生産速度 (トン/km ² /年)	Q 流量 (m ³ /秒)
極域 (T<0°C)	-9.5	1232	390,000	1977	219	120	2666
温暖域 N (緯度>30°N, T>0°C)	9.9	667	114,000	1724	581	549	981
熱帯域 N (緯度0~30°N)	20.3	1050	251,000	2552	1602	3648	3799
熱帯域 S (緯度0~30°S)	22.7	1451	458,347	1875	1299	823	6570
温暖域 S (緯度>30°S, T>0°C)	9.2	434	68,000	1698	168	2999	502

¹⁾ Y=Qs/A

物理浸食速度に与える影響の大きい要因について、それらの要因を変数としたいくつかの経験式について Ludwig and Probst (1998) その他が検討をおこなっているが、それらを表8に示す。McLennan(1993)は、人類の影響がない時代の大陸から海洋への浮遊堆積物量を、現在の約6割程度である 12.6×10^{15} g/年（他に掃流量と洪水時排出量を合わせて 1.5×10^{15} g/年で、計約 14×10^{15} g/年）と見積っている。

4. 風化速度と浸食速度の関係

風化速度と浸食速度は密接な関係にある。しかし、風化速度は化学的な反応が進む条件下で速くなるが、浸食速度は重力の影響が反映しやすい条件下で速くなる。例えば、一般に山地では（急傾斜、あるいは起伏に富む）、風化速度<浸食速度となり、風化速度が浸食速度を支配するような風化律速浸食が起り、土壌は未発達となる（とくに植生がなければ）。逆に、平地では（緩傾斜、あるいは起伏に乏しい）、風化速度>浸食速度となり、運搬律速浸食であり、土壌は発達する（しかし、土壌の発達は風化速度を低下させる）。

風化速度と浸食速度について、具体的な報告値の例をまとめたのが表9である。出典は表1と表5に記してある。

風化速度は溶質量/表面積/時間あるいは厚さ（深さ）/時間で表されるが、後者の厚さを持つ物質がすべて溶質となると仮定すれば前者の単位に換算できる。しかし、実際は溶質として溶脱した物質は存在せず、溶脱しなかった（および沈殿した）物質の厚さであるので、換算値は比較に使えない。例えば、表1の⑧による岩石風化皮膜からの風化速度は $0.00001 \sim 0.0045$ mm/年であるが、換算値 $10^{-11.5} \sim 10^{-8.9}$ モル正長石/m²/秒は、PROFILEモデル（表1の⑥）によるカリ長石の風化速度 $10^{-13.3}$ モルカリ長石/m²/秒よりも $10^2 \sim 10^4$ 倍も速いことになるが、このような比較は正しくない。

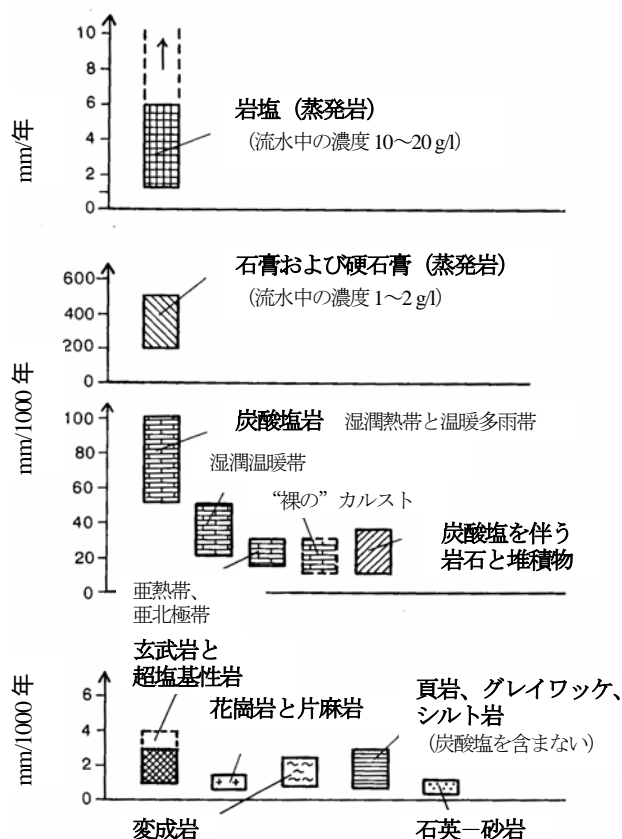


図3. 主に温暖気候帯での、岩型の種類により異なる化学的削剥速度 (Einsele, 1992 による)

蒸発岩（岩塩、硫酸塩岩）、炭酸塩岩、炭酸塩質岩、火成岩、変成岩、珪質碎屑性堆積岩の岩種によって削剥速度の大きさが桁で異なることに注意。

表 8. 物理的浸食速度を表すいくつかの経験式

(Ludwig and Probst, 1998、Harrison, 1994, 2000、Milliman and Syvitski, 1992、および Syvitski et al., 2003 による)

出典	速度式	内容の説明
Pinet and Souriau (1988)	$D_s = 419 \times 10^6 \text{ Elev} - 0.245 \dots\dots\dots ①$ $D_s = 61 \times 10^6 \text{ Elev} \dots\dots\dots ②$	D_s : 平均削剥速度 (m/1000年=mm/年)。 Elev: 流域平均標高 (m)。 ①は2.5億年より若い造山帯、②は古い造山帯。
Ahnert (1970)	$D_s = 153.5 \times 10^6 \text{ LR} - 10.88 \times 10^3$	D_s : 平均削剥速度 (m/1000年=mm/年)。 LR: 地域の起伏 (m) [グリッドを設け、その中での最高と最低の標高差から求める]。
Jansen and Painter (1974)	$\log s_{F_{TSS}} = 0.100 \log Q - 0.314 \log A + 0.750 \log \text{Elev} + 1.104 \log \text{Slope} + 0.368 \log \text{AT} + 0.786 \log \text{LithMI} - 2.324 \text{VegI} - 2.032$	$s_{F_{TSS}}$: 河川堆積物生産速度 (トン/km ² /年)。 Q: 流出量 (mm)、A: 流域面積 (km ²)、Elev: 平均標高 (m)、Slope: 起伏/距離比=主な河床傾斜 (m/km)、APPT: 年間降水量合計 (mm)、AT: 年間平均気温 (°C)、VegI: 植生の土壌保護能力指数 (砂漠=1から森林=4まで)、LithMI: 岩相柔軟性指数 (最も浸食し難い=2から最も浸食し易い=6まで)。
Probst (1992)	$\log s_{F_{TSS}} = 0.9655 \ln \text{Slope} + 0.0023 \text{Q} + 0.5692 \ln \text{APPT} - 0.8660 \text{VegI} + 1.561 \dots\dots\dots ①$ $\log s_{F_{TSS}} = 1.028 \ln \text{Slope} + 0.0365 \text{LithMI} + 0.6932 \ln \text{APPT} + 0.0016 \text{Q} - 0.7516 \text{VegI} - 72.3 \times 10^3 \dots\dots\dots ②$	Slope (%) と LithMI は Ludwig and Probst(1998)と同じ方法。 VegI は0から6まで (砂漠から森林まで)。 その他は、Jansen and Painter(1974)と同じ。
Ludwig and Probst (1998)	$s_{F_{TSS}} = 0.020 (\text{Q} \times \text{Slope} \times \text{Four})$	$s_{F_{TSS}}$: 堆積物生産速度 (トン/km ² /年)。 Q: 流出量 (mm)、Slope: 傾斜 (ラジアン)、Four: 降水量季節変動 (mm)。
Harrison (1994)	$dY_D/dt = (0.173 \pm 0.031) h + (1.36 \pm 0.43) q - 102.7 \pm 28.2 \dots\dots\dots ①$ $dY_D/dt = (0.157 \pm 0.028) h + (0.0747 \pm 0.0222) p - 114.3 \pm 61.0 \dots\dots\dots ②$	dY_D/dt : 機械的削剥速度 (m/100万年)。 h: 平均標高 (m)、q: 流出量 (mm/年)、p: 降水量 (mm/年)。
Hovius(1998)	$\ln (e_m) = -0.416 \ln A + 4.26 \times 10^{-4} h_m + 0.15 T + 0.095 T_r + 0.0015 q + 3.585$	e_m : 機械的浸食速度 (g/m ² /年)。 A: 面積 (km ²)、 h_m : 流域の最大高度 (m)、T: 平均温度 (°C)、 T_r : 温度範囲 (°C)、q: 流出量 (mm/年)。
Harrison(2000)	$M_i = 0.9318 \exp (0.03204 A_i)$	M_i : 最大までの流域の機械的累積浸食量 (Pg/年)。 A_i : 最大までの流域の累積面積 (Mm ²)。
Milliman and Syvitski (1992)	$Y = a R^b \dots\dots\dots ①$ $Q_s = c A^d \dots\dots\dots ②$ $Y = c A^f \dots\dots\dots ③$	Y: 堆積物生産速度 (トン/km ² /年)。 Q _s : 堆積物負荷量 (トン/年×10 ⁶)。 R: 流出量 (mm/年)、A: 面積 (km ² ×10 ⁶)、a,b,c,d,f: 定数。
Syvitski et al. (2003)	$Q_s = a A^b R^c e^{kT} \dots\dots\dots ①$ $Q_s = d Q^e R^f e^{kT} \dots\dots\dots ②$	Q_s : 河川堆積物負荷量 (kg/秒)。 A: 流域面積 (km ²)、R: 標高の最高点と排出量観測点の標高との差で定義される起伏 (m)、T: 流域の平均表面温度 (°C)、Q: 平均流量 (m ³ /秒)、a,b,c,d,e,f,k: 定数。

浸食速度も、物質質量/面積/時間あるいは厚さ/時間で表され、この場合は物理浸食 (物理削剥) であれば換算できる。例えば、表5の②によるダム堆砂量から得られた0.3~0.5 mm/年は、密度と間隙率を仮定して (それぞれ、2.7 g/cm²と0%)、810~1350 トン/km²/年と換算できる。この場合は比較可能である。

風化速度と浸食速度間では、溶質による風化速度と化学的浸食速度は比較できそうに思われる。例えば、表5の①による河川の化学的浸食速度 (削剥速度) は24 トン/km²/年であるので、10^{-8.6}モル正長石/m²/秒と換算できる。しかし、この値はカリ長石の風化速度約10⁻¹³モルカリ長石/m²/秒の10⁴倍以上である。方解石などのように風化速度の大きい鉱物を考慮するとしても、浸食速度には風化速度以外の寄与が大きいことになる。最近、Riebe et al. (2003) は、宇宙線源核種を用いて、化学風化速度と物理浸食速度の同時定量化を試みている。

厚さによる風化速度と物理的浸食速度の場合は、同じ mm/年単位であるので数値としては比べやすいが、浸食においては機械的な剥離のような作用によるものの影響が大きいため、一般に浸食速度の方が大きい値を示す。

5. まとめ

風化速度の場合には2通りの測定値が存在し、これらは質的に異なる量である。したがって、混乱を避けるためには異なる表現を用いる必要がある。流域スケールの場合には、化学的風化によって溶脱された溶質によるものを風化速度 (あるいは化学的風化速度) とし、厚さによるものは風化層形成速度のような別の表現にした方がよい。物理的風化速度は特別な場合 (化学的風化が非常に遅い) 以外は測定が困難であるので、流域スケールでは使わない方がよい。ただし、化学的風化には物理的風化が影響しており、溶質の溶脱量にも実質的にはその寄与分が含まれているので、その寄与量自体を検討する場合はその限りではない。

浸食速度は、ある場から取り去られた物質質量を示すため、溶質と固体の区別をする必要はない。しかし、実際に速度を測定する際にはどちらかが主体になることが多い。

風化速度と浸食速度間では、化学的な物質移動から決定した結果どうしでは比較を行う意味がありそうである。

表9 風化速度と浸食速度の具体例

速度	方法	対象	単位			備考
			Log [モル/m ² /秒]	トン/km ² /年	mm/年 ^{*1)}	
風化速度	表1の①	微斜長石 曹長石 灰曹長石	-12.8 -12.1、-11.9 -12.0			鉱物溶解実験法
	表1の②	灰曹長石	-14.5、-12.5、-12.1			溶質収支法
	表1の③	正長石	-16.5、-13.8			鉱物マスバランス法
	表1の④	正長石 カリ長石	-15.7 -13.3			土壌溶質フラックス法
	表1の⑤	カリ長石	-14.1			エッチピットモデル
	表1の⑥	カリ長石	-13.3			PROFILE モデル
	表1の⑧	墓石・人工構造物	(-9.5~-7.5) ^{*3)}	(2.7~270) ^{*2)}	0.001~0.1	最大1の桁、 岩石の種類による差が大
	表1の⑧	岩石風化皮膜	(-11.5~-8.9) ^{*3)}	(0.027~12) ^{*2)}	0.00001~0.0045	岩石の種類による差が大
浸食速度	表5の①	全世界の河川平均	(-8.6) ^{*4)} (-7.8) ^{*4)}	24 150	(0.009) ^{*3)} (0.06) ^{*3)}	化学的剝蝕速度 物理的剝蝕速度
	表5の②	日本のダム地域	(-7.0~-6.8) ^{*4)}	(810~1350) ^{*2)}	0.3~0.5	ダム堆砂量から
	表5の③	日本の山地			3~5 (最大) 2~3 (大) 0.3~0.5 (小)	最大は中部山岳地帯中心部
	表5の④	日本全土			0.2~1.0	
	表5の⑤	日本の段丘面など			0.02~0.3	最大1.1
	表5の⑥	日本の河川			0.01~2	最大2.7

^{*1)} mm/年=m/1000年=km/100万年
^{*2)} 密度=2.7g/cm³ (石英および長石) と仮定して、mm/年の値から換算。間隙率を50%とすれば、半分の値になる。
^{*3)} 密度=2.7g/cm³ (石英および長石) と仮定して、トン/km²/年から換算。間隙率を50%とすれば、2倍の値になる。
^{*4)} すべて正長石 (KAlSi₃O₈) と仮定して、トン/km²/年から換算。

参考文献

- Berner, R.A. (1995): Chapter 13 Chemical weathering and its effect on atmospheric CO₂ and climate. In: White, A.F. and Brantley, S.L. (eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 565-583p.
- Blum, A.E. and Stillings, L.L. (1995): Chapter 7 Feldspar dissolution kinetics. In: White, A.F. and Brantley, S.L. (eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 291-352p.
- Drever, J.I. and Clow, D.W. (1995): Chapter 10 Weathering rates in catchments. In: White, A.F. and Brantley, S.L. (eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume 31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 463-484p.
- Einsele, G. (1992): *Sedimentary Basins Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 629p.
- 藤原 治・三箇智二・大森博雄 (1999): 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, No.5, 85-93.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allègre, C.J. (1999): Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, **159**, 3-30.
- Harrison, C.G.A. (1994): Rates of continental erosion and mountain building. *Geol.Rundsch.*, **83**, 431-447.
- Harrison, C.G.A. (2000): What factors control mechanical erosion rates? *Int. Journ. Earth Sciences*, **88**, 752-763.
- Hodson, M.E. and Langan, S.J. (1999): Considerations of uncertainty in setting critical loads of acidity of soils: the role of weathering rate determination. *Environmental Pollution*, **106**, 73-81.
- 核燃料サイクル開発機構 (1999): わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ— 分冊1: わが国の地質環境. 核燃料サイクル開発機構のサイトの『研究開発の現状』の『地層処分技術に関する研究開発』の中にある報告書 (平成11年11月26日原子力委員会提出). <http://www.jnc.go.jp/kaihatsu/tisou/2matome/bunsatu1/index.html>
- 木宮一邦 (1991): 地質学から見た岩石風化. *応用地質*, **32**(3), 120-129.
- ライケンス, G.E.・ポーマン, F.H. [及川武久監訳、伊藤昭彦訳] (1997): 森林生態系の生物地球化学 (原著第2版). シュプリングァー・フェアラーク東京株式会社, 176p. [Likens, G.E. and Bormann, F.H. (1995): *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem*. Springer-Verlag New York, Inc.]
- Ludwig, W. and Probst, J.-L. (1998): River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, **298**, 265-295.

- McLennan,S.M.(1993): Weathering and global denudation. Journal of Geology, **101**, 295-303.
- 松倉公憲 (1994) : 風化過程におけるロックコントロール—従来の研究の動向と今後の課題—. 地形, **15**(3), 203-222
- Meybeck,M.(1987): Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. American Journal of Science, **287**, 401-428.
- Milliman,J.D. and Meade,R.H.(1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. Journal of Geology, **91**(1), 1-21.
- Milliman,J.D. and Syvitski,J.P.M.(1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. Journal of Geology, **100**, 525-544.
- Millot,R., Gaillardet,J., Dupré,B. and 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 and Planetary Science Letters, **196**, 83-98.
- 水谷伸治郎 (1991) : 地球表層部における変質の速さを考える. 地質ニュース, 440号, 34-46.
- Oliva,P., Viers,J. and Dupré,B.(2003): Chemical weathering in granitic environments. Chemical Geology, **202**, 225-256.
- Riebe,C.S., Kirchner,J.W. and Finkel,R.C.(2003): Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. Geochimica et Cosmochimica Acta, **67**(22), 4411-4427.
- Stallard,R.F.(1995): Chapter 12 Relating chemical and physical erosion. In: White, A.F. and Brantley, S.L.(eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume **31**, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 543-564p.
- Sverdrup,H. and Warfvinge,P.(1995): Chapter 11 Estimating field weathering rates using laboratory kinetics. In: White, A.F. and Brantley, S.L.(eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume **31**, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 485-542p.
- Syvitski,J.P.M., Peckham,S.D., Hilberman,R. and Mulder,T.(2003): Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. Sedimentary Geology, **162**, 5-24.
- Turner,R.E., Rabalais,N.N., Justic,D. and Dortch,Q.(2003): Global patterns of dissolved N, P and Si in large rivers. Biogeochemistry, **64**, 297-317.
- White,A.F.(1995): Chapter 9 Chemical weathering rates of silicate minerals in soils. In: White, A.F. and Brantley, S.L.(eds.), *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy Volume **31**, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 407-462p.
- White,A.F. and Blum,A.E.(1995): Effects of climate on chemical weathering in watersheds. Geochimica et Cosmochimica Acta, **59**(9), 1729-1747.
- White,A.F. and Brantley,S.L.(2003): The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? Chemical Geology, **202**, 479-506.