



瀬戸内流域における自然物質循環速度を考慮した
環境劣化の影響評価
—岩石-水-生物相互作用の速度論的解析—

(課題番号13308030)

平成13年度～平成15年度科学研究費補助金 基盤研究A(2) 研究成果報告書

平成16年3月



研究代表者 フクオカマサト 福岡正人
(広島大学・総合科学部・教授)

目次

はじめに	1
I 活動報告	8
II 研究成果	15
1章 自然物質循環速度	
(1) 生態系	
① 山火事跡地斜面における植生の回復と草本類の養分保持への影響の解明 松田なな ⁸⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾	16
(2) 地球科学系	
a) 流域スケール	
② 流域スケールの風化速度と侵食速度 福岡正人 ¹⁾	23
b) 山体スケール	
③ 瀬戸内に分布している花崗岩の風化(マサ化)過程—広域的観点から— 北川隆司 ²⁾ ・地下まゆみ ⁵⁾ ・宮原正明 ⁵⁾ ・藤原千香子 ⁵⁾ ・渡邊克晃 ⁵⁾	33
c) 露頭スケール	
④ 瀬戸内周辺の花崗岩中に発達するマイクロシーティング 於保幸正 ¹⁾	41
d) 鉱物スケール	
⑤ 室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度—有機酸の存在および 反応器の違いが溶解速度に及ぼす影響— 平山恭之 ¹⁾ ・福岡正人 ¹⁾	46
⑥ 風化研究のための鉱物溶解速度実験—長石溶解速度— 福岡正人 ¹⁾	52
(3) 水文過程	
a) 水循環速度、浸透速度	
⑦ 風化花崗岩を母材とする牧草地土壌における浸透フラックスと物質動態 山中 勤 ³⁾	63
b) 流出速度	
⑧ 山地小流域の降雨流出過程 藤崎知恵子 ⁷⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・西宗直之 ⁴⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・加藤成子 ⁹⁾ ・Birmano, M. D. ¹⁰⁾ ・長濱則夫 ¹¹⁾	71
(4) 自然酸性化過程	
a) 土壌過程	
⑨ 瀬戸内土壌劣化流域における吸着プールを考慮した土壌特性の変動 成岡朋弘 ⁶⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	78
b) 流域過程	
⑩ 瀬戸内流域における水質形成に及ぼす降水量の影響 小野寺真一 ¹⁾ ・加藤成子 ⁹⁾	85
⑪ 流域の自然酸性化—瀬戸内森林流域における pH の変動過程 加藤成子 ⁹⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾	91
c) 降雨流出過程	
⑫ 山地小流域における降雨にともなう塩基流出機構の変化 成岡朋弘 ⁶⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	99
2章 劣化速度	
(1) 土壌侵食	
a) 溜池調査、他の手法との比較検証	
⑬ 花崗岩山地流域における土砂流出・堆積物調査の成果と展望 佐藤高晴 ¹⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・平山恭之 ¹⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・西宗直之 ⁴⁾	107
b) 山火事流域	
⑭ 瀬戸内海沿岸の山火事跡地における侵食速度の定量化 西宗直之 ⁴⁾ ・松田なな ⁸⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・佐藤高晴 ¹⁾	115
(2) 酸性化	
a) 酸性雨	
⑮ 広島県の降水成分の変動—酸性雨・重金属成分フラックスの現状 小野寺真一 ¹⁾ ・藤崎知恵子 ⁷⁾ ・Birmano, M. D. ¹⁰⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・重枝豊実 ¹⁾ ・加藤成子 ⁹⁾ ・斉藤光代 ⁴⁾	123
b) 山火事流域—土壌	

⑩	山火事にともなう土壌の酸性化過程 小野寺真一 ¹⁾ ・Birmano, M. D. ¹⁰⁾ ・藤崎知恵子 ⁷⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・長濱則夫 ¹¹⁾ ・松田なな ⁸⁾ ・加藤成子 ⁹⁾	129
c) 山火事流域－流域		
⑪	山火事流域の酸性化過程 藤崎知恵子 ⁷⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・Birmano, M. D. ¹⁰⁾	135
⑫	森林流域の渓流水質形成に及ぼす酸性雨の影響 重枝豊実 ¹⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・藤崎知恵子 ⁷⁾	147

3章 流域環境及び資源の変化

(1) 水循環の変化

a) 都市化にともなう地下水位変化		
⑬	都市化に伴う西条盆地の地下水動態変化 開発一郎 ¹⁾ ・山中 勤 ³⁾	151
b) 山火事にともなう河川流量の変化		
⑭	瀬戸内海沿岸の山火事跡地における河川流量の変化 西宗直之 ⁴⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	155

(2) 窒素負荷量変化

a) 農地の地下水汚染		
⑮	瀬戸内盆地流域における地下水汚染の実態 斉藤光代 ⁴⁾ ・峯 孝樹 ¹⁾ ・開発一郎 ¹⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	159
b) 河川中の窒素浄化機能		
⑯	洪水時の河川中における窒素循環過程と自然浄化機能 峯 孝樹 ¹⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	163
c) 沿岸果樹園流域		
⑰	瀬戸内海沿岸の果樹園流域における窒素流出 斉藤光代 ⁴⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	168
d) 河川負荷		
⑱	瀬戸内海沿岸流域における河川水中の浮遊物質・溶存有機炭素・溶存窒素の変動 吉田浩二 ⁴⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・斉藤光代 ⁴⁾ ・西宗直之 ⁴⁾ ・峯 孝樹 ¹⁾ ・重枝豊実 ¹⁾ ・竹井 務 ⁴⁾	177

e) 海水混合

⑲	瀬戸内海への地下水直接流出にともなう物質輸送の解明に関する研究 竹井 務 ⁴⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・斉藤光代 ⁴⁾ ・西宗直之 ⁴⁾	179
---	--	-----

(3) 重金属負荷量変化

⑳	山火事源流域における重金属イオンの流出過程について Birmano, M. D. ¹⁰⁾ ・小野寺真一 ¹⁾ ・藤崎知恵子 ⁷⁾ ・長濱則夫 ¹¹⁾	186
㉑	山地流域における大気降下性重金属の流出機構 小野寺真一 ¹⁾ ・西宗直之 ⁴⁾ ・Birmano, M. D. ¹⁰⁾ ・成岡朋弘 ⁶⁾ ・斉藤光代 ⁴⁾ ・藤崎知恵子 ⁷⁾ ・加藤成子 ⁹⁾ ・福岡正人 ¹⁾	193

(4) 土砂流出量の変化

a) 山火事		
㉒	瀬戸内海沿岸の山火事跡地における土砂流出量および土砂流出プロセスの変化 西宗直之 ⁴⁾ ・小野寺真一 ¹⁾	198
b) 都市河川		
㉓	黒瀬川の河床に堆積している粘土鉱物 北川隆司 ²⁾ ・本庄かや子 ²⁾ ・地下まゆみ ⁵⁾	206

おわりに

.....	208
-------	-----

別刷再録

.....	209
-------	-----

所属

1) 広島大学総合科学部総合科学科	7) 農林水産省林野庁関東森林管理局
2) 広島大学理学部地球惑星システム学科	8) 株式会社菱化システム
3) 筑波大学陸域環境研究センター	9) 日本 IBM 中国ソリューション株式会社
4) 広島大学大学院生物圏科学研究科	10) インドネシア科学技術庁
5) 広島大学大学院理学研究科	11) 株式会社グローバルオーシャンディベロッ プメント
6) 埼玉県環境科学国際センター	

はじめに

(1) 研究組織

研究の総括、 水-岩石相互作用の解析	広島大学・総合科学部・教授	福岡 正人	研究代表者
岩盤割れ目解析、 割れ目発達速度算出	広島大学・総合科学部・教授	於保 幸正	研究分担者
雨水浸透解析、 地下水による窒素負荷変動解析	広島大学・総合科学部・教授	開発 一郎	研究分担者
粘土鉱物分析、 深層風化速度算出	広島大学・大学院理学研究科・助教授	北川 隆司	研究分担者
溜池堆積物解析、 土壌侵食速度算出	広島大学・総合科学部・助教授	佐藤 高晴	研究分担者
土壌化学分析、 土壌化・酸性化速度算出、 海洋への負荷量変動予測	広島大学・総合科学部・助教授	小野寺 真一	研究分担者
鉱物溶出実験、 土層中の溶出速度算出	広島大学・総合科学部・助手	平山 恭之	研究分担者
流域地下水涵養・蒸発散量・ 流出量変動予測	筑波大学・陸域環境研究センター・講師	山中 勤	研究分担者

研究協力者

成岡朋弘 (現：埼玉県環境科学国際センター)
 地下まゆみ (広島大学大学院理学研究科)
 宮原正明 (広島大学大学院理学研究科)
 M.D. Birmano (現：インドネシア科学技術庁)
 藤崎知恵子 (現：林野庁)
 松田なな (現：菱化システム)
 加藤成子 (現：IBM 中国)
 西宗直之 (広島大学大学院生物圏科学研究科)
 斉藤光代 (広島大学大学院生物圏科学研究科)
 竹井 務 (広島大学大学院生物圏科学研究科)
 吉田浩二 (広島大学大学院生物圏科学研究科)
 重枝豊実 (広島大学総合科学部)
 峯 孝樹 (広島大学総合科学部)

(2) 交付決定額 (配分額)

(金額単位：千円)

	直接経費	間接経費	合計
平成13年度	14,800	4,440	19,240
平成14年度	7,300	2,190	9,490
平成15年度	5,800	1,740	7,540
総計	27,900	8,370	36,270

(3) 研究発表

1) 学会誌等 (発表者名、テーマ名、学会誌名、巻号、ページ、発表年)

【本研究成果報告書(「別刷再録」)にこれらの論文(計19編)を再録している】

《2001年》

- 佐々恭二・北川隆司・福岡 浩・落合博貴・井口 隆・藤田 崇・小宮山賢太郎・王 功輝：平成13年3月24日芸予地震による斜面災害緊急調査結果(速報), *J. of the Jpn. Landslide Soc.*, Vol.38, No.1, 78-84, 2001.
- 北川隆司・地下まゆみ・宮原正明：2001年3月24日に発生した芸予地震災害速報—広島県おける地震災害—, *粘土科学*, 第40巻, 第4号, 249-255, 2001.
- 井上 基・山田琢哉・田中 元・北川隆司：岡山県の三疊紀層に発達する野田地すべり地のすべり面の起源について, *応用地質*, 第42巻, 第2号, 88-100, 2001.
- Kitagawa, R. and Jige, M. : Hydrothermal clay veins affected slope failures in granitic regions, *Proceedings of the International Symposium on Geotechnical & Environmental Challenges in Mountainous Terrain*, 23-33, Kathmandu, Nepal, November 6-7, 2001.
- Aoyama, T., Sokobiki, H., Koma, H., Kitagawa, R. and Jige, M. : Mechanism of slope failures—Effect of clay veins, *Proceedings of the International Symposium on Geotechnical & Environmental Challenges in Mountainous Terrain*, 341-346, Kathmandu, Nepal, November 6-7, 2001.
- 長濱則夫・小野寺真一・小林政弘・安藤幸仁・M.D. バーマノ・濱田洋平・井岡聖一郎：電気探査を用いた撥水性土壌での降雨浸透過程推定に関する実験的研究, *水文・水資源学会誌*, 第14巻, 1号, 27-33, 2001.
- 成岡朋弘・小野寺真一：広島県花崗岩山地の崩壊斜面における土壌カテナ, *広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第27巻, 109-118, 2001.
- 西宗直之・小野寺真一・成岡朋弘：花崗岩山地溪流における河床形態に関する研究—広島県黒瀬川源流の例—, *広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第27巻, 119-128, 2001.
- 小野寺真一・長濱則夫・藤崎知恵子：瀬戸内花崗岩山地流域における降雨流出過程—電気探査及びトレーサー法による検討—, *日本水文科学会誌*, 第31巻, 第2号, 73-82, 2001.

《2002年》

- 小野寺真一・藤崎知恵子・成岡朋弘・M. D. Birmano：瀬戸内土壌劣化流域における降水から湧水への金属成分の変化, *陸水学雑誌*, Vol. 63, No.1, 21-30, 2002.
- 宮原正明・宇野洋平・北川隆司：御荷鉾緑色岩類中の地すべり地に生成する粘土鉱物—怒田・八畝, 蔭地すべり地—, *粘土科学*, 第42巻, 第2号, 81-88, 2002.
- 日和田修司・木村哲雄・地下まゆみ・北川隆司：鳥取県東伯郡東郷町—三朝町の町境における白亜紀花崗岩のスメクタイト化による法面変形について, *粘土科学*, 第41巻, 第3号, 139-143, 2002.
- Naruoka, T., Onodera, S., Fujisaki, C., Birmano, M. D., Takeda, K. and Kaihotsu, I. : Evaluation of cation exchange processes in acid soil slope for solute transport modelling in unsaturated zone, *Proceedings of the 4th International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, 439-441, Prague, Czech Republic, 17-20, June 2002.
- 小野寺真一・成岡朋弘：広島県瀬戸内海沿岸域の降雨特性—降雨時間帯, 季節性, 降雨強度—, *広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第28巻, 61-68, 2002.
- 竹井 務・小野寺真一・成岡朋弘・西宗直之・斉藤光代：表流水の水質の空間分布特性とその評価に関する研究—西条盆地の250mメッシュの地理情報による評価—, *広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第28巻, 69-75, 2002.
- 斉藤光代・小野寺真一・竹井 務・西宗直之：瀬戸内海沿岸小河川における硝酸性窒素負荷量—果樹

園面積・溜池・扇状地の効果一, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 第28巻, 77-84, 2002.

《2003年》

Nishimune, N., Onodera, S., Naruoka, T. and Birmano, M.D. : Comparative study of bedload sediment yield processes in small mountainous catchments covered by secondary and disturbed forests, western Japan, *Hydrobiologia*, 494, 265-270, 2003.

重枝豊実・小野寺真一・齊藤光代・吉田浩二・竹井 務・峯 孝樹 : 広島県生口島における SiO₂ フラックスの空間分布特性, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 第29巻, 95-103, 2003.

峯 孝樹・小野寺真一・齊藤光代・吉田浩二・重枝豊実・竹井 務 : 黒瀬川流域における窒素流出の空間分布特性とそれに及ぼす地形の影響, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 第29巻, 115-122, 2003.

2) 口頭発表 (発表者名、テーマ名、学会等名等、発表年)

【下記の「I 活動報告」の(14)も参照】

《2001年》

Onodera, S. et al. : Soil acidification in mountainous catchments after forest fire, International Congress of Geomorphology, Tokyo, Japan, 2001.

Naruoka, T., Onodera, S. et al. : Cation discharge process in a small mountainous catchment, International Congress of Geomorphology, Tokyo, Japan, 2001.

小野寺他 : 山地流域の水質形成に関する地理情報の適用, 日本地理学会秋季大会シンポジウム, 秋田, 2001.

成岡・小野寺他 : 瀬戸内海沿岸山地斜面の土壌における陽イオンの動態, 日本地理学会秋季大会, 秋田, 2001.

加藤・小野寺他 : 中国山地における水質に及ぼす降水量及び地質の影響について, 日本地理学会秋季大会, 秋田, 2001.

《2002年》

西宗・小野寺他 : 瀬戸内沿岸流域における山火事による土砂流出量の変化について, 日本地理学会, 東京, 2002.

西宗・小野寺他 : 山火事荒廃地流域における懸濁物質及び掃粒物質の流出過程について, 日本林学会, 新潟, 2002.

小野寺他 : 土壌劣化流域における重金属の流出過程, 日本林学会, 新潟, 2002.

Onodera, S. et al. : Transport of anthropogenic trace metal within a steep stream in a burned mountain, Int. Assoc. of Sediment and Water, Banff, Canada, 2002.

Nishimune, N. and Onodera, S. : Sediment discharge variation in disturbed mountain catchments, Int. Assoc. of Sediment and Water, Banff, Canada, 2002.

小野寺他 : 瀬戸内沿岸流域の Mn の流出過程, 日本水文科学学会, 東京, 2002.

小野寺 : 瀬戸内海沿岸地域における浅層地下水流動と物質移動—広島県竹原市の例—, 地球惑星合同シンポジウム, 東京, 2002.

Naruoka, T., Onodera, S. et al. : Cation transport on the acidified slope with considering an exchangeable pool, Int. Symp. Modelcare, Slovenia, 2002.

成岡・小野寺他 : 土壌劣化流域における吸着態成分の季節変動と陽イオン移動過程, 日本陸水学会, 東京, 2002.

小野寺他 : 土壌劣化流域における Mn 流出に及ぼす懸濁物質の影響, 陸水学会課題講演, 東京, 2002.

小野寺他 : 瀬戸内海沿岸竹原市の浅層地下水における硝酸性窒素消失過程, 日本陸水学会, 東京, 2002.

佐藤・小野寺・平山・成岡・西宗：広島県西条盆地のため池における堆積量と流域の浸食速度，日本陸水学会，東京，2002。

佐藤・海堀・浜本・船木：環境磁気学的方法による日野川への大山起源土砂流入の推定，地球電磁気・地球惑星圏学会，東京，2002。

平山・福岡：室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度，日本地質学会，新潟，2002。

《2003年》

小野寺他：山地小流域の降水量及び地質にともなう水質形成過程の変化，日本地理学会，東京，2003。

竹井・小野寺他：沿岸域における潮汐にともなう海水と淡水の混合過程，日本地理学会，東京，2003。

斉藤・小野寺他：瀬戸内海沿岸山地流域における窒素の流出過程，日本地理学会，東京，2003。

竹井・小野寺：沿岸域における海水の再循環過程，地球惑星科学合同大会，千葉，2003。

小野寺他：沿岸混合域における窒素浄化について，地球惑星科学合同大会，千葉，2003。

平山・福岡：室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度—有機酸の存在および反応器の違いが溶解速度に及ぼす影響—，地球惑星科学合同大会，千葉，2003。

斉藤・小野寺：果樹園の分布する流域における窒素の輸送過程，日本地下水学会，東京，2003。

Onodera, S. et al. : Nitrate load in hyporheic zone of a riverside on a coastal area, IUGG, Sapporo, 2003.

Takei, T., Onodera, S. et al. : Recycling process of the seawater in a sand beach, IUGG, Sapporo, 2003.

Saito, M., Onodera, S. et al. : Nitrate transport in shallow groundwater on a coastal farm land, IUGG, Sapporo, 2003.

峯・小野寺他：農地・都市混在域を流下する河川中の窒素及び炭素の変動，日本地理学会，岡山，2003。

重枝・小野寺他：花崗岩小流域における重炭酸の変動過程，日本地理学会，岡山，2003。

西宗・小野寺他：山地小流域の土壌侵食及び土砂生産に及ぼす山火事の影響，日本地理学会，岡山，2003。

小野寺他：瀬戸内海沿岸流域における土壌及び水資源に及ぼす人間活動の影響，日本地理学会シンポジウム，岡山，2003。

斉藤・小野寺他：沿岸山地河川流域における地下水による窒素流出，日本地下水学会，岐阜，2003。

佐藤・小野寺・竹田・田中・西宗・静間・山崎：ため池堆積物による環境変動研究と環境教育の可能性，日本環境学会，新潟，2003。

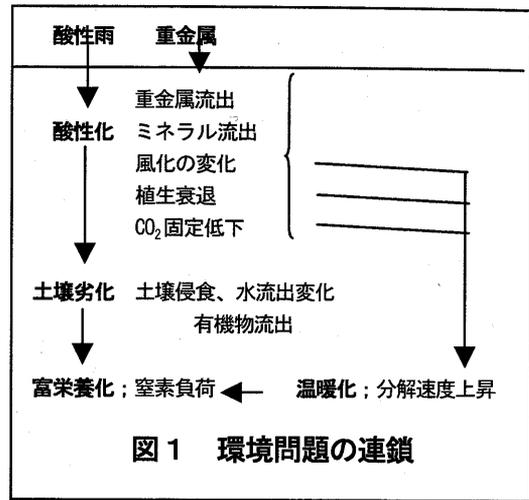
佐藤・静間・瀬戸：ため池堆積物における，聞き取り調査と鉛 210 法による堆積年代の推定，日本地質学会，静岡，2003。

(4) 研究の背景

瀬戸内海及びその周辺流域の持続的利用は、我が国の重要な 21 世紀の課題の一つである（平成 11 年度環境白書）。近年の富栄養化では、リンの減少に比べ窒素が横ばいであることが問題視されている。一般に窒素の流出負荷量の増大は人為的起源の存在（肥料、生活廃水）によるものであるが、自然流域でも植生変化（森林衰退）によって引き起こされる例が数多く報告されている。瀬戸内流域では、近年の山火事（日本で最も広く焼失している）及び松枯れにともない有機物が流出し土壌劣化の傾向を示すため、人為的負荷の無い流域からの窒素負荷が増大する可能性をもつ。従来の研究の多くは流域をブラックボックスとした物質収支研究であり、陸域の自然物質循環速度を考慮した環境変化の影響評価を行った例は無い。そのため、以上の視点で陸域の土壌劣化と海洋の富栄養化との関係を議論する総合的な環境研究が必要である。

瀬戸内流域は、土壌中の主要塩基が流出する傾向にあり、流域が酸性化（化学的土壌劣化）している特徴を示す。この酸性化は様々な環境変化（重金属流出、温暖化など）と連鎖している（図 1）。これは地球規模での議論（図中の太字）であると同時に、流域規模でも議論（図中の細字）を必要とする。21 世紀に向け学術的にはこの連鎖系を考慮した総合的研究が必要である。

地球規模の炭素循環に目を向ければ、CO₂の循環は重要である。かつて第三紀（1千万年以前）は現在と同様にCO₂濃度が高く温暖な時代であった。しかし、ヒマラヤの隆起にともなって大量に陸化し生成された新鮮な岩石が急激に風化されることによりCO₂が固定されたと報告されている。現在も同様にヒマラヤは隆起しておりその他の隆起域も大きな変化は見られないにもかかわらず、近年の地球温暖化ではCO₂濃度が急激に上昇している。これは、陸域の森林伐採や化石燃料の燃焼による影響が大きいためであると評価されているが、現在のCO₂の固定能については言及されていない。現在の酸性雨による酸性化は、風化によるCO₂の固定能を低下させる可能性を持つ。将来の流域環境を評価していくためには、水-土壌連鎖系だけではなく、以上の地球化学過程を明確にしていくことが必要である。



(5) 目的

本研究では、瀬戸内海及び沿岸流域の持続的利用のために、瀬戸内海沿岸流域における自然の物質循環速度を明らかにし、酸性雨、温暖化、山火事などの環境変化にともなう物質循環の変化（土壌劣化、酸性化、富栄養化、重金属流出）を予測し評価することを目的とする。

(6) 研究の特色

- 1) 本研究の特色は、陸域環境と海洋環境の保全のために、陸域の物質循環速度をさまざまな角度から明らかにする点である。例えば、有機物固定速度、表層土壌中の酸性化速度、岩石の風化速度、透水ゾーンの拡大速度、鉱物の風化速度、風化の媒介となる水の移動速度、土壌侵食速度などである。さらに、この結果から、瀬戸内海への物質負荷量を明らかにし、環境変化にともなう負荷量の変化を予測し評価するものである。例えば、瀬戸内海への窒素負荷量の変動を予測することであり、この結果、瀬戸内海の富栄養化における陸域起源の窒素の割合を明らかにすることができる。また、窒素だけでなく重金属等の負荷量の変動についても明確にし、その海洋生態系への影響も明確にする。すなわち、本結果は、瀬戸内海保全のための陸域管理の具体的な方策に対する指針ともなりうるものである。
- 2) 陸域における化学的風化にともなうCO₂固定に関して、酸性雨や土壌酸性化の影響（固定能の低下）を明らかにするとともに、その重要性について明確にする。
- 3) 本研究では、研究者構成が同一大学の岩石、水、土壌の専門家からなり、研究遂行にあたって迅速かつ幅広い議論が容易に行える環境であり、問題解決も速やかに行くものとする。

(7) 本研究の着想に至った経緯

本研究テーマに関して、我々を含め個別の分野の範囲内で研究が行われてきた感がある。例えば、森林水文学の分野で、欧米を中心に流域からの負荷量が実測されてきた。それをもとに風化速度や有機物の蓄積速度などが議論され「生物地球化学」という概念が生まれた。しかし、その実情は内部素過程（硝化反応、化学風化反応など）をブラックボックス化したものであった。一方で、地球化学分野では、表層の有機物反応や流動している地中水との相互作用に関する議論は避けられてきた。

そこで、我々は、平成12年度に「風化と環境」研究会（20名参加）を既に2回開催しているが、そのメンバーが集まり、現在の問題点について分野横断的な議論を行った。また、我々個人レベルだけでなくより横断的な研究レビューを行った結果、陸域環境における物質循環速度とその海域への影響まで議論した例は無いことを確認した。なお、本研究会の成果は、ホームページ（<http://slate.ias.hiroshima-u.ac.jp/~fuka/>）に公開中である。以上の議論から、我々は横断的な議論にもとづく総合的研究の必要性を痛感した。また、瀬戸内海沿岸という広島の立地から、陸域環境全体の物質循環とその海域への影響に関する研究に対する社会的要請の強さも感じ、現申請に至った。

研究上議論が速やかにできることは極めて重要であり、その点でも現在進行中の研究会の存在は、本研究の着想を強く推し進める結果となった。

（8）方法（図2）

平成13年度：（下線部は申請備品、斜字は担当）

*平成13年度は主に野外観測及び野外調査を中心にデータ収集を行う。

1) 自然物質循環速度の評価（炭素、窒素、ミネラルの循環速度を観測及びモデル計算により見積もる）

①植生の生長及び土壌及びリターの総量変化及び化学成分変化をもとに分解速度及び土壌化速度を見積もる（小野寺）。炭素、窒素については、物質収支モデルにより、主に既存のデータを用いて算出する。ただし、既存のデータが無い試験地については分析する。その際、有機炭素分析計により分析する。また、ミネラルについては、表層の生物素過程（無機化、硝化、植生の養分吸収）によって生じる酸性物質とのイオン交換反応及びその下層への輸送に伴う影響まで議論する。

②風化速度及び溶出速度を見積もる。

- a) 数万年オーダーの深層風化機構を考慮し山体規模での風化速度を見積もる（北川）。粘土鉱物の遷移過程を考慮して推定を行う。
- b) 現世の割れ目及び微小クラック発達にともなう風化機構を考慮し露頭スケールでの風化速度を見積もる（於保・平山・開発）。露頭スケールで、割れ目系の分布及び発達様式の解析（於保）、1次鉱物及び粘土鉱物、粘土吸着帯成分の解析（平山）、透水性及び pF 水分試験器 を用いての水分保持特性の解析（開発）を行い、水-岩石相互作用について議論する。
- c) 個々の鉱物レベルでの風化速度を見積もる（福岡・平山）。実験室で、鉱物毎にまた複数の鉱物混合体を用いて溶出実験を行い、鉱物レベルでの風化速度を見積もる。この際、鉱物組成の同定に X 線分析を用いるが、その前処理装置として、振動式カップミルを使用する。
- d) 様々な相乗効果を考慮した流域としての速度の推定を行う（福岡・小野寺）。鉱物間、水-鉱物、生物素過程-岩石（福岡、小野寺）、水流出経路、流域水流出（小野寺）をそれぞれ明らかにし、流域規模での溶存物質負荷量を見積もる。その際、渓流水を自動採水装置により採水し、既存のイオンクロマトグラフィーにオートサンプラーを設置し大量にサンプルを処理する。

2) 土壌劣化速度の評価

①流域の土壌侵食速度を流域に多数分布するため池内における堆積物から見積もる（佐藤）。堆積物の Pb 同位体比をもとに堆積年代を算出し速度を求める。また、試験流域の流出土砂量とも比較し校正する。

②a) 自然の酸性化過程（生物素過程で生じる酸）によるものと、b) 酸性雨によるものとを分離して流域流出量及び土壌中の養分移動量から養分流出速度を見積もる（小野寺）。

*なお、調査地域は広島県を中心とした瀬戸内流域とし、特に2年間観測している広島県宮島（天然林流域）及び竹原（山火事後5年経過した荒廃地及び20年経過した2次林流域）の試験流域及び東広島

市（大学付近）に設置予定の試験流域を生かし、土砂流出を含めた水及び物質収支に関するモニターを行う。

平成 14 年度：（斜字は担当）

*基本的には平成 14 年度の延長。

野外観測及び野外調査だけでなく、モデル化を行い多様な条件での解析を行う。さらに、前年度からの現状評価をもとに以下の様な予測評価を行う。

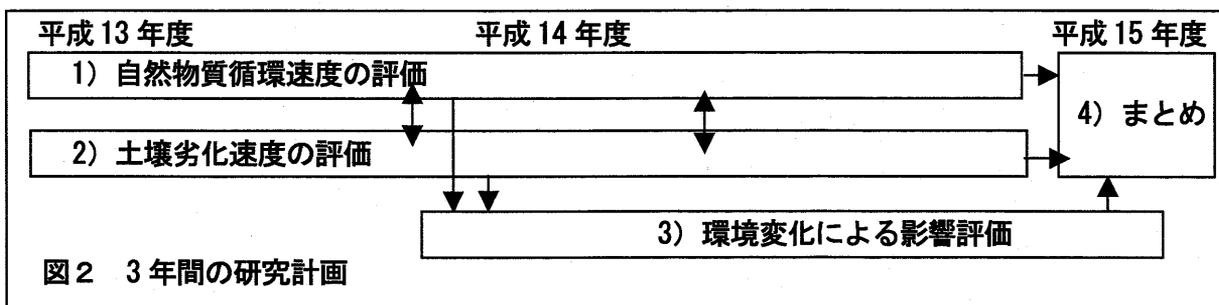
3) 環境変化による影響評価

環境変化による流域資源及び二次環境問題の変化予測を行う。

- ① 水循環過程（蒸発散量、流出量）の変化を推定する（開発）。
- ② 窒素流出量の変化を推定する（開発・小野寺）。
- ③ 重金属流出の変化を推定する（福岡・小野寺）。
- ④ 土砂流出量の変化を予測する（佐藤・平山）。

平成 15 年度：（斜字は担当）

4) まとめ（全員）それぞれモデル化を中心に進める。



I 活動報告

本研究では、各自が研究成果を出していくとともに、定期的に研究会を開催し（学会を含む）、議論を行ってきた。期間中に開催した研究会は以下のとおりである。

※広島大学「風化と環境」研究会（陸域環境研究会；瀬戸内流域研究）

《2000年（平成12年）から現在まで計15回（うち2回はジョイント）開催》

なお、発表題目と発表者の一覧は以下の通りであり、ホームページでは発表要旨の一部を公開中である（<http://slate.ias.hiroshima-u.ac.jp/~fuka/>）。

(1) 第1回研究会 [2000年7月27日(木)]

「風化を促進させる割れ目と風化によって現れる割れ目」……………於保幸正（総合科学部）

「岩石の風化と斜面崩壊—今後の展望」……………北川隆司（理学部）

「水文化学手法を用いた風化研究と今後の問題点」……………成岡朋弘（生物圏科学研究科 D1）

「泥質岩の風化研究の現状と今後の問題点」……………津島淳生（生物圏科学研究科 研究生）

「変成岩分布域における岩石の風化と崩壊」……………平山恭之（総合科学部）

「環境変化による山地水源水質変化—化学風化を考慮して」……………小野寺真一（総合科学部）

(2) 第2回研究会 [2000年10月17日(火) 16:50 - 18:20]

「研究会の主旨」……………小野寺真一（総合科学部）

「瀬戸内流域は土壌劣化？—風化と酸性化速度のバランス」

……………藤崎知恵子（生物圏科学研究科 M1）

- 「討論」
1. 今後の研究会の計画
 2. 共同研究テーマに関して
 3. 分野横断的議論の輪の拡大計画
 4. 研究レビューの必要性
 5. 教科書の作成

(3) 第3回研究会 [2000年12月20日(水) 15:00 - 17:00]

「風化とは何か？」……………福岡正人（総合科学部）

「四国の地すべり地に形成されている粘土鉱物と地すべり—御荷鉾緑色岩の風化」

……………宮原正明（理学研究科 D1）

「亜高山帯土壌の酸性化過程」……………安道幸仁（生物圏科学研究科 M2）

(4) 第4回研究会 [2001年3月26日(月) 13:30 - 15:30 場所：理学部 A606]

「岩石磁気学的方法で堆積物を調べる」……………佐藤高晴（総合科学部）

「花崗岩地域の土砂災害と粘土細脈との関係について」……………藤田 大（理学研究科 M1）

「流域の化学風化速度推定」……………成岡朋弘（生物圏科学研究科 D1）

(5) 第5回研究会 [2001年11月15日(木) 16:00 - 17:00 場所：J201]

“Hydrogeological study in Nigeria”（ナイジェリアでの水文地質学的研究）

……………Dr. Moshood Tijani (Ibadan Univ., Nigeria)

(6) 第6回研究会 [2001年11月16日(金) 16:50 - 18:00 場所：K305]

「長江河口域における地下水環境—地表水と浅層地下水の交流—」

……………宮岡邦任（三重大学教育学部）

(7) 第7回研究会 [2001年12月12日(水) 15:00 - 16:30 場所: J201]

- 「瀬戸内流域における自然物質循環速度を考慮した環境劣化の影響評価」に関する研究計画
……………小野寺真一 (総科)
- 「共同研究の成果と方向性」……………福岡正人 (総科)

(8) 第8回研究会 [2002年3月18日(月)・19日(火) 場所: 学生会館会議室1]

2002年3月18日(月)

- 13:00 「はじめに」……………福岡正人 (総科)
- 13:10 「瀬戸内流域の養分生成速度—中間報告—」
……………小野寺真一 (総科)・松田なな・成岡朋弘
- 13:30 “Regeneration of vegetation and litter accumulation after fire”
……………E.V. Angara (D3)・中越信和 (総科)
- 14:00 「溶解速度と風化速度—レビュー—」……………福岡正人 (総科)
- 14:30 「鉱物溶解実験の方法と準備状況」……………平山恭之 (総科)
- 15:00 「スメクタイトによる斜面変動」……………北川隆司 (理)・地下まゆみ・宮原正明
- 15:30 「広島花崗岩類の化学的風化と斜面崩壊との関係」
……………久野高明 (M2)・北川隆司・地下まゆみ
- 16:00 「瀬戸内山火事荒廃地における酸性化と養分流出機構」
……………藤崎知恵子 (M2)・小野寺真一
- 16:30 「山火事流域の土壌浸食」……………成岡朋弘 (D2)・小野寺真一・西宗直之・加藤成子
- 17:00 「マイクロシーティングの発達分布」……………於保幸正 (総科)

2002年3月19日(火)

- 9:00 「西条盆地の地中水・物質循環」……………開発一郎 (総科)
- 9:30 「宮島における花崗岩中のマイクロシーティング」……………内海大和 (M2)・於保幸正
- 10:00 「東広島市八本松町の花崗岩分布地域における斜面崩壊と地形形成との関係—粘土細脈の走向傾斜に注目して—」……………藤田 大 (M2)・北川隆司
- 10:30 「東広島市域のため池の堆積状況調査」……………佐藤高晴 (総科)
- 11:00 「瀬戸内流域の重金属流出」……………小野寺真一 (総科)・M.D. Birmano
- 11:30 「塩素イオンと水素・酸素安定同位体をトレーサーとした地下水涵養速度・蒸発散量の評価」
……………山中 勤 (筑波大)
- 12:00 「総合討論・総括」

(9) 第9回研究会 [2002年7月2日(火)・3日(水) 場所: 学生会館会議室1]

2002年7月2日(火)

- 「岩石の風化作用と続成作用」……………福岡正人 (総科)

2002年7月3日(水)

- 「はじめに」……………福岡正人・小野寺真一 (総科)
- 「菌根と物質循環」……………中坪孝之 (生物圏)
- 「河畔ネコヤナギ群落の一次生産量と流域物質循環への影響」……………佐々木晶子 (D1)
- 「スリランカの異なる気候条件下における含紫蘇輝石花崗岩の風化変質過程」……………北川隆司 (理)
- 「瀬戸内貧栄養山地流域における風化及び塩基流出機構」……………成岡朋弘 (D3)
- 「総合討論・総括」

佐藤先生より地球惑星シンポジウムの話題を提供してもらおう
野外研究会のお知らせ等

(10) 第10回研究会 [2002年7月27日(土)・28日(日) 場所:しまなみ街道 現地検討会]
2002年7月27日・28日

目的: 現地においていくつかの研究成果や研究展望を紹介してもらい、その上で地球科学分野のみならずより広い分野による横断的な議論を行い、別な視点からの議論をもとに新たな発見やアイデアをもたらし、今後の新規テーマの開拓の礎を築くことを目的とする。また、しまなみ街道という場に今回はターゲットを絞り、瀬戸内海の実環境科学的意義についても広く認識するとともに、研究からの瀬戸内海環境へのアプローチについても議論する。

《テーマ》

1. 花崗岩の風化断面と地形; マイクロシーティング (於保)
2. 花崗岩山体の不均一性; 不均一物質移動場としての地下構造 (北川、地下、宮原)
3. 斜面物質の特性; 鉱物組成、風化過程 (平山、福岡)
4. 山火事流域の物質移動; 土壌侵食、養分流出、養分吸収 (西宗、成岡、松田、小野寺)
5. 果樹園流域からの窒素の流出過程 (小野寺、竹井、斉藤)

《スケジュール》

7月27日(土)

- 8:45 広島大学総合科学部外来駐車場集合 (B棟南側)
9:00 出発 山陽道-しまなみ街道経由
11:00 生口島 C; 花崗岩風化断面 テーマ2; 花崗岩山体の不均一性
食事
13:00 生口島 B; 山火事流域 テーマ4; 山火事流域の物質循環
15:00 生口島 D; 果樹園流域 テーマ5; 果樹園流域の窒素流出過程
話題提供6; 土地利用と島の環境 (浅野、佐竹)
17:00 大三島 多々羅温泉
18:00 生口島 A; 宿 民宿さくら 7-1433

7月28日(日)

- 9:00 出発
10:00 伯方島 A-E; 風化断面 テーマ1; 風化断面と地形
テーマ3; 斜面物質の特性
途中昼食 (弁当)
14:00 出発
16:00 大学着 解散

(11) 第11回研究会 [2002年11月13日(水) 場所: 学士会館会議室1]

- 13:30 「はじめに」……………福岡正人 (総科)
13:40 「島根県金城町の雲城花崗岩の変質作用における風化と熱水作用の重複」
……………中村友香・藤原千香子・地下まゆみ・北川隆司 (理)
14:15 「室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度」……………平山恭之 (総科)
15:00 「流域の物質輸送に及ぼす降水量の効果」……………小野寺真一 (総科)
15:30 「西条盆地におけるため池堆積物中の水銀の定量」
……………田中謙太郎・竹田一彦 (生物圏)・佐藤高晴 (総科)
16:00 「花崗岩山地流域における土砂生産-掃流・浮遊砂の分配関係-」……………西宗直之 (生物圏)
16:30 「総合討論」

(12) 第12回研究会 [2003年3月6日(木)・7日(金) 場所: 学士会館会議室1]
2003年3月6日(木)

- 13:00 「はじめに」……………福岡正人 (総科)
- 13:10 「化学的風化のレビューその2」……………福岡正人 (総科)
- 13:40 「鉱物レベルでの化学的風化について」……………平山恭之・福岡正人 (総科)
- 14:00 「花崗岩のマサ化のメカニズム」……………北川隆司 (理)
- 14:20 「阿武隈山系の花崗岩の風化について」……………宮原良介 (理・院)・北川隆司 (理)
- 14:40 「風化花崗岩丘陵地における土壌水浸透速度評価：物理・化学的手法の統合」
……………山中 勤 (筑波大・陸域環境研究センター)
- 15:00～15:10 休憩
- 15:10 「黒瀬川流域の地下水流動と窒素流出—調査概要」
……………開発一郎・小野寺真一 (総科)・斎藤光代 (総科・学)
- 15:20 「黒瀬川の窒素流出について」……………設楽惣介 (広島大・非常勤)
- 16:00 「島嶼部における窒素流出過程」……………斎藤光代 (総科・学)・小野寺真一 (総科)
- 16:20 「沿岸地下水流動に及ぼす潮汐の影響」……………竹井 務 (総・学)・小野寺真一 (総)
- 16:40 「菌根菌を介した花崗岩の生物学的風化現象」……………渡辺克晃 (理・院)・北川隆司 (理)
- 17:00 「森林生態系における植物細根と菌根菌のバイオマス」
……………里村多香美 (生物圏・院)・堀越孝雄 (総科)
- 17:30～18:00 「総合討論」 懇親会

2003年3月7日 (金)

- 9:30 「山林火災跡地におけるVA菌根菌の動態」……………衣笠里美 (生物圏・院)・堀越孝雄 (総科)
- 9:50 「山火事直後の植生回復とその養分保持機能の解明」
……………松田なな (生物圏・院)・小野寺真一 (総科)・成岡朋弘 (生物圏・院)
- 10:10 「流域斜面における塩基の輸送過程—吸着成分の変動を考慮して」
……………成岡朋弘 (生物圏・院)・小野寺真一 (総科)・松田なな (生物圏・院)
- 10:40 「東広島市における溜池調査と今後の課題」……………佐藤高晴 (総科)
- 11:00 「山火事流域の土壌浸食—竹原流域・生口島流域の例」
……………西宗直之 (生物圏・院)・小野寺真一 (総科)・成岡朋弘 (生物圏・院)・佐藤高晴 (総科)
- 11:20 「山地小流域における物質流出過程—瀬戸内地域の例」……………小野寺真一 (総科)
- 11:40～12:00 「総合討論・総括」

第12回広島大学陸域環境研究会

「瀬戸内流域の物質循環3」

2003年3月6日 期日:2003年3月6日・7日
会場:広島大学学生会館会議室1

13:00 「はじめに」……………福岡正人 (総科)

13:10 「化学的風化のレビューその2」……………福岡正人 (総科)

13:40 「鉱物レベルでの化学的風化について」……………平山恭之・福岡正人 (総科)

14:00 「花崗岩のマサ化のメカニズム」……………北川隆司 (理)

14:20 「阿武隈山系の花崗岩の風化について」……………宮原良介 (理・院)・北川隆司 (理)

14:40 「風化花崗岩丘陵地における土壌水浸透速度評価：物理・化学的手法の統合」
……………山中 勤 (筑波大・陸域環境研究センター)

15:00～15:10 休憩

15:10 「黒瀬川流域の地下水流動と窒素流出—調査概要」
……………開発一郎・小野寺真一 (総)・斎藤光代 (総・学)

15:20 「黒瀬川の窒素流出について」 設楽惣介 (広島大・非)

16:00 「島嶼部における窒素流出過程」 斎藤光代 (総・学)・小野寺真一 (総)

16:20 「沿岸地下水流動に及ぼす潮汐の影響」 竹井務 (総・学)・小野寺真一 (総)

16:40 「菌根菌を介した花崗岩の生物学的風化現象」
……………渡辺克晃 (理・院)・北川隆司 (理)

17:00 「森林生態系における植物細根と菌根菌のバイオマス」
……………甲村多香美 (生物圏・院)・堀越孝雄 (総)

17:30～18:00 総合討論

9:30 「山林火災跡地におけるVA菌根菌の動態」 衣笠里美(生物圏・院)・堀越孝雄(総)

9:50 「山火事直後の植生回復とその養分保持機能の解明」 松田なな(生物圏・院)・小野寺真一(総)・成岡朋弘(生物圏・院)

10:10 「流域斜面における塩基の輸送過程—吸着成分の変動を考慮して」 成岡朋弘(生物圏・院)・小野寺真一(総)・松田なな(生物圏・院)

10:40 「東広島市における溜池調査と今後の課題」 佐藤高晴(総)

11:00 「山火事流域の土壌化学—四万十川と瀬戸内地域の例」 西宗直之(生物圏・院)・小野寺真一(総)・成岡朋弘(生物圏・院)・佐藤高晴(総)

11:20 「山地小流域における物質流出過程—瀬戸内地域の例」 小野寺真一(総)

11:40～12:00 総合討論と昼食



連絡先 小野寺(内6496)

(13) 第13回研究会 (森林総合研究所合同研究会) [2003年3月10日(月) 場所: 森林総合研究所四国支所会議室 (高知市)]

3月10日(月) : 研究会

- 13:00 「陸域物質循環研究の展望—広島大学風化研究会と地球惑星シンポジウムに向けて」
……………福岡正人 (広島大学)
- 13:30 「流域の物質流出過程と下流域環境—瀬戸内と四万十地域」 ……………小野寺真一 (広島大学)
- 14:00 「四万十地域の地質学的特性—四万十層群」 ……………平山恭之 (広島大学)
- 14:30 「四万十川源流部の森林の NO₃-N 負荷特性—降雨時を中心として」
……………篠宮芳樹 (森林総研四国)
- 15:00—15:30 休憩
- 15:30 「四万十川流域の水質特性」 ……………山田 毅 (森林総研四国)
- 16:00 「森林土壌表層部における不均一な浸透と水分貯留」 ……………小林政広 (森林総研九州)
- 16:30 「GIS を利用した原単位法による四万十川流域の全窒素 (TN) 排出負荷量の推定」
……………小谷英司 (森林総研四国支所)
- 17:00 「合同研究会の意義と成果」
……………鳥居厚志 (森林総研四国支所、森林生態系変動研究グループ長)

3月11日(火)・12日(水) : 現地検討会 ; 四万十川試験流域

現地案内者 : 篠宮芳樹・山田 毅 (森林総研四国)

(14) 第14回研究会 [2003年5月28日(水) 場所: 幕張メッセ国際会議場 (千葉市)]

地球惑星合同シンポジウム (H071 「山地流域の水文地質環境と物質循環」)

座長 : 福岡正人・小野寺真一 (広島大・総科)・北川隆司 (広島大・理)

- 13:45 - 13:50 「はじめに」
- 13:50 - 14:05 「風化研究における溶解速度と風化速度—室内実験と野外測定と比較— : レビュー」
……………福岡 正人 (広島大学)

(@キャンセル ; 「扇状地における土壌形成の過程および植生とのかかわり」)

- 14:05 - 14:20 “Simulation of ground water level in the weathered granite region—Effect of clay veins—”
 ……久保田 蘭 (慶応大学) 他
 ……北川 隆司 (広島大学) 他
- 14:20 - 14:35 「草地小流域における土壤水分、地表流出、および湧水流出」
 ……山本 博 (畜産草地研究所)
- 14:35 - 14:50 「瀬戸内山地小流域における塩基流出機構」
 ……成岡 朋弘 (埼玉県国際環境研究センター) 他
- 14:50 - 15:05 「山地小流域における物質輸送過程；瀬戸内流域の例」
 ……小野寺 真一 (広島大学)
- 15:05 - 15:15 「総合討論」

ポスターセッション (2F コンベンションホール A) 17:15 - 18:45

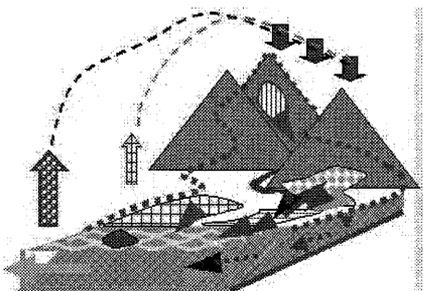
- 「山火事斜面における土壤浸食・養分溶脱・植生による養分保持」
 ……松田 なな (菱化システム) 他
- 「瀬戸内地方山火事荒廃流域における養分流出機構」
 ……藤崎 知恵子 (林野庁) 他
- 「岡山県の浅層地下水の水質と地質の関係」
 ……松田 敏彦 (岡山大学) 他
- 「果樹園の分布する山地小河川における硝酸性窒素負荷量の変動機構」
 ……斉藤 光代 (広島大学・院) 他
- 「積雪火山地の流域における物質移動—苗場山西麓の例」
 ……秋山 一弥 (土木研究所新潟試験所) 他
- 「中海と宍道湖における堆積物中の磁性鉱物の由来とその変遷」
 ……佐藤 高晴 (広島大学) 他
- 「森林土壌表層部における不均一な浸透と水分貯留」
 ……小林 政広 (森林総合研究所九州支所) 他
- 「室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度」
 ……平山 恭之 (広島大学) 他
- 「瀬戸内山地流域における土砂流出量の変動に及ぼす山火事の影響」
 ……西宗 直之 (広島大学・院) 他

19:00 懇親会

地球惑星合同シンポジウム2003年5月28日

H071 「山地流域の水文地質環境と物質循環」

福岡正人・小野寺真一(広島大・総合)・北川隆司(広島大・理)



山地流域：

表層及び内部：不均一場
 割れ目構造や粘土細脈

水・物質循環

岩盤の風化変質及び土壌化過程
 水・養分・土砂流出
 人為的攪乱

(15) 第15回研究会 [2003年12月19日(金) 場所: 学士会館会議室1]

- 10:00 「はじめに」……………福岡正人・小野寺真一(総科)
- 10:10 「瀬戸内海沿岸山地流域の塩基流出と循環過程」
……………成岡朋弘(埼玉県環境科学国際センター)
- 10:40 「地衣類に被覆された花崗岩表面における黒雲母の変質」
……………渡部克晃(理・院)・北川隆司(理)
- 11:00 「広島地域の花崗岩の変質」……………北川隆司(理)
- 11:40 「異なる地域における花崗岩の変質」……………宮原良介(理・院)・北川隆司(理)
- 12:00~13:00 昼食
- 13:00 「花崗岩分布域における土壌・岩石の実験的な溶解速度」……………平山恭之(総科)
- 13:30 「御荷鉢及び秩父帯における変質作用」……………宮原正明(理・院)・北川隆司(理)
- 13:50 「山地流域の物質循環に及ぼす人為的インパクトの影響; 瀬戸内は土壌劣化?」
……………小野寺真一(総科)
- 14:30 「果樹園流域における地下水による窒素流出」
……………斉藤光代(生物圏・院)・小野寺真一(総科)
- 15:00~15:10 休憩
- 15:10 “Spatial distribution property of trace metal contamination: reviews and evaluation”
……………M. Tijani (JSPS Fellowship, Hiroshima University)
- 15:40 「農地・都市の混在する流域における河川中の溶存窒素及び有機炭素の変動」
……………峯 孝樹(総科・学)
- 16:00 「日本における隆起速度と浸食速度」……………福岡正人(総科)
- 16:40 「瀬戸内海沿岸流域における河川中の浮遊物質、溶存炭素、窒素の変動」
……………吉田浩二(生物圏・院)
- 17:00~17:10 休憩
- 17:10 「花崗岩質山地流域における土砂流出と堆積速度—堆積物調査の成果と展望」
……………佐藤高晴(総科)
- 17:40 「黒瀬川における河床堆積物中の粘土鉱物」……………本庄かやこ(理・学)
- 18:00 「山火事による土砂流出過程の変化」……………西宗直之(生物圏・院)
- 18:20~19:00 「総合討論・総括」
- 19:30~21:30 懇親会

※その他の関連する共催など:

- ・しまなみ研究会; 『瀬戸内資源論』学内プロジェクトと共催
- ・四万十研究会; 森林総合研究所と共催
- ・地球惑星シンポジウムでセッション主催「山地流域の物質循環」
- ・IUGG (札幌) でセッション主催「流域のハイポレーイク効果の定量化」

II 研究成果

上記の「I 活動報告」で示したような研究活動から明らかとなった研究成果の概要を、「はじめに」で述べた目的と方法に従って以下に示す。各分担者による計 29 の報告が含まれるが、それぞれの報告テーマのタイトルおよび報告者名は「目次」の方に記してある。

1 章 自然物質循環速度	報告 番号	頁
(1) 生態系	①	16~22
(2) 地球科学系 (浸食速度、風化速度、溶解速度)		
a) 流域スケール	②	23~32
b) 山体スケール	③	33~40
c) 露頭スケール	④	41~45
d) 鉱物スケール {	⑤	46~51
	⑥	52~62
(3) 水文過程		
a) 水循環速度、浸透速度	⑦	63~70
b) 流出速度	⑧	71~77
(4) 自然酸性化過程		
a) 土壌過程	⑨	78~84
b) 流域過程 {	⑩	85~90
	⑪	91~98
c) 降雨流出過程	⑫	99~106
2 章 劣化速度		
(1) 土壌侵食		
a) 溜池調査、他の手法との比較検証	⑬	107~114
b) 山火事流域	⑭	115~122
(2) 酸性化		
a) 酸性雨	⑮	123~128
b) 山火事流域-土壌	⑯	129~134
c) 山火事流域-流域 {	⑰	135~146
	⑱	147~150
3 章 流域環境及び資源の変化		
(1) 水循環の変化		
a) 都市化にともなう地下水位変化	⑲	151~154
b) 山火事にともなう河川流量の変化	⑳	155~158
(2) 窒素負荷量変化		
a) 農地の地下水汚染	㉑	159~162
b) 河川中の窒素浄化機能	㉒	163~167
c) 沿岸果樹園流域	㉓	168~176
d) 河川負荷	㉔	177~178
e) 海水混合	㉕	179~185
(3) 重金属負荷量変化 {	㉖	186~192
	㉗	193~197
(4) 土砂流出量の変化		
a) 山火事	㉘	198~205
b) 都市河川	㉙	206~207

① 山火事跡地斜面における植生の回復と草本類の養分保持への影響の解明

松田なな・小野寺真一・成岡朋弘

1. はじめに

世界的にみると山火事は森林破壊の主な原因とされており、環境に対する大きなインパクトを有する。日本は国土面積の67%が山林で占められているが、林野火災の出火の原因は自然によるものはほとんどなく、99%以上が人為的要因によるものである。広島県を含む瀬戸内海に面した地域では非常に林野火災が多く、1985年には全国の焼損面積の33.1%、林野火災件数の30.0%を占めていた(中越ら, 1987)。これは年間降水量(1200mm前後)が少ないことにも起因すると考えられ、日本国内では山火事の危険性の最も高い地域と言える。また、日本列島はそのほとんどが第四期(過去200万年間)の間に100m以上隆起しているため、海岸付近まで急傾斜地がせまる地形である。そのため山火事などのインパクトが生じると地形プロセスが加速し、流域環境特に地生態環境(土壌—地形—生態環境)は大きく変貌するものと考えられる。よって、急傾斜地域で山火事後の地生態環境の変化を明らかにすることは、流域環境の保全のためには重要である。

林野火災に対する樹木や土壌に対する影響については、生態学、水文学、地形学の立場から数多くの研究がなされてきた(高橋ら, 1983; 飯泉ら, 1987)。広島県安芸郡江田島町、同郡倉橋町、豊田郡川尻町野呂山の山火事跡地では、植生回復の初期段階の種組成、構造、現存量(中越ら, 1981)、落下種子の動態(中越ら, 1982)、初期段階の埋土種子(中越ら, 1983)、播種の影響(中根ら, 1983)、地形の影響(中越ら, 1984)など多方面から研究された。これらは、アメリカでの草本類の成長でも同様に確認されている(Clarence et al., 1997)。その後、Angara et al. (2000)が同江田島山火事跡地で山火事後21年間の植生遷移をまとめている。また、Isagi and Nakagoshi (1989)は、山火事跡地において山火事の頻度と土地の生産力が遷移に及ぼす影響の説明・分析・予測を行うMarkov approachを行った。Nakagoshi and Touyama (1995)は山火事跡地の遷移を大きく4つの段階に分類した。また、山火事の事後対策については、頭山ら(1998)が山成り植栽法、階段植栽法地区、放置地区のそれぞれの植生回復、土砂の流出量について比較し、山成り植栽法が有意義であることを評価した。廣野ら(2001)は山火事跡地において残存上層木樹幹を伐採して等高線方向に並べる作業の効果を調査し、山火事直後は萌芽由来の、その後は実生由来の回復が植生の回復に貢献していることを示した。これらは、微地形によって異なることになる(高橋ら, 2002)。

山火事が土壌環境に与える影響についても多くの研究がされてきた。山火事後、土壌団粒化率の低下や撥水性の出現(村井 1972、奥村ら 1998)にとともに、斜面上の土壌侵食速度がそれ以前の35倍に上昇し、山火事以前の状態まで回復するには植生の回復(後藤ら, 1984)する10年以上の経過が必要と推測されている(Chandler et al., 1983)。また、土壌pHは一般に火事の後では上昇し、特に酸性土壌土壌では顕著であるとされている(Agee, 1993)。土壌養分損失過程には、Christensen (1994)によれば、酸化による気体化、固体のまま昇華、灰中の養分の風による飛散、土壌からの溶脱、侵食による流亡などがある。しかし、これらの定量的な評価はなく、また植物による吸収の影響も評価されていない。

山火事跡地における植生回復の研究事例は多いが、特に草本類と流域養分環境の関係や、火事後の事後対策として行われる種子散布の流域養分保持への影響についての研究報告は非常に少ない。山火事跡地では数年が経過しても草本類が目立ち、流域の養分環境に何らかの影響を与えていると考えられる。そこで本研究では、草本類の養分貯蓄量に注目し、山火事直後の養分流亡に対する効果について明らかにすることを目的とする。

2. 研究方法

2.1 試験流域概要

研究地域は、広島県豊田郡瀬戸田町に位置する。瀬戸田町は平成12年8月30日から12日間続いた林野火災で被害を受けた。焼損面積は63haに及ぶ。火災後は砂防ダムの設置や斜面の階段工などの治山工事が行われた。地質は花崗岩である。この山火事跡地の中に試験流域は位置する。この試験流域をIK流域とす

る (Nishimune et al., 2003)。流域面積は 2ha である。IK 流域は山火事の激害区に当り、強い火勢で立木が完全に燃え尽きてしまったか、残っていても、内部まで炭化していると報告されている (弓場ら, 2001)。従来はアカマツが優先種の二次林だったと思われる。火事後に試験地の下流に砂防ダムが作られた。草本種子の散布や植栽は行われていない。瀬戸田町の年平均降水量は 1200~1300mm 前後、年平均気温は 15.6°C である。

2.2 方法

2.2.1 植生の回復調査と土壌養分

IK 流域の東斜面上部・中部・下部に 5m×10m のプロットを 1 つずつ設置した。2001 年 5 月と 7 月に草本類の出現個体数を調べた。10 月にはプロット内の草本類の地上部を刈り取った。また、各プロットの優先種 2 種についてはプロットに隣接する地点で各種 5 個体ずつ地上部と地下部を採取した。採取した植物は炉乾燥地 (ISUZU drying Oven model 2-2000) を用いて 48 時間 85 度で乾燥させ、乾重量を求めた。地下部も採取した個体については、地上部乾重量と地下部乾重量の関係式を求めた。

植生調査を行った IK 斜面上部・中部・下部で、スコップによる表土の採取を行った。スコップで採取した土壌は炉乾燥地 (ISUZU drying Oven model 2-2000) を用いて約 105 度で乾燥させ、含水比 (土壌水分質量 (g) / 乾燥土壌質量 (g)) を求めた。

2.2.2 土壌分析

採取した各種土壌試料は下記の分析を行った。

生土 20g に対し蒸留水 100g (1:5 比) を混合し、約 1 時間後放置した後ろ過し、その土壌抽出液を用いて土壌 pH と水溶性化学成分の測定を行った。pH はポータブル pH 計により測定した。水溶性成分は Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 SiO_2 、 Sr^{2+} を ICP 発光分析装置により測定し、 Cl^- 、 Br^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 PO_4^{3-} をイオンクロマトグラフィーにより測定した。

乾土 20g に対し 2N KCl 液 100g (1:5 比) を混合し、約 1 時間後放置した後ろ過し、その土壌抽出液を用いて土壌 pH と NH_4^+ 濃度の測定を行った。 NH_4^+ 濃度はインドフェノール法により抽出後分光光度計で定量した。全置換性塩基、陽イオン交換容量 (CEC) は吸引法 (Peech 法) により抽出後 ICP 発光分析装置で定量した。可給態リン酸はブレイ第二法により抽出し分光光度計で定量した。

3. 結果

3.1 植生の回復

3.1.1 出現種

表-1 に IK 斜面上部・中部・下部の出現種と種数を示す。アカマツ・イタドリ・オオアレチノギク・サルトリイバラ・ヨウシュヤマゴボウ・ワラビが 3 プロット共通で見られた。一方、ヒカゲイノコズチ・マルバハギ・ヨモギは斜面下部に、クリは斜面中部に、カモジグサ・メヒシバは斜面上部にのみ生育していた。木本植物のネジキ・ヒサカキ、草本植物のワラビは、山火事跡地における初期の回復に量的に大きく貢献する残存地下部からの再生がとくに顕著な植物である。斜面上部にみられたイヌザンショウは、山火事前から土中にあり、生き残った種子が再生体となる植物とされている。3 プロット共通で見られたオオアレチノギクは、山火事後、植物の 1 生育期間後に風散布種子によって山火事跡地に侵入・定着するとされている。この植物はその侵入種子が多く、定着後著しく成長繁殖することが分かっている (宮脇, 1983)。また、ヨウシュヤマゴボウ・マルバハギは高温処理すると発芽が促進され、イタドリは高温に耐性があるということが、従来の研究で明らかにされている (叢ら, 1997; 叢ら, 1998a, b; Hiratsuka, 1991; Iwata, 1966; Takahashi et al., 1986)。出現種数は斜面中部で最も少なかった。

表1 出現種と数種 (50m²)

出現種	斜面下部	斜面中部	斜面上部	和名
<i>Smilax china</i> L.	○	○	○	サルトリイバラ
<i>Phtolacca americana</i> L.	○	○	○	ヨウシュヤマゴボウ
<i>Pteridium aquilinum</i>	○	○	○	ワラビ
<i>Smilax riparia</i> A. DC. Var. <i>ussuriensis</i> Hara et T. Koyama	○		○	シオデ
<i>Conyza sumatrensis</i> (Retz.) Walker	○	○	○	オオアレチノギク
<i>Polygonum cuspidatum</i> Sieb. et Zucc.	○	○	○	イタドリ
<i>Digitaria adscendens</i> (H.B.K.) Henr.			○	メヒシバ
<i>Zanthoxylum schinifolium</i> Sieb. et Zucc.			○	イヌザンショウ
<i>achyranthes japonica</i> (Miq.) Nakai	○			ヒカゲイノコズチ
<i>Agropyron tsukusiense</i> (Honda) Ohwi var. <i>transiens</i> B.Hackel) Ohwi			○	カモジグサ
<i>Lespedeza cyrtobotrya</i> Miq.	○			マルバハギ
<i>Artemisia Princeps</i> Pamp.	○			ヨモギ
<i>Castanea crenata</i> Sieb. et Zucc.		○		クリ
<i>Eurya japonica</i> Thunb.	○	○		ヒサカキ
<i>Lyonia ovalifolia</i> (Wall.) Drude var. <i>elliptica</i> (Siebold et Zucc.) Hand.-Mazz.				ネジキ
others	○	○	○	その他

3.1.2 重量

プロットに隣接する地点で採取した植物の地上部乾重量と地下部乾重量の関係式を求めると以下のようになった。yを地下部乾重量の推定量(g)、xを地上部乾重量(g)とする。

ヨウシュヤマゴボウ	斜面下部	$y = 1.2751x + 2.3692$
	中部	$y = 1.0142x + 17.237$
	上部	$y = 1.1228x + 11.849$
ワラビ	斜面下部	$y = 5.7913x - 31.533$
	中部	$y = 12.359x - 108.43$
サルトリイバラ	斜面上部	$y = 10.999x + 4.8721$

(但し、ワラビとサルトリイバラの式は相関が悪いので参考値とする)

地下部の重量が地上部と同等、もしくは何倍にも及ぶことが分かる。ワラビとサルトリイバラで地上部乾重量と地下部乾重量の相関が悪かったのは、地下部が山火事の際に燃え残り、火事後に萌芽再生したためだと考えられる。一方、ヨウシュヤマゴボウは山火事で発芽促進される植物種とされており、地上部・地下部乾重量の相関も良い ($R^2 > 0.95$) ので、地下部乾重量は山火事後の成長量とすることができる。

表-2 に草本類の地上部乾重量と地下部推定量を示す。プロット別にみると、斜面下部、上部、中部の順に地上部乾重量が大きい。斜面下部ではヨウシュヤマゴボウとワラビの乾重量が他のプロットと比較して非常に大きく 1kg を超えている。斜面上部ではイタドリ、オオアレチノギク、サルトリイバラ、メヒシバの乾重量の値が最大値を示すが、そのほとんどは 500g にも満たない。斜面中部は全体的に値が小さく、プロット内ではオオアレチノギクが最大値を示していた。一般的に水分・養分環境に優れている斜面下部、山火事後の土壌侵食が少ないとされている斜面上部で植生植生回復が早いという結果は、中越ら (1984) の結果と一致する。斜面中部で植生の回復が遅いのは、他のプロットと比較して斜面の傾斜が大きかったことも影響していると考えられる。植物種別に地上部乾重量を比較すると、ワラビ、ヨウシュヤマゴボウ、オオアレチノギクが大きな値を示している。

表2 植物の地上部・地下部乾重量

	植物種	地上部乾重量(g/50m ²)	地下部推定量(g/50m ²)
斜面上部	サルトリイバラ	456.8	5029.2153*
	ヨウシュヤマゴボウ	224.5	263.9
	ワラビ	127.0	-
	シオデ	151.8	-
	オオアレチノギク	965.0	-
	イタドリ	430.4	-
	メシバ	262.3	-
	カモジグサ	18.2	-
斜面中部	サルトリイバラ	5.0	-
	ヨウシュヤマゴボウ	445.2	468.8
	ワラビ	211.2	2501.7908*
	オオアレチノギク	220.0	-
	イタドリ	99.6	-
斜面下部	サルトリイバラ	45.0	-
	ヨウシュヤマゴボウ	1227.9	1568.1
	ワラビ	3668.3	21212.69279*
	シオデ	26.8	-
	オオアレチノギク	581.4	-
	イタドリ	52.4	-
	ヒカゲイノコズチ	3.0	-
	ヨモギ	5.0	-

注:*は参考値

3.2 流域の土壌環境

IK流域の土壌pH(H₂O)は、5月(pH6.35~5.82)から10月(pH5.12~4.81)にかけて低下した。pHがかなり低いことから、酸性土壌といえる。pH(KCl)は5月に高い値(pH5.85~3.4)を示したものの、7月(pH3.46~3.62)や10月(pH3.71~3.29)には低い値を示し、植物成長への影響も大きいと考えられる。

また、流域土壌の水溶性陰イオンについては、NO₃⁻濃度が非常に高く、5月から10月にかけて上昇傾向が見られた。同じプロットでもA層よりB層で濃度が高かった。逆にSO₄²⁻は5月から10月にかけて減少しており、同一プロット内でもA層の方がB層よりも濃度が高くなっていく、Cl⁻は5月の斜面中部B層の値(0.011meq/100g)を除けば全体的に濃度が高く、0.9meq/100gを超え、7月に最小値を示した。水溶性陽イオンについては、Na⁺・Mg²⁺・K⁺では5月から7月に含量が減少し、7月から10月にかけて増加した。Ca²⁺は斜面上部では同様の傾向を示すが、斜面下部・中部では5月から10月まで減少傾向を示した。Na⁺・K⁺はB層よりもA層に多く含まれていた。SiO₂やSr²⁺はほとんど検出されていない。

図1にIK流域の土壌中交換性陽イオンを示す。Ca²⁺・Al³⁺の量が他と比較して多い。ついでMg²⁺、K⁺の値が大きく、Na⁺の値が最も小さい。Na⁺、Mg²⁺、K⁺、Ca²⁺は5月から7月にかけて減少し、7月から10月にかけて増加傾向を示す。Al³⁺も

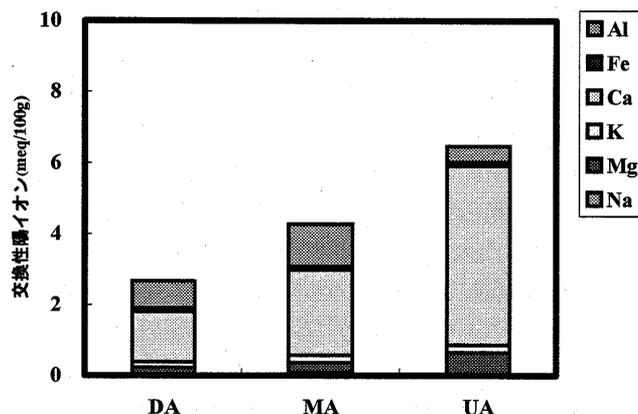


図1 斜面土壌(A層)の交換性塩基量。DA;下部、MA;中部、UA;上部

斜面上部・下部では同様の季節変化を示すが、斜面中部で5月から10月にかけて減少している。一方、 Fe^{3+} は5月から10月にかけてわずかだが増加傾向を示す。 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} はA層でB層より大きな値を示す。 Al^{3+} も斜面下部・中部で同様の傾向を示すが、斜面上部ではほぼ等しい値を示す。 Fe^{3+} 含量はA層とB層でほぼ等しい。図中には示していないが、土壌中の $\text{NH}_4^+\text{-N}$ は、斜面下部で7月と10月の値がほぼ等しいが、斜面中部・上部では5月から10月にかけて減少し、A層に $\text{NH}_4^+\text{-N}$ は多く含まれていた。また、土壌のCECはB層よりA層で大きく、斜面中部・上部では5月から10月にかけて低下した。全体的に値が小さく(～7.9)、山火事跡地の特徴を示している。

4. 考察

4.1 山火事後1年の重量関係

火事後1年間の土壌侵食量と草本類の地上部成長量の関係を調べた。火事で地上部が全焼しているため、草本類の地上部成長量は3.1.2の結果をそのまま用いる。また、成岡の結果から、火事後1年間の土壌侵食量の値には5500 $\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$ を用いた。図2に斜面上部・中部・下部の土壌侵食量と草本類地上部成長量の関係を示した。この際、斜面上部・中部・下部の土壌侵食量は等しいものと仮定した。草本類地上部成長量の土壌侵食量に対する割合は、斜面中部・上部・下部の順に大きくなる。しかし、草本類地上部成長量は最大でも土壌侵食量のおよそ1/60であり、非常に小さいことが分かる。

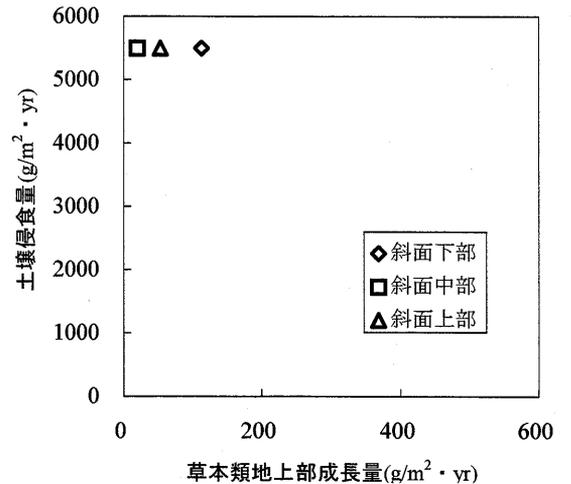


図2 草本類地上部成長量と土壌侵食量の関係

4.2 山火事後1年の養分収支

養分貯留量を草本類内に貯蓄された塩基量とし、侵食量を土壌侵食量(土壌侵食量×交換性塩基濃度)と溶出量(雨水浸透量×交換性塩基濃度)の和とした、斜面上・中・下部における養分貯留量と侵食量で収支をとった。養分貯留量は廣野ら(2001)の結果から、草本類の養分濃度を用いて計算した。

Ca^{2+} は、 $\text{Mg}^{2+} \cdot \text{K}^+$ と比較して養分貯留量の土壌侵食量に対する割合が小さかった。値にばらつきがあるのは、斜面下部の交換性塩基量が小さかったため土壌侵食量の値が小さくなったためである。養分貯留量の土壌侵食量に対する割合は、 Mg^{2+} が約16～170%、 K^+ が約34～273%、 Ca^{2+} が4～60%だった。

養分貯留量に対して溶出量は非常に小さかった。養分貯留量は溶出量の数倍にあたり、 Mg^{2+} で約3.6～34倍、 K^+ で約6～51倍、 Ca^{2+} で約0.8～180倍にもなった。

養分侵食量に対する草本類による養分貯留量の割合は Mg^{2+} が約16～162%、 K^+ が約32～255%、 Ca^{2+} が約4～59%となり、幅が非常に大きかった。そこで、他の値との差が大きかった斜面下部の値を除くと Mg^{2+} が約16～25%、 K^+ が約32～116%、 Ca^{2+} が約4～6%となり、 $\text{Mg}^{2+} \cdot \text{Ca}^{2+}$ では養分侵食量に対して草本類による養分貯留量は非常に小さく、山火事後1年間で $\text{Mg}^{2+} \cdot \text{Ca}^{2+}$ が大量に流亡していることが分かる。

4.3 時期別の重量関係

成岡の結果から山火事前、山火事後1年以上経過したときのIK流域の土壌侵食量を187.5、750 $\text{g/m}^2 \cdot \text{yr}$ とする。山火事後1年間の土壌侵食量に対する草本類成長量は約1%しかない。山火事後1年以上が経過しても草本類の成長速度が等しいとしても約8%にしかならない。しかし、山火事前にも草本類が同様の速度で成長していたと仮定すると、草本類成長量は土壌侵食量の約32%に及び、流域の養分保持に寄与しているといえる。火事後は土壌侵食量が増大し草本類の養分保持量の割合が非常に小さくなるが、火事前の土壌侵食量と比較すると値そのものとしては小さくないことが分かる。従って、山火事後の流域における養分保持のためには、土壌侵食量を小さくすることが最も重要である。

5. まとめ

本研究では、山火事後9ヶ月が経過した山火事跡地で、植生の回復、草本類の種子散布・苗の植栽による土壌・養分流量変化、流域土壌化学成分の調査を行い、以下のことが明らかになった。

- 1) 山火事後1年が経過した試験流域において出現した植物種は、サルトリイバラ、ヨウシュヤマゴボウ、ワラビ、シオデ、オオアレチノギク、イタドリ、メヒシバ、ヒカゲイノコズチ、カモジグサ、ヨモギ、マルバハギ、クリ、ヒサカキ、ネジキであった。
- 2) 草本類の地上部現存量は、ヨウシュヤマゴボウ、オオアレチノギクが斜面部位に関係なく大きな値を示した。出現種数・地上部乾重量ともに斜面下部、上部、中部の順に多かった。
- 3) 山火事後に草本類の種子を散布することは、土壌・養分保持に有効であることが分かった。苗を植えても対照区と比較すると土壌・養分流量は減少するが、苗を植える際の攪乱による影響が長期間持続するため、山火事後の土壌・養分保持を目的とすると、適当な方法ではない。
- 4) 微地形の異なるコドラートに種子を散布すると、凹部で平部よりも土壌流出量・養分流量が小さかった。
- 5) 山火事後1年間の草本類による Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の貯留量は侵食量の約16~25%、4~6%で非常に小さく、大量の Mg^{2+} 、 Ca^{2+} が流出していた。
- 6) 山火事後1年間の草本類地上部成長量と、試験流域の火事前、火事後1年間、それ以降と時期別の土壌侵食量の関係を見ると、火事後1年とそれ以降では草本類成長量は土壌侵食量の1%、8%にしかならない。試験地流域では、山火事後の土砂流出量が29倍になったと報告されているが、火事後1年間の成長速度で草本類が火事前も成長していたと仮定するとその成長量は土壌侵食量の約1/3に及び、成長量自体が小さいわけではないことが推測される。

以上のことから、山火事後の土壌・養分流量を小さくするためには、土壌侵食を防ぐことが最も重要であることが分かる。その方法としては、草本類の種子散布も有効であると言える。しかし、作物化された牧草は後の植生回復に負の影響を与えるので、散布する種子には、火前から存在していた種、火事後に侵入してくる種などを用いるなど考慮が必要であると考えられる。

参考文献

- J.K.Agee (1993) Fire ecology of Pacific Northwest forest Inland Press Washington, D.C.
- Eusebio V. Angara, Nobukazu Nakagoshi, Kunito Nehira (2000) Twenty-one years post-fire succession in a small watershed on Etajima Island, Hiroshima Prefecture, Southwestern Japan Journal of International Development and Cooperation, Vol.6, No.1:177-196pp
- 有光一登、笹賀一郎、武田博清、谷本丈夫、生原喜久雄、服部重昭、山本進一、八木久義 森林立地調査法編集委員会 編(1999) 森林立地調査法 博友社 東京:199-200pp
- G.H.Bolt, M.G.M.Bruggenwert(1980) Soil Chemistry 岩田進午ら訳 土壌の化学 学会出版センター 東京:309p
- C.Chandler, P.Chency, P.Thomas, L.Trabaud and D.Williams (1983) Fire in forestry John Wiley & Sons. New York
- N.L.Christensen(1994)The effects of fire on physical and chemical properties of soils in Mediterranean-climate shrublands. In:J.Moreno and W.C.Oechel(eds) The role of fire in Mediterranean-type ecosystems 79-95pp Springer Verlag New York
- 飯泉茂(1987)「林野火災の拡大機構とその跡地における生態機能の回復過程に関する研究」研究報告集 林野火災の生態:181-190pp 林野火災研究グループ 仙台
- Yuji Isagi and Nobukazu Nakagoshi (1990) A Markov Approach for Describing Post-fire Succession of Vegetation Ecological Research 5:163-171pp
- Iwata, E. (1966) Germination behaviour of shrubby *Lespedeza*(*Lespedeza cyrtobotrya* Miq.) seeds with special reference to burning. Ecological Review 16:217-227
- 岩坪五郎 (1996) 森林生態学 文永堂出版 東京:293p
- 奥村武信・久保田哲也・真木真一郎 (1998) 林床被覆物焼却前後における浸透能の変化 日林誌 80(1):35-37pp

- 後藤義明・服部重昭・玉井幸治 (1994) 山火事跡地の地表被覆の違いが侵食土砂量に及ぼす影響 森林総合研究所関西支所年報 35:29
- 中越信和・知念民雄・堀信行・根平邦人 (1984) アカマツ林の山火跡地における植生回復VI. 地形の影響 広島大学総合科学部紀要IV 第9巻 41-65pp
- 中越信和・中根周歩・今出秀樹・根平邦人 (1981) アカマツ林の山火跡地における植生回復I. 初期段階の種組成、構造及び現存量 広島大学総合科学部紀要IV 第6巻 69-111pp
- 中越信和・根平邦人・今出秀樹・中根周歩 (1982) アカマツ林の山火跡地における植生回復II. 落下種子の動態 広島大学総合科学部紀要 第7巻 95-121pp
- 中越信和・根平邦人・中根周歩 (1983) アカマツ林の山火跡地における植生回復IV.初期段階の埋土種子 広島大学総合科学部紀要IV 第8巻 87-110pp
- Nobukazu Nakagoshi and Yoshifumi Touyama(1995) Disturbances and recovery processes of a pine forest ecosystem in a fire regime Journal of International Development and Cooperation , Vol.1,No.1: 43-59pp
- 中越信和・頭山昌郁(1998)山火事と森林管理 森林科学 24:8-13pp
- 中根周歩・根平邦人・中越信和・高松修治 (1983) アカマツ林の山火事跡地における植生回復V. 播種(主に牧草類)の影響について 広島大学総合科学部紀要IV. 第8巻 111-126pp
- 高井康雄・早瀬達郎・熊沢喜久雄 (1976) 植物栄養土壌肥料大辞典 養賢堂 東京:1327p
- 高橋史樹(1983)山林大火跡地の環境変遷 特別研究「環境科学」研究報告集 B185-R12-12:58pp
- 高橋康夫・後藤晋・笹岡久臣・犬飼雅子 (2002) 人工微地形がエゾマツ実生の発生定着に及ぼす効果 日本林学会誌 vol.84 No.3:184-187pp
- 津田智 (1998) 火と植生 森林科学 24:2-7pp
- 頭山昌郁・中越信和 (1992) 森林攪乱の生態学的考察 生物科学 44:113-127pp
- 頭山昌郁・中越信和・足達信司・根平邦人(1998) 山火事跡地における緑化工の生態学的評価 日林誌 80:27-34pp
- 土壌養分測定法委員会 (1975) 土壌養分分析法 養賢堂
- Clarence L. Turner, John M. Blair, Rita J. Scharz, and Jeffery C. Neel(1997) Soil N and plant responses to fire, topography and supplemental N in tallgrass prairie. Ecology 78(6): 1832-1843pp
- 「日本の森林土壌」編集委員会 (1983) 日本の森林土壌 日本林業技術協会 680p
- 廣野正樹・嶋一徹・タンジャ・マハナドゥ・山本裕三・千葉喬三 (2001) 山火事跡地斜面における植生回復について —山火事2年間の変化— 日本緑化工学会誌 27(1):32-37pp
- 村井宏 (1972) 林野火災が地表流下、浸透および土砂流出に及ぼす影響 水利科学 85:51-76pp
- 宮脇昭 編著 (1983) 日本植生誌中国 至文堂 540p
- 弓場憲生、菅 雄三 (2001) 「衛星画像(近赤外)による、山火事跡地の森林被害調査—CGやGPSを利用した、ground truth 手法の開発—」 森林応用研究 10-2 : 117-122pp

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められる場合がある (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 (流域溶質バランス)	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	水谷 (1991)	
		・地形変化から推定 (石灰岩)	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決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」、「Skoldster 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。

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

- 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・ポーマン、1997による)

		Ca	K	Mg	Na	N	S
収入源							
風化による放出 (W)		91	89	85	78	—	4
降水に伴う収入 (P_i)		9	11	15	22	31	65
ガス・エアロゾルによる正味の収入 (P_i)		—	—	—	—	69	31
蓄積または放出源							
流出	溶存物質 (S_f)	59	22	74	95	19	90
	粒子状物質 (S_f)	<1	6	5	3	<1	<1
バイオマスへの蓄積	植生 (ΔB_i)	35	68	17	2	43	6
	林床 (ΔB_i)	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、土壌はポドゾル、植生は北方広葉樹林。

2.2.2. Drever and Clow (1995) の例

(1) 式の土壌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	・ ΔO_i 、 ΔX_i 、 ΔM_i の直接の定量化は困難
	・式(2)から計算	・ $W + \Delta O_i + \Delta X_i + \Delta M_i = \text{正味の土壌の放出量}$ ・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、場合によっては土壤間隙率と土壤粒子形状・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、透水率・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 [植生やバイオターベーション (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、固体生産量一流出量は相関が低い場合が多く、一方、溶質生産量一流出量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：

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

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⁻
	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
浮遊量 (suspended load)	懸濁固体 (粘土 (0.2±~2μm)、シルト (2~63 μm)、砂 (63~2,000 μm))	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。

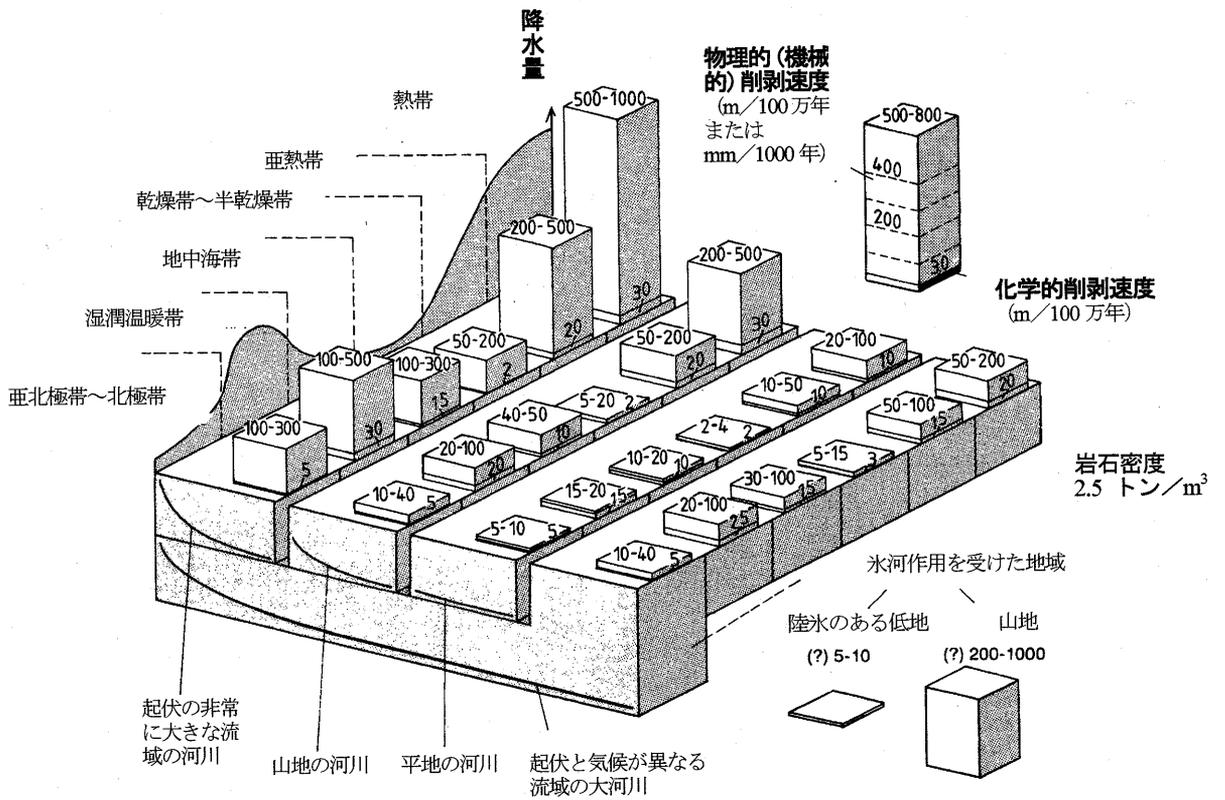


図1 世界の中規模～大規模流域における、起伏と気候（植生も含む）に関する物理的（機械的）剝蝕速度と化学的剝蝕速度の一般的な範囲（Einsele, 1992 による）
 小規模流域では、剝蝕速度は岩型により大きくコントロールされる可能性があるため、図に示された値からかなり隔たることがある。トン/km²/年単位の運搬速度は、平均岩石密度 2.5 トン/m³ を用いて剝蝕速度（mm/1000 年または m/100 万年）に換算されている。

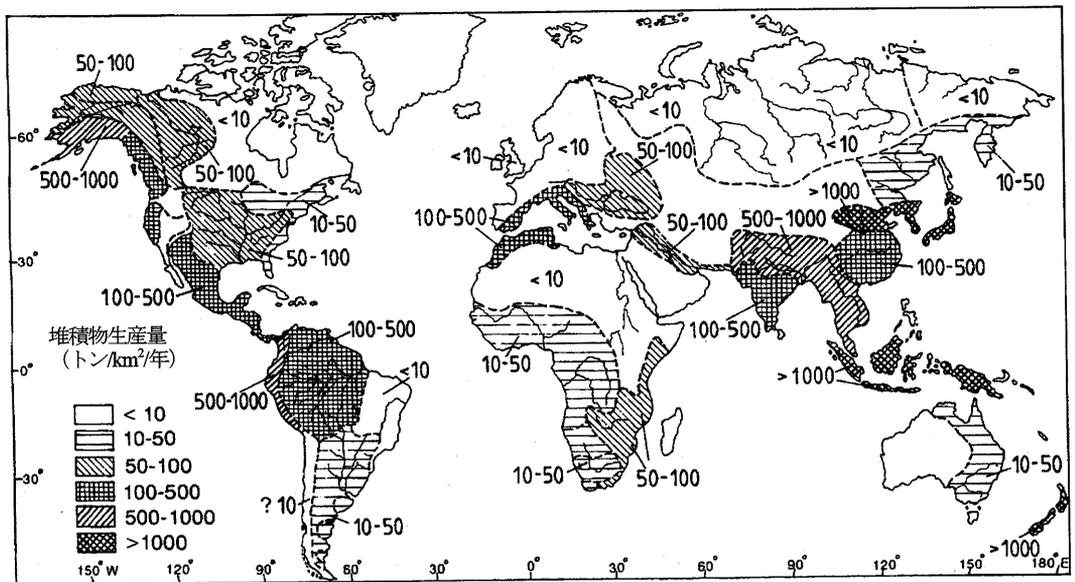


図2 世界の主な流域における河川浮遊物質の運搬速度（物理的剝蝕速度）（Milliman and Meade, 1983 の原図を Einsele, 1992 が描き直したもの）

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こり、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。

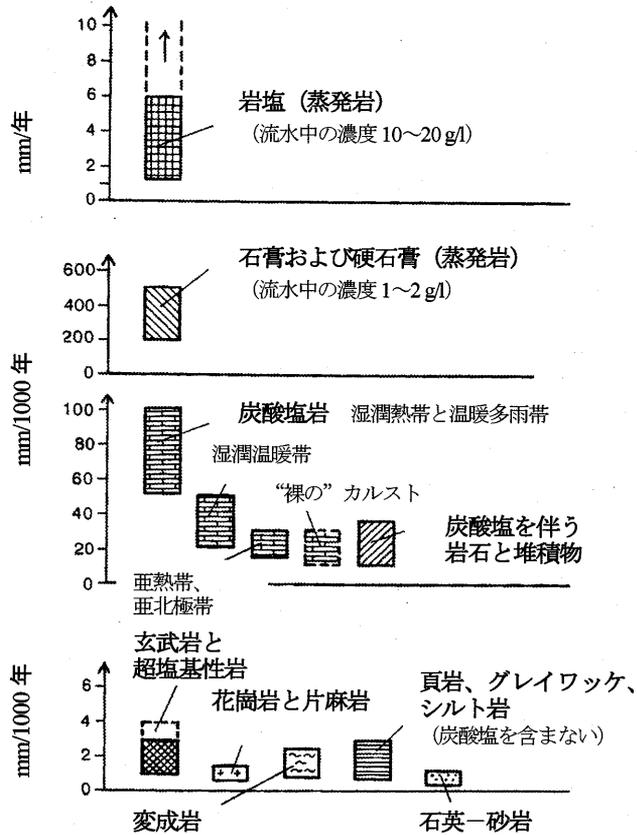


図3 主に温暖気候帯での、岩型の種類により異なる化学的削剥速度（Einsle, 1992 による）

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。
Ahmet (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、その中で最高と最低の標高差から求める]。
Jansen and Painter (1974)	$\log sF_{TSS} = 0.100 \log Q - 0.314 \log A + 0.750 \log \text{Elev} + 1.104 \log \text{Slope} + 0.368 \log \text{AT} + 0.786 \log \text{LithMI} - 2.324 \text{VegI} - 2.032$	sF_{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)	$\log sF_{TSS} = 0.9655 \ln \text{Slope} + 0.0023 \text{Q} + 0.5692 \ln \text{APPT} - 0.8660 \text{VegI} + 1.561 \dots\dots\dots ①$ $\log sF_{TSS} = 1.028 \ln \text{Slope} + 0.0365 \text{LithMI} + 0.6932 \ln \text{APPT} + 0.0016 \text{Q} - 0.7516 \text{VegI} - 72.3 \times 10^3 \dots\dots\dots ②$	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)	$sF_{TSS} = 0.020 (\text{Q} \times \text{Slope} \times \text{Four})$	sF_{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)	$dY_p/dt = (0.173 \pm 0.031) h + (1.36 \pm 0.43) q - 102.7 \pm 28.2 \dots\dots\dots ①$ $dY_p/dt = (0.157 \pm 0.028) h + (0.0747 \pm 0.0222) p - 114.3 \pm 61.0 \dots\dots\dots ②$	dY_p/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 i までの流域の機械的累積浸食量 (Pg/年)。 A_i : 最大 i 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/cm³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ても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	-12.8			鉱物溶解実験法
		曹長石	-12.1, -11.9			
		灰曹長石	-12.0			
	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	-15.7			土壌溶質フラックス法
		カリ長石	-13.3			
	表1の⑤	カリ長石	-14.1			エッチビットモデル
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)}	24	(0.009) ^{*3)}	化学的剝蝕速度
			(-7.8) ^{*4)}	150	(0.06) ^{*3)}	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
					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.・ボーマン, 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). シュプリンガー・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.

③ 瀬戸内に分布している花崗岩の風化（マサ化）過程 - 広域的観点から -

北川隆司・地下まゆみ・宮原正明・藤原千香子・渡邊克晃

1. はじめに

中国・四国地方には中生代から古第三紀の花崗岩類が広く分布し、この地方の代表的地質となっている(図-1)。これら花崗岩類はその岩石学的特徴と形成年代から領家花崗岩,山陽型花崗岩,山陰型花崗岩に大きく分類され,領家,山陽,山陰の順に新しくなっている。

中国地方の花崗岩類分布地域では花崗岩が分解し,いわゆるマサ化した地域が広く,場所によっては地表面下数十m以上深くまでマサ化が進んでいる。花崗岩のマサ化のメカニズムに関する研究は古くより多くの研究者によりなされてきた。しかし,十分な理解が得られているとは言えない。しかし,Kitagawa¹⁾は花崗岩,特にマサ化した花崗岩中にしばしば見られる粘土細脈に注目し,その産状,構成粘土鉱物,生成条件などを詳細に調べた結果を基にし,花崗岩のマサ化にはこれら粘土細脈の存在が深く関わっていることを明らかにした。以下にマサ化と粘土細脈との関係からマサ化のメカニズムを議論する。

2. 風化作用

風化とは岩石の破壊(物理的)と,そこに侵入した水の作用により引き起こされる化学組成(化学的)の変化,その結果として二次鉱物の生成,それによる岩石破壊,といった連続した現象である。多くの場合,化学的風化作用と物理的風化作用とはほぼ同時に進行するとみなされる^{2,3)}。

岩石の風化現象を引き起こす物理的要因に関して,一般的に気温の変化,凍結,塩類の成長,動植物の活動(最近ではバクテリアの働きも考えられている)の他に,地質的要因がある。例えば断層運動とそれに伴う割れ目の形成,広域応力場による破壊などである。また,岩石種に特有な素因もある。例えば花崗岩のような深成岩は,地下深部の高温高压下で形成されたため,冷却による割れ目や,地表近くまで上昇することによる著しい体積膨張により引き起こされる引張り割れ目(シーティング ジョイント)の形成等がそれである。このように花崗岩類のような深成岩では固結後直ちに広域応力場にさらされる。すなわち,花崗岩のような深成岩に見られる割れ目は,岩石形成直後から現在までのさまざまな要因により形成された割れ目の集合し

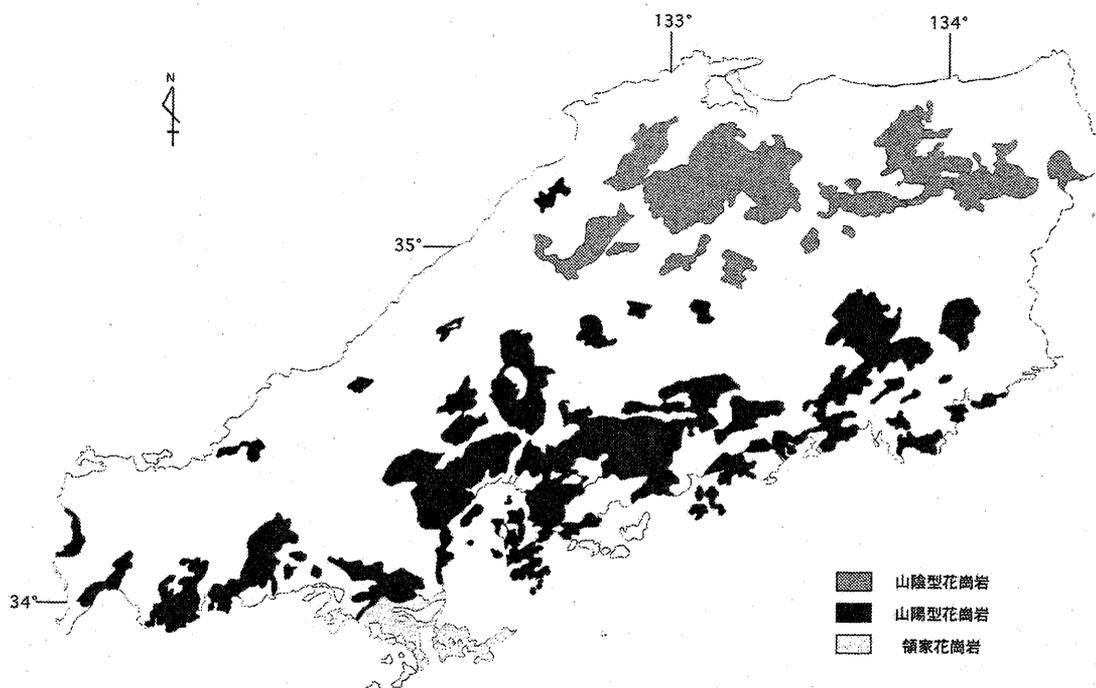


図1 中国地方の花崗岩類分布図

たものであると考えられる⁴⁵⁾。

岩石が化学的風化作用を受けるということは、もともとの岩石の化学組成が新たに置かれた化学的環境下で、新しく安定な鉱物に変化することである。変質の媒体は水である。その水の温度や pH、また水-岩石比により反応速度やプロセスが異なる。また、変質しやすい鉱物と殆ど変質しない鉱物がある。例えば花崗岩類の主造岩鉱物である長石類（斜長石・カリ長石）は変質し粘土鉱物に変化しやすいが、石英は粘土鉱物化することはない。一般に形成される粘土鉱物の化学組成は主として Al_2O_3 と SiO_2 である。このことは鉱物に変質し、粘土鉱物化する場合、主としてこの両組成から構成されている鉱物が粘土鉱物に変化しやすいことによる。例えば、長石類は主として Al_2O_3 、 SiO_2 組成からなり、一方石英は SiO_2 のみで構成されている。そのため前者は粘土鉱物化しやすいが後者そのものは粘土鉱物化しない。

多くの場合、風化作用による生成物は SiO_2 、 Al_2O_3 からなるカオリン鉱物である。さらに風化が進行すると SiO_2 は溶解し、酸性条件下で最も安定な元素の一つである Al や Fe^{+3} の酸化物、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 からなるギブサイトやゲーサイトになる。花崗岩の著しく変質した露頭にはしばしばギブサイトやゲーサイトの生成が認められる。

花崗岩の構成鉱物（石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石・輝石）から粘土鉱物に変化する場合、どのように粘土鉱物が生成するのであろうか。Perham⁶⁾ は変質の初期には、まずアモルファスな鉱物が形成され、それから結晶質の粘土鉱物に変化することを初めて示した。

さらに斜長石はカリ長石より変質しやすく、斜長石の中でも曹長石より灰長石の方がより速く進行する。これは長石の種類により化学組成の違いに起因している。例えば斜長石の Ca 端成分である灰長石、Na 端成分である曹長石、K 端成分であるカリ長石をそれぞれ比較する。陽イオンとして Ca、Na、K の順に酸性の水に溶解しやすいため、長石の種類により変質の速度が異なることになる。この傾向は長石の酸性溶液下での短期間の溶解実験において明確に表れている⁷⁾。しかし、鉱物の変質過程で鉱物自身の化学組成の違いにより、さまざまな粘土鉱物が途中で形成される場合がある。例えば輝石や角閃石などは、Fe、Mg が多く、溶脱がゆっくり進行する場合には、まず Fe、Mg 組成を持つスメクタイトが生成され、それからさらに風化が進行する

につれカオリン鉱物に変化してくる。しかし、風化の進行が急速である場合には Fe や Mg も急速に溶脱されるため、直接カオリン鉱物に変わりやすい。

花崗岩類中の黒雲母はもともと粘土鉱物と同じ結晶構造を持っている。そのため花崗岩類中の構成鉱物のなかで、最も周辺的环境に敏感に反応し、粘土鉱物に変化している。黒雲母の風化作用による変質過程については多くの研究例がある⁸⁻¹⁵⁾。それらの結果によると、黒雲母から加水雲母（黒雲母・パーミキュライト混合層鉱物）、パーミキュライト（あるいは緑泥石）、カオリン鉱物へと変化している。しかし、この変化も急速な風化作用による溶脱が激しく行われると、黒雲母から直接カオリン鉱物に変わる。

3. 深層風化

風化現象を広域的に論じる場合、一般的に風化は地表面から深部に向かって進行する。そのため風化状態は層状に変化し、風化層あるいは風化殻と呼ばれ、地表近くから土壌化

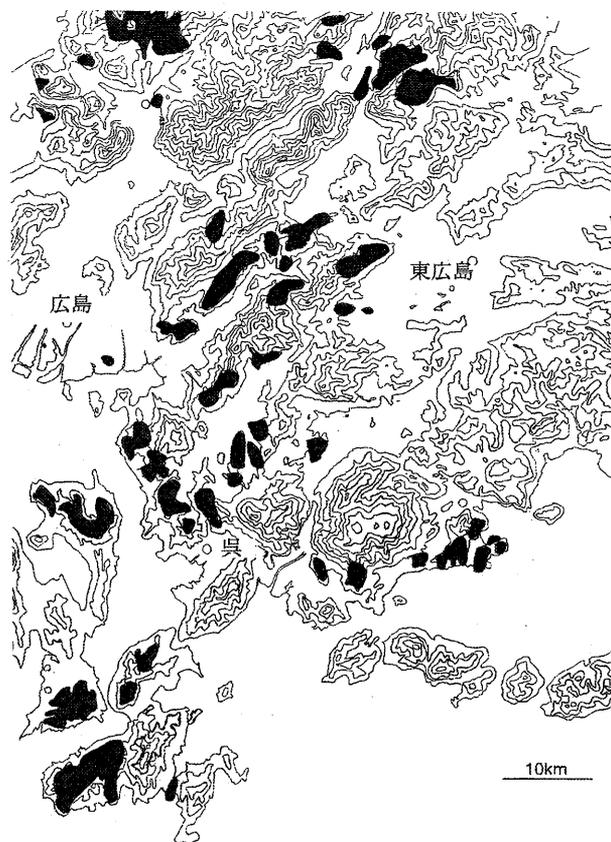


図2 切峯面図と新鮮な花崗岩分布

帯,浅層風化帯,深層(深部)風化帯と分けることができる。しかし深層と浅層をどこで分けるか明確に規定があるわけではなく,あいまいな用語としてしばしば使われる。この用語はもともと小出^{16,17)}により名付けられ,小出も概念をしっかり規定したものではないと述べている。一般には数十m以上風化を受けている場合に使用されることが多い。いずれにせよ,この語句は露頭スケールで使うのではなく,広域スケールにおいてのみ使用されるべき用語である。深層風化は岩石が深部まで破壊され,変質した状態である。そのため地質的構造運動が深くかかわっていると推定される^{1,18)}。

中国・四国地方に分布する花崗岩類のマサ化は全体的に進んでいると言え,またその多くの地域で一般的に10m以上深くまでマサ化しており,50m以上に及んでいることも珍しくない。

図-2は広島-呉-東広島地域の切峯面図にはほぼ新鮮な花崗岩の分布域を記したものである。それ以外は多かれ少なかれマサ化している。また,平坦な場所は深層風化の進んでいる場所と見なすことができる。

深層風化と呼ばれている現象は一般の風化作用では十分に説明できないことが多い。その現象を理解するためには風化作用のみでなく,花崗岩形成直後からの地質学的履歴も考える必要がある。

4. 熱水変質作用

岩石や鉱物の変質は風化作用のみならず,我国のような火山活動の活発な地域では熱水による変質作用が局所的に著しい。断層などの割れ目があるとそこに侵入した熱水は,周辺の岩石を溶解し,しだいに周辺へと移動する。酸性熱水変質は風化作用による変質とは区別がつきにくい場合が多い。そのため熱水作用の存在を見逃してしまうことがしばしばある。そこで注目されるのが花崗岩中にしばしば認められる粘土細脈である¹⁾。

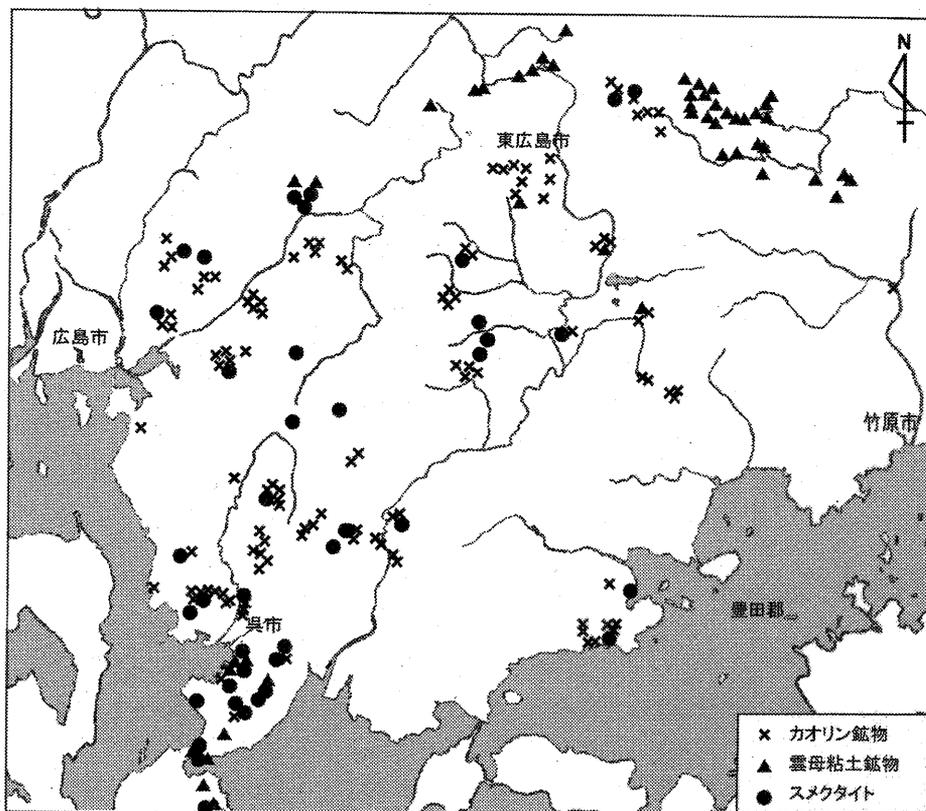


図3 粘土細脈の分布と主構成粘土鉱物(呉-東広島地域)

5. 粘土細脈

粘土細脈は微細な割れ目(一般に数mm~数センチメートル巾で傾斜は高角度である)を粘土鉱物がうめて形成されているものである。同じような脈に花崗岩中では沸石(主に濁沸石,東沸石)や方解石脈も認

められる。

粘土細脈を構成している粘土鉱物は、一般に薄青緑色、暗緑色、白色を呈している。また色により主とする構成粘土鉱物種が異なり、青緑色はイライト（雲母粘土鉱物）¹⁹⁾、暗緑色はスメクタイトあるいは緑泥石、白色はカオリナイト、ハロイサイトである¹²⁰⁾。これらの粘土鉱物はしばしば二種類以上混在している。図-3に広島-呉-東広島地域に主として認められる粘土細脈とその主な構成鉱物を示した。図に見られるように、主粘土鉱物種により分布地域が異なっているのがわかる。

また、粘土細脈の上下（標高の違い）で粘土鉱物の種類が変化しており、下部から上部に向かいイライト、スメクタイト、カオリン鉱物（カオリナイト、ハロイサイト）と次第に変わっている¹⁹⁻²¹⁾（図-4）。

粘土鉱物の形成年代をイライト中のカリウムを利用し、K-Ar 放射年代測定を実施すると、母岩である花崗岩の年代^{22,23)}にほぼ一致している^{1,23-25)}。このことから粘土鉱物が花崗岩の形成末期にあたる熱水活動と密接にかかわっていることが推測される。

粘土細脈の走向傾斜を測定すると、地域ごとに特徴的走向（図-5）が認められる。傾斜はほとんど垂直か高角度である。このことから、これら割れ目の多くは広域応力場で形成されたものと推定される。また、その割れ目に粘土鉱物が生成しており、その粘土鉱物の生成時期が花崗岩の熱水時期に対応して

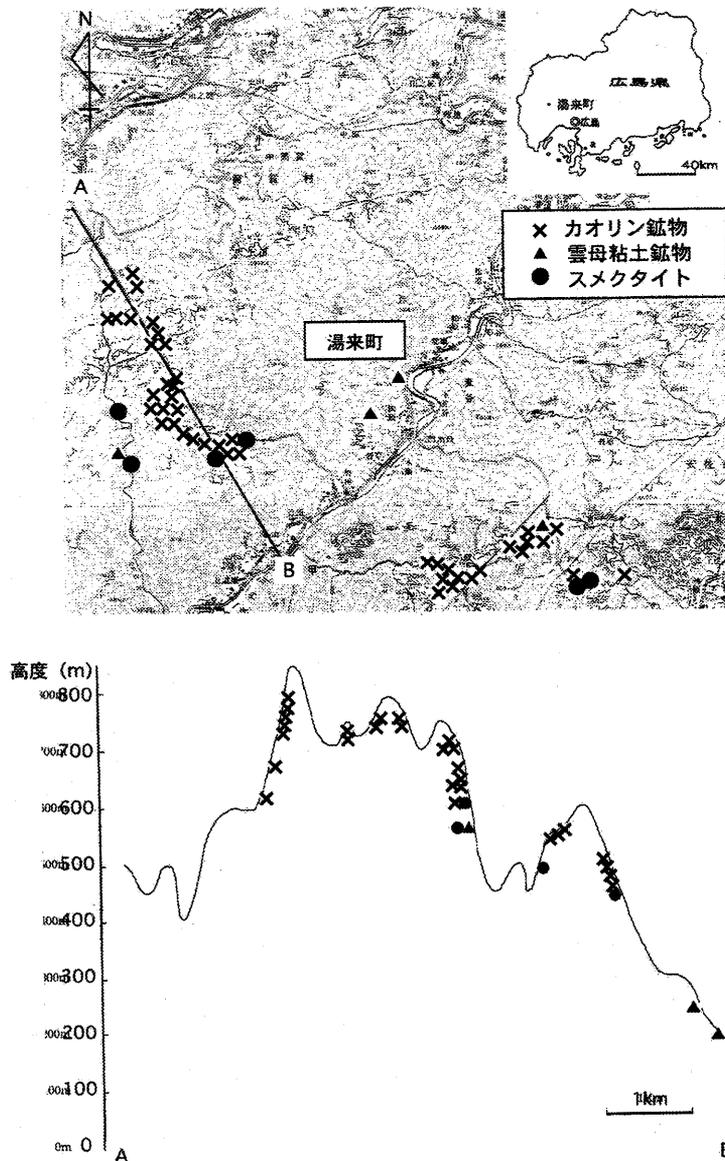


図4 粘土細脈の高度分布と主構成粘土鉱物（広島県湯来町付近）

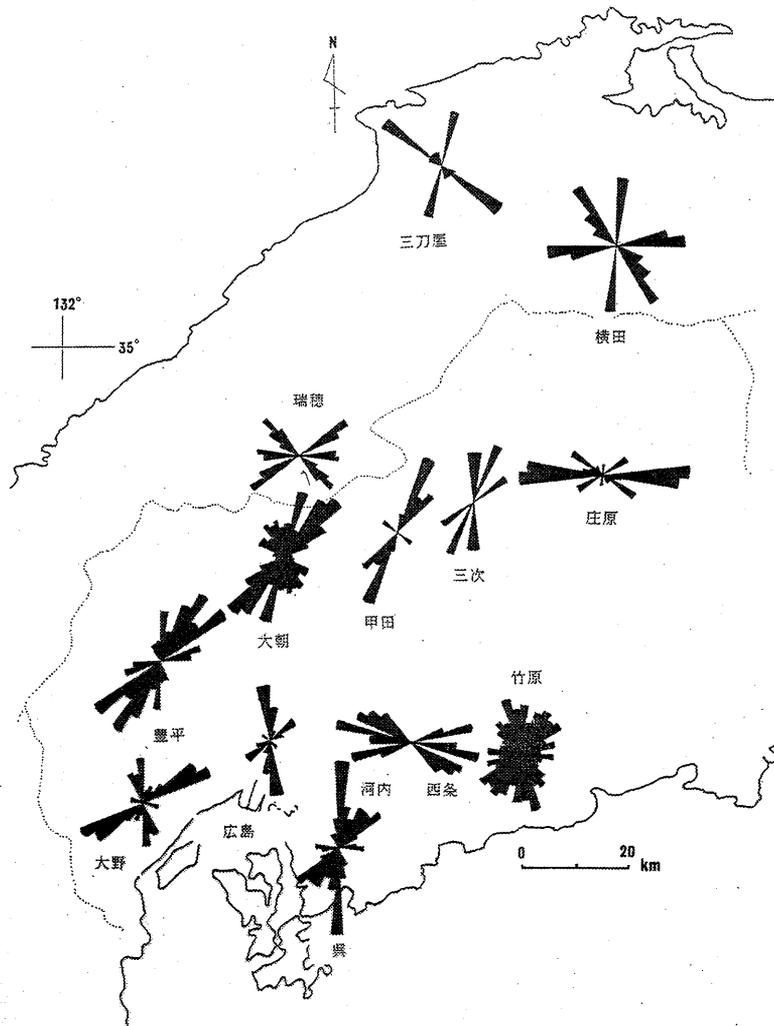


図5 地域別粘土細脈の走向 (広島県・島根県)

いることから、この割れ目は花崗岩形成後、間もない時期にできたものであることが推定される¹⁾。粘土細脈は花崗岩類中に網目のようにいたるところに存在している。しかし、露頭観察では非常に多く認められる場所とあまり見られない所がある。特に変質の進んでいる露頭では存在頻度は非常に高く、変質の進んでいない露頭には少ない傾向がある。それは割れ目の発達頻度に関係していると考えられる。

6. マサ(土)の形成機構

一般に呼ばれている花崗岩のマサは花崗岩の風化作用によりさまざまな分解段階の状態を一括して呼ぶ言葉として使用されている。マサとして最も分解した状態は長石類は完全に粘土鉱物に変質している。一方弱いマサ化した花崗岩は割れ目の発達には認められるが、変質は弱い。

花崗岩の分解を議論する場合には、花崗岩そのものの地質的特異性を念頭におかなければならない。花崗岩はもともと地下深部で形成された岩石であり、現在その岩石が地表に顔を出している。このことは生成してから現在までの地質構造履歴や物理・化学的変化を経験していると考えられる。粘土細脈の存在は花崗岩形成間もない時期に既に大きな構造的応力場により破碎されていることを示している。そこに花崗岩形成末期の熱水が侵入し、また周辺母岩も変質させている。例えば、花崗岩中の構成鉱物である斜長石のみをマサ化した花崗岩から取り出し、変質鉱物を調べると、粘土細脈と同じ粘土鉱物、即ちイライト、スメクタイトが生成している事が多い¹²⁶⁾。また、一様にマサ化した一露頭において、同じ斜長石でも場所がわずかに離れるとイライトあるいはスメクタイトが、カオリン鉱物に伴って生成している²⁶⁾。

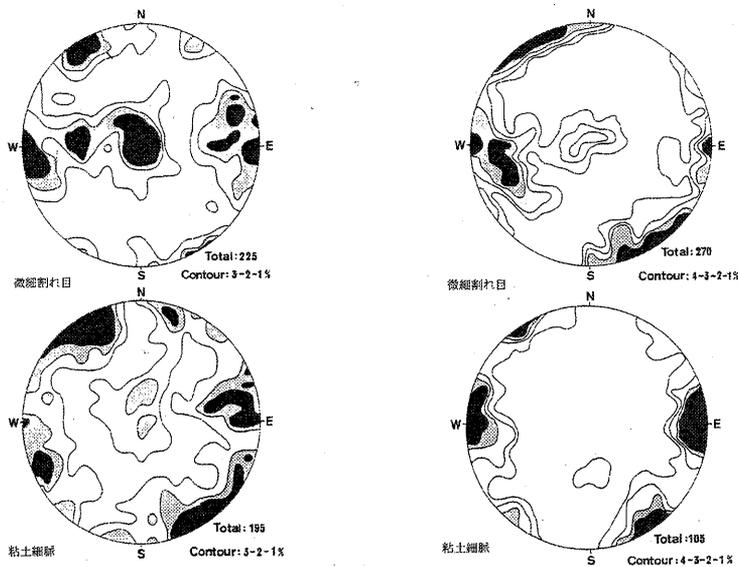


図6 粘土細脈と花崗岩中の微細割れ目の走向傾斜
(π ダイアグラム)

花崗岩は風化作用を受け始める環境下に置かれた時には、花崗岩の一部は既に破壊や熱水変質を受けている。風化作用に強くさらされる浅所まで花崗岩が上昇してくると、既に破碎や変質の進んでいる場所から最初に風化作用が働くと考えられる。またその結果、その場所でより速くまた強く変質が進行するものと推定される。

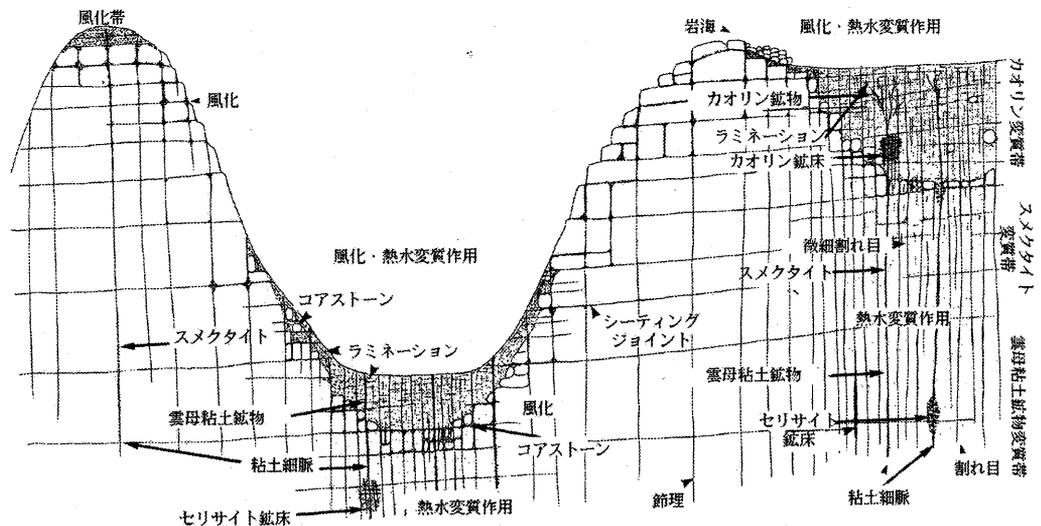


図7 花崗岩のマサ化のメカニズムを示す概念図

7. 花崗岩の風化と粘土細脈の特徴

中国・四国地方に分布する花崗岩は断層をはじめとし、割れ目の発達が著しく、その走向は地域で異なるが、目立つのは北東-南東と南北で、南西-北東・東西も認められる。なかでも特に北東-南東方向の走向を示す脈は広島県西部に顕著に発達し、特徴的断層地形である直線谷となっている。これら断層の産状は粘土細脈の産状と類似しており、断層粘土の K-Ar 放射年代は 60Ma-80Ma を示し、粘土細脈と同じ値を示す^{27,28)}。

花崗岩の著しくマサ化した地域、あるいは深層風化が認められる地域はこれら谷地形とその両側に発達する緩やかな斜面である。この緩斜面には粘土細脈の発達も著しく熱水作用と風化作用が重なった地域と考えられ、マサ化が特に著しく、深部まで進んでいる。

図-7 に中国地方の花崗岩の風化と熱水作用との関係とマサ化の概念図を示す。

[参考文献]

- 1) Kitagawa, R. : Clay veins and clay minerals in the granitic rocks in Hiroshima and Shimane Prefectures, southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, Vol. 8, pp.47-80, 1989
- 2) 一国雅巳：ケイ酸塩の風化とその生成物, 土の化学, 日本化学会編, 学会出版会, 6-168 p, 1989.
- 3) 木宮一邦：花崗岩の物理風化指標としての引張強度, 地質学雑誌, 81, 349-364, 1975.
- 4) Plumb, R., Engelder, T. and Yale, D. : Near-surface in situ stress 3. Correlation with microcrack fabric within the New Hampshire granites, *Jour. Geophysical research*, Vol.89, pp.9350 - 9364, 1950.
- 5) 工藤洋三, 佐野 修：石目と花崗岩の力学的性質, 地質ニュース, No.470, pp.36-45, 1993. Hampshire granites, *Jour. Geophysical research*, Vol.89, pp.9350 - 9364, 1984.
- 6) Parham, W. : Halloysite rich tropical weathering products of Hong Kong, *proc. Int'l. Clay Conf.*, Vol. 1, pp.403-416, 1969,
- 7) 坂本尚史, 小林祥一：地表条件下における長石類の人工変質—酸性雨の岩石鉱物に与える影響の研究(その1)—, 粘土科学, Vol.32, No.2, pp.108-120, 1992.
- 8) Wilson M.J. : The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils, *Minerl. Mag.*, Vol.35, pp.1080-1093, 1966.
- 9) Tuzuki, Y. and Nagasawa, K.): Weathering biotite from Matsusaka, central Japan, *Mineral. Jour.*, Vol.5, No. 5, pp.365-382, 1968.
- 10) 柿谷 悟, 河野忠臣：風化花崗岩中の黒雲母の変質, 粘土科学, Vol.12, No.2, pp.51-62, 1972.
- 11) 中川1善兵衛, 小坂丈予, 浦部和順, 山田久夫：岩手県千厩地方における石英セシ緑岩の風化について, 岩鉱, Vol.67, pp.283-290, 1972.
- 12) 長沢敬之助：風化過程における雲母の変質, 鉱物雑, Vol.10, NO. 6, pp.528-539, 1972.
- 13) 三浦 清：鳥取花崗岩に見られる黒雲母の特殊変質とその応用地質的意義, 応用地質, Vol.17, No.4, pp.168-175, 1976.
- 14) Kohono, T. and Kakitani, S. : 9A mineral included in the weathered biotite, *J. Hiroshima Univ. Ser. C*, pp.55 - 64, 1972.
- 15) 遠藤則夫, 木宮一邦：中部阿武隈山地の花崗岩類風化殻の分布状態と黒雲母の風化変質, 応用地質, Vol.28, No.3, pp.1-14, 1987.
- 16) 小出 博：応用地質—岩石の風化と森林の立地. 古今書院, 62p, 1952.
- 17) 小出 博：花崗岩地帯崩壊分類調査, 防災科学技術総合研究報告, Vol.14, pp.5-10, 1968.
- 18) 北川隆司, 奥野隆司：東広島市付近に分布する花崗岩中の粘土細脈の形成機構, 粘土科学, Vol.23, No.2, pp.45, 1983.
- 19) 北川隆司, 柿谷 悟：広島県安芸郡音戸町の花崗岩中にある青緑色粘土細脈, 粘土科学, Vol.18, No.1, pp.1-10, 1978.
- 20) 北川隆司, 柿谷 悟：広島県賀茂郡八本松町の花崗岩中にある白色粘土細脈, 粘土科学, Vol.18, No.2, pp.31-39, 1978.
- 21) 北川隆司, 柿谷 悟, 湊 秀雄：花崗岩中の粘土細脈を構成する雲母粘土鉱物・モンモリロナイト鉱物・雲母—膨潤層混合層鉱物, 粘土科学, Vol.21, No.4, pp.141-152, 1981.
- 22) 柴田 賢, 石原舜三：広島花崗岩中央部の黒雲母K-Ar年代の南北変化, 地質学雑誌, Vol.80, No.9, pp.431-433, 1974.
- 23) Ishihara, S., Shibata, K., Kitagawa, R and Kakitani, S. : K - Ar ages of sericite from the Chugoku district Japan, *Bull. Geol. Surv.*, Vol.31, 221 - 224, 1980.
- 24) KITAGAWA, R. and KAKITANI, S. : K - Ar ages of mica clay minerals in clay veins found in granitic and rhyolitic rocks of Hiroshima prefecture, *Jap. Assoc. Miner. petrol. Econ. Geol.*, Vol.76, No.5, 1981.
- 25) Kitagawa, R. and Nishido, H. -Orientation analysis and formation ages of fractures filled with clay minerals in Hiroshima and Shimane prefectures, southwest Japan, *Jour. Japan Soci. Eng Geol.*, Vol.35, No.2, pp.60 -68, 1994.
- 26) 北川隆司：花崗岩中に見られる粘土細脈と花崗岩の変質について, 吉田博直先生退官論文集 93-117, 1985.

- 27) 北川隆司・西戸裕嗣・井上 基・新見 健・松井章拓：活断層の断層内粘土鉱物の K-Ar 放射年代 - 己斐断層と大竹断層-,応用地,38,299-303,1997.
- 28) 北川隆司・西戸裕嗣・井上 基・門藤正幸：広島県西部,花崗岩中の断層は妻帯に生成している粘土鉱物の K-Ar 放射年代,応用地質,37,410-414,1996.

④ 瀬戸内周辺の花崗岩中に発達するマイクロシーティング

於保 幸正

1. はじめに

中国地方には白亜紀に貫入した花崗岩が広く分布している。やや風化した花崗岩中には1-2 mmの間隔でほぼ水平な割れ目が観察される。これはマイクロシーティングと呼ばれているものであり(橋川・宮原, 1974, 千木良, 2000), 岩石の隆起に伴う圧力緩和によって形成されたものと考えられている。このマイクロシーティングはどの花崗岩でも観察される訳ではない。露頭での観察からマイクロシーティングの発達には風化過程が重要であると考えられる。ただ、これ以外の要因も考えられる。本稿では、風化とマイクロシーティングとの関係を明らかにするために、露頭および顕微鏡下でのマイクロシーティングの発達状況および広島県西部から三原にかけての地域における発達分布について述べる。

2. マイクロシーティングの記載

(1) 露頭での発達状況

花崗岩中には冷却に伴う節理が一般的に発達している。その節理の中でほぼ水平なシーティングジョイントとほぼ平行に小さな割れ目(マイクロシーティング)が観察される(図1, 2, 3)。割れ目は0.5 mmから2 mm程度の間隔をもち、長さは数 mm程度である。場所によっては粒子の大きさ程度に短いものもあり、必ずしも全ての割れ目が同じように発達する訳ではない。全体的には割れ目は直線的ではあるが、詳細にみると波状的なものも観察される。肉眼で観察する限りにおいて、割れ目は石英、カリ長石などの粒子を切る場合と粒界に沿っている場合とがあり、多くは開いている。割れ目としては、このシーティングジョイントに平行なもの以外にも高角な角度をもつものも時に観察される。一つの露頭についてみると、マイクロシーティングが一様に発達していない場合もある。このような場合には次のような発達の様子が観察される。すなわち、シーティングジョイントの存在する部位からマイクロシーティングが観察される部分が厚さを増すようにしてシーティングジョイントと垂直に広がっていることがある(図4, 5, 6)。ただ一様に厚さを増すのではなく、ある場合にはシーティングジョイントとシーティングジョイントの間にある花崗岩のブロックの中で新鮮な花崗岩とマイクロシーティングがみられる部分とが指交している場合もある(図7)。なお、場所によってはマイクロシーティングが観察されるが、風化が著しくなりマイクロシーティングが観察されないか、または不明確になる場合もある(図3)。花崗岩中には時々石英岩脈のようなものが貫入していることがあるが、そのような時にはマイクロシーティングに相当する割れ目の間隔は数 cmと大きくなっている(図8)。マイクロシーティングが一様に発達する露頭では、露頭を遠くから観察すると見かけ上変成岩のような片理構造が発達しているように見える。なお、花崗岩がマサ化する程度に風化したものではマイクロシーティングは観察されることはなかった。

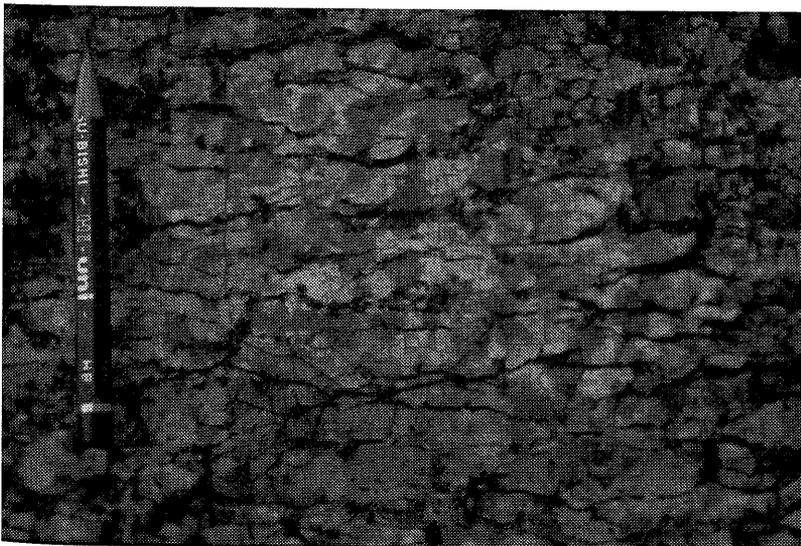


図1 露頭でみられる
マイクロシーティング
(厳島, 大砂利)

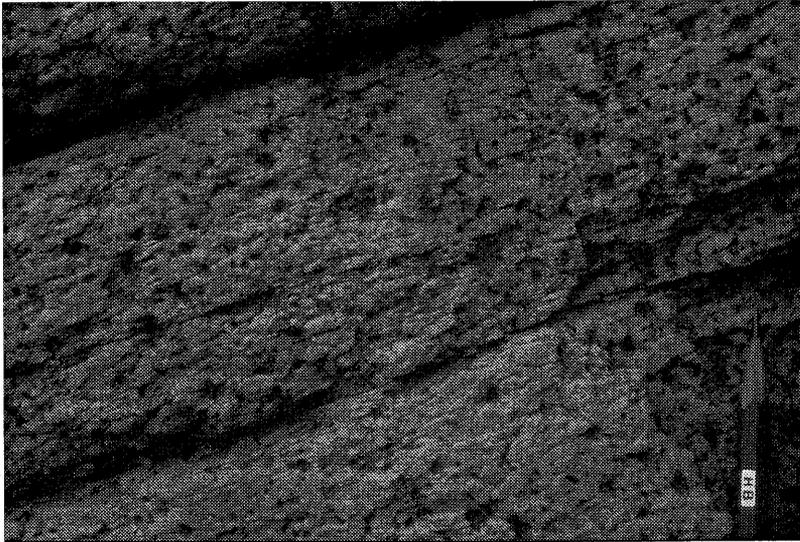


図2 露頭でみられる
マイクロシーティング
(大三島, 瀬戸)

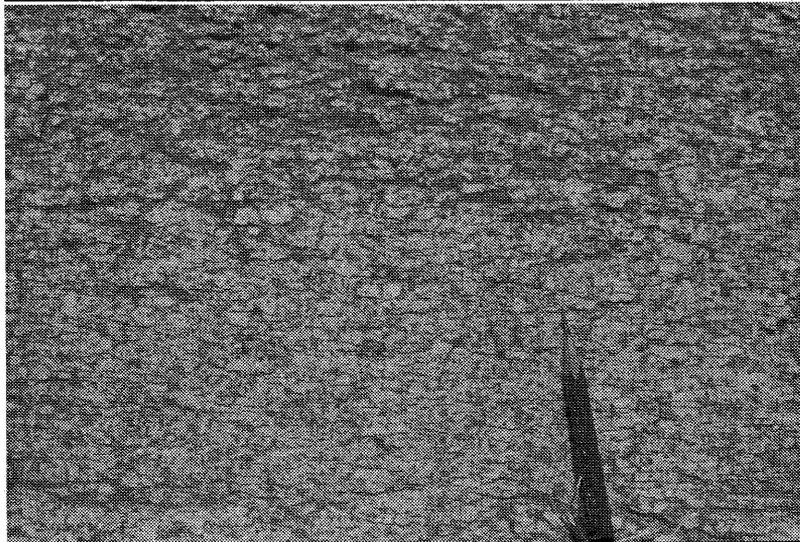


図3 露頭でみられる
マイクロシーティング。
上部は風化が進んでいるため
マイクロシーティングの発達
が不明瞭になる
(竹原東方)

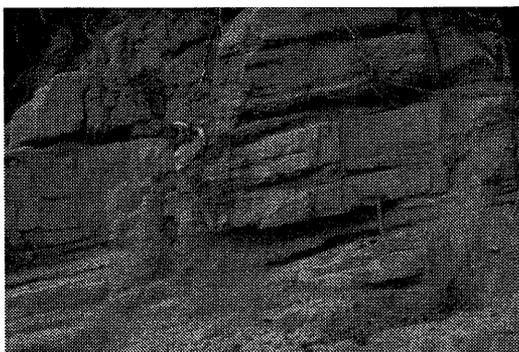


図4 シーティングジョイントとマイクロシーティングとの関係 (巖島, 檜木浦)

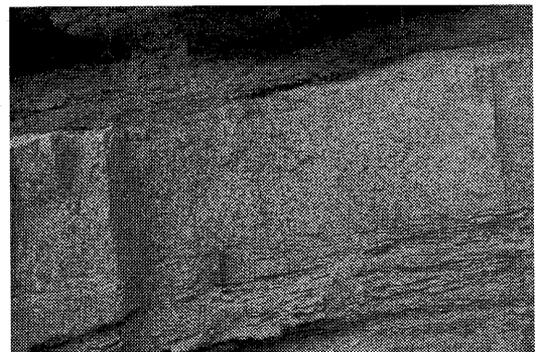


図5 図4の拡大. シーティングジョイントからマイクロシーティングが広がる様子が観察される.

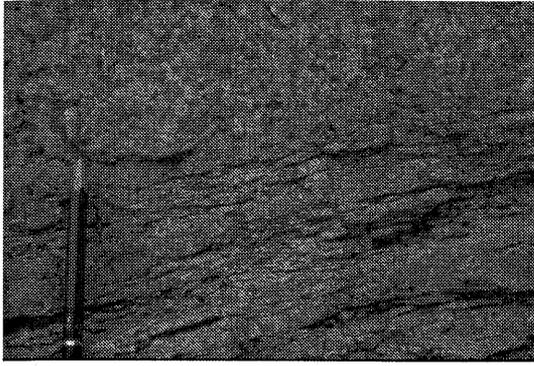


図6 図5の拡大

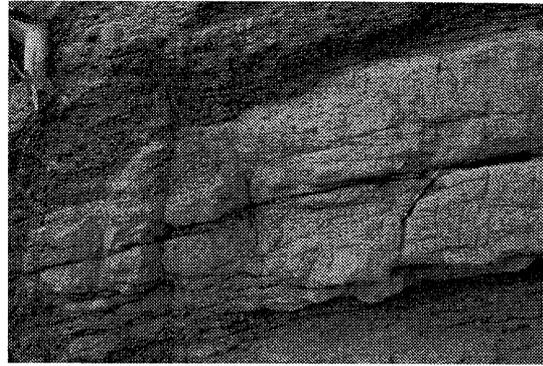


図7 図4の拡大. シーティングジョイントに挟まれ端の方ではマイクロシーティングが観察することができる.

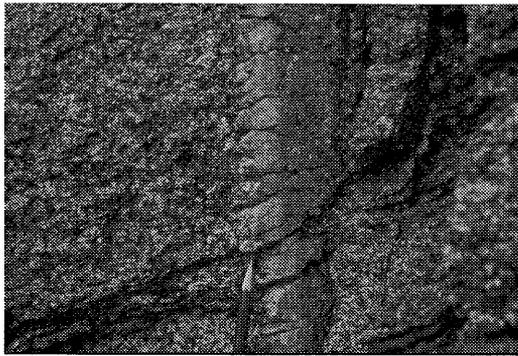


図8 石英岩脈中にみられるマイクロシーティング (伯方島, 梅)

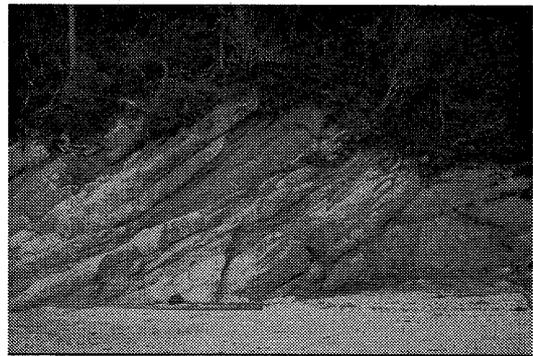


図9 マイクロシーティングが発達する花崗岩を遠くからみた様子 (片理が発達するようにみえる) (厳島, 腰細浦)

(2) 顕微鏡下での観察

厳島 (大砂利) で採集した花崗岩について、薄片を作り顕微鏡観察を行った。マイクロシーティングは一般的に開いた割れ目として現れるが、それだけでなく、開いた割れ目の周辺では閉じた割れ目が雁行状に配列しているものなどが観察される。それらの形態は様々である。ある割れ目は隣接する構成鉱物を切って直線的に発達するもの、途中で途切れるもののその延長上に現れてくるもの、枝状に分離するもの、高角度に曲がるもの、構成鉱物を切っているがその延長上では他の鉱物の粒界を通るもの、雲母中の鉱物へき開に沿って割れているが途中でへき開と斜交するものなどである (図 10, 11, 12, 13)。開いた割れ目の中には碎片化した鉱物が存在することも稀ではない (図 11)。

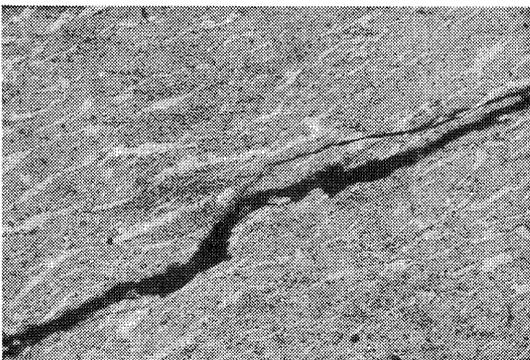


図 10 マイクロシーティングの微小構造 (厳島, 大砂利) (横の長さは 0.8 mm)

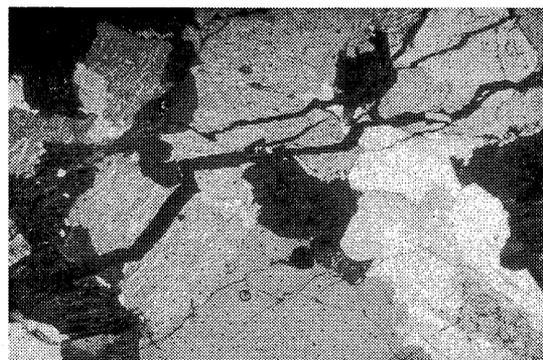


図 11 マイクロシーティングの微小構造 (厳島, 大砂利) (写真の横の長さは 4 mm)

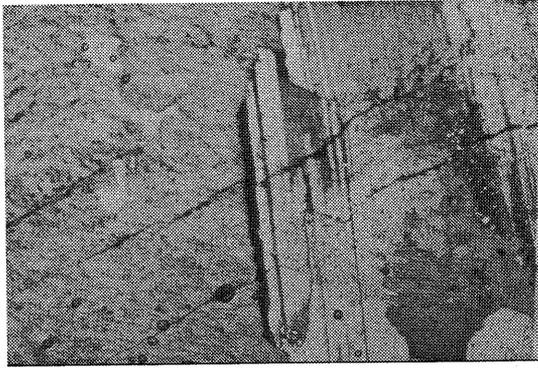


図 12 マイクロシーティングの微小構造 (厳島, 大砂利) (写真の横の長さは 2 mm)



図 13 マイクロシーティングの微小構造 (厳島, 大砂利) (写真の横の長さは 0.8 mm)

3. マイクロシーティングの分布

マイクロシーティングの発達分布をみるために広島県西部から三原市にかけての瀬戸内海沿岸部と内陸部について調査を行った。その結果、マイクロシーティングは芸予諸島の多くの場所で観察することができた (図 14)。すなわち、東から、因島、大三島、伯方島、下蒲刈島、上蒲刈島であり、さらに西の厳島でもマイクロシーティングが良く発達している。芸予諸島の対岸では竹原付近の瀬戸内海沿岸でマイクロシーティングが観察されるが、その発達は弱いところもある。広島市では宇品の海岸でマイクロシーティングが観察される。厳島の対岸、大野町でもマイクロシーティングがみられるところがある東広島市でも一部マイクロシーティングが観察されることがある。一方、内陸部の久井や津田付近ではマイクロシーティングはほとんど発達していない。なお、橋川・宮原 (1974) は広島市西部の安芸山地でマイクロシーティングが観察されることを報告している。

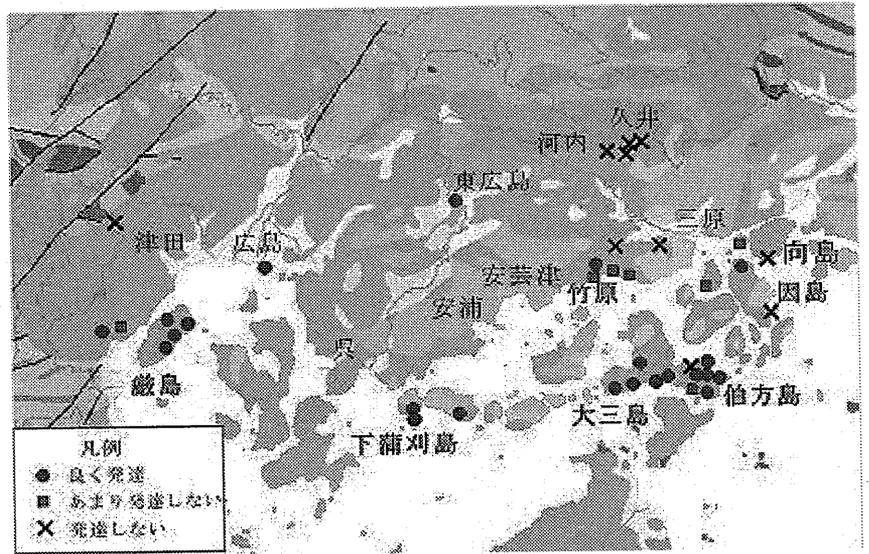


図 14 マイクロシーティングの発達分布

4. マイクロシーティングと風化との関係

マイクロシーティングが発達する原因としては、隆起侵食による除荷作用や、斜面の傾斜方向と同一方向に発達することから、斜面に対応した応力によるものと考えられている。橋川 (1978) は、マイクロシーティングは斜面の発達と調和した表層の現象で、斜面のクリープ現象としても捉えられることを指摘している。ところで、マイクロシーティングの発達状況を見ると、シーティングジョイントからマイクロシーティングの発達する部分が広がっていることが理解できる。すなわち、マイクロシーティングは単に除荷作用や斜面に対応した応力だけに起因したものではなく、花崗岩の風化と直接関係しているようにみえる。換言すれば、瀬戸内海沿岸部では、マイクロシーティングはある程度の風化を受けた岩石で観察され、さらに風化が進んでマサの状態になると観察されなくなっている。このことは、風化に伴う鉱物の強度的な劣化がマイクロシーティングの形成に大きな影響を及ぼしていることを意味している。ただ、内陸部ではマイクロシーティングは久井地域のようにほとんど観察することができなかった。このことが何を示しているかが今後の課題である。

文献

- 千木良雅弘, 2000, 1999年度広島豪雨災害の地質的素因—花崗岩のマイクロシーティング. 第3回岩石の風化に関するシンポジウム報告集.
- 橋川邦武・宮原健二, 1974, 風化花こう岩類の構造とその工学的意義について(その1). 応用地質, 15, 47-57.
- 橋川邦武, 1978, 開析ペディメントにおける花こう岩類の風化帯構造—広島市西部の深層風化帯について— . 応用地質, 19, 45-59.

⑤ 室温・大気圧下の弱酸性溶液中におけるカリ長石の溶解速度
 —有機酸の存在および反応器の違いが溶解速度に及ぼす影響—

平山恭之・福岡正人

1. はじめに

水—鉱物相互作用は岩石の化学風化作用の主要な過程であり、水への岩石の溶解過程の解明は重要なテーマの一つとなっている。日本列島には基盤岩類として花崗岩類が広く分布しており、花崗岩を構成する鉱物の溶解速度および溶解機構を明らかにすることは、花崗岩の化学風化過程を知るためだけでなく、花崗岩分布域における土壌や河川水の酸性化などの環境問題について議論していく上でも重要である。岩石の溶解速度を求めるには室内実験から直接求める方法と天然の河川水の化学分析から推定する方法とがある。しかしながら、両者から得られる溶解速度には大きな違いがあることが知られている。

本研究では、花崗岩の風化過程を明らかにするための第一歩として、花崗岩の主要構成鉱物であるカリ長石を対象とし、室温・大気圧下において弱酸溶液を用いた溶解実験をおこなった。更に、有機酸の存在や反応器の様式の違いが、実験的に得られるカリ長石の風化速度にどのような影響を及ぼすかについての検討も試みた。

2. 研究方法

試料：実験用の試料には広島県宮島地域に産するペグマタイト中のカリ長石を使用した。採取したカリ長石を数 mm 程度の粒径に粗砕きし、ハンドピッキングでカリ長石を抽出した後、カップミルを用いて数 100 μm 以下の粒径に粉碎した。この試料をイオン交換水中でフルイと超音波洗浄機を用いて粒径分離および洗浄を繰り返し、最終的にアセトンを用いて洗浄した。その結果得られた 45-90 μm のサイズフラクションを実験用粉末試料とした。走査型電子顕微鏡による粉末試料の観察から、微小な粒子は十分に除去されていることが確認された。試料の表面積は 5 ポイント BET 法により求めた。試料中に含まれるカリ長石の平均化学組成は走査型電子顕微鏡付属のエネルギー分散型 X 線分析装置にて測定した。結果は表 1 のとおりである。なお、試料に含まれるカリ長石以外の鉱物や不純物の量は約 9% であった。

実験装置：鉱物の溶解実験をおこなう装置には、stirred flow-through タイプおよび column flow-through タイプの反応器を用いた (図 1)。前者はテフロン瓶からなっており、内部に 40 ml の溶解用溶液およびカリ長石試料 4 g を入れ、マグネティックスターラーを用いてよく攪拌した。スターラーは上部から糸で宙吊りにし、試料の破壊を極力防ぐようにした。反応器には連続的に溶液を 0.1 ml min^{-1} の速度で供給し、 0.11 ml min^{-1} で排出した。排出側の速度をやや速くすることで、容器内の液面の位置は吸出し用パ

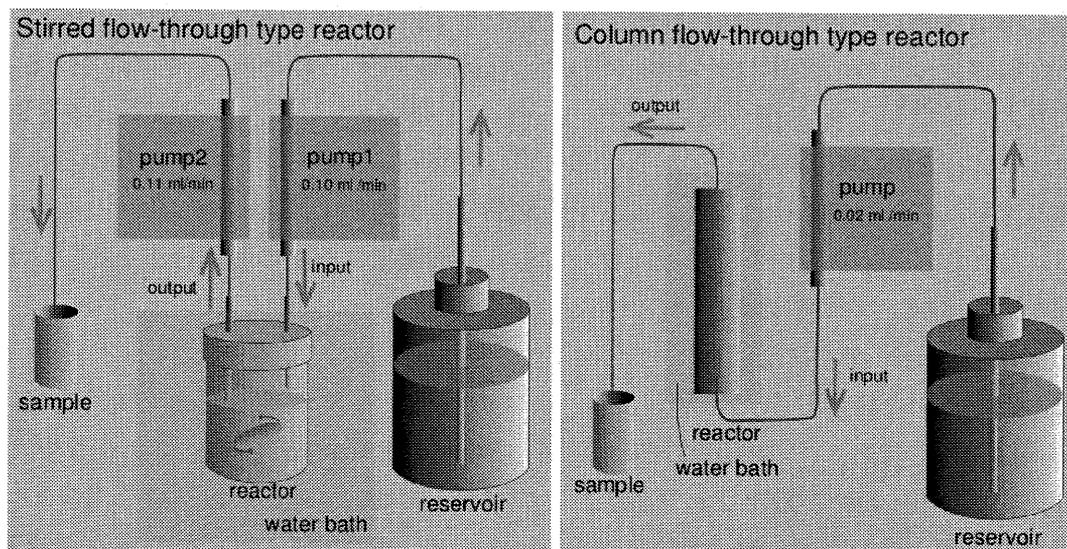
表 1. 分析試料の化学組成

Solid			
	wt%	mol	
SiO ₂	67.33	Na	0.30
Al ₂ O ₃	17.91	Al	0.96
Na ₂ O	3.33	Si	3.04
K ₂ O	11.48	K	0.67
Total	100.05		4.95

Size fraction	45-90	μm
Initial surface area	0.363	$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$

イプの下端位置に規制されるため、容器内の溶液量および溶液の通過する速度を一定に保つことが可能となっている。後者は内径が 6 mm で高さが約 100 mm のテフロンチューブからなり、その内部は溶解用溶液および 3 g のカリ長石試料で満たした。反応器下部から溶液を供給し、上部から排出した。この際の溶液の流速は 0.02 ml min^{-1} であり、内部の試料は静止した状態を保つ。溶液の供給および排出にはペリスタリックポンプを使用した。反応器内を通過する溶液の正確な速度は、得られた試料の質量から計算した（表 2）。全ての溶液試料は排出の過程で $0.2 \mu\text{m}$ のフィルターを通して微小粒子の除去をおこなっている。反応器内の温度は恒温水槽にて $25 \pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ に保ち、圧力条件は大気圧下とした。

図 1. 反応装置の略図



溶液および分析：溶解用の溶液には pH4、pH5 に調整した硝酸およびシュウ酸溶液を用いた。シュウ酸溶液中のシュウ酸の濃度は、pH4 では 0.8 mM、pH5 では 0.005 mM となっている。溶解実験はこれらの溶液を用い、上記の二種類の反応器を用いて、合計 8 種類のパターン（Run-1～

表 2. 各種の実験条件

Stirred type reactor					
Run No.	Solution	Experiment time (hour)	Input pH	Final output pH	Average flow rate (ml min^{-1})
Run-1	HNO_3	0 - 464	4.03 +/- 0.04	4.06	0.098
Run-2	Oxalate (0.8 mM)	0 - 464	4.01 +/- 0.02	4.11	0.101
Run-3	HNO_3	0 - 944	5.01 +/- 0.02	5.05	0.087
Run-4	Oxalate (0.005 mM)	0 - 944	5.04 +/- 0.04	5.21	0.092

Column type reactor					
Run No.	Solution	Experiment time (hour)	Input pH	Final output pH	Average flow rate (ml min^{-1})
Run-5	HNO_3	0 - 912	4.04 +/- 0.02	4.11	0.021
Run-6	Oxalate (0.8 mM)	0 - 912	4.00 +/- 0.02	4.15	0.022
Run-7	HNO_3	0 - 1920	5.09 +/- 0.07	5.09	0.023
Run-8	Oxalate (0.005 mM)	0 - 1920	5.05 +/- 0.05	5.45	0.024

Run-8)でおこなった(表2)。反応器内を通過した溶液を採取し、ICP-AES分析装置にて溶出した元素Si、Alの濃度を測定し、カリ長石の溶解速度を計算した。なお、NaおよびKの濃度測定も行っているが、これについてはここでの報告からは割愛する。

3. 結果および考察

鉱物の溶解速度は、通常、定常状態でのSi濃度・溶液の流量・試料の初期表面積・試料の化学量論の関数として計算される(Stillings and Brantley, 1995)。化学量論を表す指標として、一般にRRR(Relative Release Ratio)値が用いられている(Holdren and Speyer, 1985)。RRR_{Al}はSiに対する相対的なAlの溶出を表し、次式で定義される。

$$RRR_{Al} = (Al/Si)_{\text{solution}} / (Al/Si)_{\text{solid}}$$

従って、RRR_{Al}が1の場合では溶解は化学量論的であり、コングルエント溶解(一致溶解)と呼ばれる。RRRが1でない溶解はインコングルエント溶解(不一致溶解)と呼ばれている。RRR_{Al}が1より大きい場合はAlが優先的に溶出していることを示している。本実験におけるSi・Alの溶解速度およびRRR_{Al}値の時間変化から(図2)、各実験の終了時にはカリ長石の溶解はほぼ定常状態に達したものと判断されるため、以下の議論には実験終了直前の120時間の平均値を用いている。ただし、各実験の終了時付近においても各溶解速度は若干の速度低下あるいは増加を示しており、完全な定常状態には達していない(図2)。

Stirred flow-through タイプ反応器：

硝酸溶液を用いた場合のSiの溶解速度は、pH4の場合で $6.79 \times 10^{-12} \text{ mol m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ 、pH5で $2.97 \times 10^{-12} \text{ mol m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ であり、この値は従来の報告(White and Brantley, 1995)よりもやや大きいものの調和的である。硝酸溶液とシュウ酸溶液との場合とで比較すると、Si、Alともシュウ酸への溶出速度は硝酸への速度の1.5~2.5倍程度となっている(表3-a)。同じ酸性度の条件下において、シュウ酸の存在は長石類の溶解速度を大きくすることが知られているが、本研究においても同様の結果が得られた。速度の増加する割合はpH5の場合に比べpH4の方がやや大きい、大きな差は認められない。また、Alの速度増加がSiの増加に比べて大きな値を示している。化学量論的見地からみると、RRR_{Al}値はpH5の硝酸溶液で最も小さな0.59を示し、pH4のシュウ酸溶液では最も大きな1.04であった。従って、pH4のシュウ酸溶液中ではコングルエント溶解であるが、その他の場合ではインコングルエント溶解であり、Siが優先的に溶出している(表3-b)。シュウ酸が存在し、pHが小さくなるほどRRR_{Al}値が1に近づく傾向が確かめられた。

Column flow-through タイプ反応器：

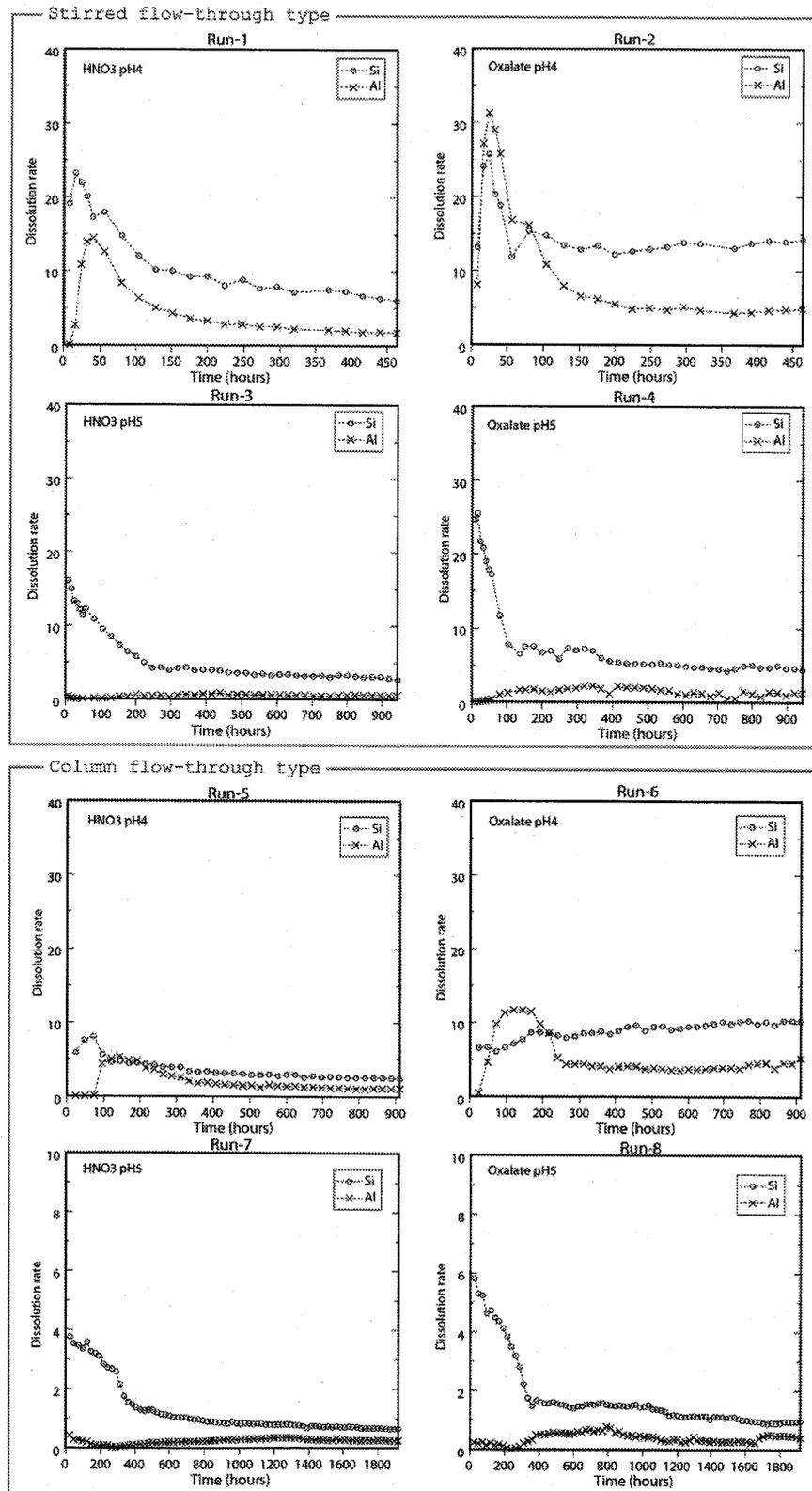
pH4の硝酸溶液を用いた場合の溶解速度は $2.52 \times 10^{-12} \text{ mol m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ であり、White and Brantley(1995)にまとめられた報告とほぼ同じ値を示している。硝酸溶液とシュウ酸溶液との場合で比較すると、後者でより溶解速度が大きく、前者の1.8~4.3倍となっている(表3-a)。特にpH4の場合における速度増加が顕著である。Alの速度増加の割合はSiのものに比べて大きい。RRR_{Al}値は1.17~1.49であり、全ての場合においてインコングルエント溶解で、Alが優先的に溶出している(表3-b)。stirredタイプの反応器の場合と同様に、シュウ酸の濃度と酸性度の上昇に伴いRRR_{Al}値が大きくなる傾向が認められる。

溶解速度にシュウ酸および反応器の違いが及ぼす影響：

シュウ酸が長石類の溶解速度を上げることはこれまでに多くの報告例がある（例えば、Mast and Drever, 1987; Stillings et al., 1996; Welch and Ullman, 1996, 2000）。本論においても、このこと

図2. 各実験から得られたカリ長石の溶解速度

グラフの縦軸の単位は全て $10^{-12} \text{ mol m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ である。Run-7 および Run-8 のみ縦軸の最大値が他と異なっていることに注意。横軸の単位は全て時間であるが、最大値はグラフごとに異なっている。



を確認することができた。長石類の溶解速度は Al-O 結合の加水分解に規制されていることが明らかとなってきた（例えば、Stillings and Brantley, 1995）、シュウ酸が Al-O の加水分解を促進することで鉱物全体の溶解速度を上げているものと考えられている。本研究において、シュウ酸の存在による溶解速度の増加の割合は、どの条件においても Al が Si よりもやや大きくなることで共通しており、pH と反応器の条件の違いによって両元素が対となって増減することが確認できる。このことは Al-O の分解がカリ長石の溶解を律速しているという考えを支持している。

表 3. 実験終了時の溶解速度と RRR

a) 各実験における Si と Al の溶解速度。単位は全て $10^{-12} \text{ mol m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ である。b) 各実験の終了時における Si を基準とした Al の RRR 値。a)、b)ともに、実験終了直前の 120 時間の平均値を示してある。

a) Rate						b) RRR _{Al}			
	pH4		pH5		reactor		pH4	pH5	reactor
	Si	Al	Si	Al					
HNO ₃	6.79	1.88	2.97	0.56	stirred	HNO ₃	0.87	0.59	stirred
	2.52	1.07	0.66	0.25	column		1.33	1.17	column
Oxalate	13.8	4.60	4.66	1.25	stirred	Oxalate	1.04	0.84	stirred
	10.2	4.57	0.95	0.45	column		1.40	1.49	column

天然での観測・測定から推定される長石の溶解速度と室内実験から得られる溶解速度との間に大きな差があり、天然の速度は実験から得られたものより $10 \sim 10^4$ 倍遅いことが知られている (White and Brantley, 1995)。本研究では二種類の flow-through タイプの反応器を用いて実験を行ったが、その結果、反応器のタイプによって長石の溶解速度に違いが生じることが明らかとなった。全体としてみると、stirred タイプの反応器での溶解速度は column タイプの 1~5 倍大きくなっている (表 3-a)。column タイプの反応器では試料が攪拌されず、鉱物の試料表面に新鮮な溶液が常に接することができるわけではないことがその原因であると考えられる。また、stirred タイプを使用した場合は Si が優先的に溶出し、column タイプの場合は Al 優先的であること、Al-O 結合の分解が溶解を律速していると考えられることから、stirred タイプでは Al-O 分解の結果として脆弱化された Si-O 結合部が攪拌により物理的に分解・溶出してきているのかもしれない。天然での条件により近い反応器は column タイプであり、容器内での試料の攪拌が天然の溶解速度との差の大きな要因のひとつになっていることは確かである。この速度差は酸性度の高い pH4 の条件よりもより中性に近い pH5 の条件で特に顕著である。従って、中性に近い条件下で実験から得られた長石類の溶解速度を天然に適用しようと試みる場合、これらの事実を十分に考慮して反応器を選択する必要がある。

4. 引用文献

- Holdren, Jr., G.R. and Speyer, P.M., 1985, pH dependent changes in the rates and stoichiometry of dissolution of an alkali feldspar at room temperature. *Am. J. Sci.*, 285, 994-1206.
- Mast, M.A. and Drever, J.I., 1987, The effect of oxalate on the dissolution rates of oligoclase and tremolite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2559-2568.
- Stillings, L.L. and Brantley, S.L., 1995, Feldspar dissolution at 25°C and pH 3: Reaction stoichiometry and

- the effect of cations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1483-1496.
- Stillings, L.L., Drever, J.I., Brantley, S.L., Sun, Y. and Oxburgh, R., 1996, Rates of feldspar dissolution at pH 3-7 with 0-8 mm oxalic acid. *Chemical Geology*, 132, 79-89.
- Welch, S.A. and Ullman, W.J., 1996, Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 2939-2948.
- Welch, S.A. and Ullman, W.J., 2000, The temperature dependence of bytownite feldspar dissolution in neutral aqueous solutions of inorganic and organic ligands at low temperature (5-35°C). *Chemical Geology*, 167, 337-354.
- White, A.F. and Brantley, S.L. eds., 1995, *Chemical Weathering Rate of Silicate Minerals*. Reviews in Mineralogy, Vol.31, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 583p.

⑥ 風化研究のための鉱物溶解速度実験

—長石溶解速度—

福岡正人

1. はじめに

野外における風化速度の変動を支配する要因は多い。それらの要因による影響を定量化して、風化のメカニズムを明らかにする目的で、室内において一定の条件を設定した鉱物溶解実験が試みられてきた。その最初の室内実験は19世紀の中頃には開始され、それらから得られた結果を天然の風化過程に適用して、化学風化速度を支配する要因を解明しようとする研究も同世紀中に始まった (White and Brantley, 1995)。

その後、鉱物風化速度の定量化とその鉱物風化を支配する基本的な化学過程の解明のために、野外での研究と並行して室内での鉱物溶解実験が行われてきた。このような溶解実験に、鉱物-溶液反応における化学反応のカイネティックス理論の開発と適用、および反応過程の直接観察技術の適用が加わり、風化過程を定量化する研究は進展してきている。

鉱物溶解実験において、設定できる条件は実験装置の仕様の違いが大きく影響する。一般的に、現在では反応器としてバッチ式とフロースルー式の2つのタイプが用いられているが (図1)、この後者の開発によって溶解実験が広く行われるようになった。それは Chou and Wollast (1984, 1985)

(図2) によるものを代表とするが、ここではそれ以降の溶解実験についての簡単なまとめを行い、実験に伴う問題点もあわせて検討することにする。

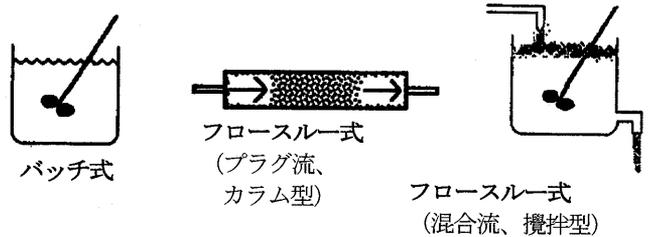


図1. 反応器の3つの基本タイプの概略図 (Rimstidt and Dove, 1986 に加筆)

2. 長石溶解速度実験

地表に露出する岩石を構成する様々な鉱物を対象として溶解実験が行われているが、反応速度が速い炭酸塩鉱物の方解石 (石灰岩を構成する) と、反応速度は遅いが珪酸塩鉱物の中で最も存在量の多い長石 (Nesbitt and Young, 1984 : 斜長石 35%、石英 20%、カリ長石 11%、火山ガラス 12%、黒雲母 8%、白雲母 5%) を試料とした場合が多い。とくに長石は斜長石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \sim \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) とアルカリ長石 ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \sim \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) の2つのグループから構成され、それぞれ複数の鉱物種を含み、化学組成と結晶構造が多様であるとともにそれらの研究も進んでいる鉱物群であるため、溶解実験に適した試料の代表である。

以下では長石を試料に用いた溶解実験を例にして、実験内容の概略を説明するが、研究の進展を概略的に示すために、1984年以降の報告からいくつかの代表的な実験を選び、内容の一部を表1にまとめた。なお、長石溶解カイネティックスについて Blum and Stillings (1995) が詳しいレビューを行っている。

2.1. 反応器

バッチ (batch) 式反応器による実験は閉鎖系であり、目的成分を溶出しない材料 (ポリエチレンやテフロン) で作られた反応器の中に、特定粒度の試料 (天然試料を篩によ

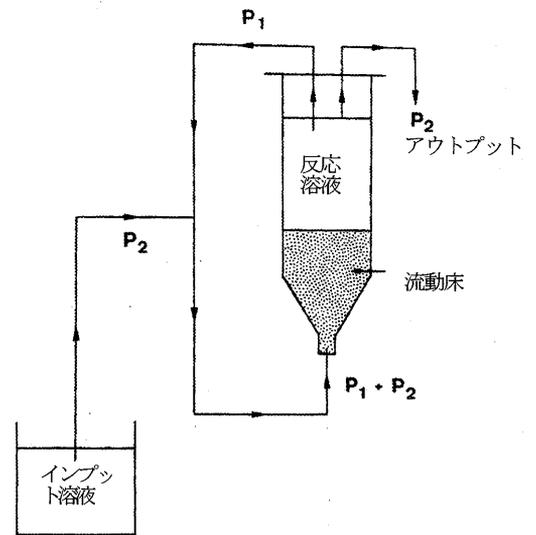


図2. 流動床型フロースルー式反応器の概略図 (Chou and Wollast, 1984 から) P_1 は粒子を懸濁させるのに必要な速度。 P_2 は新鮮なインプット溶液を加え、かつアウトプットとして系外へ送り出す速度。反応溶液の循環流により攪拌を行うため、 P_2 より P_1 を速くする。反応器は恒温槽中で目的の温度に維持される。

表 1. 長石を主とする試料についての室温付近での室内溶解実験の研究例

引用文献 (年代順)	反応器	試料 ¹⁾	測定または目的	結果 (発見) と解釈
Chou & Wollast(1984)	流動床型 (混合流型)	アルバイト	Si, Al, Na の溶出量	・長石表面に数 10Å の厚さの Si と Al に富む残留層が形成、pH に依存
Chou & Wollast(1985)	"	"	"	・Si と Al に富む活性表面錯体の形成、溶液の pH や Al 濃度に依存 ・固相表面の遷移状態理論と配位化学に基づいた溶解カインेटックスモデル提案
Holdren & Speyer(1985a)	バッチ式	アルカリ長石	比表面積の異なる試料	・結晶欠陥での反応が溶解の初期段階で優勢 ・表面反応がコントロールするメカニズムと表面積がコントロールするモデルは異なり、本結果は前者に該当
Holdren & Speyer(1985b)	フロースルー式	Na-アルカリ長石	Si に対する Al または塩基 (BC) の相対放出比(RRR)	・Chou and Wollast (1984, 1985) の結果とほぼ同じ ・ $\log(RRR)_x = \log([X/Si]_a/[X/Si]_s)$
Mast & Drever(1987)	流動床型フロースルー式	オリゴクレーン、トレモライト	シュウ酸の影響 (0.5 と 1 ミリモル濃度)	・オリゴクレーンではシュウ酸の影響が小さい、pH 4 ~ pH 9 の範囲で pH に影響されない ・Al または Si の一時的な大きい「スパイク」現象
Casey et al.(1991)	バッチ式	斜長石	pH2 および pH3	・溶解速度は組成により変動、Ca に富むほど大きく、最大 2~3 桁異なる
Amrhein & Suarez(1992)	バッチ式	アノーサイト	様々な要因の影響を検討	・溶液組成から計算した溶脱層の厚さは 2.6~3.5 nm ・攪拌速度は溶解速度に著しく影響 ・Al の存在および含水シラノール表面への Al の結合は溶解速度を低下
Anbeek(1992)	文献	長石	鉱物の表面粗さの影響を検討	・天然風化表面(130~2600)と粉碎試料表面(2.5~11)の「粗さ因子」の比較 ・エッチピットの形成よりも内部表面構造 (微小孔隙) の形成が重要
Swoboda-Colberg & Drever(1993)	流動床型フロースルー式	土壤鉱物	同じ試料に対する野外と室内の比較実験	・室内実験速度は野外速度の 200~400 倍 ・野外での土壤鉱物と浸透溶液間の接触が不完全のため
Welch & Ullman(1993)	混合層型フロースルー式	斜長石	様々な有機酸の影響	・有機酸 (多官能酸) は無機酸のみの場合に比べて最大 10 倍程度まで速度を増加 ・プロトン促進溶解が優勢でない pH 領域 (塩基性側) ほど有機酸配位子促進溶解が増加
Anbeek et al.(1994)	単路フロースルー式	長石+石英	天然風化鉱物の粒度ごとの表面積測定 (BET、幾何)	・「粗さ因子」は粒径が小さいほど増加 ・表面粗さは微細孔隙 (直径 ≤ 50 nm) の存在による ・孔隙の「壁」よりも「底」の面積が重要 ・エッチピットは風化時間が長くなると重要
Oxburgh et al.(1994)	流動床型フロースルー式	斜長石	酸性領域での化学組成と速度の関係	・表面錯体化モデルによる溶解速度式を提出 ・反応速度はアノーサイト成分が増すにつれ増大 ・反応の活性化エネルギーが律速段階に含まれる Al-O-Si 結合の数に線形依存
Stillings & Brantley(1995)	攪拌型フロースルー式	斜長石	pH 3 での長石組成、電解質濃度、同一陽イオンの影響	・溶解後の BET 表面積使用 ・表面コントロール速度モデルによる溶解速度式を提示 ・副成分鉱物や鉱物欠陥が存在しない場合、定常状態の長石溶解は、すべての組成で化学量論的
Stillings et al.(1996)	攪拌型フロースルー式、流動床型	斜長石	pH3~pH7 での 0 ~ 8 mM のシュウ酸の影響	・シュウ酸による溶解は、定常状態では Al の優先的な放出により非化学量論的 ・シュウ酸による速度増大はアノーサイト成分増加とともに大きくなる ・配位子促進速度を決定
Suarez & Wood(1996)	バッチ式	長石 (土壤から)	前処理と実験時間の溶解速度への影響	・野外での速度と調和的な結果 ・音波や篩い分けのような見かけは穏やかそうな処理でさえ 100 日以上も風化を促進
Welch & Ullman(1996)	混合層型フロースルー式	長石	無機酸と有機酸 (シュウ酸) の溶解速度への影響	・無機酸中のテクト珪酸塩 (石英+長石) の経験的溶解速度式を提示 ・有機酸中のテクト珪酸塩の配位子促進成分を表わす経験的溶解速度式を提示
Chen & Brantley(1997)	攪拌型フロースルー式	アルバイト	酸性 pH での溶解速度の温度および pH 依存性	・温度-pH を変数とする溶解速度式を提出 ・Al 濃度をラングミュア吸着モデルで組み込んだ溶解速度式を提示
Brantley et al.(1998)	攪拌型フロースルー式	長石	異なる長石の Sr 同位体比と放出速度の関係	・pH3 での Sr の放出は、いつも化学量論的なものではないか、あるいは測定した長石(バイトゥナイト、マイクロクリン、アルバイト)によって一定ではない
Lee et al.(1998)	フロースルー式	アルカリ長石	pH 2 での微細組織と微小構造の影響	・微細組織 (融溶ラメラ) と微小構造 (転位) の影響は不明瞭 ・溶解の進んだ段階では微細組織と微小構造が風化速度に最も大きな影響を与えると考えられるが、実験では数百年を要する

表 1. 長石を主とする試料についての室温付近での室内溶解実験の研究例 (続き)

引用文献 (年代順)	反応器	試料 ¹⁾	測定または目的	結果 (発見) と解釈
White et al.(1999a)	フロースルー式カラム	天然風化花崗岩質岩	室内と野外の化学風化速度に対する温度の影響	<ul style="list-style-type: none"> 実験での Si と Na の見かけ活性化エネルギーは、56 と 61 kJ/mol 野外での温度-降水量カップルモデルによる Si の見かけ活性化エネルギーは 51 kJ/mol K (実験で 27 kJ/mol) の場合は黒雲母の溶解が優勢
White et al.(1999b)	フロースルー式カラム	新鮮な花崗岩質岩と風化した花崗岩質岩	方解石の影響	<ul style="list-style-type: none"> 新鮮な試料の実験 (1.7 年間) では、最初は方解石溶解が主体で、後に珪酸塩 (黒雲母) の定常状態溶解に替わるが、溶出全 Ca の 57~98% は方解石 風化試料では珪酸塩溶解が優勢
Berg & Banwart(2000)	薄膜連続フロー式	アノーサイト	二酸化炭素の溶解速度への影響	<ul style="list-style-type: none"> アノーサイトからの Al の放出は、中性から弱塩基性の pH 領域で加速 Al 放出速度が二酸化炭素分圧と pH に依存することから、炭酸塩イオンの溶液濃度を変数とした経験的溶解速度式を提示
Hamilton et al.(2000)	バッチ式、攪拌型フロースルー式	アルバイト (ガラスおよび結晶)	XPS による反応表面層の観察	<ul style="list-style-type: none"> ガラスおよび結晶表面の最外部の 17 Å 部分は化学組成が類似 (約 17~87 Å では異なる) ガラスと結晶質鉱物の溶解速度は似ている 長石溶解モデルのレビュー
Taylor et al.(2000)	フロースルー式カラム	ラブラドライト	溶解速度および Sr 同位体放出速度の溶液飽和状態への依存性	<ul style="list-style-type: none"> 溶液飽和状態への依存性を変数とする溶解速度式を提示 平衡から離れた条件下で、溶解は欠陥サイトでのエッチピット形成によって主に生じるが、平衡に近づくとき結晶表面全体で一様なものになる
Welch & Ullman(2000)	バッチ式	バイトゥナイト	中性 pH での無機・有機配位子の影響と温度依存性	<ul style="list-style-type: none"> 無機 (蒸留水と KNO₃) 溶液中の溶解 (Si 放出) の見かけ活性化エネルギーは約 10 kcal/mol, シュウ酸とグルコン酸溶液中では約 7 kcal/mol 錯形成を行う有機配位子が触媒反応による強い影響を与える
Teng et al.(2001)	(現位置観察)	正長石	原子間力顕微鏡 (AFM) とシンクログラフ X 線反射率による	<ul style="list-style-type: none"> 異なる反応サイトをもつ、少なくとも二つの別々の表面反応によりコントロールされている 溶解はアルカリ性 pH では化学量論的、酸性 pH では (一単位格子の深さに限られる) ごく僅かに非化学量論的
Van Hees et al.(2002)	単路流動床型フロースルー式	マイクロクリン、ラブラドライト、天然土壌 (C 層)	森林土壌 (O 層: モル) からの抽出液を用いた溶解実験	<ul style="list-style-type: none"> Al の Si に対する相対放出比 [Al/Si (RRR_{Al})] は、マイクロクリンでは 1 以下であるが、モル抽出水の場合には比較的大きな値をとる。ラブラドライトでは、モル抽出水の場合に 1.5~2.3 (RRR_{Al}) を示し、無機溶液の場合には化学量論的な Al 放出を示す。
Fenter et al.(2003)	(現位置観察)	正長石	X 線反射率法による、温度・pH・結晶定向性の溶解速度への影響	<ul style="list-style-type: none"> 酸性 pH での溶解速度とエネルギー収支は結晶の定向性に依存。この依存性は、(001)と(010)劈開面での T1 と T2 四面体サイト間の Al-Si 秩序化の現われ方が異なることを反映しており、最近の鉱物溶解の理論モデルによって合理的に説明できる。
Hodson(2003)	フロースルー式	灰長石	pH 2.6 での溶解に対する Fe に富む皮膜の影響	<ul style="list-style-type: none"> FeCl₃ 溶液中で生じた鉄沈殿物 (ミクロメソ孔隙をもつオレンジ色のもの) は、灰長石の溶解速度に影響しない
White & Brantley(2003)	カラム、文献	珪酸塩鉱物	室内と野外の風化速度の違いの理由	<ul style="list-style-type: none"> 風化反応時間が重要で、平均珪酸塩風化速度 R は、$R = 3.1 \times 10^{-13} t^{-0.61}$ で表せる (R の単位は mol m⁻² s⁻¹ で、t は年)

温度は室温付近。

¹⁾ アノーサイト (anorthite、灰長石); アルバイト (albite、曹長石); オリゴクラス (oligoclase、灰曹長石); 斜長石 (plagioclase: アルバイトとアノーサイトを端成分とする固溶体); 正長石 (orthoclase、オルソクラス); トレモライト (tremolite、透閃石); バイトゥナイト (bytownite、垂灰長石); マイクロクリン (microcline、微斜長石); ラブラドライト (labradorite、曹灰長石)

り分離するか粉碎したもの) と出発溶液 (とくに pH とイオン強度を調整したもの) を入れ、一定温度および大気圧下 (大気中の二酸化炭素の影響を制御する場合は密閉あるいは特定圧力を付加する) で一定時間後に溶液を採取して目的の溶存成分を化学分析により決定する。時間とともに溶液組成は大きく変動し、溶解速度を決定するためには同時に変化する複数の変数を考慮しなければならないし、またしばしば生じる二次相の沈殿による影響も考慮しなければならないが、これらがバッチ式の代表的な問題点である。

フロースルー (flow-through) 式反応器による実験は開放系であり、反応器に入れた試料に連続的にインプット溶液 (特定の pH などに調整した) を加え、反応後の溶液を連続的にアウトプット溶液として採取し、両者の目的成分の化学組成から溶質濃度差を求めて溶解速度の計算を行う。このため、時間に伴う溶質濃度の変動を抑え、二次相に関して未飽和な状態に制御できる。機械的な攪拌または反応溶液流による試料の攪拌によって十分に混合され、アウトプット溶液濃度は鉱物と接触している溶液のものと同しとみなせる。最初の一時的な期間の後、アウトプット溶液濃度は時間に対して一定な定常状態に達するので、

溶解速度は特定の化学的条件下で決定できる。

なお、反応器については、工業用に使用されるものが反応工学関連の書籍で説明されており（例えば、橋本，1993）、参考になる。

2.2. 溶解速度に影響する要因

試料自体では、表面積および均質性〔化学組成（固溶体組成変動）と結晶構造（点状欠陥や線状欠陥）の均質性と、異種鉱物を含まないという意味での均質性（離溶および包有物や細脈などを含まない）〕が重要である。実験条件としては、温度および溶質（無機物と有機物）の種類と濃度が重要であり、後者のうち水素イオン濃度については pH として特別扱いするのが一般的である。さらに、これらの組合せによって異なる、溶液の飽和状態も溶解速度に大きく影響する。

2.2.1. 表面積

溶解速度は単位時間と単位面積当りの溶質濃度で表される（モル/m²/秒など）ので、表面積を独立に決定しなければならない。溶解実験における表面積は、通常は BET 法により測定する。これは N₂ または Kr ガスの低温下（-196°C）におけるガス吸着量を測定するもので、これらのガス分子の直径（約 4~5 Å）以上の孔隙や割目も含んだ表面の面積を見積ることが可能であり、水分子の実効径（約 3 Å）に近い水に濡れる表面積として近似することができる。

BET 測定ができない場合には、試料の粒径分布と形状を仮定して計算により求めた幾何表面積を用いる。この場合は表面の凹凸や粒子内部の孔隙や割目による表面積は含まない。BET 表面積/幾何表面積の比は表面粗さ（surface roughness）因子と呼ばれ、新鮮な粒子や風化した粒子の粒度との相関などについて検討されており、幾何表面積で見積られた風化速度の補正に使われる。

一般に実験前に測定した表面積が溶解速度の計算に用いられることが多いが、溶解実験後には表面粗さが増加する可能性がある。とくに天然風化試料（表面粒子粗さ因子が大きい）と粉碎した新しい表面をもつ試料（表面粗さ因子が小さい）とでは、溶解前と溶解後の表面積に大きな差が生じるため注意が必要である。

2.2.2. 温度

温度は鉱物の溶解速度に大きく影響する。その効果はアレニウス式で次のように表現される（Blum and Stillings, 1995）：

$$k_r = A \cdot \exp(-E_{app}/RT) \quad \dots\dots (1)$$

ここで、 k_r は順速度定数、 A は前指数頻度因子、 E_{app} は見かけの活性化エネルギー、 R はガス定数、 T は温度（K）である。 E_{app} については、一般に素反応ではなく全体の正味の反応に対して計算されるため、「見かけの」活性化エネルギーという表現を使う。

室内の溶解実験において、多数の異なる温度条件で（温度以外の条件を変えずに）実験を行うことにより、(1) 式の自然対数の形から E_{app} は $\ln(k_r) - 1/T$ のプロットの傾きから計算できる。

2.2.3. pH

温度を一定とした場合、水溶液中の鉱物表面で最も重要な働きをするのはプロトン（H⁺）と水酸基（OH⁻）であり、これらの濃度と溶解速度の関係は以下の式で表される：

$$R = k_a \cdot [H^+]^n \quad \dots\dots (2)$$

$$R = k_b \cdot [OH^-]^m \quad \dots\dots (3)$$

ここで、 R は溶解速度、 k_a と k_b は酸と塩基の pH 領域での速度定数、[イオン]はそれぞれのイオン濃度、 n と m は反応次数である。pH を変えて溶解速度を測定することで、反応次数は $\log R - \text{pH}$ のプロットの傾きから計算できる。

2.2.4. 溶液組成

溶液中の特定溶質による触媒（促進）効果による溶解速度の増加、逆に抑制効果による減少が重要である。上記のプロトンは触媒効果をもつ代表的なものである。長石の場合の抑制効果の例は、希薄溶液中に

における Al 溶質の働きである。

他方、溶液飽和状態の影響も重要である。一般に平衡点（反応のギブズ自由エネルギー $\Delta Gr=0$ ）に近づくほど飽和状態が増し、溶解速度は減少する。したがって、上記抑制効果との区別が困難になるが、長石の場合は、希薄溶液中での固有な Al による抑制から、平衡に近づくにつれ飽和による効果が増すと考えられている。

なお、pH を一定に保つために緩衝剤を使用する場合には、その緩衝剤に含まれる溶質の影響も考慮する必要がある。

天然での風化速度には、生物過程に由来するシュウ酸などの有機酸の役割も無視できないと考えられ、無機酸だけではなく、さまざまな有機酸を用いた溶解実験も行われている。Drever (1994) がまとめたシュウ酸の影響を表 2 に示す。

表 2. 珪酸塩の溶解速度に対するシュウ酸の影響 (Drever, 1994 による)

鉱物	シュウ酸濃度 (モル濃度)	pH	溶解速度 ¹⁾
灰曹長石 (オリゴクレーズ)	10^{-3}	4~9	1
中性長石 (アンデシン)	10^{-3}	4,5	2
亜灰長石 (バイトウナイト)	10^{-3}	4	1
亜灰長石 (バイトウナイト)	10^{-3}	4,5	1.7
亜灰長石 (バイトウナイト)	10^{-3}	5	3
灰長石 (アノーサイト)	10^{-4}	4	2.2
カリ長石 ²⁾	2×10^{-2}	3,6	1.6
かんらん石	10^{-3}	4,5	23
角閃石	10^{-3}	3~9	1
カオリナイト	10^{-3}	4	1.4
カオリナイト	10^{-2}	4	2.3
土壌の 75~150 μm 画分	10^{-3}	4,4,5	1.5

¹⁾ 有機配位子がある場合の速度を、それが無い場合の速度で割った値。
²⁾ 70°Cでの値。

2.2.5. 初期溶解速度と定常状態溶解速度

溶解実験において、最初に急速な非化学量論的溶解反応が起こり、やがてその後の数 10 から数 100 (あるいは数 1000) 時間後にほぼ一定の溶解速度に到達するまで、溶解速度は時間とともに減少する。最初の数分間の非化学量論的溶解は、急激に生じる交換反応と吸着/脱着反応の結果と考えられ、1) 試料粉碎後に試料表面に付着していた微細粒子、2) 粉碎中に生じた攪乱表面層、3) 混入した不純物、などの急速な溶解による影響が大きいと説明されている。さらに続く非化学量論的溶解は次の理由が考えられる: 1) 特定成分が優先的に浸出され、表面に浸出層を残す、2) 二次相が沈殿する、3) 試料鉱物中の不純物相や離溶相が優先的に溶解する、などのために元素放出比が異なってしまう。また、溶解実験の途中で pH などを変更すると、その直後に一時的な特定溶質の放出が観測されるが、これは変化した溶液組成との新たな定常状態に向かう反応のためと解釈されている。

定常状態に達したと判断されたときの溶解速度が、さまざまな実験条件の違いに応じて比較検討するために有用である。文献に報告されている速度データは定常状態溶解速度であるが、実際には定常状態に達したかどうかの判断には任意性が残る。また、定常状態が化学量論的溶解を意味せず、成分 (元素) によって放出速度が異なることが多い。したがって、特定成分の放出速度、複数の特定成分 (例えば、塩基) の合計、あるいはすべての主要な成分の合計から、実質の重量値ないしは試料鉱物の化学量論的モル濃度に換算した値を用いて溶解速度を計算する。

2.3. 長石溶解カインेटックスモデル

長石の水溶液中での溶解反応では、主に次の 3 つの溶解メカニズムが長石表面で生じていると考えられる: 1) 陽イオンサイトを含む交換反応、2) ダングリング (懸垂) 酸素での吸着反応、3) 橋かけ酸素での吸着反応。

実験結果は、理論的アプローチによるカインेटックスモデルによって説明できなければならない。溶解実験の進展とともに数多くのモデルが提唱されてきているが、Blum and Stillings (1995) に従うと次の 4 種類に分けられる: 1) 浸出層/拡散モデル、2) 原子論モデル、3) 表面種形成モデル、および 4) 巨視的モデル。

2.3.1. 浸出層/拡散モデル (leached-layer/diffusion models)

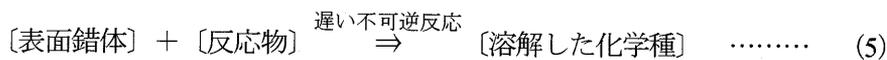
非化学量論的反応により鉱物表面に浸出層が形成され、この浸出層を通過する固体拡散が溶解カインेटックスをコントロールするというものである。

2.3.2. 原子論モデル (atomistic models)

鉱物表面の原子と溶液中の分子間の相互作用における詳細な立体配置とエネルギー収支を調べるもので、溶解カインेटックスに適用されたものは遷移状態理論 (transition state theory) と呼ばれる。遷移状態理論は、原子レベルで反応に含まれる実質的な分子種のみを反映する素反応 (elementary reaction) のみに適用され、反応物と非常に短寿命の活性錯体 (activated complex) 間の平衡を仮定してその濃度を計算し、その分解速度を見積ることで反応速度を計算する。この理論を適用するためには、関係する素反応と活性錯体の構造の知識が必要である。アブイニシオ量子力学計算 (ab-initio quantum mechanical calculation) により、仮定した活性錯体の特性を計算し、仮定した反応メカニズムのエネルギー収支を調べることで、この理論の適用がなされている。

2.3.3. 表面種形成モデル (surface speciation models)

観察された溶解速度を特定の表面錯体の濃度に関連させるもので、溶解速度は次のような一連の素反応の結果と考える：



最初の段階 (4) は迅速で可逆的な吸着/交換反応で、次の遅い段階 (5) は長石の場合は橋かけ四面体酸素結合の加水分解と考えられる。そして、律速反応が特定の表面錯体サイトのみで、かつ等しい確率で起こるとすれば、溶解速度は表面錯体の量に比例することになる。

2.3.4. 巨視的モデル (macroscopic models)

分子スケールでの表面の立体配置に基づくもので、溶液の飽和状態ならびに、固相中の転位、不純物、およびその他の異質物による影響のような、分子クラスターより大きいスケールの系の特徴を調べるのに適している。

表面核形成モデル (surface nucleation models) は、2つの競争しあうエネルギー項 (化学ポテンシャルと表面自由エネルギー) に対する熱力学的アプローチによるものである。

転位での溶解として、ひずみエネルギーメカニズムおよびらせん溶解メカニズムが考えられ、エッチピットの形成や溶液飽和状態との関係が検討されている。

2.4. 室内溶解速度と野外風化速度の相違

室内実験における観測結果に、経験的あるいは理論的モデルを適用することで、溶解カインेटックスの詳細が明らかにされてきた。そして、得られた溶解速度を天然に適用する研究も並行して行われてきたが、野外から得られた風化速度とは一般に大きく異なり (長石の場合、室内溶解速度の方が 10 倍~1 万倍

表 3. 25°C および pH 5 における 1 mm の結晶の平均寿命 (溶解してしまう時間)
(Lasaga et al., 1994 による)

鉱物	化学式	Log [速度] (モル/m ² /秒)	モル体積 (cm ³ /モル)	寿命 (年)
石英 (クォーツ)	SiO ₂	-13.39	22.688	34,000,000
カオリナイト	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-13.28	99.52	6,000,000
白雲母 (マスコパイト)	KAl ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂	-13.07	140.71	2,600,000
緑かん石 (エピソード)	Ca ₂ (AlFe) ₃ (Si ₂ O ₇)(SiO ₃)O(OH)	-12.61	139.2	923,000
微斜長石 (マイクロクリン)	KAlSi ₃ O ₈	-12.50	108.741	921,000
ぶどう石 (プレーナイト)	Ca ₂ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	-12.41	140.33	579,000
曹長石 (アルバイト)	NaAlSi ₃ O ₈	-12.26	100.07	575,000
はり長石 (サニディン)	(K,Na)AlSi ₃ O ₈	-12.00	109.008	291,000
ギブス石 (ギブサイト)	Al(OH) ₃	-11.45	31.956	276,000
頑火輝石 (エンスタタイト)	Mg ₂ Si ₂ O ₆	-10.00	31.276	10,100
透輝石 (ディオプサイド)	CaMgSi ₂ O ₆	-10.15	66.09	6,800
マグネシウムかんらん石 (フォルステライト)	Mg ₂ SiO ₄	-9.5	43.79	2,300
かすみ石 (ネフェリン)	KNa ₃ (AlSiO ₄) ₄	-8.55	55.16	211
灰長石 (アノーサイト)	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	-8.55	100.79	112
珪灰石 (ウオラストナイト)	Ca ₃ (Si ₃ O ₉)	-8.00	39.93	79

位大きい)、その原因を解明することが重要な問題の一つとなっている。この違いを生じる要因については、『流域スケールの風化速度と浸食速度』を参照されたい。

3. 異なる鉱物種間での溶解速度の相違

各鉱物種は、特定の条件下で固有の溶解速度をもつが、鉱物種ごとの差は小さくない。例えば、Lasaga et al. (1994) がまとめた主に珪酸塩鉱物の溶解速度を表3に示す。この表では、鉱物結晶が1 mmの厚さの場合に、完全に溶解してなくなるのに必要な時間も記してある。造岩鉱物の代表である石英の溶解速度は非常に遅いが、同じく長石グループの代表的な端成分である灰長石は石英よりも約7万倍も速い溶解速度をもつ。さらに、Drever and Clow (1995) によれば(表4)、炭酸塩鉱物の方解石は石英の3億倍も速く溶解する(付図1と4参照; なお、粘土鉱物とガラスについては付図2と3を参照)。

同じ鉱物種であっても、室内実験で得られた溶解速度には大きな違いがあり、実験条件として必ずしも十分にコントロールできない要因による影響が大きい。とくに、試料の表面および内部状態のミクロな相違を定量的に区別することは困難な場合が多く、例えば White and Brantley (2003) がまとめた斜長石とカリ長石の室内溶解実験結果(表5)を見ても、4桁位までの速度差が生じている(普通角閃石と黒雲母については付表1を参照)。ただし、彼らは野外での風化速度との比較で、反応時間(風化時間)と溶解速度(風化速度)間に相関があることを見だし、関係式を報告している(『流域スケールの風化速度と浸食速度』を参照)。

4. 溶解速度実験の動向

表1に示すように、溶解速度実験結果の野外への適用のために、室内と野外での溶解速度の比較研究は現在も続いている。カイネティックモデルもより精緻化したものが提示されているが、実際に鉱物-溶液界面で生じている反応を直接に観察しなければモデルの検証はできない場合が多いため、様々な先端機器を用いての現位置観察による反応生成物の同定が行われている。その結果、原子レベルでの反応メカニズムの解明が進んできた。鉱物-溶液相互作用は風化反応に限らず、自然界のさまざまな過程(風化作用よりも高温高压条件の、例えば続成作用、熱水作用、変成作用など)で共通する重要な過程でもあるため、それらの研究の進展とも関連した動向を示している。

天然との比較のためには、野外で溶解速度(風化速度)を決定する場合の問題点を十分に認識しておく必要がある(野外での風化速度の決定法については『流域スケールの風化速度と浸食速度』を参照)。とくに研究が進んでいない野外での要因は生物による影響である。各種の有機酸を用いた室内実験は行われてきたが、例えば植物の作用を定量化する目的の実験は少ない。生態学者も生物を中心とした物質循環の研究を精力的に行っているが、風化過程についての十分な検討がなされる例は僅かである。

5. おわりに

鉱物溶解速度を決定する室内実験は、一般に室温付近および大気圧(および大気中の二酸化炭素分圧)下で、フロースルー式の反応器の中に目的の鉱物試料と目的の溶質を含む水溶液を入れ、普通は数ヶ月にわたる反応を観察する。その間に、定期的に採取溶液の化学分析を行い、定常状態に到達したかどうかを判断し、実験継続期間を決定する。実験条件を変えて繰り返すことにより、例えば pH を変えれば水素イオン濃度の反応次数が決定できるし、温度を変えれば見かけの活性化エネルギーを計算できる。したがって、基本的に数多くの条件で実験を繰り返せば、様々な要因についての経験式を求めることができるが、そのメカニズムを解明するには理論的なモデルとの対比が必要になる。さらに、天然に適用するには、野外研

表4. 平衡から離れた pH 5 での室内実験による、異なる鉱物の相対的な溶解速度 (Drever and Clow, 1995 による)

鉱物	化学式	曹長石(アルバイト)に対する相対速度
石英(クォーツ)	SiO ₂	0.02
白雲母(マスコバイト)	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂	0.22
黒雲母(パイオタイト)	K(Mg,Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	0.6
微斜長石(マイクロクリン)	KAlSi ₃ O ₈	0.6
はり長石(サニディン)	(K,Na)AlSi ₃ O ₈	2
曹長石(アルバイト)	NaAlSi ₃ O ₈ (An ¹⁾ 0-10 mole%	1
灰曹長石(オリゴクレーズ)	(An 10-30 mole%)	1
中性長石(アンデシン)	(An 30-50 mole%)	7
亜灰長石(バイトウナイト)	(An 70-90 mole%)	15
頑火輝石(エンスタタイト)	Mg ₂ Si ₂ O ₆	57
透輝石(ディオブサイド)	CaMgSi ₂ O ₆	85
マグネシウムかんらん石(フォルステライト)	Mg ₂ SiO ₄	250
苦灰石(ドロマイト)	CaMg(CO ₃) ₂	360000
方解石(カルサイト)	CaCO ₃	6000000

¹⁾ An = anorthite (灰長石、アノーサイト) 端成分。

究結果との比較が必要である。

このように、風化研究を目的とした溶解実験は、それから得られた結果のみでは天然に応用できないが、地球環境問題との関連で注目されている自然界の物質循環の解明と人間活動の影響の評価というテーマの中で、その重要な過程の一つと認識されてきた風化作用のメカニズムの定量化に、今後も大きな貢献を行うことが可能なアプローチであることは確かである。

表5. 室内実験による斜長石とカリ長石の溶解速度の例 (White and Brantley, 2003 から抜粋)

鉱物	Log [速度] (モル/m ² /秒)	Log [年 ⁴⁾	pH	表面積測定	表面積 (m ² /g)	粒径 (μm)	表面粗さ因子	反応器/試料	実験報告年	
斜長石	オリゴクレース	-14.9	0.71	5.5-6.4	BET	3.85 (5.33) ⁵⁾	250-850	984	カラム/風化したパノラ花崗岩	2003
	オリゴクレース	-14.5	0.57	5.0	BET	2.03 (2.78)	10-100	49	バッチ/風化土壌	1995
	オリゴクレース	-13.2	0.71	5.7-8.3	BET	0.084 (0.298)	250-850	21	カラム/新鮮なパノラ花崗岩	2003
	オリゴクレース	-12.6	-0.39	5.6	BET	0.21	53-208	2	フロースルーカラム/天然土壌	1996
	アルバイト	-12.5	-2.00	5.6	BET	0.058 (0.074)	74-149	3	フロースルー	2000
	アルバイト	-12.1	-0.86	5.0	BET	0.86	125-75	10	フロースルー	1986
	オリゴクレース	-12.1	-0.64	3.0	BET	0.33	37-75	19	バッチ	1987
	オリゴクレース	-12.0	-0.69	5.0	BET	0.20	75-150	4	流動床	1994
	アルバイト	-11.9	-1.74	5.6	BET	0.08	50-100	3	流動床	1984
	オリゴクレース	-11.6	-0.86	5.0	BET	1.01	<37	8	バッチ	1976
	オリゴクレース	-11.8	-0.96	nd ⁶⁾	BET	0.2600	53-208	21	流動床/天然土壌	1996
	ラブラドライト ¹⁾	-11.6	-0.32	5.0	BET	0.11	90-125	8	フロースルーセル	2002
	オリゴクレース	-11.6 (-12.2) ³⁾	-1.09	4.0	幾何	0.50 (推定)	63-125	nd	フロースルーカラム/天然土壌	1990
	オリゴクレース	-11.4	-0.86	5.0	BET	0.12	125-250	10	流動床	1987
	アルバイト	-11.3	-0.64	6.0	BET	0.11 (0.11)	200-400	3	フロースルー	1987
	ラブラドライト	-11.3	-0.68	4.0	BET	1.10	38-42	9	バッチ	1984
	アルバイト	-11.3	-1.86	6.0	BET	0.053	125-250	4	流動床	1996
	オリゴクレース	-11.2	-0.70	3.0	BET	0.088 (0.20)	75-150	4	フロースルー/新鮮な鉱物	1996
	オリゴクレース	-10.9 (-12.7)	-0.65	4.5	幾何	0.020	75-150	nd	流動床/天然土壌	1992
	ラブラドライト	-10.7	-0.24	3.2	BET	0.20 (0.20)	43-110	21	流動床	2000
バイトゥナイト	-10.6	-1.29	6.1	BET	0.077	125-250	2	流動床/新鮮な鉱物	1993	
カリ長石 ²⁾		-14.2	0.57	5.0	BET	2.03 (2.61)	10-100	49	/風化土壌	1995
		-12.8	-0.16	5.6	BET	0.16	125-250	13	フロースルーセル	1989
		-12.4	-0.64	3.0	BET	0.33	37-75	8	バッチ	1987
		-12.3	-0.86	5.0	BET	1.52	<37	25	バッチ	1976
		-12.2	-0.47	5.0	BET	0.11	125-250	5	フロースルーセル	2002
		-11.6	-0.41	2.0	BET	0.245 (0.393)	53-106	4	フロースルーセル/風化した長石	1998
		-11.6	-0.68	4.0	BET	1.1 (推定)	38-42	19	バッチ	1984
		-11.4	-0.64	5.0	BET	0.176 (0.196)	37-75	4	フロースルーセル	1987
		-10.7 (-12.6)	-0.65	4.5	幾何	0.020	75-150	nd	流動床	1992
	-10.5	-0.50	2.0	BET	0.104 (0.313)	53-106	4	フロースルーセル/未風化の長石	1998	

¹⁾ ラブラドライト (曹灰長石) の化学組成は An (灰長石) 端成分で 50-70 mole%。他の鉱物については表 2~4 を参照。

²⁾ カリ長石は K を主成分とする長石で、正長石 (オルソクレース) および微斜長石 (マイクロクリン) の場合が多い。

³⁾ 速度で () の値は、表面粗さ因子を基に見積られたもの。

⁴⁾ 年は、実験継続時間。一般に、定常状態に達するまで継続する。野外での風化反応時間に対応する。

⁵⁾ 表面積で () の値は、反応後に測定されたもの。

⁶⁾ nd=決定されていない。

参考文献

- Amrhein, C. and Suarez, D.L. (1992): Some factors affecting the dissolution kinetics of anorthite at 25 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 1815-1826.
- Anbeek, C. (1992): Surface roughness of minerals and implications for dissolution studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 1461-1469.
- Anbeek, C., Van Breemen, N., Meijer, E.L. and Van der Plas, L. (1994): The dissolution of naturally weathered feldspar and quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(21), 4601-4613.
- Berg, A. and Banwart, S.A. (2000): Carbon dioxide mediated dissolution of Ca-feldspar: implications for silicate weathering. *Chemical Geology*, **163**, 25-42.
- 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.
- Brantley, S.L., Chesley, J.T. and Stillings, L.L. (1998): Isotopic ratios and release rates of strontium measured from weathering feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**(9), 1493-1500.
- Casey, W.H., Westrich, H.R. and Holdren, G.R. (1991): Dissolution rates of plagioclase at pH = 2 and 3. *American Mineralogist*, **76**, 211-217.
- Chen, Y. and Brantley, S.L. (1997): Temperature- and pH-dependence of albite dissolution rate at acid pH. *Chemical Geology*, **135**, 275-290.
- Chou, L. and Wollast, R. (1984): Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with a fluidized bed reactor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 2205-2217.
- Chou, L. and Wollast, R. (1985): Steady-state kinetics and dissolution mechanisms of albite. *American Journal of Science*, **285**, 963-993.
- Dove, P.M. and Elston, S.F. (1992): Dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions: Analysis of existing data and a rate model for 25 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 4147-4156.
- Drever, J.I. (1994): The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(10), 2325-2332.
- Fenter, P., Park, C., Cheng, L., Zhang, Z., Krekeler, M.P.S. and Sturchio, N.C. (2003): Orthoclase dissolution kinetics probed by in situ X-ray reflectivity: Effects of temperature, pH, and crystal orientation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(2), 197-211.
- Gislason, S.R. and Oelkers, E.H. (2003): Mechanism, rates, and consequences of basaltic glass dissolution: II. An experimental study of the dissolution rates of basaltic glass as a function of pH and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(20), 3817-3832.
- Hamilton, J.P., Patano, C.G. and Brantley, S.L. (2000): Dissolution of albite glass and crystal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(15), 2603-2615.
- 橋本健治 (1993): *反応工学*. 培風館, 351p.
- Hodson, M.E. (2003): The influence of Fe-rich coatings on the dissolution of anorthite at pH 2.6. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(18), 3355-3363.
- Holdren, G.R., Jr. and Speyer, P.M. (1985): Reaction rate-surface area relationships during the early stages of weathering - I. Initial observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 675-681.
- Holdren, G.R., Jr. and Speyer, P.M. (1985): pH dependent changes in the rates and stoichiometry of dissolution of an alkali feldspar at room temperature. *American Journal of Science*, **285**, 994-1026.
- Köhler, S.J., Dufaud, F. and Oelkers, E.H. (2003): An experimental study of illite dissolution kinetics as a function of pH from 1.4 to 12.4 and temperature from 5 to 50 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(19), 3583-3594.
- Lasaga, A.C., Soler, J.M., Ganor, J., Burch, T.E. and Nagy, K. (1994): Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(10), 2361-2386.
- Lee, M.R., Hodson, M.E. and Parsons, I. (1998): The role of intragranular microtextures and microstructures in chemical and mechanical weathering: Direct comparisons of experimentally and naturally weathered alkali feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**(16), 2771-2788.
- Mast, M.A. and Drever, J.I. (1987): The effect of oxalate on the dissolution rates of oligoclase and tremolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 2559-2568.
- Morse, J.W. and Arvidson, R.S. (2002): The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews*, **58**, 51-84.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. (1984): Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 1523-1534.
- Oxburgh, R., Drever, J.I. and Sun, Y.-T. (1994): Mechanism of plagioclase dissolution in acid solution at 25 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(2), 661-669.
- Rimstidt, J.D. and Dove, P.M. (1986): Mineral/solution reaction rates in a mixed flow reactor: Wollastonite hydrolysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 2509-2516.
- Stillings, L.L. and Brantley, S.L. (1995): Feldspar dissolution at 25 °C and pH 3: Reaction stoichiometry and the effect of cations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**(8), 1483-1496.
- Stillings, L.L., Drever, J.I., Brantley, S.L., Sun, Y. and Oxburgh, R. (1996): Rates of feldspar dissolution at pH 3-7 with 0-8 mM oxalic acid. *Chemical Geology*, **132**, 79-89.
- Suarez, D.L. and Wood, J.D. (1996): Short- and long-term weathering rates of a feldspar fraction isolated from an arid zone soil. *Chemical Geology*, **132**, 143-150.
- Swoboda-Colberg, N.G. and Drever, J.I. (1993): Mineral dissolution rates in plot-scale field and laboratory experiments. *Chemical Geology*, **105**, 51-69.
- Taylor, A.S., Blum, J.D. and Lasaga, A.C. (2000): The dependence of labradorite dissolution and Sr isotope release rates on solution saturation state. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(14), 2389-2499.
- Teng, H.H., Fenter, P., Cheng, L. and Sturchio, N.C. (2001): Resolving orthoclase dissolution processes with atomic force microscopy and X-ray reflectivity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**(20), 3459-3474.
- Van Hees, P.A.W., Lundström, U.S. and Mörrh, C.-M. (2002): Dissolution of microcline and labradorite in a forest O horizon extract: the effect of naturally occurring organic acids. *Chemical Geology*, **189**, 199-211.
- Welch, S.A. and Ullman, W.J. (1993): The effect of organic acids on plagioclase dissolution rates and stoichiometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 2725-2736.
- Welch, S.A. and Ullman, W.J. (1996): Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(16), 2939-2948.
- Welch, S.A. and Ullman, W.J. (2000): The temperature dependence of bytownite feldspar dissolution in neutral aqueous solutions of inorganic and organic ligands at low temperature (5-35 °C). *Chemical Geology*, **167**, 337-354.

White,A.F., Blum,A.E., Bullen,T.D., Vivit,D.V., Schulz,M. and Fitzpatrick,J.(1999a): The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19/20), 3277-3291.

White,A.F. and Brantley,S.L.(1995): Chapter 1 Chemical weathering rates of silicate minerals: an overview. 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., 1-22p.

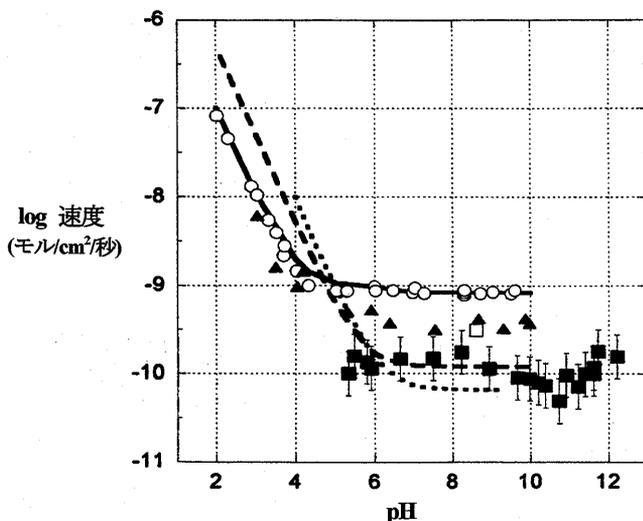
White,A.F. and Brantley,S.L.(2003): The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*, 202, 479-506.

White,A.F., Bullen,T.D., Vivit,D.V., Schulz,M.S. and Clow,D.W.(1999b): The role of disseminated calcite in the chemical weathering of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13/14), 1939-1953.

付表 1. 室内実験による普通角閃石と黒雲母の溶解速度の例 (White and Brantley, 2003 から抜粋)

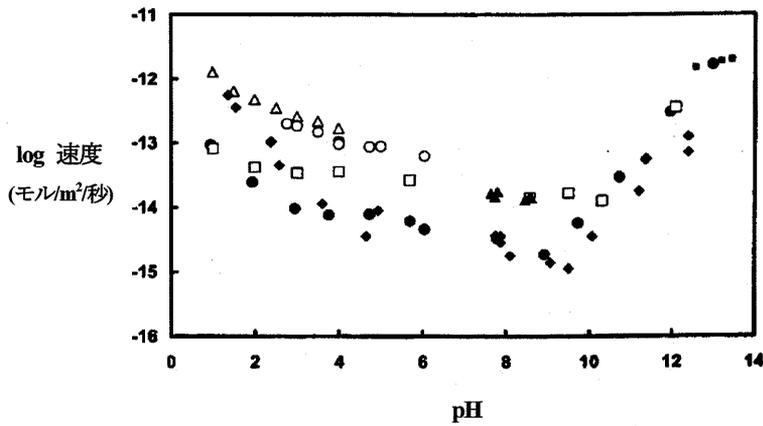
鉱物	Log [速度] (モル/m ² /秒)	Log [年 ²⁾	pH	表面積測定	表面積 (m ² /g)	粒径 (μm)	表面粗さ因子	反応器/試料	実験報告年
普通角閃石	-13.0	-0.16	5	BET	0.28	125-250	28	プラグフロー	1998
	-12.8	-1.24	4	BET	4.93	37-149	245	バッチ	1989
	-12.5	0.05	5.5	BET	0.33 (0.51) ³⁾	75-150	20	攪拌フロー	2003 (未発表)
	-11.9	-0.72	4	BET	0.27	250-500	54	バッチ	1999
	-11.9	-0.50	4	BET	0.102 (0.3)	110-250	9.6	バッチ	1996
	-11.9	-1.09	5.6	BET	0.24	25-30	3	攪拌フロー	1973
	-11.8 (-13.7) ¹⁾	-0.64	4.5	幾何	0.08	75-150	nd ⁴⁾	流動床	1993
	-10.7	-1.16	5.5	BET	0.24	33	4.2	バッチ	1990
黒雲母	-15.4	0.57	5.0	BET	8.1 (11.2)	10-100	230	バッチ/風化土壌	1995
	-12.1	-0.94	4.3	BET	5.59 (12.2)	10-20	43	透析 (dialysis) セル (流動床)	1996
	-11.8	-0.23	4.0	BET	0.84	150-426	273	カラム	1992
	-11.6	-1.07	3.0	BET	1.28 (1.28)	43-110	51	フロースルーカラム	2000
	-11.5	-1.00	4.0-4.5	BET	1.53	nd	nd	流動床	1995
	-11.4 (-13.3)	-0.64	4.5	幾何	0.08	75-150	nd	流動床	1993
	-11.2	-1.12	5.0	BET	1.81-4.7	75-125	168	流動床	1997
	-10.7	-0.24	5.0	BET	0.84	150-425	125	流動床	1992

¹⁾ 速度で () の値は、表面粗さ因子を基に見積られたもの。
²⁾ 年は、実験継続時間。一般に、定常状態に達するまで継続する。野外での風化反応時間に対応する。
³⁾ 表面積で () の値は、反応後に測定されたもの。
⁴⁾ nd=決定されていない。



付図 1. 方解石溶解速度の比較 (Morse and Arvidson, 2002 による)

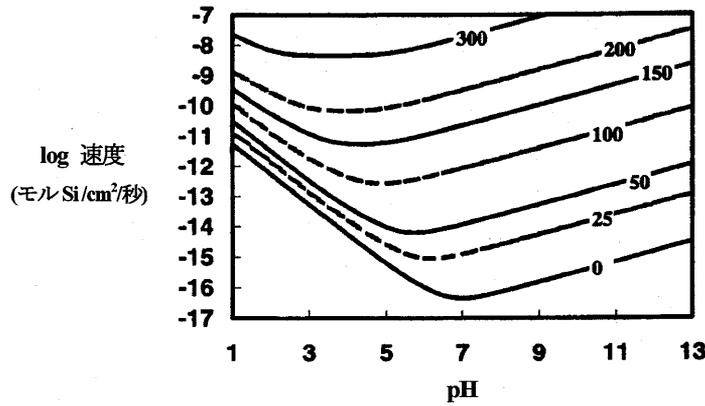
誤差バー付黒四角は AFM (原子間力顕微鏡) 速度、黒三角は溶解反応速度、いずれも Shiraki et al. (2000) による; 白四角は MacInnis and Brantley (1992) による; 白丸と実線は Sjöberg (1976) による; 点線は Chou et al. (1989) のモデルから; 破線は Plummer et al. (1978) のモデルから。



付図 2. いくつかの粘土鉱物の溶解速度 (Köhler et al., 2003 による)

いずれも酸素原子 10 にノーマライズされている。黒マークは、1ヶ月以上の閉鎖系実験を、白マークはそれより短期間の実験を示す。各記号の鉱物名と出典は以下のとおり：

- ◆ : イライト(Köhler et al., 2003)
- : カオリナイト(Bauer and Berger, 1998)
- : カオリナイト(Wieland et al., 1990)
- : カオリナイト(Huertas et al., 1999)
- : カオリナイト(Carroll and Walthier, 1990)
- △ : モンモリロナイト(Zysset et al., 1993)
- ▲ : スメクタイト(Huertas et al., 2001)

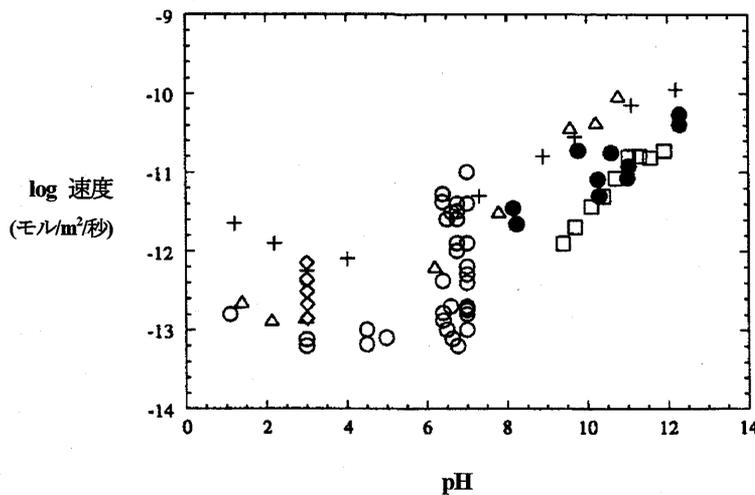


付図 3. 玄武岩質ガラスの予想溶解速度 (Gislason and Oelkers, 2003 による)

数字は温度 (°C)。イオン強度 0.1 モル/kg、溶存 Al 濃度 10^{-6} モル/kg、そして Al と錯体を形成する化学種として OH 以外を含まない水溶液中での速度を次のモデル式を使って計算：

$$r/s = 10^{-5.6} [\text{モル Si/cm}^2/\text{秒}] \exp(-25.5[\text{kJ/モル}]/RT) (a_{\text{H}^+}^3/a_{\text{Al}^{3+}})^{1/3}$$

ここで、r は溶解速度、s は表面積、R はガス定数、T は温度。また、表面粗さ因子は 92。



付図 4. 石英の 25°C における溶解速度 (Dove and Elston, 1992 による)

各記号の出典は以下のとおり：

- : Bennett et al.(1988); Bennett(1991)
- : Brady and Walther(1990)
- : Schwartztruber et al.(1987)
- +
- △ : Knauss and Wolery(1988)
- ◇ : Casey et al.(1990)

⑦ 風化花崗岩を母材とする牧草地土壌における浸透フラックスと物質動態

山中 勤

1. はじめに

閉鎖性海域である瀬戸内海の水質環境は、長年にわたって人為による改変を受けてきた周囲の陸域から流入する物質負荷によって少なからぬ影響を蒙る（例えば、小坂, 1985）。陸域から海域への物質輸送は基本的に水の循環とともに駆動されるが、適度に温暖湿潤な気候下にあつて通水性に富む表土層に恵まれた我が国においては、降水として陸域に与えられた水の大部分は一度地中に浸透する。そして、地下水としての流動を経たのち、再び地表へ湧出して河川を涵養し、海へと流れ込む。したがって、海域への物質負荷量を適切な状態にコントロールするためには、河川による物質輸送量を測定するだけでなく、その集水域内の多種多様な土地被覆における浸透フラックスを定量的に把握し、かつ浸透過程における物質動態（養分の溶脱や土壌・岩石との相互作用など）をも熟知していなければならない。

地中への水の浸透速度は、短期的に見れば透水性や保水性といった土壌の物理特性に規定されていると考えてよいが、より長期的には降水量と蒸発散量の差し引きによって決定されていると考えなければならない。そして損失項としての蒸発散量は、土壌内に貯留された水分状況や地表の植生状態などに依存すると同時に、より支配的な要因として地表における太陽エネルギーの授受に規定される。このため、土地利用の転換も含めて流域の持続的利用を検討する上では、水と物質の収支のみならず、地表面における熱収支をも包括的に把握する必要がある。

近年、過疎化・高齢化の進む中国地方の中山間部では、遊休農林地の放牧地への転換が推奨されている（近畿中国四国農業研究センター, 2003）。こうした放牧地では、省力化・低コスト化が求められるため、自然草地に近い状態が維持されると想定されるが、中国地方で一般的な風化花崗岩を母材とする土壌（いわゆるマサ土）は養分に乏しく、最小限の施肥は不可欠である。また、家畜糞尿中の有機・無機養分を堆肥等の形で牧草地に還元することは、その量さえ適切に管理すれば、物質循環を考慮した持続的土地利用の観点からもむしろ望ましいと言える。

以上のような背景から、花崗岩からなる丘陵上に造成された牧草地において、1999年7月から2001年10月までの2年余にわたり、水・熱・物質収支の統合的モニタリングを実施した。本稿では、欠測期間の少なかった1999年8月1日から翌年7月31日までの1年間を解析期間とし、フラックスおよび移動速度を定量的に評価した結果を報告する。

2. 研究方法

2-1. 試験地概要

広島県東広島市の広島大学生物生産学部附属農場（現 瀬戸内圏フィールド科学教育研究センター・西条ステーション）内の牧草地（10号圃場、面積95a）をモデル試験地として選定し、モニタリングを実施した。この牧草地は、北は鏡山（標高335.3 m）、西はががら山（標高331 m）に連なる山麓丘陵の尾根部に位置しており、土壌は広島花崗岩（粗粒黒雲母花崗岩、中生代白亜紀）の風化した黄色土である。もとはアカマツの2次林であったが、昭和56年から58年にかけて整地され、土壌改良資材（熔燐・かきがら・堆肥・化成肥料）の散布が行われた。その後、尿素（年4回）と苦土石灰・堆肥の散布は続けられているが、家畜の放牧はなされず、飼料としての採草のみが行われている。植生はメヒシバ・バヒアグラスが優先しており、5月・7月・9月の年3回刈り取りが行われている。

2-2. 測定項目

水収支・熱収支の評価のため、降水量、土壌水分量（6深度）、正味放射量、地中熱流量、気温・湿度（2高度）、地温（3深度）および風速の測定を行った。測定間隔は1分であり、1時間平均した値をデータロガーに自動収録した。データロガーへの電源供給はソーラーパネルに接続した自動車用バッテリーから行った。なお、土壌水分測定と同じ6深度において、圧力ゲージ型テンシオメータによる土壌水分張力のマニュアル測定を不定期に行った。また、2高度における温湿度測定は通風筒の中で行うことにより放射加熱の影響を回避しているが、ファンおよびセンサーの器差に伴う系統誤差を除去するため、観測期間中に

数回（1回につき数日間）同高度で測定を行い、一方の出力値を他方に合わせて校正した。

上記の水収支・熱収支モニタリングに加え、降水および土壌溶液中の溶存イオン濃度を測定した。降水の採取はほぼ10日間隔で行った。この期間に採水器に貯留された降水を採取し、蒸留水で採水器内部を洗浄した後、再びセットした。採水器としてφ15 cmのポリエチレン製ロートとアルミ蒸着マットで被覆したポリタンク（5L）を用いたが、ロート上面受水部に外径2.5 cm、内径1 cmのドーナツ型金属プレート（5L）を接着し、その上にピンポン玉を設置した上でロート全体をナイロン製ネット（網目間隔1 cm）で被覆した。これにより、降雨中はピンポン玉が浮き上がることによりポリタンク内へ水が落ちるが、無降雨期間中はピンポン玉でドーナツ型プレートの内円が遮蔽され蒸発濃縮が抑制される。ここで、無降雨期間中にネットやロートに付着した乾性降下物は降雨時にポリタンク内へ洗い流されるため、降水量と溶存イオン濃度の積として求められる物質フラックスは乾性降下物と湿性降下物の双方を合わせた値を意味する。一方、土壌溶液の採取は、秋（1999年10月18日）・冬（2000年1月21日）・春（2000年5月12日）・夏（2000年7月23日）の各季節に1度ずつ行った。トレンチを掘り、深度1 mまで5 cm間隔で壁面から土壌コアを採取し、遠心分離機（50A-IVD, 佐久間製作所）を用いてpF4.2相当の回転数で土壌溶液を抽出した。また、同時に炉乾法によって体積含水率も測定した。トレンチの位置は毎回変更し、常に攪乱の影響が無い地点で土壌採取を行った。本来ならば攪乱の影響を最小限に留めるため、コアサンプラーを用いることが望ましいが、前述のように本試験地は礫含量が多く、コアサンプラーの使用は不可能であった。

溶存イオン濃度の測定に際しては、降水・土壌溶液ともに0.20 μmのシリンジフィルター（DISMIC-25, ADVANTEC）で懸濁物を除去し、陽イオン（Na⁺, K⁺, Mg⁺, Ca⁺）についてはプラズマ発光分光分析装置（ICP-AES Optima-3000, Perkin-Elmer）を用いて、陰イオン（Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻）については高速液体クロマトグラフ（LC-VP, SHIMADZU）を用いて定量した。

なお、採取土壌を用いた1:5（乾土と蒸留水の重量比）浸出液についても、同様の成分分析を行った。希釈率を考慮し、土壌溶液中の濃度に換算して遠心分離による抽出水の濃度と比較したところ、Mg⁺, Ca⁺, およびNO₃⁻の3成分については概ね一致したが、Na⁺, K⁺, Cl⁻, およびSO₄²⁻の4成分については過大と思われる値が得られた。現段階ではその原因を特定できていないが、試料調整段階での汚染の可能性が完全には払拭できないため、本稿では遠心分離による抽出水のデータのみを用いる。

2-3. 水・熱・物質収支の評価

水平一様で傾斜がほとんどなく、側方への水の流動が無視できるような場合には、地表面の水収支は次式で表される。

$$P = E + I \quad (1)$$

ここで、 P は降水量（kg/m²/s = mm/s）、 E は蒸発散量（kg/m²/s）、 I は地表面における浸透量（kg/m²/s）である。 P は雨量計によって得られ、 E は後述のボーエン比熱収支法により算出できるので、(1)式の残差として I が求められる。また、浸透フラックスは深度によって異なるが、任意の深さ z (m)における浸透フラックス $I(z)$ は次式で与えられる。

$$I(z) = I - \int_0^z \rho_w \frac{d\theta(i)}{dt} di \quad (2)$$

ここで、 ρ_w は水の密度（=1000 kg/m³）、 $\theta(i)$ は深さ i における土壌水分量（m³/m³）、 t は時間（s）である。 θ の時間変化が無視できるような準定常状態を仮定すれば、全深度において $I(z) \cong I$ が成立し、この値を地下水涵養量（kg/m²/s）とみなすことができる。

水収支同様、水平方向の移流が無視できる条件下では、地表面の熱収支は次のように表される。

$$R_n = IE + H + G \quad (3)$$

ここで、 R_n は正味放射量（W/m²）、 I は水の潜熱（ $\cong 2.45 \times 10^6$ J/kg）、 H は顕熱フラックス（W/m²）、 G は地中熱流量（W/m²）である。潜熱輸送と顕熱輸送に係わる乱流拡散係数をそれぞれ K_E および K_H （単位はともにm/s）とすれば、 IE と H はそれぞれ次式で表現される。

$$IE = I\rho_a K_E (q_1 - q_2) \quad (4)$$

$$H = c_p \rho_a K_H (T_1 - T_2) \quad (5)$$

ここで、 ρ_a は空気密度(≒ 1.20 kg/m³)、 c_p は空気の定圧比熱(≒ 1005 J/kg/K)、 q と T はそれぞれ比湿(kg/kg)と気温(°C)であり、添え字1と2は任意の2高度(ただし、比湿と気温の測定で同一)を表す。 $K_E = K_H$ を仮定すれば、ボーエン比 β (≒ H/E)は次式で与えられる。

$$\beta = \frac{c_p T_1 - T_2}{l q_1 - q_2} \quad (6)$$

ボーエン比を用いて(3)式を書き換えると、

$$lE = \frac{1}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (7)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (8)$$

が得られる。したがって、2高度における比湿と気温の測定値から(6)式によってボーエン比を求め、これを(7)・(8)式に代入することにより、 lE と H が求まる。なお、 R_n は放射計による測定値を直接用いることができるが、 G は次式を用いて計算する。

$$G = G(z_p) + \int_0^z c_h \frac{dT_s(i)}{dt} di \quad (9)$$

ここで、 $G(z_p)$ は深度 z_p (m)において熱流板で測定された熱流束(W/m²)、 $T_s(i)$ は深さ i における地温(°C)である。土壤の体積比熱 c_h は、間隙率 ϕ と土壤水分量が既知であれば、次式によって算出できる。

$$c_h = c_m(1 - \phi) + c_w \theta \quad (10)$$

ここで、 c_m (≒ 2.30 × 10⁶ J/m³/K)と c_w (≒ 4.18 × 10⁶ J/m³/K)はそれぞれ鉱質土と水の体積比熱である。

ある物質に注目した場合、深さ z の土層における鉛直1次元の物質収支は、主要要素のみを考慮して以下のように表現できる。

$$D + F = L + \int_0^z U(i) di + \int_0^z X(i) di + \int_0^z M(i) di + \int_0^z \theta(i) \frac{dC(i)}{dt} di \times 10^{-3} \quad (11)$$

ここで、 D は大気からの乾性・湿性降水量(kg/m²/s)、 F は肥料あるいは土壤改良資材からの溶出量(kg/m²/s)、 L は溶脱量(kg/m²/s)、 U は植物による吸収量(kg/m³/s)、 X は固相との相互作用(イオン交換・吸着・溶解・沈殿など)による正味の除去量(kg/m³/s)、 M は微生物活動(固定・揮散など)による正味の除去量(kg/m³/s)、 C は土壤溶液中のイオン濃度(kg/m³)である。前述のように、半開放型の採水器で採取された降水中の溶存イオン濃度を C_p (kg/m³)とすれば、 D は次式で求められる。

$$D = C_p P / \rho_w \quad (12)$$

また、 L は次式で与えられる。

$$L = C(z) \cdot I(z) / \rho_w \quad (13)$$

準定常状態を仮定すれば(11)式右辺最終項は無視できる。また、第2項～第4項の和を生物地球化学的過程による正味の除去量 B (kg/m²/s)として再定義すれば、(11)式は次のように単純化される。

$$L - D = F - B \quad (14)$$

すなわち、 $L - D$ は肥料から溶出した成分のうち生物地球化学的過程により除去されずに残存した量($F - B$)に等しい(ただし、 B が負の場合は肥料からの溶出量と生物地球化学的過程による付加量の総和を意味する)。

3. 結果と考察

3-1. 熱収支

熱収支要素（月平均値）の年変化を図1に示す。図より、正味放射量はほぼ正弦波的な年周期の変化を示すものの、6月にやや低い値を取ることがわかる。これは、梅雨期の日照不足によるものである。潜熱フラックスも正味放射量とほぼ同位相の年変化を示し、やはり梅雨期の一時的な落ち込みが認められる。正味放射量に対する潜熱フラックスの比は0.4~0.9程度の値を示し、冬季に小さく、夏季に大きい。これは植物の存在量および生理活性の季節変化を反映したものと考えられる。しかし、土壤乾燥に伴う蒸発散量の減少はほとんど認められない。一方、顕熱フラックスは冬季に潜熱フラックスを上回るものの、夏季は1/3程度でしかなく、冬季と夏季の差が小さい。また、明瞭な年周変化を示さず、ある程度の正味放射量がありながらも植物活性の低い晩秋と早春にやや大きいという傾向がある。地中熱流量は、4月から9月の期間に正、10月から3月にかけては負の値を取り、年周変化は明瞭であるが、その振幅はきわめて小さい。1年間の積算で見ると、正味放射量（2712 MJ/m²）のおよそ2/3を潜熱フラックスが占め、顕熱フラックスは残りの1/3に過ぎない。また、地中熱流量はわずか0.05%で無視し得る。

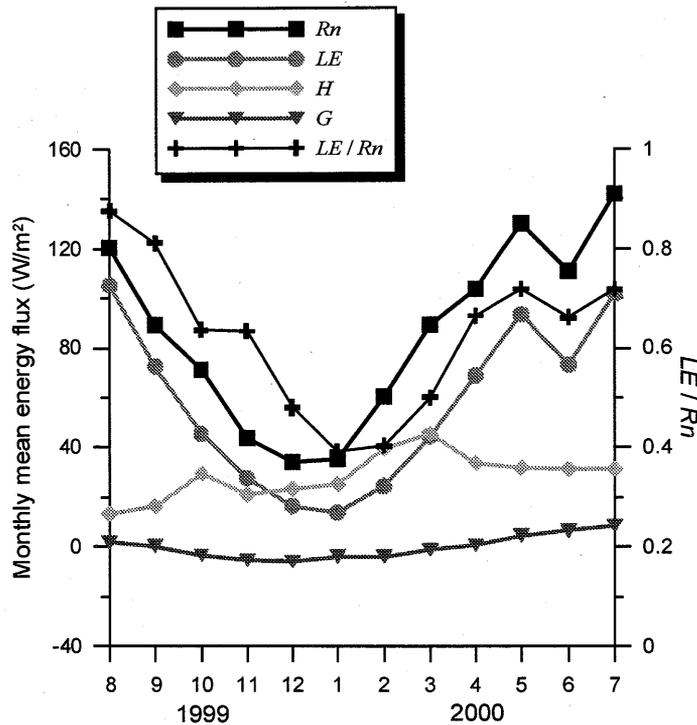


図1 熱収支要素の年変化

(Rn: 正味放射量, LE: 潜熱フラックス, H: 顕熱フラックス, G: 地中熱流量)

3-2. 水収支

地表面水収支要素（月平均値）の年変化を図2に示す。降水量は秋冬にやや小さく（月積算値で60 mm程度）、春夏に大きい（同じく120 mm程度）。ただし9月の降水量は、15日の173 mm、21日の68 mm、および24日の45 mmなど、台風（16号・18号）とそれに伴う秋雨前線の活発化により著しく多く、平年値の2倍以上となっている。逆に、4月から8月までの降水量は平年値を下回っていたが、冬季は概ね等しかった。蒸発散量は前述の通り、太陽エネルギーの入射に応じてほぼ正弦波的な年周変化を示し、梅雨期の6月に一時的な落ち込みを見せる。平年より降水量が少なかったこともあり、7月の蒸発散量は降水量を上回り、5月・8月でもほぼ拮抗している。こうした降水量と蒸発散量の差し引きの結果、地表面での浸透量が月積算値で60 mmを超えたのは、9月・3月・6月の3ヶ月間だけであった。年間の積算値で見ると、降水量1262 mm（日量換算で3.46 mm）のおよそ6割近い739 mm（同じく2.03 mm）が蒸発散として大気へ還流し、残りの523 mm（同じく1.43 mm）が地下に流下したことになる。ここで、浸透フラック

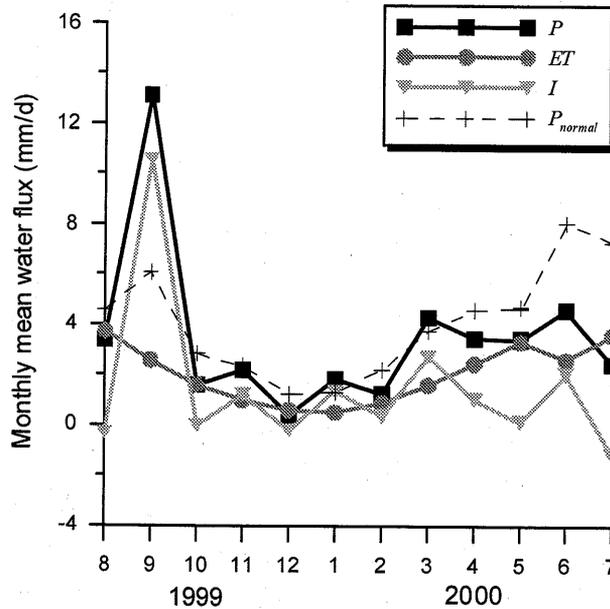


図2 水収支要素の年変化

(P : 降水量, ET : 蒸発散量, I : 浸透量, P_{normal} : 降水量の平年値)

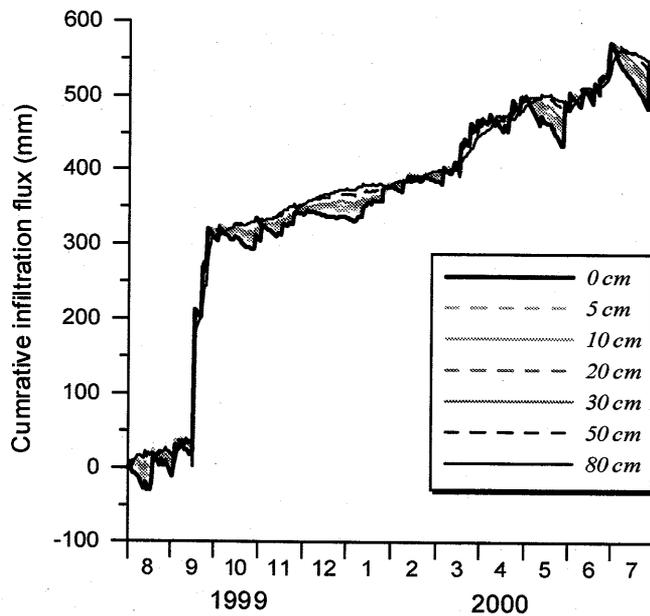


図3 各深度における積算浸透フラックスの経時変化

スの少なからぬ部分が9月の豪雨時に生じているので、これを除くと213 mm (同じく0.64 mm) とおよそ半減するが、夏季の降水量が平年並みであったならばやはり年平均値に接近した値を取る可能性はある。

図3に各深度における積算浸透フラックスの時間推移を示す。図より、深いところほど変化が平滑化されていることが分かるが、深度間の差はあまり大きくない。夏季の晴天継続期間や降水の絶対量が少ない冬季においてやや乖離が目立つ程度で、それ以外の期間では概ね $I(z) = I$ が成立している。つまり、大局的に見れば、本試験地における土壤水分動態はほぼ常に準定常状態にあると言える。また、比較的大きな降雨の直後であっても全層にわたる脱水が速やかに生じ、土層に貯留される水分はほぼ一定に維持される。実際、TDR水分計によって測定された各深度における土壤水分量は、長期の晴天継続期間を除けば、平均値周りにたかだか±2.5% (体積含水率) 以内の変動しか示さない (図は省略)。

ところで、土壤水分量は深度方向にもほぼ一様で、およそ20%程度であった。つまり、水の可動部分はバルク土壌体積の2割程度ということになる。したがって、水の移動速度 (平均間隙流速) は浸透速度と

して求められた値のおよそ5倍、すなわち年平均で7 mm/day (9月を除けば3 mm/day) となる。この値は、固相との相互作用を考える上で重要な速度スケールを与える。なぜなら、イオン交換や溶解などのプロセスは土壌溶液のイオン濃度だけでなく、水の移動速度に制約されるためである(例えば、中野, 1991, p. 62)。

3.3. 物質収支

土壌溶液中の各イオン濃度(当量表示)の鉛直プロファイルを図4に示す。まず、定性的にプロファイルの形状に着目すると、 Na^+ は深度方向にはほぼ一定であるのに対し、 K^+ 、 Cl^- 、および SO_4^{2-} は浅層のみ高濃度を示し、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、および NO_3^- は表層での濃度上昇著しく、かつ深部への波及も大きい、という傾向が認められる。また、プロファイル形状の季節変化という点では、 Na^+ はほとんど変化せず、 Cl^- と SO_4^{2-} も明瞭な変化はない。一方、季節変化が著しいのは、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、および NO_3^- の3成分で、濃度ピークの下方向伝播と平滑化が見て取れる。 K^+ はやや異なる変化を示し、冬・春に高く、夏・秋に低い。これは植物による吸収の有無を反映したものと考えられる。次に、各成分濃度を定量的に比較すると、浅層部で最も卓越しているのは陽イオンでは Ca^{2+} と Mg^{2+} 、陰イオンでは NO_3^- であり、当量的にほぼバランスしている。しかし、これらのイオンは深層に向かうにつれ減少し、深部では Na^+ と SO_4^{2-} にほぼ拮抗、もしくはこれらを下回る。なお、陽イオンと陰イオンの総量にはほぼ1:1の関係が認められたが、わずかに陽イオンが多い。これはリン酸や有機酸、重碳酸などの陰イオンを測定していないことが原因と考えられる。

以上の土壌溶液濃度の測定結果から、本土壌における物質動態は次のように解釈できる。すなわち、最も重要な支配因子は尿素からの溶出や堆肥中有機物の微生物分解によって供給される NO_3^- であり、これと電気的にバランスするように、すなわち NO_3^- と共に供給される H^+ とのイオン交換によって Ca^{2+} と Mg^{2+} が供給される。長期的に見れば、 Ca^{2+} と Mg^{2+} の供給源は苦土石灰や土壌鉱物の溶解であると思われるが、 NO_3^- の変動に対する追従性の高さから、土粒子表面に一時的にプールされた塩基の交換過程が介在していると考えられる。一方、堆肥中に含まれる K^+ や Cl^- あるいは SO_4^{2-} も表層では高い濃度を示すが、降水によって希釈され、浸透水のイオン濃度は比較的強く保たれる。ここで、吸着されにくい Cl^- と SO_4^{2-} の濃度ピークが何故下方に移動しないかという点については検討の余地があるが、アルミニウム・鉄含水酸化物や腐植物質が持つ変異荷電による吸着の影響(例えば、石黒・岩田, 1988)、あるいは拡散二重層の重複部が陰イオンの移動を阻害する篩別効果(例えば、飯塚ほか, 1978)が考えられる。 Na^+ については、これ

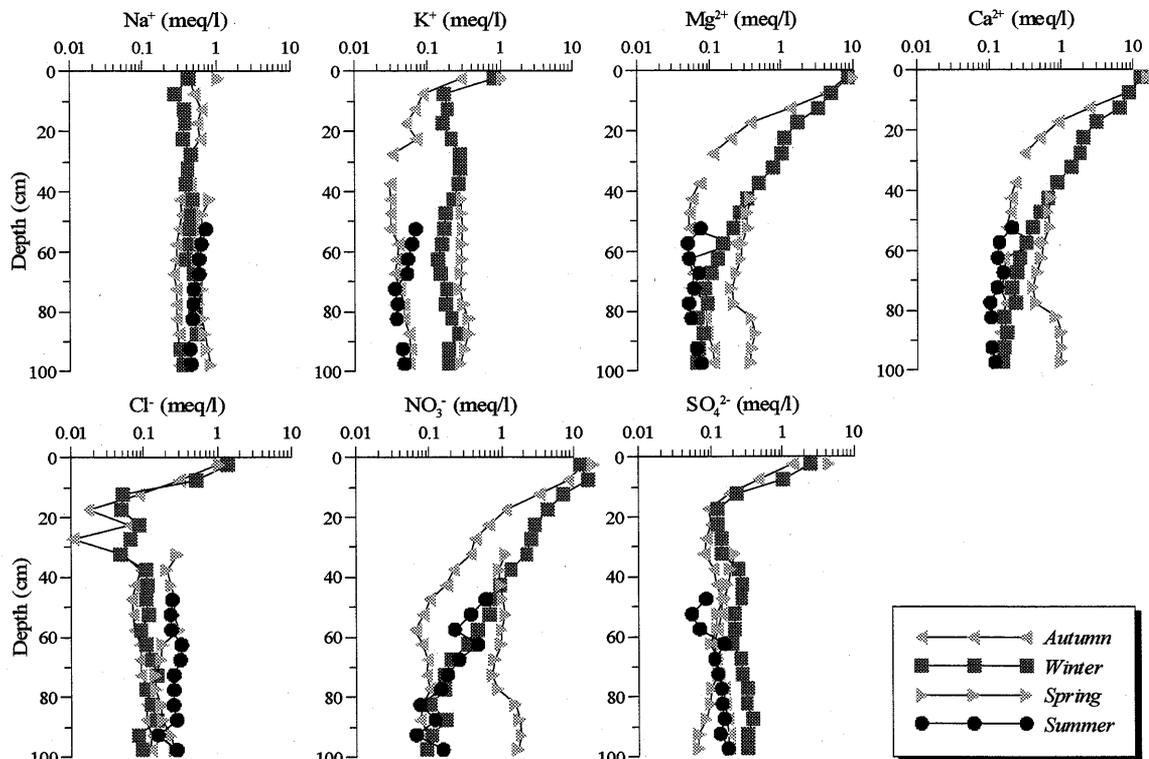


図4 溶存イオン濃度の鉛直プロファイル

も堆肥とともに供給されるが明瞭なピークを持たず深部においても比較的高い濃度レベルを維持するが、これはイオン交換によって放出されやすい物質であるためと考えられる。深度変化や時間変化に他のイオンとの相似性が見られないことから、 Na^+ のイオン交換には共存物質の影響がほとんどないと言える。

表1に各元素に着目した年間の質量収支を示す。大気からの降下物量 D と深度1mにおける溶脱量 L はそれぞれ(12)式と(13)式によって求めた。ここで、(12)式の計算は10日毎の降水水質と降水量のデータを用いて行い、得られた D について1年間の積算値を算出したが、土壌溶液の水質測定は1季節に一度しか行っていないので L を同様の方法で求めることはできない。そこで、第1近似的に、 I の年間積算値(523mm)に $C(1\text{m})$ の年間代表値を乗じることで L を求めた。なお、浸透速度が大きい時には成分濃度は低くなると予想されるので、年間代表値としては4回の測定値の算術平均ではなく、低めの値を示す10月の測定値を採用した。表より、各元素1年間 1m^2 あたりの大気降下フラックスとして100mgから1g程度のインプットがあるのに対し、溶脱フラックスは500mgから数グラムに達し、全ての元素において流出超過であることが分かる。 $L-D (= F-B)$ は、塩素と硫黄については D と同程度であるが、窒素はおよそ半分しかない。逆に、陽イオン4成分では D の2倍から7倍の値を示し、陰イオンに比べて明らかに大きい。

対象期間中、95aの圃場に窒素肥料として尿素(窒素含有率46%)が460kg散布されている。これは窒素の溶出フラックス F として $22.2\text{g/m}^2/\text{yr}$ に相当し、 D のおよそ110倍に達する。しかし、(14)式の残差として得られる B の値は $22.0\text{g/m}^2/\text{yr}$ となり、施肥量の99%が生物地球化学過程(主に植物による吸収と思われる)により除去されていることになる。堆肥からの窒素供給を考慮すると、吸収率はほぼ100%に近いと言える。同様に、苦土石灰の組成を $\text{MgCO}_3 : \text{CaCO}_3 = 1 : 1$ とし、2年間で全量が溶解すると仮定すると、苦土石灰からのマグネシウムとカルシウムの溶出フラックス F はそれぞれ $645\text{mg/m}^2/\text{yr}$ および $1074\text{mg/m}^2/\text{yr}$ と求められる。これらは概ねそれぞれの元素の $L-D$ の値と一致し、大気降下量と人為散布量のほぼ全量が(イオン交換による吸着・放出を経て)系外へ溶脱していることになる。また、 $B \approx 0$ であることから、土壌鉱物の溶解による供給と植物による吸収あるいは交換性塩基量の変化がほぼバランスしていると考えられる。なお、散布されたマグネシウムとカルシウムのほぼ全量が溶脱してしまうとしても、 OH^- の供給による土壌中和の観点からは散布の意味がある。他の元素に関しては堆肥中の含有量が測定されていないため、そこからの溶出量を評価することができないが、 B が小さいと予想される塩素と硫黄についてはともに溶脱フラックスの45%程度が堆肥起源であると逆算される。

表1 元素毎の年間質量収支

	Na	K	Mg	Ca	Cl	$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{SO}_4\text{-S}$
D	500	357	105	429	1231	440	779
L	3805	1132	699	1572	2270	657	1452
$L-D$	3305	774	595	1144	1039	216	673

D : 大気降下物量, L : 溶脱量

単位: $\text{mg/m}^2/\text{yr}$

4. まとめ

瀬戸内圏の風化花崗岩を母材とする牧草地土壌において、水・熱・物質フラックスを定量的に把握した。結果は以下のように要約される。

- 1) 年降水量1262mm(日量換算で3.46mm)のうち、およそ4割の523mm(同じく1.43mm)が地下に浸透し地下水を涵養する。水の移動速度(平均間隙流速)は年平均で約7mm/day、豪雨期を除くとおよそ3mm/dayである。
- 2) 蒸発散量は年降水量の6割近い739mm(日量2.03mm)であり、これはエネルギーとしてみた場合、年間の正味放射量(2712MJ/m²)のおよそ2/3を消費している。また、蒸発散量が放射条件および植生条件に大きく規定されていることは明確に示されたが、土壌水分条件に対する依存性は明瞭には認められなかった。

- 3) 主要7元素についての溶脱フラックスは、大気降下フラックスのおよそ1.5倍から8倍程度であり、その比率は元素ごとに異なる。マグネシウムとカルシウムに関しては、散布された量のほぼ全量が溶脱するが、窒素の溶脱率は1%未満であった。

今後はこうした各種フラックスを様々な気候・地形・地質・土地利用条件下で定量化し、地理情報として集約してゆくことが必要である。これにより、瀬戸内海およびその流域圏における環境変化予測・影響評価の確度を向上させることができるであろう。なお本研究では、これまで報告例の少ない野外における陰イオン吸着の可能性が示唆された。堆肥と風化花崗岩土壌が共存した場合の陰イオンの挙動について、今後さらに検討を加える必要がある。

引用文献

- 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫(1978): 畑土壌における水分と無機塩類の挙動(第3報) 表層添加中性塩の溶脱経過と陽イオンの挙動. 日本土壌肥科学雑誌, **49**, 75-81.
- 石黒宗秀・岩田進午(1988): 土の中の物質移動(その4) 土中におけるイオンの交換吸着現象. 農業土木学会誌, **56**, 87-94.
- 小坂淳夫 編(1985): 瀬戸内海の環境. 恒星社厚生閣, 342 pp.
- 近畿中国四国農業研究センター(2003): 中国中山間地域を活かす里地の放牧利用—遊休農林地活用型肉用牛営農システムの手引き—. 81 pp.
- 中野政詩(1991): 土の物質移動学. 東京大学出版会, 189 pp.

謝辞

本研究を遂行するにあたり、広島大学大学院生物圏科学研究科附属瀬戸内圏フィールド科学教育研究センター西条ステーションの三谷克之輔 教授ならびにスタッフの方々に様々な便宜を図っていただいた。ここに記し、御礼申し上げます。

⑧ 山地小流域の降雨流出過程

藤崎知恵子・小野寺真一・西宗直之・成岡朋弘・加藤成子・Birmano, M. D.・長濱則夫

1. はじめに

森林流域の水文過程、特に降雨流出過程はこれまで多々研究されてきた。降雨時の河川流出水がいかなる成分によって形成されているかを明らかにするため、様々なトレーサーを用いて洪水ハイドログラフの分離が行われてきた(例えば、Sklash and Farvolden, 1979, Kobayashi, 1985, 田中ら, 1984)。この方法によって、河川の流出成分は、降雨によって流域に追加される'新しい水'(直接流出成分)と降雨開始以前からすでに流域内に貯留されていた'古い水'(地下水流出成分)とに分けられる。Tanaka and Ono(1998)は、古い水をさらに土壤水分と地下水成分に分け、イベント期間中の降水、土壤水、および地下水の環境同位体比の値と斜面の水ポテンシャル分布を示すことより stormflow の生成に土壤水が重要な役割を示すことを示した。小野寺他(2001)は、斜面において電気探査により斜面内部の水分状態の変動と渓流水質の変動から、豪雨時に基盤を経由する成分が増大し、流量の減水期に寄与することを確認した。しかし、小さな降雨時にはそのような基盤を経由するような成分はないことも確認した。

降雨イベント時の流出水の水質変化に関して、平田・村岡(1984)は森林流域の物質循環特性を明らかにした上で、降雨イベントに対する溶存物質の応答特性は流量低減時に生じるとし、濃度が降雨前のベース値に回復する成分と降雨前のベース値を上回る成分とに分類している。彼らは、表層土壤に多く存在する NO_3^- や Ca^{2+} は土壤水が洪水流出に寄与する流出後期に上昇することなどを明らかにした。勝山ら(2000), katusyam et al.(2001)は、降雨イベントが森林流域の渓流水質に与える影響のメカニズムについて、土壤中の生物学的ソースの NO_3^- 及び地球化学的ソースの SiO_2 濃度の変化を詳細に観測し、ピーク流量時に NO_3^- 濃度が上昇する場合と低下する場合の流出水の通過する層の相違を明らかにし、様々な条件下での降雨イベントを想定した流出過程モデルを提案した。

以上のように、降雨イベント時は渓流水の水質化学性に大きな影響を与える。降雨流出過程を解明することは、流域環境を解明する上での必須事項となる。特に、山火事が多発し、低降水量など様々な環境要因をもつ瀬戸内地方の流域では、今後の流域環境を予測するためにも降雨流出過程を定量化することは大きな課題である。本研究では土壤劣化している山地小流域において、降雨イベントの規模の相違による降雨流出過程の変化を明らかにすることを目的とする。なお、トレーサー法に基づく解析は別な節に譲り、ここでは物理的な流出特性のみを論じることとする。

2. 研究地域および方法

研究地域は、広島県竹原市に位置する。平成6年8月に山火事が発生し、現在も植生が十分に回復していない荒廃流域(以後 B 流域)と昭和53年山火事が発生し、現在は2次林で覆われている森林流域(以後 F 流域)の2流域を試験流域とした。B流域の標高は、100-180m、傾斜は 32.2° である。F流域の標高は、60-130m、傾斜は 28.7° である。両流域の流域面積は、ほぼ1.5haと等しく、両流域の地質は花崗岩である。竹原気象台による過去5年間でのこの地域の平均降水量は1140mmであり、平均気温は、 14.6°C である。

降水量は0.2mm転倒升雨量計を設置し測定した。両流域の渓流水が定常的に存在する位置に 30° V-ノッチ堰を設置し、流出量および水温を観測した。これらはデータロガー(CambellCR10)により10分間隔で自記録した。

降雨の開始する時点から Stormflow が流出し終わるまでの時点をイベント期間と定めた(図1)。Stormflow の流出終了時は Hewlett(1982)によるハイドログラフの分離法を用いて定めた。降雨によって流量が増加し始める点と流量通減過程の変換点を直線で結び、直線とハイドログラフで囲まれた上方を Stormflow、下方を Baseflow とした。直線の傾きは、両流域でイベントのハイドログラフより $0.0005\text{mm/h}/10\text{min}$ とした。イベント期間中の降水がイベント期間内に渓流水へ直接流出する割合を式(1)より求めた。また、それぞれのイベントにおける先行降雨量を式(2)より求めた。

$$\text{直接流出率(\%)} = \frac{\text{stormflow(mm)}}{\text{total rainfall(mm)}} \times 100 \quad (1)$$

$$\text{先行降雨量} = \sum_{n=1}^{30} \frac{n \text{ 日 前 の 総 雨 量}}{n} \quad (2)$$

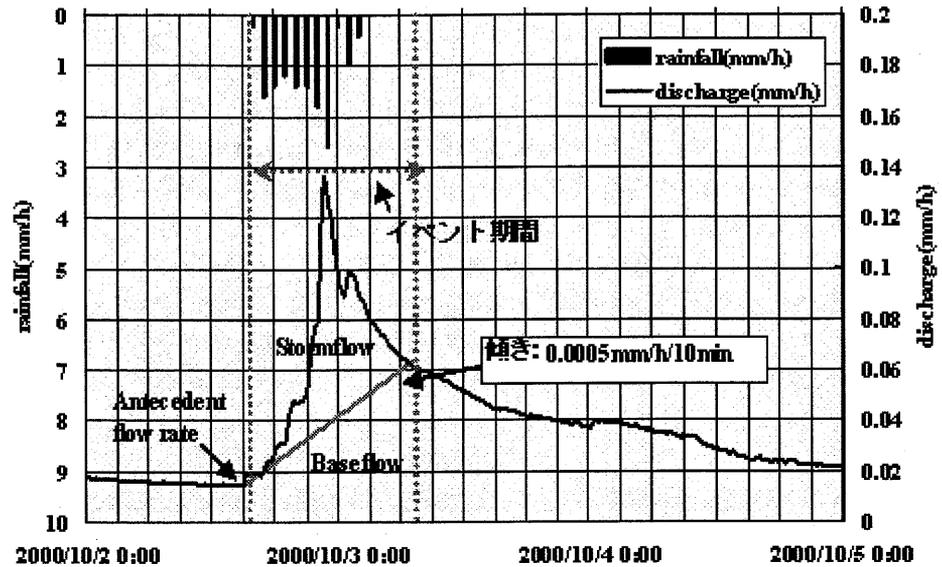


図1 イベントの定義。2000年10月の例
 イベント期間：2000年10月02日16:00~2000年10月03日07:00
 総雨量13.2mm、先行降雨量13.48mm、流出率3.14%のイベント

3. 結果と考察

観測を行った27の降雨イベントの特性を表1に示す。1mmから160mmまでの範囲である。また先行水分条件APAは1.4mmから66mmまでの範囲である。また、図2に降水量をさかのぼって表示した先行水分指標であるAPAと実際の降雨前の河川流量(TB)によって定義したAFRとの関係を示す。先行水分が20mm程度までとそれ以上とでは、異なる傾きの近似直線に分離できるもしくは、図中のような指数関数曲線によって近似される。

降雨イベント時のHewlett(1982)によって分離された直接流出量と降水量の比である流出率について、イベント降水量、先行水分

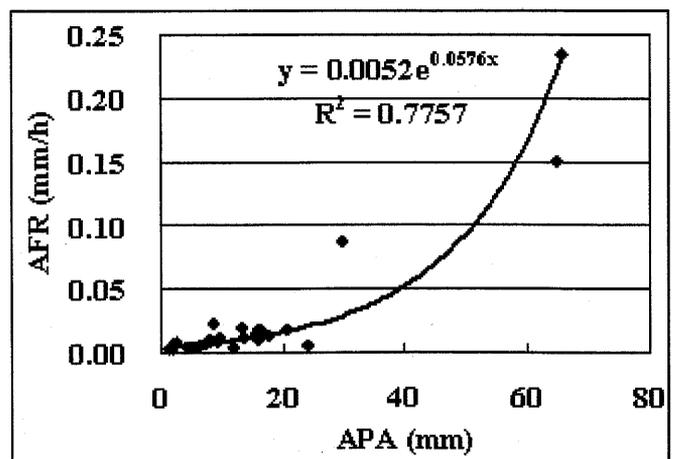


図2 APAとAFRの関係

水分 (APA)、及び先行流出量 (AFR) との関係を図3、及び4に示す。流出率は、これらの3つの要因が大きいほど高くなる傾向を示す。特に、イベント期間中の総雨量と直接流出率との相関は高い。ただし、図では片対数表示になっているためはっきりとは示せないが、B流域につ

表1 観測した降雨イベントの特性

NO	date	TR (mm)	AFR (mm/h)	APA (mm)
1	1999/06/24 03:00-06/28 10:00	159.2	0.0185	16.15
2	1999/06/29 00:00-07/01 01:00	79.8	0.2348	65.88
3	1999/07/02 00:00-07/04 06:00	33.0	0.1492	64.95
4	2000/04/10 14:00-04/10 17:00	6.8	0.0062	6.75
5	2000/04/21 11:00-04/22 08:00	15.4	0.0182	16.46
6	2000/04/26 01:00-04/27 06:00	24.8	0.0242	9.05
7	2000/05/11 13:00-05/11 18:30	17.4	0.0047	4.42
8	2000/05/27 02:00-05/27 10:00	16.4	0.0030	1.93
9	2000/05/27 14:00-05/28 14:00	23.4	0.0063	1.93
10	2000/06/08 20:00-06/10 02:00	10.2	0.0109	8.17
11	2000/06/10 20:00-06/11 00:00	1.6	0.0130	13.86
12	2000/06/21 02:00-06/21 14:00	15.2	0.0052	12.37
13	2000/06/22 18:00-06/22 21:00	2.6	0.0870	29.61
14	2000/06/23 05:00-06/23 08:00	1.0	0.0183	20.88
15	2000/06/26 19:00-06/27 13:00	3.2	0.0068	24.11
16	2000/06/27 17:00-06/29 15:00	24.4	0.0104	16.14
17	2000/07/24 15:00-07/26 09:00	96.8	0.0085	2.76
18	2000/07/30 03:00-07/31 22:00	14.4	0.0157	16.02
19	2000/08/17 17:00-08/17 19:00	1.6	0.0053	5.74
20	2000/08/18 05:00-08/18 11:00	14.4	0.0085	7.47
21	2000/09/08 16:00-09/09 16:00	18.0	0.0028	1.42
22	2000/09/22 03:00-09/22 13:00	6.8	0.0097	9.73
23	2000/09/23 00:00-09/23 15:00	10.8	0.0133	17.79
24	2000/09/30 02:00-10/01 06:00	18.2	0.0092	8.12
25	2000/10/02 16:00-10/03 07:00	13.2	0.0204	13.48
26	2000/10/09 00:00-10/09 23:00	17.6	0.0124	10.08
27	2000/11/01 01:00-11/02 12:00	67.2	*	4.03*

*...欠損データを含む

TR:total rainfall during storm event , AFR:antecedent flow rate,

APA:antecedent precipitation amount

いてはイベント降水量 20mm 付近で 1 次近似直線の傾きが急になる傾向を示している。すなわち、降水量が 20mm 以上の場合には、降水量の増加にともなう流出率の増加は顕著になることを意味する。また、降水量と流出率との相関は、B 流域の方がより高く、F 流域よりイベント降水量の影響が強いことを示している。直接流出率(PR)は、同じ降水量で比較すると B 流域の方が F 流域よりも高くなっている。一方、降水量がおおよそ同じであるイベントでは、B 流域の方が渓流水の流量の増加し始める時の流量(AFR)は低く、常時 F 流域で基底流量が多いことを示している。以上のことは、従来から指摘されている、森林の被覆率にともなう降雨流出の変化と同様の傾向を示すものと考えられる。また、全般に値のばらつきは F 流域で大きい傾向を示すが、これは森林の蒸散などの影響を受けて季節的にばらつくためであろう。

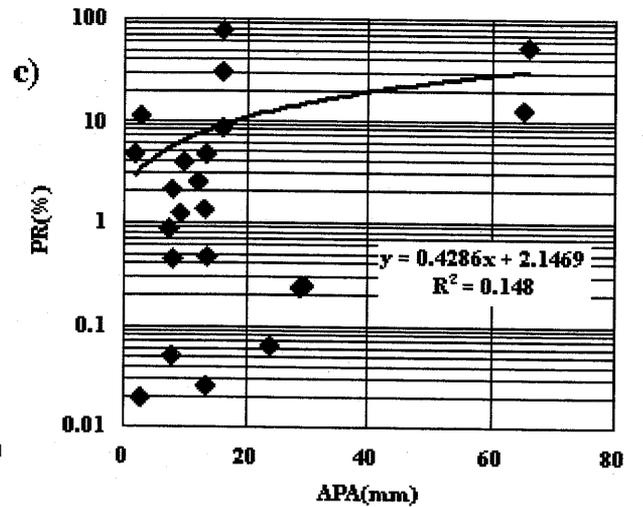
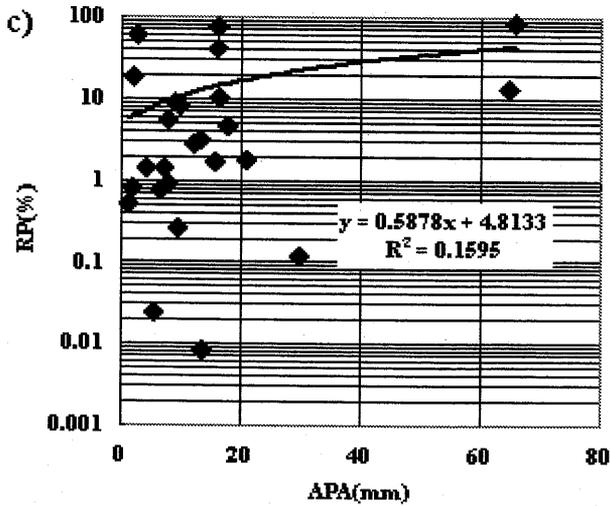
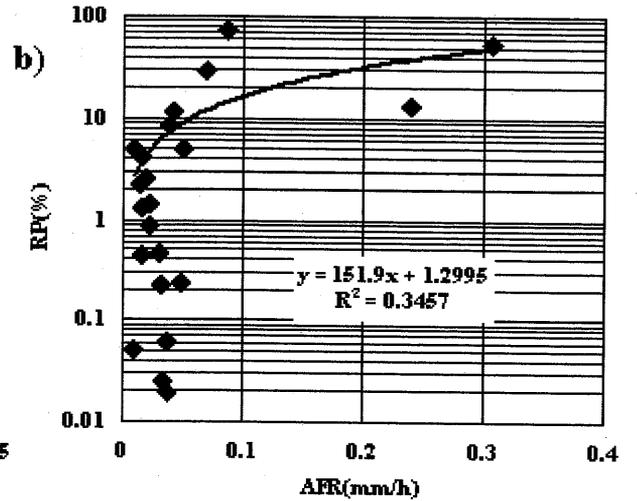
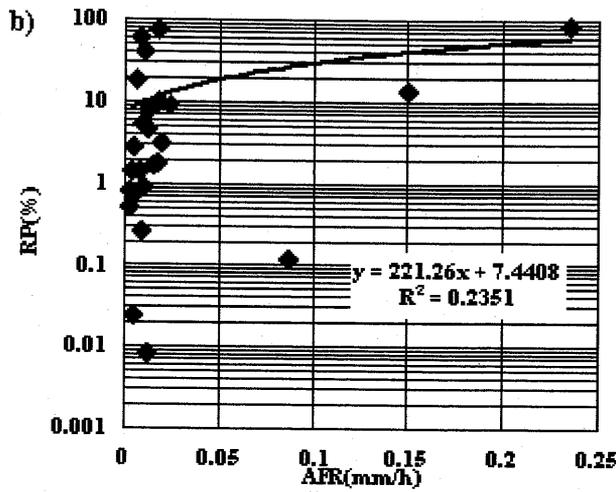
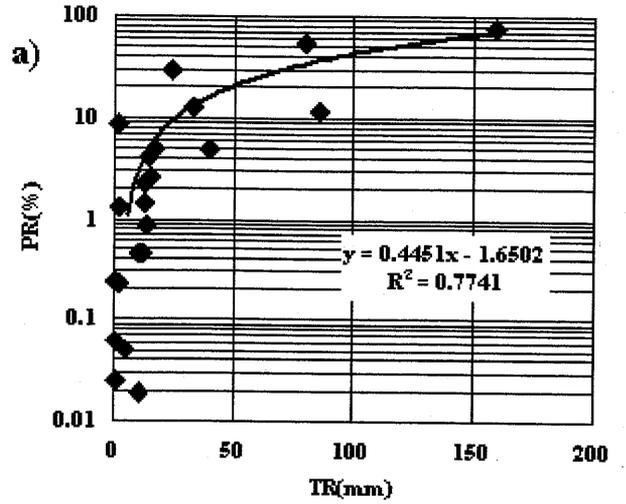
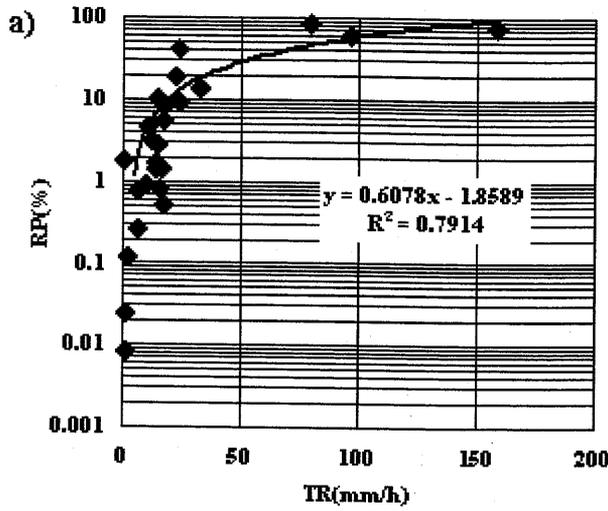


図3 B流域における(a)イベント降水量 (TR)、
(b) AFR、及び(c) APA と直接流出率 (RP)
との関係

図4 F流域における(a)イベント降水量 (TR)、
(b) AFR、及び(c) APA と直接流出率 (RP)
との関係

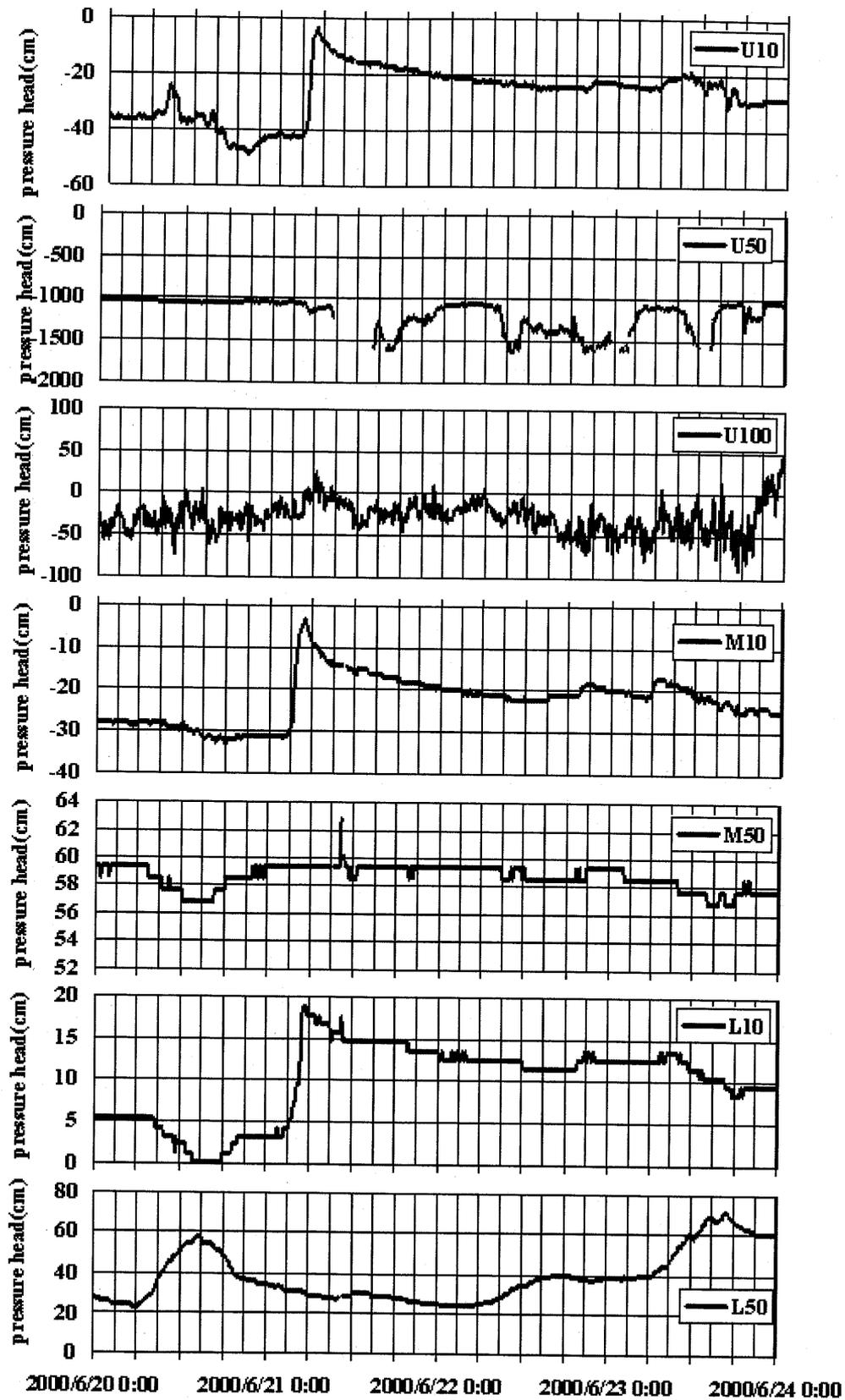


図5 B流域における斜面の圧力水頭の変化。(2000年6月21日~23日)
 U; 斜面上部(河道から30m程度上)、M; 斜面中部(河道から15m程度上)、
 L; 斜面下部(河道近傍)、10,50,100; 深度の意味(cm)

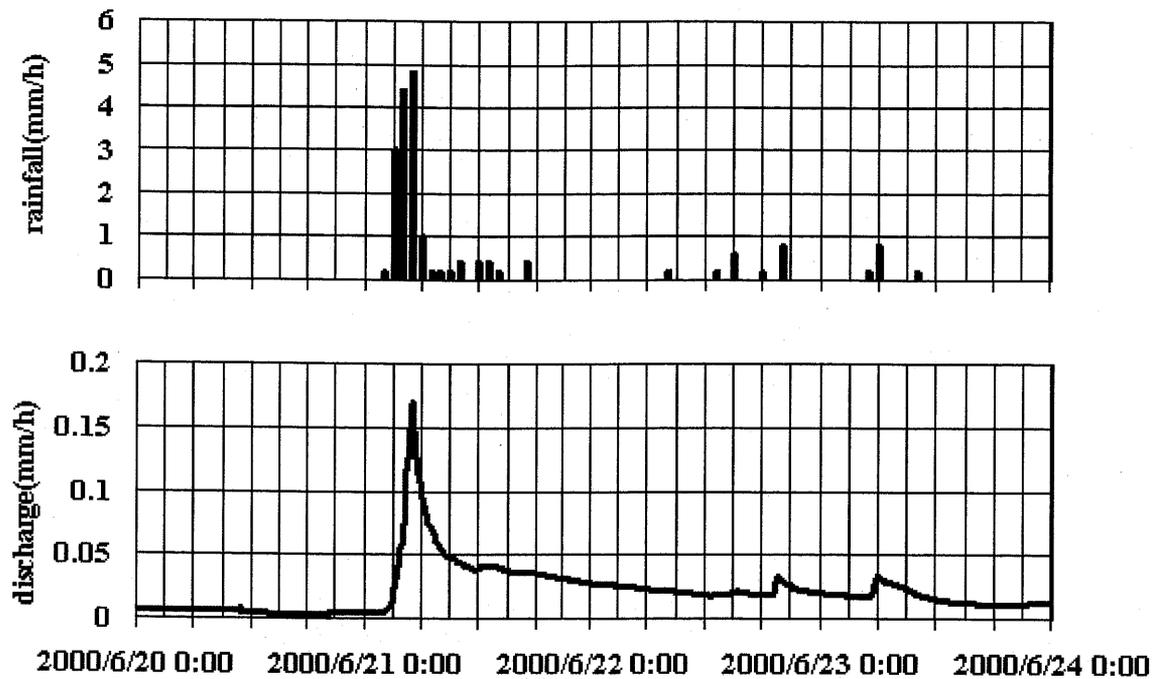


図6 B流域における降雨イベント時の洪水流出量の変化
(2000年6月21日~23日)

降雨イベント時の斜面及び溪流における水移動の例として、2000年6月21日から23日にかけての3つの降雨（総降水量15.2mm、2.6mm、1.0mm）について、図5に斜面土壌中の圧力水頭の変化及び図6に洪水流出量の変化を示す。斜面土壌では、深度10cmの表層で降雨強度の強い時間に速やかに反応して圧力水頭が上昇している。一方、下層では斜面下部を除いて明瞭な反応はみられない。また、斜面下部ではほぼ土壌水分は飽和状態（圧力水頭が0以上）に達し、斜面中部でも降雨のピーク時には飽和状態に近い状態に達している。一方、斜面上部では、表層を除き乾燥した状態であった。斜面の傾斜が45°程度に達することから、表層を経由して深層への浸透は一部のみで流出している可能性が示唆される。また、洪水流量は降雨強度とともに速やかに上昇している。このイベントの直接流出率は3%程度である。

さらに、大きな降雨イベントにおいては、降雨時の斜面中での飽和帯の拡大は顕著になり、斜面上部まで達する。また、その際の直接流出率は急激に上昇し、最大で83%に達する。前述したように、B流域の場合で、イベント降水量が20mmを境に流出率が大きく変化した。斜面における本観測の結果でも同様に、大きな変化がみられた。すなわち、図6に示したような20mm以下のイベントでは飽和帯の斜面における拡大は顕著ではないのに対して、それ以上になると斜面で飽和帯が上部にまで拡大していた。急傾斜な斜面に飽和帯が拡大するということは、地下水面勾配が顕著に大きくなることを意味し、結果的に流出率が大きくなったものと考えられる。

なお、F流域においては、圧力水頭の自動計測が機能しなかったためデータが十分でなく、同様の議論にはいたらなかった。また、イベント降水量と流出率との関係においても、ばらつきが大きいので明瞭な変曲点を見出すことができず、上述のような点を議論することができなかった。

4. まとめ

本調査では、3年以上にわたる調査により、従来にはないほど多くの降雨イベントでの洪水流出量及び斜面中の飽和帯の変動を確認した。その結果、本流域において20mmという臨界的な降水量を見出した。これは、流域の形態が一般に河道近傍は傾斜が緩く斜面上部ほど傾斜が急になる場合には、同様の傾向が見出しうると考えられる。

今後は、同様の傾向をF流域などさらに多様な流域で確認していくことが必要である。

参考文献

- 平田健正・村岡浩爾(1984) 森林域における物質循環特性と渓流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集 第399号/II-10 1998年11月:131-140.
- Hewlett,J.D.(1984) Principles of Forest Hydrology. The University of Georgia Press Athens,Georgia:95pp.
- 勝山正則・大手信人・内田太郎・浅野友子・木本秋津(2000) 降雨流出過程の相違が渓流水質形成に与える影響. 水文・水資源学会誌 13:227-239.
- Katsuyama,M.,Ohte,N.and Kobayashi,S.(2001) A three component end-member analysis of streamwater hydrochemistry in a small Japanese forested headwater catchment .Hydrological Processes15:249-260.
- Kobayashi,D.(1985) Separation of snowmelt hydrograph by stream temperature. Journal of Hydrology 76:155-162.
- 小野寺真一・藤崎知恵子・長濱則夫 (2001) 瀬戸内花崗岩山地流域における降雨流出過程—電気探査及びトレーサー法による検討, 日本水文科学会誌, 31, 73-82.
- Sklash,M.G.and Farvolden,R.N.(1979) The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology 43:45-65.
- 田中正・安原正也・丸井敦尚(1984) 多摩丘陵源流域における流出機構. 地理学評論 57:1-19.
- Tanaka,T.and Ono,T.(1998) Contribution of soil water and its flow path to stormflow generation in a forested headwater catchment in central Japan.Hydrology,Water Resources and Ecology in Headwaters.IAHS Publ.no.248,1998;181-188.

⑨ 瀬戸内土壌劣化流域における吸着プールを考慮した土壌特性の変動

成岡朋弘・小野寺真一

1. 研究の背景および目的

化学風化やイオン交換による土壌からの塩基の溶脱は、土壌の化学性や養分状態を把握する上で重要な地球化学過程である。特に、土壌中における化学風化過程は、土壌のアルカリ度を上昇させ、土壌の酸性化を防ぐ役割がある。もし、土壌中における塩基の溶出量が植物による吸収量や地中水による流出量に追いつかない場合は、土壌の酸性化につながる (Langan *et al.*, 1996; Sverdrup and Warfvinge, 1988; White and Brantley, 1995)。また、渓流水の化学成分は流域斜面土壌中における塩基溶出過程と斜面に沿った流出過程によって制御されている (Park and Burt, 1999)。これまでの研究によって、流域の水質形成に斜面における土壌の物理性および化学性の空間的なばらつきが影響を与えていることが明らかにされた (例えば, Hill, 1990; Mulder *et al.*, 1991; Chappell and Ternan, 1992; Billett and Cresser, 1992)。さらに、斜面における溶出過程の空間的なばらつきが、斜面上の化学的な削剥量を考慮する上で重要であることが指摘されている (Burt, 1986; Trudgill *et al.*, 1996)。

一方、土壌の吸着プールにおける交換性塩基の変動に関しては、一般的には、吸着プールへの交換性塩基の出入りは平衡状態にあると考えられていて、塩基吸着量は変動しないとされてきた。しかし、土壌中の交換性塩基に乏しい酸性土壌中や酸性雨による酸の負荷量が多い地域においては、土壌吸着プール中の交換性塩基が常に変動していることが、推測される。そのような地域において、土壌中の塩基溶出速度を求める際に、吸着プールにおける交換性塩基の変動量を考慮することによって、より精度良く求めることができると考えられる。

本章では、土壌栄養分に乏しい酸性化した受触土が分布する斜面において、斜面に沿った土壌特性の変化を明らかにした上で、斜面土壌中の吸着プール中における交換性塩基の変動を明らかにし、塩基溶出量を算出する際に変動分を考慮する重要性について考察することを目的とする。

2. 試験地および方法

2. 1. 試験斜面

酸性土壌中の交換性塩基の変動を明らかにするため、竹原試験流域の湧水点左岸側の斜面を試験斜面 (図-1) として土壌調査を行なった。

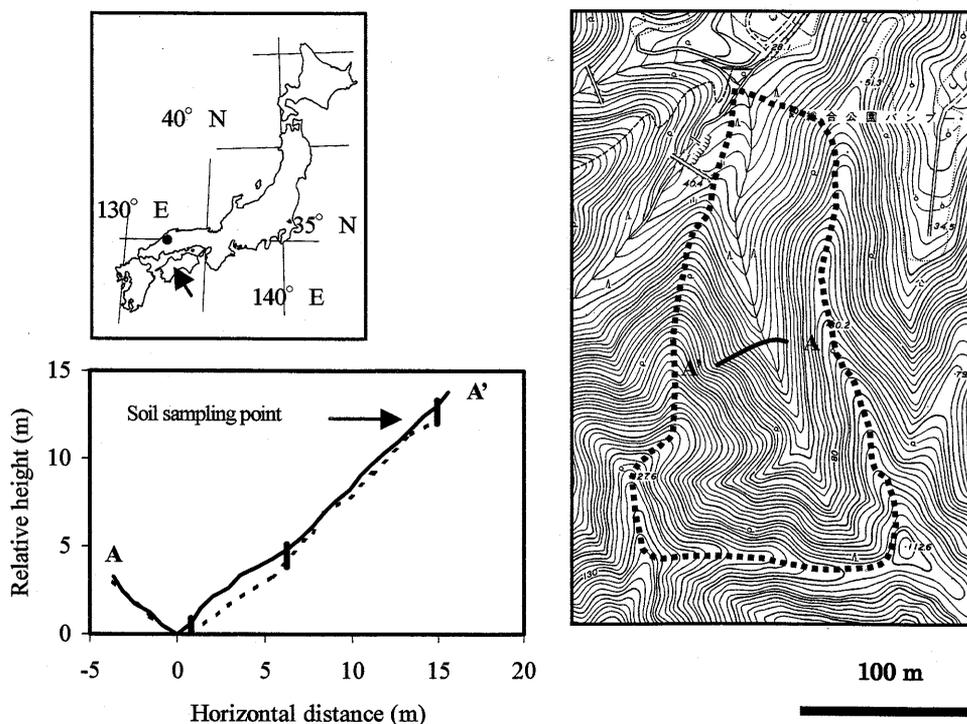


図-1 竹原試験斜面

竹原試験流域周辺は過去からの森林伐採や山火事によって土壌劣化した地域であり、受触土と呼ばれる酸性化した貧栄養土壌が分布する。試験斜面は、谷底近傍の斜面下部では土壌層が2 mに達するが、比高5 m地点で土壌層は1 m程度、それよりも上部では50 cm未満である。試験斜面では上部(谷底からの比高13 m)において土壌採取を行なった。土壌採取地点における土壌構造をみると、表層のA₀層の発達が悪く、ほとんどみられない。A層の層厚は2~3 cm程度で、以下BC層およびC層であり、深度50 cmからは基盤となる。

2. 2. 方法

竹原試験斜面において、斜面上の谷底からの比高13 m地点において深度0, 10, 50 cmの土壌を定期的に採取した。深度0 mの試料については1 m²ほどの範囲において3地点から採取して混合した。

土壌試料は実験室に持ち帰り、含水比、土壌pH、水溶性塩基、交換性塩基、陽イオン交換容量(CEC)の測定を行なった。含水比は、現場で100 ccの採土円筒を用いて採取した土壌試料を、比重を計測した後、炉乾燥機(ISUZU, Model2-2000)により約110 °Cでおよそ24時間乾燥させ、含水比および含水率を測定した。土壌pH(H₂O)および水溶性塩基は、土壌試料20 gに対して蒸留水100 ccの割合で加え、十分に振とうした後約1時間放置してからろ過を行ない、土壌pH(H₂O)および水溶性塩基成分を測定した。また、土壌pH(KCl)は、土壌試料20 gに対して1 molL⁻¹のKCl溶液100 ccを加え、十分に振とうした後約1時間放置してから土壌pH(KCl)を測定した。なお、土壌pH(H₂O)およびKCl)はガラス電極式pH計(TOA, HM-20P)により測定し、水溶性塩基はプラズマ発光分光分析装置(Perkin-Elmer, ICP-AES Optima-3000)によりNa⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺およびSiを定量した。交換性塩基および陽イオン交換容量(CEC)は吸引法(Peech法)により測定した。土壌試料20 gに対してpH7.0に調整した1 molL⁻¹の酢酸アンモニウム溶液100 mLを加え、十分に振とうした後一晩放置した。アスピレーターを用いて、試料を吸引ろ過し、さらに200 mLの酢酸アンモニウム溶液を用いて土壌試料を全て漏斗内に移した。ろ液は、プラズマ発光分光分析装置(Perkin-Elmer, ICP-AES Optima-3000)により塩基成分の測定を行ない、交換性Na⁺, K⁺, Ca²⁺およびMg²⁺を定量した。漏斗内の土壌試料は、引き続き、pH7.0に調整した95%メタノール溶液200 mLで土壌試料中の酢酸アンモニウムを洗浄し、連続して1 molL⁻¹のNaCl溶液450 mLを加え、Na⁺によりNH₄⁺の置換抽出を行なった。陽イオン交換容量は抽出したNaCl溶液中のNH₄⁺濃度をインドフェノール法により求めた。インドフェノール法は、アンモニア態窒素が次亜塩素酸塩の共存のもとでフェノールと反応して生じるインドフェノール青の吸光度を分光光度計により測定する方法である。手順は、100倍に希釈したNaCl抽出液を5 mL取り、フェノール・ニトロプルシッドナトリウム溶液を2 mL加え、続いて次亜塩素酸ナトリウム溶液を3 mL加えた。この混合溶液を室温で1時間程度放置し青色を発色させた後、分光光度計(HITACHI, 220型)により測定した。

3. 結果

3. 1. 水溶性塩基の変動

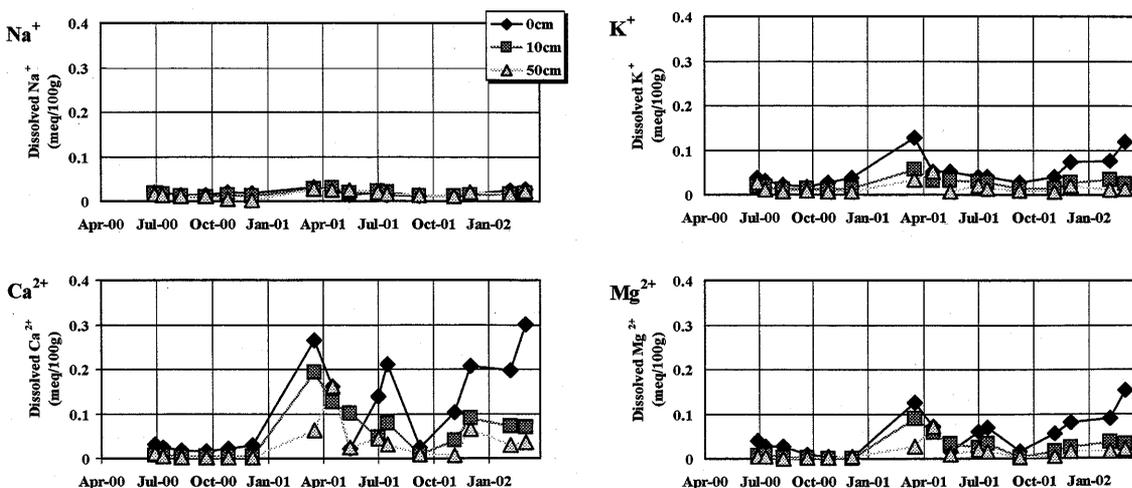


図-2 水溶性塩基の変動

試験斜面における土壌中の水溶性塩基の変動を図-2に示す。水溶性Ca²⁺は深度0 cmにおいて最大で0.302 meq100g⁻¹、最小で0.015 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.193 meq100g⁻¹、最小で0.005 meq100g⁻¹、深度50cmにおいて最大で0.162 meq100g⁻¹、最小で0.003 meq100g⁻¹を示した。1月から4月にかけてピークが現れ、その後10月にかけて減少、そして1月にかけて徐々に増加する変動傾向を示した。水溶性K⁺と水溶性Mg²⁺は同程度の存在量を示した。水溶性K⁺は、深度0 cmにおいて最大で0.127 meq100g⁻¹、最小で0.019 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.056 meq100g⁻¹、最小で0.012 meq100g⁻¹、深度50 cmにおいて最大で0.051 meq100g⁻¹、最小で0.007 meq100g⁻¹を示した。また、水溶性Mg²⁺は深度0 cmにおいて最大で0.152 meq100g⁻¹、最小で0.002 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.089 meq100g⁻¹、最小で0.001 meq100g⁻¹、深度50cmにおいて最大で0.071 meq100g⁻¹、最小で0.001 meq100g⁻¹を示した。水溶性Na⁺は主要塩基の中で最も少なく、深度0 cmにおいて最大で0.032 meq100g⁻¹、最小で0.010 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.030 meq100g⁻¹、最小で0.010 meq100g⁻¹、深度50 cmにおいて最大で0.027 meq100g⁻¹、最小で0.003 meq100g⁻¹を示した。

3. 2. 交換性塩基の変動

試験斜面における土壌中の交換性塩基の変動を図-3に示す。交換性塩基は土壌表層ほど多く、特に交換性Ca²⁺の含有量が多い。交換性Ca²⁺は深度0 cmにおいて最大で0.765 meq100g⁻¹、最小で0.053 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.407 meq100g⁻¹、最小で0.025 meq100g⁻¹、深度50 cmにおいて最大で0.427 meq100g⁻¹、最小で0.032 meq100g⁻¹を示した。10月から1月にかけてピークが現れ、その後10月にかけて減少、そして1月にかけて増加する変動傾向を示した。交換性K⁺と交換性Mg²⁺は同程度の存在量を示した。交換性K⁺は、深度0 cmにおいて最大で0.246 meq100g⁻¹、最小で0.042 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.235 meq100g⁻¹、最小で0.018 meq100g⁻¹、深度50 cmにおいて最大で0.323 meq100g⁻¹、最小で0.037 meq100g⁻¹を示した。また、交換性Mg²⁺は深度0 cmにおいて最大で0.227 meq100g⁻¹、最小で0.020 meq100g⁻¹、深度10 cmにおいて最大で0.130 meq100g⁻¹、最小で0.013 meq100g⁻¹、深度50 cmにおいて最大で0.127 meq100g⁻¹、最小で0.005 meq100g⁻¹を示した。交換性Na⁺は主要塩基の中で最も少なく、深度0 cmにおいて最大で0.026 meq100g⁻¹、最小で0.000 meq100g⁻¹ (検出限界以下)、深度10 cmにおいて最大で0.025 meq100g⁻¹、最小で0.000 meq100g⁻¹ (検出限界以下)、深度50 cmにおいて最大で0.037 meq100g⁻¹、最小で0.000 meq100g⁻¹ (検出限界以下)を示した。

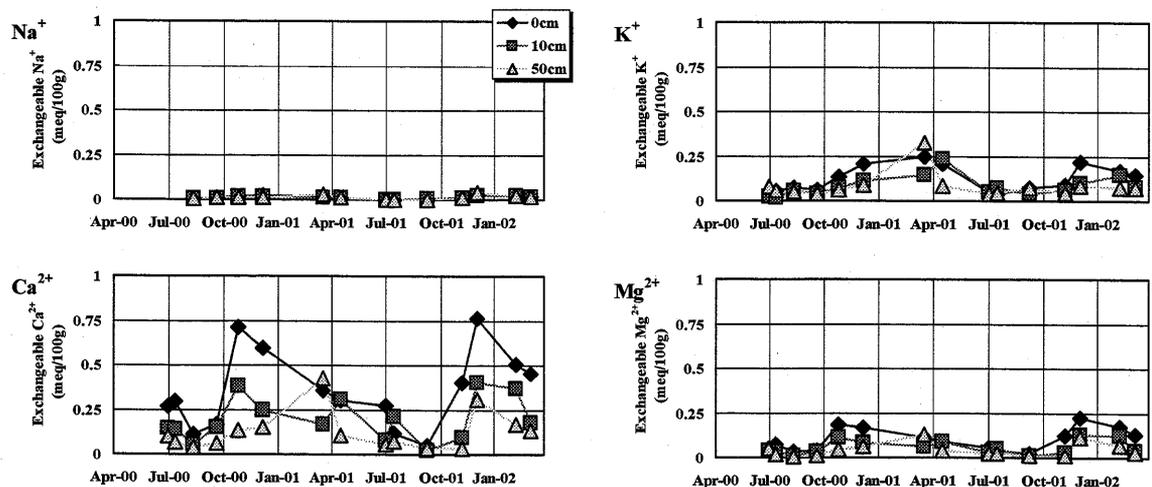


図-3 交換性塩基の変動

pH7.0でのCECの変動を図-4に示す。CECは表層ほど高いが、調査期間を通じてほぼ一定の値を示した。土壌pH(H₂OおよびKCl)の変動を図-5に示す。土壌pH(H₂O)は、深度0 cmにおいて最大で5.84、最小で3.81、深度10 cmにおいて最大で6.39、最小で3.90、深度50 cmにおいて最大で5.84、最小で4.51を示した。一方、土壌pH(KCl)は、深度0 cmにおいて最大で4.17、最小で3.52、深度10 cmにおいて

最大で4.29, 最小で3.67, 深度50 cmにおいて最大で4.23, 最小で3.76を示した。4月から7月にかけてpHが低下し, 10月から1月にかけて上昇する変動を示した。表層の深度0cmが最も低い値を示したが, 深度10 cmと深度50 cmでは変化はみられない。また, 土壌pH (KCl) で土壌pH (H₂O) と比較して変動が小さかった。

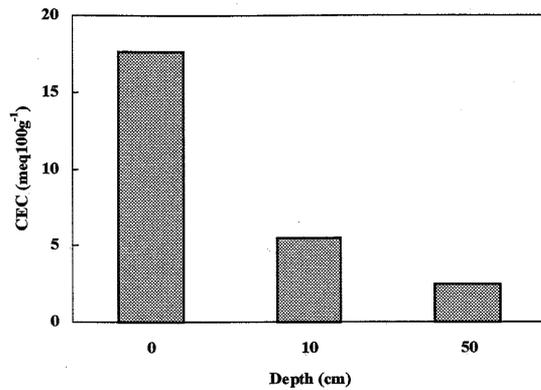


図-4 pH7.0でのCECの変動

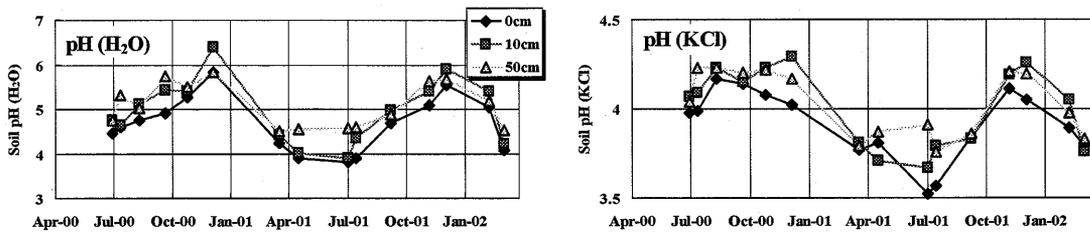


図-5 土壌pH (H₂OおよびKCl) の変動

4. 考察

4. 1. 吸着プールにおける交換性塩基の変動とその要因

吸着プール中の交換性塩基には, 7月から10月にかけて含有量が最低になり, 10月から1月にかけて急速に増加, その後, 4月まで高い含有量を保ち, 7月にかけて急激に減少する傾向がみられた (図-3)。この変動傾向は, 土壌pHの変動と同じ傾向にあり, 土壌pHが低下した時期と交換性塩基が減少した時期, 土壌pHが上昇した時期と交換性塩基が増加した時期がそれぞれほぼ一致していた。図-6に深度0 cm, 10 cmおよび50 cmにおける土壌pHと吸着プールの交換性塩基の関係を示す。土壌pHが高いほど吸着プールにおける交換性塩基は多く, この傾向は, 深度が浅いほど傾向が強く, 特にCa²⁺において明瞭である。土壌pHが低下する4月から7月の間は, 吸着プールの交換性塩基とH⁺がイオン交換作用で置換し, 交換性塩基を減少させていたと考えられる。通常, 土壌中におけるH⁺の起源は植物や微生物等の生物活動にあり, この時期に活動が活発であったことが示唆される。

竹原試験斜面において吸着プール中の交換性塩基量はCa²⁺およびMg²⁺が多く, Na⁺が最も少なかった。これは土壌の吸着特性である1価のイオンより2価のイオンを選択的に吸着させるイオン価効果 (和田, 1981) によるものと推測される。また, 土壌試料の交換性塩基 (吸着成分) の変動は, Ca²⁺およびMg²⁺で顕著にみられ表層ほど変化が大きかった。Ca²⁺の吸着量は, 観測期間中に0.3~1.5 meq・100g⁻¹を示し, 最大で5倍以上の変動がみられた。K⁺は変動が小さく, Na⁺についてはほとんど変動がみられなかった。これは, Ca²⁺が容易に吸着, 解離する結果であると考えられる。そのため, 斜面表層の交換性Ca²⁺は洪水流出時に表層を通る地下水によって溶脱され河道に流出し, 洪水時における河川水のCa²⁺比の増加に寄与していると考えられる。また, 土壌中の吸着量の変動には季節性がみられ, 夏季に最も吸着量が低下し秋季に回復する傾向を示した。吸着性塩基の生成量 (風化・分解) は夏季から秋季に多く, 消費量 (酸緩衝・流出) は梅雨季から夏季に多くなり, これらのバランスと吸着量の変動に調和的であったと考えられる。

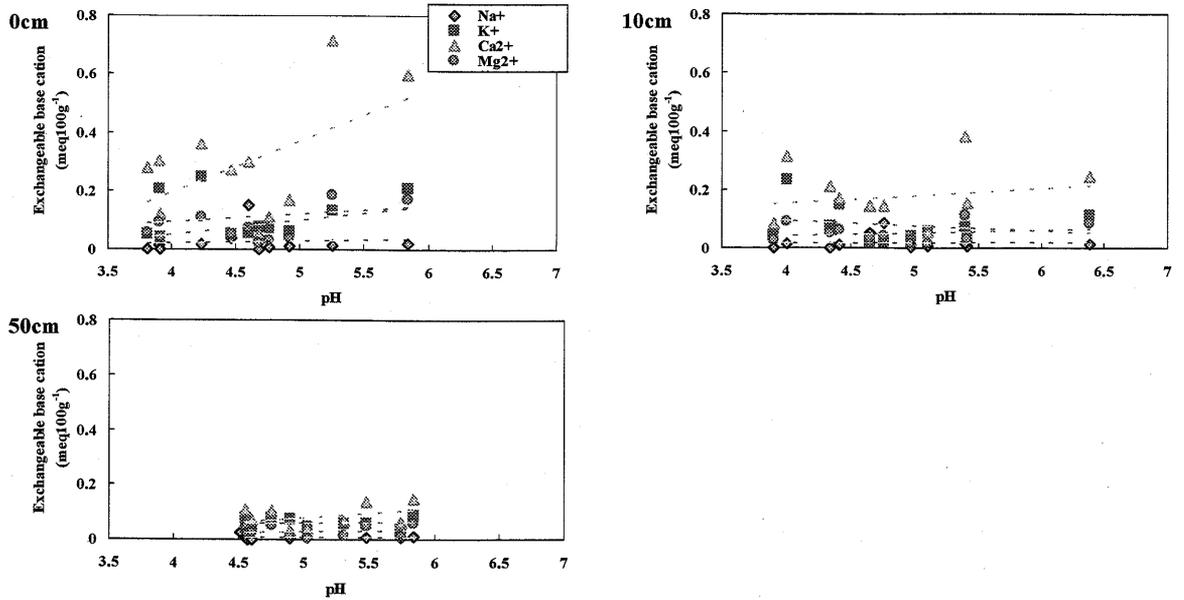


図-6 土壌 pH (KCl) と交換性塩基の関係

4. 2. 塩基の移動過程

吸着プールにおける交換性塩基のピークには、深度方向に時期的なずれがみられた。表層におけるピークは10月から12月の間に現れていたが、深度50cmにおけるピークは2001年には3月に表れた。これは、塩基が深層に移動する際の時間的なずれを表していると考えられる。つまり、およそ3ヶ月をかけて塩基が表層から50cmに移動したことになる。また、交換性塩基のピークに深度が深いほど小さくなる傾向がみられた。これは、CECの深度による変化と一致しているが、減少分については河川水への流出および植物による吸収が考えられる。

4. 3. 土壌中における塩基溶出速度

通常の状態では土壌中における塩基溶出速度を見積もる際には、吸着プールは平衡状態にあり、交換性塩基は変動しないものと扱われる。しかしながら、当地域のように吸着プールにおける交換性塩基が変動している場合は、変動分を考慮する必要がある。すなわち、吸着プールが減少する時期は、吸着プールから交換性塩基が解離し、土壌中の水溶性塩基は吸着プールから解離した塩基を含む。この場合、水溶性塩基は実際に溶出した塩基よりも多く過大評価となる。一方、吸着プールが増加する時期には、吸着プールに塩基が吸着し、土壌中の水溶性塩基が吸着プールに取り込まれる。その結果、土壌水中に存在する水溶性塩基は、実際に溶出した塩基よりも少ない状態にあり、過小評価される。つまり、吸着プールの変動がない場合、塩基溶出速度は(1)式によって求められる。

$$\text{Dissolution rate} = \text{diss. BC}_{\text{soil}} - \text{diss. BC}_{\text{TF}} \quad (1)$$

(1)式において、 $\text{diss. BC}_{\text{soil}}$ は土壌中の水溶性塩基 (i) の総量、 $\text{diss. BC}_{\text{TF}}$ は林内雨による塩基 i のインプット量である。一方、吸着プールが変動する場合、塩基溶出速度は(2)式のように吸着プールにおける変動を考慮する必要がある。

$$\text{Dissolution rate} = \text{diss. BC}_{\text{soil}} - \text{diss. BC}_{\text{TF}} + \Delta \text{exch. BC}_{\text{pool}} \quad (2)$$

(2)式において $\Delta \text{exch. BC}_{\text{pool}}$ は、土壌中の吸着プールにおける交換性塩基 (i) の変動量である。

竹原試験斜面の土壌中における吸着プールの変動を考慮しない場合の塩基溶出速度の変化を図-7に、吸着プールの変動を考慮した場合の塩基溶出速度の変化を図-8にそれぞれ示す。

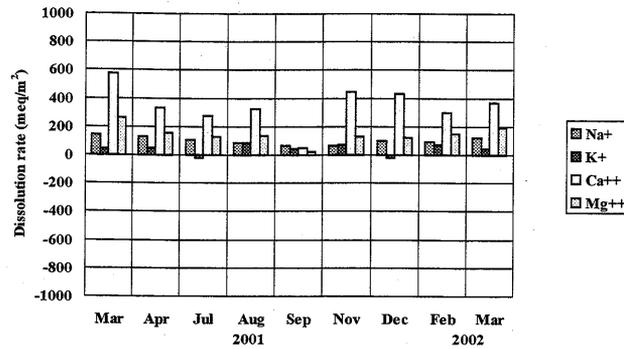


図-7 土壌中における塩基溶出量（塩基プールにおける変化を考慮しない場合）

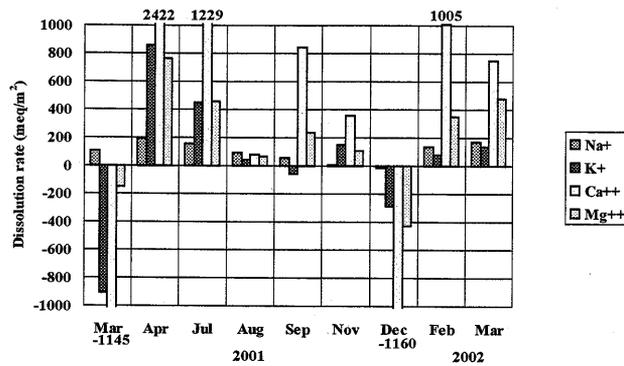


図-8 土壌中における塩基溶出量（塩基プールにおける変化を考慮した場合）

土壌中における塩基溶出速度を交換性塩基の変動を考慮せず、水溶性塩基をもとに求めた場合は、 Na^+ で3月から7月に、他の主要塩基では3月、4月で高い値がみられたが、他の時期はほぼ一定であった。吸着プールの変動を考慮した場合、12月に吸着傾向にあり、4月から7月にかけて集中的に溶出する傾向にあった。特に交換性塩基に変動が大きく現れる時期において、両者の結果が大きく異なり、短期的には交換性塩基を考慮した場合で1オーダー高く見積もられる場合もあった。また、年間あたりの土壌中の塩基溶出速度は、吸着プールの変動を考慮せずに水溶性塩基から求めた年間の溶出速度は、 Na^+ は $906 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 K^+ は $363 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 Ca^{2+} は $3108 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 Mg^{2+} は $1301 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ であった。一方、吸着プールの交換性塩基の変動を考慮した場合、年間の溶出量は、 Na^+ は $907 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 K^+ は $473 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 Ca^{2+} は $4384 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 Mg^{2+} は $1879 \text{ meq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ であり、吸着プールの変動を考慮しない場合と比較して K^+ で1.3倍、 Ca^{2+} および Mg^{2+} で1.4倍程度高く見積もられた。

このように、土壌中の塩基溶出速度を求める際、塩基吸着プールにおける交換性塩基の変動量を考慮しない場合で溶出量が低く見積もられた。計算値は交換性塩基の変動が大きい時期ほど塩基収支の誤差が大きく、変動の小さい時期やまた変動の小さい

Na^+ や K^+ では誤差が小さく見積もられた。 Ca^{2+} や Mg^{2+} は土壌中において溶出して一時的に水溶態で存在しているも、吸着プールに吸着されるため、ある時点で水溶性塩基として存在している Ca^{2+} 、 Mg^{2+} を考慮するだけでは、溶出した塩基の総量を評価するには十分ではない。吸着プールにおける交換性 Ca^{2+} および Mg^{2+} が増加傾向にある時期には、土壌中の Ca^{2+} および Mg^{2+} が吸着プールへ取り込まれているため、その時点での水溶性 Ca^{2+} および Mg^{2+} は実際に溶出した塩基よりも少なくなっている。逆に、交換性塩基が減少傾向にある時期には、水溶性塩基として存在している塩基には、吸着プールから溶出した塩基が含まれてくるため、実際に溶出した塩基よりも多く存在することになる。従って、土壌中における Ca^{2+} および Mg^{2+} の溶出量を求める際には、交換性塩基の変動を考慮する必要がある。また、 Na^+ に関しては、本試験斜面においては、吸着プールへの Na^+ の吸着量と変動量が他の塩基と比較して著しく低かったため、変動量を考慮しても、考慮しない場合と比較してほとんど差が生じていなかった。

以上の結果から、土壌中における塩基の溶出速度を議論する際には、土壌の吸着プールにおける交換性塩基の組成と変動傾向を明らかにした上で、特に変動が大きい塩基に関しては、その変動量を加味した溶出速度の算出が必要である。本試験斜面においては、塩基の吸着プールの変動を考慮することにより土壌からの塩基流出を1オーダー以上高い精度で見積もることができることが明らかになった。

5. まとめ

竹原試験斜面において表層から深度50cmまで10cmおきに土壌を採取し、土壌中の交換性塩基の変動および水溶性成分の変動をとらえた。土壌試料の交換性塩基(吸着成分)の変動は、 Ca^{2+} および Mg^{2+} で顕著にみられ表層ほど変化が大きかった。 Ca^{2+} で吸着量は $0.3\sim 1.5\text{meq}100\text{g}^{-1}$ と最大で5倍以上の変動がみられた。 K^{+} は変動が小さく、 Na^{+} についてはほとんど変動がみられなかった。これは Ca^{2+} が容易に吸着・解離する結果であると考えられる。斜面表層の吸着性 Ca^{2+} は洪水流出時に表層を通る地下水によって溶脱され湧水まで流出し、洪水時における河川水の Ca^{2+} 比の増加に寄与していると考えられる。特に、土壌中の吸着量の変動には季節性がみられ、夏季に最も吸着量が低下し秋季に回復する傾向を示した。吸着性塩基の生成量(風化・分解)は夏季から秋季に多く、消費量(酸緩衝・流出)は梅雨季から夏季に多くなり、これらのバランスと吸着量の変動に調和的であった。

また、土壌中の塩基プールの存在が塩基流出の定量化において重要であることを検証するために、水溶性成分と塩基プールの変動を考慮した場合と水溶性成分の変動のみから見積もった場合とで、塩基収支を行った。その結果、考慮しない場合で年間の総溶出量が実際の3分の2程度に見積もられた。値は変動が大きい時期ほど塩基収支の誤差が大きく、変動の小さい時期やまた変動の小さい Na^{+} や K^{+} では誤差が小さく見積もられた。極めて酸性化している流域においては、塩基の吸着プールの変動を考慮することにより土壌からの塩基流出を短期的には1オーダー以上高い精度で見積もることができるようになった。

引用文献

- Billet, M. F. and Cresser, M. S. (1992) Predicting stream-water quality using catchment and soil chemical characteristics: *Environmental Pollution*, **77**, 263-269.
- Burt, T. P. (1986) Runoff processes and solutional denudation rates on humid temperate hillslopes: in Trudgill, S. T. (ed.), *Solute Processes*, John Wiley & Sons, Chichester, 195-250.
- Chappell, N. and Ternan, L. (1992) Flow path dimensionally and hydrological modeling: *Hydrological Processes*, **6**, 327-345.
- Hill, A. R. (1990) Groundwater concentrations in the riparian zone of a forested headwater stream: *Hydrological Processes*, **4**, 121-130.
- Langan, S. J., Reynolds, B. and Bain, D. C. (1996) The calculation of base cation release from mineral weathering in soil from Paleozoic greywackes and shales in upland UK: *Geoderma*, **69**, 275-285.
- Mulder, J., Pijpers, M. and Christophersen, N. (1991) Water flow paths and the spatial distribution of soils and exchangeable cations in an acid rain-impact and a pristine catchment in Norway: *Water Resources Research*, **27**, 2919-2928.
- Park, S. J. and Burt, T. P. (1999) Identification of throughflow using the distribution of secondary iron oxides in soils: *Geoderma*, **93**, 61-84.
- Sverdrup, H. and Warfvinge, P. (1988) Weathering of primary silicate minerals in the natural soil environment in relation to a chemical weathering model: *Water, Air and Soil Pollution*, **38**, 387-408.
- Trudgill, S. T., Ball, J. and Rawlins, B. (1996) Modelling the solute uptake components of hillslope hydrochemistry: Are flow times and path lengths important during mineral dissolution: in Anderson, M. G. and Brooks, S. M. (eds), *Volume 1, Advances in Hillslope Processes*, John Wiley & Sons, Chichester, 295-324.
- 和田光史 (1981) 「土壌の吸着現象」: 博友社, 160p.
- White, A. F. and Brantley, S. R. (1995) Chemical weathering rates of silicate minerals: an overview: *Reviews in Mineralogy*, **31**, 1-22.

⑩ 瀬戸内流域における水質形成に及ぼす降水量の影響

小野寺真一・加藤成子

1. はじめに

先進国では、面及び点源の汚染物質の進入により水質汚染が進行し、一方、酸性雨にともない水域の酸性化が進行し、さらには栄養塩の負荷量が増加することにより閉鎖性水域では富栄養化が進行するなど、水資源を取り巻く様々な課題が出現している (Burt et al., 1993)。特に、酸性雨にともなう酸性化及び重金属の流入 (Moldan and Cerny, 1994) などは、大気からのインプットの影響であり、森林水源地においても問題視されている。広島県や岡山県では、近年、pH が 4.6 から 4.8 の雨が降っており、大気に関しても二酸化窒素や浮遊粒子状物質 (SPM) の濃度が、国の環境基準を上回る汚染状況である (環境省, 2001)。そのため、今後水資源の評価を行う際には、量的な評価にとどまらず、質的な評価も必要となる。しかし、量的な評価については従来から多くの研究があるが、質的な評価については水質形成過程の複雑さ (小野寺, 1999) とともに人為的影響の多様性 (小野寺ら, 2002) のために、十分に検討されてきたとはいえない。すなわち、将来にわたり水資源を持続的に利用していくためには、各立地環境で異なる水質形成機構を明らかにした上で、現状及び将来の水資源の質的な評価を行うことが必要である。

例えば、地質の違いは地下の透水ゾーンの透水性やその深度を大きく変化させ (恩田ら, 1996)、結果として水質形成過程は異なるものと推定される。また、White (1995) はモデルによる風化速度 (水質形成) の推定を行い、その結果、降水量の増加にともなう風化速度 (溶出量) が増大することを報告している。しかし、実際には極端に降水量が多いと、地表流や地下水流出などの水文過程が変化して、侵食過程が活発に起こり、土壌が薄くなり、土壌 - 水の接触時間は小さくなる。また、地下を通過する水の量自体も、降水量の増加にともなう地表流が増大するため、降水量に比べると増加の割合は大きくないものと予想される。そのため、実際の源流域における物質流出量が、White (1995) の予測どおりになることは容易に想像できない。以上のように、小流域における水質形成に及ぼす降水量の効果を議論していくためには、モデルによる予測実験や実験室における詳細な実験的研究だけでなく、流域における降水量の短期的及び長期的変動の影響や、降水量の異なる流域での比較研究を行っていくことが必要である。すなわち、前者の視点から理論的な試行錯誤を積み重ねながらより理想的な物質移動モデルを思考し、後者の視点から様々なプロセスの相乗効果を確認し、理論にフィードバックしていくような総合的な研究が必要である。

本論では、多様な立地環境からなりかつ多様な人為的インパクトを受けてきた瀬戸内流域において、流域の水質形成機構を明らかにすることを目的とした。特に、源流域における水質形成に及ぼす降水量、地質の影響について確認することに焦点を絞り、今回は、想定される現象をいくつか仮定し、それらを実際のいくつかのデータで検証を試みることにする。

2. 作業仮説

源流域における水質形成に及ぼす降水量、地質の影響について焦点を絞り、以下のような仮説を想定し、現地調査によって検証していく。

1) まず、降水量が多い年や年降水量の多い地域には、大規模な降水量のイベントがみられるとともに、その頻度も多い (小野寺・成岡, 2002)。一般に、イベント降水量の増加にともなう、斜面中には飽和帯が拡大し地下水面勾配が増加するとともに、経路が浅く滞留時間の短い地中水が溪流へ寄与するようになる (恩田ら, 1996)。すなわち、降水量の多い地域では流出経路がより浅く、滞留時間も短く考えられる。

2) 結果的に、降水量の多い地域では土壌表層の化学過程 (生物化学過程) の影響を受け、降水量の少ない地域では深層の化学過程 (地球化学過程) の影響を受けると考えられる (図 1)。ただし、いわゆる従来扱われてきた貫入抵抗値に基づく明瞭な基盤は、最近の多くの研究 (恩田ら, 1996; 小野寺ら, 1998) によれば、多くの割れ目を有し、水文学的な基盤と定義できず、割れ目中を十分な量の水が移動している

ものと捉える。すなわち、深層とは概ね基盤岩石との接触を意味する。

3)前者では、滞留時間が短いため溶存濃度も低く、酸中和過程を十分に経ないことが予想されより酸性で、表層土壌中に交換性塩基として存在している Ca の比率が高くなるなどが予想される。一方、後者は逆の傾向を示すものと思われる。

4)地質の異なる流域で比較した場合、表層における生物化学過程の影響のばらつきよりも、深層の地球化学過程（鉱物による溶出速度）の影響が大きく現れることが予想される。そのため、降水量の少ない流域では、地質による水質の違いが明瞭に現れるものと考えられる。

以上の点に関して下記のいくつかの現地観測結果から検証を試みた。

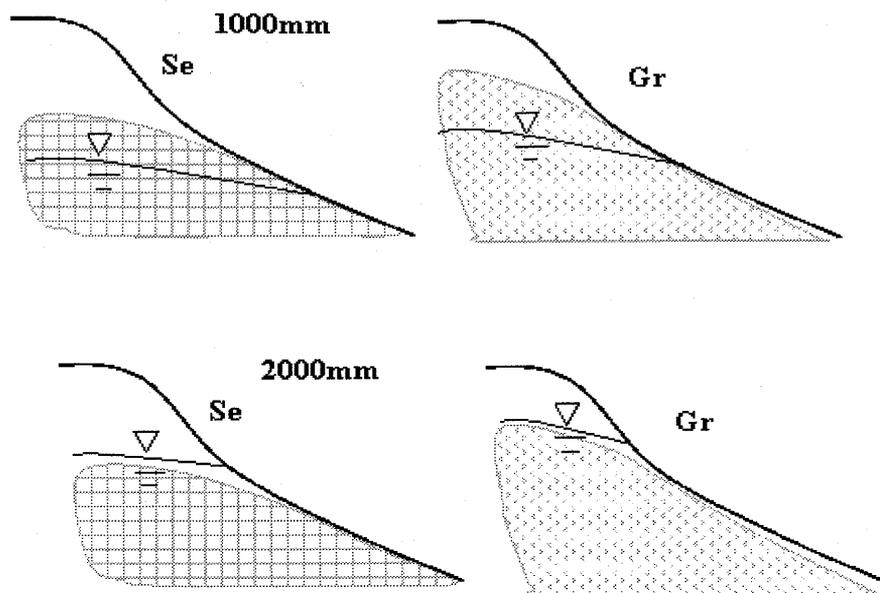


図1 異なる地質と降水量の源流域縦断面図における地下構造と地下水面の概念図。
各ハッチは水文学的基盤（割れ目等を経由する地下水）、白抜きは土層。
1000mm、2000mm は年降水量。Se；堆積岩流域、Gr；花崗岩類流域

3. 現地調査方法

源流域における水質形成過程の検討のために、岡山県山陽町周辺山地流域、及び広島県吉和村山地流域において調査を行った。それぞれの地域の年平均降水量は、岡山県山陽町で 1000mm、広島県吉和村で 2000mm である。各山地流域には、中生代以前の堆積岩類、花崗岩類、斑レイ岩類が分布しているため、各山地流域で地質毎に 3~5 地点、計 15 地点程度（岡山で 14 流域、広島で 19 流域）抽出し採水を行った。なお、採水地点の集水面積はほぼ 2ha 程度の源流域である。採水時には、流量の測定のほかに、電気伝導度、水温、pH を測定した。採水は、雨季（2001 年 6 月下旬）及び乾季（2001 年 8 月下旬）にそれぞれ 1 度行った。

採取した水試料は実験室に持ち帰り、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻濃度をイオンクロマトグラフィーで、Na⁺、Mg²⁺、K⁺、Ca²⁺、Fe²⁺、Al³⁺、Sr²⁺、SiO₂、Mn、Zn、Cu、Pb 濃度を ICP 発光分析装置で分析した。また、HCO₃⁻濃度については、5mmol 硫酸を用いて pH4.8 滴定により定量した。

4. 現地調査結果

4.1. 渓流水の pH 及び電気伝導度

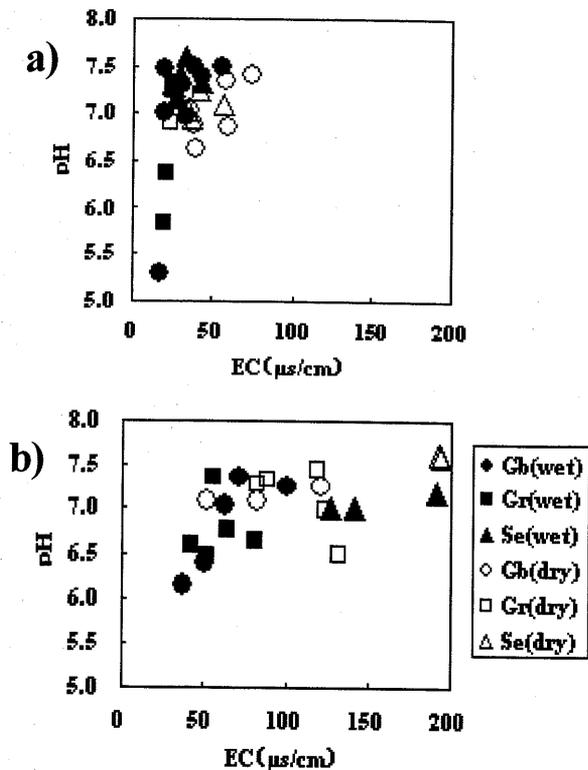


図2 a)広島県吉和流域(年降水量2000mm)とb)岡山県山陽町流域(年降水量1000mm)の源流域
 渓流水の電気伝導度(EC)とpHの関係。
 Gb;斑レイ岩地域、Gr;花崗岩類地域、Se;
 堆積岩類地域、wet;2001年6月下旬、dry;
 2001年8月下旬

図2に吉和流域と岡山流域における渓流水のpHと電気伝導度の関係を示す。吉和流域の電気伝導度は、斑レイ岩の湿潤期で20~56 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で34~74 $\mu\text{S/cm}$ 、花崗岩の湿潤期で21~24 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で23~57 $\mu\text{S/cm}$ 、堆積岩の湿潤期で26~43 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で35~58 $\mu\text{S/cm}$ である。岡山流域の電気伝導度は、斑レイ岩の湿潤期で60~100 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で80~122 $\mu\text{S/cm}$ 、花崗岩の湿潤期で42~81 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で82~132 $\mu\text{S/cm}$ 、堆積岩の湿潤期で128~192 $\mu\text{S/cm}$ 、乾燥期で193~194 $\mu\text{S/cm}$ である。降水量の少ない岡山流域では吉和流域よりも電気伝導度が高く、季節による違いや地質による違いが明瞭である。一方、降水量が多い吉和流域では、季節による違いや地質による違いが見られない。降水量の多い地域では降水量の少ない地域よりも渓流水の溶存物質濃度(電気伝導度)が低かった。これは、次のように降雨流出過程の違いによるものであると考えられる。降水量が少ない地域では地下水面が低く、湧水点に達するまでに時間がかかり、その間にゆっくりと流域の内部で化学風化が起こり溶存物質濃度は高くなる。一方、降水量の多い地域は、地下水面が高く湧水点が高い位置にある。そのため、滞留時間が短くなり、溶存物質濃度は低くなる。

次に、同じ流域の中で、降水量が多い時期と少ない時期の違いについて比較する。降水量が多い時期には降水量が少ない時期に比べ

て渓流水の溶存物質濃度が低い。しかし、吉和流域の降水量が少ない時期と岡山流域の降水量が多い時期を比較しても、明らかに岡山流域の溶存物質濃度が高い。これは、吉和流域と岡山流域とで年降水量に約1000mmも差があり、年間を通して地下水の滞留時間に歴然とした差があるためであると考えられる。

一方、pHの平均値は、吉和流域で7.04、岡山流域で7.09と、岡山流域で若干高いものの、どちらの流域においても平均的には酸は十分に緩衝されているといえる。ただし、岡山流域では6.5~7.5の範囲であったのに対して、吉和流域では、5.8~7.5とその変化幅はやや大きい。特に、花崗岩類の流域で変動が大きい。

4.2. 溶存CO₂濃度とpH

ここで、湿潤地域の森林流域におけるpHの形成過程は、一般に土壤中で供給されたCO₂の水への溶解と、その水と岩石との反応(化学風化)とで説明される(Ohte et al., 1995)。そこで、図3に2地域でのpHと重炭酸濃度の関係を同様に示す。溶存CO₂濃度はHCO₃⁻濃度及びpHから算出できる(小野寺, 1999)ことから、このダイアグラム中において等溶存CO₂濃度(pCO₂)線も示すことができる。温帯湿潤地域の森林流域における土壤中のCO₂濃度は森林の樹齢や土壌の厚さに応じて変化するといわれている(Jury et al., 1991; 浜田ら, 1996)。日本のような環境下では、溶存CO₂濃度(pCO₂)は10⁻²⁰~10⁻²⁵ atm.程度となる。本溪流において、岡山流域ではpCO₂は10⁻²⁴⁰~10⁻²⁶⁶ atm.であり、一方、吉和流域ではpCO₂は10⁻²⁵⁸~10⁻³¹⁹ atm.となった。明らかに吉和流域で幅がある。すなわち、吉和流域でpHに差があったのはこのためであると考えられる。

一般に、大気の濃度レベルで平衡になった場合、pCO₂は約10⁻³⁴ atm.である。すなわち、地下から地表

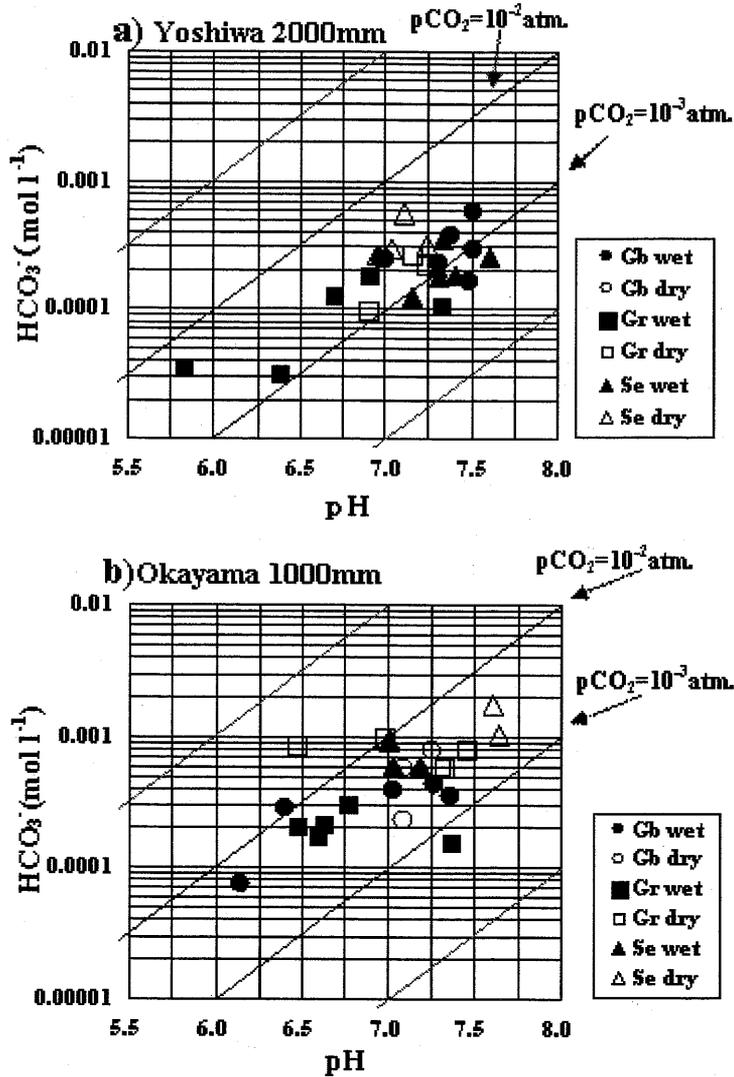
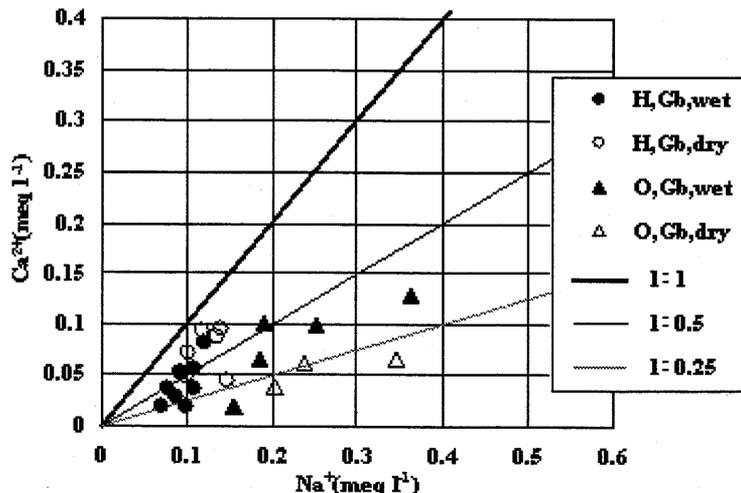


図3 a)広島県吉和流域(年降水量2000mm)とb)岡山県山陽町流域(年降水量1000mm)の源流域渓流水のpHと重炭酸濃度の関係。

Gb; 斑レイ岩地域、Gr; 花崗岩類地域、Se; 堆積岩類地域、wet; 2001年6月下旬、dry; 2001年8月下旬



へ湧出した後、溪流を流下する過程で徐々にCO₂は脱気していくため、大気濃度のレベルへ溶存濃度は低下していく。したがって、採水地点がかなり湧水に近いと、pCO₂は高い値を示し、湧水からの流下距離が長ければ、より大気濃度のレベルへ近づくことになる。本結果をもとに整理すれば、降水量の多い吉和流域では、2haという集水域を持つ溪流での採水地点は、湧水点からかなり流下した地点となっていることが推察される。特に、花崗岩類の流域では雨季に顕著に湧水点が高昇することが明らかになった。

降水量の少ない岡山流域では、溶存物質濃度は堆積岩で最も高く、花崗岩、斑レイ岩の順となった。また、渓流水のpHは堆積岩で高く、斑レイ岩、花崗岩の順となった。岡山流域では、どの地質の渓流水もpCO₂が一定なので、地質による渓流水のpHの違いは、岩石の風化速度、または流域の滞留時間の違いによって生じるHCO₃⁻濃度の違いによるものと考えられる。しかし、高屋ら(1996)の実験によれば、岩石の溶出速度は斑レイ岩、堆積岩(泥岩)、花崗岩の順に低下することから、ここでは、流域の滞留時間の違いによる影響が大きいものと考えられる。

一方、降水量の多い吉和流域では、渓流水の溶存物質濃度の差はわずかで、斑レイ岩、堆積岩、花崗岩の順となった。また、地質によるpHの違いは顕著ではなかったが、花崗岩類では他に比べて雨季に低下した。これは、前述したように、雨季に湧水点の高度が高昇するためであるとされる。吉和流域では、降水量が多いため地下水の滞留時間が短く、化学風化によって岩石を溶出する前

図4 Na⁺濃度とCa²⁺濃度の関係
H; 広島県吉和流域
O; 岡山県山陽町流域
Gb; 斑レイ岩地域

に渓流水として流下するため、溶存成分濃度も差がなく、pHにも差がみられなかったものと考えられる。

4.3. 陽イオン組成の変化

図4に、広島県及び岡山県の斑レイ岩流域における Na^+ 濃度と Ca^{2+} 濃度の関係を示す。全体的に濃度は岡山の流域の方が高濃度であり、ばらつきが大きい。これは、電気伝導度のところで記述してきたとおりである。ただし、岡山の流域で雨季と乾季における濃度差は、Caでは認められるものの、Naではあまり差が認められない。すなわち、雨季には、Caの比率が高くなる傾向を示す。また、広島県の流域の方がよりCaの比率が高い傾向を持つ。表層土壌中で一般にCaが吸着されている(安道ら, 2001; 小野寺ら, 2002; Naruoka et al., 2002)ため、湿潤季及び降水量の多い地域ではそれらを溶出しているため、相対的にCaの比率が増すものと考えられる。これは、Naruoka et al. (2002)による試験流域での観測結果でも、降雨イベント時にCaの比率が増すことが確認されていることと、同様のプロセスであると考えられる。ここでは示していないが、花崗岩流域や堆積岩流域でも同様の傾向が認められた。広島県の場合は、雨季と乾季の違いは明瞭ではない。

5. 考察

以上の結果を整理して、図1に示した作業仮説を検証する。降水量が多い年や年降水量の多い地域には大規模なイベント降水量のイベントがみられる(小野寺・成岡, 2002)ことから、降水量の多い地域では流出経路がより浅く、滞留時間も短くなるという点については、電気伝導度や重炭酸濃度によって、降水量の多い広島県の流域で滞留時間が短いことや、岡山県の流域では雨季に滞留時間が短いことが確認された。さらに、降水量の多い地域では土壌表層の化学過程(生物化学過程)の影響を受けるという点については、Caの濃度比が高い点や、特に花崗岩流域で酸性である点などから示唆された。また、降水量の少ない地域では深層岩盤の化学過程(地球化学過程)の影響を受けるという点については、溶存濃度や重炭酸濃度が高く、Naの比率が高い点からも示唆される。特に、深層の影響をより受けた結果、地質による溶存成分濃度の違いが明瞭に現れた。以上の結果は、源流域の水質形成において、流域が受け取る降水量に応じて、降水が基盤内の割れ目を経由するのか土層中を経由して流出するのかという水の流出経路が最も重要であることを意味する。すなわち、年間の水質形成を評価していく上では、地質や降水量という立地条件は本質的ではなく、今後、降水量と流出経路の関係をより明確にすることによって質的な評価を確立していくことができるものと考えられる。

さらに、以上の結果と従来の研究を踏まえて現状の水資源を再評価すると以下ようになる。すなわち、従来、降水量の多い地域ほど風化速度が大きく、結果的には酸緩衝能も大きいと考えられていた。しかし、降水量の増加は、流出経路を酸緩衝能の低い表層へとシフトさせ、結果として酸性化しやすくなると考えられる。また、酸緩衝能の大きい斑レイ岩のような塩基性岩の流域においても降水量の増加は酸性化を引き起こしやすいと考えられる。ただし、吉和流域では、酸性雨が確認されなかったことから、酸性化の傾向は顕著には認められなかった。一方、降水量の少ない流域では、相対的に酸性化は起きにくいと考えられるが、地質が酸性岩である花崗岩類では酸性化の可能性はあるだろう。さらに、降水量の多い時期(梅雨期)などに、一時的に酸性化の傾向を示すものと考えられる。これらについても、その定量化が必要であろう。

6. まとめ

本研究では、水資源の質的な評価を行うために多様な立地環境からなる流域における水質形成機構を明らかにすることを目的とし、特に、水質形成に及ぼす降水量及び地質の影響を明らかにした。その概要は以下のとおりである。

降水量の多い地域では、流出経路がより浅く滞留時間も短くなるため、土壌表層の生物化学過程の影響を受け、降水量の少ない地域では深層岩盤の地球化学過程の影響を受けることが明らかになった。そのため、前者では流域の地質によって溶存濃度の差はなく、また全体に濃度自体も低くかつより酸性で、塩基性岩の流域でも酸性化しやすい傾向を示すと考えられた。一方、降水量の少ない地域では、濃度自体が高

く地質による濃度の差も大きく、相対的に酸性化は起きにくいものの、酸性岩では酸性化の可能性が示唆された。

今後は、以上の明らかになった水質形成過程を組み合わせることで流域の水資源を評価していくことが必要である。

謝辞

本研究の遂行にあたり、研究室の学生である成岡朋弘君、西宗直之君にはご協力いただいた。また、広島大学風化研究会の福岡正人教授をはじめとするメンバーには御議論いただいた。以上記して感謝の意を表します。

参考文献

- 安道幸仁・小野寺真一・成岡朋弘・松本栄次 (2000) : 亜高山帯山地流域における表層土壌の酸緩衝能-斜面スケール及び山地スケールでの変動. 日本林学会誌, 82 : 227-233.
- Burt, T.P., Heathwaite, A.L. and Trudgill, S.T. (1993) *Nitrate: Processes, Patterns and Management*, John Wiley & Sons, Chichester, 444pp.
- 浜田美鈴・大手信人・小橋澄治 (1996) 森林流域における土壌 CO₂ ガス濃度の鉛直分布、日本林学会誌, 78, 376-383.
- 環境省 (2001) 「平成 13 年度版環境白書」, 財務省印刷局
- Jury, W.A., Gardner, W.R. and Gardner, W.H. (1991) *Soil Physics* (Fifth Edition) , John Wiley & Sons, Inc., 208-210.
- Moldan, B. and Cerny, J. (1994) : *Biogeochemistry in Small Catchments*. John Wiley & Sons, Chichester .
- Naruoka, T., Onodera, S., Fujisaki, C., Birmano, M.D., Takeda, K. and Kaihotsu, I. (2002) Evaluation of cation exchange processes in acid soil slope for solute transport modeling in unsaturated zone, *Acta Univ. Carolinae, Geologica*, 46, 439-441.
- Ohte, N., Tokuchi, N. and Suzuki, M. (1995) Biogeochemical influences on the determination of water chemistry in a temperate forest basin: Factors determining the pH value, *Water Resour. Res.*, 31, 2823-2834.
- 小野寺真一・宮岡邦任・廣瀬 孝・野田岳史・成岡朋弘・井岡聖一郎・小野孝也 (1998) 関東山地小流域の地下構造と水理特性の推定, 筑波大学水理実験センター報告, 23, 11-16.
- 小野寺真一 (1999) 多摩川最上流域における水質形成に及ぼす立地環境の影響の解明, とうきゅう環境浄化財団報告書, 204, 136p.
- 小野寺真一・成岡朋弘 (2002) 広島県瀬戸内海沿岸域の降雨特性-降雨時間帯、季節性、降雨強度-, 広島大学総合科学部紀要IV, 28, 61-68.
- 小野寺真一・藤崎知恵子・成岡朋弘・M.D.Birmano (2002) 瀬戸内土壌劣化流域における降水から湧水への金属成分の変化. 陸水学雑誌, 63, 21-30.
- 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴 (1996) 「水文地形学」, 古今書院, 267p.
- 高屋康彦・八田珠郎・松倉公憲 (1996) 堆積岩類および火成岩類の溶解特性に及ぼす岩石物性の影響、地形、17、193-202.
- White, A.F. (1995) 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 Vol.31, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 407-461.

① 流域の自然酸性化—瀬戸内森林流域における pH の変動過程

加藤成子・小野寺真一・成岡朋弘

1. はじめに

瀬戸内海では、富栄養化が深刻な環境問題のひとつである。広島県や岡山県では近年、pH が 4.6 から 4.8 の雨が降っており、大気に関しても環境基準を上回る汚染状況である（環境省，2001）。日本では今のところ酸性雨による被害は顕在化していない（森川ほか，1993）が、今後の酸性化による変化を予測していくため、さらには水道水源の保全という点から見ても、山地流域河川の水質形成機構について明らかにすることは大変重要である。山地流域河川の溶存負荷量に関しては、降水量が多いと渓流水の溶存負荷量が増加すること（White and Blum, 1995；浅野ら，2000）、標高の上昇に伴い負荷量が低下すること（小野寺，1999）などが報告されている。

また、温帯森林流域における飽和帯の地下水、湧水、渓流水の pH 形成については、溶存二酸化炭素分圧（ $p\text{CO}_2$ ）に強く影響されていること（大手，1995）や、渓流水の pH は土壤厚によって決定されること（浅野ら，1999）が報告されている。瀬戸内花崗岩山地流域では、小野寺ら（2001）によるトレーサーを用いた降雨流出経路に関する研究により、比較的滞留時間の短い経路の流出成分の増加に伴い、pH が低下することが報告されている。さらに、山地流域の各水文過程にともない、酸中和過程があることが明らかにされている（浅野ら，2000）。特に、池田・宮永（1992）や、大手・徳地（1997）が、土壤浸透過程における化学風化に伴う塩基の生成による酸中和について指摘している。しかし、その影響は、植生、土壤、地質などによってさまざまに変化する（小野寺，1999）ため、その多様性について明確にする必要がある。

特に、広島県宮島のような天然林の残されている流域を含めた瀬戸内海沿岸の山地流域では、小野寺ら（2001）によれば、いずれも土壤 pH が低く、酸性土壤の特性を示していることが明らかにされている。特に、宮島は 1996 年ユネスコの世界文化遺産として登録され、宮島町の約 14% が遺産指定区域となっている。そのなかには、天然記念物である弥山原始林も含まれており、瀬戸内海沿岸では数少ない貴重な森林流域を有している。こうした流域を保護保全していくためには、森林流域における酸性雨の影響を明らかにすると同時に、それに伴う海洋への負荷量の変化を予測していくことが必要である。すなわち、瀬戸内海沿岸域という流域環境における pH 生成機構ならびに流出負荷機構の解明が必要といえる。

本論では、山地小流域における河川水の pH の変動機構を解明することを目的とし、特に降雨流出過程や季節による溶存物質濃度の変化に注目して議論を行う。

2. 研究地域および方法

研究地域は、広島県佐伯郡宮島町である。宮島町は広島市の南西部に位置し、広島湾に浮かぶ面積 30.22 km^2 、周囲約 30 km の島である。標高は 0～530m で、年平均降水量は 1600～1800mm、年平均気温は 15～16℃である。地質は花崗岩で、天然記念物である弥山原始林が残っている。試験流域は、宮島町役場から約 500m のところで、もみじ谷の源流をなしている。流域面積は 2ha である。試験流域の尾根部の標高は約 200m である。宮島は町の約 14% が世界遺産区域に指定されており、この試験流域も遺産区域に含まれる。

試験流域には、谷底部にパーシャルフリューム堰を設置した。渓流水の水位・水温・電気伝導度を 10 分おきに自記記録し、渓流水の水位から流量を算出した。また、林外雨および林内雨の採水のために宮島町役場の屋上および流域内部の斜面中部（湧水から比高差が 10cm 程度の地点）に採水器を設置した。採水器には径 15cm の漏斗により 10～20L のポリタンクに導水し、漏斗下にピンポン玉で径を防ぐタイプのものを使用した。さらに、斜面中部には深度 10、30、50、100cm のライシメーターおよびサクシオンライシメーターを、斜面下部には深度 50cm のサクシオンライシメーターを設置した。水の回収および採水は月に 1 度行い、採水の際には、pH・電気伝導度・水温を測定し、実験室に持ち帰り化学分析に供した。2001 年 7 月 2 日には、斜面中部において土壤を採取した。土壤は域 20cm 毎に表層土壤（A 層）から C 層まで（0～120cm）を採取した。

また、2001年10月28日から10月31日までと2002年1月20日から1月23日までの2回の降雨イベント時には、オートサンプラーで渓流水を3時間毎に採水した。10月28日の宮島町の日雨量は91mm、1月20日の日雨量は12mmであった。

採水した試料水は、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度をイオンクロマトグラフィーで分析し、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Al^{3+} 、 Si^{2+} 、 SiO_2 、 Mn 、 Zn 、 Cu 、 Pb 濃度をICP発光分析装置で分析した。特に渓流水と地下水は、5mmol硫酸を用いてpH4.8滴定により HCO_3^- 濃度を定量した。土壌分析では、土壌試料20gに対し蒸留水100mlを加えて混合させろ過し、土壌水を抽出した。pHを測定後、他の試料水と同様に化学分析に供した。

3. 結果

3.1. 渓流水の溶存物質濃度の季節的な変化

図1に、2001年1月から2002年2月までの宮島町付近の降水量と試験流域の渓流水・林内雨のpHを示す。全般的に渓流水と林内雨のpHは同じような値で変動している。ただし、冬から春にかけて林内雨のpHが低い。特に4月の林内雨のpHは5.01で、渓流水のpHの6.39に比べると1.38も低い。渓流水のpHは、降水量が少ない時期に高く、降水量が多い時期には低く、明瞭な季節変化が現れている。その変動幅は5.21~6.97である。最も低いのは、6月の梅雨の時期であり、最も高いのは1月である。

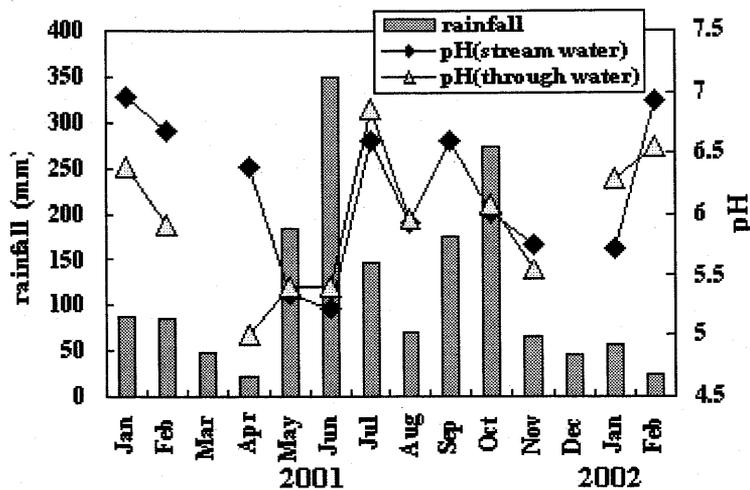


図1 林内雨及び渓流水のpHの変動及び月降水量

林内雨の溶存物質濃度変化は、渓流水にはほとんど含まれていない NO_3^- 濃度が最大 0.162meq l^{-1} と高く、 SO_4^{2-} 濃度も $0.071 \sim 0.265\text{meq l}^{-1}$ と高い。陽イオンでは K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度が高く、それぞれ $0.049 \sim 0.258\text{meq l}^{-1}$ 、 $0.014 \sim 0.244\text{meq l}^{-1}$ 、 $0.020 \sim 0.145\text{meq l}^{-1}$ 、 $0.041 \sim 0.267\text{meq l}^{-1}$ であり、冬から春にかけて高くその変動幅も大きい。

渓流水の溶存物質濃度の変化は、降水量の多少によって変動するものの、林内雨ほどの変動はない。陰イオンでは HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-}

濃度が高く、それぞれ $0.072 \sim 0.218\text{meq l}^{-1}$ 、 $0.084 \sim 0.257\text{meq l}^{-1}$ 、 $0.130 \sim 0.164\text{meq l}^{-1}$ である。陽イオンでは Na^+ 濃度が最も高く $0.222 \sim 0.318\text{meq l}^{-1}$ である。また SiO_2 濃度も $0.261 \sim 0.340\text{mmol l}^{-1}$ と高い。

3.2. 土壌抽出水と地下水の化学成分

試験流域の斜面中部における土壌抽出水の化学特性は、陰イオンでは、表層部の深度0cmから40cmにかけて NO_3^- 濃度が $0.570 \sim 0.056\text{meq l}^{-1}$ と高く、陽イオンでは、表層部の深度0cmから40cmにかけては Ca^{2+} 濃度が $0.189 \sim 0.011\text{meq l}^{-1}$ と高い。また、60cm以深の深層部では Na^+ 濃度が $0.026 \sim 0.039\text{meq l}^{-1}$ と高い。地下水の化学成分は Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 SiO_2 の濃度が高く、それぞれ 0.251meq l^{-1} 、 0.196meq l^{-1} 、 0.231meq l^{-1} 、 0.272mmol l^{-1} である。

3.3. 降雨イベント時の渓流水の流量変化、電気伝導度変化、pH、溶存物質濃度変化

1) 総降水量100mmの降雨イベント (2001年10月28日)

図2に2001年10月28日から10月30日までの降雨イベント時の時間雨量、ヒドログラフ、電気伝導度、pH、溶存化学成分濃度の変化をそれぞれ示す。10月28日から30日までの総雨量は100mmで、

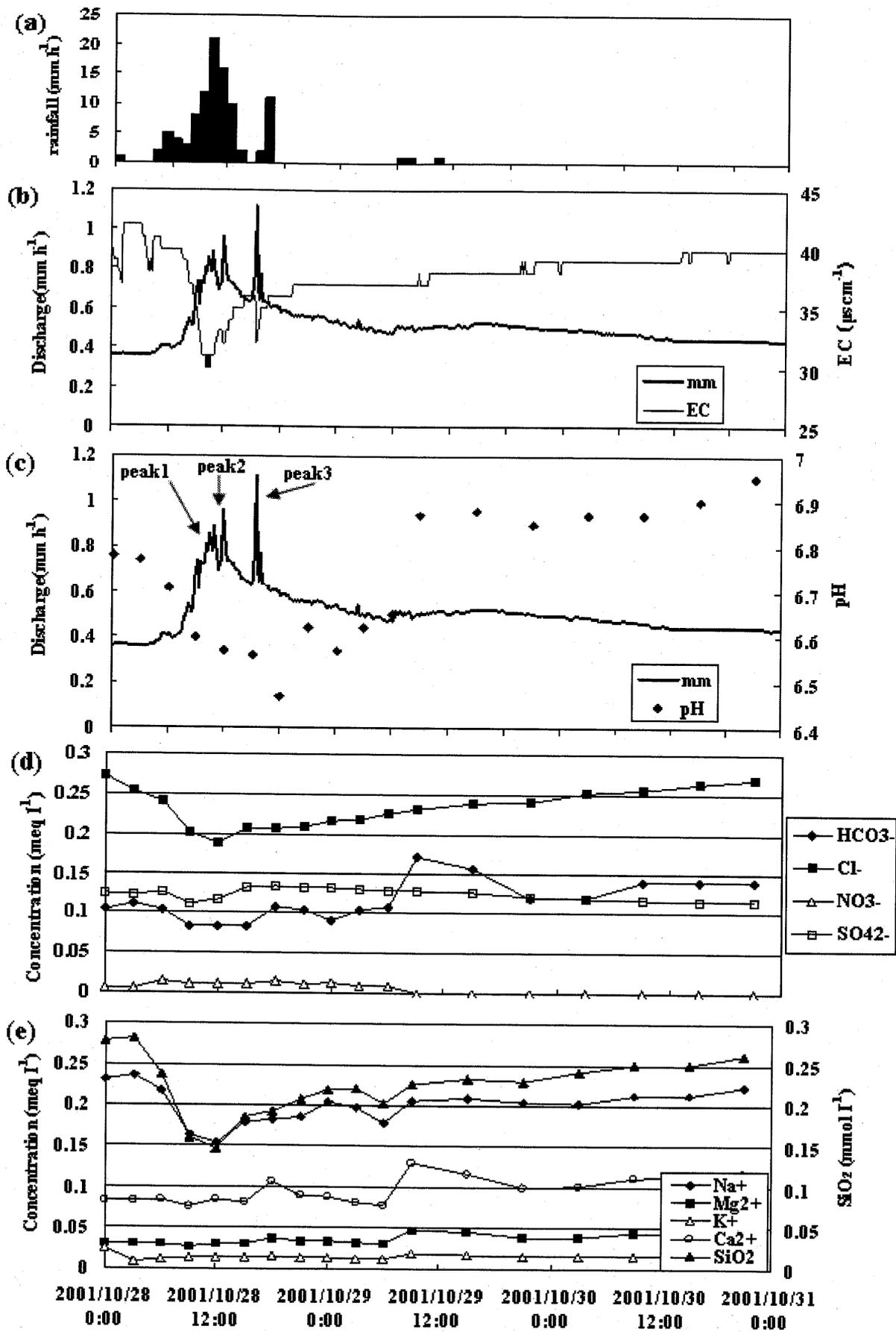


図2 降雨イベント時の流量及び渓流水質の変動。(2001年10月28日)

この期間の最大時間雨量は10月28日10時の21mmである。電気伝導度は流量の変化に伴って変動している。流量が上昇すると電気伝導度は低下しており、流量の最大のピークと一致して電気伝導度も最低値に達している。1番目の流量のピークと2番目のピークは10月28日の11時及び11時50分で、流量が 0.96mm h^{-1} 、電気伝導度は $30\ \mu\text{s/cm}$ である。3番目の流量のピークは10月28日15時20分で、流量が 1.12mm h^{-1} 、電気伝導度は $30\ \mu\text{s/cm}$ である。

一方、pHは流量が増加すると低下する傾向を示しているが、低下のピークは流量のピークから3時間後もしくは6時間後に現れている。電気伝導度と異なる変化を示している。最もpHが低下したのは10月28日の18時で6.47、次のピークは10月29日の0時で6.57である。また、イベント開始前の10月28日0時にはpHは6.78であるのに対し、イベントの終了後の10月30日21時にはpHは6.95と高い。

溶存物質の濃度変化は、電気伝導度の変化と同じように陰イオンの主成分である Cl^- 濃度や SO_4^{2-} 濃度は流量の上昇に伴い低下している。また最低濃度はそれぞれ 0.188meq l^{-1} と 0.111meq l^{-1} である。 Na^+ 濃度や SiO_2 濃度も同様の変化を示し、最低濃度はそれぞれ 0.154meq l^{-1} と 0.146mmol l^{-1} である。 HCO_3^- 濃度もはじめのうちは流量の低下に伴って濃度が低下しているが、10月29日の9時に急に濃度が上昇し 0.172meq l^{-1} となり、他の陰イオンと異なった挙動を示す。 HCO_3^- の濃度変化に伴い、陽イオンでは Ca^{2+} が10月29日9時に最大濃度の 0.129meq l^{-1} となり、その後低下している。一方、 NO_3^- 濃度の変化は他の陰イオンとは全く異なる。その他の陰イオン濃度は流量のピーク時である10月28日の12時には低下しているのに対し、 NO_3^- 濃度は10月28日0時から10月29日9時までには検出されたが、それ以外は検出されなかった。最大濃度は10月28日6時に見られ 0.0154meq l^{-1} である。

2) 総降水量23mmの降雨イベント (2002年1月20日)

2002年1月20日から1月22日までの降雨イベントの総雨量は23mmである。電気伝導度もpHも流量の増化に伴って低下しているものの、ほとんど変化はない。最も電気伝導度が低下したときは1月20日の18時で、流量は 0.33mm h^{-1} 、電気伝導度は $33\ \mu\text{s/cm}$ である。また、最もpHが低下したときは1月21日0時で、流量は 0.40mm h^{-1} 、pHは6.97である。溶存物質の濃度変化では、陰イオンでは無降雨時に検出されていない NO_3^- 濃度が最も変化し、1月20日18時と1月21日12時にピークを示し、 0.073meq l^{-1} と 0.083meq l^{-1} と上昇した。これは、電気伝導度の低下のピークと一致する。また、 SiO_2 濃度は1月21日0時から1月21日3時にかけて低下しており、値は $0.303\sim 0.309\text{mmol l}^{-1}$ である。これはpHの低下のピークと一致している。

4. 考察

4.1. 渓流水の季節変化

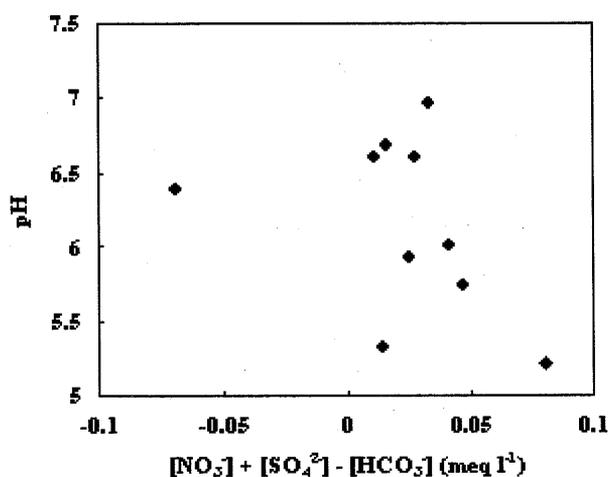


図3 渓流水の酸性イオン濃度とpHの関係

渓流水のpHは、図1より降水量の変化と対応した季節変化が確認された。降水量が多いときは渓流水のpHは下がり、降水量が少ない時期にはpHは上昇していた。これは一見して林内雨のpHと対応しているように見える。しかし、渓流水の溶存物質濃度と林内雨の溶存物質濃度を比較すると、林内雨では NO_3^- 濃度が最大 0.162meq l^{-1} と高く、 SO_4^{2-} 濃度が $0.071\sim 0.265\text{meq l}^{-1}$ であるのに対し、渓流水では NO_3^- 濃度は $0\sim 0.014\text{meq l}^{-1}$ とほとんど検出されなかった。

そこで、図3にx軸に NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度の和から HCO_3^- 濃度を引いた酸性イオン濃度値とy軸に基底流時の渓流水のpHとの関係を示す。ここで、 NO_3^- と SO_4^{2-} は強

酸起源の指標であり、 HCO_3^- は酸緩衝の指標である (van Breemen et al., 1984 ; 小野寺, 2000)。この図から、基底流時における渓流水の pH には林内雨のように強酸である NO_3^- や SO_4^{2-} が寄与していないことが確認できた。よって、図 1 でみられた林内雨と渓流水との相関は本質的なものではないことが明らかとなった。

Ohle et al. (1995) によれば、源流域の降水から地下水、湧水、渓流水への pH の変化は pCO_2 によって決まっていることが報告されている。そこで以下では pCO_2 との関係を確認する。土壤中で生物活動によって生成した CO_2 は、水に溶存し炭酸 (H_2CO_3) を形成し、pH が 5 から 8 の間ではおおむね HCO_3^- の形態が主となる。 CO_2 の水への溶解および HCO_3^- の形成についての化学反応式、及び化学平衡式を連立すると、以下のようになる。

$$\log \text{pCO}_2 = \log[\text{HCO}_3^-] - \text{pH} - (\log K_1 + \log K_2) \quad (1)$$

(1)式より pH と HCO_3^- 濃度から pCO_2 を求めることができる。 K_1 と K_2 は平衡定数で、 25°C のときそれぞれ $10^{-1.47}$ 、 $10^{-6.35}$ である。 5°C から 30°C のときの $(\log K_1 + \log K_2)$ は -7.71 から -7.86 とそれほど変化しないため、本論では、 25°C での平衡定数 ($\log K_1 + \log K_2 = -7.82$) を使用した。また、大気中の CO_2 濃度はほぼ 340ppm であり、大気と平衡状態にある場合は、 pCO_2 は約 $10^{-3.4}$ atm. である。図 4 に基底流時の渓流水の pH と pCO_2 の関係を示す。pH が高いときには pCO_2 は低く、pH が低いときには pCO_2 は高いという傾向が見られる。近似式は以下のようになる。

$$y = 4.0618x^{-0.0793} \quad R^2 = 0.961 \quad (2)$$

渓流水の pH は pCO_2 によって決定していると考えられる。しかし、浜田ら (1996) によれば、地下水または湧水での pCO_2 の季節変化は小さいことが報告されている。また、一般に pCO_2 は土壌層より地下水または湧水中で最も高い。そこで pH の傾向に関して次のように考えることができる。降水量が少ないときは地下水流出量が少いため CO_2 のフラックスが小さく、湧水点から溪流を流下する過程で CO_2 の大気への脱気が十分におこり、そのため pH が高くなると考えられる。一方、降水量が多いときには地下水流出量が多いため CO_2 のフラックスが大きく、溪流を流下する過程で十分に CO_2 が大気へ脱気することなく採水点に到達するため pH が低くなるのではないかと考えられる。よって降水量の多い時期と少ない時期とで、地下水流出量に差が生じ、 CO_2 フラックスが異なり、結果的に渓流水の pCO_2 に差を生じ、渓流水の pH の変化に繋がっていたためと考えられる。

4.2. 降雨イベント時の渓流水の pH 変動

降雨イベント時の渓流水の観測から、従来の研究 (平田・村岡, 1988 ; 勝山ら, 2000 ほか) と同様に雨が降って渓流水の流量が増加すると溶存物質濃度は下がり、流量と溶存物質濃度は反比例することが確認できた。また、溶存物質濃度の変動も、従来の研究と同様に化学物質によって異なっていた。特に、陰イオンでは、主成分である Cl^- や SO_4^{2-} が流量と反比例している

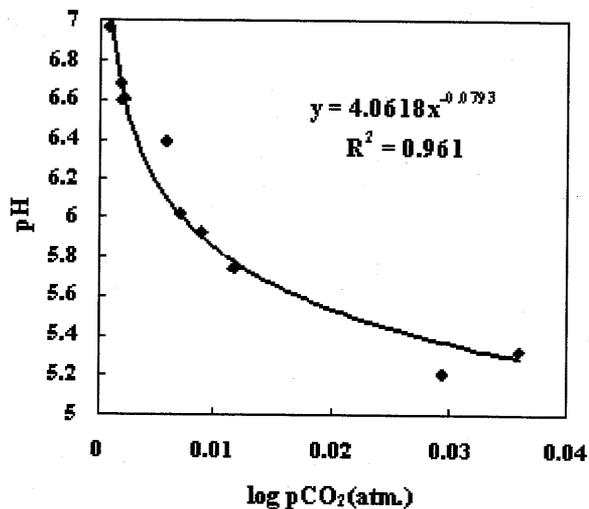


図 4 渓流水中の pCO_2 濃度と pH の関係

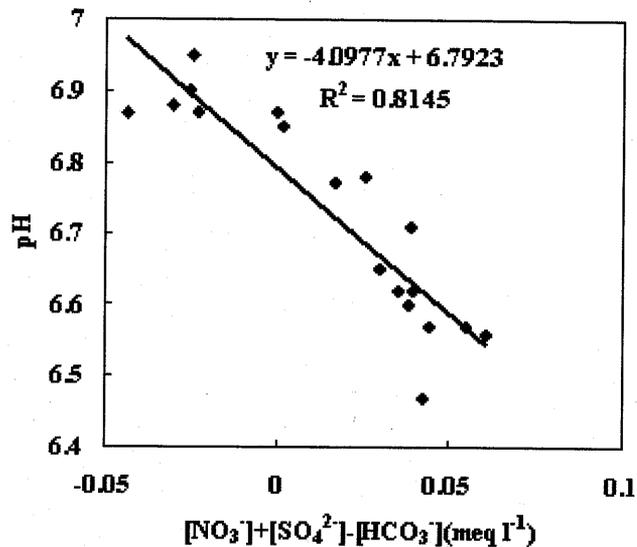


図 5 降雨時の渓流水中の酸性イオン濃度と pH の関係

電気伝導度に近いのに対し、 HCO_3^- や NO_3^- は異なった変動を示していた。

渓流水の pH は、降雨時流量が増加すると低下していた。しかし、その変動は流量や電気伝導度のピークに比べると遅れている。このことから、渓流水の pH の変動に直接寄与しているのは、 Cl^- や SO_4^{2-} だけではないと考えられる。 HCO_3^- に関しても、濃度が最も増加したときと pH 増加のピークは一致していない。pH が最も低下したとき、唯一増加しているのは NO_3^- であるため、pH の低下に寄与しているのは NO_3^- だと考えられる。図 5 に降雨イベント時の pH に寄与する物質として、x 軸に NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度の和から HCO_3^- 濃度を引いた酸性イオン濃度値と y 軸に降雨イベント時の渓流水の pH との関係を示す。ここで、 NO_3^- と SO_4^{2-} は強酸起源の指標であり、 HCO_3^- は酸緩衝の指標であるとみることができる (van Breemen et al., 1984 ; 小野寺, 2000)。近似式は以下のようになり、基底流時とは異なり相関がみられる。

$$y = -4.0977x + 6.7923 \quad R^2 = 0.8145 \quad (3)$$

pH の高い降雨イベント前や降雨イベント終了後には HCO_3^- 濃度が高く滞留時間が長く、酸が十分に緩衝された状態である。一方、pH の低い降雨イベントピーク時には NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度ほうが高く、 HCO_3^- 濃度が低く滞留時間が短いと考えられる。このことから、降雨イベント時には渓流水に雨が混じっており、渓流水の NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度が高くなり、それが渓流水の pH の変化に寄与しているといえる。一方で、基底流時に関係は認められなかった点については、降雨時のように表層経由の滞留時間の短い成分が流出することがないためである。すなわち、基底流時の渓流水の pH に対しては酸性物質の生成と緩衝より pCO_2 が支配的といえる。

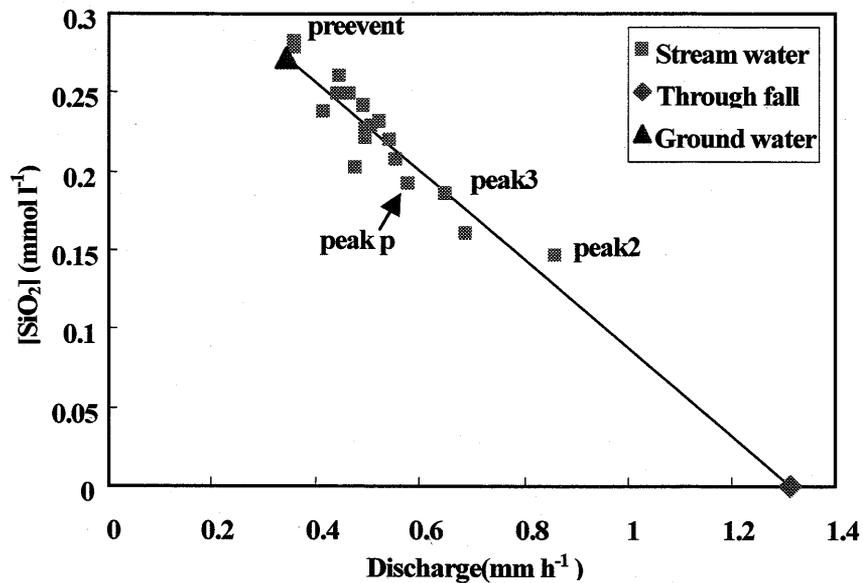


図 6 流量と SiO_2 濃度の関係

もっと詳細に降雨イベント時の流出経路について明らかにするために、洪水ハイドログラフの流出成分分離 (Sklush and Farvolden, 1979 ; 辻村・田中, 1996 など) を行う。ここで、図 2 中に示した、ピーク 2 (28 日 12 時)、ピーク 3 (28 日 15 時)、ピーク p (pH が最も低下した 28 日 18 時) に注目して行った。図 6 に、降雨イベント時の渓流水の流量と SiO_2 濃度の関係を示す。この図から、流量が増えると SiO_2 濃度は減少することがわかり、全プロットの近似式は以下のようになった。

$$y = -0.2817x + 0.3697 \quad R^2 = 0.8587 \quad (4)$$

この図から渓流水の起源を求めるために、地下水の SiO_2 濃度 $0.272 \text{ mmol l}^{-1}$ を y に代入し $x = 0.347$ を求めて図 6 にプロットした。また、林内雨には SiO_2 は含まれていないと仮定し、 $y = 0$ を (4) 式に代入し $x = 1.312$ を求めて同様にプロットした。図には、ピークとして定義した 3 つのプロットと降雨イベント開始前のプロットを表している。その結果、降雨イベントの開始前は、地下水に近い成分が流出していることが明らかであり、さらに、ピーク 3 及び p は林内雨が約 30%、ピーク 1 では約 50%も混合していることが読み取れる。以上のことから、降雨イベント時の渓流水は降雨混じりの表層経由の水で、流出経路と滞留時間の違いによって pH が変化することが明らかになった。

5. まとめ

宮島花崗岩山地流域における pH の季節変化および降雨時の変化は次のとおりである。

- 1) 基底流時には渓流水の pH が季節変化を示した。その変化は降水量の多少による $p\text{CO}_2$ フラックスの違いから生ずるものであることが確認された。
- 2) 基底流時の渓流水は年間を通じて地下水起源であり、湧水点はあまり変化していないことが推測された。
- 3) 降雨イベント時に渓流水の pH が低下した際 NO_3^- 濃度が上昇しており、 NO_3^- の寄与による pH の低下が示唆された。
- 4) 降雨イベント時の渓流水は、降雨混じりの表層経由の地中水成分から成り、流出経路と滞留時間の違いによって pH が変化することが明白になった。

今後は、地質の違いによる pH および溶存負荷量の変動機構をより明確にしていくために、各流域の岩石の溶出実験や土壌水を抽出して分析し議論していく必要がある。また、降雨イベント時の渓流水の起源をさらに明確にするために、より多くの降雨イベント時のデータを加えて議論していくことが課題である。

謝辞

本研究において、測器の設置に際して、宮島町役場および総務課小林氏、文化庁宮島教育委員会、広島県農業土木事務所、広島営林署に便宜を図っていただいた。また、広島大学生物圏科学研究科の竹田一彦博士に、化学分析に際してご指導していただき、広島大学総合科学部の開発一郎教授と筑波大学陸域環境センターの山中勤博士には、研究過程で有益な議論をしていただいた。広島大学生物圏科学研究科の藤崎知恵子氏、松田なな氏、西宗直之氏には、調査に際し協力していただいた。以上記して感謝するとともに、厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 浅野友子・大手信人・内田太郎・浜田美鈴・勝山正則 (1999) 森林の成立に伴う流域内酸中和機構の変化—植生と土壌厚が酸中和機構に与える影響—：日本林学会誌 81(3)、178—186.
- 浅野友子・大手信人・内田太郎・勝山正則 (2000) H^+ 収支を用いた森林植生が酸中和機構に与える影響の評価：日本林学会誌 80(1)、20—27.
- 浜田美鈴・大手信人・小橋澄治 (1996) 森林流域における土壌 CO_2 ガス濃度の鉛直分布：日本林学会誌 78、376—383.
- 平田健正・村岡浩爾 (1998) 森林域における物質循環特性と渓流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集 第 399 号/II-10 1998 年 11 月：131-140.
- 堀田庸・森川靖・埴田宏・松本陽介・松浦陽次郎・石塚和裕 (1993) 「森林衰退—酸性雨は問題になるか—」：林業科学技術振興会、4—27.
- 池田英史・宮永洋一 (1992) 流域内での酸性降下物中和機構に関する検討—山地流域を対象とした水文・水質調査：環境工学研究論文集 29、103—114.
- 環境省 (2001) 大気汚染状況について (平成 12 年度)：環境管理局、行政資料
- 勝山正則・大手信人・内田太郎・浅野友子・木本秋津 (2000) 降雨流出過程の相違が渓流水質形成に与える影響. 水文・水資源学会誌 13：227-239.
- 大手信人 (1995) 地中水の水質形成機構：「水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用」、古今書院、67—78.
- 大手信人・徳地直子 (1997) 森林流域における酸緩衝機構の空間的多様性—花崗岩小流域における緩衝過程の鉛直分布—：水文・水質学会誌 10、463—476.
- 小野寺真一 (1999) 多摩川最上流域における水質形成に及ぼす立地環境の影響の解明—環境変化に対する水源水質の予測モデル構築に向けて—：(財)とうきゅう環境浄化財団研究助成 No.204、52—64. ; 71—89.

- 小野寺真一・Birmano M.D.・成岡朋弘・藤崎知恵子 (2001) 宮島の土壌化学特性と物質循環—周辺の土壌劣化流域との比較—：日本研究「巖島」特集号、21—30.
- 小野寺真一・長濱則夫・藤崎知恵子 (2001) 瀬戸内花崗岩山地流域における降雨流出過程—電気探査及びトレーサー法による検討—：日本水文科学会誌 31(2)、73—82.
- Skulsh, M. G. and Farvolden, R. N. (1979) The role of groundwater in storm runoff : *Journal of Hydrology*43, 45—65.
- 辻村真貴・田中正 (1996) 環境同位体を用いた降雨流出の研究：「水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用」、古今書院、79—87.
- White, Art F. and Blum, Alex E. (1995) Effects of climate on chemical weathering in watersheds : *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.59. No.9, 1729—1747.

⑫ 山地小流域における降雨にともなう塩基流出機構の変化

成岡朋弘・小野寺真一

1. 研究の背景および目的

渓流水中の溶存物質の変動は、流域における地球化学過程や生物活動に起因する。ただし、これらは化学的な流出過程だけではなく、流域内部での水文過程によっても大きく左右される(例えば, Anderson *et al.*, 1997)。溶存物質濃度の変化と流出量との相関は従来から多数確認されている(例えば, Mulholland *et al.*, 1990)。一方で、小流域における降雨流出機構の解明のためにこの特徴が利用されてきた(例えば Jury *et al.*, 1991; Brammer and McDonnel, 1996)。すなわち、降雨によって平水時と異なる流出経路を経由する流出成分が生じ、これらは平水時の流出成分とは塩基の組成が異なり、流出成分の分離が明瞭に行なわれた。

以上のように、小流域スケールでの塩基流出という点では、最も水文過程が変動する降雨時の非常常現象(降雨流出)が重要となってくる。しかし、降雨時の流出経路の変化に伴う塩基流出機構の変化については詳細な研究がみられない。また、流域内部での塩基の起源についても明らかではない場合が多く、流出経路との関係は不明確な点が多い。

本章では、小流域における流出経路の違いによる塩基流出の変動を確認するため、降水、土壌水の塩基組成、土壌中のポテンシャル分布を明らかにし、降雨時と無降雨時における渓流水の塩基組成の比較を行なった。また、流域内部での塩基の溶出量を把握するため、物質収支により主要塩基の生産量を求めた。

2. 試験地および方法

2. 1. 試験流域

試験流域は広島県竹原市に位置する(図-1)。一帯は、1978年に山火事が発生し、当時の植生は焼失したが、現在では広葉樹およびアカマツを中心とする2次林で覆われ、下草としてシダ類がみられる。標高は30~130 m、平均傾斜は28.7°である。流域は北に面し、流域面積は1.55 haである。定常的な渓流水は標高60 m付近から湧出している。湧水点付近の谷底から尾根までの比高はおよそ40 mである。土壌層の層厚は谷底付近で1~2 m程度、それ以外の地点では50 cm以下となっている。表層のA₀層の発達が悪く、ほとんどみられない。A層の層厚は2~3 cm程度で、以下BC層およびC層であり、深度50 cm付近からは基盤となる。植物の根系は深度30 cm付近までに集中する。地質は中生代の広島型花崗岩であり、流域内に露出している基盤からはかなり風化が進んでいることがうかがえる。過去5年間の平均降水量は

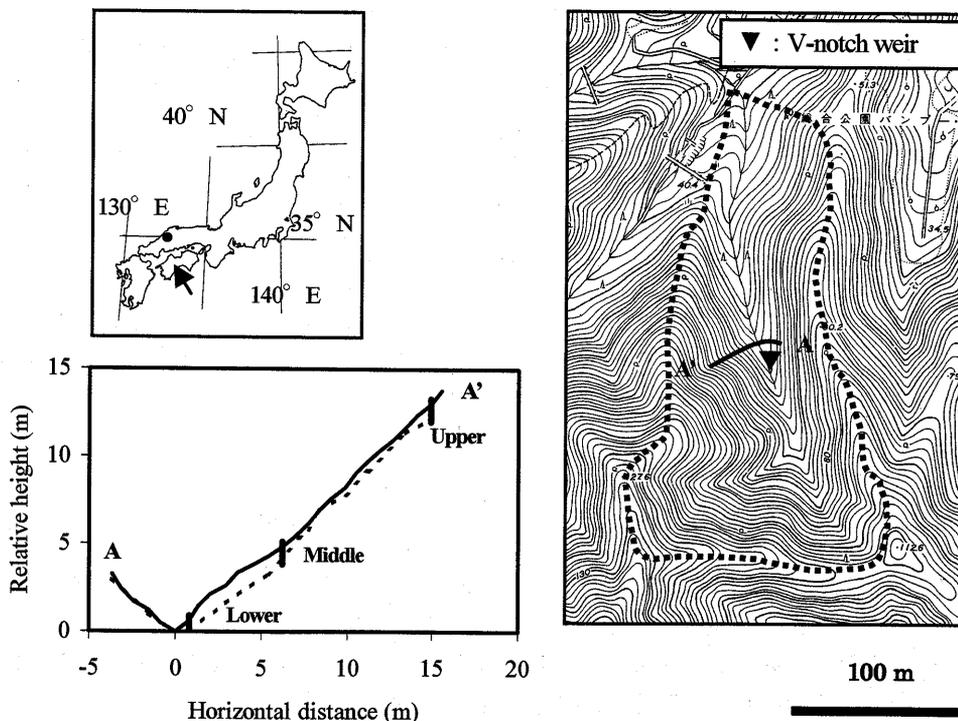


図-1 竹原試験流域

1140 mm, 平均気温は 14.6 °C である。

2. 2. 方法

試験流域では、渓流水が定常的に存在する標高 60 m 地点の谷底に、30 ° V-ノッチ堰を設置し、流出量の測定および渓流水の採水を行なった。流出量の測定は、水位センサーを堰に設置し、データロガー (Cambell, CR-10) により自記した。渓流水の採水は採水装置 (ISCO, 3700 Standard Sampler) を設置し自動採水した。林外雨および林内雨は、30 cm 径のロートを取り付けたポリ塩化ビニル製のタンクを用いた採取装置により採取した。また、流域左岸側の斜面には、下部、谷底からの比高 5 m 地点の中部、および谷底からの比高 13 m 地点の上部の 3 地点にサクシオンライシメーターおよびテンシオメーターを設置し、土壌水の採取および圧力水頭の測定を行なった。サクシオンライシメーターは前出と設置方法、装置形態および採取法が同じである。テンシオメーターは、内径 13 mm の塩化ビニル製パイプの先端にポラスカップを取り付け、反対側に吸引圧測定ゲージと水をプールするタンクを取り付けたものである。設置した深度は、下部が 10 cm と 50 cm, 中部と上部が 10, 50, 100 cm である。

採取した渓流水, 土壌水, および林内雨の試料は、現場で水温, 電気伝導度, pH を測定し, 実験室において, Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} および SiO_2 濃度をプラズマ発光分光分析装置 (Perkin-Elmer, ICP-AES Optima-3000) によって, Cl^- 濃度をイオンクロマトグラフィー (島津製作所, LC-VP) によって定量分析を行なった。分析に際しては, 0.2 μm のメンブランフィルターを用いて水試料をろ過してから分析に供した。また, HCO_3^- 濃度は MR・BCG 混合試薬により pH4.8 アルカリ度として 0.02 N の硫酸で滴定した。林外雨, 林内雨, 渓流水および土壌水の採水は 2000 年 6 月から 2002 年 3 月まで 1 ヶ月に 1 度行なった。

3. 結果

3. 1. 降水, 土壌水および湧水の化学性

表-1 に林外雨および林内雨の溶存物質濃度を示す。2000 年 6 月から 2001 年 6 月までの 1 年間の林外雨量は 1533 mm, 林内雨量は 1046 mm であった。その期間における林外雨の主要塩基の平均濃度は, Na^+ が 0.022 meqL⁻¹, K^+ が 0.013 meqL⁻¹, Ca^{2+} が 0.043 meqL⁻¹, Mg^{2+} が 0.011 meqL⁻¹ であり, 流域へのインプット量は, それぞれ, 5.4 kgha⁻¹year⁻¹, 4.9 kgha⁻¹year⁻¹, 6.6 kgha⁻¹year⁻¹, 1.1 kgha⁻¹year⁻¹ であった。また, Si の平均濃度は 0.002 mmolL⁻¹ であり, 流域へのインプット量は 0.8 kgha⁻¹year⁻¹ であった。一方, 林内雨の主要塩基の平均濃度は, Na^+ が 0.009 meqL⁻¹, K^+ が 0.275 meqL⁻¹, Ca^{2+} が 0.064 meqL⁻¹, Mg^{2+} が 0.029 meqL⁻¹ であり, 流域へのインプット量は, それぞれ, 7.3 kgha⁻¹year⁻¹, 66.4 kgha⁻¹year⁻¹, 13.2 kgha⁻¹year⁻¹, 4.5 kgha⁻¹year⁻¹ であった。また, Si の平均濃度は 0.007 mmolL⁻¹ であり, 流域へのインプット量は 1.8 kgha⁻¹year⁻¹ であった。

表-1 林外雨および林内雨の溶存物質濃度

	precipitation (mm)	Na^+ mean concentration	K^+	Ca^{2+} (meqL ⁻¹)	Mg^{2+}	Si
		bulk input		(kgha ⁻¹ year ⁻¹)		
Rain fall	1533	0.022	0.013	0.043	0.011	0.002
		5.4	4.9	6.6	1.1	0.8
Through fall	1046	0.009	0.275	0.064	0.029	0.007
		7.3	66.4	13.2	4.5	1.8

斜面下部および上部における土壌水の溶存物質濃度を図-2 に示す。土壌水の溶存物質濃度は、斜面の下部と上部で大きく異なる傾向がみられた。斜面上部では、深度 10, 50 および 100 cm の Na^+ および Ca^{2+} の濃度が、それぞれ、0.10 meqL⁻¹, 0.15 meqL⁻¹, 0.23 meqL⁻¹ および 0.34 meqL⁻¹, 0.18 meqL⁻¹, 0.10 meqL⁻¹ を示した。 Na^+ は土壌層の表層で濃度が低く、深度とともに濃度が上昇し、一方、 Ca^{2+} は表層で濃度が高く深層で低くなる傾向がみられた。 K^+ および Mg^{2+} は、それぞれ、0.063 meqL⁻¹, 0.030 meqL⁻¹, 0.027 meqL⁻¹ お

よび 0.133 meqL^{-1} , 0.108 meqL^{-1} , 0.069 meqL^{-1} を示し, 表層から深層にむけて濃度が若干低下する傾向を示した. Si 濃度は, 表層から 0.297 mmolL^{-1} , 0.271 mmolL^{-1} , 0.288 mmolL^{-1} を示し, ほぼ一定であった.

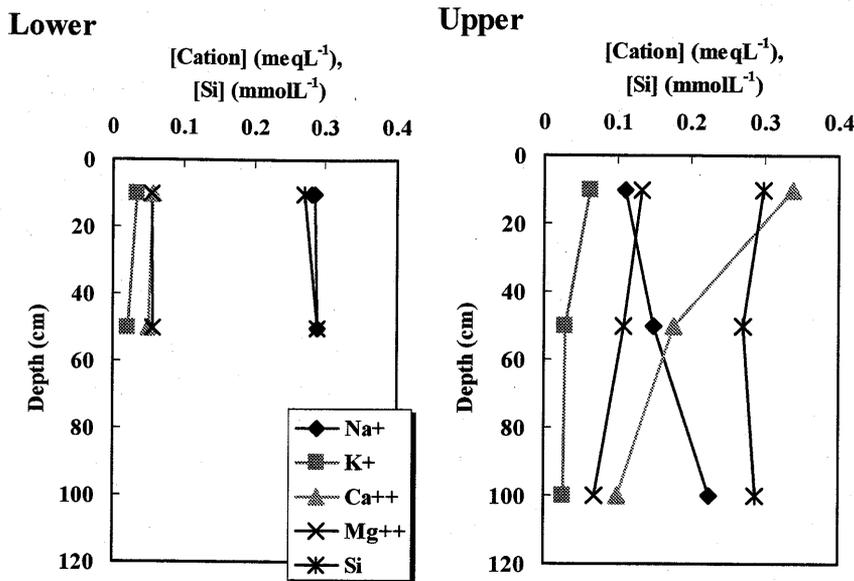


図-2 斜面下部および上部における土壌水の溶存物質濃度

一方, 斜面下部では, 深度 10 cm および 50 cm の Na^+ の濃度が 0.284 meqL^{-1} および 0.289 meqL^{-1} を示したが, 他の主要塩基では, K^+ が 0.035 meqL^{-1} および 0.022 meqL^{-1} , Ca^{2+} が 0.056 meqL^{-1} および 0.050 meqL^{-1} , Mg^{2+} が 0.054 meqL^{-1} および 0.057 meqL^{-1} を示した. Na^+ は他の主要塩基よりも著しく濃度が高い傾向がみられ, 深度変化による主要塩基の濃度変化はみられなかった. Si 濃度は, 表層から 0.269 mmolL^{-1} , 0.289 mmolL^{-1} を示し, ほぼ一定であった.

渓流水の溶存物質濃度を表-2 に示す. 渓流水の主要塩基の平均濃度は Na^+ が 0.336 meqL^{-1} , K^+ が 0.076 meqL^{-1} , Ca^{2+} が 0.025 meqL^{-1} , Mg^{2+} が 0.065 meqL^{-1} であり, 流域からのアウトプット量は, それぞれ, $28.5 \text{ kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$, $3.7 \text{ kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$, $5.0 \text{ kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$, $3.7 \text{ kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$ であった. また, Si の平均濃度は 0.330 mmolL^{-1} であり, 流域からのアウトプット量は $34.5 \text{ kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$ であった.

表-2 渓流水の溶存物質濃度

		Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Si
mean concentration	(meqL^{-1})	0.336	0.076	0.025	0.065	0.330
bulk output	($\text{kgha}^{-1}\text{year}^{-1}$)	28.5	3.7	5.0	3.7	34.5

3. 2. 降雨流出過程

図-3 および図-4 に降雨時と無降雨時における土壌中の圧力水頭および水理水頭の分布を示した. 無降雨時には, 斜面中部および上部において土壌表層から深層を経由する水移動経路が確認された. 一方, 降雨時には土壌表層では斜面に沿った流出経路が確認された. また, 斜面下部の谷底付近では調査期間中を通じて飽和帯が確認された. 降雨時には飽和帯は斜面中部深層に拡大した.

4. 考察

4. 1. 渓流水の溶存成分に及ぼす流出経路の影響

降雨時と無降雨時における河川水の溶存物質組成の変化を明らかにするために、図-5 に基底流出時（無降雨時）および洪水流出時（降雨時）における河川水の流量および pH と Na^+/K^+ 、 $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ および $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ （いずれも化学当量比）の関係を示す。基底流出時と洪水流出時で渓流水の pH はともに 5~7 の範囲でばらつき、降雨の有無による pH の変化はみられなかった。

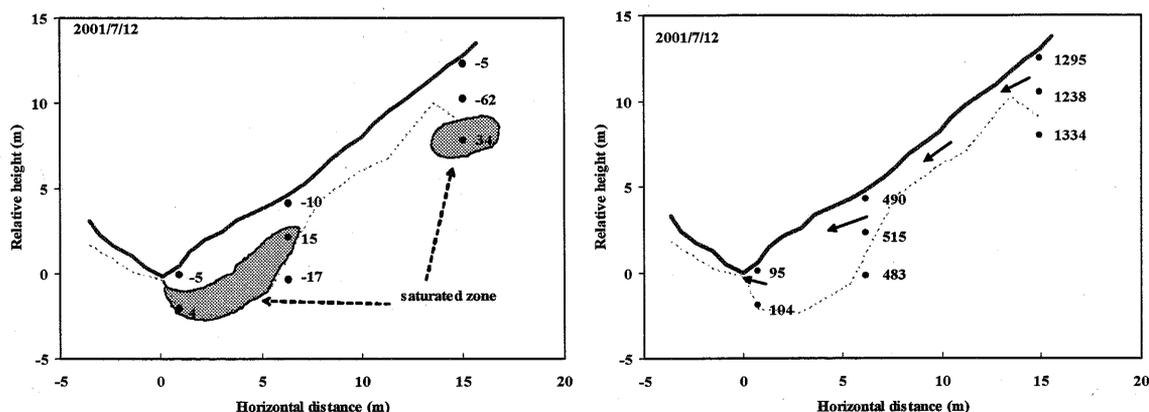


図-3 降雨時における土壤中の圧力水頭および水理水頭の分布

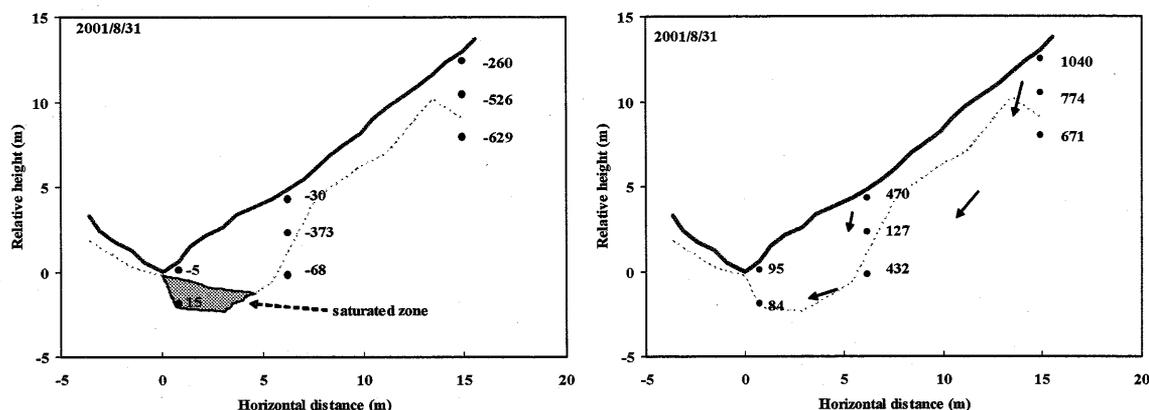


図-4 無降雨時における土壤中の圧力水頭および水理水頭の分布

一方、 Na^+/K^+ は、基底流出時に 11.4~17.9、洪水流出時に 7.2~14.9、 $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ は、基底流出時に 4.7~6.4、洪水流出時に 3.2~4.8、 $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ は、基底流出時に 3.5~4.9、洪水流出時に 2.8~3.9 を示し、洪水流出時において基底流出時よりも低くなった。この結果は、洪水流出時において流出する K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} 成分の Na^+ に対する割合が高くなることを示している。さらに、図-6 には、基底流出時（無降雨時）および洪水流出時（降雨時）における河川水の流量および pH と Si/K^+ 、 Si/Ca^{2+} および Si/Mg^{2+} （いずれも化学当量比）の関係を示す。 Si/K^+ は、基底流出時に 12.8~17.7、洪水流出時に 6.8~16.7、 Si/Ca^{2+} は、基底流出時に 4.6~7.5、洪水流出時に 3.3~5.4、 Si/Mg^{2+} は、基底流出時に 3.7~5.7、洪水流出時に 3.0~4.2 を示し、 Na^+ と同様に、流出する K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} 成分の Si に対する割合が洪水流出時において高くなることを示している。なお、基底流出時（無降雨時）および洪水流出時（降雨時）における河川水の流量および pH と Na^+/Si の関係は、図-7 に示すように、基底流出時に 0.8~1.2、洪水流出時に 0.9~1.2 を示し、降雨の有無による変化はみられなかった。洪水流出時における流域斜面の水路は斜面表層にあることから、斜面中部・上部において土壌表層に高濃度で存在する K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} を流出させ、その結果、渓流水に寄与する K^+ 、 Ca^{2+} および Mg^{2+} の割合が Na^+ に対して上昇したものと考えられる。

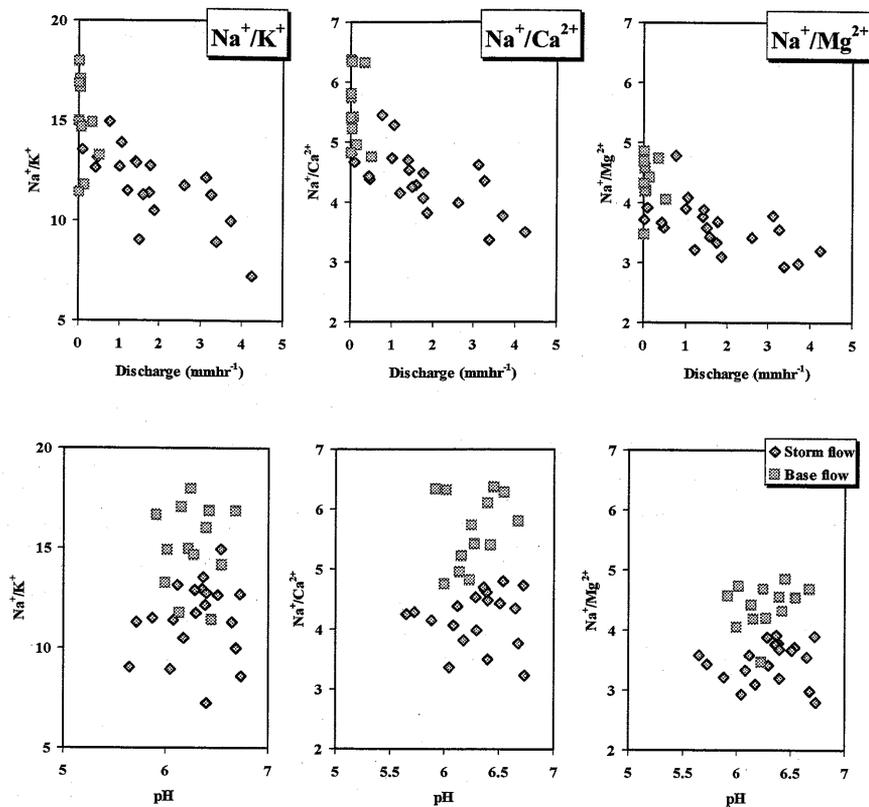


図-5 基底流出時（無降雨時）および洪水流出時（降雨時）における河川水の流量およびpHと Na^+/K^+ 、 $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ および $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ （いずれも化学当量比）の関係

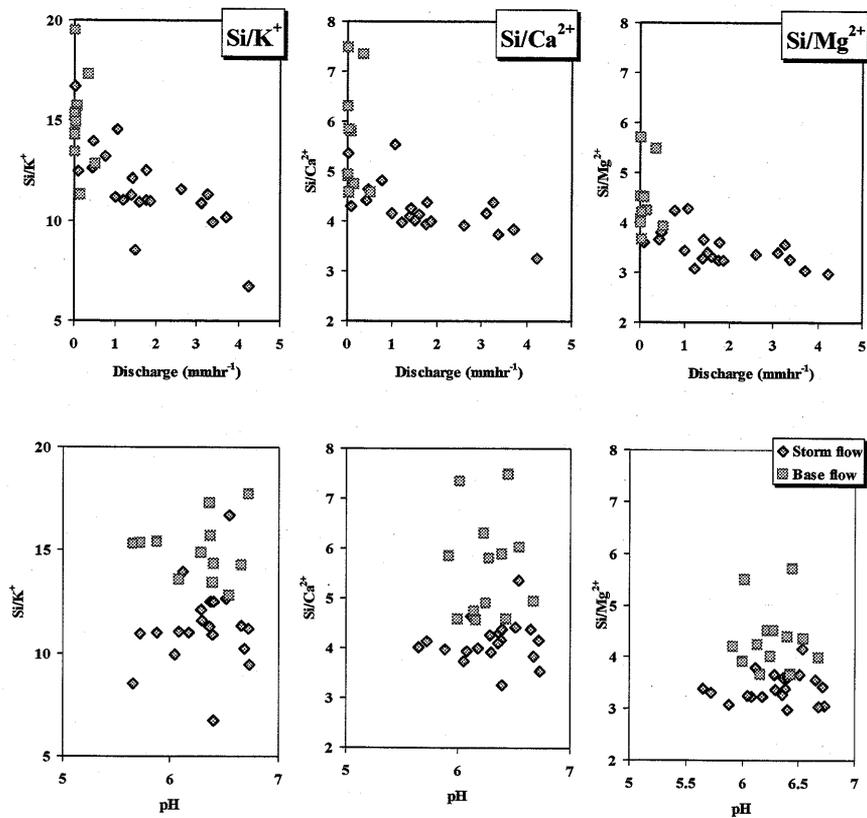


図-6 基底流出時（無降雨時）および洪水流出時（降雨時）における河川水の流量およびpHと Si/K^+ 、 Si/Ca^{2+} および Si/Mg^{2+} （いずれも化学当量比）の関係

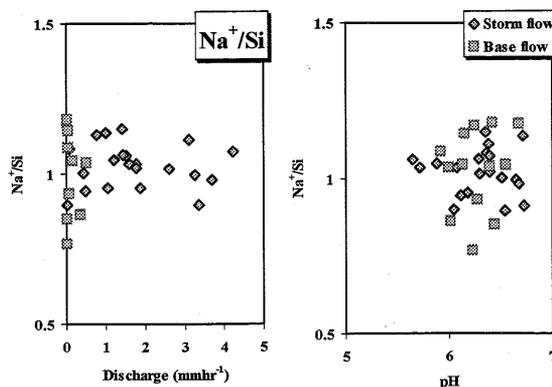


図-7 河川水の流量およびpHとNa⁺/Siの関係

一方、基底流出時には、水路は土壌層の深層にあり、その結果、深層に高濃度で存在するNa⁺が渓流水の水質に寄与しているものと考えられる。一般に、降雨時の溪流の溶存元素濃度は流量増加とともに減少し、ピーク流量時に最小となり、その後流量の減少とともに増加すると考えられている。しかし、Ca²⁺やMg²⁺については、降雨初期にフラッシング効果と呼ばれる濃度増加が報告されているように、元素ごとに異なった流域特性を示すが、当流域においては降雨初期でのフラッシングは確認されず、降雨期間を通じて渓流水へのCa²⁺やMg²⁺の寄与が大きかった。

4. 2. 流域における物質収支

竹原試験流域における2000年6月から2001年6月までの1年間の物質収支を表-3に示す。なお、流域における塩基の溶出速度は次式によって求めた。

$$D(i) = SW_{bk}(i) - P_{bk}(i), \quad i = Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} \quad (1)$$

(1)式においてD(i)は流域における塩基iの溶出速度、SW_{bk}(i)は渓流水による塩基iのアウトプット量、RF_{bk}(i)は林外雨による塩基iのインプット量である。年間の収支では、Na⁺、Mg²⁺およびSiの渓流水による流域からのアウトプット量が、それぞれ、28.5 kg ha⁻¹ year⁻¹、3.7 kg ha⁻¹ year⁻¹および34.5 kg ha⁻¹ year⁻¹を示し、林外雨によるインプット量である5.4 kg ha⁻¹ year⁻¹、1.1 kg ha⁻¹ year⁻¹および0.8 kg ha⁻¹ year⁻¹をそれぞれ上回り、流域内部で生産され流出している傾向を示した。流域における生産量は、Na⁺、Mg²⁺およびSiで、それぞれ、23.0 kg ha⁻¹ year⁻¹、2.6 kg ha⁻¹ year⁻¹、33.7 kg ha⁻¹ year⁻¹に達し、特に、Na⁺およびSiの生産量が多かった。一方、K⁺およびCa²⁺は、渓流水による流域からのアウトプット量が3.7 kg ha⁻¹ year⁻¹および5.0 kg ha⁻¹ year⁻¹であり、林外雨によるインプット量である4.9 kg ha⁻¹ year⁻¹および6.6 kg ha⁻¹ year⁻¹よりも少なく、流域内に蓄積された傾向を示した。流域へのK⁺およびCa²⁺の蓄積量は、1.3 kg ha⁻¹ year⁻¹および1.6 kg ha⁻¹ year⁻¹であった。K⁺およびCa²⁺は、林外雨と比較して林内雨での流域への負荷量が著しく多い。この傾向は従来の報告(堤, 1987)と一致し、K⁺およびCa²⁺は、流域における植物を介して流域内での循環量が多いことが推測される。森林流域へのインプットとしての降雨の溶存元素は、樹冠や土壌表層の有機物層を通過することによって、量的に変化しながら、深層の鉱物土壌層へ移動する。

表-3 竹原試験流域における物質収支 (2000年6月～2001年6月)

	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Si
	(kg/ha ⁻¹ /year ⁻¹)				
input (rain fall)	5.4	4.9	6.6	1.1	0.8
output (stream water)	28.5	3.7	5.0	3.7	34.5
dissolution rate	23.0	-1.3	-1.6	2.6	33.7

このとき、土壤水の溶存元素量に影響を与えると同時に、植物による吸収や土壤への吸着、置換を受けながらさらに下層へと移動し、渓流水となって流域系外へ流出する。従って、森林流域からの流出水の溶存元素は系外からの林外雨と系内での収支の結果として決まる。この結果は、森林流域の地質、地形、気候、植生などによって異なるが、当流域では、 Na^+ および Si の流出が特に多かった。また、 Na^+ は母材との接触時間によって量的に著しく変化する元素であり、滞留時間の具体的な議論も今後必要であると考えられる。

5. まとめ

小流域において、水文観測とともに渓流水、土壤水の採取を行った。その結果、 Ca^{2+} と Na^+ の選択的な流出現象が、降雨時と基底流時にそれぞれみられた。また、ここでの現象の制御機構は、降雨時の非定常状態が大きく関与することが明らかとなった。

土壤水の Na^+ 濃度が斜面下部と斜面中・上部の土壤深層で高く、一方、 Ca^{2+} 濃度は斜面中部および上部の土壤表層で高い傾向を示した(図-8)。そして、基底流出時および洪水流出時における渓流水の $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ は洪水時に上昇し、基底流出時に低下する傾向がみられた。水文観測の結果、洪水流出時に斜面では土壤表層を経由する流出成分が増大していた。すなわち、降雨時には斜面中部の土壤表層付近に顕著に存在している Ca^{2+} が輸送され(図-9)、渓流水中の Ca^{2+} の割合が上昇したことが明らかになった。一方、基底流出時における流出成分は土壤層深部を経由したもので、その結果、深層に高濃度で存在する Na^+ が河川水の水質に寄与しているものと考えられる(図-10)。

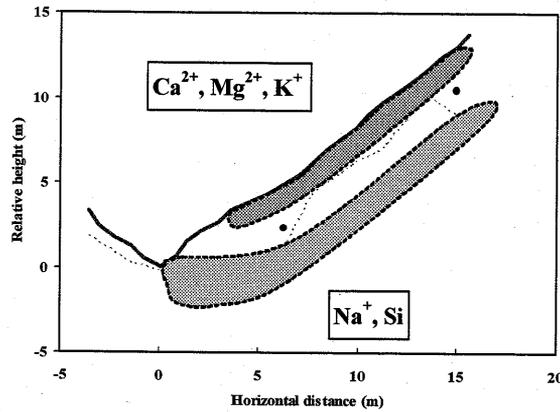


図-8 試験斜面における塩基溶出エリア

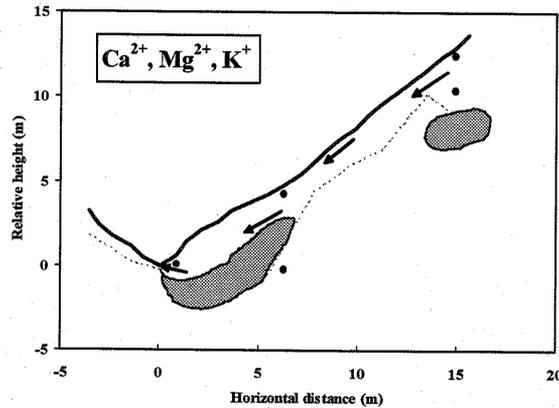


図-9 Ca^{2+} , Mg^{2+} および K^+ の流出経路

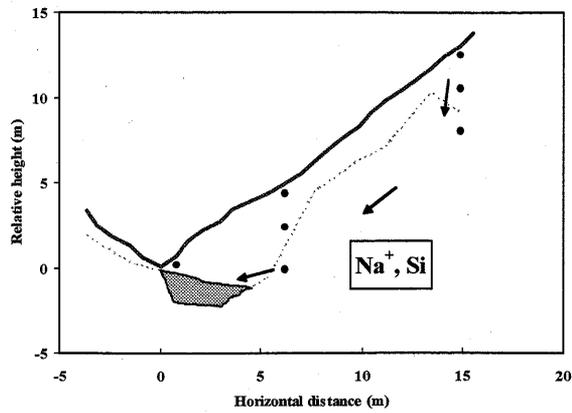


図-10 Na^+ およびSiの流出経路

引用文献

- Anderson, S. P., Dietrich, W. E., Torres, R., Montgomery, D. R. and Loague, K. (1997) Concentration-discharge relationships in runoff from a steep, unchanneled catchment: *Water Resources Research*, **33**, 211-225.
- Brammer, D. D. & McDonnel, J. J. (1996) An evolving perceptual model of hillslope flow at the Maimai catchment: in Anderson, M. G. & Brooks, S. M. (ed.), *Advance in Hillslope Processes*. Wiley, Chichester, 683p.
- Jury, W. A., Gardner, W. R. and Gardner, W. H. (1991) *Soil Physics (5th ed.)*: Wiley, New York, 328p.
- Mulholland, P. J., Wilson, G. V. and Jardine, P. M. (1990) Hydrogeochemical response of a forested watershed to storms: Effects of preferential flow along shallow and deep pathways: *Water Resources Research*, **26**, 3021-3036.
- 堤 利夫 (1987) 「森林の物質循環」: 東京大学出版, 124p.

⑬ 花崗岩質山地流域における土砂流出-堆積物調査の成果と展望

佐藤高晴・小野寺真一・平山恭之・成岡朋弘・西宗直之

1. はじめに

広島県には全国で2番目に多い2万を越えるため池があり、中でも賀茂台地にはその4分の1が集中している。これらのため池の中には、江戸時代初期に築造されたものも多いが、古いものでは、平安末期の伝説に登場するものもある。ため池は、農業利水の面はもちろん、多様な動植物の生息場所として、さらに洪水の調節や親水空間の提供など、古くから地域において多様で重要な役割を担ってきた。そして、このようなため池堆積物には、その地域の環境変動が記録されている場合がある。これらのため池堆積物からこの地域の土砂流出量を推定するためには2つの方法がある。1つは、ため池から堆積物柱状試料を採取しいろいろの分析を行う方法である。多くのため池について、ため池堆積物から詳細な環境変動がわかり実年代に対応付けられれば、各年代毎の堆積量や集水域の面積を測定することによって、地域ごとの土砂流出量とその変動を推定できる可能性がある。数カ所のため池で堆積物柱状試料を採取し、重金属分析や微量放射性元素分析を広島大学の研究者に依頼し環境変動研究を試みた。しかし、環境変動で堆積物が増加すると、鉛210も変動することなどのため、年代推定で問題を抱えている。もう1つは、築造年代がはっきりしているため池について堆積物の量を測定して、平均土砂流出量を推定する方法である。ここでは、この第2の方法による土砂流出率の推定の試みと、問題点、発展の可能性について報告する。

2. 目的

日本列島における浸食速度については、沖積層の体積や、段丘面を刻む谷の体積などいくつかの方法で推定されている。最近の浸食速度については、全国のダム堆砂の測定値を用いた組織的な研究が行われており（藤原他、1999；大森、2001）、その結果、浸食速度は、流域の高度分散量と正の相関があるが、降水量、あるいは地質とは相関が認められないことが示されている。全体として降水量と一定の相関が現れないのは、植生が降水量に関係しているためだと考えられている。しかし、浸食速度と高度分散量との相関でも、ばらつきが大きいことから、降水量と植生の関係や、地質の影響が流域の環境によって異なって現れる可能性がある。さらに、ため池は大規模なダムが造られる以前から造られており、しかも、築造年代がはっきりしているものもあり、ダム堆砂の測定と同様の方法でより古い年代の浸食速度推定が出来る可能性がある。したがって、このため池堆積量調査の研究では、西条盆地のため池について、その集水域における環境の違い、あるいは時代の違いによって、まず、土砂流出率の違いが現れるか否かを調べることを目指した。

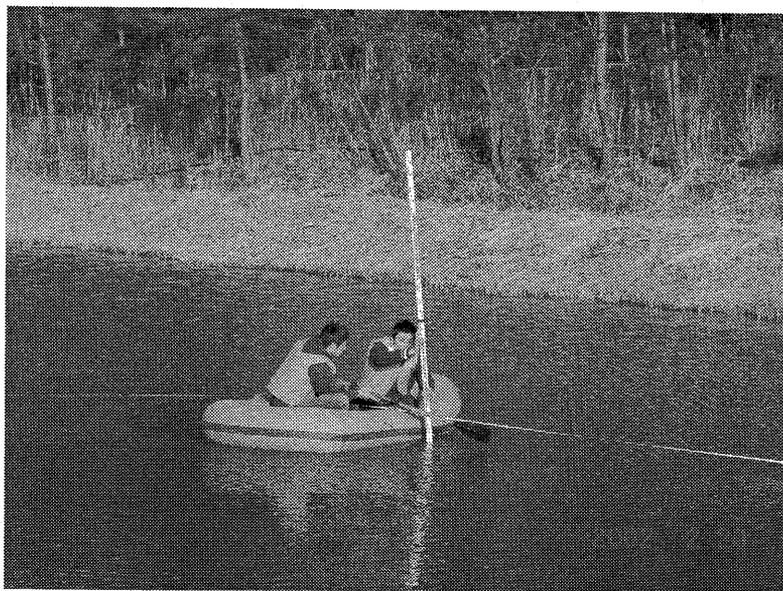


図1. 水深と堆積物の厚さの測定

表1. 堆積量調査を行ったため池と、測定されたため池面積、貯水量、堆積量、平均堆積深度

調査ため池名	面積(m ²)	貯水量(m ³)	堆積量(m ³)	平均堆積深度(cm)
おもり池	4354	6556	2016	46.3
力ガツ池	5265	3169	1187	22.5
ぶどう池	9500	7215	2143	22.6
奥畑池	4339	8124	1014	23.4
下堂池	8607	7130	1118	13.0
記念池	3384	5068	892	26.3
久保谷池	13100	16573	3859	29.5
京塚池	4035	3793	353	8.7
古池	3198	3959	543	17.0
鯉が原池	15807	21063	2734	17.3
高尾新池	3569	5410	248	7.0
山中池	25153	19121	3520	14.0
新池(高屋)	8878	13356	2891	32.6
新池(吉行)	7785	9064	1337	17.2
清水迫池	4821	2702	1114	23.1
大迫池	3295	6077	927	28.1
池田池	9593	15478	2509	26.2
茶袋池	9014	4298	1323	14.7
中の池3号	3523	2108	996	28.3
田之迫池	18148	21878	2175	12.0
塚迫池	2765	5826	590	21.3
八本松新池	5188	8357	794	15.3
日興苑団地ため池	8579	6499	1810	21.1

3. 調査方法

国土地理院 25000 地形図上で、各谷筋の最上流に位置し、最長部分が 50～100m のため池を東広島市内から 23カ所抽出した。これに、最上流ではないが、歴史が比較的良好にわかっている広島大学敷地内のぶどう池を加え調査対象とした。東広島市ため池台帳データベース 2002.1、ため池台帳座標データと、それに掲載されている管理人などから、ため池の歴史、特に、最後に堆砂除去した年代について聞き取り調査を行った。堆積量調査では、池の大きさに応じて 5～20mメッシュで 1カ所のため池当たり平均 2.1 点、図1のように池にロープを張りゴムボートに乗って移動しながら、スタッフで水深と堆積物の厚さを測定した。これらのデータから、体積計算ソフト ddipWin を用いて、堆積量などを計算した(表 1)。

4. 結果と考察

各ため池の集水域面積はゼンリン電子地図帳 ZIV を用いて求めた。堆積物の量を測定した 23カ所のため池のうち、聞き取り調査で有効な年代が得られた 11カ所(図2)について、定常状態を仮定しその集水域単位面積当たりの平均土砂流出率を推定した。11カ所のため池の堆積量調査の結果を図3～図6に示す。堆積量を V (m³)、集水域面積を S (m²)、堆積年数を t (y) とするとき、定常状態の仮定、すなわち、浸食によって生じたのと同じ量の土砂が堆積したとの仮定の下で、平均土砂流出率 R (mm/y) は、 $R = 1000 \times V / (St)$ となる。さらに、空隙率 ρ を 0.30 と仮定する(阿子島功, 1983) と、浸食速度 E (mm/y) は $E = (1 - \rho) R$ により求まる。これら 11 のため池の堆積年数、集水域面積、平均土砂流出量、浸食速度などを、図7と表2に示す。



図2. 土砂流出量を推定したため池

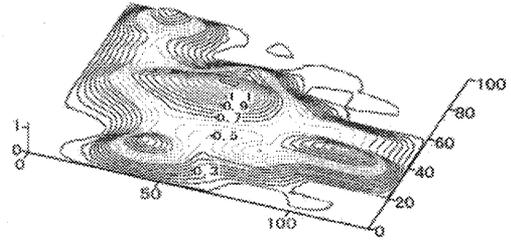
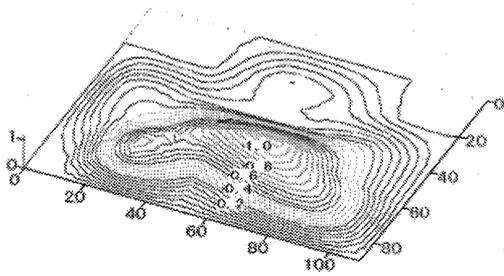
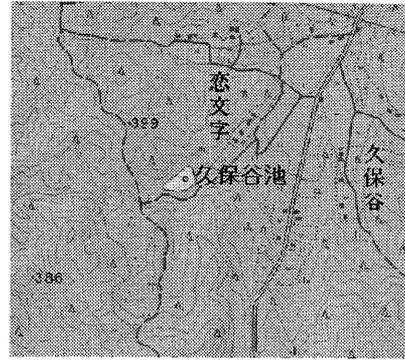
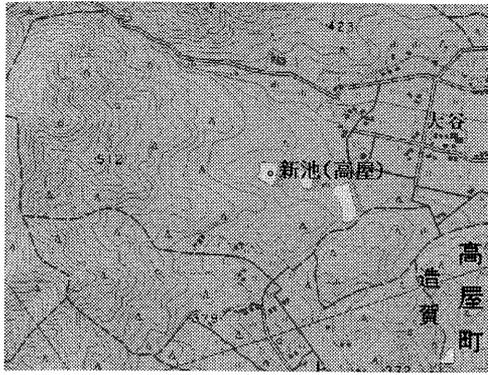


図3. 高屋新池と久保谷池の周辺の地形と堆積物の厚さ (m)

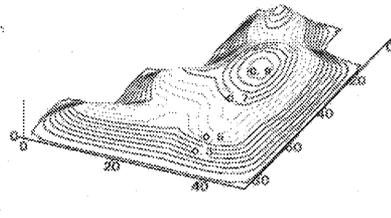
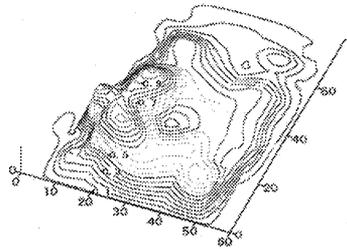
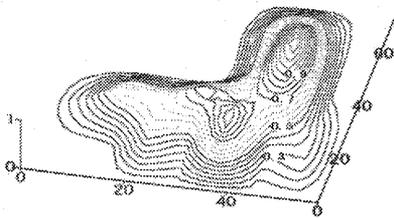
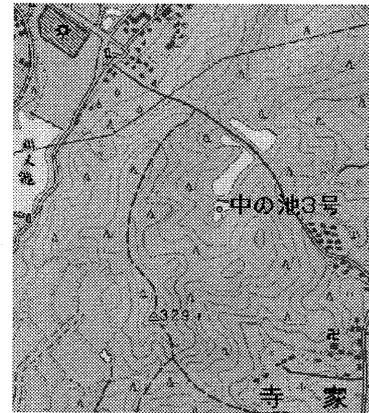
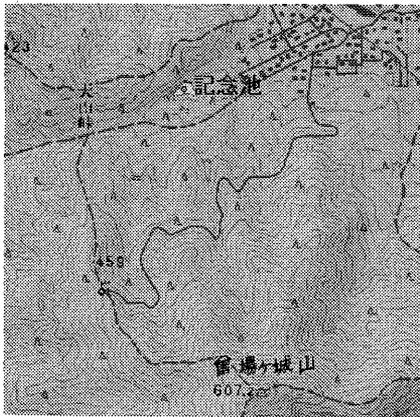


図4. 記念池、清水迫池、中の池3号の周辺の地形と堆積物の厚さ (m)

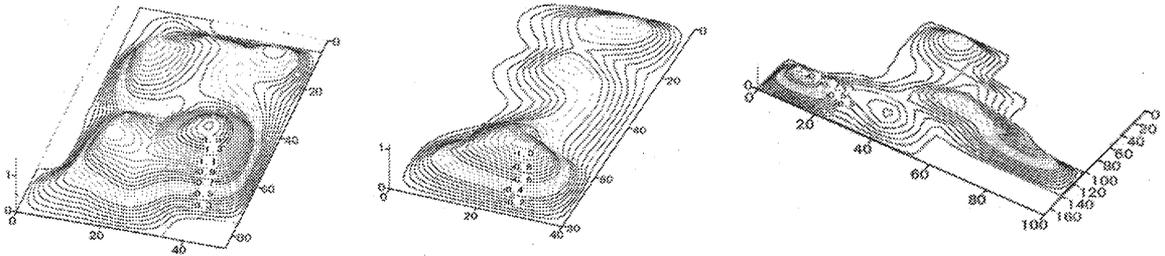
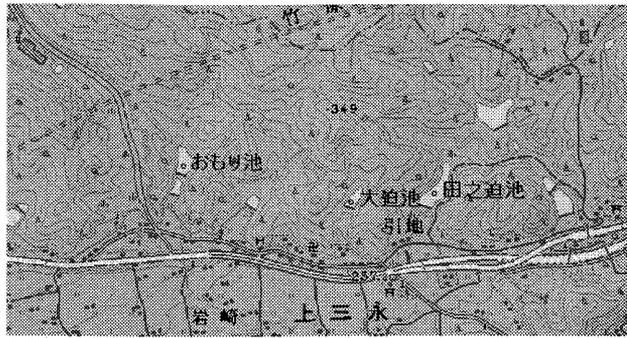


図5. おもり池、大迫池、田の迫池周辺の地形と堆積物の厚さ (m)

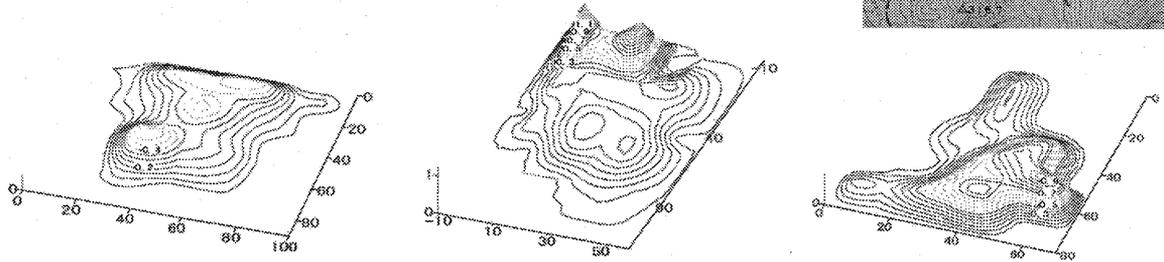
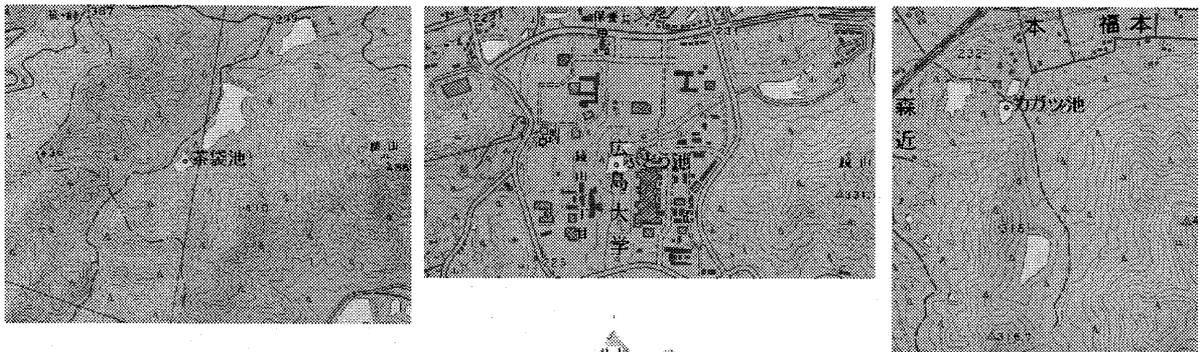


図6. 茶袋池、ぶどう池、ガガツ池周辺の地形と堆積物の厚さ (m)

調査地点名	流域面積 S(m ²)	堆積量 V(m ³)	平均堆積 深度(cm)	最大堆積 深度(m)	堆積 年数 (y)	堆積速 度 (cm/y)	平均土砂 流出量 R(mm/y)	浸食速度 E (mm/y)
新池(高屋)	177558	2891.3	32.6	1.1	60	0.543	0.271	0.19
久保谷池	123589	3858.8	29.5	1.3	50	0.589	0.624	0.437
中の池3号	69475	995.5	28.3	0.9	60	0.471	0.239	0.167
清水迫池	39887	1113.7	23.1	0.9	58	0.398	0.481	0.337
おもり池	235068	2016.1	46.3	1.5	>100	<0.46	<0.085	<0.060
田之迫池	188078	2174.5	12.0	0.9	>100	<0.12	<0.116	<0.081
大迫池	51831	927.0	28.1	1.1	>100	<0.28	<0.179	<0.125
ぶどう池	438053	1396.0	22.6	1.3	40	0.564	0.080	0.056
カガツ池	17031	1186.7	22.5	0.9	>77	<0.29	<0.905	<0.633
記念池	211560	891.5	26.3	1.1	62	0.425	0.068	0.048
茶袋池	309090	1323.5	14.7	0.5	<310	>0.047	>0.014	>0.010

表2. 11カ所のため池の測定結果。

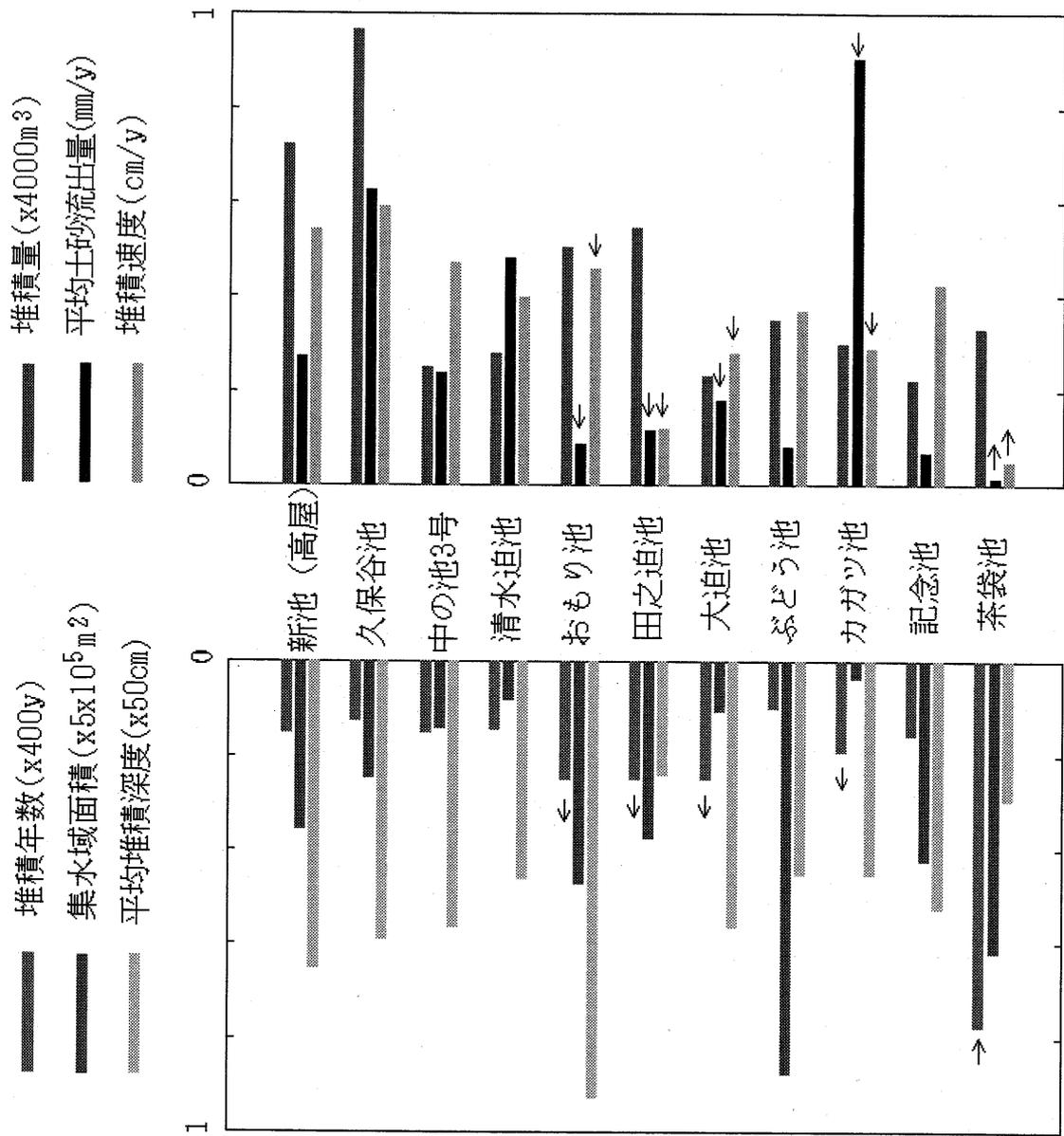


図7. 11カ所のため池の結果。矢印は最小あるいは最大の推定値であることを示す。

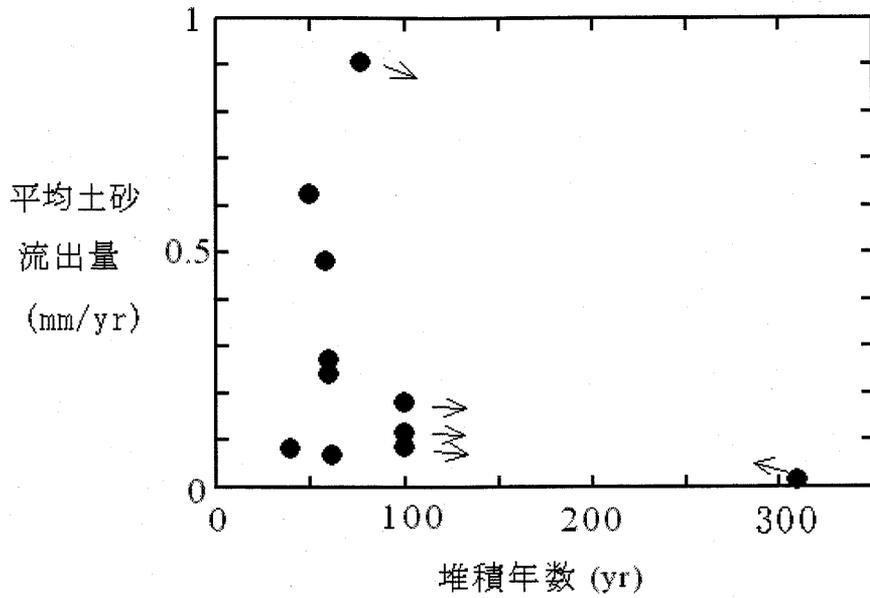


図8. 堆積年数と平均土砂流出量

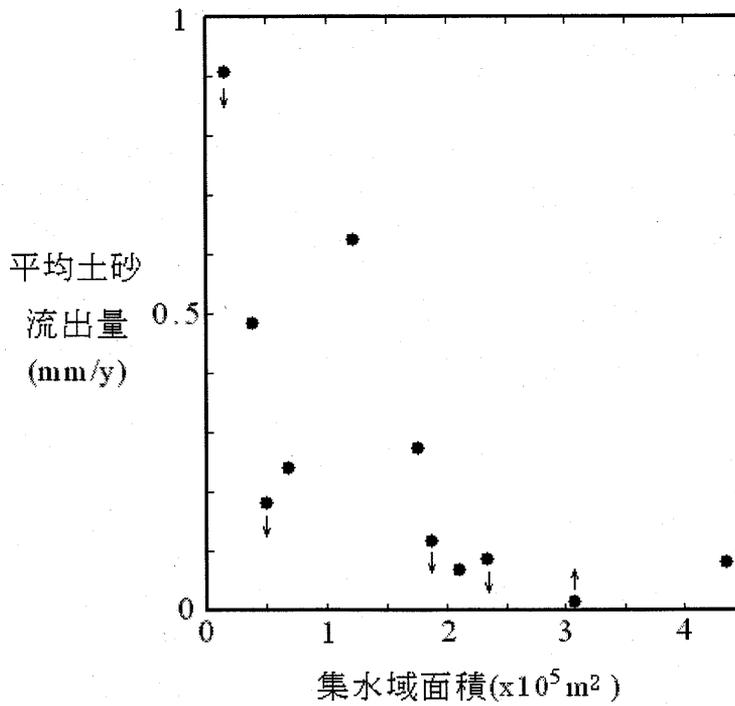


図9. 集水域面積と平均土砂流出量

はっきり堆積期間がわかっているため池から推定された浸食速度は0.048~0.44mm/yとなり、高度分散量から推定されるこの地域の浸食速度~0.5mm/y (藤原他、1999) とよく一致している。また、集水域における環境の違いによる影響は検討する必要があるが、大学の造成が行われたぶどう池など一

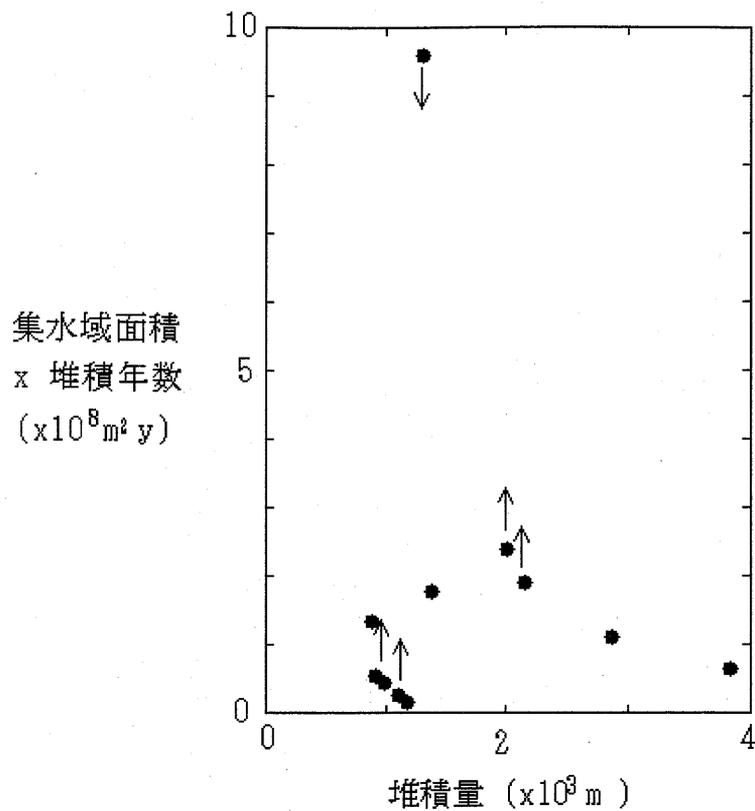


図10. 堆積量と、集水域面積と堆積年数の積

部のため池を除くと、連続堆積期間が長いほど土砂流出率が少ない傾向が見られる(図8)。しかし、定常状態の仮定については詳しく検討する必要がある。データが多ければ無相関が予想される集水域面積と平均土砂流出率に負の相関の傾向が見られる(図9)。緩斜面を長距離下ったところにあるため池の場合、途中での土砂堆積が問題になり、その様なため池を除外するなんらかの基準の導入を考えることが必要であろう。また、各ため池の集水域毎の違いがなければ、比率が一定になるはずの、堆積量と、集水面積と堆積年数の積の関係(図10)は堆積量が多い方であって積の値が低くなっている。今後、個別に集水域の環境変遷についての聞き取り調査を行うことにより、人為的な影響による浸食量の差違についても調べられる可能性もある。

参考文献

藤原治、山筒智二、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、5 : 85-93
 大森博雄(2001) 日本島山地における隆起と侵食のダイナミクス. 月刊地球、号外32 : 14-21
 阿子島功(1983) 山形県馬見ヶ崎川流域における過去2万年間および最近の侵食速度. 地形、4 : 97-106

⑭ 瀬戸内海沿岸の山火事跡地における侵食速度の定量化

西宗直之・松田なな・小野寺真一・佐藤高晴

1. はじめに

山地地域における侵食速度の定量化は、地形形成過程や地形変動プロセスの推定、また侵食活動にともなって流出する土砂が下流域河川や海洋生態系、住居環境に与える負荷量の評価などを行う観点からきわめて重要な研究である。特に、瀬戸内海沿岸の山地は平野部や海洋に近接するものが多く、土砂の流出が直接的に河川や海洋の生態系や堆積環境、住居環境に影響を及ぼすことが想定される。また、瀬戸内海の特徴として内海であることが挙げられ、土砂の流入による環境負荷の影響も無視できないと考えられる。

従来では、斜面における侵食速度の定量化を中心にして様々な研究が行われてきた。その結果、侵食速度の高い地域は明瞭な雨季と乾季をもつ植被率の低い荒廃地に分布することが明らかにされている (Rapp et al., 1972; Kirkby and Morgan, 1980)。このような地域では一般的に浸透能の低下がみられ、それにとともなうホートン型地表流 (Horton, 1933; 1945) の発生が侵食速度の増加に寄与している (Dunne and Aubry, 1986)。荒廃地において浸透能が低下する要因としては、例えば可能蒸発散量が降水量を上回る乾燥地における地表への塩類集積にともなうクラストの形成 (Romkens et al., 1990) や、露出した土壌に直接雨滴が到達する衝撃による土壌孔隙構造の破壊 (竹下, 1996) などが指摘されている。また、荒廃地では乾季において風化や風食によって生産される侵食可能土砂の供給が、侵食速度の増大に寄与するとの報告例もみられる (Onodera et al., 1993)。一方、日本のような温暖湿潤環境下では山腹斜面は植生により被覆されるため、一般的に浸透能は高い。そのため、ホートン型地表流の発生やそれにとともなう表面侵食の発生はほとんどみられず、荒廃地と比較して侵食速度は小さい (田中ほか, 1984; 塚本, 1992)。

しかし、森林が生育する環境下にあっても、森林伐採跡地 (Stott et al., 2001) や山火事跡地などの森林荒廃地をもつ流域では、地表流の発生が報告されている。特に山火事の場合では、森林植生や生息動物などの森林生態系が激変する (飯泉ほか, 1991) だけでなく、土壌物理特性の変化にとともなう浸透能の低下によって斜面では地表流が発生し、その結果土砂生産量は増加する (中根, 1986; 後藤, 1998)。しかしながら、従来の研究の多くは山火事が発生した後に調査地点を設けて土砂流出量の計測を行ったものが多く、山火事の発生前から発生後にかけて侵食速度を定量的に評価した例はほとんどみられない。また、山火事の発生からの時間の経過に伴う侵食速度の変化も十分明らかにされていない。特に、瀬戸内海沿岸地域は山火事が多発する地域でもあるため、山火事による侵食速度の変化を定量的に評価することは、瀬戸内海沿岸地域の環境の変化にとともなう物質収支を考慮するうえでもきわめて重要な研究課題であるといえる。

以上の点を明らかにするため、本研究では山火事跡地に存在する砂防ダムに堆積した土砂量を求め、堆積物の特徴から山火事発生前後の堆砂量を区別することによって、それぞれの期間における侵食速度を定量化することを試みた。また、山火事の発生からの経過にとともなう侵食速度の時間変化について考察した。さらに、山火事跡地で人工植栽実験を行い、植生の回復が斜面からの侵食土砂量の変化に及ぼす効果についても検討した。

2. 調査地域および方法

2.1. 調査地域

調査地域は広島県竹原市及び広島県豊田郡瀬戸田町に位置する 8 ヶ所の砂防ダム流域である (図 1)。各流域における侵食速度を求めため、ダムにおいて堆砂量の計測を行った。各砂防ダムはいずれも流域の最上流部に位置するものであり、他の流域から流出する土砂や人工建造物の影響を受けないものである。各砂防ダム流域の特徴を表 1 に示す。設定した 8 流域のうち、瀬戸田町の I2、I3 流域は 2000 年 8 月に、竹原市の T1、T2、T4 流域は 1994 年 8 月にそれぞれ発生した山火事により森林攪乱を受け、流域の全範囲が被災している。一方、瀬戸田町の I1、I4 流域及び竹原市の T3 流域は、流域谷底部及び河道を中心としてほとんど火災の被害を受けていない。各流域は、いずれも地質が広島型花崗岩であり、 13.2° から 31.8° 程度の起伏比をもつ、流域面積 2.0 ha から 26.2 ha 程度の小流域である。年平均降水量は 1040 mm から 1141 mm 程度 (1993 年から 2002 年平均値) とほぼ同程度である。また、火災前の植生は、周辺の森林を構成する植生から考慮して、各流域ともアカマツと常緑広葉樹の混交二次林であったと考えられる。

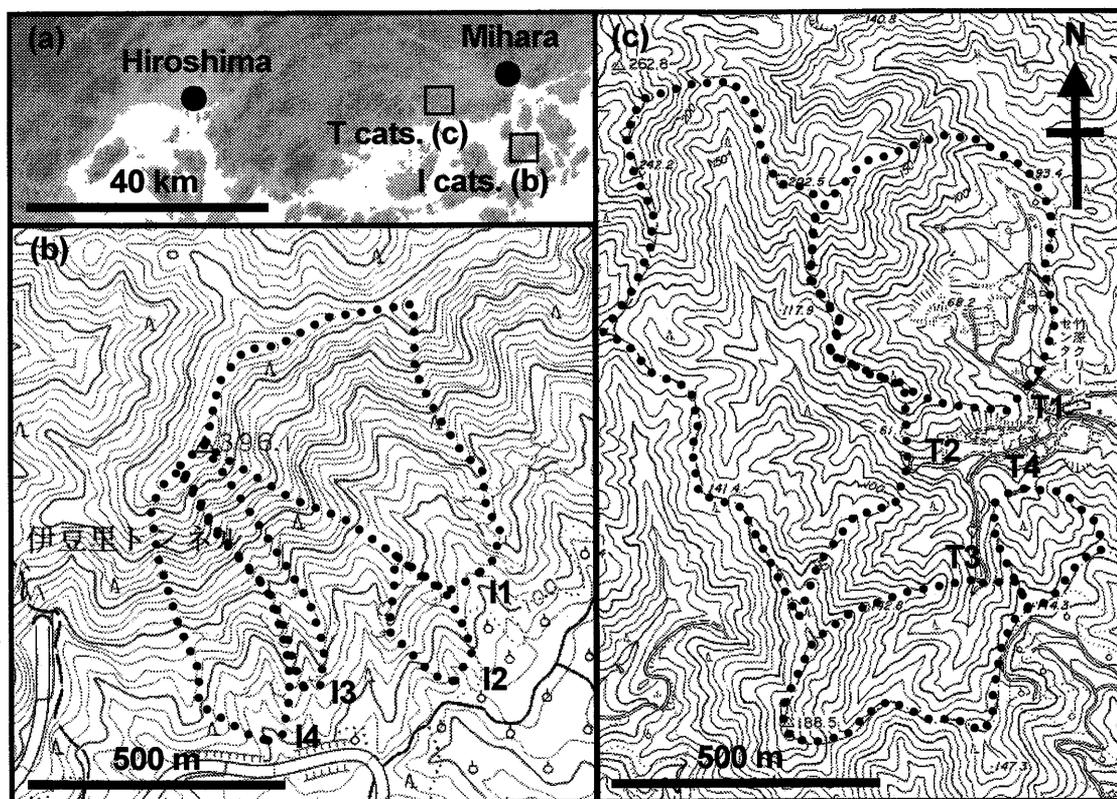


図 1 調査地域

2.2. 方法

各砂防ダムに堆積した土砂量を以下に示す方法で計測した。まず、縦断面方向の3地点においてハンドボーリング調査により土砂堆積深度を測定した。ボーリング調査の際、掘り出された堆積物の特徴を注視しながら掘削を進めた。これは、山火事を経験した砂防ダムが山火事発生直後に流出した炭化物を含んでおり、その上層と下層の堆積層から山火事発生前後の堆積土砂量を区別できると考えたためである。続いて、堆積深度のデータから堆積断面積を算出し、縦断方向の距離から堆積土砂量を求めた。その後、上記の方法により得た堆砂量を、砂防ダム建造年から経過した年数、及び流域面積で除した値を流域侵食速度とした。また、炭化物を含む層が確認された砂防ダム流域においては、火災前後の堆積土砂量を区別することによりそれぞれの期間の侵食速度を求めた。なお、各砂防ダムは堆積した土砂がほとんど下流に流亡しない構造となっているため、本研究では、いわゆるベッドロードは砂防ダム背後ですべて捕らえられているものとみなした。

また、I2流域の斜面上部と中部において、木柵を用いて3つの1m×1mの区画を2セット(計6地点)設置した。このとき、斜面上部からの土壌や有機物が流入しないよう区画の上部は木柵で遮断した。また、

表 1 各砂防ダム流域の特徴

流域	流域面積	ダム年数	山火事発生時	平均勾配	植生
I1	12.9 ha	2	2000年8月	27.0°	森林植生残存
I2	2.0 ha	10	2000年8月	25.0°	完全焼失
I3	2.1	2	2000年8月	30.8°	完全焼失
I4	4.4	13	2000年8月	31.8°	森林植生残存
T1	18.1 ha	8	1994年8月	17.7°	完全焼失
T2	26.2 ha	25	1994年8月	13.2°	完全焼失
T3	9.2 ha	25	1994年8月	14.9°	森林植生残存
T4	2.7 ha	8	1994年8月	19.3°	完全焼失

区画の下部にはコンクリートを用いて樋(とい)を接合し、樋の右端より流出する土砂をポリバケツによりすべて捕らえた。回収した流出土砂は炉乾装置を用いて105度で乾燥させ、乾燥重量を測定した。なお、斜面上部と中部の傾斜を比較すると、斜面中部の方が急勾配であった。

この1 m×1 mの6区画において山火事直後の環境を再現するために木炭(くん炭)を蒔き、以下に示す種子の定着を促すために目土を蒔いた。斜面上部に設置した3区画においては、植物の植えられる形態によってどのように土壤の保持力が異なるかを明らかにするため、シバの種子、リュウノヒゲ(*Ophiopogon japonicus*)

の苗をそれぞれ植えた区画と草本類を植えない対照区を設置した。斜面下部に設置した3区画においては、微地形の違い(凹部ガリー:1区、平部インターガリー:2区)による土壤の保持力の差異を明らかにするため、3つの区画全てにシバの種子を蒔いた。

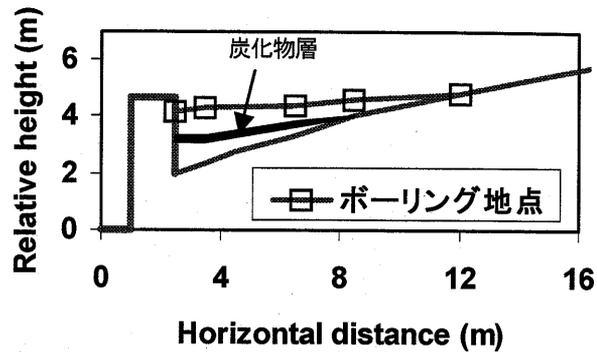


図2 I2流域における堆積構造

3. 結果

3.1. 堆砂状況

図2に砂防ダム堆積構造の一例としてI2流域における調査結果を示す。山火事により流域の森林が攪乱された流域においては、図に示すような炭化物を含む堆積層が確認された。したがって、この堆積層をもって山火事発生前後の堆積土砂量を区別することにより、山火事発生前後の侵食速度をそれぞれ算出することが可能であることが示された。よって、山火事発生前後の堆砂量は上記の方法を用いて求めた値とする。

表2に各砂防ダム流域において測定された堆砂量を示す。流域が全て被災しているダムのうち、山火事の発生以前にダムが建造されているI2、T2流域の堆積物で、山火事直後に斜面から流出したとみられる炭化物を含む堆積層が確認された。また、I3、T1、T4流域では山火事の発生後にダムが建造されており、すべての堆積物は山火事の発生後に堆積したものである。一方、I1、I4、T3のダムにおいては谷底部に残存林がみられるため、炭化物を含む層は確認できなかった。I1流域では火災発生前の堆砂量が10 m³であった。I2流域では火災発生前の堆砂量が12 m³、火災発生後の堆砂量が44 m³であった。I3流域では火災発生後の堆砂量が10 m³であった。I4流域では火災発生前の堆砂量が16 m³であった。T1流域では火災発生後の堆砂量が600 m³であった。T2流域では火災発生前の堆砂量が100 m³、火災発生後の堆砂量が700 m³であった。T3流域では火災発生前の堆砂量が100 m³であった。T4流域では火災発生後の堆砂量が90 m³であった。

表2 砂防ダム流域における堆砂量

流域	流域面積	火災発生年	経過年数		堆砂量	
			火災前	火災後	火災前	火災後
I1	12.9 ha	2000	2	—	10 m ³	—
I2	2.0 ha	2000	8	3	12 m ³	44 m ³
I3	2.1 ha	2000	—	1	—	10 m ³
I4	4.4 ha	2000		13		16 m ³
T1	18.1 ha	1994	—	8	—	600 m ³
T2	26.2 ha	1994	16	9	100 m ³	700 m ³
T3	9.2 ha	1994		25		100 m ³
T4	2.7 ha	1994	—	8	—	90 m ³

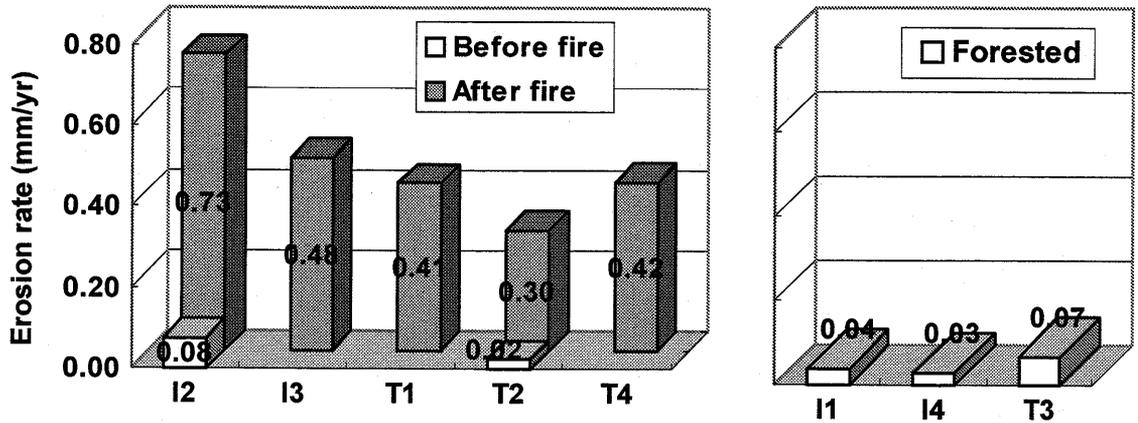


図 3 山火事発生前後の侵食速度

3.2. 侵食速度

図 3 に各砂防ダム流域の堆砂量から求められた山火事発生前後の侵食速度を示す。山火事の発生前にダムが建造された I2、T2 流域における山火事の発生前の侵食速度はそれぞれ 0.08、0.02 mm/year であった。また、森林流域である I1、I4、T3 流域における侵食速度はそれぞれ 0.04、0.03、0.07 mm/year となった。一方、山火事の発生前にダムが建造された I2、T2 流域における山火事の発生後の侵食速度はそれぞれ 0.73、0.30 mm/year であり、山火事の発生後にダムが建造された I3、T1、T4 流域における侵食速度もそれぞれ 0.48、0.41、0.42 mm/year であった。その結果、山火事の発生後の侵食速度は山火事の発生前のそれよりもおよそ 1 オーダー近く高い値となることが示された。

3.3. 人工植栽実験による土壌侵食量の比較

図 4 に各 1 m² 区画からの侵食土砂量と日雨量の推移を示す。ここで、シバの種子は区画内にほとんど定着しないまま斜面土壌とともに流出したことが現地調査により確認された。

斜面上部において、草本類のない対照区では種子や苗を植えた区画よりも土砂流出量が多かった。また、苗を植えた区画からの土砂流出量は種子を散布した区画からの土砂流出量と比較してさほど大きな違いはみられなかったものの、2001年10月と2002年7月においては苗を植えた区画からの土砂流出量が多かった。

一方、斜面中部の微地形による違いをみると、凹部ガリー区画では最初の1ヶ月で他の2区画と比較して急激な土砂流出がみられたが、その後減少する傾向を示し、2

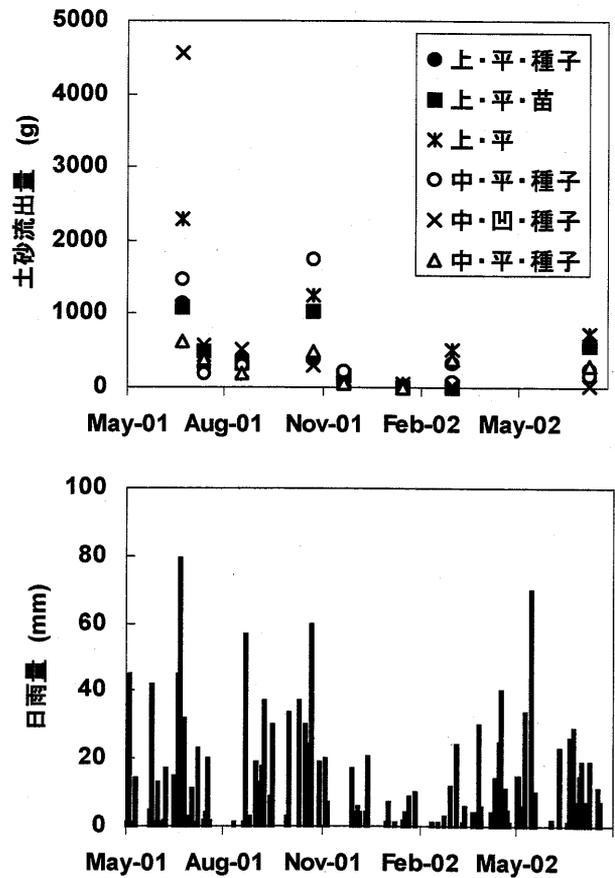


図 4 各区画の侵食土砂量と日雨量の関係

ヵ月後以降では平部インターガリー区画と比較して土砂流出量は少なくなった。

4. 考察

4.1. 侵食速度の評価

日本列島における侵食速度の分布は、藤原ら (1999) により報告されている。彼らの報告は、「電力土木」誌の提供する水力発電用ダムの堆砂量を用いて流域侵食速度を算出し、流域と重なる $1 \times 1 \text{ km}^2$ の区画に含まれる 25 地点 (250 m メッシュ) の標高値の標準偏差 (高度分散量) の相加平均と対応させることによって全国の侵食速度の分布を示したものであり、降水量の影響については触れられていない。彼らの報告によれば、本研究地域周辺の侵食速度は 0.2 mm/year から 0.4 mm/year 程度とされている。しかしながら、藤原ら (1999) の報告は年平均降水量が 2000 mm を超え、かつ日本アルプスや中央構造線などの変動帯に位置するダム流域により侵食速度を基準化したものであるため、年間降水量が 1100 mm 程度で一般に降雨強度も小さく、且つ起伏比が大きい瀬戸内海沿岸地域においては該当しない可能性がある。一方、本研究で得られた山火事跡地の侵食速度は砂防ダムの堆砂量から求めたものである。一般的に砂防ダムは水力発電用ダムと異なり、浮遊土砂を堆積させる構造となっていないものがほとんどであり、浮遊土砂は水流とともに一部、もしくはかなりの量が下流へ流亡した可能性があると考えられる。山地地域における掃流土砂と浮遊土砂の年間流出量はおよそ $1 : 1$ であるとの報告例 (Moore and Newson, 1986) もみられることから、本研究で求められた侵食速度は実際の侵食速度を過小評価していると考えられる。

侵食速度の定量化に関しては他の荒廃地や山地地域においても数例の報告がある。荒廃地においては、例えば Rapp et al. (1972) は土地利用の異なる地域や微地形単位の異なる場所において、ダム湖の堆砂量の変化から流域侵食速度を推定した。その結果、農地化した地域において年間 0.7 mm に及ぶ侵食速度が推定された。また、Onodera et al. (1993) はタンザニアの熱帯半乾燥地域における侵食速度を算出した。その結果、侵食速度は 1 mm/year から 3 mm/year と算出された。これらの報告は降雨強度が強く、乾燥した時期には植生がみられない地域における調査に基づいたものである。本研究で求められた山火事発生後の侵食速度の値はこれらの報告とほぼ同等であり、本研究地域における山火事発生後の侵食速度はきわめて高い値であったことを示唆している。一方、日本における山火事後の侵食速度を計測した例に、堀・知念 (1983) による広島県江田島町における山火事発生一年後からの計測がある。堀・知念 (1983) による報告では、山火事の発生が侵食速度の増大に及ぼす影響はさほど重大なものではないことが指摘されているが、彼らの報告は山火事の発生から 1 年以上が経過した後に計測を開始した侵食土砂量に基づいたものであるため、山火事発生直後の侵食速度を評価できていなかった可能性がある。

4.2. 侵食速度に及ぼす土壌環境の変化

侵食速度の値を決定する要因として主に地質、起伏比、降水量、植生による土壌環境の違いがあげられる。このうち、地質、起伏比、降水量については本調査流域間でほぼ同じ条件であると考えてよい。したがって、山火事の発生前後における堆砂量の比較から明らかになった侵食速度の劇的な変化は、山火事の発生によってもたらされた土壌環境の変化によるものと考えられる。一般的に、森林で覆われた斜面においては、浸透能が降雨強度よりも大きいのが普通である。そのため、通常の山地森林流域においては斜面からの土砂生産はほとんどみられない。しかし、森林が攪乱された斜面では降雨強度が浸透能を上回ることにより発生するホートン型地表流 (Horton, 1933; 1945) が引き金となり、斜面からの土砂生産プロセスが卓越することが従来の数多くの研究により明らかになってきた。特に、山火事発生後の土壌環境は化学的に変化するとともに、物理的にも土壌構造や土壌特性が変化することが明らかになっている。例えば、強度の燃焼で土壌有機物層が破壊されると団粒構造の減少や土壌密度重の増加が起こる場合がある。岩手県三陸海岸沿岸での調査例 (村井, 1972) では、火災燃焼強度の強い斜面で土壌の団粒構造の著しい低下が認められている。また、Humphreys and Craig (1981) は山火事跡地において、激しい燃焼や繰り返しの燃焼による孔隙率の減少にともなう土壌密度重の増加を確認している。さらに、燃焼強度の強い場所の土壌は乾燥分散し、極端な撥水性を示すことも報告されている (例えば、村井, 1972; DeBano, 1969; DeBano, 2000; 長濱ら, 2001)。これらの土壌環境の変化は、土壌の浸透能を著しく減少させ、降雨時の地表流を誘発するために斜面における侵食活動を増加させるものと考えられる。したがって、本試験流域において確認された山火事発生後の侵食速度の増加は、山火事の発生がもたらす土壌環境の変化にともなう浸透能の

低下、また、それにもなつて発生するホートン型地表流の影響によるものと考えられる。

4.3. 山火事発生後の侵食速度の推移

図5に山火事流域である5つの砂防ダム流域における火災発生後の平均侵食速度を示す。これは、山火事の発生もしくは砂防ダムの建造から調査時までの経過年数を考慮したものである。その結果、山火事の発生から調査時までの期間が短かったI2流域では侵食速度は高い値を示し、期間が長かったT各流域では侵食速度は比較的低位に見積もられた。このことは、山火事発生直後の大規模な土砂生産を経て、土砂生産活動が山火事の発生から年数が経過するにつれて低下していることを示唆している。この原因の一つとして、山火事発生直後から継続する斜面からの土壌侵食により侵食可能土砂量が減少する影響が考えられる。

侵食可能土砂量の減少による土砂生産量の減少は、Onodera et al. (1993) による熱帯半乾燥地域における調査などにおいても報告されており、本研究地域である山火事跡地においても同様の傾向を示している可能性がある。また、山火事跡地において一般的にみられる斜面表層付近の撥水性土壌が削剥されることによる浸透能の増加の影響も考えられる。撥水性土壌はホートン型地表流を発生させ、土砂生産量を増加させると推察されるが、山火事発生直後の侵食プロセスによって表層付近の土壌そのものが侵食されることによって浸透能が増加し、ホートン型地表流が発生しなくなることが想定される。さらに、植生の回復にもなう侵食防止の効果による影響も考えられる。山火事発生後の年数の経過にもなう土砂流出量の減少に関しては、従来の報告ではあまり明らかにされておらず、上記の侵食阻害要因に関してさらに詳細な解明が求められる。

4.4. 植生による侵食防止効果の検討

人工植栽実験区画設置時に与えた土壌攪乱の影響を除去するため、図6に区画設置から2ヶ月が経過した2001年7月から一年間の各区画における土砂流出量を示す。斜面上部の区画間での比較においては、苗や種子を蒔いた区画では対照区より土砂流出量が少なく、草本類の生育効果により土壌侵食量が減少することが示唆された。また、苗を植えた区画と比較して、種子を散布した区画からの方が土砂流出量は少なかった。これは、苗を植える際に表層土壌が攪乱されるため、攪乱を与えなかった区画と比較して流出可能土砂量が多かったためであると推察される。一方、斜面中部の区画間での比較においては、凹部ガリー区画よりも平部インターガリー区画において土砂流出量が多かった。これは、山火事跡地における土砂生産の供給源がインターガリーに位置することを示唆しており、すでに下刻が進んでいるガリー一部はインターガリーより供給された土砂を下流に向けて通過させるのみであったと推察される。さらに、斜面上部と中部の区画のうち平部で種子を散布した区画間での比較においては、傾斜の大きい斜面中部からの土砂流出量が斜面上部

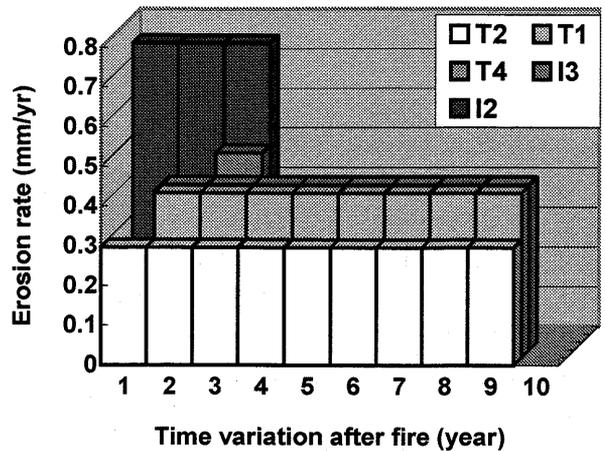


図5 山火事の発生から調査時までの期間を考慮した平均侵食速度

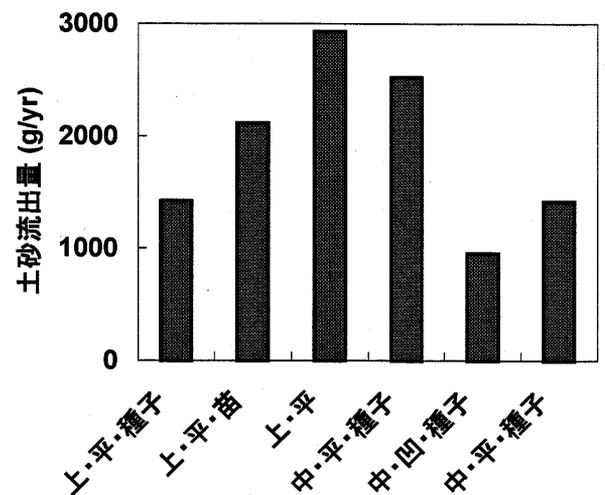


図6 各区画の年間土砂流出量

よりも多かった。

以上の結果を土壌保持の観点から考えると、山火事跡地において人工植栽工を行う際に、山火事跡地を放置したり苗を植えたりするよりも草本類種子を散布することが有効であり、特に、傾斜の小さい斜面でこれを行うことが効果的な人工植栽工を行う上で重要であることが示された。

5. おわりに

本稿では、瀬戸内海沿岸の山火事跡地に位置する砂防ダム流域においてダム堆砂量を計測し、ダム堆積物の特徴を用いた山火事発生前後の侵食速度の定量化を試みた。その結果、ダム堆積物の深度別プロファイルの分布が、山火事発生前後の堆砂量の把握に有効であることが示された。また、求められた山火事発生前後の侵食速度の変化から以下の二点が明らかになった。

- 1) 山火事発生前後の侵食速度を比較すると、火災発生後の侵食速度はおよそ 0.5 mm/yr となり、火災発生前の値より 1 オーダー近く高い値であった。
- 2) 火災発生時から調査時までの期間の異なる流域間で火災発生後の侵食速度を比較すると、火災後から調査時までの期間が短い流域での値が、期間の長い流域よりも高かった。

以上の結果から、山火事の発生が流域侵食速度の増加に大きな影響を与えること、山火事の発生から年数が経過するにともなって侵食速度は次第に減衰していくことが示唆された。また、効果的な人工植栽工を行う際に、傾斜の小さい斜面での種子散布法が有効であることが示された。今後は、対象とするダム流域を増やしてより詳細な侵食速度の算出を行い、また、同一流域において調査を継続して侵食速度の時間変化を明らかにしていきたい。さらに、侵食速度の変化に及ぼす土壌環境の変化に関しても、流域内で詳細な調査を行っていく必要があると考えられる。

謝辞

本稿は 2003 年度日本地理学会秋季大会における発表内容を骨子とし加筆修正を加えたものである。本研究を行うにあたり、広島県呉森林事務所の方々には竹原試験流域を調査地として提供して頂いた。また、瀬戸田町役場並びにその関係者の方々には瀬戸田町山火事跡地に関する有益な情報を提供して頂いた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 飯泉 茂・菊池多賀夫・三浦 修・設楽 寛・津田 智 (1991) 『ファイアーエコロジー』東海大学出版社 192 pp.
- 後藤義明 (1998) 山火事と地域環境. 森林科学 24 : 14-21.
- 竹下啓司 (1996) 植生、土壌、水と地形変形プロセスの制御. 『水文地形学』古今書院 : 151-163.
- 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1984) 多摩丘陵源流域における流出機構. 地理学評論 57 : 1-19.
- 塚本良則 (1992) 『森林水文学』文永堂出版 319 pp.
- 中根周歩 (1986) 林野火災が生態系物質循環に及ぼす影響. 遺伝 40 ; 10-15.
- 長濱則夫・小野寺真一・小林政広・安道幸仁・M. D. バーマノ・濱田洋平・井岡聖一郎 (2001) 電気探査を用いた撥水性土壌での降雨浸透過程推定に関する実験的研究. 水文・水資源学会誌 14 : 27-33.
- 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 5 : 85-93.
- 堀 信之・知念民雄 (1983) 江田島の山火事跡地における侵食過程の観測. 環境科学研究報告書集 B185-R12-12 山林大火跡地の環境変遷 : 47-56.
- 村井 宏 (1972) 林野火災が地表流下、浸透および土砂流出に及ぼす影響. 水利科学 85 : 51-76.
- DeBano, L. F. (1969) The relationship between heat treatment and water repellency in soils; L. F. DeBano and J Letey (eds.). Water-repellent soils. Proceedings of the symposium on water-repellent soils : 265-279.
- DeBano, L. F. (2000) The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. Journal of Hydrology 231-232 : 195-206.
- Dunne, T and B. F. Aubry (1986) Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on the basis of field experiments: Abrahams, A. D. (ed.), Hillslope Processes. London, Allen & Unwin: 31-53.
- Horton, R. E. (1933) The role of infiltration in the hydrological cycle: Transactions of American Geophysical Union, 14,

446-460.

- Horton, R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrological approach to quantitative morphology: *Bulletin of Geological Society of America*, 56, 275-370.
- Humphreys, S. R. and F. G. Craig (1981) Effects of fire on soil chemical, structural and hydrological properties; Gill, A. M., R. H. Groves and I. R. Noble (eds.), *Fire and the Australian Biota*, 177-200.
- Kirkby, M. and R. P. C. Morgan (1980) Editorial: Soil erosion. John Wiley and Sons Ltd.: 312 pp.
- Onodera, S., J. Wakui, H. Morishita and E. Matsumoto (1993) Seasonal variation in sediment yield on a gentle slope in semi-arid region, Tanzania. *IAHS Publication*, 217: 29-37.
- Rapp, A., D. H. Murray-Rust, C. Christiansson and L. Berry (1972) Soil erosion and sedimentation in four catchments near Dodoma, Tanzania. *Geografiska Annaler*, 54A: 255-318.
- Romkens, M. J. M., S. N. Prasad and F. D. Whisler (1990) Surface sealing and infiltration. Anderson, M. G. and T. P. Burt (eds.): *Process studies in hillslope hydrology*. Chichester, John Wiley & Sons : 127-172.
- Stott, T, G. Leeks, S. Marks and A. Sawyer (2001) Environmentally sensitive plot-scale timber harvesting: impacts on suspended sediment, bedload and bank erosion dynamics. *Journal of Environmental Management* 63: 3-25.

⑮ 広島県の降水成分の変動—酸性雨・重金属成分フラックスの現状

小野寺真一・藤崎知恵子・Birmano, M.D.・成岡朋弘・重枝豊実・加藤成子・斉藤光代

1. はじめに

富栄養化は閉鎖海域や湖沼では重要な環境問題の一つであり、一方で、陸域の土壤劣化や酸性化は陸域の環境問題であるとともに海洋への負荷量を変動させる要因となる。これまで閉鎖海域等における河川からの富栄養化物質の負荷量に関して数多くの調査が行われてきた(海老瀬, 1985; 宗宮, 1993)が、酸性雨や温暖化といった環境変化にともなって流出負荷量が増加する(Moldan and Cerny, 1994; Likens and Bormann, 1995; 岩坪, 1996; 佐竹, 1999; 小野寺, 1999)ため、流域での様々な条件下でのフラックスを明らかにすることが必要である。

特に、瀬戸内海沿岸は、栄養分の少ない受蝕土(「日本の森林土壌」編集委員会, 1983)が広く分布している。国有林が少なく、いわゆるスギやヒノキなどの人工針葉樹林は少なく、古くから森林が過剰に利用されてきた歴史があり一時はげ山化し、その後2次林となっている。すなわち、土壤劣化している傾向のある地域といえる。そのため、瀬戸内流域は酸性雨に対する緩衝能も低い(佐藤・藤田, 1994)。以上の特性を考慮すれば、瀬戸内海沿岸地域の海洋への物質負荷過程は他の地域とは異なることが予想される。しかし、流域単位で酸性降水物の中和や重金属の降下過程などの降水から湧水に至る物質輸送過程を考慮した研究は十分に行われていない。

流域の物質循環及び水質形成に関する研究に関して、特に、欧米の例では、1970年代に降水中の酸性物質や重金属の濃度がピーク達しその後低下傾向を示すなど、インプットの変動の物質循環に及ぼす影響が数多く指摘されている。例えば、流域への降水中で酸性物質の変動(Likens et al., 1967; Cogbill and Likens, 1974; Driscoll et al., 1989; 堀田他, 1990)や重金属成分の変動(Church et al., 1984; Jichells et al., 1984; Lindberg and Thurner, 1988; 竹田他, 1998)などが確認されている。瀬戸内海沿岸地域では、現在も大気汚染の基準値を超えており(環境省, 2002)、インプットの影響を無視することができない。

本研究では、瀬戸内地域におけるインプットの特性について明らかにすることを目的とする。特に、酸性降水物と重金属のフラックスに注目する。

2. 研究方法

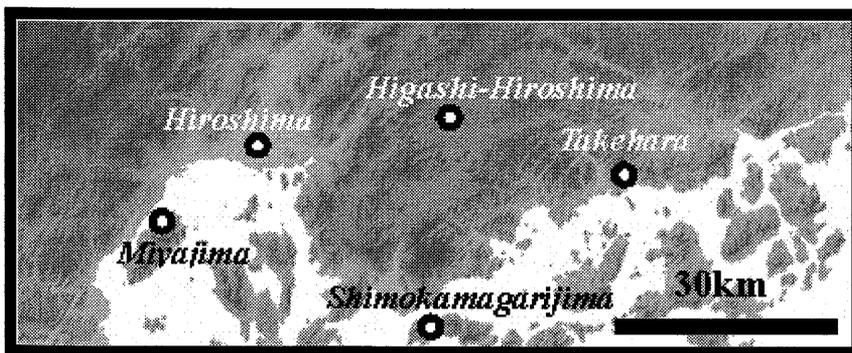


図1 調査地域概要

研究地域は、広島県の西部に位置する宮島町、広島市、東広島市、竹原市である(図1)。それぞれ、宮島町役場の屋上、広島市内の広島大学東千田キャンパスの校舎屋上、東広島市内の広島大学総合科学部校舎屋上、広島県東部の竹原試験

地に、直径15cmのロートを20Lのポリタンクに接合して降水を採水した。採水

はほぼ月に1度の頻度で行った。採水時には、ポータブル計によりpH、電気伝導度、及び水温をそれぞれ測定した。

降水は持ち帰った後、実験室で無機化学分析に供した。それぞれ、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} はイオンクロマトグラフィにより、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al 、 Mn 、 Zn 、 SiO_2 についてはICP発光分析装置により定量した。ただし、重金属の分析に際しては、低濃度領域の測定になるため、実験作業過程での汚染などの要素も取

り除くため、同様の作業過程を経た濃度0の標準溶液を5種類作成し、その標準偏差の10倍を分析精度として課した。それ以下の場合には検出できなかったものとし、フラックス計算の際には濃度0として処理した。

また、降水特性を明らかにするため、宮島及び下蒲刈島における降雨データをもとに検討した(図1)。年間平均降水量は、下蒲刈島が1100mm、宮島が1600mmであり、下蒲刈が竹原と同等である。なお、広島市は1300mm、東広島市は1150mmである。

表1 各成分の作業ブランク標準液の標準偏差(SD)と分析精度(10xStd)

	Std Dev.(ppm)	10xStd.Dev
Mn	0.00006	0.00065
Zn	0.00153	0.01530
Cu	0.00005	0.00047
Pb	0.00089	0.00894

3. 結果と考察

3.1 降雨特性

図2に、下蒲刈島及び宮島における年間の日降水量の頻度分布と各日降水量の積算雨量を示す。日降水量の頻度は10mm以下が最も多く、降水量が増えるごとに少なくなるという一般的な傾向を示す。ただし、年間降水量の多い宮島では、降水量の少ない下蒲刈に比べると、10mm以下の降雨イベントの出現頻度は変わらないが、10mm~20mmが2倍、20mm~30mmが3倍と異なる。さらに、60mm以上のイベントは宮島では6回出現したのに対し、下蒲刈では1回と大きな差がみられる。積算雨量で比べると、ともに20mm以下のイベントが最も多く、降雨強度の強いイベントの積算降水量は徐々に減る傾向を示すが、年降水量の少ない地域で40mmまで、降水量の多い地域で、70mmまでのイベントも積算量は少なくない。

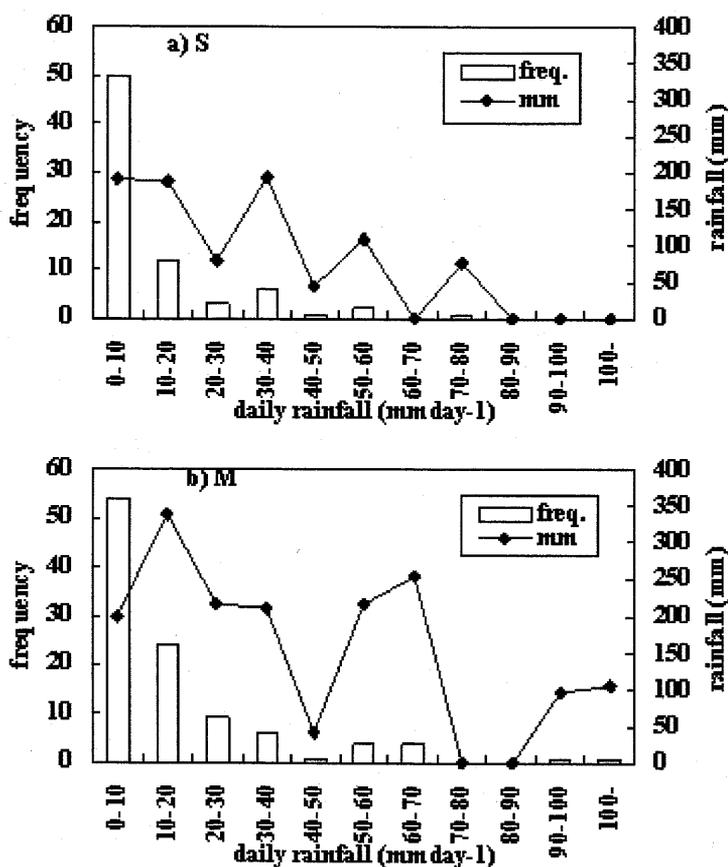


図2 (a) 下蒲刈島及び(b) 宮島における年間の日降水量の頻度分布と各日降水量の積算雨量

測された降水量、林外雨(B流域)、及び林内雨(F流域)のpHと電気伝導度(EC)の季節変化を示す。降水のpHは平均すると4.7であり、1999年7月から9月、2000年1月から3月、7月から10月の各期間は、低い時期となっている。季節的には、7月から9月という夏季に当てはまる。これは、大気が安定する一方、大気汚染物質の量も増加しているためと考えられる。7月及び9月は例年降水量が多いいため、この時期の酸性降下物のフラックスは大きくなる。すなわち、梅雨末期及び秋雨前線の時期に該当する。また、林内雨ではpHは上昇している。これは、林冠に接触することで、乾性降下物によって蓄積した塩基や葉内からの溶出にともなって、酸緩衝作用が働いているためと考えられる。電気伝導度は、通常降雨で $20 \mu \text{Scm}^{-1}$ 以下、林内雨で $40 \mu \text{Scm}^{-1}$ 以下である。特に、pHの低い時期は、電気伝導度も低い傾向を示す。

3.2 降水のpH変化

図3に1998年11月から2001年6月までの期間における竹原試験地観

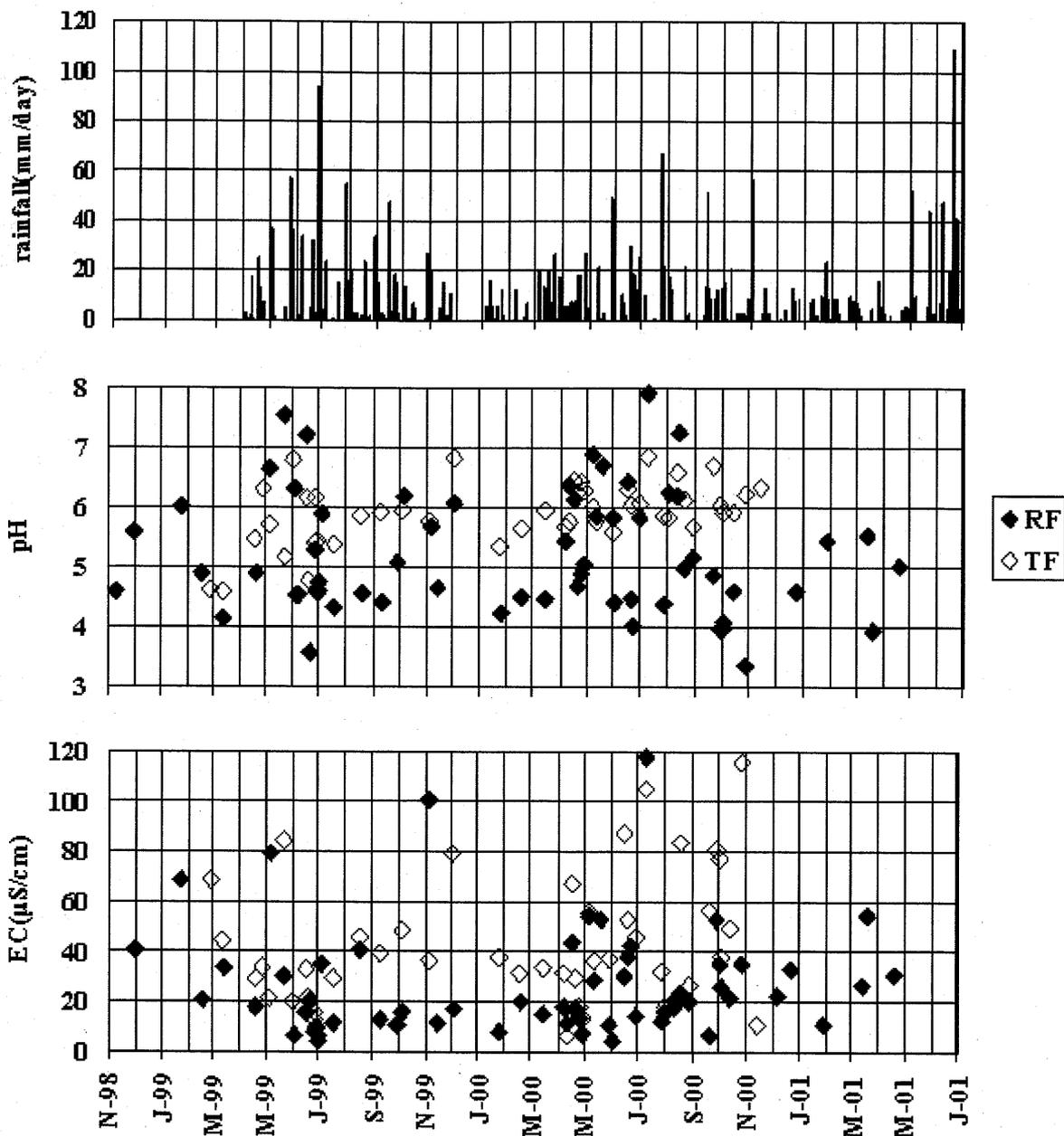


図3 B流域の降水およびF流域の林内雨中のpH値、EC値の季節変化
RF:林外雨 TF:林内雨

3.3 酸性雨の分類

酸性雨は、降雨中に溶存する原因成分である Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度の割合により、それぞれ塩酸型、硝酸型、硫酸型酸性雨に分類することができる。このため、流域に流入する酸性雨の種類により、大気汚染原因物質、酸性雨起源物質の特定及び酸性雨の現状の確認ができるため重要である。表2に2003年5月から11月までに採水した林外雨の荷重平均pH、EC及び溶存化学成分を示した。しかしながら、本研究地域は瀬戸内海沿岸流域であるため降水中に多くの海塩成分を含んでおり正確に原因物質となる成分の特定が難しい。そのため降水の溶存成分から海塩成分を除き、非海塩成分での議論が必要となる。そこで、降水中の全 Na^+ 濃度が海塩によりもたらされたものと仮定し、海洋観測指針(日本海洋学, 1990)における標準海塩組成比を用いて、 Na^+ 濃度に対する他の主要の海塩起源成分濃度を差し

引いて求めた結果を表3に示した。(標準海組成比におけるNa⁺に対する主要海塩起源成分のモル比、K⁺:0.020、Ca²⁺:0.022、Mg²⁺:0.115、Cl⁻:1.176、SO₄²⁻:0.060)。ここで降水中の降水量、Na⁺濃度はすべて海塩起源と仮定した。また、降水は2週間~1ヶ月ごとにより採水していたため、反応性の高いH⁺の正確な定量されていないと考えられた。そこで、この流域に流入する酸性雨のpHを算出するため、林外雨の溶存成分のイオンバランスから求めた。また、酸性雨に寄与する成分比はCl⁻:NO₃⁻:SO₄²⁻=0.22:0.06:0.72とSO₄²⁻濃度比が大きく、この流域ではSO₄²⁻型酸性雨の影響を受けると推測された。

表2 林外雨のpH、EC及び溶存化学成分

	pH	EC (mS m ⁻¹)	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Sr ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Fe	Al	SiO ₂
			(meq L ⁻¹)									(mmol L ⁻¹)		
Rain fall	6.13	8.35	0.007	0.023	0.012	0.008	0.000	0.008	0.023	0.004	0.048	0.000	0.000	0.001

表3 海塩成分を除いた林外雨のpH、溶存化学成分

	pH	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Sr ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Fe	Al	SiO ₂	
		(meq L ⁻¹)									(mmol L ⁻¹)		
Nss-Rain fall	4.43	0.023	0.012	0.006	0.000	0.008	0.014	0.004	0.047	0.000	0.000	0.003	

3.4 重金属成分

表4に、宮島、広島市、東広島市、竹原市のMn及びZnの降雨によるインプットフラックスを示す。この結果からも明らかなように、広島県西部でそのフラックスが平均して高いことが明らかである。ただし、Mnについては、鉱山の関係で竹原が多くなっている。

表4 降水中の重金属成分 (6か月分)

	Mn (meq)	Zn (meq)
Miyajima	0.215	0.848
Hiroshima	0.140	1.199
Higashi-Hiroshima	0.049	0.077
Takehara	0.690	0.349

表5 降水中の重金属成分. 竹原

	Mn	Zn	Pb	Cu
(mmol m ⁻² y ⁻¹)	0.45	0.21	0.05	0.07
(mol ha ⁻¹ y ⁻¹)	4.5	2.1	0.5	0.7

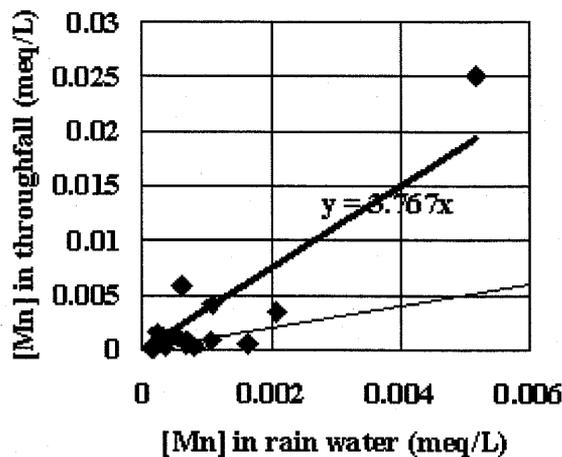


図4 降雨、林内雨中のMn濃度 (竹原)
太線; 近似直線、細線; 1:1線

表5に、竹原におけるMn、Zn、Pb、Cuの各フラックスを示す。重金属のフラックスは、主にMnが大きい、その他にもZnもMnについて多い。PbやCuは1オーダー以上低いフラックスとなっている。そのため、この地域では、Mn及びZnが要モニター成分と定義できる。

図4に竹原試験地モニターした降雨と林内雨のMn濃度の関係を示す。一部は1:1の関係線上にプロットされるものの、近似直線からも明らかなように、林内雨の濃度は林外雨の濃度の3.7倍である。これは、林分からの溶出を考慮しても、明らかに乾性降下物として捕獲されている成分が湿性降下物として

供給させる成分より多いことを意味する。この傾向は、フラックスの小さかった内陸の東広島より大きい。

4. まとめ

本研究では、広島県の幾つかの地点で降雨による物質の流入フラックスについて検討した。その結果以下のことが明らかになった。

1) 降雨特性は、西部の年降水量が東部に比べて500mm程度多く、各イベントの特性として、前者では降雨強度の強いイベントが増えることが確認できた。

2) 竹原市における酸性雨としては、夏季に酸性の特性を示し、フラックス的にも大きいことが明らかになった。また、成分としては、硫酸性の酸性雨であることが確認された。

3) 大気汚染物質として供給される重金属成分は、西部で多い傾向を示した。また、竹原ではMnが多い傾向を示した。

今後は、一雨の特性や気候学的な特性なども考慮に入れて解析する必要がある。

謝辞

本研究の計画の際に広島大学総合科学部開発一郎教授には御助言頂き、また、化学分析に際しては広島大学生物圏科学研究科竹田一彦博士に懇切丁寧なご指導を頂いた。さらに、現地調査に際して広島県農林事務所の職員の方々には多くの便宜をはかっていただいた。広島大学大学院生物圏科学研究科環境地形学研究室の大学院生安道幸仁、村井知里、長濱則夫、松田なな、西宗直之、竹井務君には協力を頂いた。以上記して感謝の意を表します。

文献

- Church, T.M., Tramontano, J.M., Scudlark, J.R., Jickells, T.D., Tokos, J.J.Jr., Knap, A.H. and Galloway, J.N. (1984) : The wet deposition of trace metals to the western Atlantic Ocean at the mid-Atlantic coast and on Bermuda. *Atmospheric Environment*, 17: 1779-1786.
- Cogbill, C.V. and Likens, G.E. (1974) : Acid precipitation in the northeastern United States, *Water Resour. Res.*, 10: 1133-1137.
- Driscoll C.T., Likens, G.E., Hedin, J.S. Eaton, J.S. and Bormann, F.H. (1989) : Changes in the chemistry of surface waters: 25-year results at the Hubbard Brook Experimental Forest, NH. *Environ. Sci. Technol.*, 23: 137-143.
- 海老瀬潜一 (1985) : 汚濁物質の降雨時流出特性と流出負荷量. *水質汚濁研究*, 8 : 499-504.
- 堀田 庸・森川 靖・埜田 宏・松本陽介・松浦陽次郎・石塚和裕 (1993) : 森林衰退—酸性雨は問題になるか—. 林業化学技術振興所, 東京.
- 岩坪五郎 (1996) : 森林生態学. 文永堂出版, 東京.
- 環境省(2002) : 第4次酸性雨対策調査取りまとめ 酸性雨対策検討会, 行政資料
- Jickells, T.D., Knap, A.H. and Church, T.M. (1984) : Trace metals in Bermuda rainwater. *Jour. Geophys. Res.*, D89: 1423-1428.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M. and Pierce, R.S. (1967) : The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for a small forested ecosystem. *Ecology*, 48 : 772-785.
- Likens, G. E. and Bormann, F. H. (1995) : Pattern and process in a forest ecosystem. Springer-Verlag, New York.
- Lindberg, S.E. and Thurner, R.R. (1988) : Factors influencing atmospheric deposition, stream export, and landscape accumulation of trace elements in four forested watersheds. *Water, Air, and Soil Pollution*, 39: 123-156.
- Moldan, B. and Cerny, J. (1994) : Biogeochemistry in small catchments. John Wiley & Sons, Chichester.
- 「日本の森林土壌」編集委員会 (1983) : 第15章 中国地方の森林土壌. 日本の森林土壌, 「日本の森林土壌」編集委員会 (編) : 365-382. 日本林業技術協会, 東京.
- 小野寺真一 (1999) : 多摩川最上流域における水質形成に及ぼす立地環境の影響の解明—環境変化に対する水源水質の予測モデル構築に向けて— : (財) とうきゅう環境浄化財団研究助成 No.204, 52-64. ; 71-89.
- 佐竹研一 (1999) : 酸性環境の生態学. 愛智出版, 東京.
- 佐藤一男・藤田慎一 (1994) : わが国の酸性雨の実態と地下土壌への影響. *地熱エネルギー*, 19 : 126-131.

宗宮 功 (1993) : 自然の浄化機構. 技報堂出版, 東京
竹田一彦・山本昌弘・丸本幸治・佐久川 弘・藤原祺多夫 (1998) : 中国地方のアカ松年輪中の重金属濃度
および鉛安定同位体比の測定と海底堆積物との比較. 日本化学会誌, 2, 99~105.

⑩ 山火事にもなう土壤の酸性化過程

小野寺真一・Birmano, M.D.・藤崎知恵子・成岡朋弘・長濱則夫・松田なな・加藤成子

1. はじめに

山地水源地は、これまで貴重な水資源の供給場として各地で利用されてきた。水源流域において水質形成過程を明らかにすることは、水源水質の持続的利用とそのため保全にとって必要不可欠である。特に、流域へのインプットである降水中で酸性物質 (Likens et al., 1967; Cogbill and Likens, 1974; Driscoll et al., 1989; 堀田他, 1990) や重金属成分 (Church et al., 1984; Jichells et al., 1984; Lindberg and Thurner, 1988) が確認され始めて以来、その水源水質への影響が危惧され、降水から土壤水、河川水への水質変化が議論されるようになってきた (平田・村岡, 1988; Likens and Bormann, 1995; 加藤他, 1995)。欧米では、1970年代に降水中の酸性物質や重金属の濃度がピーク達しその後低下傾向を示したが、土壤中及び溪流水中の濃度の変化はそれほど大きくなかった (Driscoll et al., 1988; Driscoll et al., 1994)。これは、土壤の緩衝作用といういわゆる過機能 (van Breemen et al., 1983; 堤, 1987; 佐藤・大岸, 1990; 岩坪, 1996) によるものである。しかし、実際には、土粒子への吸着 (Tiller, 1989; McDaniel and Buol, 1991; Teutsch et al., 1999) とそれにもなう主要塩基の流亡 (Christophersen et al., 1990) という土壤の汚染物質の蓄積と酸性化などの影響も考慮する必要がある。以上のように、水源水質管理のためには、土壤中での詳細な物質循環プロセスの追跡が必要である。これまで、窒素 (大類他, 1995; 加藤他, 1995; Likens and Bormann, 1995) 及び炭素 (岩坪, 1996; Ohte et al., 1995; 佐竹, 1999) といった生態系における主要な成分については十分な調査が行われてきた。しかし、酸性降下物の中和や重金属の降下という視点からすると陽イオンの変化が重要であるが、Moldan and Cerny (1994)、Likens and Bormann (1995)、岩坪 (1996) や佐竹 (1999) にれば、降水から湧水に至る過程での酸性物質や重金属とその他の陽イオンとの反応を考慮した研究は十分ではない。

特に、瀬戸内海沿岸は、栄養分の少ない受蝕土 (『日本の森林土壤』編集委員会, 1983) が広く分布し、国有林が少ないためいわゆるスギやヒノキなどの人工針葉樹林は少なく、古くから森林が過剰に利用されてきた歴史があり一時はげ山化し、その後2次林となっている。宮島では歴史的に森林が管理され原始林として天然林も残っているものの、一部は山火事などの被害を受けてきた。以上の経緯から、瀬戸内流域は酸性雨に対する緩衝能が低い (佐藤・藤田, 1994) 一方で、酸性物質の負荷も少なくない。また、山火事にもなう流域からの塩基の流出量が増大することが報告されており (Nakane et al., 1983)、特に、山火事等による土壤の酸性化については、十分な検証が必要である。しかしながら、これまで山火事流域での土壤の化学的な変化について議論した例はほとんどない。

本研究では、山火事にもなう土壤の酸性化過程について明らかにすることを目的とした。特に、土壤中の陽イオン組成の変化と塩基の流亡過程を確認した。

2. 試験流域および研究方法

研究地域は、広島県西部の宮島町と海を隔てて隣接する大野町の山火事跡地である。なお、一部の試験を行うため、広島大学から近い広島県東部の竹原市の山地流域に試験地を設けて、観測を行った。瀬戸内地域には広く花崗岩が分布する。研究地域も花崗岩からなる山地である。気候的には西部が年降水量 1500mm、東部が 1000mm 程度と異なるが、気温は年平均が 15°C 程度と東西での変化はほとんどない。また、古くから森林が過剰に利用されはげ山化した経緯から、土壤が内陸部に比べ侵食を受け有機分に富む A 層及び漸移層である B 層が薄く、栄養分に乏しい受蝕土が広く分布する (『日本の森林土壤』編集委員会, 1983)。また、広島県は昭和 40 年代の統計でも昨年度の統計でも山火事発生件数は、日本で最も多くその焼失面積も大きい。広島県西部の大野町では平成 11 年 5 月に約 100ha が焼失し、東部の竹原市では平成 6 年 3 月に約 350ha が焼失し、宮島西部でも 20 年程前に山火事により焼失した。広島県の大規模な山火事の場合の多くは、地上部だけでなく地表面の有機物層も焼失している。竹原市ではその 1 年後、肥料及び種子の空中散布が行われたが、植生の回復は思わしくなかった。さらに、平成 10 年末には木本類 (アカマ

ツ、クヌギ、ヤマザクラ) の植栽及び根元への肥料の散布が行われた。現在は、植栽木が樹高 1m 前後になり、その他にシダやワラビ等の草本類が 50cm~80cm 程度被覆している。植被率が現在でも 50%を下回るような地表面の露出したエリアがパッチ状にみられる。

平成 11 年 5 月 5 日の山火事で焼失した大野町試験地では、定期的に土壌を採取し、土壌化学性の変化をモニターした。土壌試料は、谷底部付近の斜面末端部、そこから標高 10m 程度上部の斜面中部、さらに標高 10m 程度上で尾根部の斜面上部の 3 箇所で、表層及び深度 5cm、10cm、15cm と 3~4 サンプルずつ採取した。焼失後、2 週間、2 ヶ月、半年、1 年、1 年半とモニターした。また焼失後 2 週間の時には、付近で燃え残った斜面においても同様の地形条件場所で土壌を採取し、燃える前の試料とした。

また、焼失後 2 週間のときは、径 10cm の円筒によって地表から 5cm、10cm、20cm と長さの異なる不攪乱試料をそれぞれ採取し、底面と上面をビニールシートで覆い、こぼれないように持ち帰った。ここでは、以下、5cm、10cm、20cm のライシメーターと定義する。その後 1 週間のうちに、大学から 20km 程度の距離にある竹原試験地に設置した。その後自然降雨下での実験を行った。設置方法は、以下のとおりである。土粒子がこぼれないように底面をメッシュで覆い、下端は漏斗に接続し、さらに円筒からの排水はチューブで集水しタンクに貯留した。竹原においても、現地の山火事から 6 年経過した土壌、20 年経過した土壌を同様に設置し採水した。ほぼ、2 週間に一度から 1 ヶ月に一度の頻度で採水した。採水時にはポータブルメーターを用いて pH、電気伝導度、水温の測定を行った。

実験室に持ち帰った水試料は、実験室で無機化学分析に供した。それぞれ、 HCO_3^- は pH4.8 までの H_2SO_4 滴定により、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} はイオンクロマトグラフィにより、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al 、 Mn 、 Zn 、 SiO_2 については ICP 発光分析装置により定量した。土壌試料は、水抽出、実験室で KCl 溶液抽出、 NH_4^+ 溶液抽出の各実験を行った。水及び KCl 溶液抽出実験では、その抽出液で pH を測定し、 NH_4^+ 溶液抽出実験では抽出液中の塩基濃度を測定し、交換性塩基として定義した。それぞれの定量は、上述の方法で行った。

3. 結果と考察

3.1. 土壌の化学性の変化

図 1 に山火事から 1 年半後までの尾根部の土壌 pH の変化を示す。また、山火事直後に周辺の森林流域で採取した土壌の結果も示す。周辺の森林土壌の結果からも明らかのように、本地域は従来から続いてきた森林の過剰利用の影響で、表層土壌の pH は 4.8 程度と酸性な土壌である。山火事直後は、焼失後にみられる典型的な無機化の影響で、表層のみ pH は一時的に上昇し、アルカリ性に転じている。これは、焼畑

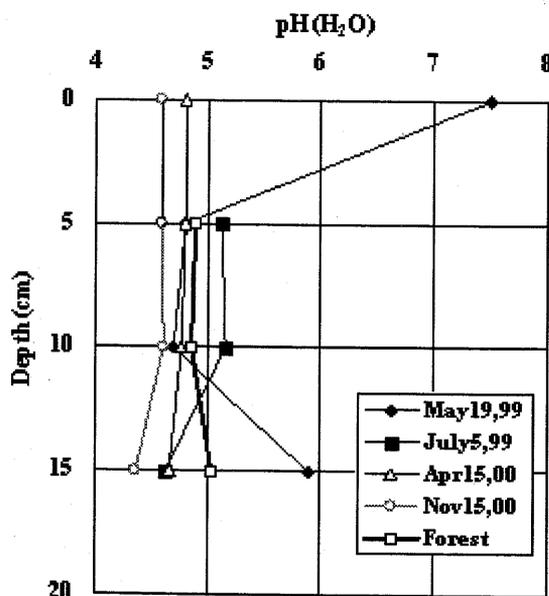


図 1 土壌 pH の山火事からの経過にともなう変化

などの土壌でみられる現象と同じである。また、2 ヶ月後には、表層の無機化で生じた塩基の影響で、深度 10cm 程度まで pH が 5 以上に上昇した。さらに 1 年後には、pH は表層を含めて山火事前と同等かそれ以下に低下した。ここで、半年後のデータは載せていないが、ほぼ 1 年後の傾向の中間的あたりである。1 年半後には、深度 15cm までの層の pH が 4.6 以下になり、明らかに山火事前より pH が低下した傾向を示した。以上の結果、1 年半後には山火事前よりも酸性化したことが確認できた。ただし、降水量が 1600mm 程度あり酸性雨が降り注ぐ大野町での結果であり、広島県内全域に適用するためには、物質趣旨にもとづく解析が必要である。

図 2 に、山火事から 2 週間後の森林と山火事土壌の化学性の比較を示す。ここでは、土壌 pH と交換性 Ca について示した。前述したように、本地域の森林土壌はもともと酸性土壌であり、交換性 Ca 量をもても、他地域 (加藤、1996 ; 安道他、2000) に比べて 1 オーダー以上低く貧栄養であることが伺える。山火事直後

の土壌は表層でpHが7以上に上昇しているが、その際は、交換性成分として、図示したようにCa吸着量が森林土壌に比べて著しく上昇した。ここでは、森林土壌の30倍に達している。この他にもKやMgなどの成分が顕著に上昇し、結果的に塩基飽和な状況が形成された。

また、さらに興味深いのは、深度5cm及び10cmでは、森林土壌とほぼ同程度であるのに対して、深度15cmでは周辺の森林土壌よりpHが上昇し6程度に達し、交換性Ca量も2倍程度に増加している点である。山火事直後の斜面では土壌有機物の焼失の際、溶融し残存した成分が土粒子をコーティングする際に撥水性が生じることが知られている。それによって、不均一浸透流が生じ、結果的に途中の深度を取り残して、下方まで水分は移動しうる(長濱他, 2001)。表層の影響を受けるというようなことが起こりうるのではないかと考えられる。ただし、化学性の不均一性などの点からの解釈もありうるため、不均一性のばらつきを評価した上で、実際の斜面で観測することが必要である。

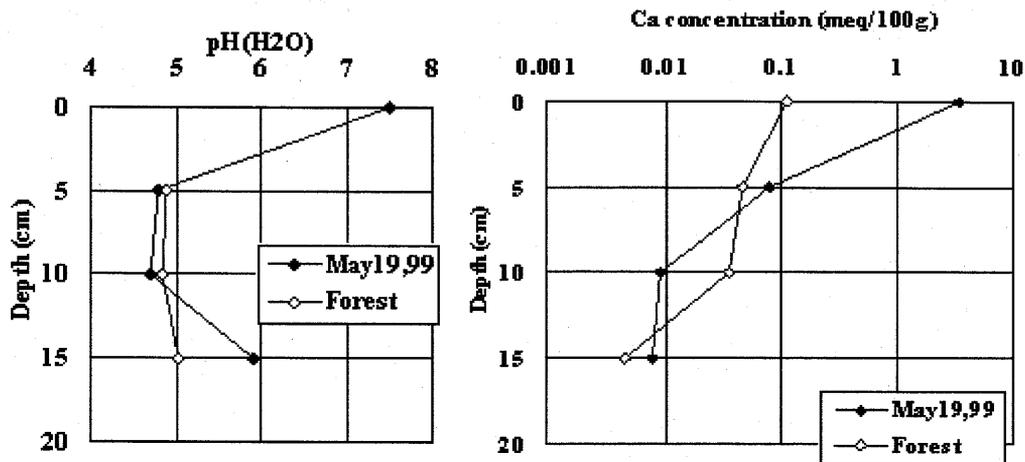


図2 山火事直後の土壌pH及び交換性Caの変化
黒；山火事土壌(2週間後)、白；隣接する森林土壌

3.2. 物質移動実験

図3に、山火事直後の不攪乱土壌を充填したライシメーターの結果を示す。ここでは、自然降雨下における実験としたため、非定常な影響を含んでいる。竹原試験地の降雨は、降水の化学特性のところで紹介したように、pH4.8の酸性雨である。

また、設置後1ヶ月の1999年6月末に大きな降雨イベント(計300mm弱)があった。そのため、5cmの主に残存した有機物層と灰からなっていたライシメーターは土粒子が流亡したため、その後は測定できなくなった。排水量は、この降雨イベント時に増大した以降は、大きな変動はなく定期的に排水した。また、ライシメーター中には植物もないため、深度別の排水量にも大きな差はない。

一方、pHは深度による違いが明瞭に現れた。設置後、山火事によって大量に無機化し生成した塩基の影響で、排水のpHが8まで上昇している。これは、先の土壌の

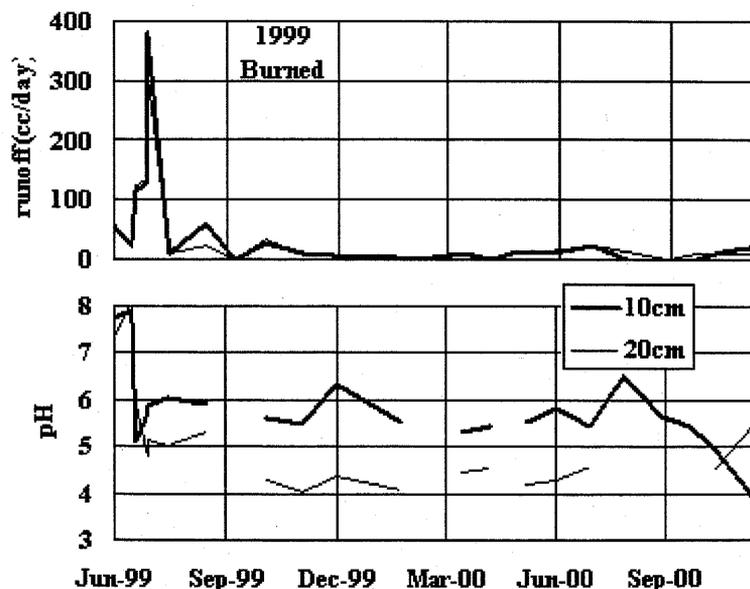


図3 ライシメーターからの排水量及び排水中のpHの変化
山火事直後の土壌

化学性で触れたとおりである。しかし、大きな降雨イベントのさなかに、排水の pH は低下し、10cm のライシメーターで一旦 pH が 5.0 に低下した後 6.0 程度で安定している。一方、20cm のライシメーターでは、やや遅れて pH 5.0 まで低下した。これは、明らかに 20cm の方では不均一流の影響を受けて、土層全て浸透経路としない影響があるものと思われる。一般に、重力排水型のライシメーターでは、下端に飽和帯を形成する。飽和帯が形成されていると不均一流は起こりにくく、10cm のライシメーターでは、比較的均一に浸透していたことが予想される。さらに、山火事から 1 年 3 ヶ月以降、10cm のライシメーターの pH は低下し始め さらに 3 ヶ月後の 2000 年 11 月には pH は 4 を切るまでになった。一方、20cm のライシメーターは、山火事から 4 ヶ月後には pH は 4 にまで低下し、それ以降は約 1 年間その状態が続いた後、その後 pH は 5.5 まで回復している。これは、一旦不均一流を経由する成分のみが排水していたが、その後徐々に撥水性の消失とともに一様な浸透が開始し、ゆっくりと浸透した塩基が遅れて到達することに pH が回復したものと考えられる。すなわち、山火事後の土壌中の物質移動には、撥水性の影響にとまらう不均一流が大きいことが明らかになった。

3.3 酸性化過程

図 4 に、10cm のライシメーターからの排水中における Al 濃度の変化を示す。図中では、山火事から 3 ヶ月経過したころから、Al 濃度の上昇が確認できる。その後、7 ヶ月後にピークに達し、変動しながらも横ばいの傾向を示す。高濃度に達したころの pH はまだ 6 程度であることから、毒性の強い Al^{3+} ではないと考えられるが、混合している可能性ある。

ここで、酸収支から酸性化過程を論じる。竹原における年間の酸(水素イオン)の負荷量は $17\sim 22\text{meq m}^{-2}$ である。また、図 2 から、山火事で生じた Ca 量が深度 5cm の土壌中で平均 $1\text{meq}/100\text{g}$ であるとする、 1m^2 あたり 1000meq 程度となる。以上のことから、表層から一様に酸緩衝のためにイオン交換が生じたとすれば、平均 50 年程度 (45 年～59 年) かかることになる。しかし、実際には 2 年足らずで酸性化していることから、想定 20 分の 1 の速さで酸性化が生じたことを意味する。また、1 年間のこのライシメーターの実際の溶出負荷量はインプットの酸の数年分にしかならないことを考慮すれば、不均一浸透にとまらう酸性化が生じていることが明らかである。ただし、前述したように 10cm のライシメーターでは、20cm のライシメーターに比べると不均一流の影響はそれほど大きくないことになる。このことは、10cm でも不均一流は生じており、しかしそれ以上に 20cm では顕著に生じていたことになる。以上の結果、山火事後、撥水性などの影響により不均一流が生じ、それにとまらうすみやかに酸性化することが明らかになった。特に、不均一流によってその影響が深層にまで及ぶことが推定された。以上のように、本結果は、単に表層土壌のすみやかな酸性化過程を示すだけでなく、深層への酸性水の浸入と流域の酸性化という点と連携しており、今後の問題となりうる。一方で、撥水性にとまらう不均一浸透の場合、後に撥水性が弱くなったときに一様な浸透が始まり、それにとまらう一旦酸緩衝が進むこともある。以上の点からも、今後の 2 次元的な追跡とともに土壌侵食との定量的な関係なども評価していく必要がある。

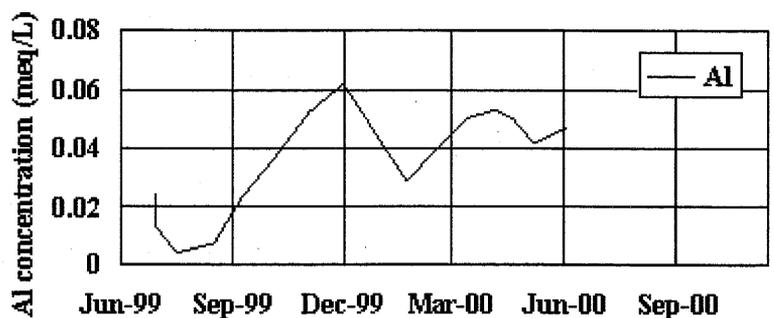


図 4 ライシメーターからの排水中の Al 濃度の変化

4. まとめ

本研究では、山火事後の土壌の酸性化について、山火事から約 2 年間にわたる、土壌調査及びライシメーター法により確認した結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 山火事からわずか 2 年に満たない状態で土壌が酸性化したことが明らかになった。
- 2) 山火事直後には、焼失にとまらう無機化により塩基が土壌に供給され、pH は焼失以前の 5 程度から 7 以上にまで達した。その際、交換性 Ca 量は 30 倍に達した。

- 3) 酸性化の過程では、表層で形成された撥水性の影響で不均一流が生じ、想定されるより 20 倍の速さで生じることが確認できた。

謝辞：本研究にあたり、大野町役場の方々には便宜をはかっていただいた。また、土壤に関しては、農林水産省森林総合研究所の小林政広氏にさまざまなことをご教示いただいた。以上記して感謝の意を表します。

文献

- 安道幸仁・小野寺真一・成岡朋弘・松本栄次 (2000) : 亜高山帯山地流域における表層土壤の酸緩衝能-斜面スケール及び山地スケールでの変動. 日本林学会誌, 82 : 227-233.
- Christophersen, N., Robson, A., Neal, C., Whitehead, P.G., Virgerust, B. and Henriksen, A. (1990) : Evidence for a long-term deterioration of streamwater chemistry and soil acidification at the Birkenes catchment, southern Norway. *Jour. Hydrol.*, 116: 307-320.
- Church, T.M., Tramontano, J.M., Scudlark, J.R., Jickells, T.D., Tokos, J.J.Jr., Knap, A.H. and Galloway, J.N. (1984) : The wet deposition of trace metals to the western Atlantic Ocean at the mid-Atlantic coast and on Bamuda. *Atmospheric Environment*, 17: 1779-1786.
- Cogbill, C.V. and Likens, G.E. (1974) : Acid precipitation in the northeastern United States, *Water Resour. Res.*, 10: 1133-1137.
- Driscoll, C.T., Fuller, R.D. and Simone, D.M. (1988) : Longitudinal variations in trace metal concentrations in a northern forested ecosystem. *Jour. Environ. Qual.*, 17 : 101-107.
- Driscoll C.T., Likens, G.E., Hedin, J.S. Eaton, J.S. and Bormann, F.H. (1989) : Changes in the chemistry of surface waters: 25-year results at the Hubbard Brook Experimental Forest, NH. *Environ. Sci. Technol.*, 23: 137-143.
- Driscoll, C.T., Otton, J.K. and Iverfeldt, A. (1994): Trace metals speciation and cycling. In *Biogeochemistry of Small Catchments*, Moldan, B. and Cerny, J. (eds.): 299-322. John Wiley & Sons, Chichester.
- 平田健正・村岡浩爾 (1988) : 森林域における物質循環特性の渓流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集, 399 : 131~140.
- 堀田 庸・森川 靖・埴田 宏・松本陽介・松浦陽次郎・石塚和裕 (1993) : 森林衰退-酸性雨は問題になるか-. 林業化学技術振興所, 東京.
- 岩坪五郎 (1996) : 森林生態学. 文永堂出版, 東京.
- Jichells, T.D., Knap, A.H. and Church, T.M. (1984) : Trace metals in Bermuda rainwater. *Jour. Geophys. Res.*, D89: 1423-1428.
- 加藤正樹 (1996) : 森林土壤が土壤溶液の無機態窒素の動態に与える影響に関する研究. 京都大学農学部博士論文 (未公表).
- 加藤正樹・小野寺真一・小林政広 (1995) : 源頭部森林小流域における土壤溶液と湧水の硝酸態窒素の動態. 日本林学会誌, 77 : 516-526.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M. and Pierce, R.S. (1967) : The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for a small forested ecosystem. *Ecology*, 48 : 772-785.
- Lindberg, S.E. and Thurner, R.R. (1988) : Factors influencing atmospheric deposition, stream export, and landscape accumulation of trace elements in four forested watersheds. *Water, Air, and Soil Pollution*, 39: 123-156.
- Likens, G. E. and Bormann, F. H. (1995) : *Pattern and process in a forest ecosystem*. Springer-Verlag, New York.
- McDaniel, P.A. and Buol, S.W. (1991): Manganese Distributions in Acid soils of Carolina Piedmont. *Soil Science Society of American Journal*, 55: 152-158.
- Moldan, B. and Cerny, J. (1994) : *Biogeochemistry in small catchments*. John Wiley & Sons, Chichester.
- 長濱則夫・小野寺真一・小林政広・安道幸仁・Birmano, M.D.・濱田洋平・井岡聖一郎 (2001) : 電気探査を用いた撥水性土壤での降雨浸透過程推定に関する実験的研究. 水文・水資源学会誌, 14, 27-33.
- Nakane, K., Kusaka, S., Mitsudera, M. and Tsubota, H. (1983): Effect of fire on water and major nutrient budgets in forest ecosystems II. Nutrient balances, input (precipitation) and output (discharge). *Jap. J. Ecol.*, 33: 333-345.

- 「日本の森林土壌」編集委員会 (1983) : 第 15 章 中国地方の森林土壌. 日本の森林土壌, 「日本の森林土壌」編集委員会 (編) : 365-382. 日本林業技術協会, 東京.
- 大類清和・生原喜久雄・相場芳憲 (1995) : 森林小集水域での水質変化の過程. 水文・水資源学会誌, 8 : 367-381.
- Ohte, N., Tokuchi, N. and Suzuki, M. (1995) : Biogeochemical influences on the determination of water chemistry in a temperate forest basin : Factors determining the pH value. *Water Resour. Res.*, 31 : 2823-2834.
- 佐竹研一 (1999) : 酸性環境の生態学. 愛智出版, 東京.
- 佐藤一男・藤田慎一 (1994) : わが国の酸性雨の実態と地下土壌への影響. *地熱エネルギー*, 19 : 126-131.
- 佐藤一男・大岸 弘 (1990) : 酸性降下物に対する土壌中和能の簡易測定法. *環境科学会誌*, 3 : 37-48.
- Teutsch, N., Erel, Y., Halicz, L. and Chadwick O.A. (1999): The influence of rainfall on metal concentration and behavior in the soil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 3499-3511.
- Tiller, K.G. (1989): Heavy metals in soils and their environmental significance. *Advanced in Soil Science*, 9: 113-142.
- 堤 利夫 (1987) : 森林の物質循環. 東京大学出版会, 東京.
- van Breemen, N., Mulder, J., and Driscoll, T. (1983) : Acidification and alkalinization of soils. *Plant and Soil*, 75: 283-308.

⑰ 山火事流域の酸性化過程

藤崎知恵子・小野寺真一・成岡朋弘・Birmano, M. D.

1. はじめに

日本は夏季に高温多湿な環境で急峻な地形をもつことから、養分流出を引き起こす可能性を有している(Aiba *et al.*, 1981)。瀬戸内地方は、年降水量が 1000mm 前後と低く、冬季及び夏季の乾燥した時期に山火事が多々起こり、森林流域に大きなインパクトを与えている(高橋、1983; 後藤、1998)。山火事の起こった流域では、土壌では極端に撥水性が生じ、浸透能が低下し地表流が発生する(例: 村井, 1972)ため、土壌や土砂の流出(堀, 1983、頭山ら, 1998、石橋, 1991)が顕著になる。また、流域からの河川流出量が増加(服部, 1994; 中根, 1990)し、無機栄養塩類の流出も増加(Nakane *et al.*, 1983)する。瀬戸内沿岸は、現在も富栄養化が重要な環境問題となっており、山火事による養分流出は、山地流域環境にだけでなく、沿岸域の環境にも大きな影響を与えることが考えられる。

近年、酸性雨が森林に与える影響が地球規模で問題とされている。瀬戸内地域は、過去の産業活動のために過剰な森林伐採や土壌採掘が繰り返し行われており、土壌中に栄養が少ない受蝕土壌が分布している(「日本の森林土壌」編集委員会, 1983)。そのため、酸の緩衝力はもともとあまり高くないことが考えられる。山火事が起こった流域では上記のように河川水への無機栄養塩類の流出が増加するが、その流出した塩基が陽イオン交換反応による土壌中の交換性塩基の流出なのか、地温の上昇にともない風化速度が上昇し塩基が生産され流出したのかは明らかでない。一般の森林流域では、酸の消費のほとんどが化学風化反応および陽イオン交換によってなされている(Shibata *et al.*, 1998; 浅野ら, 2000)。しかし、化学風化と比較して陽イオン交換による酸の消費が高い場合、土壌中に吸着されている交換性塩基量は溶脱によって更に減少することになり、流域の酸性化が生じることが考えられる(Edwards, 1973; Driscoll and Likens, 1982)。そのため、酸の消費過程を明らかにすることも重要な問題となってくる。酸性化した流域では、生物にとって毒性となる Al^{3+} の溶脱が生じ、土壌中の Al^{3+} 濃度は上昇し、特に植物の根の先端部分に集積し害を与える。そのため、植物と土壌の共生関係が築けない土壌劣化が生じやすい状況が起こる。また、溶脱した Al^{3+} は、水文過程に伴って河川へ流出し、水中生物の生息に多大な影響を与えるだけでなく(Christophersen *et al.*, 1990)、山地水源地という我々にとって重要な場にも大きな影響を与えることになる。このように、瀬戸内地方の山火事が生じた山地流域で養分流出機構を解明することは、森林環境、沿岸環境の保全および山地水源管理の面からも重要である。

渓流水の流出形成と酸性化のメカニズムに関して、Evans *et al.* (1999) は、渓流水の溶存成分の濃度と流量のヒステリシス関係を示すことで、イベント期間中の渓流水は浅部と深部の飽和地下水の 2 成分システムによって形成されることを示した。その際、 NO_3^- の大量に存在する表層有機層を通過したイベント水が渓流水へ流出するハイドログラフの減水時に、acid neutralizing capacity(ANC)が減少し、酸性化することを示した。また、Evans *et al.* (1995) や Wigington *et al.* (1996b) は、渓流水の ANC の減少は主要塩基の希釈による減少と NO_3^- の増加によって引き起こされることを示した。この渓流水の酸性化の結果は、流域内部の環境においても主要塩基が流亡によって減少すると流域が酸性化する可能性があることを示唆している。

以上のように、降雨イベント時は渓流水の水質化学性に大きな影響を与える。特に、山火事が多発し、低降水量など様々な環境要因をもつ瀬戸内地方の流域では、今後の流域環境を予測するためにも降雨流出過程に伴い流出する土壌養分の定量化および起源の解明は必要な課題である。本研究では山火事の起こった流域での養分流出機構を解明することを目的とする。ここでいう養分とは植物の成長に必要なだけでなく、土壌の発達にも必要となる交換性塩基起源の主要塩基についてのことである。特に、降雨イベントの規模による養分流出過程の変化と山火事後の経過年数の相違による養分流出変化に注目して解析を進めた。

2. 研究地域および方法

研究地域は、広島県竹原市に位置する。平成 6 年 8 月に山火事が発生し、現在も植生が十分に回復していない荒廃流域(以後 B 流域)と昭和 53 年山火事が発生し、現在は 2 次林で覆われている森林流域(以後 F

流域)の2流域を試験流域とした。B流域は、平成6年の山火事で約360haが焼失し、同年に広島県林務部の災害関連緊急治山事業により、イタチマツ、アカマツ、クロマツ、ヤマハギ等の種子と高度化成肥料(N,P,K)の航空実播が160haの範囲に行われた。また、翌年からは保安改良事業での森林復旧をめざし、ヤマハギ、ヤマモモ、アカマツ、クヌギなどの植栽を5ヵ年計画で行った。現在、植栽木はアカマツ及びクヌギを主として高さ1~2mに成長している。地表面はシダ等の草本類によって覆われているが、所々に裸地面も点在している。B流域の標高は、100~180m、傾斜は32.2°である。F流域の標高は、60~130m、傾斜は28.7°である。両流域の流域面積は、ほぼ1.5haと等しく、両流域の地質は花崗岩である。竹原气象台による過去5年間でのこの地域の平均降水量は1140mmであり、平均気温は、14.6°Cである。

両流域ともに、河川流量、降水量を日記記録するとともに、B流域では、斜面上部の深度10cm、50cm、100cm、斜面中部の深度10cm、50cm、斜面下部の深度10cm、50cmにそれぞれ圧力センサーを設置し、圧力水頭を日記測定した。また、降水、林内雨、土壌水、渓流水の採水を定期的に行った。土壌水は、斜面上部の深度10cm、50cm、100cm、斜面下部の深度10cm、50cmにサクシオンライシメーターを設置し、それぞれ500cmH₂Oで吸引して採水した。これらの水試料は1999年4月~2001年6月にかけて、2週間~1ヶ月に一度の間隔で採水した。1999年6月の降雨イベントには集中観測を行い、渓流水を数時間間隔で採水し、降水はイベント毎に採水を行った。2000年度のイベントでは、渓流水はオートサンプラーを用いて3時間間隔で採水し、降水をイベント毎に採水した。計27回の降雨イベントを捉えた。土壌は1999年11月に両流域の斜面上部、斜面中部、斜面下部のA層、B層、C層でそれぞれ採取した。また、B流域で堰を設置している地点の河道から尾根への側方斜面方向に1m間隔ごとに9m地点までを、湧水地点から尾根への側方斜面方向に5m間隔ごとに20m地点までを、湧水地点から谷浴いに1m間隔で5m地点までの表層土壌をそれぞれ採取した。

各水試料は、現地では採水時にポータブル計によりpH、電気伝導度、及び水温をそれぞれ測定し、持ち帰った後に無機化学成分を測定した。測定は、HCO₃⁻濃度をpH4.8までの5mmol-H₂SO₄滴定により、Na⁺、Mg²⁺、K⁺、Ca²⁺、Fe³⁺、Al³⁺、SiO₂、Sr²⁺濃度を多元素同時原子発光分析装置(ICP-AES(Optima3000))により測定し、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻濃度をイオンクロマトグラフィー(LC-VP 島津製作所(株))により測定した。

各土壌試料は、炉乾装置(ISUZU drying Oven model 2-2000)を用いて約105°Cで乾燥させ、含水比(土壌水分質量(g)/乾燥土壌質量(g))を求めた。生土20gに対し蒸留水を1:5の重量比で混ぜ、振とう器で十分浸透した後約1時間放置してからろ過を行い、土壌pH(H₂O)と水溶性イオンの成分を測定した。化学成分の測定は、Na⁺、Mg²⁺、K⁺、Ca²⁺、Fe³⁺、Al³⁺、SiO₂、Sr²⁺を多元素同時原子発光分析装置により測定し、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻をイオンクロマトグラフィーにより測定した。全置換性塩基、陽イオン交換容量(CEC)を吸引法(Peech法)により測定した。

3. 結果と考察

3.1 土壌の化学性

B流域、F流域で採取した表層土壌の化学性について表1に示す。土壌の厚さは、B流域ではA層が0.5~1.5cm、B層が11.5~14.5cm、F流域では、A層が3.0~7.0cm、B層が9.0~19cmである。B流域の土壌が特に薄い理由として、もともと瀬戸内地方は、過去に繰り返されてきた森林伐採により受蝕土壌が分布していることに加え、山火事後、土壌侵食により流域から土壌が流亡し、その後土壌が十分に形成されていない状態にあることが考えられる。土壌pH(H₂O)は、B流域ではA層で4.58~5.79、B層で4.65~4.93、C層で4.62~5.50、F流域ではA層で5.71~6.30、B層で5.05~6.39、C層で5.35~6.44であり、F流域の方が1オーダーほど高い。交換性主要塩基量は、それぞれの採取地点でA層が高い値を示すが、特に両流域での斜面上部のA層で著しく高い。両流域で斜面下部を除いて交換性主要塩基量は深度方向に減少している。交換性主要塩基の主成分はCa²⁺とMg²⁺であった。B流域の斜面中部ではA層においても交換性主要塩基量が非常に低い。これは、B流域の斜面中部の採取地点が裸地面であることと傾斜が急に変換する地点であることが影響していると思われる。CECは、各採取地点において交換性主要塩基量と同様にA層で高い値を示す。F流域の斜面下部では、交換性主要塩基量とCECはB層で高い値を示す。これは、F流域の斜面中部から斜面下部にかけて緩斜面になっており、斜面上部で形成された土壌が斜面下部へ崩れ堆積していることが原因と考えられる。

表1 土壌の化学性

Catchment	Site	Layer	Depth (cm)	pH	Base cation (meq/100g)	CEC (meq/100)	Base saturation (%)
B	Upper	A	0-0.5	5.79	1.31	40.45	3.23
		B	0.5-15	4.65	0.16	4.55	3.62
		C	15-	4.82	0.05	1.79	3.04
	Middle	A	0-1.5	5.06	0.14	10.35	1.34
		B	1.5-15	4.87	0.04	6.36	0.59
		C	15-	4.62	0.03	4.51	0.63
	Down	A	0-0.5	4.58	0.63	7.43	8.51
		B	0.5-12	4.93	0.13	2.88	4.67
		C	12-	5.50	0.49	1.64	29.99
F	Upper	A	0-3	5.71	1.23	31.45	3.90
		B	3-22	5.64	0.03	1.16	2.58
		C	22-	5.58	0.03	0.83	3.82
	Middle	A	0-7	6.30	0.67	17.64	3.82
		B	7-20	6.39	0.25	5.52	4.45
		C	20-	6.44	0.07	2.43	2.73
	Down	A	0-3	6.22	0.59	41.80	1.41
		B	3-12	5.05	0.22	32.52	0.68
		C	12-	5.35	0.56	28.88	1.93

3.2 可動態イオンの空間分布

図1にB流域における降水、土壌水、渓流水の主要溶存成分濃度の季節変化、図2にF流域における林内雨、土壌水、渓流水の主要溶存成分濃度の季節変化を示す。溶存成分濃度は、 Na^+ 、 SiO_2 にさほど差がない以外は、F流域の方が高くなっている。B流域の土壌水は、全体的に斜面下部深度10cmの土壌水の溶存成分濃度が高くなっている。これは、表層土壌が蒸発により土壌水が濃縮されているためと考えられる。また、F流域における土壌水の溶存成分濃度も表層土壌でやや高い傾向が見られる。しかし、両流域において、斜面下部の深度50cm、斜面上部の深度50cm、斜面上部の震度100cmでの深層土壌で、 Na^+ 、 SiO_2 、 SO_4^{2-} 及び Cl^- 濃度の値は他の成分と比較すると高いことが分かる。渓流水の流量は、降水量が多いイベント時には、B流域の方がF流域より高いが基底流時はF流域の方が高くなっている。渓流水の水温は、夏季にB流域で25°C前後、F流域で20°C前後とB流域が高く、冬季はB流域で5°C前後、F流域で8°C前後とB流域で低い値を示す。EC値は常にB流域の方が高く、B流域の方が渓流水へより多くの溶存成分が流出していることが示唆される。pH値は平均するとB流域の方が値は低いが、そのばらつきは大きい。B流域とF流域の渓流水の溶存成分では、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、B流域の Cl^- 、 NO_3^- 濃度は夏季に減少し、 SiO_2 、 HCO_3^- 濃度は夏季に上昇している。また、 SiO_2 、 NO_3^- 、 HCO_3^- 濃度だけがB流域よりF流域の方が高い。 SiO_2 及び HCO_3^- は化学風化反応によって生成される成分である。これらのことより、F流域の方がB流域よりも化学風化速度が大きいことが示される。 NO_3^- 濃度がB流域の渓流水で低い理由として、B流域は現在植生が発達段階にあるので、F流域と比較すると植物に吸収され、より多く固定されているため、渓流水へ流出する割合が小さくなっていることが考えられる。

3.3 養分流出過程

本研究では、計25程度のイベントを観測しそのフラックスを見積もり、各イベントでの物質収支を算出した。表2にB流域において変化のみられた各イベントの収支計算例を示す。イベント期間は短期間であり、その間の各成分収支(=インプット量-アウトプット量)が正の値の場合には、イベント期間中に成分が流域に貯留したことを示し、負の値の場合には流域から流出したことを示す。

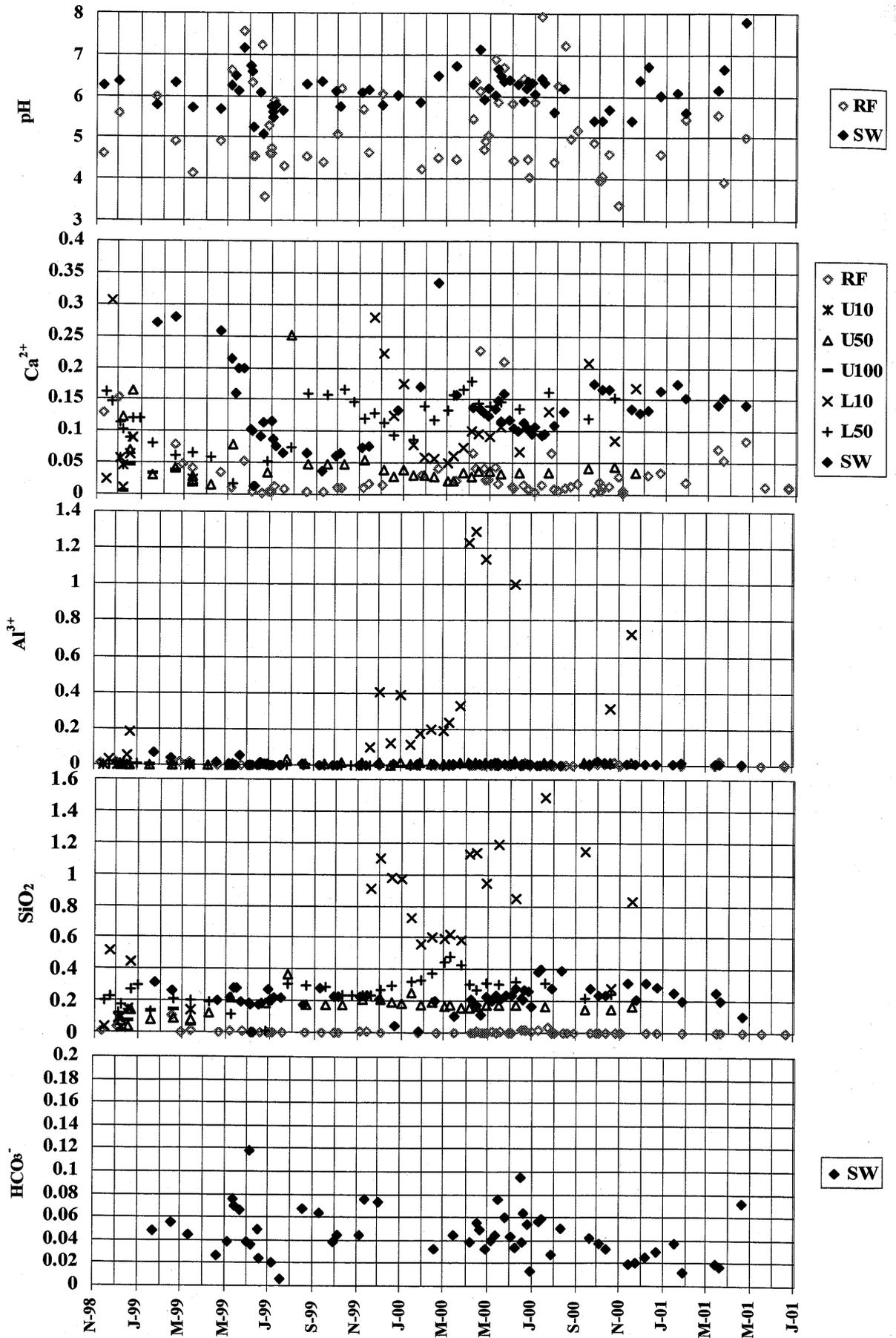


図1 B流域における林内雨TF、土壌水U,L、地下水L50、河川水SWの主要溶存成分濃度の変化

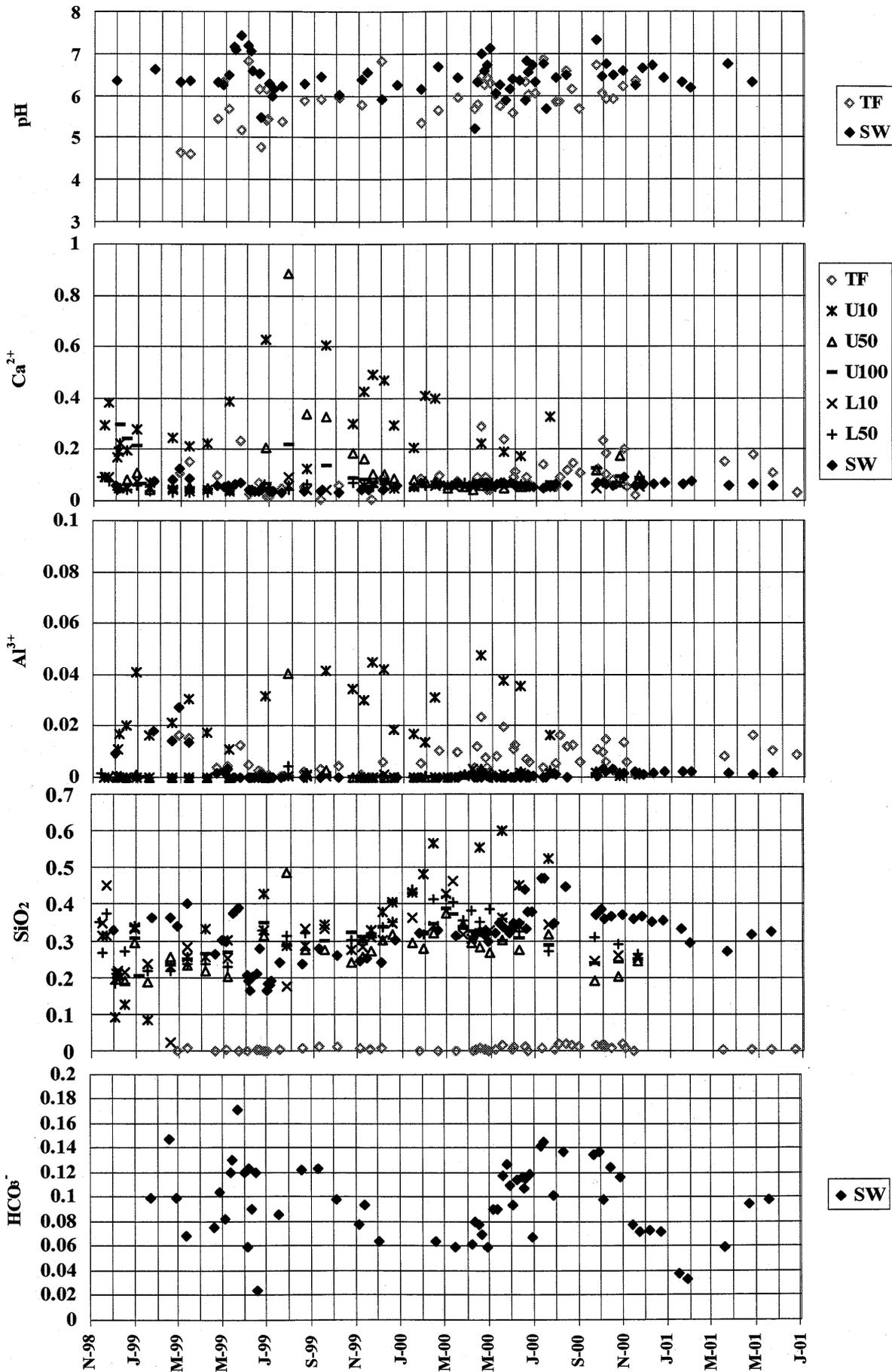


図2 F流域における林内雨TF、土壤水U,L、地下水L50、河川水SWの主要溶存成分濃度の変化

表2 各イベントにおける物質収支計算例 (kg/ha)

		H ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	SiO ₂
event1	input	0.02	0.00	0.65	0.00	0.00	0.00	0.61	0.39	0.01	0.23	0.18	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.03	2.86	0.00	0.30	0.00	5.67	3.96	1.07	1.62	2.05	0.01	0.12	4.59
	budget	0.02	-0.03	-2.22	0.00	-0.30	0.00	-5.06	-3.57	-1.07	-1.39	-1.86	-0.01	-0.12	-4.59
event2	input	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.23	0.08	0.00	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.02	1.41	0.00	0.22	0.00	3.54	2.41	0.60	1.01	1.16	0.01	0.07	2.96
	budget	0.01	-0.02	-1.35	0.00	-0.22	0.00	-3.30	-2.33	-0.60	-0.94	-1.07	-0.01	-0.07	-2.96
event3	input	0.00	0.00	0.87	0.00	0.14	0.00	0.35	0.16	0.02	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.00	0.46	0.00	0.07	0.00	0.75	0.58	0.11	0.13	0.20	0.00	0.00	0.67
	budget	0.00	0.00	0.41	0.00	0.07	0.00	-0.40	-0.42	-0.08	-0.06	-0.13	0.00	0.00	-0.67
event5	input	0.01	0.00	0.19	0.00	0.06	0.00	0.38	0.11	0.03	0.07	0.26	0.00	0.01	0.03
	output	0.00	0.00	0.12	0.00	0.01	0.00	0.15	0.15	0.04	0.04	0.06	0.00	0.00	0.14
	budget	0.01	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.23	-0.04	-0.01	0.03	0.20	0.00	0.01	-0.11
event6	input	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.11	0.12	0.02	0.04	0.13	0.00	0.00	0.01
	output	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.20	0.20	0.05	0.05	0.08	0.00	0.00	0.19
	budget	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	-0.09	-0.09	-0.03	-0.01	0.04	0.00	0.00	-0.18
event7	input	0.00	0.00	0.26	0.00	0.11	0.00	0.22	0.13	0.06	0.72	0.07	0.00	0.00	0.01
	output	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
	budget	0.00	0.00	0.25	0.00	0.11	0.00	0.19	0.09	0.05	0.71	0.06	0.00	0.00	-0.02
event9	input	0.00	0.00	0.30	0.00	0.05	0.00	0.74	0.03	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.00	0.12	0.00	0.01	0.00	0.29	0.28	0.06	0.05	0.14	0.00	0.01	0.25
	budget	0.00	0.00	0.18	0.00	0.04	0.00	0.45	-0.25	-0.06	0.01	-0.06	0.00	-0.01	-0.25
event10	input	0.00	0.00	0.17	0.00	0.08	0.00	0.16	0.08	0.00	0.12	0.05	0.00	0.00	0.07
	output	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
	budget	0.00	0.00	0.16	0.00	0.08	0.00	0.13	0.05	0.00	0.12	0.03	0.00	0.00	0.04
event11	input	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
	output	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	budget	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
event12	input	0.02	0.00	0.08	0.00	0.11	0.00	0.26	0.03	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.10
	output	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
	budget	0.02	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00	0.22	-0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.05
event13	input	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
	output	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
	budget	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
event16	input	0.00	0.00	0.12	0.00	0.07	0.00	0.24	0.08	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.09
	output	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.69	0.75	0.16	0.07	0.30	0.00	0.02	0.73
	budget	0.00	0.00	-0.06	0.00	0.07	0.00	-0.45	-0.67	-0.16	0.00	-0.27	0.00	-0.02	-0.63
event17	input	0.21	0.00	2.44	0.00	0.57	0.00	2.86	0.87	0.19	0.75	0.80	0.00	0.00	0.01
	output	0.00	0.01	2.48	0.00	0.28	0.00	2.51	2.55	0.60	1.11	1.55	0.00	0.11	2.33
	budget	0.20	-0.01	-0.04	0.00	0.29	0.00	0.35	-1.68	-0.41	-0.36	-0.75	0.00	-0.11	-2.32
event18	input	0.00	0.00	0.16	0.00	0.04	0.00	0.11	0.07	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07
	budget	0.00	0.00	0.14	0.00	0.04	0.00	0.06	0.01	-0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	-0.07
event20	input	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.15	0.03	0.01	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06
	budget	0.00	0.00	-0.02	0.00	0.06	0.00	0.10	-0.03	0.00	0.10	0.03	0.00	0.00	-0.06
event21	input	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
	output	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02
	budget	0.00	0.00	-0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	0.00	-0.02
event22	input	0.01	0.00	0.09	0.00	0.06	0.00	0.17	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00
	output	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
	budget	0.01	0.00	0.07	0.00	0.06	0.00	0.16	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	-0.01
event23	input	0.02	0.00	0.14	0.00	0.09	0.00	0.27	0.06	0.01	0.03	0.06	0.01	0.02	0.01
	output	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.07
	budget	0.02	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.19	-0.02	-0.01	-0.01	0.02	0.01	0.01	-0.06
event24	input	0.03	0.00	0.12	0.00	0.15	0.00	0.25	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00
	output	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.13	0.16	0.03	0.04	0.06	0.00	0.00	0.12
	budget	0.03	0.00	-0.02	0.00	0.15	0.00	0.12	-0.10	-0.03	-0.02	-0.03	0.00	0.01	-0.12
event25	input	0.01	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.12	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00
	output	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.07
	budget	0.01	0.00	-0.05	0.00	0.09	0.00	0.04	-0.08	-0.02	-0.01	0.00	0.00	0.01	-0.07
event26	input	0.01	0.00	0.43	0.00	0.04	0.00	0.16	0.23	0.03	0.04	0.07	0.00	0.01	0.01
	output	0.00	0.00	0.15	0.00	0.01	0.00	0.14	0.17	0.04	0.06	0.07	0.00	0.01	0.12
	budget	0.01	0.00	0.28	0.00	0.03	0.00	0.02	0.05	-0.01	-0.03	0.00	0.00	0.00	-0.11

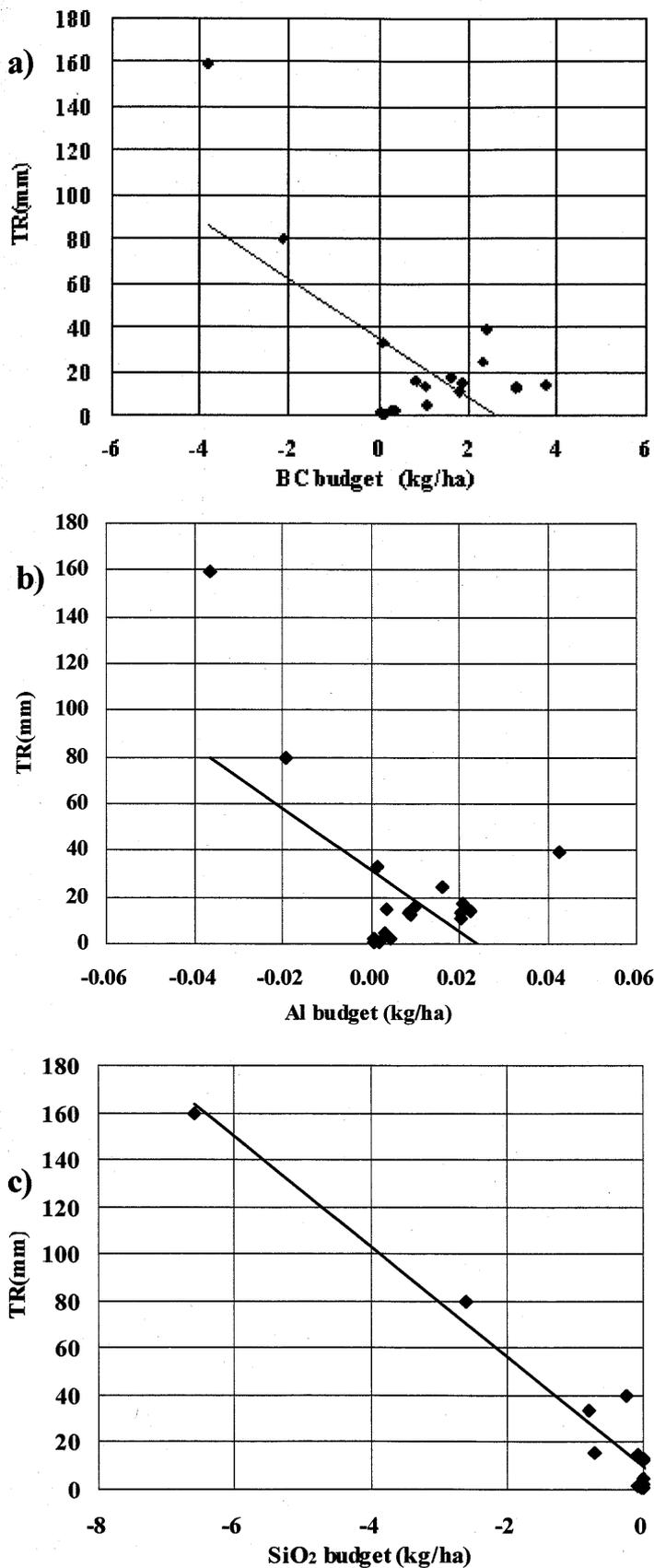


図3 B流域における a)主要塩基、b)Al、c)シリカの収支とイベント降水量の関係

図3にB流域のイベント期間中の総雨量と土壌養分である主要塩基 (Mg^{2+}, K^+, Ca^{2+}) 収支、鉱物起源の SiO_2 収支、及び酸性化した流域で流出する Al^{3+} の収支との関係を示す。 Mg^{2+}, K^+ 、及び Ca^{2+} 収支は、土壌養分としてまとめて示す。両流域で SiO_2 の流出は低総雨量のイベントでも生じている。しかし、土壌養分 ($Mg^{2+}+K^++Ca^{2+}$)、及び Al^{3+} は、B流域で20mmを越えるイベントになると顕著に流出していることが示される。それに対し、F流域では、40mmのイベントでも土壌養分 ($Mg^{2+}+K^++Ca^{2+}$)、及び Al^{3+} の流出は生じていない。これは、先に述べたようにイベント時の降雨流出過程が大きく影響していることが示唆される。すなわち、B流域での20mmを越える降雨イベントでは、渓流水へ表層土壌水の流出する割合が大きくなるため、表層に多く存在する土壌養分の流出量も高くなる(降雨流出過程の章に記載)。そして、土壌養分の流出に伴う一時的な流域の酸性化により Al^{3+} の流出が生じることが考えられる。一方、F流域では、40mm程度の降雨イベントであっても、渓流水へは地下水成分が主であることが予想されるため、土壌養分の流出が生じないことが考えられる。

また、各流域においてイベント期間の総雨量(TR)、先行降雨量(APA)、イベント前の流量(AFR)と主要塩基 ($Mg^{2+}+K^++Ca^{2+}$)、 Al^{3+} 、 SiO_2 、 H^+ 収支の関係、また各成分収支同士の関係(有意性の検定は、Fisherのrのz換算を用いて行い、P値<0.05であるとき、2変量の相関関係に有意性があるとみなした)をみると、以下ようになった。B流域ではイベント期間中の総雨量と主要塩基収支、 Al^{3+} 、 SiO_2 及び H^+ 収支で相関が見られたが、F流域では、 SiO_2 収支と H^+ 収支だけが相関が見られた。先行降水量(APA)と主要塩基 ($Mg^{2+}+K^++Ca^{2+}$)、 Al^{3+} 、 SiO_2 、 H^+ 収支の関係は、B流域では相関が見られなかったが、F流域では主要塩基収支と Al^{3+}

収支で相関が見られた。イベント前の流量(AFR)と主要塩基($Mg^{2+}+K^++Ca^{2+}$), Al^{3+} , SiO_2 , H^+ の収支の関係は、B流域で主要塩基収支と SiO_2 収支で相関が見られ、F流域で Al^{3+} 収支と H^+ 収支で見られた。成分間での相関を見ると、B流域では、 H^+ 収支と SiO_2 収支, H^+ 収支と Al^{3+} 収支, 主要塩基収支と Al^{3+} , SiO_2 収支と Al^{3+} 収支, 主要塩基収支と SiO_2 収支で相関が見られた。F流域では H^+ 収支と SiO_2 収支, H^+ 収支と Al^{3+} 収支, SiO_2 収支と Al^{3+} 収支で相関が見られた。以上より、B流域では、土壤養分の流出は先行降雨量に関係なく降雨イベントの規模に依存しており、土壤養分が流出すればそれに伴い Al^{3+} 流出が増加することが示された。また、 H^+ が流域に貯留されても土壤養分の流出量との相関が見られなかった。これらは、B流域に降る雨は林外雨でF流域よりも低いpH値を示すため、 H^+ の貯留が土壤養分の流出に影響を与えるのではなく、流域に H^+ がインプットしたその時点で陽イオン交換反応により塩基が溶脱し、表層を経由する速い水の流れによって流出しているためと考えられる。すなわち、B流域の流出する土壤養分は交換性塩基起源であることが予想される。 Al^{3+} 流出と土壤養分流出に強い相関が見られるのもそのためと考えられる。 SiO_2 流出と土壤養分流出にも強い相関が見られるが、これは、単純にイベントの規模の増加で表層経由の流出水が増えるということは深層を経由する地下水成分も増えることによるものである。一方、F流域では土壤養分の流出は、イベント期間中の総雨量ではなく先行降雨量、すなわち流域内の土壤水分状態にやや影響されることが示唆された。イベント期間中の総雨量が増加しても、降雨は深層をゆっくりと経過してから渓流水へ流出していることが示される。すなわち、イベント期間中には表層を経由する速い水の流れが生じないため、土壤養分の流出が生じにくいと考えられる。また、この流域では総雨量と H^+ の貯留量は、高い相関が示された。 H^+ が流域に貯留されるとゆっくりと深層まで浸透する水とともに化学風化を促進し、 Al^{3+} や SiO_2 を形成する。そして、そのようにして形成された Al^{3+} と SiO_2 がその後の降雨イベントにより地下水成分として流出されていくものと考えられる。

3.4. 山火事後の経過年数の相違による養分流出変化

表3にB流域とF流域の1999年度、及び2000年度における物質収支と流域における酸緩衝能(ANC: acid neutralization capacity)の結果を示す。

流域にインプットしたCl量は、生物活動にほとんど取り込まれず、また、化学風化によって生産されることも無いと見なせる為、アウトプットしたCl量と等しくなるはずである。そのため、Clについてインプット量をアウトプット量と等しくなるよう補正する必要がある。F流域では林内雨を採水しているため、植物から溶脱した塩基を再循環によりインプット量として含まないように正味のインプット量を求める必要がある。B流域のインプット量の補正值 $P[i]_p^*$ とF流域の補正值 $Tf[i]_{tr}^*$ をそれぞれ次のように求めた。

$$P[i]_p^* = P[i]_p Q_B [Cl]_B / P[Cl]_p \quad (4)$$

$$Tf[i]_{tr}^* = P[i]_p / P[Na]_p Tf[Na]_{tr} Q_F [Cl]_{tr} / Tf[Cl]_{tr} \quad (5)$$

式中のPは降水、Tfは林内雨、Qは流量を表している。また、BはB流域、FはF流域についての各成分iについて述べている。

塩基iの化学風化による生産量 W_i は、Clをトレーサーとする Chloride tracer method (Lockwood *et al.*, 1995) をより以下の式で求めた。

$$W_i = \frac{P[Cl]_p^* [i]_q}{[Cl]_q} - P[i]_p \quad (6)$$

式(6)はB流域での場合であり、F流域においては $P[Cl]_p^*$ の値の代わりに $Tf[Cl]_{tr}^*$ の値を用いた。

化学風化生産量を考慮した場合における流域内の各成分の存在量変化 ΔS を式(7)に示した。

$$\Delta S(i) = Input(i) + W_i - Output(i) \quad (7)$$

ΔS が正の値をとるとき、塩基は流域内の植物体や土壌中に貯留されていることを示す。一方、 ΔS が負の値をとるとき、流域からはインプット量と化学風化生産量以上の塩基が流出していること、すなわち、土壤養分の流出を示唆している。

渓流水のアルカリ度である Alkalinity は、Reuss *et al.* (1986) により、

$$[Alk] = [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] + [OH^-] + [R^-] - [H^+] - [Al(OH)_4^-] - [Al^{3+}] - [Al(OH)_2^+] - [Al(OH)_2^+] \quad (8)$$

と定義された。また、Sato *et al.*(1996)により、

$$[\text{Alk}] = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{K}^+] + [\text{Na}^+] + [\text{NH}_4^+] - [\text{SO}_4^{2-}] - [\text{NO}_3^-] - [\text{Cl}^-] \quad (9)$$

に簡略化された。流域における酸緩衝能 (ANC : acid neutralization capacity)は、

$$\begin{aligned} \text{ANC} &= \Sigma(\text{strong base cations}) - \Sigma(\text{strong acid anions}) \\ &= [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] + [\text{RCOO}^-] - [\text{H}^+] - \Sigma([\text{Al}_i]) \end{aligned} \quad (10)$$

で表される。式(8),式(9),式(10)より ANC を

$$\text{ANC} = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{K}^+] + [\text{Na}^+] + [\text{NH}_4^+] - [\text{SO}_4^{2-}] - [\text{NO}_3^-] - [\text{Cl}^-] \quad (11)$$

で求めることができる。本研究では、式(11)を ANC を求める際に用いた。

表3 年間物質収支の結果

year	catchment		Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	SiO ₂	Sr ²⁺	*Cl	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	
1999	B	Input	9.20	1.60	8.56	5.96	0.02	0.13	1.79	0.07	22.01	2.06	12.37	
		Output	27.03	4.91	6.55	10.85	0.02	0.30	25.61	0.06	22.01	1.69	29.65	
		Budget	-17.83	-3.31	2.01	-4.89	0.00	-0.18	-23.83	0.01	0.00	0.37	-17.28	
		*Weathering	13.18	2.12	0.96	1.85	0.01	0.14	18.00	0.02				
		ΔS	-4.65	-1.19	2.97	-3.04	0.01	-0.04	-5.83	0.03				
	F	input	10.67	1.86	9.94	6.91	0.03	0.15	2.07	0.08	25.54	2.39	14.35	
		output	36.90	6.10	5.88	7.41	0.02	0.08	56.14	0.04	32.02	6.17	29.43	
		Budget	-26.23	-4.24	4.06	-0.50	0.01	0.07	-54.06	0.04	-6.48	-3.78	-15.08	
		*Weathering	29.56	11.48	0.00	0.02	0.00	0.02	65.34	0.00				
		ΔS	3.33	7.24	4.06	-0.49	0.01	0.09	11.28	0.04				
2000	B	input	7.19	1.77	7.22	10.54	0.07	0.33	1.27	0.06	13.79	5.89	14.26	
		output	24.12	7.59	3.71	9.68	0.01	0.27	21.51	0.06	13.79	0.16	22.81	
		Budget	-16.93	-5.82	3.51	0.86	0.07	0.07	-20.25	0.00	0.00	5.73	-8.56	
		*Weathering	13.27	2.87	0.31	4.63	0.00	0.12	16.75	0.03				
		ΔS	-3.66	-2.95	3.82	5.49	0.07	0.18	-3.50	0.03				
	F	input	7.79	1.92	7.83	11.42	0.08	0.36	1.37	0.06	14.95	6.38	15.46	
		output	24.23	3.20	3.19	4.29	0.04	0.03	31.34	0.03	15.14	3.40	12.01	
		Budget	-16.44	-1.28	4.64	7.13	0.05	0.33	-29.96	0.03	-0.19	2.98	3.45	
		*Weathering	17.41	0.69	0.00	0.00	0.04	0.00	22.71	0.00				
		ΔS	0.97	-0.59	4.64	7.13	0.08	0.33	-7.26	0.03				

流域に存在する塩基量変化ΔSに関して、Mg²⁺,K⁺,Ca²⁺,Al³⁺,SiO₂について注目する。Mg²⁺,K⁺,Ca²⁺の和をBCと示す。BCとAl³⁺のΔSは1999年度,2000年度ともにB流域の方が低く、特にB流域の1999年度は負の値を示しており、土壌養分の流出を示している。しかし、植物体に最も必要な養分であるNO₃⁻は、物質収支がプラスの値を取っており、植物が活発に可給態イオンの吸収・固定を行っている事が示される。このため塩基の対象養分のうち、流出した養分は土壌中に吸着していた交換性塩基であることが予想される。これは、前述したようにイベント期間中の渓流水への流出成分が表層をすばやく経由することが大きな理由と考えられる。一方、F流域では2000年度のMg²⁺が0.57kg/ha流出しているのみであり、化学風化による塩基生産でおおよそ流域からの塩基流出は補うことが出来ることを示している。これは、前述したように、F流域ではイベント期間中に渓流水への流出成分が深層をゆっくりと経由するため、水と岩石の接触時間が長く化学風化が促進されるためと考えられる。SiO₂のΔSは、1999年はB流域で負の値を取り流域から流出しているが、F流域では正の値をとり流出していない。2000年度はB流域,F流域ともに負の値を示し、流出量はF流域の方が大きくなっている。これは化学風化による塩基の生産量が大きく影響しているように思われる。そこでWeatheringのSiO₂を見ると、F流域では、年間降水量が1011mmである2000年度では27.71kg/ha/yr生産されていることに対し、年間降水量が1339mmである1999年度では65.34kg/ha/yrと一般の森林と同様に降水量の増加に伴い化学風化生産量も大きく増加している。一方、B流域では、2000

年度の SiO_2 生産量が 16.75kg/ha/yr であることにに対し、1999 年度は 18.00kg/ha/yr と降水量が大きく増加しているにもかかわらず塩基の生産量はほとんど差がない。年間降水量の大きさは、その年のイベントの規模に大きく影響される。B 流域では、イベントの規模が大きくなると直接流出率が大変大きく増加することが示された。すなわち、降水量が増えても水と岩石の接触時間が大きくなるわけではないので化学風化が促進されるわけではない。そのため、B 流域では 1999 年度は大きなイベントが多々あったにもかかわらず、1999 年度の化学風化による塩基生産量は 2000 年度と比較してもあまり大きくならなかったものと考えられる。

一年間の平均した ANC 値を見てみると 1999 年度、2000 年度ともに B 流域のほうが低く、特に 1999 年度の B 流域の値はマイナスの値を取っており、流域の酸性化が起こっていることが示されている。1999 年度の ANC の値が低かったのは、年間降水量が多く酸のインプット量が高かったこと、流出した塩基は化学風化によって生産された塩基よりも交換性塩基起源の塩基の割合が大きかったことが考えられる。Ohte *et al.*(1998)は、アジアの ANC 値は 0.1 以上であることにに対し、ヨーロッパの ANC 値は 0.001~0.1、北アメリカの ANC 値は 0.01~0.1 であることを示している。調査地域の ANC 値を他地域と比較してみると、両流域とも 2000 年度の ANC 値であっても、流域や河川の酸性化の問題が深刻化されているヨーロッパや北アメリカの範囲に属してしまう。また、Ohte *et al.*(1998)は渓流水の pH 値についても、ヨーロッパが 4.5~6、北アメリカが 5~7、アジアが 6 以上の範囲であることを示した。調査地域の渓流水の平均 pH は、B 流域で 5.90、F 流域で 6.35 であった。F 流域の pH 値は、アジア地域や北アメリカ地域の範囲であるが、B 流域はヨーロッパや北アメリカの範囲である。これらのことより、山火事後の経年変化が短い B 流域は、流域および渓流水の酸性化は明らかに起こっていることが考えられる。また、F 流域においても、流域の酸性化を ANC 値で見る限りはヨーロッパや北アメリカと同等の値を示していることから、特に降水量が多い年は流域の酸性化の影響が危惧される。また、今後の酸性雨による酸のインプットの増加などによっては、F 流域でも容易に流域および渓流水の酸性化が生じることが考えられる。

4. まとめ

山火事荒廃地における養分流機構を明らかにするために、瀬戸内海沿岸の竹原市に位地する山地流域において、水文学的な調査を行った。試験流域は山火事後 7 年経過し植生があまり回復していない流域(荒廃流域)と 23 年経過し 2 次林に覆われている流域(森林流域)の 2 つである。調査は 1999 年 4 月から 2001 年 8 月まで行った。その結果、以下のようなことが明らかになった。

- 1) 山火事後の経過年数により、養分流過程が変化することを確認した。流域内の土壤養分量は、荒廃流域の方がより低下していた。主要塩基の流域からの流出量は、荒廃流域では土壤養分の流出量が 2 年とも森林流域より多かった。さらに、 Al^{3+} の流出が生じるなど流域の酸性化が示された。また、流域の酸緩衝能(ANC)は荒廃流域で低く、特に年降水量が多かった 1999 年度には荒廃流域で ANC 値がマイナスの値を示した。
- 2) 化学風化による主要塩基の生産量は、森林流域で年降水量の少ない 2000 年度に比べて年降水量が多い 1999 年度に増加した。一般の森林と同様に、流域からの土壤養分流出量、および流域の化学風化による塩基生産量は、降水量が大きくかわっていることが示された。一方、山火事荒廃流域では、2 年間での化学風化量の差はあまり無かった。これは、山火事荒廃流域では降水量の上昇にともない直接流出率が増加し、水と岩石の接触時間が相対的に小さくなることが示される。
- 3) 山火事荒廃流域では、イベント期間中の土壤養分流出量は総雨量に依存していた。また、イベント期間の総雨量は、流域からの Al^{3+} 流出量にも影響を与え、20mm 以上の降雨イベントでは土壤養分と Al^{3+} の流出量は著しくなった。イベント期間における流域への H^+ 貯留量の増加は、流域からの SiO_2 流出量と Al^{3+} 流出量に影響を与え、特に Al^{3+} 流出量への影響が大きいことが確認できた。
- 4) 森林流域では、イベント期間中の土壤養分の流出量は、そのイベント期間の総雨量とともに先行降水量の影響も受けた。イベント期間における流域への H^+ 貯留量の増加は、 SiO_2 流出量と Al^{3+} 流出量にも影響を与え、特に SiO_2 流出量への影響が大きかった。これは、この流域が山火事流域に比べて一旦地中に浸透してゆっくりと流出するためである。

以上のように山火事後の経過年数による養分流出量には相違が見られた。また、養分流出量および化学

風化量は降水量が深く関わっていた。山火事後の経過年数が短い流域においては、降水量が多かった 1999 年度に流域の酸性化が起こっていた。しかし、2000 年度の森林流域においても ANC の値は 0.081 であり、この値は流域および河川の酸性化が深刻な問題となっているヨーロッパや北アメリカ地域の ANC 値の範囲にあった。よって、本地域では今後の環境変化や流域管理のあり方によっては山火事後の経過年数に関わらず流域の酸性化が危惧され、注意が必要である。

謝辞

研究を進めるにあたり、開発一郎先生には終始御助言いただき、竹田一彦先生には分析に関してご指導を頂いた。また、森林流域の土地所有者である越智正敏さんと岡崎靖典さん、及び山火事流域の土地を管理している広島県呉森林事務所の方々には、調査地として土地を提供して頂いた。以上記して深く感謝するとともに厚く御礼申し上げます。

引用文献

- Aiba,F.,Haibara,K.,andKinoshita,Y.(1981) The effects of intensive tending works on soil productivity(I).Nutrient status and discharge of a young stand (sapling stage) compared with an established stand. J.Jpn.For.Soc.63:425-434.
- 浅野友子・大手信人・内田太郎・勝山正則(2000) H^+ 収支を用いた森林植生が酸中和機構に与える影響の評価.日本林学会 82 : 20-27.
- Christophersen,N.,Neal,C.and Mulder,J.(1990) Reversal of stream acidification at the Birkenes catchment, southern Norway: Predictions based on potential ANC changes. Journal of Hydrology116: 77-84.
- Driscoll,C.T.and Linkens,G.E.(1982) Hydrogen ion budget of an aggrading forested ecosystem.Tellus34:283-292.
- Edwards,A.M.C.(1973) The variation of dissolved constituents with discharge in some Norfolk river. Journal of Hydrology, 18.
- Evans,C.,Davies,T.D. and Murdoch,P.S.(1999) Component flow processes at four streams in the Catskill Mountain, New York, analyzed using episodic concentration/discharge relationships. Hydrological Process13:563-575.
- Evans.C.D.and Davies,T.D.,and Wigington,P.J.,Jr(1995) Assessing the contribution of individual dissolved ions to depressions in acid neutralizing capacity of stream in the Adirondack and Catskill Mountains, New York.. Water, Air Soil Pollut 85:425-432.
- 後藤義明(1998) 山火事と流域環境. 森林科学 24 : 14-21.
- 服部重明(1994) 寡雨地域の森林における水収支. 日本緑化工学会誌 19 : 296-302.
- 堀信行(1983) 江田島の山火事跡地における侵食過程の観測. (山林大火跡の環境変遷. 高橋史樹著, 特別研究「環境科学」研究報告集B185-R12-12 : 58pp, 広島大学). 47-56.
- 石橋秀弘 (1991) 加熱による森林土壌の疎水性・分散性の獲得. 日本林学会大会発表論文集 102 : 629-630.
- Lockwood,P.V.,McGarity,J.W.,and Charley,J.L.(1995) Measurement of chemical weathering rates using natural chloride as a tracer.Geoderma64:215-232
- 村井宏 (1972) 林野火災が地表流下, 浸透および土砂流出に及ぼす影響. 水利科学 85 : 51-76.
- Nakane, K., Kusaka, S., Mitsudera, M. and Tsubota, H. (1983): Effect of fire on water and major nutrient budgets in forest ecosystems II. Nutrient balances, input (precipitation) and output (discharge). Jap. J. Ecol., 33: 333-345.
- 中根周歩(1990) 自然と人為的再生植物群落における物質(塩類)循環の比較. 平成元年度科学研究補助金研究報告書 : 1-14
- 「日本の森林土壌」編集委員会編 (1983) 日本の森林土壌. 680pp, 日本技術協会, 東京. 365-382.
- Ohte,N.,Tokuchi,N.,and Asano,Y.(1998) Geographical Variations in the Acid Buffering Process in Forest Catchment. In Headwaters Water Resources and Soil Conservation. Haigh,M.J. Krecek,J. Rajwar, G. S. Kilmartin, M. P.(eds.),459pp,A.A Baelkema,Rotterdam,69-83.
- Ruess,J.O.,Christophersen,N., and Seip,H.M.(1986) A critique of model for freshwater and soil acidification. . Water,Air,and Soil Pollution 30:909-930.

- Sato,K., and Takahashi,A.(1996) Acidity neutralization mechanism in a forested watershed in central Japan. *Water,Air,and Soil Pollution* 88:313-329.
- Shibata,H.,Satoh,F.,Tanaka,Y.,and Sakuma,T. (1995) The role of organic horizons and canopy to modify the chemistry of acidic deposition in some forest ecosystem. *Water,Air,and Soil Pollution*.85:1119-1124.
- 高橋史樹(1983) 山火事大火跡地の環境変化. 特別研究「環境科学」研究報告集B185-R12-12 : 58pp.
- 頭山昌郁・中越信和・足立伸司・根平邦人(1998) 山火事火災跡地における緑化工の生態学評価. 日本林学会誌 80 : 27-34.
- Wigington,P.J.,DeWalle,D.R.,Murdoch,P.S.,Kretser,W.A.,Simonin,H.A.,VanSickle,J.,and Baker, J.P. (1996b) Episodic acidification of small streams in the Northeast United States: ionic controls of episodes. *Ecological Applications* 6:389-407.

⑬ 森林流域の渓流水質形成に及ぼす酸性雨の影響

重枝豊実・小野寺真一・成岡朋弘・藤崎千恵子

1. はじめに

近年、化石燃料の過剰な使用による酸性雨が地球環境問題として日本でも生じている。そのため、化石燃料の使用の低下及び排出規制など様々な対応がとられているが、依然瀬戸内地域を含む日本で確認されている(環境省, 2002)。しかしながら、河川水や渓流水の酸性化は、融雪着における融雪水の直接流入を除き、日本では確認されていない(宮永ほか, 1994)。これは酸性雨により流域に流入された酸が主に化学的風化作用及び陽イオン交換反応により消費され、流出過程において中和されていると考えられている(池田・宮永, 1992)。

瀬戸内地域は、過去の産業活動のために過剰な森林伐採や土壌採掘が繰り返し行われていた(「日本の森林土壌」編集委員会, 1983)。また、高温少雨という特徴的な気候により、乾燥している時期においてしばしば山火事が生じている。このため、瀬戸内地域は土層が薄く、酸緩衝能が小さい地域広がっている(Sato and Okishi, 1993)。また、土壌中における陽イオン交換による酸の消費が生じる場合、交換された塩基が溶脱され交換塩基が減少していくことも確認され(成岡, 2002)、降雨イベント時における酸の流入や降雨流出過程の変化により、一時的な流域の酸性化が生じる可能性がある。また、河川水質は流域における降雨流出過程である水文過程や化学的風化作用、生物活動など生物地球化学過程などの自然的要因とともに酸性雨など人為的要因が影響を及ぼし形成されることが明らかになっている(Likens and Borman, 1995, Moldan and Chenny, 1994)。しかしながら、流域内での雨水の滞留時間や流出経路と酸緩衝過程との関係は明確でなく、流域酸性化の予測にはまだ不十分である。

そのため、本研究では瀬戸内海沿岸地域における比較的土壌層が薄く酸緩衝能が小さいと考えられる花崗岩森林小流域において酸性雨の影響による河川水質の形成を河川流量と渓流水の溶存化学成分の関係により評価することを目的とした。

2. 試験流域及び方法

研究地域は瀬戸内海に面した、花崗岩が広く分布する広島県竹原市に位置する森林小流域である。標高は標高 30~130m で、流域面積は約 1.55ha、年平均降水量 1187.5mm、平均気温は 15.0°C である。また、26 年前に山火事にあい土壌流出が生じ、比較的土層が薄くなっている。土壌層の厚さは谷底付近で 1~2m 程度となっているほか、他の地点では 50cm 以下となっている。表層の A₀ 層は比較的発達が悪く、A 層の層厚は 2~3cm 程度で、以下 BC 層及び C 層となっており、深度 50cm 付近からは基盤となっている(成岡, 2002)。流域の植生は、森林回復期にあたる広葉樹林及びアカマツを主とした二次林で形成されており、地表面はシダ類により広く覆われている。また、研究流域の東側約 1.5km には火力発電所があり、研究流域の南西約 6.0km の契島には東邦亜鉛精錬所が設けられている。

渓流水が定常的に存在する標高 60m 地点の谷底に、30° V ノッチ堰を設け、そこで渓流水の採水及び流量観測を行った。林外雨、林内雨の採水は、口径 15cm のロートを取り付けた採水タンクにより行なった。土壌水は、図 1 の採水点左岸における斜面上部、中部において深度 10cm、50cm、100cm、下部では深度 10cm、50cm にそれぞれサクシオンライシメーターを設置し採水した。降水量は 0.2mm 転倒降雨量計により計測した。各水試料は、2003 年 5 月~11 月の期間において降雨イベント終了直後もしくは、2 週間~1 ヶ月に 1 度の頻度で採水した。降雨イベント時において渓流水は、自動採水機を用いて、3 時間間隔で採

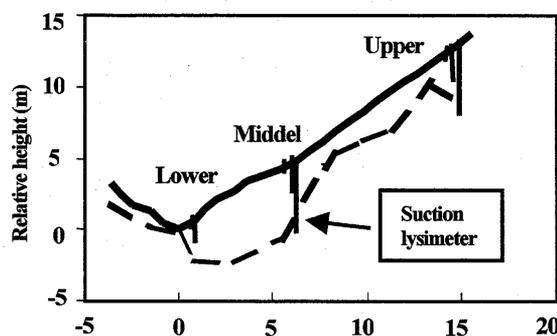


図 1 左岸斜面断面図及び土壌水採水地点

水した。また、土壌は2003年8月に採水点左岸における斜面上部、斜面中部の深度0cm、20cm、40cm、60cmで、下部において深度0cm、20cm、40cmでそれぞれ採取した。

各水試料は、採水時にpH、ECをポータブル計により測定し、研究室に持ち帰った後、化学成分の分析を行った。HCO₃⁻濃度はpH4.8アルカリ度硫酸滴定法により測定し、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺及びSiO₂濃度は、ICP発光分析装置を用い、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻濃度は、イオンクロマトグラフィーを用い定量した。また、採取した土壌試料は、研究室に持ち帰った後、交換性塩基の測定を上記の方法により行なった。また、炉乾装置を用い、105°Cで24時間乾燥させ、含水比を求め、これを用いて上述の結果とあわせて各土壌の乾燥土100g当たりの成分として求めた。

3. 結果と考察

3.1. 土壌中の化学特性

酸性雨は、主に化学的風化作用及び陽イオン交換反応により中和される。そこで、酸性雨に対する緩衝能として流出する成分の起源を考慮した。流域土壌に含まれる交換性塩基を図2に示す。交換性塩基として、主に生物起源であると考えられるK⁺、Ca²⁺、Mg²⁺濃度は土壌表層において高濃度に存在していた。一方、交換性Na⁺濃度は深度に伴わず低濃度に存在していた。

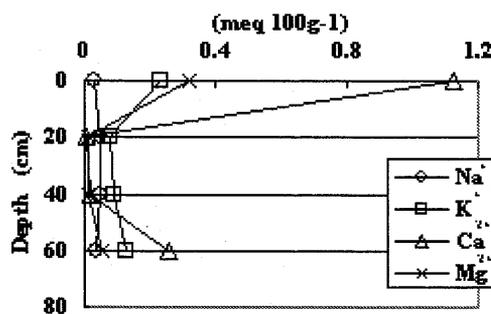


図2 斜面上部土壌の交換性塩基

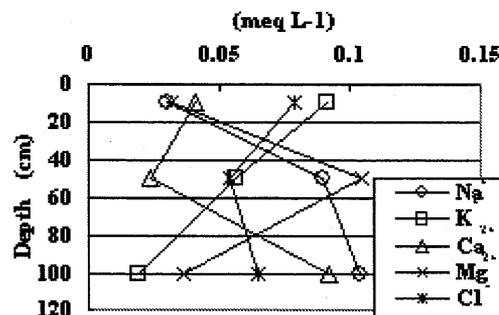


図3 斜面上部土壌水の水質特性

また、図3に流域における土壌水の水溶性塩基及びCl⁻濃度の結果を示す。ここで、降水により流域に流入するNa⁺、Cl⁻異なる変動を示していた。Cl⁻濃度は、降雨によってのみ流域に流入し、土壌浸透過程において、土壌からの溶出・溶脱、吸着にほとんど影響を受けず、降下浸透過程における蒸発濃縮にのみ濃度変化が生じる成分である。しかしながら、Na⁺濃度は化学的風化作用により、水-岩石反応により生成されるため、鉱物との接触時間である滞留時間に比例し深層においてより濃度が大きくなっていった。また、生物由来である成分において、K⁺、Mg²⁺濃度は表層で大きく、Ca²⁺濃度は深層において高濃度であった。このことからK⁺、Mg²⁺濃度は水溶性塩基としても表層で多く存在し、Ca²⁺濃度は吸着性塩基として多く存在していることがわかった。以上から渓流水中の塩基成分は、主に化学的風化生成物であるNa⁺濃度と生物由来で表層に多く存在するK⁺、Ca²⁺、Mg²⁺濃度とに分類することができ

た。

3.2 酸性雨の渓流水質形成への影響

図4に河川流量とpH、Na⁺、Ca²⁺濃度との関係を示す。主に化学的風化生成物であるHCO₃⁻、SiO₂濃度はNa⁺濃度と生物起源であるK⁺、Mg²⁺濃度はCa²⁺濃度と同様な変動をしていたため、ここでは図に記載しなかった。また、各溶存成分は降雨時における渓流水試料も含んでプロットしたが、流量が同じ場合、降雨中及び無降雨時のいずれの水質にも差異がみられなかった。すなわち、本研究では降雨の溪流への直接流入はほとんどなく、また、渓流水水質の形成には一旦地中に侵入した地中水が寄与していることが明らかになった。ここで、Kubota and Sivapalan (1995)によれば、地中の飽和帯の体積と渓流水の流量には明瞭な相関があることが、観測及びモデルにより検証されている。換言すれば、本試験地のように降雨が一旦地中に浸透する流域では、溪流流量から飽和帯(地下水を含む)の体積を推定することが可能になる。よって、図4の横軸は、流量を飽和帯体積ないしは地下水面勾配と読み替えることも可能であろう。

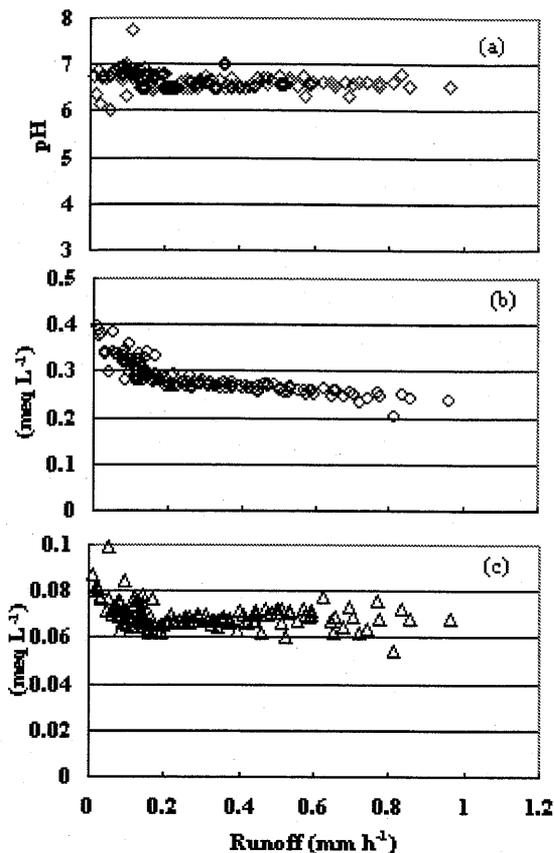


図4 河川流量と a)pH、b)Na⁺濃度、c)Ca²⁺濃度の関係

と、交換性塩基として多く存在する成分はばらつきを生じながら低下する傾向になっていた。これは、流出域となっている斜面下部において地下水面の上昇及び土壌水の流出など土壌表層を経由する水によって、土壌表層に多く存在する交換性塩基量の限界を超え、流亡していくためと考えられた。また、渓流水中のpHは低下していないことから、渓流水の酸性化は生じていなかった。以上のことより、この河川流量時には、土壌中のイオン交換反応による緩衝能が低下するため、流域土壌は酸性化を生じていることが示唆された。

5. まとめ

本研究では、流域の酸性化において河川水質形成に与える影響を、河川流量と溶存化学成分の関係から評価することを目的とした。

- 1) 研究流域では、硫酸型酸性雨が確認された。
- 2) 河川流量と渓流水中の溶存塩基成分の変動は、化学的風化生成物と交換性塩基起源成分と異なっていた。
- 3) 河川流量の増加とともに渓流水中の化学的風化生成物の濃度は低下し、交換性塩基の濃度は上昇し、pHはほぼ変動がなかった。このことから、酸性雨により流域に流入したH⁺はイオン交換反応により消費され、交換性塩基は流出していると考えられた。
- 4) 河川流量がさらに増加するに従い、交換性塩基はばらつきを伴いながら低下傾向にあった。流出域の土壌表層において多く存在する成分が流亡していくためと考えられた。また、これにより流域の緩衝能力が低下し、流域の酸性化が示唆された。

Na⁺、Ca²⁺濃度ともに河川流量が0~0.2mm h⁻¹における低水時において河川流量の増加とともに著しく濃度低下していた。このことから、本研究流域では、流出成分として滞留時間の長く、溶存成分が高濃度である基盤の割れ目を経由する地下水、基盤地下水の流出が考えられた。

また、河川流量が0.2~0.6mm h⁻¹に増加するに従い2成分は異なる変動を示していた。主に化学的風化作用起源であるNa⁺濃度は、降水による河川流量の増加とともに濃度が緩やかに低下していた。このことから、渓流水への流出成分として土壌表層を経由し、滞留時間の短い成分である土壌水が流入していると考えられた。また、このとき緩やかに低下するのは、滞留時間の短い土壌水と地下水との濃度差が、滞留時間の長い基盤地下水と地下水の濃度差よりも小さいためと考えられた。Ca²⁺濃度は河川流量の増加とともに上昇していた。これは、地下水面の上昇及び土壌水により、土壌表層において電荷を帯びた土粒子の表面に吸着されていた交換性陽イオンの溶出によるものと考えられた。このため、降水により流入した酸成分であるH⁺も、イオン交換反応により粒子の表面に吸着されている塩基と交換され他と考えられる。そのため溶脱した吸着性Ca²⁺の流出によると推測された。また、この河川流量時にはpHの低下がみられないことから、酸性雨中の酸は十分に中和されていると考えられた。

また、河川流量が0.6mm h⁻¹からさらに増加すると、

参考文献

- 池田英史・宮永洋一(1992) 流域内での酸性降水物中和機構に関する検討—山地流域を対象とした水文・水質調査—. 環境工学研究論文集 29 : 103-114
- 環境省(2002) 第4次酸性雨対策調査取りまとめ 酸性雨対策検討会, 行政資料
- 「日本の森林土壌」編集委員会編 (1983) 日本の森林土壌. 680pp, 日本技術協会, 東京. 365-382.
- 気象庁編(1990) 海洋観測指針. 428pp, 日本海洋学, 東京.
- Kubota, J. and Sivapalan, M. (1995): Towards a catchment-scale model of subsurface runoff generation based on synthesis of small-scale process-based modeling and field studies. *Hydrological Processes*, 9 : 541-554.
- Likens, G. E. and Bormman, F. H. (1995) *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem* (2nd ed.) . Springer-Verlag, New York, 159p.
- Moldan, B. and Cerry, J. (1994) : *Biogeochemistry of small catchments*. 419pp. John Wiley Sons.
- 宮永洋一・佐藤一男・池田英史・高橋章・安池慎治(1994) 陸水への影響とその予測 電力中央研究所レビューNo.31「酸性雨の影響評価」電力中央研究所 67-74
- 成岡朋弘(2002) 山地流域における吸着プールを考慮した塩基流出機構. 2002年度広島大学大学院生物圏科学研究科博士課程後期修了論文
- Sato, K. and Okishi, H. (1993) Rapid Acid-neutralizing Capacity of Surface Soil in Japan, *AMBIO*, 22, 232-235

⑱ 都市化に伴う西条盆地の地下水動態変化

開発一郎・山中 勤

1. はじめに

西条盆地の地下水は、学問的には湖成層からなる流域の地下水涵養や地下水流動機構解明という点から大変重要であり、また社会的には盆地性流域の水資源保全や緊急時（災害時）の水の確保の点から是非研究されるべきである。

特に、黒瀬川の流域を有した西条盆地は1980年代から急速に都市化が進み、それが地下水にどのように影響しているのかを明らかにすることが不可欠であると思われる。加茂学園研究都市計画に基づいて昭和49年に本流域の地下水流動が調べられており、今回、全流域については25年振りに2000年に測水調査を行なった。その結果を基に都市化との関連を含めて検討し、以下に主に水位変動と流動パターンについて考察した結果を示す。

2. 方法

1974年冬（2月）と2000年夏（8月）と冬（12月）に黒瀬川西条盆地市街地流域において、3班に分かれて2-3日の間に浅井戸（1974年現在）と池の水位（水位計）、電気伝導度（電気伝導度計）、pH（比色法）、RpH（比色法）、水温（サーミスター温度計）を測定した。今回は1974年に比べると浅井戸の数は約3割ほど減っていた（家の改築や都市整備事業のため）。尚、気象データは広島気象台のものを使用した。

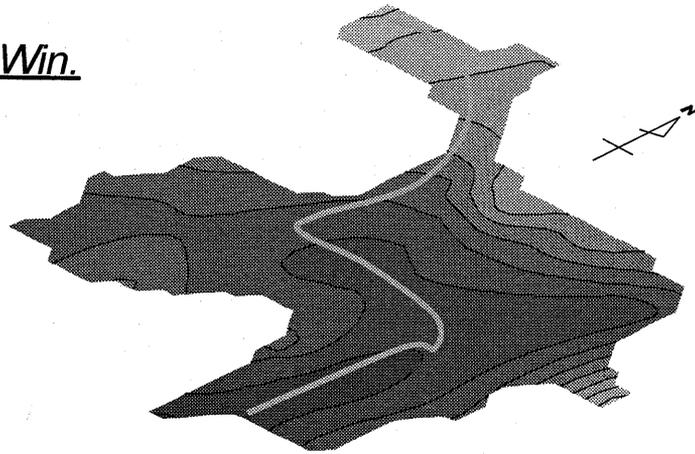
3. 結果と考察

今秋の調査の地下水位を地盤高で表し、その空間分布をクリギング法（Cressie, 1993）でシミュレートした結果が図-1の上段の図（黒瀬川上流域から本流域中流部の御園宇低地まで）であり、1974年夏・冬と2000年夏・冬との差をそれぞれとったものを中・下段に示してある。図-1の上段の図からポテンシャル的に不圧地下水の流動を読み取ることができるが、大まかには地下水が黒瀬川に向かって流れていることが推測される。また、pHについては図-2で示した。

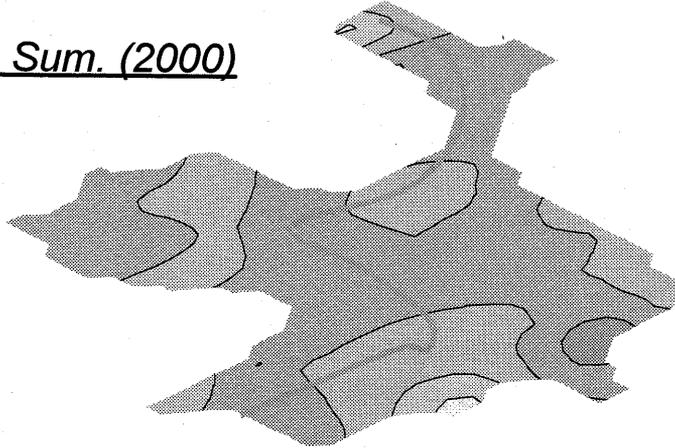
1974年と現在の地下水面を比較すると概して、2000年は1974年より地下水位が低下しているといえる。この原因解明の為に、まず気象変化、特に降水量の変化について検討しておく必要がある。すでにこれまでの降雨と地下水位の応答観測および地下水流動計算（例えば足立、1994）から、本流域の地下水循環速度が数ヶ月以内と推測されるので、少なくとも1974年と2000年の地下水位はその年のそれ以前の降水量に依存すると考えられる。1974年の年平均気温と年降水量はそれぞれ13.9℃と1576mm（八本松）、2000年はそれぞれ13.7℃と1301mmであった。図-1中・下段の図では地下水位差の分布にかなり偏りがあることがわかる。2000年冬には最高で6mを超える地下水位の低下が本流域中流部の御園宇低地でみられる。蒸発量については年平均気温がほとんど変わらないためほぼ同じと考えられるので、単純に降水量から考えると2000年の方が地下水位が低下することに無理はないが、図-1中・下段の図の偏りについては説明がつかない。しかも冬と夏の分布パターンは同じであり、このことは地域的な降雨や蒸発の空間的なバラツキでは説明がつかず、人為的な影響と見るべきと考えられる。つまり都市化によって地表面がアスファルトなどで覆われたことや透水性の低下のため降雨による土壌への浸透が減少したことが考えられる。さらに排水溝の整備による地表面流出変化も影響している。

GWL

2000 Win.



Win. - Sum. (2000)



2000 - 1974 (Win.)

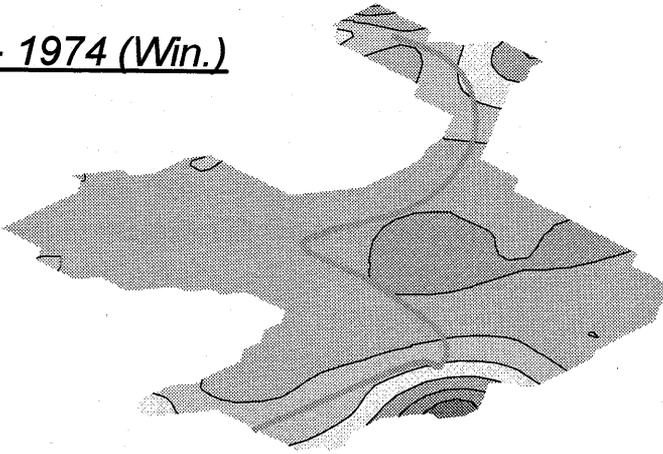
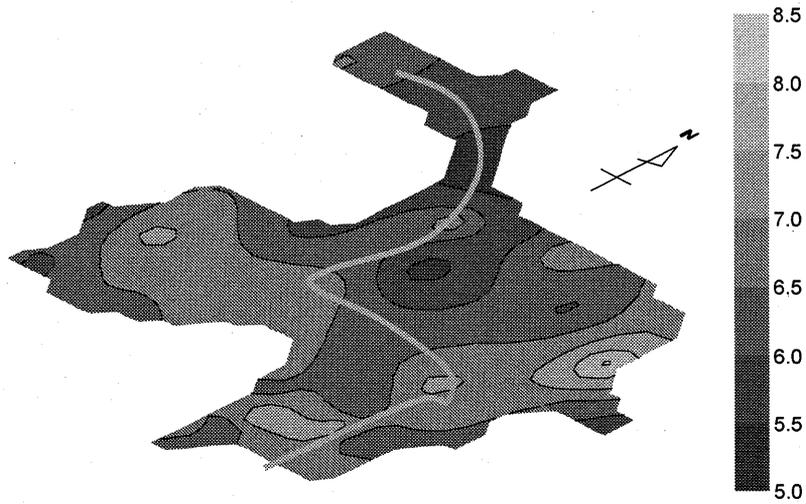


図-1 黒瀬川流域の地下水ポテンシャル分布（上段：2000 冬、下段：2000 年冬と 1974 年冬との差の分布、
図中の実線は黒瀬川本流河道）

pH (2000)



pH Diff. (2000 - 1974)

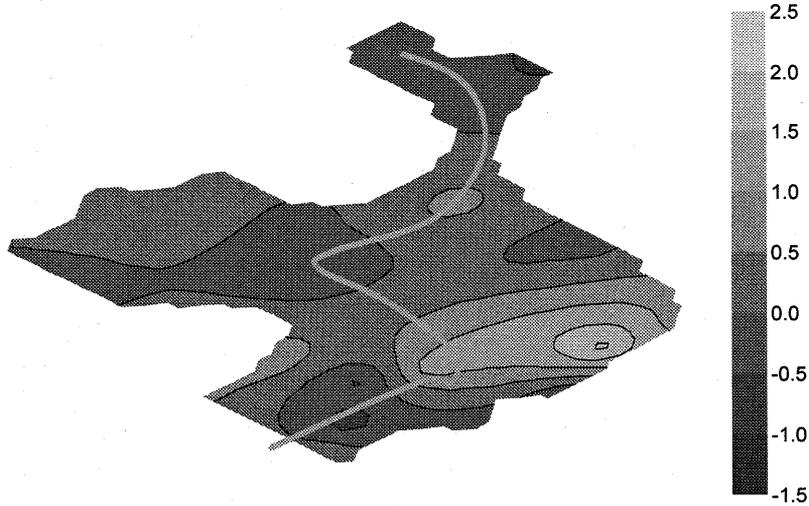


図-2 黒瀬川流域の pH の空間分布

図-2 下段においても本流域の御園宇周辺の pH の変化が大きいことやその分布の偏りが激しいことおよびアルカリ性に傾いている部分があることがわかり、やはりこれは都市化によるものと推測される。

西条盆地の都市化を人口変化を通して見てみると、図-3 のようになり、ここ 20 年間で人口増加に伴う種々の構造物建設や道路の整備・拡張が進められてきている。

特に図-1 の流域の南側は住宅地の造成によってほとんど全域の地表面が改変され、その東側つまり御園宇地区は国道 375 号線のバイパスや大型店舗の建設および住宅地造成で大きくその様相を変えた。また、黒瀬川上流域（八本松から北にかけて）も新興の住宅地が建設された。これらの事実は図-1 中・下段や図-2 の結果を裏付けるものと推測される。

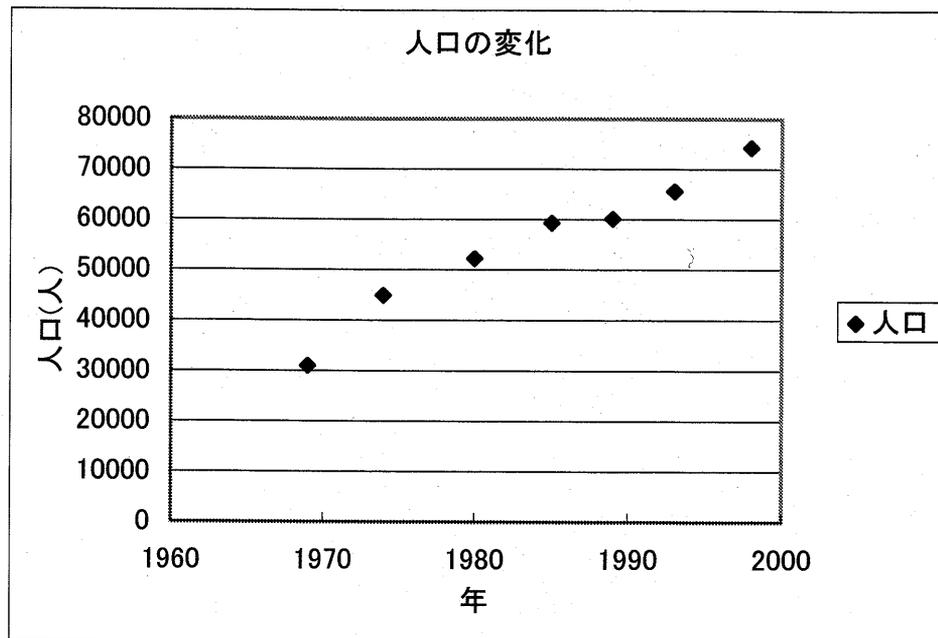


図-3 東広島市西条地域の人口変化

4.おわりに

得られた観測結果のみで西条盆地の不圧地下水流動の考察を行ったが、定量的な評価および水質分析も十分ではない。今後は、本試験流域の水循環速度の推定と精度の高い水収支計算および無機分析的な解析を行う必要がある。

参考文献

- 足立宗久 (1994) : 黒瀬川流域御園宇谷底平地の地下水流動、広島大学総合科学部特別論文、71p.
 Cressie, N.A.C.(1993): *Statics for Spatial Data*, Wiely, NY., 900p.

② 瀬戸内海沿岸の山火事跡地における河川流量の変化

西宗直之・小野寺真一

1. はじめに

流域において河川流量の変動を正しく評価することは、洪水流出時における下流域での災害予測や物質流出にともなう環境への負荷量の推定を行う観点から重要な研究である。また、洪水流出パターンを明らかにすることは流域の水循環過程の推定にも有効であり、流域の水資源を評価するうえでも重要であるといえる。森林流域では通常、降雨はすべて地下に浸透するため、流量のピークは比較的小さく、また蒸発散の影響により流出率は低下すると考えられている(塚本, 1992)。しかし、伐採などにより森林が攪乱されると、流出率や流量のピークの値が変化することが明らかにされている。例えば、中野(1971)は森林伐採前と伐採後のハイドログラフを比較し、森林伐採後で直接流出量が1.5から2倍に、ピーク流量が30から100%程度増加することを示した。また、Hewlett et al. (1970)は伐倒木をそのまま地表被覆として放置した場合の伐採前と伐採後のハイドログラフを比較し、ピーク流量の増加は認められなかったものの、直接流出量が11%増加することを示した。このように森林の攪乱は通常の森林流域とは異なる流量の変動をもたらす、流域の水循環過程に対してきわめて重大な変化を及ぼすと考えられる。

一方、日本では森林伐採等による森林攪乱はほとんどみられない。しかし、瀬戸内海沿岸地域では春季から夏季にかけての乾燥した時期に山火事が多発しており、これが現在の主要な森林攪乱の一つとなっている。山火事による森林攪乱も流量の変動や流出率の変化に対して影響を及ぼすことが想定されるため、これらの地域においてハイドログラフの変動に関する詳細を明らかにすることは重要であるといえる。特に、山火事発生からの時間経過にともなう流量の変動については十分に明らかにされておらず、山火事による土壌環境や植生の変化を考慮した降雨流出過程の解明が求められる。よって、本報告では瀬戸内海沿岸の山火事発生時期が異なる山地流域において河川流量の変動を明らかにし、変動パターンから山火事発生後の経過年数にともなう降雨流出過程の変化について検討することを目的とする。

2. 調査地域及び方法

図1に調査地域を示す。調査地域は瀬戸内海沿岸の山地地域に設置した3ヶ所の試験流域である。各流域に30° Vノッチ堰、水位計を設置し、水位-流量曲線から流量を得た。また、0.2 mm 転倒マス雨量計により降水量を得た。これらはデータロガーにより10分おきに自記記録した。各流域はいずれも源流域に位置するものであり、過去にそれぞれ異なる時期に流域の全範囲が山火事による森林攪乱を受けている。以下に各流域の詳細を記す。

一つは広島県豊田郡瀬戸田町生口島に位置する攪乱流域(以下IK流域)である。IK流域は2000年8月に山火事による森林攪乱を受けており、2003年12月現在で植生は谷底部においてわずかに回復しているものの、流域斜面はほぼ完全に裸地化している。また、斜面土壌は下部、中部において発達している。IK流域の標高は80-170 m、平均勾配は29.2°、流域面積は1.41 haであり、南向きの斜面である。年平均降水量は1040 mm、年平均気温は15.6°C、地質は広島型花崗岩である。

一つは広島県竹原市高崎町に位置する荒廃流域(以下TB流域)である。TB流域は1994年8月に山火事による森林攪乱を受けており、2003年12月現在で植生は谷底部、斜面で草本類を主として若干の回復がみられる。斜面の土壌は薄く、一部に岩盤斜面もみられる。TB流域の標高は100-180 m、平均勾配は32.2°、流域面積は1.55 haであり、北向きの斜面である。年平均降水量は1141 mm、年平均気温は15.4°C、地質は広島型花崗岩である。

一つは広島県竹原市高崎町に位置する二次林流域(以下TY流域)である。TY流域は1978年8月に山火事による森林攪乱を受けており、2003年12月現在で植生はアカマツや常緑広葉樹を主とした混交二次林を形成している。斜面の土壌は、下部において発達している。TY流域の標高は60-130 m、平均勾配は28.7°、流域面積は1.51 haであり、北向きの斜面である。年平均降水量は1141 mm、年平均気温は15.4°C、地質は広島型花崗岩である。

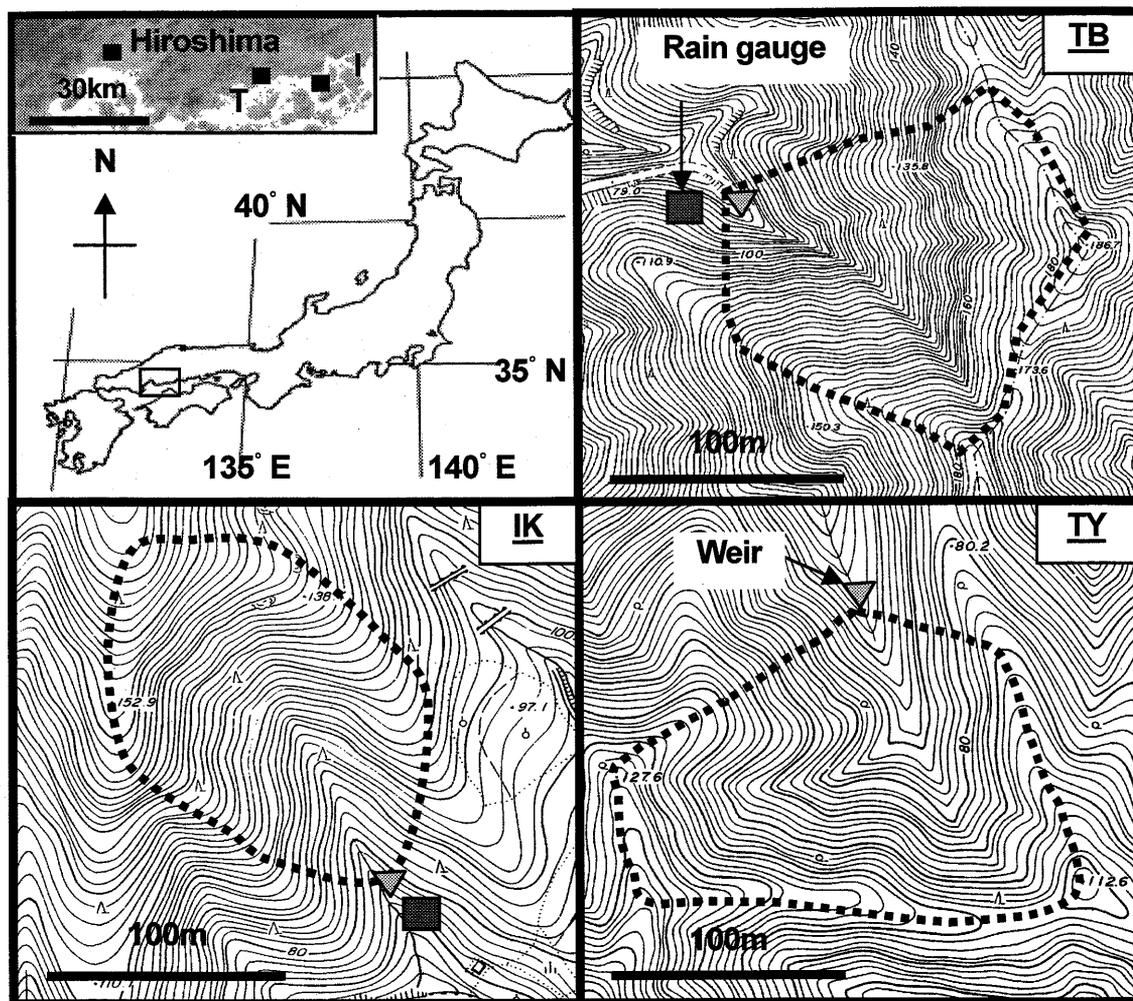


図 1 試験流域

降雨イベント時における直接流出と基底流出を分離するため、Hewlett and Hibbert (1967) によるハイドログラフ分離法により直接流出量を求めた。これは、降雨にともなう流量の増加時を基点として時間当たりの一定量の上昇率 a をもって基底流出を直線的に上昇させ、降雨終了後における流量のハイドログラフとの交点の上部に位置する流出量を直接流出量とするものである。本報告において上昇率 a は便宜上、Hewlett and Hibbert (1967) の示した $a = 0.0019 \text{ mm/h}$ を用いた。

表 1 各流域における降雨イベントの流出特性

	IK			TB			TY		
	RF (mm)	DR (mm)	DRP (%)	RF (mm)	DR (mm)	DRP (%)	RF (mm)	DR (mm)	DRP (%)
2001/10/1	35	26.1	74.6	17	0.26	1.53	17	1.55	9.12
2001/10/9	50	23.1	46.2	54	3.74	6.93	54	5.60	10.4
2001/10/16	54	49.7	92.0	61	8.52	14.0	61	6.96	11.4
2001/10/21	79	66.1	83.7	42	5.11	12.2	42	7.61	18.1
2001/11/3	20	3.78	18.9	20	0.56	2.8	20	0.51	2.55
2001/11/6	11	0.96	8.73	12	0.35	2.92	12	0.24	2
2001/11/29	21	4.91	23.4	26	13.0	50	26	0.77	2.96

※ RF : イベント降水量 (mm)、DR : 直接流出量 (mm)、DRP : 直接流出率 (%)

3. 結果

3.1. ハイドログラフ

図 2 に各流域において観測された洪水ハイドログラフを示す。例として示したのは2001年10月と11月のデータである。IK 流域では降雨開始時に急激な流量の増加がみられ、ピーク流量も高かった。また、無降雨期間における流量の減衰過程の反応は緩やかであり、基底流量も多かった。TB 流域では降雨に対応して急激な流量の増加がみられ、ピーク流量も高かった。一方、無降雨期間における流量の減衰過程の反応は急であり、基底流量は少なかった。TY 流域では降雨に対応した流量の増加は緩やかであった。また、無降雨期間における流量の減衰も緩やかであり、基底流量も多かった。

3.2. 洪水流出特性

表 1 に各流域における降雨イベントの流出特性を示す。同一の降雨イベント間の比較では、直接流出率は山火事直後の流域である IK 流域において著しく高い値を示した。また、TB 流域と TY 流域の比較では、直接流出率に明瞭な差異がみられなかった。

図 3 に各流域において観測された降雨イベントとハイドログラフ分離法によって得られた直接流出率との関係を示す。各流域とも、イベント降水量の増加にともなって直接流出率が増加する傾向がみられた。特に、山火事直後の流域である IK ではイベント降水量 30 mm 以上で 60%を超える高い流出率を示し、降雨のほとんどが直接流出によって下流に流出していることが示唆された。一方、TB 流域及び TY 流域では若干のばらつきがあるものの、直接流出率の変動に明瞭な差がみられなかった。

4. 考察

本節では山火事の発生時期の異なる 3ヶ所の山地流域（山火事発生から 1 年から 3 年後の流域：IK 流域、7 年から 9 年後のイベント流域：TB 流域、23 年から 25 年後の流域：TY 流域）における直接流出率及び流量より、それぞれの降雨流出過程について検討する。

通常、森林に覆われた山地流域では、樹冠上に達した降雨は一部が遮断・貯留された後に蒸発散として大気中に開放され、残りが樹幹流や樹冠通過降雨、地表直接到達降雨となる（塚本、1992）。また、森林土壌においては地表に到達した雨水が地下へとすみやかに浸透するため、地表流はほとんど発生しないと考

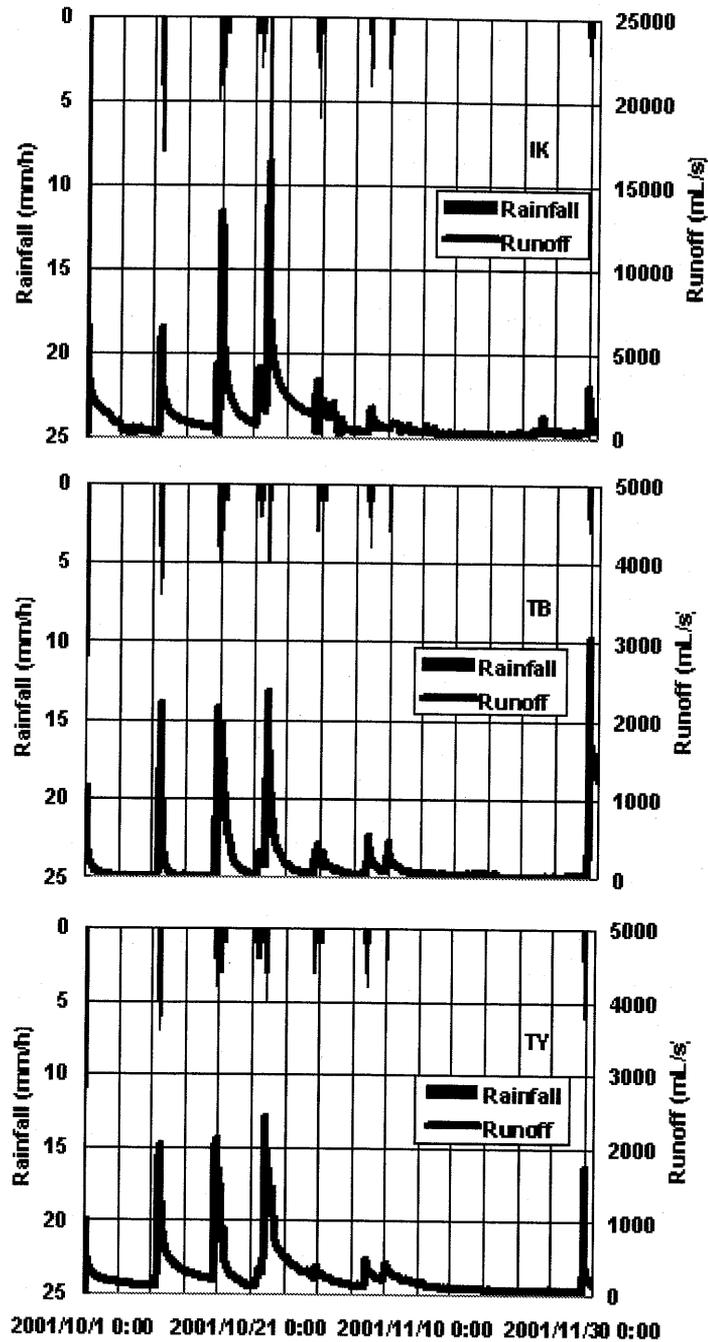


図 2 各流域のハイドログラフの比較

えられている。そのため、森林流域では流出率が低く、また洪水流出も緩やかである。一方、森林荒廃地を持つ裸地斜面では降雨が樹冠に貯留されることがなく、直接地表に到達する。また、浸透能が低下するため、斜面では地表流が発生し、直接流出が増加する。ここで、IK 流域では他の流域と比較して直接流出率が高く（表 1）、またピーク流量も著しく高い値を示した（図 2）。これらの洪水流出特性は、過去に指摘されている荒廃地における流出特性と類似したものである。したがって、本研究の山火事直後の流域においても、一般にみられる荒廃地と同様の洪水流出プロセスを経ていると考えられる。すなわち、山火事跡地においても浸透能の低下にともなって地表流が発生し、また森林の攪乱によって直接流出量が増加することが示唆される。

一方、TB 流域では直接流出率が低く（表

1）、ピーク流量も IK 流域と比較して低い値を示した（図 2）。これは、IK 流域と比較して浸透能の増加にともなって地下水涵養量が増加し、また草本類の回復によって蒸発散量が増加していることを示唆するものである。一方、無降雨期間においては基底流が次第に減少し、乾燥期間が継続すると流量は全くみられなくなった。TB 流域においては斜面の土壌層が薄いことが確認されており、涵養域が少ないと考えられる。したがって、降雨がほとんど涵養されず、地下水貯留量が少なくなるものと考えられる。ここで、TB 流域においてみられた薄い土壌が山火事直後から継続する侵食によってもたらされたものと仮定すると、山火事発生から数年後で涵養量が低下し、基底流量が激減することが推察される。

TY 流域では直接流出率が低く（表 1）、ピーク流量も IK 流域、TB 流域と比較して低い値を示した（図 2）。これは、流域内の森林の回復によって蒸発散量が増加し、浸透能の増加によって降雨が涵養されるためであると考えられる。一方、無降雨期間においては基底流の減少は TB 流域と比較して緩やかであり、乾燥期間においても一定の基底流がみられた。TY 流域においてみられた斜面下部の土壌が森林の回復にともなう土壌の発達によってもたらされたものと仮定すると、山火事の発生から数十年で涵養域が増加し、基底流量が増加することが推察される。

5. おわりに

本研究では山火事発生時期の異なる 3ヶ所の山地源流域において詳細な水文観測を行い、山火事発生から年数の経過にともなう降雨流出過程の変化について検討した。その結果、山火事発生直後の流域において浸透能の低下にともなって地表流が発生し、直接流出率が増加することが示唆された。また、山火事発生から数年が経過すると直接流出率は低下したが、涵養域が減少することによって基底流量が減少すると推察された。さらに、山火事発生から数十年が経過すると、直接流出率に大きな変化はないものの、涵養域の増加によって基底流量は増加することが示唆された。

引用文献

塚本良則 (1992) 『森林水文学』文永堂出版 319 pp.

中野秀章 (1971) 森林伐採および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響. 林業試験場報告, 240.

Hewlett, J. D. and A. R. Hibbert (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Intern. Symp. On Forest Hydrology, Pergamon Press.

Hewlett et al. (1970) Effects of forest clear-felling on the stream hydrograph. Water Resources and Researches, 6-13.

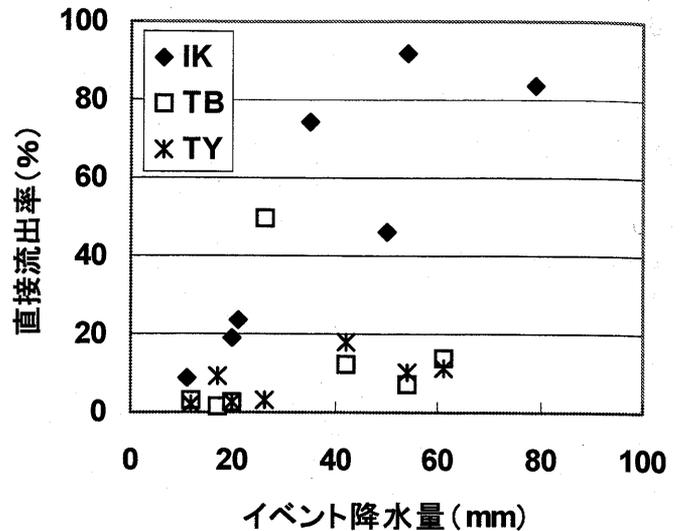


図 3 イベント降水量と直接流出率の関係

21 瀬戸内盆地流域における地下水汚染の実態

齊藤光代・峯 孝樹・開発一郎・小野寺真一

1. はじめに

公共下水道施設および家庭浄化槽の整備により、都市部における家庭排水や産業排水を汚染源とする水質汚染は大幅に改善されてきたが、その普及率は地域ごとに異なり、依然として水質悪化が深刻な地域も少なくない。特に、窒素成分に関しては高度合併処理浄化槽でないと除去することはできず（田瀬, 2003）、汚染の改善は困難である。また、窒素は農業系、畜産系排水などにも含まれ、農地での地下水汚染の事例は多く報告されている（Burt et al., 1993; 田瀬, 2000; 鶴巻, 1992）。東広島市の西条盆地は古くから酒造業が盛んであり、地下水資源が利用されてきた地域である。しかし、農地として水田が広く分布するとともに、1980年代からは急速に都市化が進み、地下水資源の質的低下が危惧されている。将来にわたり地下水を持続的に利用していくためには、汚染の度合いや分布を正確に把握し、現在および将来における利用可能な水資源を評価する必要がある。その一方で、地下水の移動は地表水に比べて圧倒的に遅く、微生物などによる水質の浄化が期待されるため、流域における自然浄化機能を評価することも重要である。

本研究では、多様な地形と土地利用からなる西条盆地において、地下水汚染の実態について把握するとともに、流域の窒素浄化機能についてその可能性を評価することを目的とする。

2. 研究地域および方法

試験地域は、広島県東広島市西条町に位置する黒瀬川の中流域に広がる西条盆地である（図1）。流域面積は52km²であり、盆地の中央部は沖積低地で二級河川・黒瀬川が流下している。盆地の周辺部には丘陵地および山地が分布している。流域の土地利用は、全体的には水田などの農耕地が主体であるが、1980年代からの広島大学の総合移転や4町合併により東広島市に移行したことに伴って、中央部の西条地区を中心に急激に市街地が拡大している。試験地域内に分布する掘抜き井戸計37箇所を観測井とした（図1）。

2003年8月に試験地域一帯において浅層地下水の調査を行った。各観測井において地下水の採水、水位測定、pH、RpH、電気伝導度、水温の測定を行った。また、採水した試料水は実験室に持ち帰り、イオンクロマトグラフィーを用いてNO₃-Nの定量分析を行った。

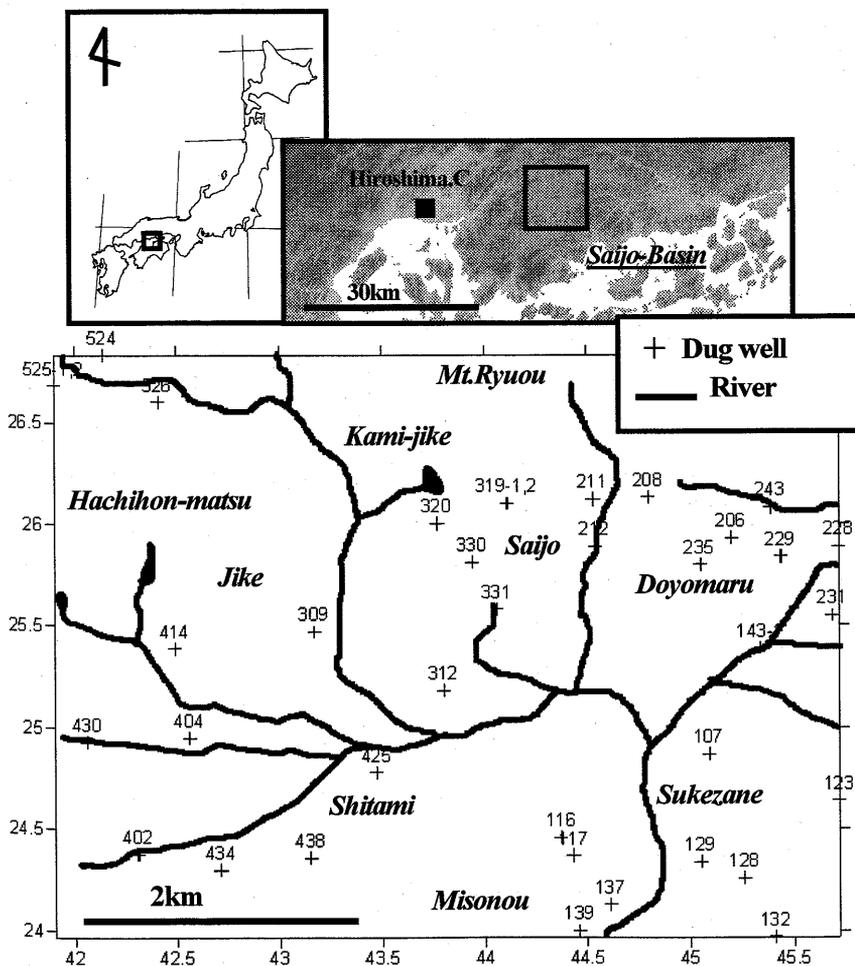


図1 試験地域概要

3. 結果と考察

3-1. 西条盆地の地下水流動

試験地域の地下水面図を図2に示す。地下水面は、全体的に黒瀬川の上流側から下流側に向かって流動しており、地下水は基本的に標高の低い黒瀬川へ向かって流出するパターンを示していることが分かる。

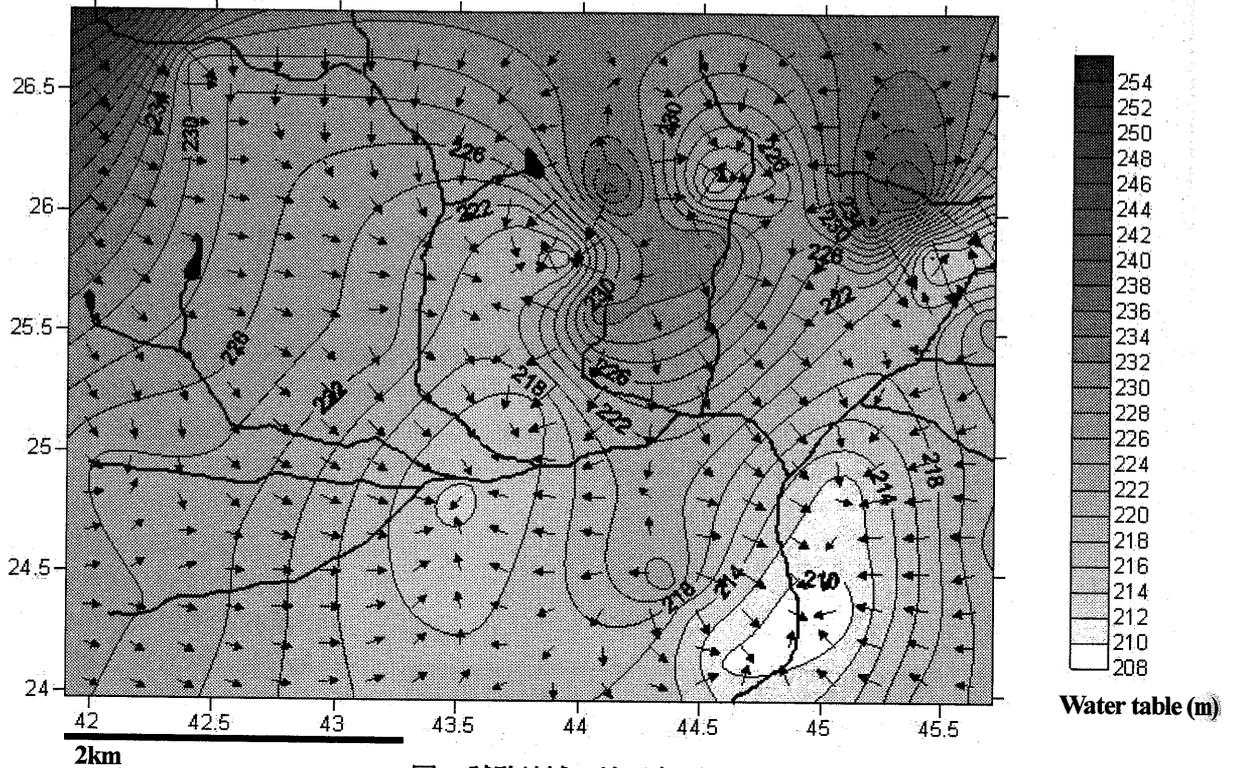


図2 試験地域の地下水面図

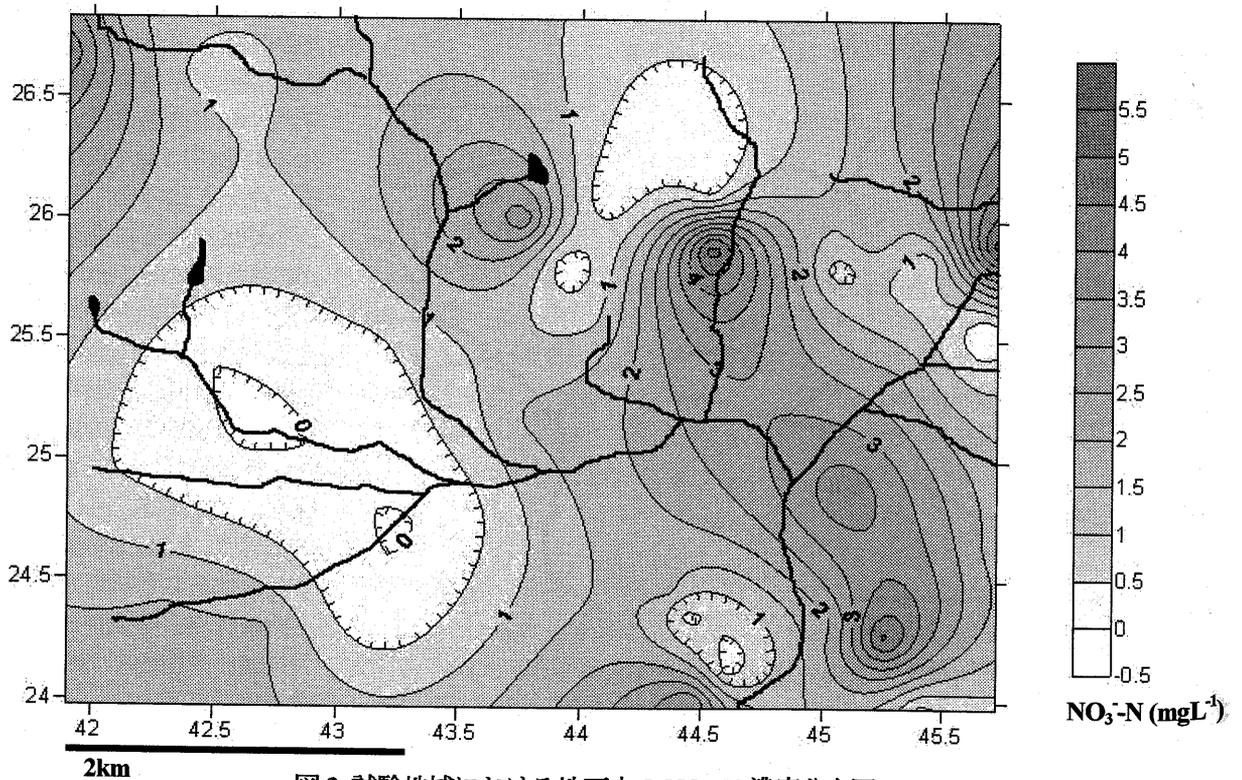


図3 試験地域における地下水のNO₃-N濃度分布図

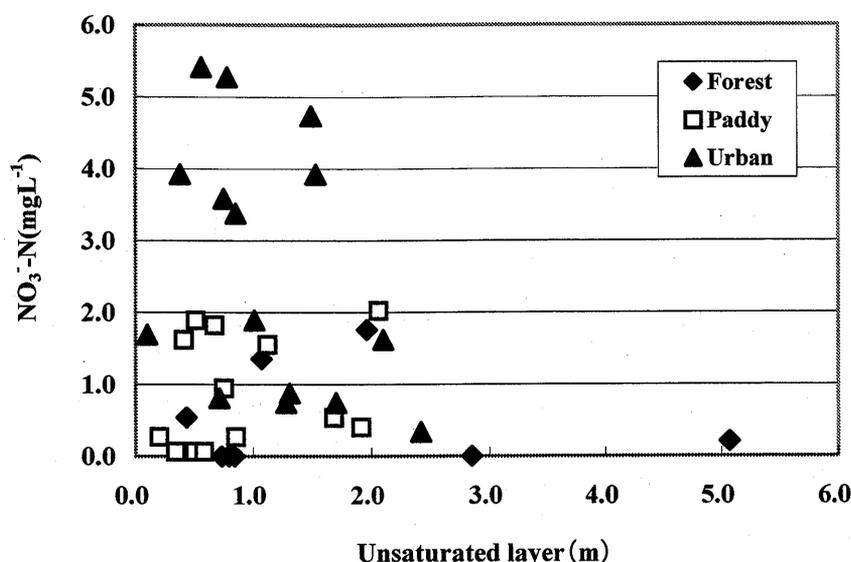


図4 不飽和帯の厚さと地下水のNO₃-N濃度との関係

3-2. 土地利用からみた地下水汚染分布

図3に、地下水のNO₃-N濃度分布図を示す。地下水のNO₃-N濃度は駅の周辺である西条地区において最も高く、約4.0~5.0mgL⁻¹程度となっている。また、助実地区で約3.0~4.0mgL⁻¹、上寺家地区で約2.0~3.0mgL⁻¹と比較的高くなっている。これらの地域においては、住宅地が多く分布するため、家庭排水の影響が地下水の水質に反映されているものと考えられる。一方、龍王山周辺、土与丸地区、御菌宇地区においては約0.5~1.0mgL⁻¹と比較的低濃度を示す。これらの地域は、住宅地の分布が少ないため、地下水は人為的な汚染の影響をあまり受けておらず、低濃度を示すと考えられる。また、いずれも採水地点の背後に山地があることから、山地から流入する低濃度の地下水によってNO₃-Nが希釈されている可能性も考えられる。また、八本松地区、寺家地区では最も濃度が低く、約0.0~1.0mgL⁻¹となっている。これらの地域は、水田の分布が多いことから、脱窒反応などによる窒素浄化作用が働いている可能性が考えられる。

3-3. 地下水流動パターンと窒素浄化プロセス

図2および図3より、地下水のNO₃-N濃度は、地下水流動にともないわずかに低下する傾向を示す。また、図4に各井戸における不飽和帯の厚さと地下水のNO₃-N濃度との関係を示す。不飽和帯の厚さは地表面と地下水面との間の距離を示し、この値が小さい領域ほど、地下水流出域となっている可能性が高い。図4より、NO₃-N濃度がほぼ0.0mgL⁻¹である井戸の大部分は、不飽和帯の厚さが0.0~1.0mであることから、地下水流出域と考えられる地域において、NO₃-Nの浄化が起こっていることが示唆される。従来の研究において、流出域ないし地下水流動にともない、脱窒反応によって地下水のNO₃-N濃度が低下するという事例が報告されている(Howard, 1985; 石塚・小野寺, 1997; Postma et al., 1991)。脱窒反応は、嫌気的環境下で微生物によりNO₃及びNO₂がN₂に変換される反応である。一般的に、地下水流出域では還元環境が形成されることから、試験地域内の地下水流出域において、脱窒反応が起こっていた可能性が高いと考えられる。しかし、その一方で住宅地の周辺に分布する井戸においては、不飽和帯が薄いにも関わらず比較的高濃度のNO₃-Nが検出されており、地下水が家庭排水など上からのインプットの影響を強く受けていたものと考えられる。

4. まとめ

本研究では、西条盆地における地下水汚染の実態把握、および流域の窒素浄化機能の可能性を評価することを目的とし、試験地域における浅層地下水の調査と地下水中の NO_3^- についての定量分析を行った。その結果は以下のものである。

1. 試験地域の浅層地下水は黒瀬川の上流側から下流側に向かって流動しており、基本的には標高の低い黒瀬川に向かって流出する流動系を呈していた。
2. 地下水の NO_3^- -N 濃度は、住宅地が多く分布する地域において比較的高濃度を示し、地下水が家庭排水の流入による汚染の影響を受けていることが示唆された。一方で、山地の周辺や水田が多く分布する地域においては比較的低濃度であったことから、山地からの低濃度の地下水による NO_3^- -N の希釈、水田における脱窒反応などが起こっている可能性が考えられた。
3. 地下水の NO_3^- -N 濃度は地下水流動にともなわずかに低下する傾向を示し、濃度がほぼ 0.0mgL^{-1} の井戸のほとんどは、不飽和帯の厚さが $0.0\sim 1.0\text{m}$ と薄い地域に位置していたことから、還元環境となる地下水流出域において脱窒反応による窒素の浄化が起こっていることが示唆された。しかし、同様に地下水流出域であると考えられる地域においても、周囲に住宅地が多く分布する井戸では高濃度の NO_3^- -N が検出されており、家庭排水など上からのインプットの影響が地下水に反映されていたと考えられる。

引用文献

- Burt, T. P., Heathwaite, A. L., and Trudgill, S. T., (1993) Nitrate; Processes, Patterns and Management, John Wiley & Sons, Chichester, 444pp.
- Howard, K. W. F. (1985) Denitrification in a major limestone aquifer. *J. Hydrol.*, 76: 265-280.
- 石塚成宏・小野寺真一 (1997) $\delta^{15}\text{N}$ 値による平地林浅層地下水における脱窒の検証—茨城県南西部常総台地の例, *日本土壌肥料科学雑誌*, 第 68 巻, 第 1 号, 1-7.
- 環境庁水質保全局水質管理課監修 (1993) 硝酸性窒素による地下水汚染対策ハンドブック, 公害研究対策センター, 東京
- Postma, D., Boesen, C., Kristiansen, H., and Larsen, F., (1991) Nitrate reduction in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes, and geochemical modeling, *Water Resour. Res.*, 27, 2027-2045.
- 田瀬則雄 (2000) 土壌層の持つ土地利用メモリー—地中水との相互作用の解明, *科学研究費補助金研究成果報告書*, 77pp.
- 田瀬則雄 (2003) 硝酸・亜硝酸性窒素汚染対策の展望, *水環境学会誌*, 26, 9, 546-550.
- 鶴巻道二 (1992) 浅層地下水の硝酸性窒素, *地下水学会誌*, 34, 153-162.

② 洪水時の河川中における窒素循環過程と自然浄化機能

峯 孝樹・小野寺真一

1. はじめに

近年、瀬戸内海での富栄養化の原因となる陸域からの窒素流出が問題視されている。これらの窒素成分は主に生活排水(吉澤,2003)や、農地にまかれる肥料中の窒素の溶脱(海老瀬,1985;Burt et al.,1993;竹内,1995)によるものである。瀬戸内海に注ぐ黒瀬川においても東広島市の急速な都市化や、農地での施肥にともない窒素流出量の増加が考えられる。これに対して河川中での自然浄化機能は明らかにされているが、河川環境の大きく変化する洪水時の自然浄化機能は明らかにされていない。

そこで、農地と都市部が混在する流域を流下する河川において、洪水時の河川中での溶存窒素流出量の変動とそれに関わる窒素循環過程を確認し、自然浄化機能を解明することを目的とした。

2. 方法

2.1. 研究地域

本研究の研究対象とした河川は黒瀬川である。黒瀬川は広島県中部に位置する東広島市の並滝寺池を源とし、西条盆地、黒瀬盆地を南流し、呉市広より瀬戸内海へと注いでいる。地質は広島花崗岩類、高田流紋岩類からなり、流域面積 238.8k m²、流路長 50.6km の二級河川である。観測地点は並滝寺池より約 17km 流下したところに位置する落合橋に設けた(図 1)。観測地点のある東広島市の年平均降水量は約 1500mm、平均気温は 13.2°C である。この観測地点より上流約 500m のところには東広島浄化センターからの排水が流入しており、更に上流部には東広島市の都市部があり、また水田も広く分布している。

2.2. 研究方法

2003 年 6 月から 12 月までに計 7 回の降雨イベント時において、水位を水位計とデータロガーをもちいて自動計測し、自動採水機をもちいて河川水を二時間おきに採水した。なお、あらかじめ作成した水位-流量曲線をもとに、水位から流量に換算した。河床断面形は人工河床のため、数回の計測の結果、大きな変化はなかった。また、水位流量曲線は 2003 年 5 月 14 日から 15 日にかけて発生した総降雨量 37mm の降雨イベント時に、観測地点において一時間毎に水位と流速を測定し、河床断面をもとに作成した。なお、流速は浮き子法を用いて測定した。採取した河川水サンプルは実験室にて、イオンクロマトグラフィー(SHIMADZU 高速液体クロマトグラフ)をもちいて NO₃⁻-N、NO₂⁻-N を、全有

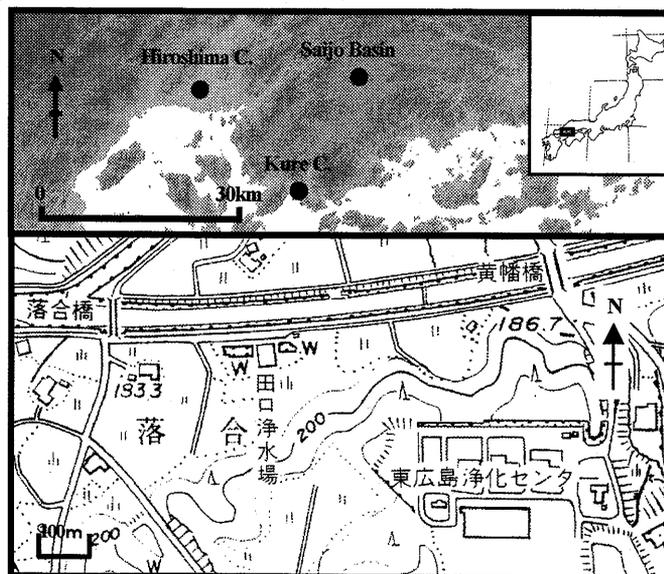


図 1. 試験地域概要

機体炭素計(SHIMADZU TOC-V CSH/CSN)をもちいて溶存窒素(DN)を、インドフェノール法をもちいて $\text{NH}_4^+\text{-N}$ をそれぞれ定量した。なお、DN分析の精度が悪かった場合、DN濃度が他の各窒素濃度の和よりも低くなる時があり、その際にはDN濃度と他の各窒素濃度の和が等しくなるよう補正を加えた。

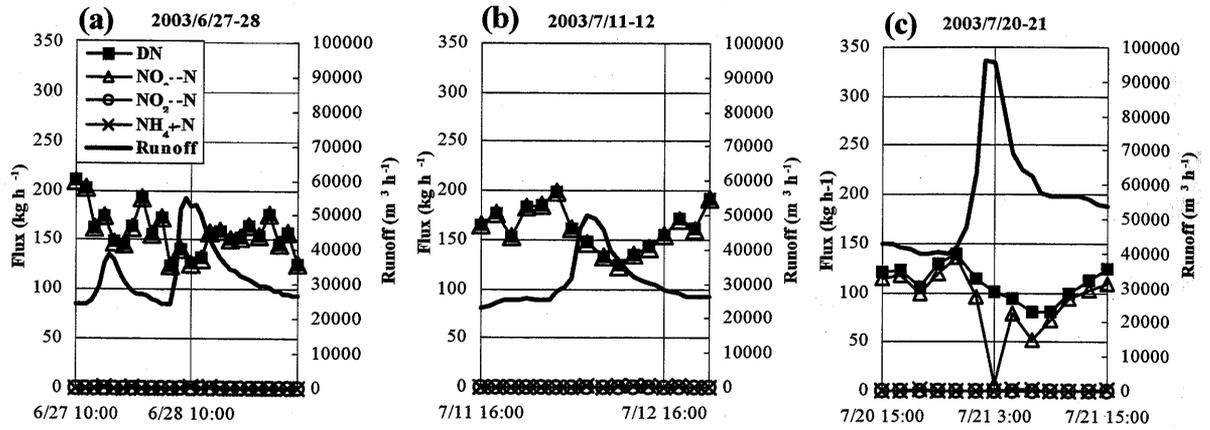


図2.夏期の降雨イベント時における流量および窒素フラックスの経時変化
(a:6/27-28, b:7/11-12, c:7/20-21)

3. 結果と考察

夏期は、2003年6月27日から28日にかけて発生した総降雨量31mmの降雨イベント(以下6/27-28)、7月11日から12日にかけて発生した総降雨量15mmの降雨イベント(以下7/11-12)、7月20日から21日にかけて発生した総降雨量31mmの降雨イベント(以下7/20-21)の計3回の降雨イベント時に河川水の採水および水位の測定をおこなった。図2にこれらの降雨イベント時における流量および窒素フラックスの経時変化を示す。なお、(a)、(b)のDNフラックスに関しては補正を加えてある。

冬期は、11月15日に発生した総降雨量1mmの降雨イベント(以下11/15)、11月20日から21日にかけて発生した総降雨量26mmの降雨イベント(以下11/20-21)、11月27日から29日にかけて発生した総降雨量39mmの降雨イベント(以下11/27-29)、12月5日から6日にかけて発生した総降雨量13mmの降雨イベント(以下12/5-6)の計4回の降雨イベント時に河川水の採水および水

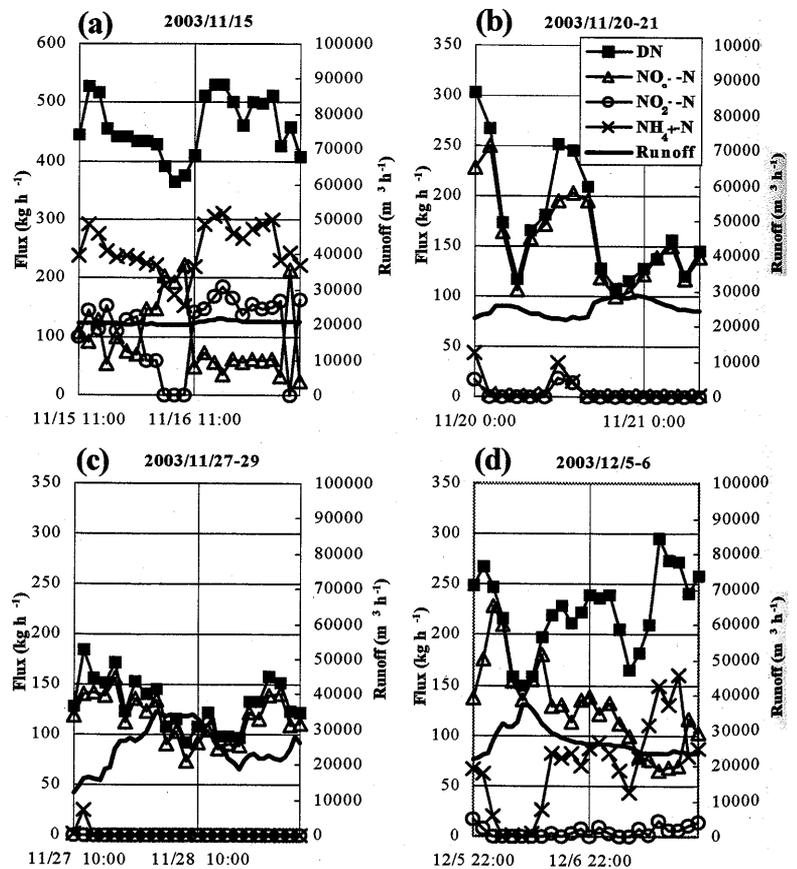


図3.冬期の降雨イベント時における流量および窒素フラックスの経時変化(a:11/15, b:11/20-21, c:11/27-29, d:12/5-6)

位の測定をおこなった。図3に冬期の降雨イベント時における流量および窒素フラックスの経時変化を示す。なお(a)のDNフラックスに関しては補正を加えてある。

3.1. 降雨時における硝化

河川中での窒素の関連した反応の1つに硝化があげられる。硝化は硝化菌による $\text{NH}_4^+\text{-N}$ から $\text{NO}_2^-\text{-N}$ への酸化、 $\text{NO}_2^-\text{-N}$ から $\text{NO}_3^-\text{-N}$ への酸化の二段階に分かれており (Burt et al., 1993)、この硝化によってできた $\text{NO}_2^-\text{-N}$ や $\text{NO}_3^-\text{-N}$ は脱窒によって河川から消えていくため、特に $\text{NH}_4^+\text{-N}$ の浄化において重要な反応であるといえる。

今回の結果では、観測地点の上流部より未処理の生活排水や浄化センターからの排水が流入しているにもかかわらず、夏期においては流量の変動に関係なく、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ や $\text{NO}_2^-\text{-N}$ がほとんど検出されなかった。それに対して冬期では、特に流量が安定している時に多く検出された。

この結果は、夏期の方が冬期に比べ硝化が進行しやすい環境にあることを示唆しており、この大きな要因として気温の変化が考えられる。硝化は硝化菌による作用であるため、その硝化菌にとって夏は気温が高く活動が活発になるが、冬は気温が低いため活動が停滞する (Burt et al., 1993)。その影響で冬期では硝化の効率が低下した結果、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ や $\text{NO}_2^-\text{-N}$ のまま観測地点まで流下してきたものと考えられる。

しかし、同じ冬期においても、特に流量の変動している時に $\text{NH}_4^+\text{-N}$ と $\text{NO}_2^-\text{-N}$ は減少する傾向を示した。そこで図4に冬期における $\text{NH}_4^+\text{-N}$ フラックスと $\text{NO}_2^-\text{-N}$ フラックスの関係(a)および、 $\text{NO}_2^-\text{-N}$ フラックスと $\text{NO}_3^-\text{-N}$ フラックスの関係(b)を示す。横軸に硝化の各段階における反応物を、縦軸に生成物をとっている。黒のひし形は11/15のデータであるが、総降雨量1mmでほとんど流量が変動していないため、硝化に対する流量変動の影響はないと考えられる。これに対して11/15以外のデータはすべて、11/15の近似曲線より左側にプロットされている。11/15の近似曲線が冬期の黒瀬川における平水時の硝化による関係であると考えると、流量が変動することによって、硝化が平水時よりも促進されていることを示唆している。硝化が促進される主な要因としては降雨時における河川水中の溶存酸素や、同時に地下水流出の増加ともなう水位上昇などの影響も考慮していく必要がある。

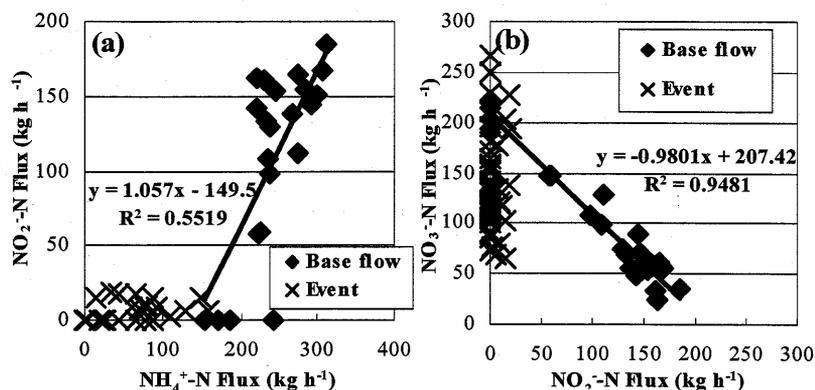


図4. $\text{NH}_4^+\text{-N}$ フラックスと $\text{NO}_2^-\text{-N}$ フラックス(a)、 $\text{NO}_2^-\text{-N}$ フラックスと $\text{NO}_3^-\text{-N}$ フラックス(b)の関係

3.2. 降雨時における脱窒

河川中での窒素に関する反応の中でも、脱窒反応は溶存窒素をガス化し、河川系外へと放出するという点で、直接的に河川の浄化に寄与する反応である。この反応は河床など土砂と河川水が接する還元環境にある部分(脱窒域)に生息する脱窒菌の働きによって起きる反応である。脱窒菌によって水中の $\text{NO}_3^-\text{-N}$ や $\text{NO}_2^-\text{-N}$ が還元され N_2O や N_2 として大気中に放出される。

通常、降雨時にはさまざまな経路を経て河川に物質が流入するため、フラックスは増加する傾向にある (Edwards, 1973; Walling, 1974; Walling and Foster, 1975) が、今回の結果では、流量が増加することで溶存窒素の総和であるDNフラックスや $\text{NO}_3^-\text{-N}$ フラックスが減少する傾向にあることが明らかとなった。 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ が減少すると同時にDNも減少していることから、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ が形態を変え、河川系外へと放出されたことを意味する。このような結果は、脱窒反応による影響であると考えられる。

流量の変動によって脱窒反応が促進される要因としては、図5のような水位の上昇にともなう脱窒域の拡大が考えられる。本研究の対象となった黒瀬川は両岸が護岸されているものの、河道の脇に土砂が堆積しているところが多くあり、また中洲も点在している。水位の低い平水時は、それらの土砂表面は水面より上に位置しているが、降雨時の水位が上昇した状態では、これらの土砂は水没し、一時的に河床となる。そして河川水が浸透し還元環境になることで脱窒域としての機能を担い、脱窒の効率が平水時よりも上がることで、流量の増加とともに DN フラックスと NO_3^- -N フラックスが減少したと考えられる。今後は河道土砂をもちいたカラム実験や、実際に流量増加時にピエゾメーターで河道土砂中の土壌水の採取、分析をおこなうなど、河道土砂での脱窒反応を検証する必要がある。

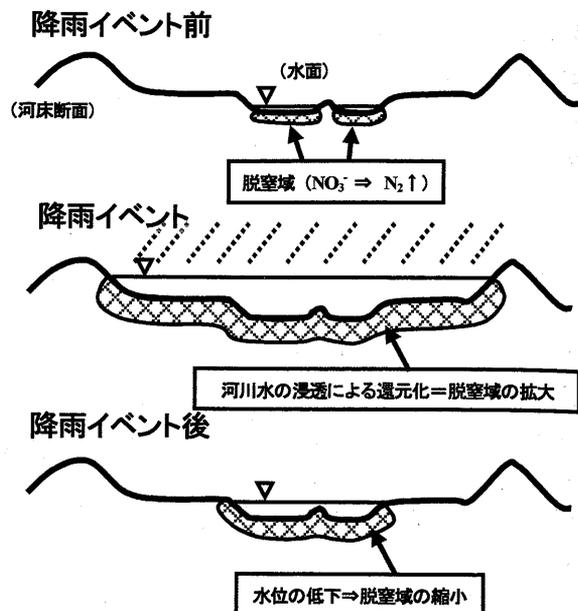


図5.流量増加にともなう脱窒域の拡大

3.3. 降雨時における有機化

これまでは無機態の窒素のみを議論してきたが、溶存窒素の中には有機態窒素(DON)も含まれている。そこで、溶存窒素から無機態窒素 (NO_3^- -N, NO_2^- -N, NH_4^+ -N の和) を引いた値を DON とした時、DON フラックスと流量の変動を考察する。

図6に DON フラックス、 NO_3^- -N フラックスと流量の経時変化を示す。夏期において DON フラックスを算出できたイベントは7/20-21のみであったが、この時の DON フラックスは流量ピーク時に増加し、その後すぐに減少した。これとは対照的に、 NO_3^- -N フラックスは流量ピーク時に急激に減少し、その後再び増加した。 NO_3^- -N の減少には脱窒による減少も含まれるが、DN フラックスの減少量よりも更に多く減少していることから、 NO_3^- -N の一部は DON へ変化したと考えられる。このような変動を生じさせる要因として、植物プランクトンによる NO_3^- -N の有機化が考えられる。植物プランクトンは光合成により、水中の栄養塩と二酸化炭素から有機物と酸素を生成するため、この反応が流量ピーク時に促進された結果、今回のようなフラックスの変動が生じたと考えられる。しかし、7/20-21で流量がピークに達した

のは夜中であるため、これらの変動要因は再検証する必要があると思われる。

一方、冬期において DON フラックスは流量の変動にかかわらず、ほぼ一定の値を維持していたことから、夏期に見られた有機化は確認されなかった。

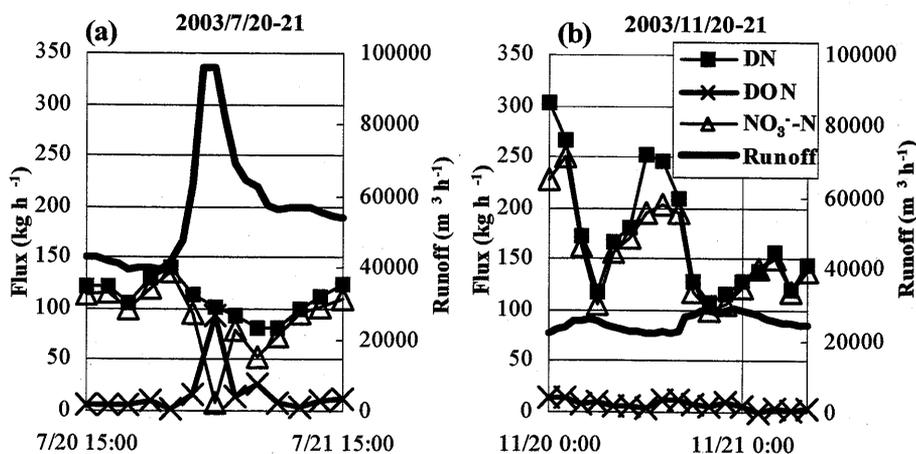


図6. DON フラックス、 NO_3^- -N フラックスと流量の経時変化 (a:7/20-21,b:11/20-21)

4. まとめ

本研究では、6月から12月にかけての計7回の降雨イベントにおいて、河川流量および各形態別の窒素フラックスを測定した。その結果として以下のことが明らかになった。

- ・ 冬期には特に流量が安定している時に、夏期には検出されなかった $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2^-\text{-N}$ が多く流入してきたが、流量が増加している時は流量安定時に比べ少なかった。このことから、流量増加時に硝化が促進されていることが示唆された。
- ・ 夏期、冬期関係なく流量が増加すると DN 、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ は減少する傾向にあった。このことは、流量増加時に脱窒反応が促進されていることを示しており、水位の上昇による脱窒域の拡大が要因となっていると考えられた。
- ・ 夏期においては流量のピーク時に DON が増加し、それに対して $\text{NO}_3^-\text{-N}$ は大きく減少した。冬期においてはこの減少はみられなかった。夏期における変動は植物プランクトンによる $\text{NO}_3^-\text{-N}$ の有機化によるものと考えられた。

今後は、流量増加時における河道土砂中の水の挙動や水質を明らかにするとともに、硝化や有機化のより具体的な支配要因を特定していくことが重要である。

引用文献

- Burt, T. P., Heathwaite, A.L. and Trudgill, S.T. (1993) Nitrate; Processes, Patterns and Management, John Wiley & Sons, Chichester, 444pp.
- 海老瀬潜一 (1985) 降雨による土壌層から河川への NO_3^- の排出, 衛生工学研究論文集, 21, 48-59.
- Edwards, A. M. C. (1973) The variation of dissolved constituents with discharge in some Norfolk rivers, J. Hydrol., 18, 219-242.
- 竹内 誠 (1995) 流域における水質保全機能の評価, 農林交流センターシンポジウム「農耕地における浅層地下水等の汚染状況と今後の対策」, 87-114.
- Walling, D. E. (1974) Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization, Fluvial Processes in Instrumented Watersheds, Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ., 6, 169-192, 1974.
- Walling, D. E., and I. D. L. Foster (1975) Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect: Some further comments, J. Hydrol., 26, 237-244.
- 吉澤秀治 (2003) 基礎環境学 (田中修三編著), 共立出版, 137-138.

1. はじめに

閉鎖海域の富栄養化は世界的にも大きな環境問題の一つであり、その原因となる陸域から海洋への栄養塩の負荷が問題視されている。日本における瀬戸内海（環境白書, 2003）や霞ヶ浦（海老瀬, 1981）などの富栄養化水域では、近年、その集水域内の農業地域を中心に河川や地下水の水質が悪化しており、これらの陸域から海洋への窒素負荷について明らかにすることは重要である。窒素の汚染源は農業系、畜産系、生活排水系など多様であり（田瀬, 2003）、農地における地下水の硝酸性窒素（ $\text{NO}_3\text{-N}$ ）汚染については従来から多くの研究が行われてきた（Burt et al., 1993; 鶴巻, 1992）。また、その主な汚染源は農地で散布される肥料であり（田瀬, 2003）、特に茶園（田瀬, 2000）や果樹園（斉藤ら, 2002）が分布する地域では、過剰施肥にともなう地表水および地下水の窒素汚染がより顕著あることも報告されている。以上のような農業流域においては、流出負荷量に関する研究も多く行われており（海老瀬, 1985; 宗宮, 1993）、竹内（1995）は、面的な窒素汚染源を考慮し、土地利用ごとに異なる負荷量を設定した分布型モデルによって流出負荷量の推定を行った。しかし、窒素流出量は汚染源のみに限らず流域の水文地質条件や自然浄化機能にも影響を受ける（田瀬, 2003）ため、それらを考慮した流出量の推定が必要である。流域の浄化機能に関しては、近年、地下水中で脱窒反応による窒素浄化が起こるといった事例がいくつか報告されている（Böhlke and Denver, 1995; 石塚・小野寺, 1997; Postma et al., 1991）。このことから、窒素の流出経路が河川流出か地下水流出かによっても、陸域から海洋への流出量は異なってくると考えられる。また、降雨時は一般的に河川からの流出量が増大する（中曾根・中村, 1984）ため、窒素流出経路も変化することが推定される。したがって、窒素流出を流域単位で評価するにあたっては、流域出口における流出負荷量の評価のみに限らず、河川の上流から下流における窒素負荷量の変動を降雨時を含めて明らかにし、流域における窒素流出経路を空間的に把握することが重要である。一方、Zektser and Loaiciga（1993）は、世界の大規模河川流域において地下水としての海洋への栄養塩流出量の見積もりを行い、河川からの流出量の約 50%に及ぶことを明らかにしており、その他の多くの研究においても、地下水による栄養塩の流出は海洋に対して大きな影響を及ぼすことが報告されている（Capone and Bautista, 1985; D'Elia et al., 1981; Johannes, 1980; Marsh, 1977; McLachlan and Illenberger, 1986; Simmons, 1992）。しかし、Uchiyama et al.（2000）は、利根川流域の河口部において地下水としての窒素流出量は河川からの流出量のわずか 0.2%程度であると見積もっており、Howard（1985）は、イギリス東部の沿岸域において、脱窒反応により地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が低下する現象を明らかにしている。以上のように、地下水としての海洋への窒素流出量は、流域の地形地質条件や土地利用など様々な要因によって異なると考えられるが、閉鎖海域である瀬戸内海において地下水としての窒素負荷量を明らかにすることは重要であり、河川水だけでなく地下水の影響も考慮したうえで窒素流出を評価する必要がある。しかし、特定の河川流域においてこれらを併せて評価した研究は十分ではない。

本研究では、陸域から海洋への $\text{NO}_3\text{-N}$ 流出過程を明らかにすることを目的とする。そのため、平水時および降雨時において河川水の流動にともなう窒素流出量の変動を明らかにするとともに、地下水としての窒素流出量の評価を行った。

2. 試験流域及び研究方法

2.1 試験流域

試験流域は、瀬戸内海の島嶼の一つである広島県豊田郡瀬戸田町（生口島）に位置する（図 1）。閉鎖海域である瀬戸内海の富栄養化は、日本を代表する環境問題の一つであり、1970 年代を境に改善に向かってはいるものの、現在も完全な解決には至っていない。瀬戸内海沿岸地域は、温暖かつ少雨型の気候であり（生口島で年平均気温 15.6°C 、年平均降水量 1100mm ）、花崗岩が広く分布する。また、この地域は果樹園の広い分布により特徴づけられ（Nakagoshi and Ohta, 1992; 谷口ら, 1978）、生口島においては、果樹園が島の 39.8%を占める（池上・中越, 1995）。しかし、近年では施肥などにともなう河川水及び地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の上昇が報告されており（熊沢, 1994）、瀬戸内海の富栄養化問題とも関連して、陸域の汚染が海洋へ

与える影響が危惧される。試験流域の地理情報を表1に示す。流域の基盤地質は花崗岩から成り、流域面積は44.3ha、流下距離は1.8kmである。また、急勾配な山地河川地形を呈し、中流域から下流域にかけては明瞭な扇状地地形が見られる。流域の扇状地部分には果樹園が広く分布するとともに、民家が点在している。

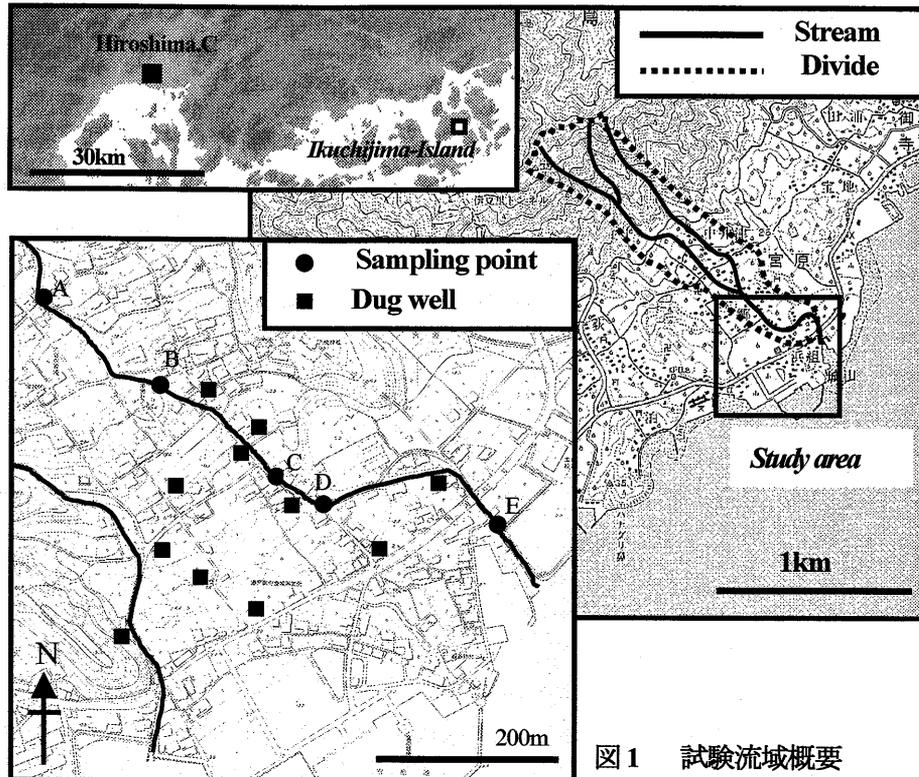


図1 試験流域概要

表1 試験流域の地理情報

Sampling point	Altitude (m)	Longitudinal distance(m)	Catchment area(ha)	Plantation area(ha)	Plantation ratio(%)	Streambed gradient
A	34.0	553.0	29.3	10.2	34.8	0.37
B	18.0	400.0	36.6	15.1	41.3	0.09
C	9.5	245.0	40.0	16.7	41.8	0.05
D	5.0	153.0	42.0	17.5	41.6	0.05
E	3.0	23.0	44.3	19.5	44.0	0.01

2.2 研究方法

試験流域では、河川水及び地下水の調査を行った。試験河川では、流域の上流から下流にかけて約100~300mおきに計5箇所の採水地点(A~E)を設定し、河川水の採水と流量測定を行った(図1)。

平水時は、2002年6月、9月、10月、12月に計4回の調査を行った。また、洪水流出時の調査として、2002年7月9~10日にかけて発生した降雨イベント(総雨量11mm)時に集中観測を行い、1~3時間おきに採水と流量観測を計6回行った。ただし、降雨イベント時は採水地点をA、C、D、Eの4地点に限定し、採水地点間を移動しながら観測を行った。そのため、1回の観測につき最上流(A)と最下流(E)の地点では観測時間に約10~15分の差があった。地下水については、2002年9月~10月(Low flow season)及び2003年6月~7月(High flow season)に中流域から下流域に分布する掘抜き井戸(計17地点)において採水と水位の測定を行った。Low flow seasonには、河川へ直接流入する家庭排水の採水も行った。また、

High flow season には各井戸につき 3~4 深度に分けて地下水を採水し、ポータブルメーターを用いて地下水の酸化還元電位 (ORP) を測定した。採水した河川水、地下水、家庭排水は実験室に持ち帰り、 NO_3^- -N、 Cl^- 濃度をイオンクロマトグラフィーで、 HCO_3^- -C 濃度を 5mmolL^{-1} 硫酸を用い pH4.8 滴定により定量した。また、質量分析計を用いて $\delta^{18}\text{O}$ 値の測定を行った。

3. 結果と考察

3.1 河川における NO_3^- -N 負荷量の変動

図 2 に、試験河川における平水時の流量 (a)、河川水の NO_3^- -N 濃度 (b)、及び NO_3^- -N 負荷量 (c) の上流 (A 地点) から下流 (E 地点) にかけての変動を示す。 NO_3^- -N 負荷量は、各採水地点において観測された流量と河川水の NO_3^- -N 濃度との積で算出した。図 2a より、全体的にみて流量は上流から中流に向かって増加し、その後下流で減少する傾向を示す。本流域においては中流域から河口まで支流は存在せず、この区間は扇状地地形であり河川水面の標高が地下水面の標高よりも高いことから、河川水が地下水へ涵養していると考えられる。 NO_3^- -N 負荷量は流量にほぼ依存して変動するため、中流域で最も大きく、下流に向かって減少する傾向を示す (図 2c)。ここで、最下流の採水地点 E で観測された NO_3^- -N 負荷量を河川からの NO_3^- -N 流出量であると仮定すると、平水時は、一日あたり平均約 0.35kg の NO_3^- -N が河川から海洋へ流出しているという計算になる。本流域では、上述したように中流域から下流では河川水の地下水涵養にともない負荷量が減少するため、河川からの直接流出量はそれほど大きくないと考えられる。しかし、その一方で河川水中の NO_3^- -N の大部分は地下水へと輸送され、地下水の形態で海洋へ流出していると考えられる。これらの結果から、本流域における平水時の NO_3^- -N 流出形態は、地下水流出型になっていると推定される。

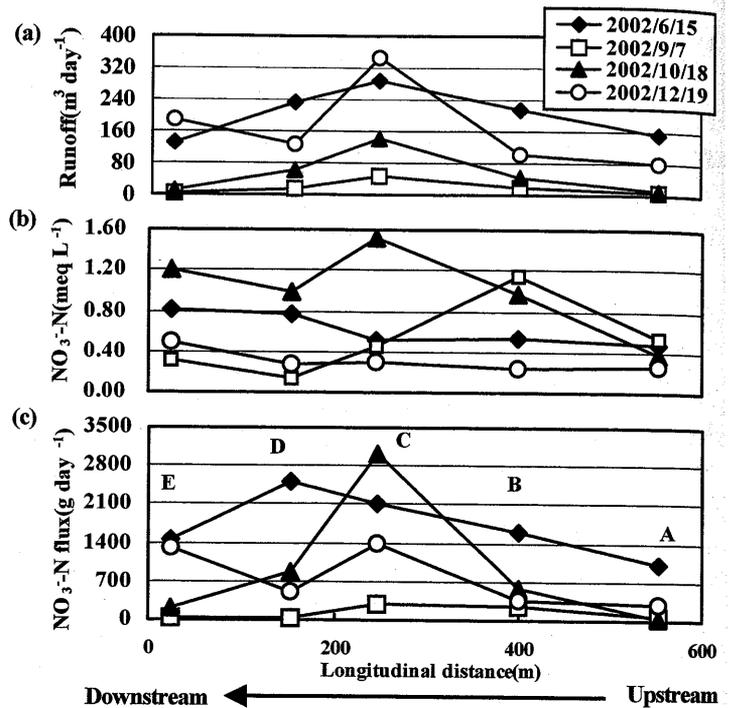


図 2 河川の流下にもなる (a) 流量, (b) 河川水の NO_3^- -N 濃度, (c) NO_3^- -N 負荷量の変動

3.2 降雨時における河川からの NO_3^- -N 流出

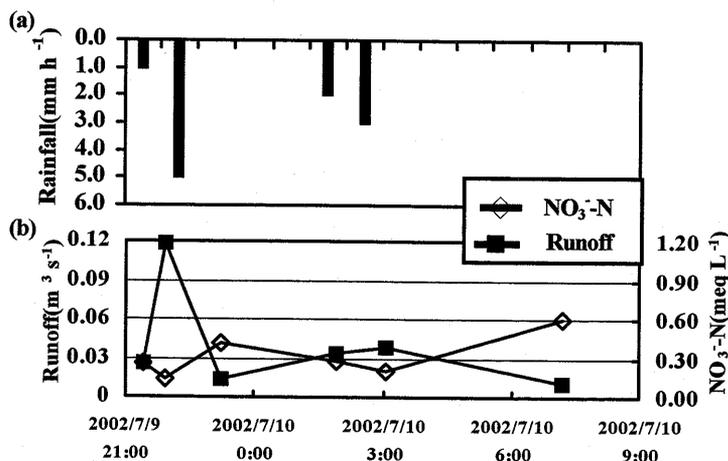


図 3 降雨イベント時の流量と河川水の NO_3^- -N 濃度の変化 (地点 C における)

図 3 に 2002 年 7 月 9~10 日にかけて発生した降雨イベント時の降水量 (a)、及び C 地点における流量と河川水の NO_3^- -N 濃度の時間変化 (b) を示す。また、図 4 に河川が最も増水した 7 月 9 日の 21 時 50 分~22 時 03 分、及び平水時の流量 (a)、 NO_3^- -N 濃度 (b)、 NO_3^- -N 負荷量 (c) の上流から下流への変動を示す。平水時の変動については、4 回の調査と降雨イベント終了後の減水時における結果の平均値を示す。図 3 より、採水地点 C では降雨にともない流量は速やかに増加し、対照的に NO_3^- -N 濃度は低下しており、他の採水

地点 (A, D, E) においても同様の傾向がみられた。また、図 4a より、降雨時は D 地点で流量が最大となり、平水時の約 20 倍に増加している。一方、 NO_3^- -N 濃度は平水時の約 1/5 に低下しており (図 4b)、 NO_3^- -N 負荷量は、7 月 9 日の 22 時に D 地点で最大となり、平水時の約 5 倍程度となっている (図 4c)。

今回観測を行ったイベントにおいては、河川水中の NO_3^- -N が希釈されたため、流量の増加率に対し NO_3^- -N 負荷量の増加率が小さくなったと考えられる (図 3, 図 4)。しかし、総雨量 11mm と小規模なイベントであったにもかかわらず、約 10 時間のイベント期間での総 NO_3^- -N 流出量は平水時約 6 日分に相当した。一般的に、窒素成分については増水時期における流出量が年間流出量の大部分を占めることが知られており (Burt et al., 1993)、栄養塩類の流出は、まとまった降水量のイベント時に集中的に起こる (平田・村岡, 1988; Moldan and Cerny, 1994; 勝山ら, 1999) ことも報告されている。瀬戸内海沿岸地域は、前述したように年間を通じて降水量が非常に少なく、年間降水量の 50%以上が日降水量 20mm 以上のイベントで占められる (小野寺・成岡, 2002) ことから、発生頻度の少ない大規模イベント時の流出によって年間流出量の大半が占められている可能性が高い。

また、図 4b より、平水時には扇状地のほぼ扇頂部にあたる C 地点で流量が最大となるのに対し、イベント時はそれより一つ下流側の D 地点で最大となっており、 NO_3^- -N 負荷量も同様の傾向を示す (図 4c)。これは、降雨時に流量が増加し、扇状地における河川水の地下水涵養量が減少したためであると考えられる。この結果から、流量が増加するほど負荷量のピークは下流側へ移動し、河口まで一方的に増加する傾向を示すことが推定される。すなわち、イベントの規模が大きくなるほど河川から海洋へ直接流出する NO_3^- -N の量は増加し、河川流出型の流出形態になると考えられる。以上の結果から、河川を経由する NO_3^- -N 流出に関しては洪水時の影響が最も大きいことが明らかになった。

3.3 地下水による NO_3^- -N 流出

試験流域における 2002 年 9 月～10 月 (以下 Low flow season) 及び 2003 年 6 月～7 月 (以下 High flow season) の地下水面図を図 5 に示す。ここでは、地下水面のポテンシャルを標高値で示す。また、図 6 に地下水の NO_3^- -N 濃度分布図を示す。これらの結果から、本流域においては全体的にみて地下水は山側から海側へ流動しており (図 5)、それにともない地下水の NO_3^- -N 濃度が低下する傾向にあることが分かる (図 6)。特に、Low flow season においてはその変化が顕著であり、中流域では約 2.0meqL^{-1} と環境基準 ($10\text{mgL}^{-1} = 0.7\text{meqL}^{-1}$) をはるかに超える高濃度を示すが、最下流の井戸ではほぼ 0.0meqL^{-1} となっている。このことから、下流域では地下水中の NO_3^- -N が何らかの形で浄化されている可能性が高いと考えられる。

ここで、ダルシーの式 (Darcy, 1856) を用いて地下水流量を算出し、地下水の NO_3^- -N 濃度との積から、地下水の NO_3^- -N 負荷量の見積りを行う。ダルシーの式は以下のように示される。

$$Q = KA(h_1 - h_2) / l \quad (1)$$

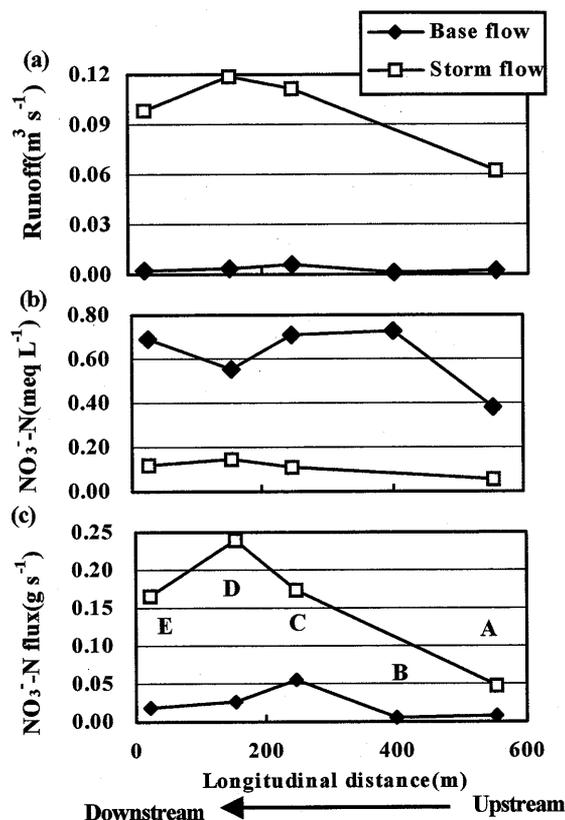


図 4 降雨イベントの河川流量ピーク時及び平水時の (a) 流量, (b) 河川水の NO_3^- -N 濃度, (c) NO_3^- -N 負荷量の流下にもなる変動

ここで、 Q は地下水流量、 K は透水係数、 A は地下水の通過断面積、 l は地下水の流動距離、 h_1-h_2 は l の区間における水理水頭損失である(山本, 1986)。また、調査を行った井戸は全てほぼ基盤まで掘削されていると仮定し、透水係数を $K=1.0 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1}$ とした。(1)式より、Low flow seasonにおける中流域での地下水流量は約 $0.15 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ であり、地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の平均値は 1.8meqL^{-1} であることから、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 負荷量は約 $7.0 \text{kgday}^{-1} \text{ha}^{-1}$ となる。しかし、最下流域では $\text{NO}_3\text{-N}$ がほぼ検出されていないことから(図6)、結果的に地下水としての海洋への $\text{NO}_3\text{-N}$ 流出量は0に近いと見積られる。一方、High flow seasonにおける地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 負荷量は中流域で約 $8.0 \text{kgday}^{-1} \text{ha}^{-1}$ となり、最下流域においても低濃度の $\text{NO}_3\text{-N}$ が検出されていることから(平均 0.3meqL^{-1})、海洋への流出量は約 $0.7 \text{kgday}^{-1} \text{ha}^{-1}$ 程度であると見積られる。これらの結果から、本流域では地下水による $\text{NO}_3\text{-N}$ 流出量が季節によって変動している可能性が考えられる。一方、調査地域の果樹園では年間約 2400kgha^{-1} の化学肥料が散布されることから、肥料の成分を全て硫酸 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ であると仮定すると、本流域における果樹園起源の窒素インプットは、約 $500 \text{kgyr}^{-1} \text{ha}^{-1}$ にもなる。このことから、High flow seasonにおいては、一日あたり年間窒素インプット量の約0.1%が地下水の形態で海洋へ流出しているという計算になる。以上の結果から、本流域においては、中流域では地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度は非常に高濃度を示すものの、地下水が流域単位での窒素流出に及ぼす影響は比較的

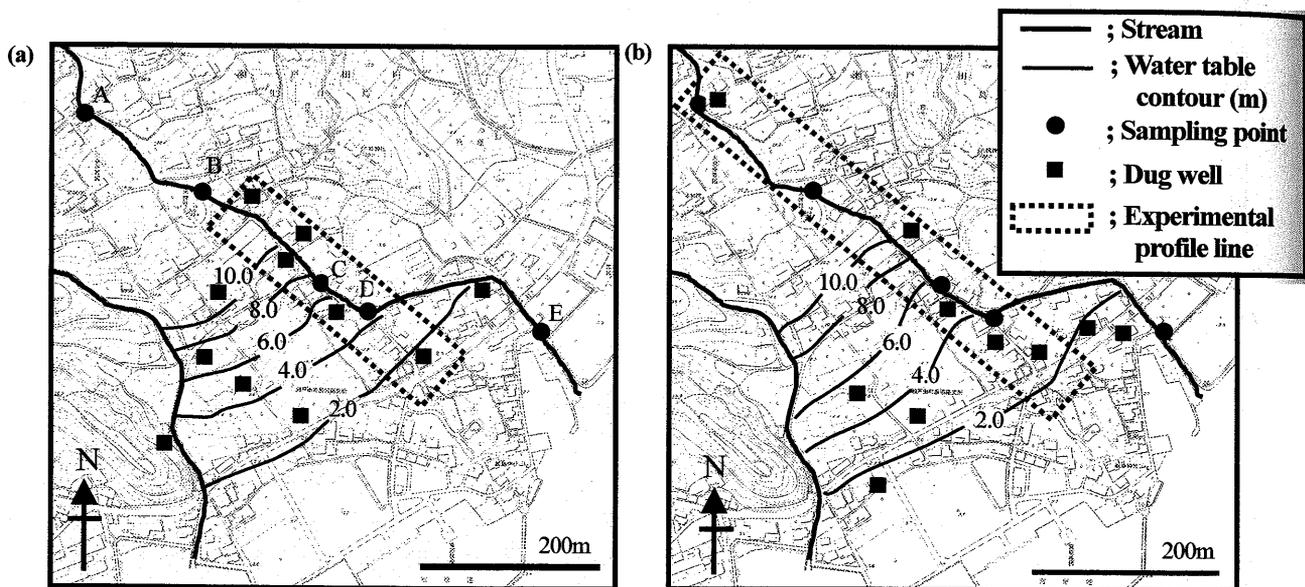


図5 試験流域の地下水面分布図 : (a) 低水期 (2002.9~10) , (b) 高水期 (2003.9~10)

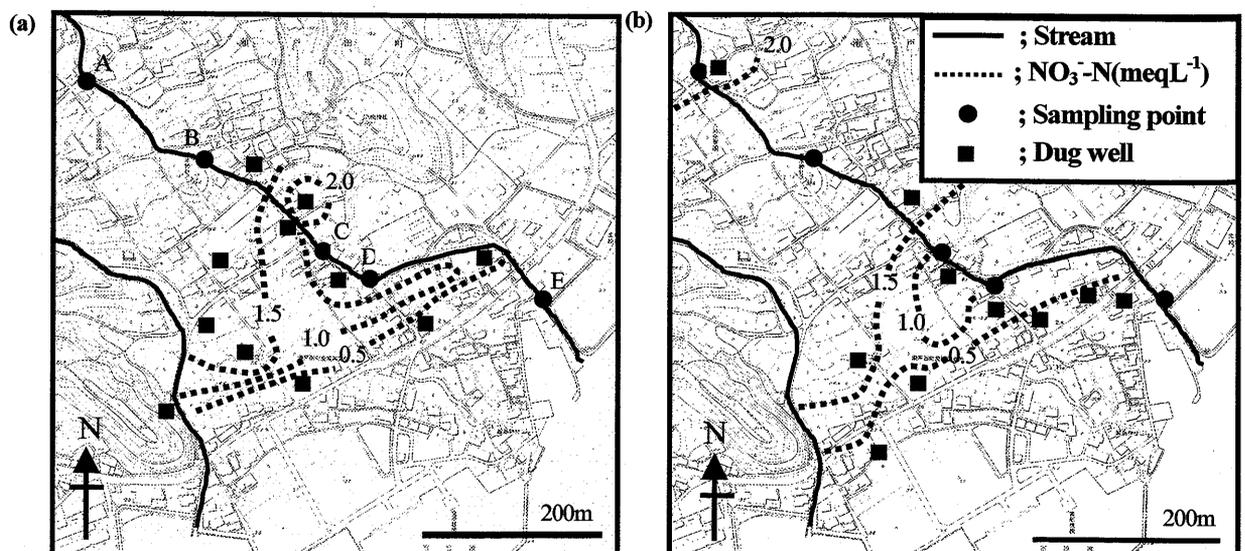
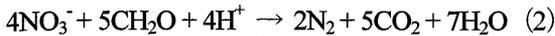


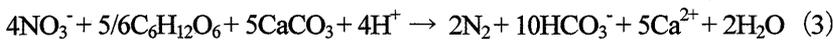
図6 地下水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度分布図 : (a) 低水期 (2002.9~10) , (b) 高水期 (2003.9~10)

小さいということが明らかになった。従来の研究の多くでは、地下水による海洋への窒素流出量は少ないと見積もられていたが (Johannes, 1980; Zektser and Loaiciga, 1993)、本研究では異なる結果を得た。

また、従来から流出域ないし地下水流動にともない地下水の NO_3^- -N 濃度が低下するという例がいくつか報告されており (Howard, 1985; 石塚・小野寺, 1997; Postma et al., 1991)、これらの現象は、いずれも脱窒反応によるものであると説明されている。鶴巻 (1989) は、脱窒反応を以下のように示している。



また、Trudell et al., (1986) による脱窒の反応式は以下のようである。



生物化学的脱窒は、嫌気的環境下で有機物が存在する場合、微生物により NO_3^- 及び NO_2^- が消費され、 N_2 となって大気中に放出される反応である。また、(3) 式においては反応が進行すると HCO_3^- 濃度が高くなる

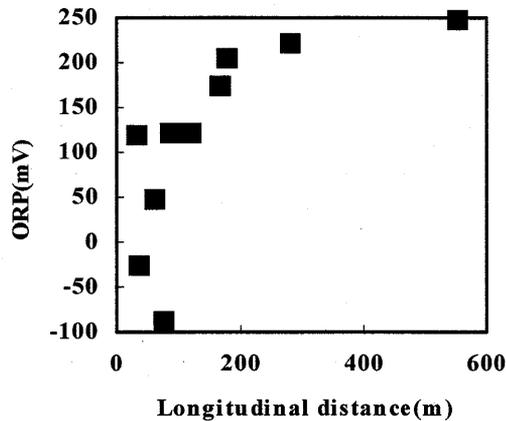


図7 試験流域における地下水の酸化還元電位の分布

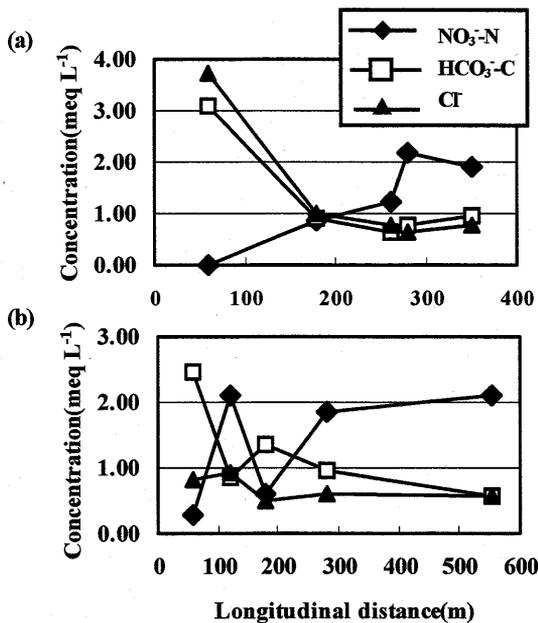


図8 地下水流動にともなう地下水の溶存成分濃度変化 : (a) 低水期 (2002.9~10), (b) 高水期 (2003.9~10)

ることが示されている。図7に High flow period における地下水の酸化還元電位 (ORP) の分布を示す。この図より、本流域では上流から下流に行くに従って地下水は還元的になっていることが分かる。また、図8に図5中の Experimental profile line 上に分布する井戸について、地下水流動にともなう NO_3^- -N、 HCO_3^- -C、 Cl^- 濃度の変化を示す。この図において、 NO_3^- -N 濃度とは対照的に、 HCO_3^- -C 濃度は下流域で上昇していることから、脱窒反応が起こっている可能性は高いと考えられる (式3)。一方で、 Cl^- 濃度は下流ほど上昇する傾向にあり、特に Low flow season においては最下流で 3.7meqL^{-1} と比較的高濃度を示す (図8a)。しかし、地下水と同時期に採水した海水の Cl^- 濃度は 568.8meqL^{-1} であり、海水寄与率を算出するとわずか 0.7%程度であることから、 NO_3^- -N の消失は海水の希釈作用のみでは説明できないと考えられる。以上の結果から、本流域では下流域の地下水中で脱窒反応による NO_3^- -N の浄化が起こっている可能性が高いということが明らかになった。

3.4 地下水中における脱窒プロセス

前述したように、脱窒反応は有機物が存在する状態でのみ進行し、地下水中で反応が起こるためには、有機物が何らかの形で地下水に供給されなければならない。本試験流域では中流域から下流域にかけて民家が点在するが、下水道の整備がなされておらず、家庭排水が河川へそのまま流入している。また、中流域から下流域の扇状地では河川水が地下水へ涵養する傾向を示すことから (図2)、家庭排水が地下水へのDOCの供給源となっている可能性がある。これらを踏まえ、図9に試験流域における地下水および家庭排水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と NO_3^- -N 濃度との関係を示す。中流域から下流域にかけて地下水と家庭排水との混合が起こると仮定すると、最下流域の地下水は中流域の地下水と家庭排水との混合線 (Mixing line) 上にプロットされることになる。しかし、実際には混合線よりもかなり下の位置にプロットされることから、混合が起こったのちに、脱窒反応により地下水の NO_3^- -N 濃度が低下するというプロセスが起こっていると推定さ

れる。以上の内容をまとめた概念図として図 10 を示す。平水時は、中流域から下流域において河川水の地下水涵養にともない河川水中の $\text{NO}_3^- \text{-N}$ は地下水へ輸送され、地下水流出型の流出形態を示すと考えられるが、下流域の地下水中では、脱窒反応により $\text{NO}_3^- \text{-N}$ が浄化されていると推定されることから、流域単位での $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 流出量は比較的小さいと考えられる (図 9a)。一方、降雨時は流量の増加にともない河川水の地下水涵養が起こりにくくなり、河川からの直接流出量が増加するため、 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ は河川流出型となり、流域単位での流出量は平水時と比較して大きくなると考えられる。

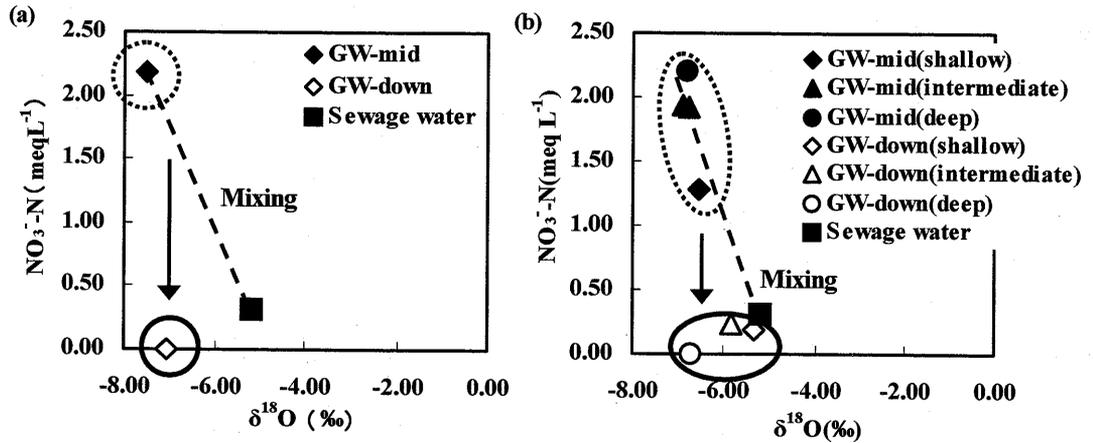


図 9 地下水と家庭排水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 濃度との関係
: (a) 低水期 (2002.9~10) , (b) 高水期 (2003.9~10)

4. まとめ

本研究では、陸域から海洋への $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 流出過程を河川流域単位で明らかにすることを目的とし、河川水と地下水の採水及び河川流量の測定、採取した水試料についての $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 、 $\text{HCO}_3^- \text{-C}$ 、 Cl^- の定量分析を行った。その結果は以下のである。

- 1) 平水時における河川水の $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 負荷量は、中流域から下流域の扇状地において河川の失水にともない減少した。この結果から、平水時における河川からの $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 流出量は比較的小さいと考えられた。
- 2) 降雨イベント時は、流量の増加にともない $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 負荷量が増加し、ピーク時で平水時の約 5 倍に達した。また、河川の流下にもなう変動から、降雨時は平水時よりも下流側の地点で負荷量が最大になったことから、流量が増加するほど扇状地において負荷量が減少せず、河川から直接海洋へ流出する $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 量は増加すると考えられた。
- 3) 地下水の $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 濃度は中流域で 20mgL^{-1} を超える高濃度を示すが、最下流ではほぼ濃度が検出されなかった。一方で地下水の $\text{HCO}_3^- \text{-C}$ 濃度は下流ほど上昇し、酸化還元電位は低下する傾向を示したことから、下流域において脱窒反応により $\text{NO}_3^- \text{-N}$ が浄化されて

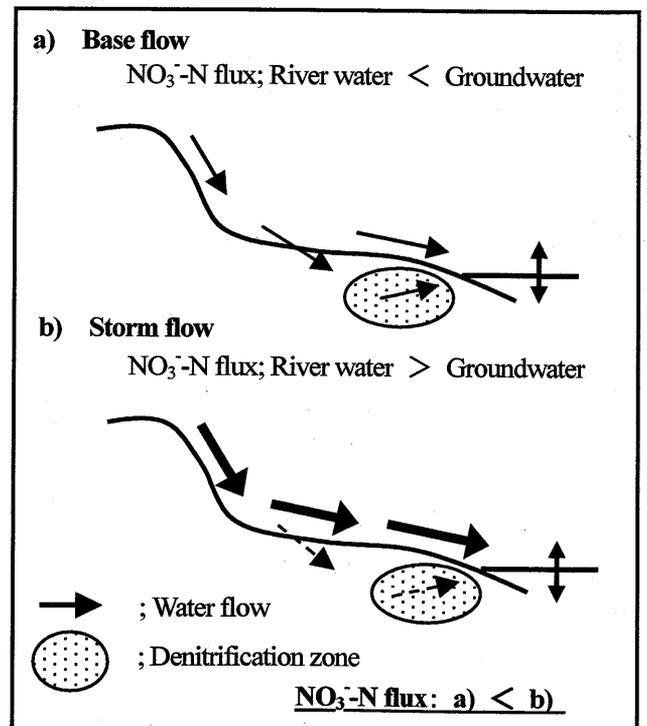


図 10 果樹園の分布する沿岸小河川流域における窒素流出過程の模式図

いと推定された。その結果、地下水がNO₃-N流出に及ぼす影響は比較的小さいということが明らかになった。

- 4) 地下水と家庭排水の $\delta^{18}\text{O}$ 値とNO₃-N濃度との関係から、試験流域においては家庭排水が地下水へのDOCの供給源となり、脱窒反応が起こっている可能性が示唆された。

引用文献

- Böhlke, J. K., Denver, J. M. (1995) Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland, *Water Resour. Res.*, 31, 9, 2319-2339.
- Burt, T. P., Heathwaite, A. L., and Trudgill, S. T. (1993) *Nitrate: Processes, Patterns and Management*, John Wiley & Sons, Chichester, 444pp.
- Capone, D. G., and M. F. Bautista (1985) A groundwater source of nitrate in nearshore marine sediments, *Nature*, 313, 214-216.
- D'Elia, C. F., K. L. Webb, and J. W. Porter (1981) Nitrate-rich groundwater inputs to Discovery Bay, Jamaica : A significant source of N to local reefs?, *Bull. Mar. Sci.*, 31, 903-910.
- 海老瀬潜一 (1981) 霞ヶ浦流入河川の流出負荷量変化とその評価, 国立公害研究所研究報告, 第21号
- 海老瀬潜一 (1985) 降雨による土壌層から河川へのNO₃の排出, 衛生工学研究論文集, 21, 48-59.
- 平田健正・村岡浩爾 (1988) 森林域における物質循環特性の渓流水質に及ぼす影響, 土木学会論文集, 399, 131-140.
- Howard, K. W. F. (1985) Denitrification in a major limestone aquifer. *J. Hydrol.*, 76: 265-280.
- 池上佳志・中越信和 (1995) 広島県瀬戸田地区の景観構造, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 第21巻, 131-144.
- 石塚成宏・小野寺真一 (1997) $\delta^{15}\text{N}$ 値による平地林浅層地下水における脱窒の検証—茨城県南西部常総台地の例, 日本土壌肥料科学雑誌, 第68巻, 第1号, 1-7.
- Johannes, R. E. (1980) The ecological significance of the submarine discharge of groundwater, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 3, 365-373.
- 勝山正則・大手信人・浅野友子・小橋澄治 (1998) 森林流域からの流出水質に降雨イベントが影響を与えるメカニズム, 京都大学農学部附属演習林報告, 69, 26-37.
- 環境省 (2003) 環境白書, 株式会社ぎょうせい, 東京, 384pp.
- 熊沢喜久雄 (1994) 環境保全型農業における土壌肥料研究の展望, 環境保全型農業シンポジウム「暖地農業における養分循環の問題点と技術的展望」, 第12回土・水研究会, 九州農業試験場農業環境技術研究所, 1-16.
- Marsh, J. A., Jr. (1977) Terrestrial inputs of nitrogen and phosphates on fringing reefs on Guam, *Proceedings: Third International Coral Reef Symposium*, pp. 331-336, Univ. of Miami, Miami, Fla.
- McLachlan, A., and W. Illenberger, (1986) Significance of groundwater nitrogen input to a beach/surf zone ecosystem, *Stygologia*, 2 (4).
- Moldan, B., and Cerny, J. (1994) *Biogeochemistry in Small Catchments*, John & Sons, Chichester.
- Nakagoshi, N., and Ohta, Y. (1992) Factors affecting the dynamics of vegetation in the landscapes of Shimokamagari Island, southwestern Japan, *Landscape Ecology*, 7, 111-119.
- 中曽根英雄・中村良太 (1984) 降雨時における烏川の水質変動と汚濁負荷量の流出について, 農業土木学会論文集, 第111号, 35-42.
- 小野寺真一・成岡朋弘 (2002) 広島県瀬戸内海沿岸域の降雨特性—降雨時間帯、季節性、降雨強度—, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 28, 61-68.
- Postma, D., Boesen, C., Kristiansen, H., and Larsen, F. (1991) Nitrate reduction in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes, and geochemical modeling, *Water Resour. Res.*, 27, 8, 2027-2045.
- 斉藤光代・小野寺真一・竹井 務・西宗直之 (2002) 瀬戸内海沿岸小河川における硝酸性窒素負荷量—果樹園面積・溜池・扇状地の効果—, 広島大学総合科学部紀要IV理系編, 28, 77-84.
- Simmons, G. M., Jr. (1992) Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material

- flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 84, 173-184.
- 宗宮 功 (1993) 自然の浄化機構, 技報堂出版, 東京
- 竹内 誠 (1995) 流域における水質保全機能の評価, 農林交流センターシンポジウム「農耕地における浅層地下水等の汚染状況と今後の対策」, 87-114.
- 谷口澄夫・後藤陽一・石田 寛 (1978) 瀬戸内の風土と歴史, 山川出版社, 東京, 295-297.
- 田瀬則雄 (2000) 土壌層の持つ土地利用メモリー地中水との相互作用の解明, 科学研究費補助金研究成果報告書, 77pp.
- 田瀬則雄 (2003) 硝酸・亜硝酸窒素汚染対策の展望, 水環境学会誌, 26, 9.
- Trudell, M.R., Gillham R.W. and Cherry J.A. (1986) An in-situ study of the occurrence and rate of denitrification in a shallow unconfined sand aquifer. *J. Hydrol.*, 83: 251-268.
- 鶴巻道二 (1989) 地下水の挙動を水質から診る—地盤を観る・視る・診る, 中世古幸次郎教授退官記念論文集, 29-45.
- 鶴巻道二 (1992) 浅層地下水の硝酸性窒素, 地下水学会誌, 34, 153-162.
- Uchiyama, Y., Nadaoka, K., Rölke, P., Adachi, K., and Yagi, H. (2000) Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, *Water Resour. Res.*, 36, 6, 1467-1479.
- 山本莊毅 (1986) 「地下水学用語辞典」, 古今書院, 東京, 141pp.
- Zektser, I.S. and Loaiciga, H.G. (1993) Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *J. Hydrol.*, 144:405-427.

②4 瀬戸内海沿岸流域における河川水中の浮遊物質・溶存有機炭素・溶存窒素の変動

吉田浩二・小野寺真一・斉藤光代・西宗直之・峯 孝樹・重枝豊実・竹井 務

1. はじめに

瀬戸内海沿岸地域では、近年赤潮の発生要因の1つとなる富栄養化が問題になっている。しかしながら、河川を通じて陸域から海域への栄養塩の流出過程はまだ十分に定量化されていない。特に瀬戸内流域では降雨イベント時の栄養塩の流出量が平水時に比べて1オーダー以上多いこと（小野寺ら、2003）から、洪水時のフラックスを明らかにすることは重要である。

本研究では、降雨イベント時の河川における浮遊物質及び溶存物質のフラックスを明らかにすることを目的とする。特に植物プランクトンの栄養分となる有機炭素・溶存窒素に注目して、定量化した。

2. 研究地域及び方法

試験流域（図1）は、広島県豊田郡瀬戸田町（生口島）の小河川流域である（流域面積 44.3ha）。基盤地質は主に花崗岩である。流域源流部は急勾配な山地河川となっており、中流部以降には扇状地が形成されている。源流部は、2000年の山火事の影響で植生密度が低下しており、また、その直下が高速道路の建設工事が行われている。また扇状地から扇端がみられる中流から下流部にかけては果樹園と住宅地が混在している。流域の河口付近に水路型の堰を設置して、水位計により水位を自記記録し、水位-流量曲線を作成して流量に換算した。調査期間は2003年5月～12月である。降雨時にはオートサンプラーを用いて河川水を採取した。採水した試料水は実験室に持ち帰り、5.0 μ mのメンブレンフィルターを用い、吸引ろ過を行い、浮遊物質の重量を測定した。また、吸引ろ過した試料水は全有機炭素計を用いて、溶存有機炭素（DOC）と全窒素（DTN）の分析を行った。

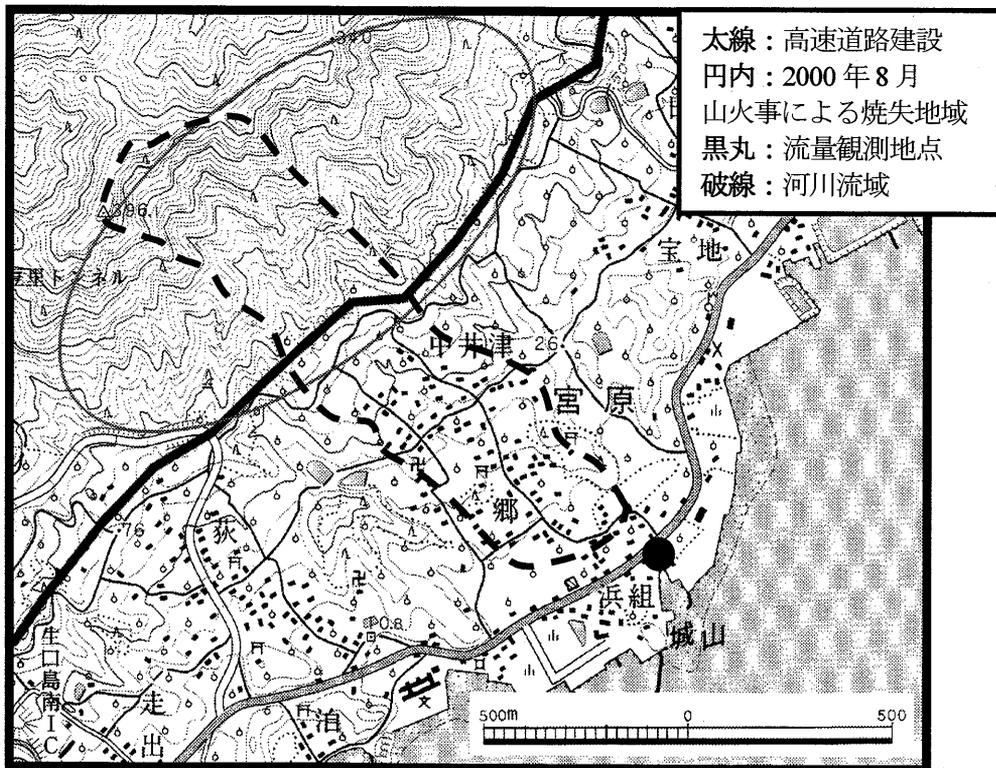


図1 試験流域

3. 結果と考察

図2・3に降雨イベント時における流量とともにDOC濃度、DTN濃度、DOC及びDTNフラックスの変化を示す。降雨と流量は対応しており、雨が降った約20分後に流量が変化している。また降雨の終了とともに流量は短時間で減衰した。DOC濃度・DTN濃度は流量の上昇とともに低下した。DTNフラックスは流量の上昇時にピークになり、流量のピーク時には低下した。一方、DOCフラックスは流量のピーク時またはピーク後にピークがみられた。この結果は流量のピーク時に地域が主な流出寄与域になっていることを意味し、果樹園ではなく山火事流域や宅地地域などの可能性が高い。

降雨イベント時における浮遊物質濃度及びフラックスは流量の上昇とともに増加した。特に浮遊物質フラックスは流量とともに指数関数的に増加した。また、浮遊物質フラックスは降雨強度にも依存していることが確認でき、流域上流部の道路建設現場や山火事跡地からのホートン地表流による流出が示唆された。

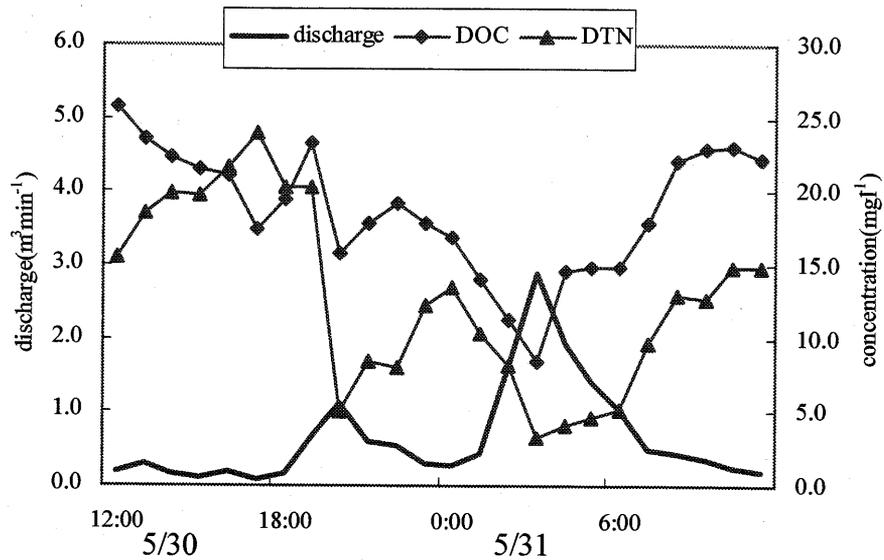


図2 降雨時の流量と溶存物質の濃度変化

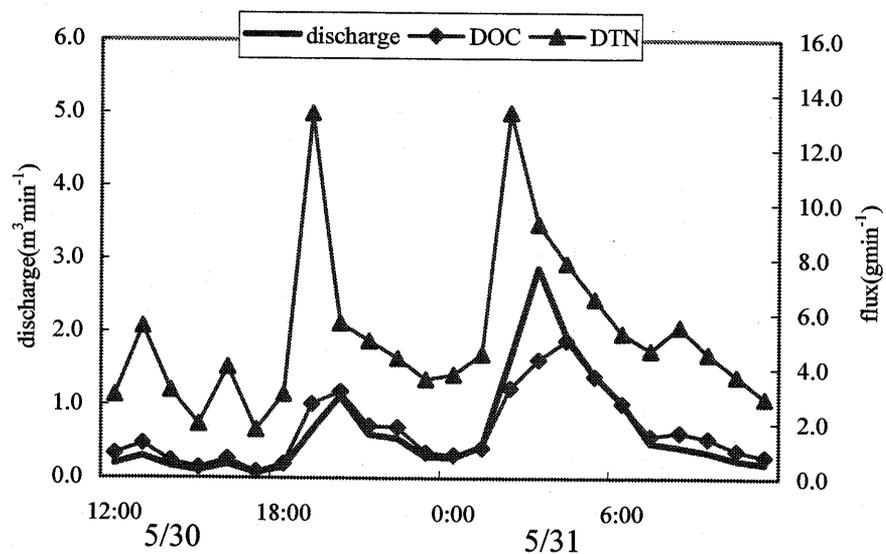


図3 降雨時の流量と溶存物質のフラックス変化

25 瀬戸内海への地下水直接流出にともなう物質輸送の解明に関する研究

竹井 務 ・ 小野寺真一 ・ 斉藤光代 ・ 西宗直之

1. はじめに

沿岸域は地下水が海洋へと流出する出口であり、地下水流動にともなう陸域起源の物質輸送の末端である。そのため、流域の水収支・物質循環を解明する上で海底からの直接的な地下水の流出の評価は不可欠である。最近の研究では、世界的にも直接流出地下水の重要性が指摘されている(Moore, 1996, 1999; Church, 1996; Burnett, 1999; 谷口, 2001 等)。海洋への直接流出地下水の見積もりに関して、谷口(2000)によると、これまでに求められた推定値は海洋への全流出量の0.01%から31%と非常に大きな幅を持っている。しかし、現実的な値として、海洋への全流出量の数%~10%が適当であると考えられる。直接地下水流出の見積もりは、その測定の高難さから、手法によって値が大きく変わってしまい、定量的評価には至っていないのが現状で、その全容は明らかではない。

また、水収支的には海洋への直接地下水流出は全流出量の10%足らずであるとしても、地下水がもたらす物質輸送(負荷量)に関しては、通常地下水の溶質濃度が河川水のそれよりも大きいことから、地球科学的収支および生態系への影響の観点から、その重要性は直接地下水流出量それ自身より大きいことが指摘されている(Uchiyama et al., 2000; Cable and Taniguchi, 2001)。地下水による海洋への物質輸送に関して、Zektser and Loaiciga(1993)は世界中の大流域での水循環解析を基に、海洋への直接地下水流出量は河川流出量の約6%であるが、地下水が海洋へもたらす塩類の量は、河川水がもたらす量の約50%であると推定している。直接地下水流出とそれがもたらす物質輸送の重要性は、ラドンを用いた最近の研究でも明らかになっている(Moore, 1996; Burnett et al., 2001)

特に近年、直接流出地下水に関して、様々なことが明らかになりつつある。Taniguchi et al.(2002a)によると、直接流出地下水には正味の地下水流出(淡水)に加えて、海水がいったん海底下に潜り再び流出する「再循環水」が含まれることや、この再循環水は潮汐や波、密度流などによって引き起こされること(Li et al., 1999; Taniguchi et al., 2002b)が分かってきた。この再循環水について、直接流出地下水の97%とも言われているが、その実態は未だ良く分かっておらず、個々の地点における詳細な検討の積み重ねが必要である。そこで、本研究では、瀬戸内海への直接地下水流出にともなう物質輸送を解明するための基礎研究として、瀬戸内海は日本でも有数の潮位変動が大きな地域であることから、潮汐が直接地下水流出において非常に重要な役割を占めることは明らかで、それにともなう再循環水に注目して、詳細解明のために現地観測によって再循環水と正味の地下水流出の評価を行うことを目的とした。

2. 研究地域

研究地域は図1に示すように瀬戸内海に位置する広島県豊田郡瀬戸田町(生口島)の沿岸部である。瀬戸内海は日本でも有数の潮位変動幅が大きい地域で、大潮の時には干潮と満潮の潮位差が4m近くにまで達する。この場所は大潮の干潮時には沖に向かって80mほど地表が露出する遠浅の地形となっており、こういった傾斜の緩やかな海岸では潮汐によって海水が地下水に多大な影響を及ぼすこと(Nielsen, 1990)が分かっている。

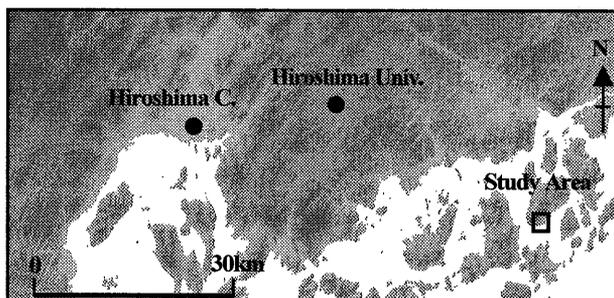


図1 研究地域

3. 方法

本論では潮汐にともなう沿岸域の地下水流動を把握するためにピエゾメーター法を用いた。ピエゾメーターには外径17mm(内径13mm)の塩化ビニールパイプを用い、深度は50cmと100cmのものを用意した。そして、地下水流動と同時に淡水、海水の再循環水の挙動を把握するために各ピエゾメーターと同深度の水を採取した。これは、各ピエゾメーターと同深度のパイプを設置して、そこから地下水を採取した。深度50cmと100cmのピエゾメーターと採水用のパイプを1セットとし(図2)、陸側から海に向かって20m

間隔で計7セットを図3の様に設置した。観測にあたって、ピエゾメーターの上端が常に大気圧に開放された状態にするために、海水面の上下に合わせてパイプの継ぎ足しをおこなった。

観測は雨が少なく乾燥していた時期の潮位変動幅が大きい大潮の2002年10月5日、潮位変動幅の小さい小潮の2002年10月13日(小潮)と、雨が続いた直後の2003年5月9日(小潮)

におこなった。また、2003年5月9日(小潮)の観測では工事のために陸側の観測地点において十分なデータを得ることができなかった。2002年10月5日(大潮)の観測は3:30(干潮)から2時間間隔で5:30、7:30、9:30(満潮)、11:30、13:30、15:30(干潮)までの計7回、2002年10月13日(小潮)は9:30(干潮)から、大潮の潮位変動幅と合わせるために3時間間隔で12:30、15:30(満潮)、18:30、21:30(干潮)、また2003年5月9日(小潮)では11:00(干潮)から3時間間隔で14:00、17:00(満潮)、20:00、23:00(干潮)に観測をおこなった。そして、各観測時の観測断面における圧力ポテンシャルの分布から等ポテンシャル線図を作成し、地下水の流動を推定した。また、採水した試料は研究室に持ち帰り、イオンクロマトグラフ(島津製作所)を用いて塩素イオン濃度を測定して試料と海水の塩素イオン濃度の比から海水寄与率を求め、各観測時の観測断面における海水寄与率の分布図を作成した。

4. 結果

4.1 潮汐にともなう地下水流動の変化

図4-aに2002年10月5日の観測の観測断面における地下水流動の時間変化を示す。干潮時は汀線付近の地表に向かってポテンシャルが低くなっていることから、地下水は地表面のほぼ全体で流出していることが分かる。そして、潮位の上昇とともに地表が海水に覆われてくると水面下のポテンシャルが徐々に高くなり、海水が浸透し始める。この後、潮位の低下とともに地表面のポテンシャルが下がり、地下水は一転して上向きの流動に変化し、再び地表から流出し始める。図5-a、図6-aにおいても、この一連の潮汐にともなう地下水流動の変化は同様である。しかし、より詳しく見ると、この流線の分布は一様ではないことから、不均一性を多大に含んでいると言える。

4.2 潮汐にともなう海水寄与率の変化

2002年10月5日(大潮)の潮汐にともなう地下水中の海水寄与率の変化(図4-b)を見ると、図5-aにおいて地表面で地下水が上向きに流動している場所、すなわち地下水が流出している場所の海水寄与率は常に0.97~1である。つまり、流出している地下水はほぼ海水の再循環水である。また、陸側の地下に向かって海水寄与率は~0.92と低くなっており、潮汐にともなう若干の変化はあるものの表層付近はほぼ海水の再循環水で占められている。

2002年10月13日(小潮)の結果(図5-b)では、表層付近の海水寄与率は0.96~1と、2002年10月5日(大潮)の結果とほぼ同様であるが、観測断面全体を見ると海水寄与率が低い領域が若干拡大している。このことから、潮位変動幅が小さくなると地下水に与える海水の再循環水の影響が小さくなると考えられる。2003年5月9日(小潮)の結果(図6-b)を見ると、海水寄与率は0.5~1で、2002年10月の結果と比べて、全体的にも15%ほど海水寄与率が低くなっている。これは、観測の直前に雨の日が続いたために淡水のポテンシャルが上昇したことと、潮位変動幅が小さく再循環水の影響が小さかったためと考えられる。

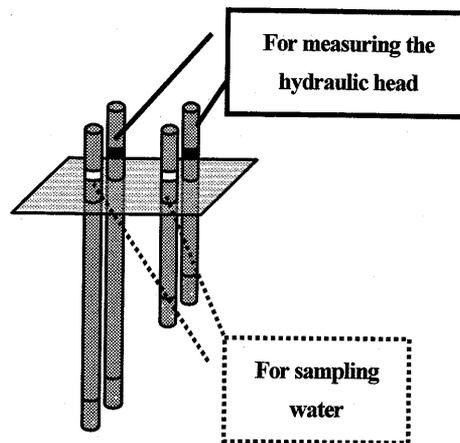


図2 測器概要

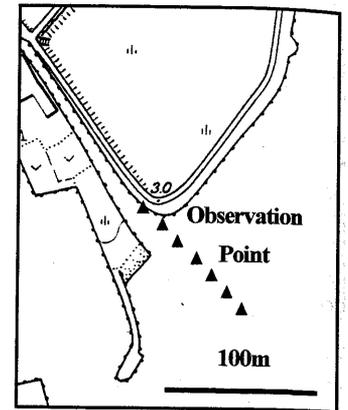


図3 測器設置地点

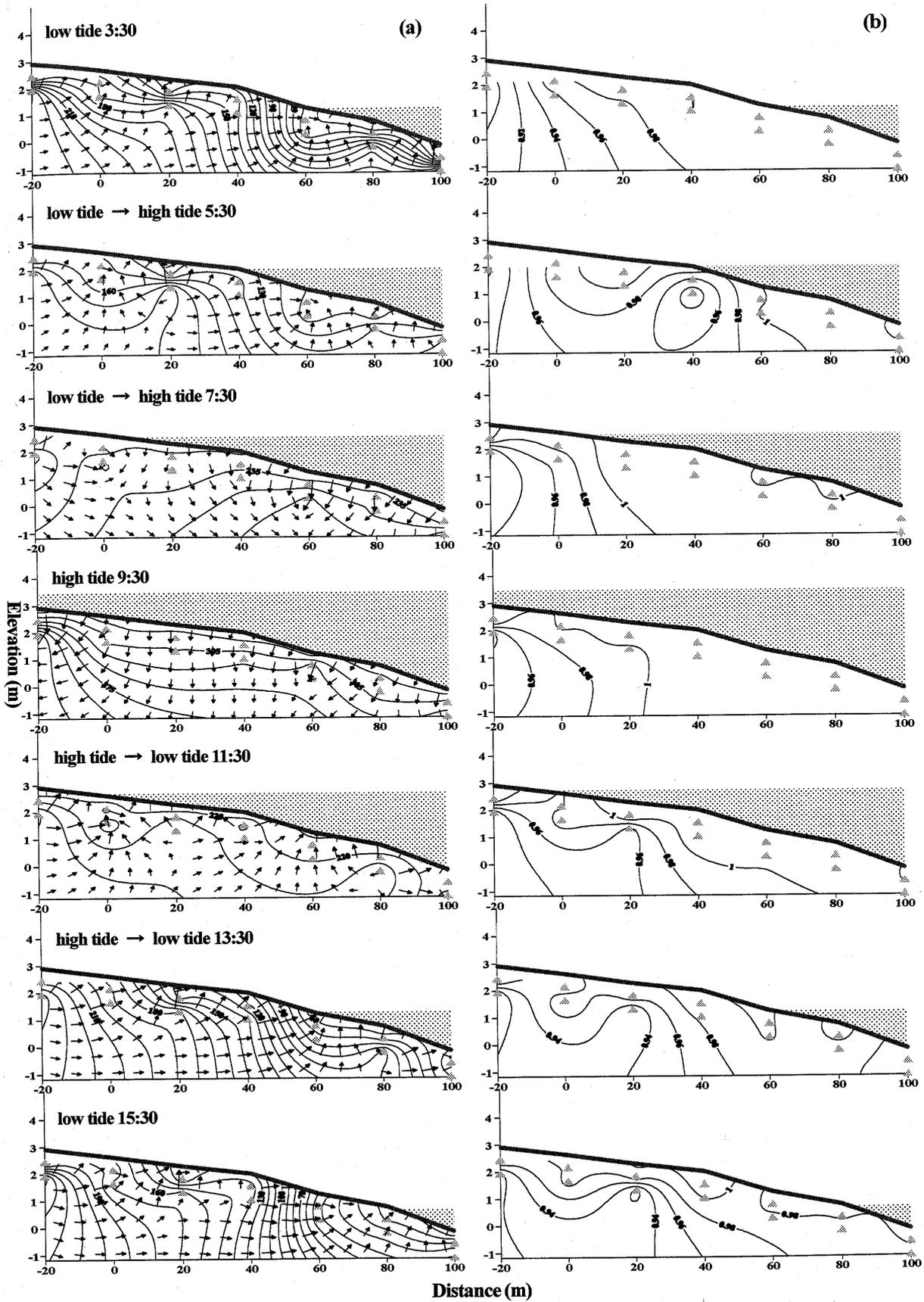


図4 2002年10月5日 (大潮) (a) ポテンシャル分布 (b)海水寄与率

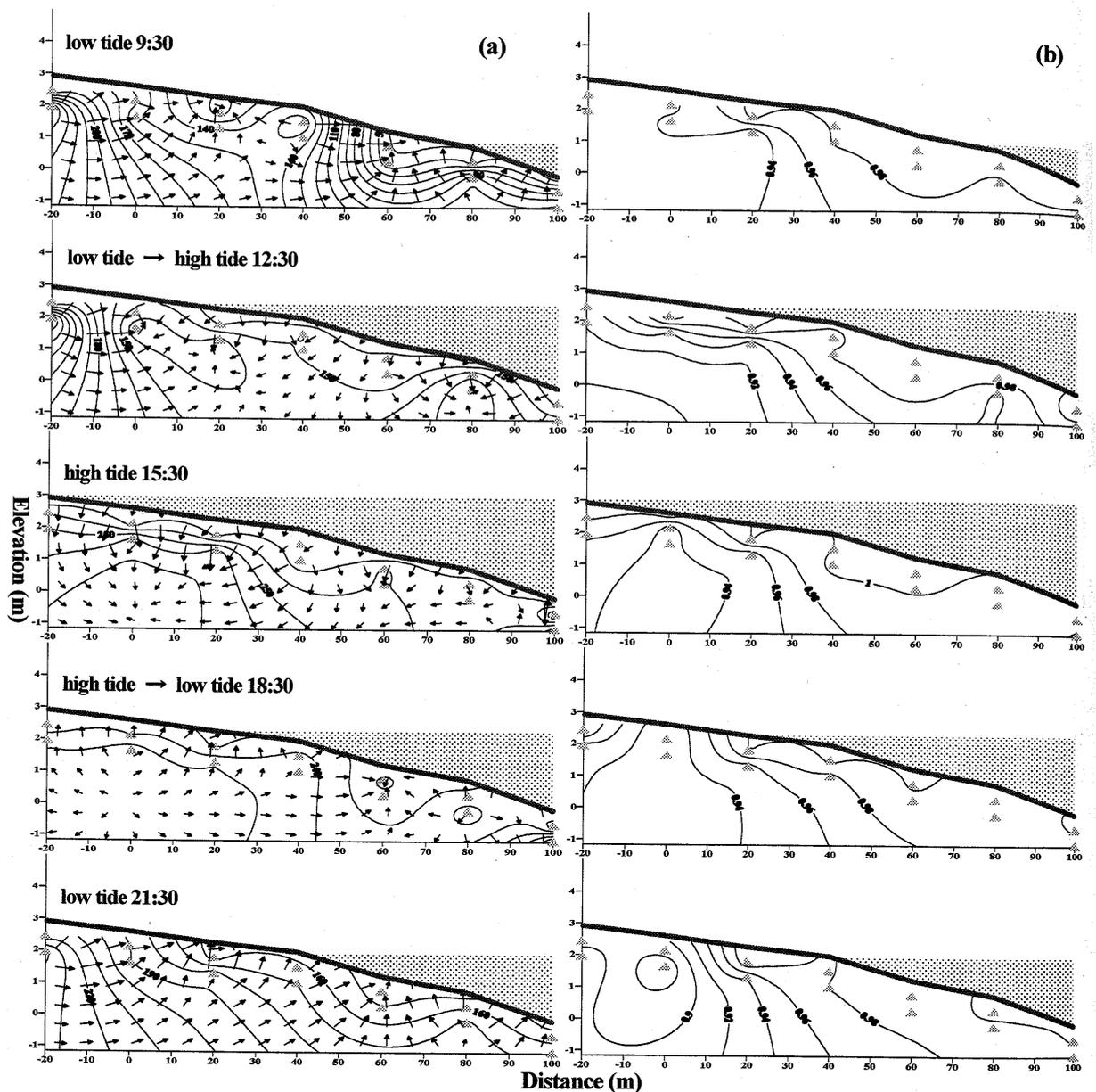


図5 2002年10月13日 (小潮) (a) ポテンシャル分布 (b)海水寄与率

5. 考察

再循環水の評価

図4、図5、図6から各観測時間の海水の浸透量、地下水の流出量、また、流出量における海水の再循環水の割合を計算し、さらにこれらの値から浸透量、流出量、流出量に占める再循環水の割合の半日潮平均値を求めた。この計算方法として、まず各観測地点での地表と深度50cmのポテンシャルの差から動水勾配を求め、現地での揚水試験によって求めた透水係数から以下のダルシーの式を用いて各観測地点の地表における浸透、流出の流量を求めた。

流量 (cm³/s) = 透水係数 × 動水勾配
この流量は各観測地点の前後10mの平均値であると仮定し、観測断面全体の地表における浸透流出量の平均を計算した。さらに、観測時間ごとの結果から半日潮における浸透量、流出量、流出量に占める再循環水の割合を求めた。この結果を表1、表2、表3に示す。

これらの結果から2002年10月5日(大潮)の半日潮平均の浸透量は 36.32×10^4 cm/s、流出量は 45.61×10^4 cm/s、流出量に占める再循環水の割合は98.91%、2002年10月13日(小潮)の半日潮平均の浸透量は 34.651×10^4 cm/s、流出量は 22.18×10^4 cm/s、流出量に占める再循環水の割合は98.58%、2003年5月9日の半日潮平均の浸透量は 24.33×10^4 cm/s、流出量は 74.40×10^4 cm/s、流出量に占める再循環水の割合は82.33%となった。これらから、雨の少ない時期の直接流出地下水はほぼ再循環水で、正味の地下水流

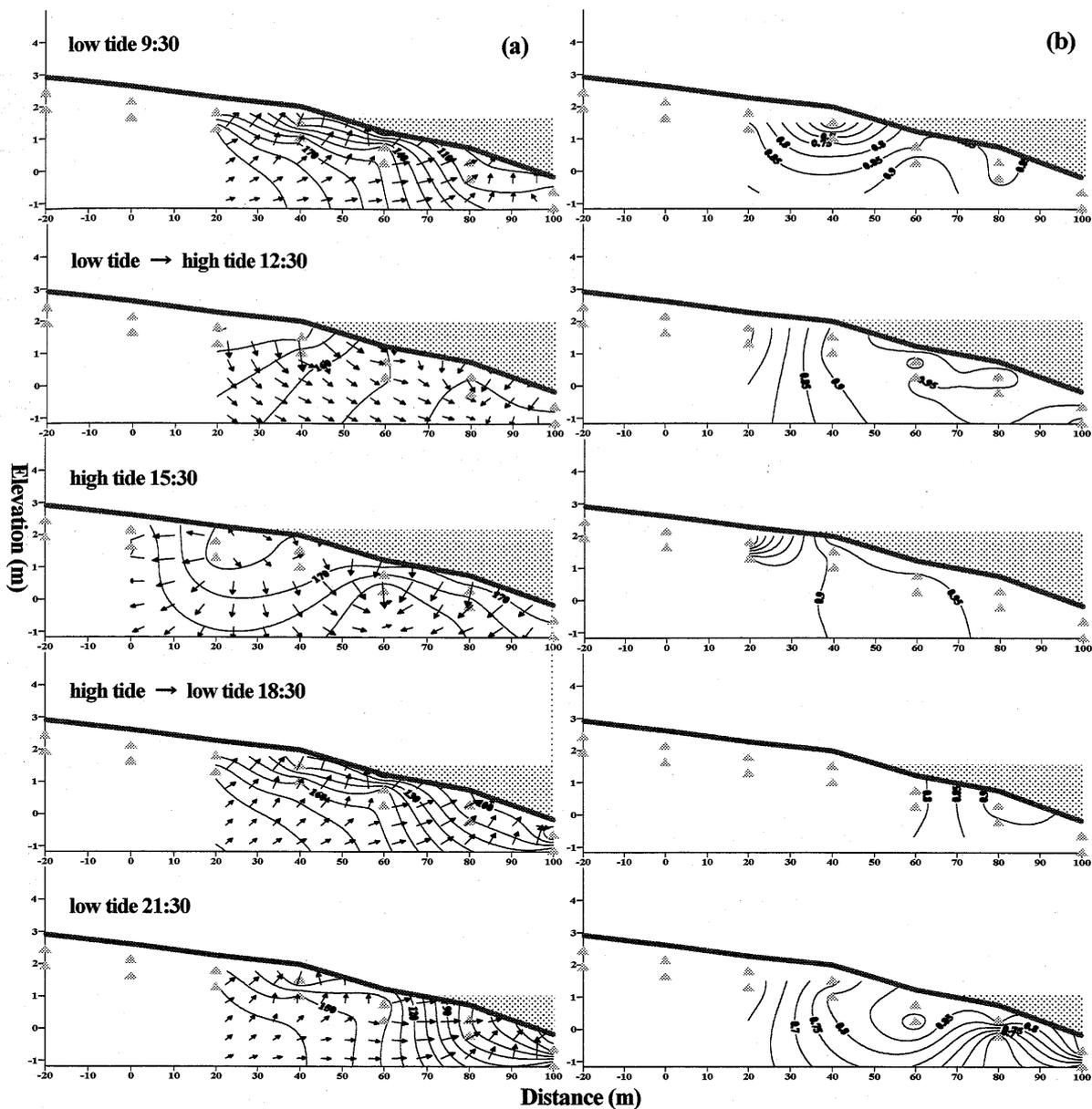


図6 2003年5月9日 (小潮) (a) ポテンシャル分布 (b)海水寄与率

出は1~1.5%であること、雨が続き淡水のポテンシャルが大きくなるとその値は10倍以上変化することが明らかになった。

6. まとめ

本研究のピエゾメーター法と採水による手法は、潮汐にともなう地下水流動と再循環水の挙動、さらに海水の浸透や正味の地下水流出の定量化など、短期的で詳細な観測に対しての有効性が示された。一方で2次元断面のみの観測であるため3次元的な広域の流動が評価できていないことや、短期的な観測にとどまっていることなどの問題点がある。海水の浸透量、正味の地下水流出量は潮位変動や、場所、時期によっても大きく異なるため、広域で長期のモニタリングが必要である。また、今後は直接流出地下水にともなう物質輸送の解明のために、水試料の詳細な化学分析と観測の自動化が課題である。

表1 2002年10月5日(大潮)の浸透量、流出量、流出量に占める再循環水の割合

観測時間	3:30	5:30	7:30	9:30	11:30	13:30	15:30
潮位 (cm)	101	140	257	333	285	152	60
浸透量($\times 10^4$ cm/s)	0.47	21.59	100.99	130.69		0.53	
流出量($\times 10^4$ cm/s)	71.59	1.58			115.09	102.27	28.73
流出量に占める再循環水の割合	98.45%	99.64%			99.44%	98.97%	97.67%
半日潮平均							
浸透量($\times 10^4$ cm/s)				36.32			
流出量($\times 10^4$ cm/s)				45.61			
流出量に占める再循環水の割合				98.91%			

表2 2002年10月13日(小潮)の浸透量、流出量、流出量に占める再循環水の割合

観測時間	9:30	12:30	15:30	18:30	21:30
潮位 (cm)	96	224	308	248	192
浸透量($\times 10^4$ cm/s)		71.79	88.63		
流出量($\times 10^4$ cm/s)	28.73			71.84	51.87
流出量に占める再循環水の割合	98.28%			99.73%	97.57%
半日潮平均					
浸透量($\times 10^4$ cm/s)			34.65		
流出量($\times 10^4$ cm/s)			22.18		
流出量に占める再循環水の割合			98.58%		

表3 2003年5月9日(小潮)の浸透量、流出量、流出量に占める再循環水の割合

観測時間	11:00	14:00	17:00	20:00	23:00
潮位 (cm)	173	198	219	154	108
浸透量($\times 10^4$ cm/s)		27.32	93.10	1.23	
流出量($\times 10^4$ cm/s)	175.31		2.20	145.07	49.41
流出量に占める再循環水の割合	84.43%		54.28%	78.77%	86.57%
半日潮平均					
浸透量($\times 10^4$ cm/s)			24.33		
流出量($\times 10^4$ cm/s)			74.40		
流出量に占める再循環水の割合			82.33%		

謝辞

本研究を行うにあたって国土交通省生口島支部の方々には支部内の施設を快く提供して頂き深く感謝いたします。

参考文献

- 谷口真人 (2000) : グローバルな観点からの地下水研究の現状と課題—地下水研究の時空間方向へのスケールアップ、水文・水資源学会誌 13、476-485
- 谷口真人 (2001) : 海水と地下水の相互作用. 地下水学会誌、43、189-199.
- Burnett, W.C. (1999) Offshore springs and seeps are focus of working group. *EOS*, 80, 13-15
- Burnett, W.C., Taniguchi, M. and Oberdorfer, J. (2000) : Assessment of submarine groundwater discharge into the coastal zone, *J. Sea Res.*
- Burnett, W.C., Taniguchi, M. and Oberdorfer, J. (2001) Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone, *J. Sea Res.*, 46, 109-116.
- Cable, J.E., and Taniguchi, M. (2001): The biogeochemical significance of submarine ground water discharge, *Estuaries*
- Church, T.M. (1996): An underground route for the water cycle. *Nature*, 380, 579-580.
- Li, L., D.A. Barry, F. Stagnitti and J.-Y. Parlange (1999): Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea. *Water Resour. Res.*, 35, 3253-3259.
- Moore, W.S. (1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichment. *Nature*, 380, 612-614.
- Nielsen, P. (1990) Tidal dynamics of the watertable in beaches, *Water Resour. Res.*, 26, 2127-2134.
- Taniguchi, M., Burnett, W.C., Cable, J.E. and Turner, J.V (2002a): Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrol. Proc.*, 16, 2115-2129.
- Taniguchi, M. (2002b): Tidal effects on submarine groundwater discharge into the ocean, *Geophysical Res. Lett.*, 29, (in press)
- Uchiyama, Y., K. Nadaoka, P. Rolke, K. Adachi, and H. Yagi (2000): Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, *Water Resour.*, 36, 1467-1479, 2000.
- Zektser, I.S. and Loaiciga, H.A. (1993): Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *J. Hydrol.*, 144, 405-427.

② 山火事源流域における重金属イオンの流出過程について

Birmano, M.D.・小野寺真一・藤崎知恵子・長濱則夫

1. はじめに

水源流域において、河川水及び地下水の質的管理を行うことは重要である。近年、先進国では化石燃料の燃焼や自動車の排気ガスの放出により大気汚染が進み、降水とともに重金属が流域に供給され（竹田ほか, 1998）、そこでの大気汚染物質、特に重金属の挙動に注目が集まっている（Driscoll et al., 1994）。高濃度の重金属が河川または地下水に流出することは、生態系及び水源水質にとって有害である。例えば、Christophersen et al., (1990) は、流域の酸性化にともない河川水中に多量の Al^{3+} が流出し、マスの生態系が破壊したことを示した。しかし、一般に重金属は土壤中で吸着され、特に表層土壌で最も吸着される傾向がある（Tiller, 1989）。そのため、通常重金属が河川水及び地下水に流出することはほとんどない。また、吸着特性は、他の陽イオンと同様であり、土壌中の粘土及び有機物含量の増加にともない吸着量が増加し、pH の低下にともない減少する（McDaniel and Buol, 1991; Teutsch et al., 1999）。すなわち、土壌の酸性化ないしは流域の酸性化にともない土壌中に吸着されている Al^{3+} 以外の重金属が流出する可能性が示唆される。

一方、山火事は、瀬戸内海流域では度々発生する（高橋, 1983）。これにともない土壌の撥水性が増し（DeBano, 1968）、地表の浸透能が低下し（Jamison, 1945, 1969）、地表流が発生しやすくなる（DeBano, 1968; Imeson et al., 1994）。また、表層付近を経由する地中流の割合も増加すると考えられる。一般に、表層を経由する土壌水の寄与が増加すると河川水中の陽イオン濃度は上昇する（Muraoka and Hirata, 1988; Evans et al., 1999）。すなわち、山火事による流出経路の変化は、重金属についてもその流出を引き起こす可能性が示唆される。一方で、Nakane et al., (1983) は、山火事後流域から流出する陽イオン量が増加したことを確認した。ここでは、流域での化学的風化速度が上昇したためなのか、土壌中の交換性陽イオン（吸着態陽イオン）が流出したためなのかは明らかでない。森林伐採というインパクトに対する土壌中の陽イオンの挙動に関してはあまり研究例（Johnson et al., 1991; Mroz et al., 1985）が多くない。森林伐採は、樹木による養分吸収がなくなる（Likens et al., 1970）という点と、土壌表面の温度が上昇し有機物の分解速度が上昇する（堤, 1987）という点では、山火事によるインパクトとほぼ同様である。森林伐採によって土壌中の有機物の分解が進み、交換性陽イオンの変動や陰イオン吸着量の変動（Likens et al., 1970; 小野寺ほか, 1996）が起こる例がある。以上のように、山火事というインパクトにともない水質形成機構の変化が生じ、重金属を含む陽イオン流出の増大の可能性が示唆される。

現在、森林流域の地下水や湧水は、重金属によって汚染されていない状態である。しかし、酸性雨や山火事という環境変化によって、土壌の酸性化や水文過程の変化が生じれば、土壌中に吸着されている重金属は流出する可能性がある。すなわち、山地流域において、土壌における重金属イオンの吸着特性の研究、及び環境変化、特に瀬戸内地域で多く発生する山火事の重金属流出に及ぼす影響を明らかにすることは重要であるといえる。本論では、山火事による土壌中の重金属の吸着特性及び降雨流出過程の変化を確認し、重金属イオンの流出過程を明らかにすることを目的とする。特に、Mn, Zn, Cu, Pb に注目した。

2. 研究地域及び方法

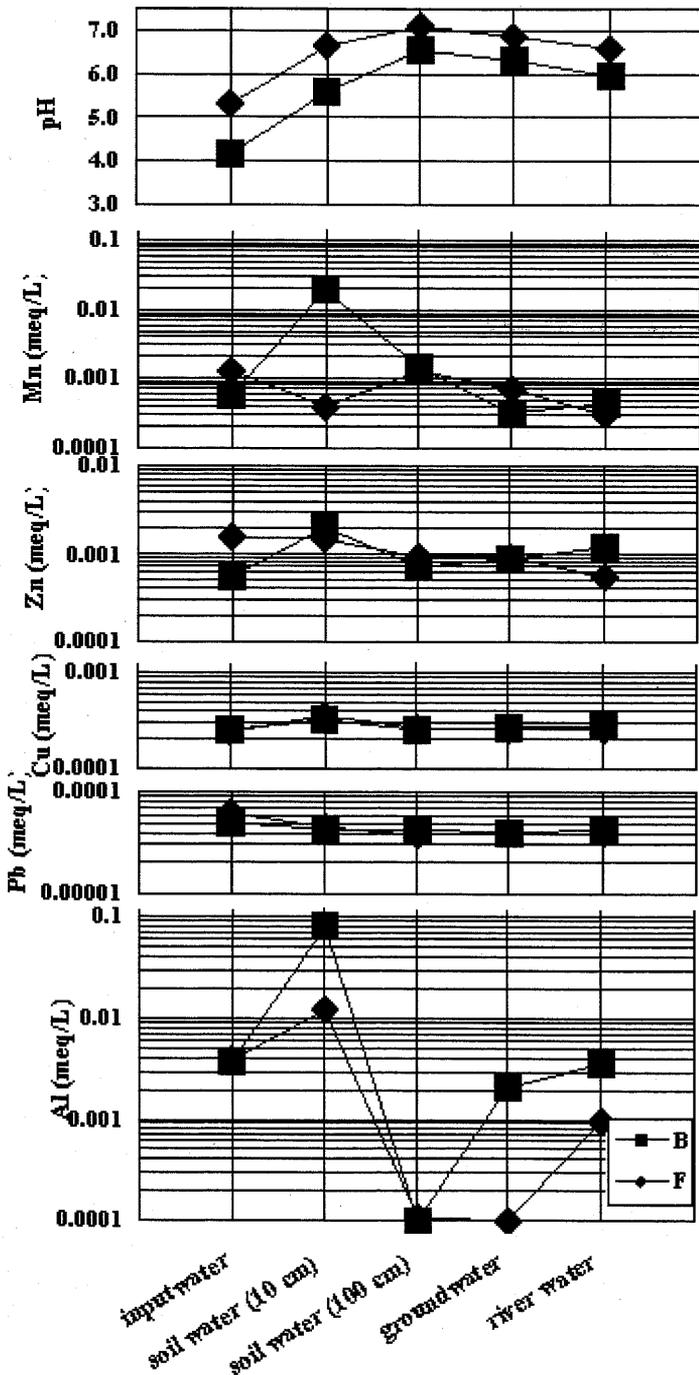
試験流域は、広島県竹原市に位置する2つの山地小流域（1.5ha）である。それぞれ、山火事後5年経過した流域と20年経過した流域で、本論ではB流域及びF流域とする。流域の標高は、尾根部で180m、谷部で90mである。山火事流域（B流域）は、平成6年に約400haが焼失し、現在も植生が回復していない。また、有機物に富むA層はほとんどない状況である。一方、森林流域（F流域）は、20年前に山火事のあった流域で、現在では落葉広葉樹の2次林からなる。A層は2cm~3cm程度と回復している。年降雨量は1140mmである。流域の地質は、花崗岩からなる。本地域の土壌は、瀬戸内海沿岸部に広く分布する受蝕土からなり、A層、B層ともに薄い（『日本の森林土壌』編集委員会, 1983）。

各流域には、Vノッチ堰を設置し、水位及び水温を自記記録した。特に、B流域では、下部(BL)と上部

表1 B流域、F流域の土壌の化学性

Catchment	Horizon	Depth	pH	EBC (meq/100g)	CEC (meq/100g)	BS (%)
B	A	0-1.5cm	5.06	0.140	10.35	1.35
	B	1.5-15cm	4.87	0.038	6.36	0.60
	C	>15cm	4.62	0.028	4.51	0.62
F	A	0-7cm	6.30	0.670	17.64	3.80
	B	7-20cm	6.39	0.250	5.52	4.53
	C	>20cm	6.44	0.063	2.43	2.59

Note: EBC is exchangeable base cation
 CEC is cation exchange capacity
 BS is base saturation



(BU)と2ヶ所で測定した。BU流域は流域面積が0.2haである。降水量は、B流域に0.2mmの転倒雨量計を設置し測定した。各流域の斜面には、径20mmのサクシオンライシメーターを深度10cm、50cm、100cmに設置し、土壌水を採水した。また、降水、河川水も同時に採水した。観測は、1998年11月から1999年12月まで行った。採水時には、pH、電気伝導度、水温を測定した。また、1999年6月24日から6月30日の降雨イベント時には集中観測を行った。

また、各流域の斜面中部では、土壌を深度別に採取した。土壌サンプルは、実検室に持ち帰り1規定酢酸アンモニウム溶液(1N NH₄OA₂)で混合したのち吸引法により抽出し、蒸留水と土壌の比率を5:1で混合した抽出液との溶存重金属量の差から、吸着態重金属量を求めた。水抽出液はpHも測定した。

持ち帰った水及び土壌抽出液の化学成分のうち、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Al、Mn、Pb、Zn、Cu、Sr、SiO₂は、ICP発光分析装置を用いて、Cl⁻、SO₄²⁻、NO₃⁻はイオンクロマトグラフィーを用いて定量した。重金属の分析には、降雨の分析のところで触れたように、ブランク標準液の精度検定をかけて検出限界を定義している。

図1 各流域の入力水、土壌水、地下水、河川水の成分濃度の変化。
 なお、入力水は降雨(B流域)または林内雨(F流域)

3. 結果と考察

3.1 土壌中での吸着特性

表1に土壌の化学性を示す。山火事流域ではA層の厚さが1.5cmと森林流域の7cmに比べ薄い。山火事流域では、土壌 pH(H₂O)が5.06と森林流域の6.3に比べ低く、交換性陽イオン量が0.14meq/100gと森林流域の0.67meq/100gに比べ低い傾向がある。両流域ともに交換性陽イオン量及び陽イオン交換容量は表層土壌で高い。ただし、山火事流域では表層の土壌 pH(H₂O)が5.06と下層土壌の4.62から4.87よりも高いが、森林流域では下層土壌ほど0.1から0.15高い。本地域では、A層、B層ともに薄く交換性塩基量も少ないため、C層においても交換性塩基量が少ない傾向がみられる。

各流域で採取された土壌中の重金属イオンの吸着

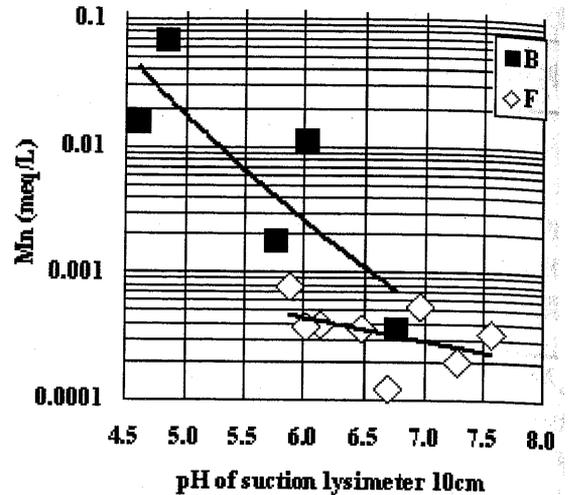


図2 各流域における土壌水中の pH 及び Mn 濃度の関係

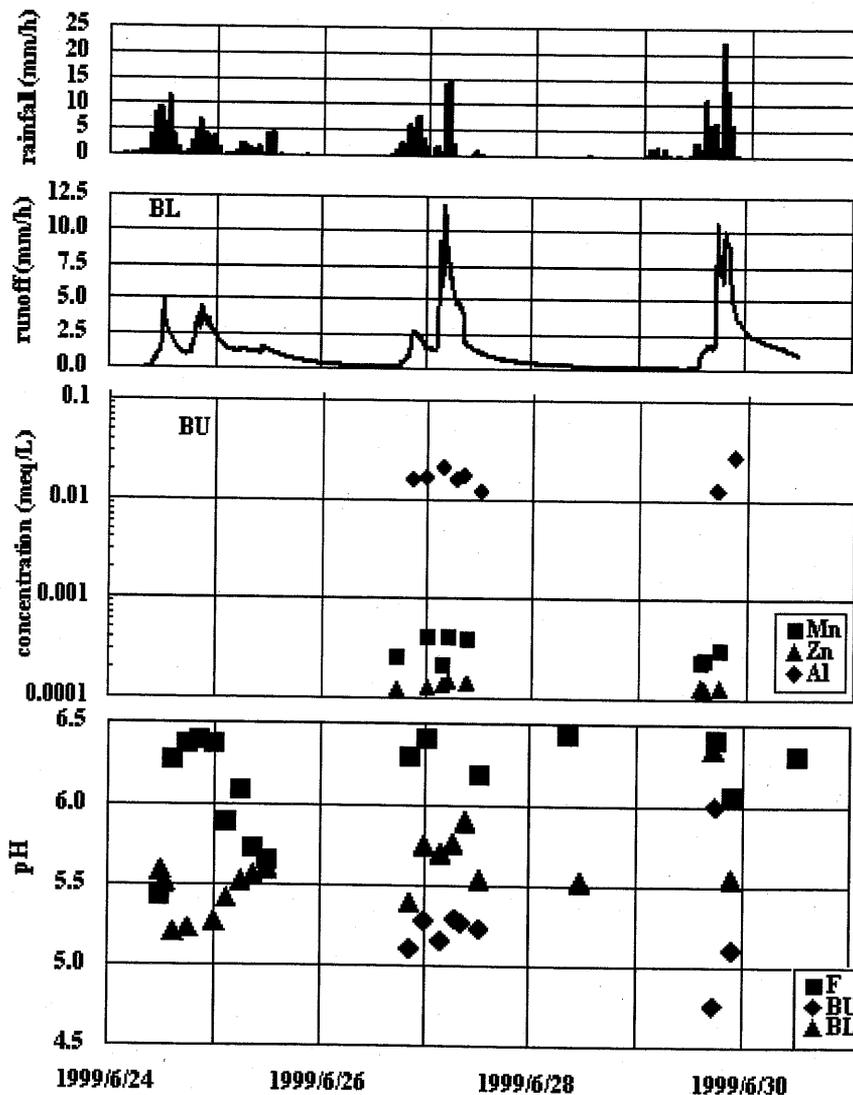


図3 各流域における降雨時の重金属濃度、pH の変化

量特性は、Mn と Pb が両流域とも表層土壌に最も吸着されている傾向がある。特に Mn 当量は両流域で 10×10^{-5} meq/100g 以上と最も高く、次いで Pb 当量が F 流域表層で 4×10^{-5} meq/100g となっている。ただし、これらの成分は下層ではほぼ 0 meq/100g である。一方、Zn や Cu は下層で 4×10^{-5} meq/100g 以下と低濃度ながら検出された。

3.2 水の重金属イオン濃度の分布

図1に山火事流域 (B) 及び森林流域 (F) での入力水(山火事流域では林外雨,森林流域では林内雨である), 表層土壌水, 地下水, 湧水における pH 及び重金属イオン濃度の変化を示す。これは、6月24日以降の集中観測前1ヶ月間、すなわち1999年5月25日から6月20日までの5回採水したサンプルの成分の加重平均値である。降

水が最も pH が低く、4.16 であり、林内雨でやや酸が緩衝され 5.32 となっている。表層土壌もそれぞれインプット成分に準じているが、下方にいくにしたがい、pH は上昇している。また重金属イオン濃度は、林外雨より林内雨で高く、土壌水で河川水より高く、森林流域の河川水より山火事流域の河川水で高い。さらに、山火事流域における降水中の Mn, Zn, Cu 濃度は表層土壌中で上昇するが、Pb 濃度は低下している。また山火事流域における表層土壌水の Mn, Zn 濃度は森林流域より高い。

図 2 に B 流域及び F 流域における深度 10cm のサクシオンライシメーターでの Mn イオン濃度と pH の関係を示す。土壌水の pH は、山火事流域で 5.75~6.7, 森林流域で 5.85~7.55 と森林流域でより高い傾向がある。ここで、森林流域における土壌水の pH は 5 月下旬の pH が 7.6 の降水の影響で高い値を示すが、山火事流域ではそれより低い。Mn イオン濃度は、山火事流域で森林流域より高い。全体的に pH の低下に伴って Mn イオン濃度が上昇する傾向がみられる。また、この傾向は、山火事流域で顕著である。ただし、山火事流域では土壌水の pH の測定データが三回しかなく、今後データの蓄積が必要である。

図 3 に B 流域下部(BL), B 流域上部(BU), F 流域における河川水の pH 及び BU での河川水の重金属イオン濃度の変化を示す。B 流域下部(BL)及び F 流域では重金属の濃度が検出限界以下であったため示していない。ただし、先に示したように通常時には B 流域下部(BL)や F 流域で重金属の Mn と Zn の流出がある。B 流域での流出特性は、他の山火事跡地流域(岸岡ほか, 1981 ; Townsend and Douglas, 2000)で確認された傾向と一致する。一般的には、重金属イオンが表層土壌に吸着され、流出しないものと考えられる。B 流域上部(BU)では B 流域下部(BL)に比べ、重金属イオン濃度が高く、B 流域上部(BU)でより多くの重金属の流出が生じていることが考えられる。河川水の pH は B 流域上部(BU)で最も低く、B 流域下部(BL), F 流域の順に上昇している。すなわち、B 流域上部(BU)では pH の低下にともなって、重金属が流出してきたものと考えられる。

3.3 降雨時の物質収支

集中観測を行った中で最も流量の多かった 1999 年 6 月 26 日から 6 月 27 日にかけての降雨イベントについて、重金属収支を計算する。表 2 に降雨イベントにおける B 流域上部(BU)での Mn と Zn の収支及び水収支を示す。インプットとして降雨中の Mn と Zn を 100% とすると、流出量はそれぞれ 117%, 64% である。ここで、生じている重金属イオンの差分は土壌中で吸着や貯留された量及び地下水とともに流域外に流出

表 2 降雨イベント時の物質収支 (1999 年 6 月 26 日~27 日)

	Input		Output		Input-Output	
	weight (mg)	%	weight (mg)	%	weight (mg)	%
Water	1.075E+11	100	7.172E+10	67	3.580E+10	33
Mn	437	100	510	117	-73	-17
Zn	681	100	438	64	243	36

した量だと考えられる。一方、水のインプットを降水量とし 100% とすると、そのうち 67% が渓流水として流出していたことが示される。残りの 33% は流域斜面の土層中に貯留されたり、深層に浸

透したり、蒸発したりしたものと考えられる。ここで、水収支結果と重金属収支を比べると、Zn, Cu, 及び Pb は水流出と一致しているのに対し、Mn は水流出以上に流出している。すなわち、この期間中、これらの重金属が溶脱をとめない流出していたことが明らかになった。Townsend and Douglas (2000) はオーストラリア熱帯サバンナ流域で山火事により洪水流量の増大とともに Mn の流出量が増大することを確認した。本地域においても同様の傾向が確認された。

本論では、高精度の分析のためにサンプルの濃縮測定などを行っていないだけでなく、降雨流出時の B 流域における重金属濃度は検出限界以下であったため、下流域(BL)における重金属負荷量を見積もることはできない。ただし、明らかに上流域(BU)で重金属は流出していたのは事実であり、今後下流域において、濃度が低下する機構を明らかにする必要がある。Driscoll and Likens (1982) は、源流域に比べ、下流域では滞留時間が長くなるため、より強酸が流域で緩衝され Al^{3+} などの流出が低下することを指摘している。ここでも、下流域でより酸が緩衝され、それにともない河道中で重金属が吸着され濃度は低下していた可能性

がある。

ここで、強酸が緩衝される理由としては、下流域で地下水流出成分がより流出するためではないかと考えられる。また、Sherrell and Ross (1999)の結果によれば、河川水中の懸濁物質濃度の上昇しているときに重金属濃度が低下する傾向を確認することができる。従来の山火事流域での研究(飯泉, 1991; 後藤, 1998; 頭山ほか, 1998)は、土壌浸食量が多いことを示している。すなわち、洪水時に山火事流域で土壌浸食にともない懸濁物質濃度が上昇していたとすれば、懸濁物質との相互作用の可能性がある。ただし、今回は流出土砂中に吸着された成分については計測していないため、これらは今後の課題である。

3.4 重金属の流出機構

降雨前の河川水中の Cl 濃度及び降水中 Cl 濃度をもとに、洪水時の成分分離を行う。F 流域では降雨前及び流出ピーク時の Cl 濃度は 9.0 及び 7.0mg/L であるのに対し、B 流域下部(BL)ではそれぞれ 6.7 及び 4.0mg/L、B 流域上部(BU)ではそれぞれ 9.5 及び 4.5mg/L である。F 流域及び BL 流域における流出ピーク時の降水の寄与率(寄与量)は、それぞれ 22.9%(2.2mm/h)及び 43.2%(5.1mm/h)である。さらに、BU 流域では 55.3%(6.5mm/h)である。このように、山火事流域では流出ピーク時に明瞭な降水の流出への寄与がみられる。すなわち、山火事流域では、森林流域に比べ降雨成分が速やかに流出していたことは明らかである。

図1より流域での降雨の浸透にともなう、pHが増加する傾向がみられた。また、図2のように土壌中ではpHの低下にともなう重金属が溶出していた。特に、山火事流域ではその傾向が顕著であった。これは、表1で示したように、山火事流域で土壌pHが低く交換性主要塩基量が低く、より土壌が酸性化していたためであると考えられる。以上の土壌化学特性を有する山火事流域で、降雨成分が速やかに流出すれば、水のpHは低いまま重金属を溶出させ、そのまま側方流となり河川まで重金属が到達することが可能である。すなわち、山火事によって、流出経路がより浅い層もしくは地表を経由することにより、強酸が土壌中で緩衝されずに流出すれば、結果として重金属を溶出させることになると考えられる。ただし、各流域での流出経路に関する議論には、トレーサー法やテンシオメーター法などによる解析が今後必要である。また、表1に示した土壌の化学性から、山火事流域ではより土壌の酸性化傾向がみられ、今後さらにA層の流亡が進みそれにともない酸性化が進めば、より重金属の流出が生じるものと考えられ、今後の追跡調査が必要である。

4. まとめ

本研究では山火事流域における重金属イオンの流出について、森林流域と比較して調査を行なった。山火事流域は、5年前に山火事にあつてからほとんど植生が回復していない状態で、森林流域は山火事から20年経過して森林の回復している状態である。その結果以下のことが明らかになった。

- 1) 両流域とも重金属は表層土壌中に最も吸着されている傾向がみられた。ただし、土壌pH及び交換性主要塩基量の測定結果は、山火事流域でより酸性化している傾向を示した。土壌水のpHと重金属イオン濃度の関係は、pHの低下にともない吸着態重金属が可動化する傾向を示唆した。
- 2) 山火事流域では無降雨時においても渓流水の重金属イオン濃度が高く、降雨時にはさらにpHが低下し、重金属イオンの流出が顕著に増加した。
- 3) 山火事流域では、降雨時速い流出経路を経由する成分が森林流域より多く、土壌の酸緩衝能が低いため酸性雨が土壌中で中和されないまま流出していた。すなわち、土壌中ではpHが低下し吸着されている重金属が溶脱されるものと考えられる。

ただし、山火事流域での流出過程や土壌の化学性の変化及び土砂流出にともなう重金属の流出過程など、さらに明らかにしていく必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり、試験流域の所有者である越智正敏氏、岡崎靖典氏には快く試験地をご提供いただき、広島県林務部呉農林事務所の方々に現地の情報をご教示いただきました。また、広島大学総合科学部開発一郎先生、福岡正人先生、山中勤先生には全般にわたりご助言いただき、広島大学生物圏学研究科竹田一彦先生には分析についてご指導いただき、安道幸仁君には現地調査ならびに分析の際ご協力いた

きました。上記して感謝の意を表します。

参考文献

- 飯泉 茂 (1991): 『ファイアーエコロジー』, 東海大学出版会, 192p.
- 『日本の森林土壌』編集委員会(1983): 『日本の森林土壌』, 日本林業技術協会, 680p.
- 小野寺真一・小林政広・加藤正樹 (1996): ライシメーターの流出水質に及ぼす13年生ヒノキ林の伐採の影響. ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 26, 181~194.
- 岸岡 孝・阿部敏夫・谷 誠 (1981): 竜の口山南谷流域における山火事およびその跡地へのクロマツ植栽による増水ピーク流量の変化, 林業試験場関西支場年報, 23, 55-58.
- 後藤義明 (1998): 山火事と地域環境, 森林科学, 24, 14-21.
- 頭山昌都・中越信和・足達伸司・根平邦人 (1998): 山林火災跡地における緑化工の生態学的評価, 日本林学会誌, 80, 27-34.
- 高橋史樹 (1983): 山林大火跡地の環境変遷. 特別研究「環境科学」研究報告集, 広島大学, 58p.
- 竹田一彦・山本昌弘・丸本幸治・佐久川 弘・藤原祺多夫 (1998): 中国地方のアカ松年輪中の重金属濃度および鉛安定同位体比の測定と海底堆積物との比較. 日本化学会誌, 2, 99~105.
- 堤 利夫 (1987): 『森林の物質循環』, 東京大学出版会, 124p.
- Cristophersen, N., Neal, C. and Mulder, J. (1990): Reversal of stream acidification at the Birkenes catchment, southern Norway: predictions based on potential ANC changes. *Journal of Hydrology*, 116, 77-84.
- DeBano, L.F. (1968): The relationship between heat treatment and water repellency in soils. *Proceedings of the symposium on water-repellent soils*, University of California, 265-279.
- Driscoll, C.T. and Likens, G.E. (1982): Hydrogen ion budget of an aggrading forested ecosystem. *Tellus*, 34, 283-292.
- Driscoll, C.T., Otton, J.K. and Iverfeldt, A. (1994): Trace metals speciation and cycling. In: *Biogeochemistry of Small Catchments* (eds. by Moldan, B. and Cerny, J.), 299-322, Chichester.
- Evans, C., Davies, T.D. and Murdoch, P.S. (1999): Component flow processes at four streams in the Catskill Mountains, New York, analysed using episodic concentration/discharge relationships. *Hydrological Processes*, 13, 563-575.
- Imeson, A.C., Verstraten, J.M., Van Mulligen, E.J. and Sevink, J. (1994): The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. *Catena*, 19, 345-361.
- Jamison, V.C. (1945): The penetration of irrigation and rainwater into sandy soils of central Florida. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 10, 25-29.
- Jamison, V.C. (1969): Wetting resistance under citrus trees in Florida. *Proceedings of the symposium on water repellent soils*, University of California, 9-15.
- Johnson, C.E., Johnson, A.H. and Siccama, T.G. (1991): Whole-Tree Clear-Cutting Effects on Exchangeable Cations and Soil Acidity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 502-508.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M., Fisher, D.W. and Pierce, R.S. (1970): Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed-ecosystem. *Ecological Monographs*, 40, 23-47.
- McDaniel, P.A. and Buol, S.W. (1991): Manganese Distributions in Acid soils of Carolina Piedmont. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 152-158.
- Mroz, G.D., Jurgensen, M.F. and Frederick, D.J. (1985): Soil Nutrient changes following whole tree harvesting on three northern hardwood sites. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1552-1557.
- Muraoka, K. and Hirata, T. (1988): Streamwater chemistry during rainfall events in a forested basin. *Journal of Hydrology*, 102, 235-253.
- Nakane, K., Kusaka, S., Mitsudera, M. and Tsubota, H. (1983): Effect of fire on water and major nutrient budgets in forest ecosystems II. Nutrient balances, input (precipitation) and output (discharge). *Jap. J. Ecol.*, 33, 333-345.
- Sherrell, R.M. and Ross, J.M. (1999): Temporal variability of trace metals in New Jersey Pinelands streams: Relationships to discharge and pH. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3321-3336.
- Teutsch, N., Erel, Y., Halicz, L. and Chadwick O.A. (1999): The influence of rainfall on metal concentration and behavior in the soil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3499-3511.

Tiller, K.G. (1989): Heavy metals in soils and their environmental significance. *Advanced in Soil Science*, 9, 113-142.
Townsend, S.A. and Douglass, M.M. (2000): The effect of three fire regimes on stream water quality, water yield and export coefficients in a tropical savanna (northern Australia). *Journal of Hydrology*, 229, 118-137.

27 山地流域における大気降下性重金属の流出機構

小野寺真一・西宗直之・Birmano, M. D.・成岡朋弘・斉藤光代・藤崎知恵子・加藤成子・福岡正人

1. はじめに

山地流域の多くは水源地域となっており、将来にわたり質的に保全していくことは重要である (Moldan and Cerny, 1994; Likens and Bormann, 1995; 岩坪, 1996; 佐竹, 1999; 小野寺, 1999)。大気汚染の進む都市近郊では、酸性雨とともに重金属が流域にもたらされる (Likens et al., 1967; Cogbill and Likens, 1974; Driscoll et al., 1989; 堀田他, 1990; Church et al., 1984; Jichells et al., 1984; Lindberg and Thumer, 1988; 竹田他, 1998) ため、これらの成分の流域内での挙動を明らかにすることは重要である。Driscoll et al. (1994) は、Pb の収支を Hubberd Brook 試験地で 30 年にわたる変動をまとめ、その結果、インプットに比べてアウトプットが 1 オーダー小さいこと、そのほとんど土壤に吸着されていることを明らかにしている。ただし、インプットが徐々に低減してきているのに呼応して土壤の吸着量も低下しているにもかかわらず、アウトプットはほとんど変動がない点については明らかにしていない。すなわち、どこにいったのかという問題は解決していない。

前節でも議論したように、瀬戸内海沿岸の山火事荒廃地における観測によれば、源流域では溶存態として存在し、降雨によるインプット以上に流出していることを捉えている。しかし、どのようにわずか 100m 流下する過程で消失したのかという点は大きな課題である。この点に関して、以下にヒントになる事例研究がある。小野寺他 (2002) は、同じ荒廃流域での調査から、豪雨時のピーク流出時において源流域では、pH が低く Al が流出し、その影響で下流域でも Al が流出するものの pH は上昇することを確認した (図 1)。さらに減水期には下流域で pH が上昇し主要塩基が降雨以前に比べてより流出することから、小野寺他 (2001) の結果をもとに基盤経由の地下水が寄与することを示唆した (図 1)。すなわち流下する過程で重金属を含まない地下水 (基盤経由) による希釈を受ける可能性である。また、Sherrell and Ross (1999) の結果によれば、河川水中の懸濁物質濃度の上昇しているときに重金属濃度が低下する傾向を確認することができる。すなわち、渓流水の pH の上昇にもなって、重金属が懸濁物質に吸着される可能性も考慮する必要がある。しかし、以上のような視点での調査事例はほとんどない。

そこで、本研究では、瀬戸内海沿岸の花崗岩山地流域において、大気から降下している重金属を中心に、その収支を確認し、その流出機構について明らかにすることを目的とした。

2. 調査地域および方法

調査は、広島県竹原市の花崗岩からなる山火事荒廃地の小流域でおこなった (西宗らによる流出の章の TB)。試験流域は、流域面積が約 1.5ha で、尾根部の標高が 180m、谷部の標高が約 90m であり、1994 年の山火事の 1 年後、肥料及び種子の空中散布が行われたが、植生の回復は思わしくなかった。さらに、1998 年末には木本類 (アカマツ、クヌギ、ヤマザクラ) の植栽及び根元への肥料の散布が行われた。肥料の種類は 1994 年が化学肥料、1998 年が堆肥と化学肥料の混合である。化学肥料は N、P、K 混合肥料 (硫酸アンモニウムに P や K、Mg を含む化学肥料) である。なお、施肥量に関する詳細な情報は無い。現在は、植栽木が樹高 1m 前後になり、その他にシダやワラビ等の草本類が 50cm~80cm 程度被覆している。

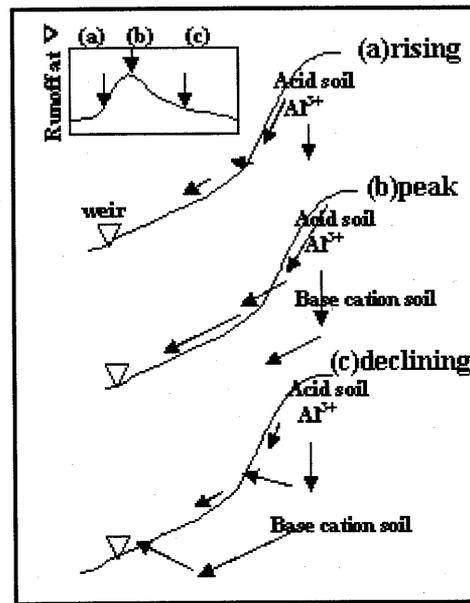


図 1 降雨流出過程と塩基及び Al の流出 (小野寺他, 2002)

植被率が現在でも50%を下回るような地表面の露出したエリアがパッチ状にみられる。試験流域の土壌は、山火事の影響もあり、土壌中のA₀層及びA層はそれぞれ層厚が0.5cm及び1.5cmと極めて薄く、B層も13.5cmと薄い。また、陽イオン交換容量(CEC)及び交換性主要塩基量は、一般的な褐色森林土壌のA層の値(加藤, 1996; 安道ら, 2000)がそれぞれ30meq/100g~100meq/100g、及び10meq/100g~100meq/100gであるに比べると1オーダー以上も低い。一方で、重金属の吸着量はMnでやや高く、交換性主要塩基量(吸着態Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺含量の総計)と同程度であった。ただし、Znはほぼ0である。試験流域の河道の平均勾配は30°と急勾配溪流である。

試験地では、水文観測及び河川水の採水、土砂の採取を行った。試験流域末端部(下流部; W2)には堰及び雨量計を設置し、また、降雨イベント時のみ流出する谷頭部(W1)付近にも堰を設置した。それぞれの流域面積は、1.5ha、0.12haで、堰には自記水位計を設置し流量を測定した。また、2週間に1度程度降水、土壌水及び渓流水を採水した。特に、降雨時には渓流水を3時間程度間隔で採水した。同時に15分間隔で1Lの水を採水し、0.45µmのフィルターで吸引ろ過し、細粒物質(浮遊土砂)を採取した。また、堰に堆砂した土砂は月に1度の間隔で採取した。水サンプルは無機化学分析に供し、土砂は重量を定量した後、吸着成分をNH₄⁺により抽出後分析した。

3. 結果および考察

3.1 年間物質収支

大気からのインプット量、及び河川からのアウトプット量(溶存態)を表1に示す。降水特性の章で示したように、竹原ではMnが最も多い。一方、流出量としてはDriscoll et al.(1994)と同様に基底流時の溶存態成分で表すと、インプットのわずかに、200分の1である。すなわち、ほとんどが流域にとどまっていることになる。しかし、前章(Birmano 他)で示したように、洪水時には源流域で降雨以上のアウトプットを確認している。すなわち、洪水時を含めた評価が必要である。

表1 年間インプット及びアウトプット. F, B 流域

(mol ha ⁻¹ y ⁻¹)	Mn	Zn	Pb	Cu
input	4.5	2.1	0.5	0.7
output B	0.026	0.043	—	0.010
output F	0.019	0.042	—	0.015

3.2 土壌中の吸着量とその年数

表2 土壌中の蓄積量及び蓄積年数. F, B 流域

(mol ha ⁻¹ y ⁻¹)		Mn	Zn	Pb	Cu	t* (cm)
B	A h	13.0 (3y)	--	4.9(10y)	--	2.0
	sub layer	83.2(18y)	--	--	--	50.0
F	A h	41.0 (9y)	--	12.0(24y)	--	5.0
	sub layer	104.0(23y)	--	--	--	60.0

t*; thickness of the horizon,

(y); accumulated period estimated based on input amount.

表2に、土壌中の各重金属の吸着態としての蓄積量と年間のインプット量から推定される蓄積年数を示す。ここで、ZnとCuは検出できず、大気からの供給量はあるものの、吸着されていないことが示された。一方、MnとPbは吸着されていて、Mnの蓄積年数は、B流域のA層で3年、下層で18年分に当たる。一方、Pbは下層には存在せずA層のみで10年分にあたる。山火事で荒廃したB流域に比べるとF流域はやや蓄積しているが、それでもMnでは大きな差はなく、Pbで倍程度の違いになった。

以上の結果は、過去の重金属のインプットの研究(Lindberg and Thurner, 1988; Driscoll et al., 1994; 竹田他, 1998)と比較すれば、本地域においても1970年代は現在よりも大気汚染は深刻で重金属濃度も高かったと推定でき、現在の年間インプットで求めた蓄積年数では、過大評価しているといえる。すなわち、も

っと短いと考えられ、結果的にはかなりの量が近年の酸性化を通して流出しているものと考えるのが妥当であろう。

3.3 渓流水の流出土砂の重金属成分

表3 斜面及び河川流出土砂中の重金属吸着量

(mmol g ⁻¹)		Mn	Pb	Cu	Zu
h*	Ah	0.27	0.10	—	—
	Sub layer	0.08	—	—	—
S*	Sus.load	99.9	1.70	0.50	3.20
	Bed load	15.5	0.37	0.04	0.10

h*; hillslope, S*; sediment, Sus.load; sespense load

表3に、斜面及び河川流出土砂中の吸着量を示す。流出土砂は、2001年6月20日の降雨イベント(140mm)時に採取されたものである。重金属成分はMnがいずれも多い。また、掃粒土砂の吸着性Mn量は15.5mmol/gと斜面の土壤中よりも圧倒的に多かった。すなわち、この量は斜面で降雨時に侵食されたものが流れてきただけでは説明できない吸着量である。さらに、浮遊物質における吸着性Mn量は100mmol/gとさらに1オーダー以上多かった。この結果は、河川を流出している土砂が大量に重金属を輸送していることを意味する。その量は、かなり多いことになる。

3.4 渓流での物質輸送

図2に源流域及び下流域での渓流水中の溶存Mn濃度を示す。基底流時には水の流出は下流域のみであり、またMn濃度は 1.2×10^{-4} mmol l⁻¹であり、分析器の検出限界以上であっ

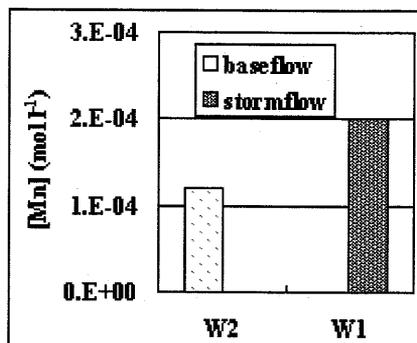


図2 W1(源流)およびW2(下流)での渓流水中のMn濃度(基底流時、洪水流出時)

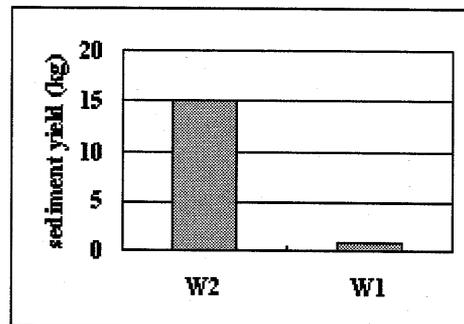


図3 2001年6月20日のイベント時の掃粒土砂生産量

た。なお、W1では無降雨時には流水は存在しなかった。一方、洪

水時(1999年6月25日~6月30日)については、前章でも示したように、源流域では水が流出しそれにもない重金属も流出するが、下流域では、洪水時には検出できない。W1(降雨時の湧水点付近)では、W2の基底流時よりも高い濃度が確認された。また、渓流水のpHはW1で5~5.5、W2で5.5~6.4と下流でpHが0.5~1.0高い傾向を示した。源流域における降雨時の直接流出率は約70%あり、Mnの流出率は110%に達した。すなわち、豪雨時には流域規模でも流出することが確認できた。しかし、小さなイベントでは降雨流出特性の章で述べたように斜面表層に地中流は形成されず、源流域でも流出

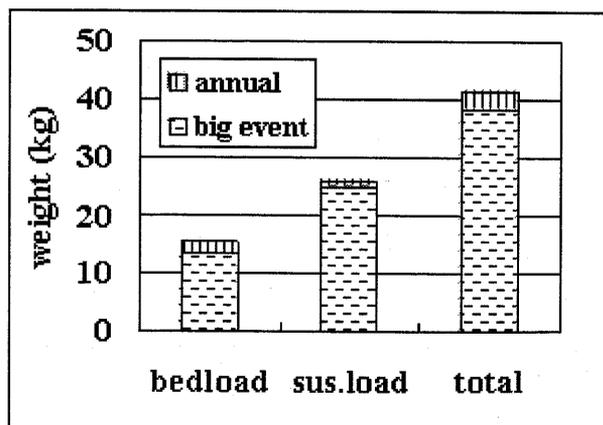


図4 2001年6月20日のイベント時における土砂生産量の年生産量に占める割合。

が確認できない。また、流域の酸性化の章でも述べたように、Alの流出も確認されず、Mnも流出傾向を示さなかった。

図3に降雨イベント時のW1及びW2での土砂生産量を示す。下流に行くほど土砂生産量は増え、ほぼ1オーダー生産量が増加している。図4に各土砂生産過程における年に一度の洪水時(2001年6月20日)の土砂生産量とその年間の生産量に占める割合を示す。年に1回のイベント(総降水量140mmの2001年6月20日)は、降水量的には年降水量のわずかに10%程度であるが、土砂生産量では1年間の総量の90%以上に達する。しかも、その生産過程としては、浮遊土砂(懸濁態)が6割以上を占めている。浮遊土砂は源流域ではほとんど認められないことから、明らかに下流域で多いこととなる。

以上の物質輸送過程を考慮すると、源流域で溶存態として検出された成分は浮遊物質中に吸着された可能性が示唆される。

3.5 重金属の流出過程

図5に、1年に一度の降雨時のMnの流出過程と年間の流出過程を示す。下流域ではイベント時に流出した量が年間のほとんどであることが明らかになった。ただし、年間の降雨のインプット量に比べるとそれらは、5%程度であった。ここでは計測したデータは2001年のものであり、平年的な降水量の年であったことから、降水量の多い年により流出していることが示唆される。また、西宗他の土壌浸食の章で記載したように、本流域では、山火事直後にはもっと大量(1オーダー以上多い)の土砂が表面侵食により生産された可能性があり、その時期に大量に土砂とともに重金属が生産された可能性がある。年間のインプットとの収支に関しては今後もう少しつめていく必要がある。

以上より、降雨イベント時に表層土壌より溶脱し流出したMnは、溪流に流入した後、降雨時に生産された土砂に再吸着されて、流出していることが示唆された。一般に陽イオン吸着はpHに依存するため、降雨の影響でpHが低下している土壌中ではMnが溶脱し、その後地中水が地下水等の流入によりpHが上昇している溪流に流入すると、吸着容量が上昇した周囲の土砂にMnが再吸着されるものと考えられる。すなわち、降雨時に下流域の溪流水中で溶存重金属濃度が低下しても、現実には土砂に吸着された状態で下流へ流下している場合を想定することが必要であり、下流域への負荷量を見積もる際には土砂及びその吸着態成分も見積もることが必要であるといえる。

4. まとめ

従来の研究から、大気から降下してきた重金属の行方が問題となっていたが、本研究の結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 重金属の流出過程は、土砂に吸着して輸送されるものが大部分を占めた。とくに、それは細粒分となる浮遊土砂であった。
- 2) これらは一年に一度の豪雨時にのみ流出することも確認できた。
- 3) 吸着態となる過程については、明らかではないが、斜面に存在したものが侵食によってそのイベント時に供給されたものではないことは明らかで、溪流中で溶存態の重金属と土砂との間で相互作用があったことが示唆される。
- 4) 特に、下流域にくるほど地下水の流入にともなってpHは上昇し、より吸着しやすい環境になることもそれを示唆した。

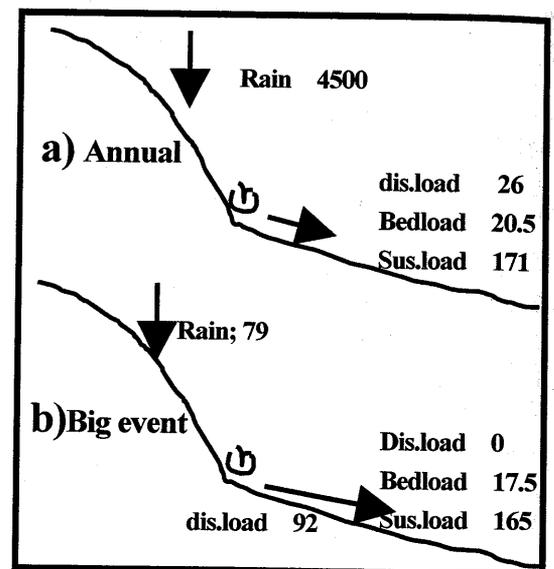


図5 重金属の流出過程.

参考文献

- Church, T.M., Tramontano, J.M., Scudlark, J.R., Jickells, T.D., Tokos, J.J.Jr., Knap, A.H. and Galloway, J.N. (1984) : The wet deposition of trace metals to the western Atlantic Ocean at the mid-Atlantic coast and on Bermuda. *Atmospheric Environment*, 17: 1779-1786.
- Cogbill, C.V. and Likens, G.E. (1974) : Acid precipitation in the northeastern United States, *Water Resour. Res.*, 10: 1133-1137.
- Driscoll C.T., Likens, G.E., Hedin, J.S. Eaton, J.S. and Bormann, F.H. (1989) : Changes in the chemistry of surface waters: 25-year results at the Hubbard Brook Experimental Forest, NH. *Environ. Sci. Technol.*, 23: 137-143.
- Driscoll, C.T., Otton, J.K. and Iverfeldt, A. (1994): Trace metals speciation and cycling. In: *Biogeochemistry of Small Catchments* (eds. by Moldan, B. and Cerny, J.), 299-322, Chichester.
- 堀田 庸・森川 靖・埜田 宏・松本陽介・松浦陽次郎・石塚和裕 (1993) : 森林衰退—酸性雨は問題になるか—。林業化学技術振興所, 東京.
- 岩坪五郎 (1996) : 森林生態学. 文永堂出版, 東京.
- Jickells, T.D., Knap, A.H. and Church, T.M. (1984) : Trace metals in Bermuda rainwater. *Jour. Geophys. Res.*, D89: 1423-1428.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M. and Pierce, R.S. (1967) : The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for a small forested ecosystem. *Ecology*, 48 : 772-785.
- Likens, G. E. and Bormann, F. H. (1995) : *Pattern and process in a forest ecosystem*. Springer-Verlag, New York.
- Lindberg, S.E. and Thurner, R.R. (1988) : Factors influencing atmospheric deposition, stream export, and landscape accumulation of trace elements in four forested watersheds. *Water, Air, and Soil Pollution*, 39: 123-156.
- Moldan, B. and Cerny, J. (1994) : *Biogeochemistry in small catchments*. John Wiley & Sons, Chichester.
- 「日本の森林土壌」編集委員会 (1983) : 第 15 章 中国地方の森林土壌. 日本の森林土壌, 「日本の森林土壌」編集委員会 (編) : 365-382. 日本林業技術協会, 東京.
- 小野寺真一 (1999) : 多摩川最上流域における水質形成に及ぼす立地環境の影響の解明—環境変化に対する水源水質の予測モデル構築に向けて— : (財) とうきゅう環境浄化財団研究助成 No.204、52—64. ; 71—89.
- 小野寺真一・長濱則夫・藤崎知恵子 (2001) 瀬戸内花崗岩山地流域における降雨流出過程—電気探査及びトレーサー法による検討— : 日本水文科学会誌 31(2)、73—82.
- 佐竹研一 (1999) : 酸性環境の生態学. 愛智出版, 東京.
- Sherrell, R.M. and Ross, J.M. (1999): Temporal variability of trace metals in New Jersey Pinelands streams: Relationships to discharge and pH. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3321-3336.
- 竹田一彦・山本昌弘・丸本幸治・佐久川 弘・藤原祺多夫 (1998) : 中国地方のアカ松年輪中の重金属濃度および鉛安定同位体比の測定と海底堆積物との比較. *日本化学会誌*, 2, 99~105.

28 瀬戸内海沿岸の山火事跡地における土砂流出量および土砂流出プロセスの変化

西宗直之・小野寺真一

1. はじめに

瀬戸内海沿岸地域は、日本国内でも比較的降水量が少ない地域であること、また花崗岩地域に共通のアカマツを主とする生育不良の二次林が分布していることにより、山火事多発地帯となっている（後藤、1995）。森林の焼失は森林生態系の改変をもたらすだけでなく、水源涵養機能の低下や土壌侵食量の増加といった森林の公益的機能の喪失を招くことが想定される（後藤ほか、1993）。特に、山火事の発生に伴う土砂流出量の変化は、瀬戸内海沿岸の山地地形を変化させるという地形学的な観点、河川や海洋への土砂流入にともなう水域環境の変化が生息動植物に影響を与えるという生態学的な観点、さらには土砂の流出・堆積過程が住居環境に影響を及ぼすという砂防学的な観点から重要である。したがって、瀬戸内海地域において山火事による森林の攪乱に伴う土砂流出量の変化や土砂流出プロセスの変化を解明することは重要な研究課題であるといえる。

従来の山火事跡地における土砂流出に関する研究をみると、そのほとんどは山火事発生後における土砂流出量の増加を報告している（例えば、White and Wells, 1982; Chandler et al., 1983; Diaz-Fierros et al., 1987; Soto et al., 1991; Moody and Martin, 2001）。その要因として、熱による団粒構造の破壊（Humphreys and Craig, 1981）や撥水性土壌の形成（DeBano, 1969; DeBano, 2000）などの土壌物理特性の変化が浸透能を大幅に低下させることによる地表流の発生（中根、1986、後藤、1998）が指摘されている。しかしながら、山火事の発生を経て、その後の森林回復過程にかけての土砂流出量や土砂流出プロセスがどのように変化していくかを明らかにした研究例はほとんどない。したがって、山火事発生後の年数の経過に伴う土砂流出プロセスを明らかにしていく必要がある。よって、本研究では、瀬戸内海沿岸の山地地域に位置する火災発生時期の異なる山火事跡地において観測された水文地形データに基づき、山地地域における山火事の発生に伴う土砂流出量土砂流出プロセスの経年変化を推定することを目的とする。

2. 調査地域及び方法

2.1. 調査地

図1に調査地域を示す。調査地域は瀬戸内海沿岸に位置する三か所の山地流域である。各流域はいずれも源流域に位置するものであり、過去にそれぞれ異なる時期に流域の全範囲が山火事による森林攪乱を受けている。各流域間で山火事の発生時期以外の特徴はほぼ同様である。以下に各流域の詳細を記す。

一つは広島県豊田郡瀬戸田町に位置する攪乱流域（以下IK流域）である。IK流域では2000年8月に山火事が発生した。2003年12月現在で植生は谷底部においてわずかに回復しているものの、流域斜面はほぼ完全に裸地化している。IK流域の標高は80-170 m、平均勾配は29.2°、流域面積は1.41 haであり、南向き斜面である。年平均降水量は1040 mm、年平均気温は15.6°C、地質は広島型花崗岩である。

一つは広島県竹原市に位置する荒廃流域（以下TB流域）である。TB流域では1994年8月に山火事が発生した。2003年12月現在で植生は谷底部、斜面で若干回復しているが、パッチ状の裸地斜面もみられる。TB流域の標高は100-180 m、平均勾配は32.2°、流域面積は1.55 haであり、北向き斜面である。年平均降水量は1141 mm、年平均気温は15.4°C、地質は広島型花崗岩である。

一つは広島県竹原市に位置する二次林流域（以下TY流域）である。TY流域では1978年8月に山火事が発生した。2003年12月現在で植生はアカマツや常緑広葉樹を主とした混交二次林をなしている。TY流域の標高は60-130 m、平均勾配は28.7°、流域面積は1.51 haであり、北向き斜面である。年平均降水量は1141 mm、年平均気温は15.4°C、地質は広島型花崗岩である。

図2に各流域における斜面横断測定の結果を示す。IK流域では斜面の土層は下部から中部にかけてやや厚く、斜面上部では薄かった。TB流域では斜面の土層は一様に薄かった。TY流域では斜面下部において崩石土を主とした厚い土層に覆われていた。

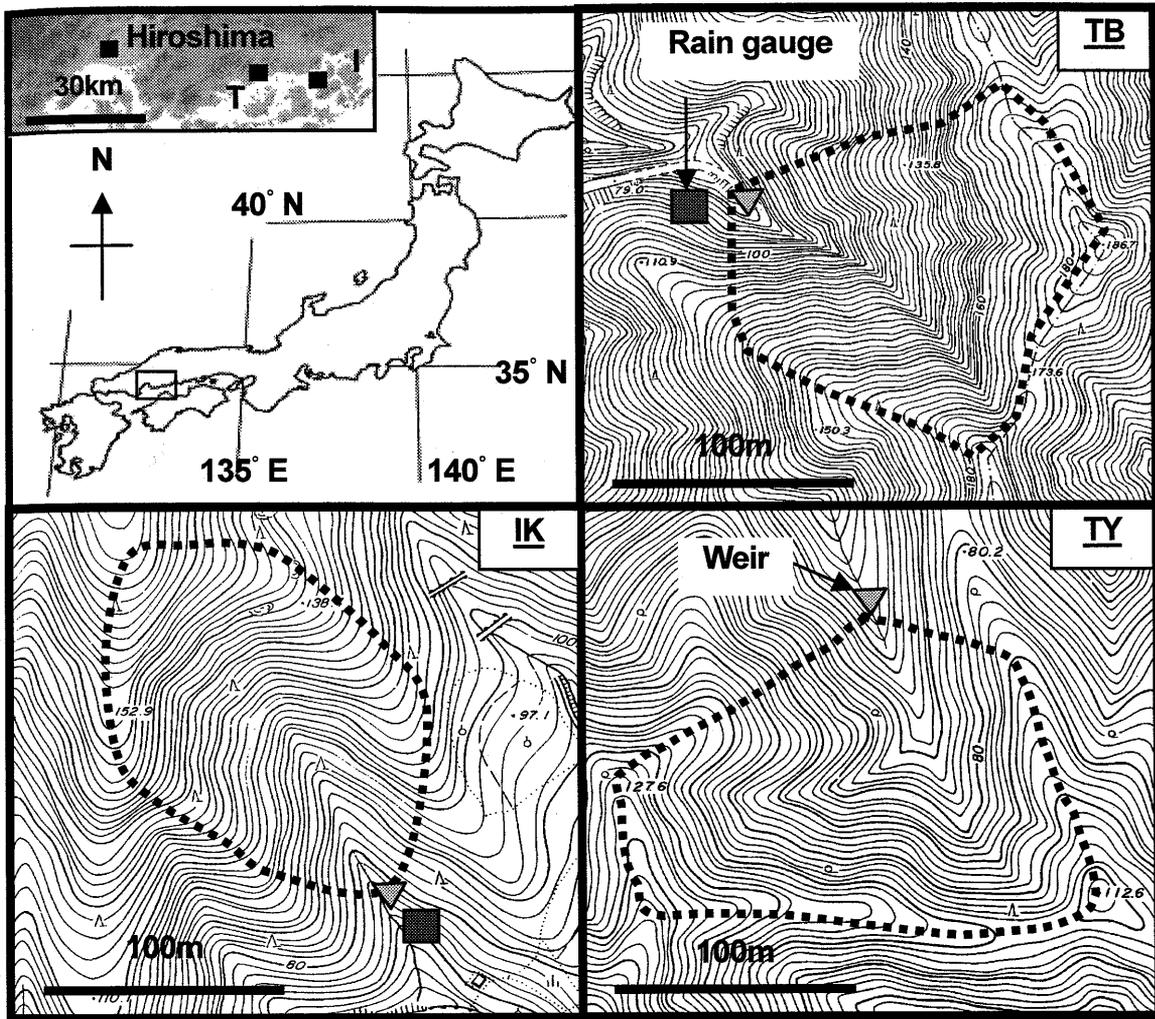


図1 試験流域

図3に各流域における河道に沿った斜面縦断測量の結果を示す。IK流域では堰直上に堆積物がみられた。一方、TB流域では河道に堆積物はほとんど確認されなかった。TY流域では堰の背後に岩盤河床がみられるが、下流から10 mより上流にかけておよそ1 m近くの深度をもつ堆積物がみられた。

2.2. 方法

各流域に30° Vノッチ堰、水位計を設置し、水位-流量曲線から流量を得た。また、0.2 mm転倒マス雨量計により降水量を得た。これらはデータロガーにより10分おきに自記記録した。各流域においてVノッ

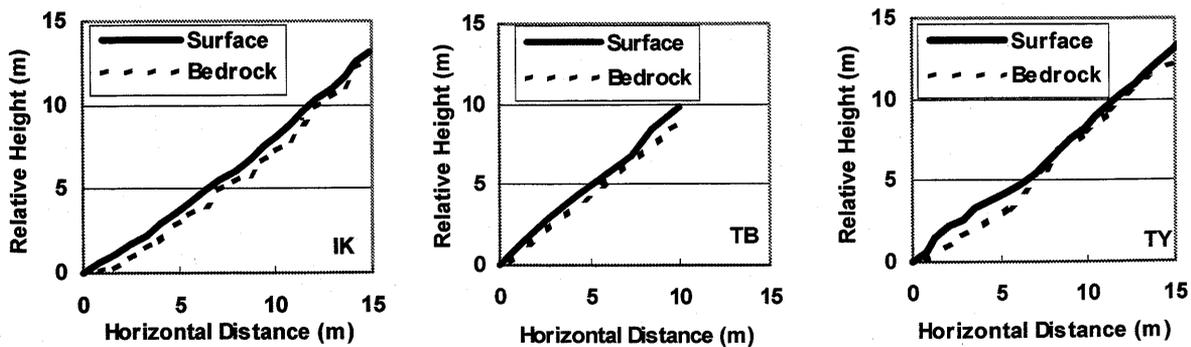


図2 各流域の斜面横断測量

チ堰の上部に土砂トラップを設け、堰の上流部より流出する掃流土砂を捕らえた。掃流土砂の回収は降雨イベント（無降雨期間が24時間以内の連続した降雨）後に毎回行うことを基本とし、不可能な場合は1か月に1度の頻度ですべてを回収して持ち帰った。また、TB、TY流域のVノッチ堰付近に自動採水機をそれぞれ設置し、降雨イベント時に渓流水を15分ないしは1時間の間隔で採取した。

実験室に持ち帰った掃流土砂は、炉乾装置を用いて110℃で24時間乾燥させ、重量を測定した。次に、試験用ふるいにより、中礫以上 (>5.6 mm)、細礫 (5.6-2.0 mm)、粗砂 (2.0-0.425 mm)、細砂 (0.425-0.075 mm)、シルト以下 (<0.075 mm) にふるい分けし、それぞれ重量を測定した。ふるい分けを行った土砂に関しては、掃流土砂の総流出量に占める割合を計算し、粒度分布を見積もった。

浮遊土砂の採取、重量測定には、吸引濾過法を用いた。まず、自動採水機により採取した渓流水を、ガラス製カートリッジにセットしたポアサイズ0.45 μmセルロースナイトレートフィルターペーパーで、手動式真空ポンプを用いて吸引濾過した。ろ紙は吸引濾過前にあらかじめ110℃で数時間乾燥させ、乾燥重量を測定しておいたものを用いた。吸引濾過後のフィルターペーパーは110℃で数時間炉乾した後に重量を測定した。また、吸引濾過を行うとフィルターペーパー自身の重量が若干減少してしまうため、別に蒸留水1Lを

吸引濾過したフィルターペーパー数枚を用意し、これも同様に乾燥させて重量の変化を調べ、後の補正に用いた。浮遊土砂濃度 (C) は、以下のように吸引濾過前の乾燥重量 (W_f) と吸引濾過後の乾燥重量 (W_s)、及び重量補正值 (α) の変化から、吸引濾過した試料水の体積 (V) を除した式から求めた。

$$C = (W_s - W_f - \alpha) / V \quad (1)$$

また、浮遊土砂濃度と河川流量 (Q) より、浮遊土砂フラックス (F) を以下の式より求めた。

$$F = CQ \quad (2)$$

表1 各流域における年間掃流土砂流出量

年	IK流域			TB流域			TY流域		
	掃流土砂		降水量	掃流土砂		降水量	掃流土砂		降水量
	kg	kg/ha	mm	kg	kg/ha	mm	kg	kg/ha	mm
2000	—	—	—	16.7	10.8	1044	10.2	6.64	1044
2001	283.6	201.1	1169	14.1	9.09	1217	32.4	21.2	1217
2002	37.9	26.9	771	12.5	8.05	855	8.69	5.68	855
2003*	34.0	24.1	831	8.65	5.58	999	22.8	14.9	999

*2003年は掃流土砂流出量、降水量とも8月末までの値

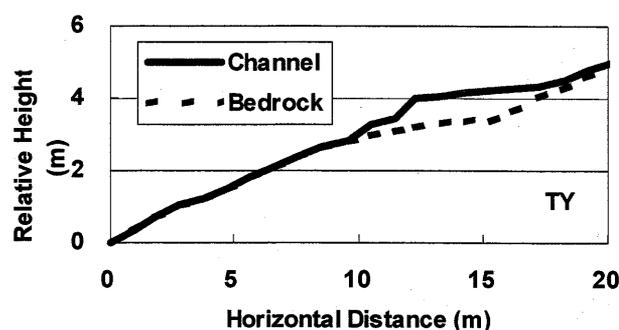
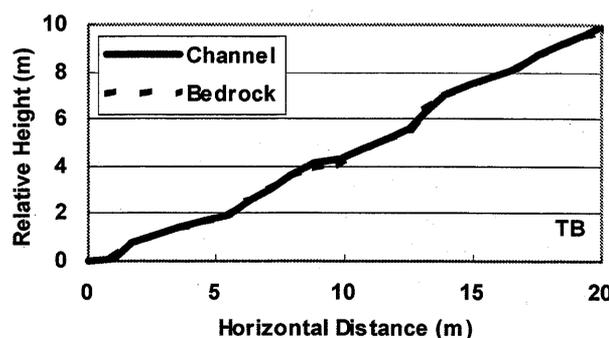
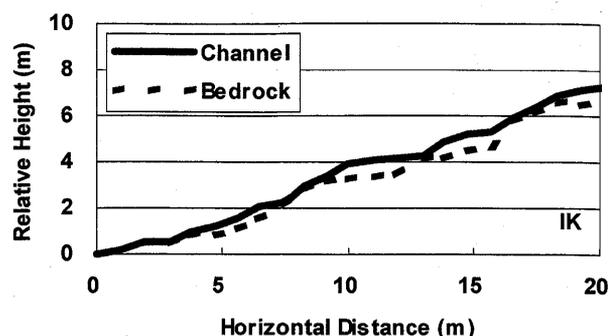


図3 各流域の斜面縦断測量

表2 TB、TY流域における降雨イベント時の掃流土砂及び浮遊土砂流出量

降雨イベント	流域	降水量	掃流土砂流出量	浮遊土砂流出量
2001/06/19~20	TB	108.6 mm	8310.5 g	24347.2 g
	TY		30073.6 g	89154.7 g
2001/07/06~07	TB	30.6 mm	104.2 g	130.6 g
	TY		32.5 g	78.8 g
2001/10/09~10	TB	42.0 mm	610.7 g	92.4 g
	TY		25.4 g	17.4 g
2001/10/28	TB	16.2 mm	13.6 g	8.1 g
	TY		11.1 g	4.6 g

なお、これらの手法によって得られた浮遊土砂のデータには、有機物が含まれている可能性があるが、本研究ではこれらについては懸濁物質を構成している一要素とみなし、土砂と同等に取り扱うものとした。

3. 結果

3.1. 掃流土砂流出量

表1に各流域における年間掃流土砂流出量を示す。IK流域では山火事直後である2001年において多量の土砂が流出した。また、山火事発生から2年から3年が経過した2002年及び2003年では土砂流出量が著しく減少し、山火事発生から年数が経過するにともなって土砂流出量が減少する傾向が認められた。また、調査期間を通じて土砂流出量は他の流域と比較して多かった。山火事の発生から6年から9年が経過したTB流域では、調査期間を通じて年間15 kg (10 kg/ha) 程度の土砂流出がみられ、それぞれの期間で値のばらつきは小さかった。TY流域では、年間降水量が少なかった2000年と2002年で土砂流出量が少なく、TB流域と比較して土砂流出量は少なかった。一方、年間降水量が多かった2001年では土砂流出量はやや増加し、2001年ではTB流域と比較して土砂流出量は多かった。

3.2. 浮遊土砂流出量

表2に降雨イベント時における掃流土砂流出量と浮遊土砂流出量を示す。流出量の傾向をみると、大規模降雨イベント時においては、流域で比較するとTY流域で土砂流出量が多く、土砂の形態で比較すると掃流土砂よりも浮遊土砂流出量が多かった。また、小規模降雨イベント時においては、流域で比較するとTB流域で土砂流出量が多く、土砂の形態で比較すると掃流土砂と浮遊土砂の流出量はほぼ同じか、掃流土砂の方が若干流出量が多かった。

4. 考察

4.1. 土砂流出特性の変化

4.1.1. 土砂流出量と土砂濃度の時間変化

図4に各流域における2001年1月から2003年8月までの掃流土砂流出量と、土砂流出が降雨イベント期間中に観測された流量のピーク時に発生したと仮定した場合の土砂濃度の時間変化を示す。

山火事直後であるIK流域では火災後1年目で多量かつ高濃度の土砂が流出した。また、火災後1年目では年間を通じて多量の土砂が流出し、明瞭な季節変化はみられなかった。通常、山火事直後の斜面においては団粒構造の焼失 (Humphreys and Craig, 1981) や撥水性土壌の形成 (DeBano, 1969; DeBano, 2000) にともなって浸透能が低下すると考えられている。したがって、降雨時には地表流の発生にともない斜面において土壌侵食量が増加したことが示唆される。また、浸透能の低下は小規模な降雨イベント時においても地表流を発生させることから、季節によらず斜面における土砂生産量を増加させると考えられる。したがって、山火事直後の斜面においては、地表流による掃流力が降雨の規模に関わらず侵食営力をもたらしたものと考えられ、その結果、年間を通じて高濃度の土砂が流出したものと推察される。一方、火災後2年から3年目にかけて土砂流出量や土砂濃度は著しく減少し、土砂流出が夏季の湿潤期に活発になるとい

う季節変化がみられた。このとき、斜面においては山火事発生直後から継続する侵食活動によって表層土壌は削剥されたと考えられる。また、通常山火事跡地における浸透能の低下した土壌は、火災による燃焼熱の効果が及ぶ表層付近のみにみられると考えられているため、表層土壌の削剥にともなう深層土壌の露出は、斜面における浸透能の増加を助長させると推察される。したがって、小規模な降雨イベント時では斜面の土砂は流出せず、雨滴衝撃や湿潤・乾燥の繰り返しによる土壌構造の破壊によって斜面の侵食可能土砂量が増加し、一方でそれらが蓄積した状態で地表流を発生させるような大規模降雨イベントが発生した場合には斜面の土砂は下流へと流出するため、湿潤期において土砂濃度が高くなるものと推察される。また、堰直上に存在する河床堆積物を飽和した河川水が流出することによる掃流力によっても土砂流出量が増加するものと考えられる。侵食可能土砂量の増減による土砂流出量の季節変化は、Onodera et al. (1993) による熱帯半乾燥地域における侵食可能土砂量に関する研究などでも報告されており、本研究地域である火災発生から2、3年後の山火事跡地においても同様の土砂流出プロセスを経ていることが示唆された。

次に山火事数年後であるTB流域についてみると、降雨イベントの規模に対応した一定濃度の土砂が流出したが、その量はさほど多くなかった。TB流域では斜面の土壌が薄かった(図2)ことから、斜面では山火事直後から侵食が継続していたものと推察され、侵食可能土砂量が山火事発生から数年後の時点で少なかったものと考えられる。また、河床堆積物が少ないために河川水は河床堆積物上を容易に飽和すると考えられ、小規模や中規模な降雨イベント時においても若干の土砂流出がみられたものと推察される。したがって、山火事の発生から数年後の流域では、降雨の規模によらず一定量の土砂が通年を通じて流出するものの、流出可能土砂量が少ないために他の流域と比較して土砂流出量が少なくなることが示唆された。

一方、山火事数十年後であるTY流域では、乾季における小規模出水時においてほとんど土砂流出がみられず、夏季の湿潤期に高濃度の土砂流出がみられた。TY流域では河床堆積物層が厚い

(図2)ことから、乾季の低出水時において河川水が堆積物を飽和することがないと考えられ、このとき土砂流出はみられなかったと考えられる。一方、河床堆積物が河川水で飽和する大規模出水時においては、飽和地表流の発生にともなって土砂生産量が増加し、その結果高濃度の土砂が流出したと推察される。また、森林流域では特に斜面下部において土壌層が発達するため、地下水流出にともなう浸出侵食

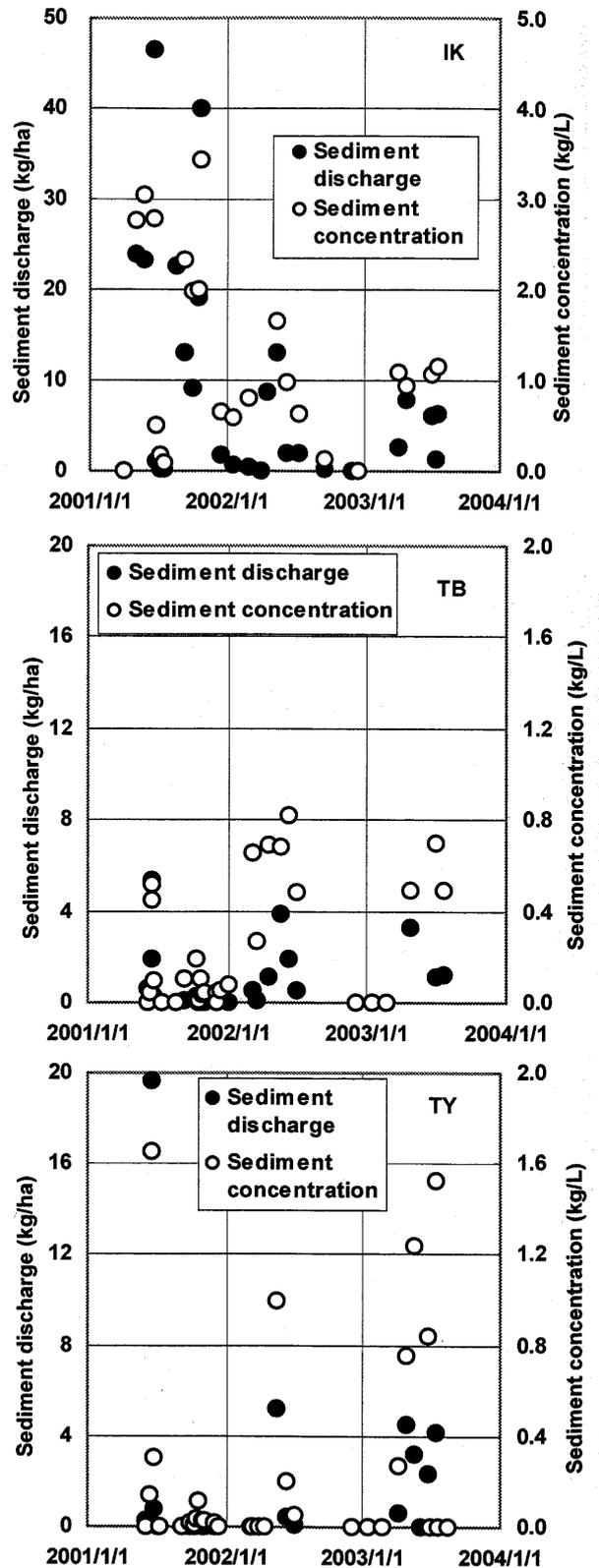


図4 各流域の掃流土砂流出量

(Seepage erosion) が発生すると考えられる。源流域における湧水地点からの浸出侵食は森林流域における土砂生産プロセスとして一般的にみられるもので（例えば、塚本、1998；寺嶋ほか、2002）、TY流域においても森林流域の土砂流出プロセスへと移行していることが推察される。したがって、山火事の発生から数十年後の流域では、湿潤期の大規模出水時においてのみ土砂流出が多くなる傾向を示すことが示唆された。

4.1.2. ピーク流量と土砂流出量の関係

図5に各流域におけるピーク流量と土砂流出量の関係を示す。ピーク流量との関係においても、流量の増加に伴った土砂流出量の増加傾向がみられた。IK流域ではピーク流量約2.5 L/s付近より流量の増加に伴って土砂流出量も増加した。また、増加率は2001年で2.4、2002年で1.1となり、他の流域と比較して非常に高かった。これは、山火事直後の斜面における活発な土壌侵食の影響を示唆するものである。また、土砂流出量の増加率は山火事直後である2001年において高かった。これは、前述の撥水性土壌の削剥に伴う浸透能の変化がもたらす侵食速度の変化が影響していると考えられる。一方、TB流域では明瞭な土砂流出量の増加率の変化はみられず、また増加傾向も緩やかであった。これは、流域河道部における河床堆積物がほとんどみられないために河川水は容易に堆積物上を飽和するが、流出可能土砂量が少ないために土砂流出量は他の流域と比較して少なくなるものと推察される。TY流域ではピーク流量約2.5 L/s付近を境として、流量の増加に伴い土砂流出量も増加傾向にあった。これは、ピーク流量約2.5 L/s付近で流域河道部の河床堆積物が飽和し、掃流力によって土砂生産活動が活発化するためであると考えられる。また、TY流域ではピーク流量15 L/sを超える降雨時でさらに大規模な土砂流出が観測された。これは、他の流域と異なる傾向であり、次節に示すような森林流域に特徴的な地下水流出に伴う浸出侵食 (Seepage erosion) などの土砂生産プロセスが寄与していると考えられる。

4.1.3. 降雨イベントの規模による土砂流出量の時間推移

図6に小規模降雨イベント時における流量と浮遊土砂濃度、フラックスの推移を示す。例として示したのは2001年7月6日から7日にかけての降雨イベントである。小規模降雨イベント時における浮遊土砂流出量は、TB流域の方がTY流域よりも多かった。このときの浮遊土砂フラックスの推移をみると、流量の最初のピーク時から流量の最大ピーク時にかけて浮遊土砂フラックスは多かった。一方、浮遊土砂濃度は最初の流量のピーク時に高く、その後は減少した。

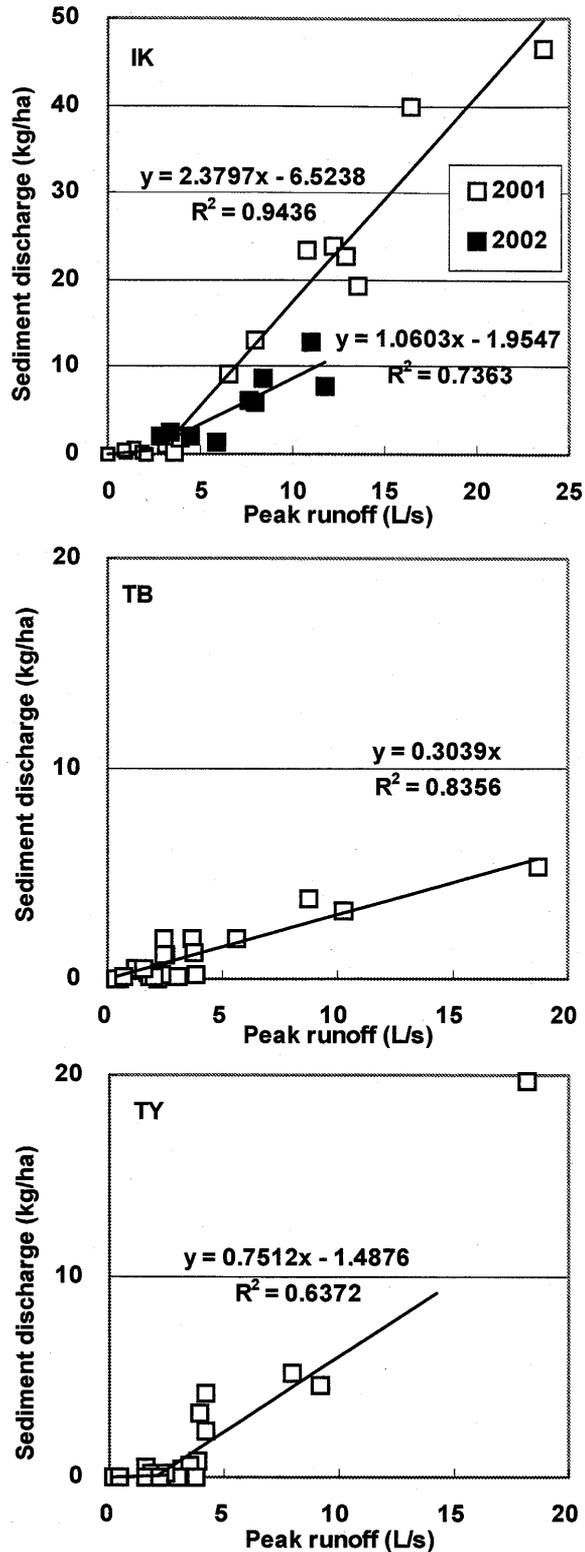


図5 ピーク流量と土砂流出量の関係

また、総流出土砂量は少なかった。これは、TB流域、TY流域ともに掃流力による土砂生産が起らず、河道のウォッシュロードが流出したと考えられる。

次に、図7に大規模降雨イベント時における流量と浮遊土砂濃度、フラックスの推移を示す。例として示したのは2001年6月19日から20日にかけての降雨イベントである。大規模降雨イベント時における浮遊土砂流出量は、TY流域の方がTB流域よりも多かった。このときの浮遊土砂フラックスの推移をみると、最初の流量のピーク時に多量の浮遊土砂が流出した後に、TY流域においてのみ流量の減水後も多量の浮遊土砂が流出した。ここで、2001年6月19日から20日にかけての降雨イベント時における掃流土砂流出量をピーク流量と掃流土砂流出量の関係でみると、ピーク流量15 L/sを超えるイベントに相当し、ピーク流量2.5 L/sから15 L/sにおける土砂流出量の増加率よりも高い点に位置した。このとき、浮遊土砂フラックスの推移が掃流土砂フラックスの推移と同様の変動を示すものと仮定すると、TY流域においてみられた浮遊土砂フラックスの最初のピークが河床堆積物上を河川水が流れるときの掃流力による土砂生産であると考えられ、浮遊土砂総フラックスから流量の減水時における浮遊土砂フラックスのピークを除いた割合は、掃流土砂のピーク流量と土砂流出量の関係におけるピーク流量2.5 L/sから15 L/sにかけての土砂流出量の増加率とも一致した。したがって、流量が減水するときにみられた浮遊土砂フラックスのピークは、TY流域堰直上の河床堆積物上から掃流力によって生産された土砂ではないことが示唆される。このときの浮遊土砂フラックスは、地下水流出に伴う浸出侵食による土砂生産によるものと考えられる。

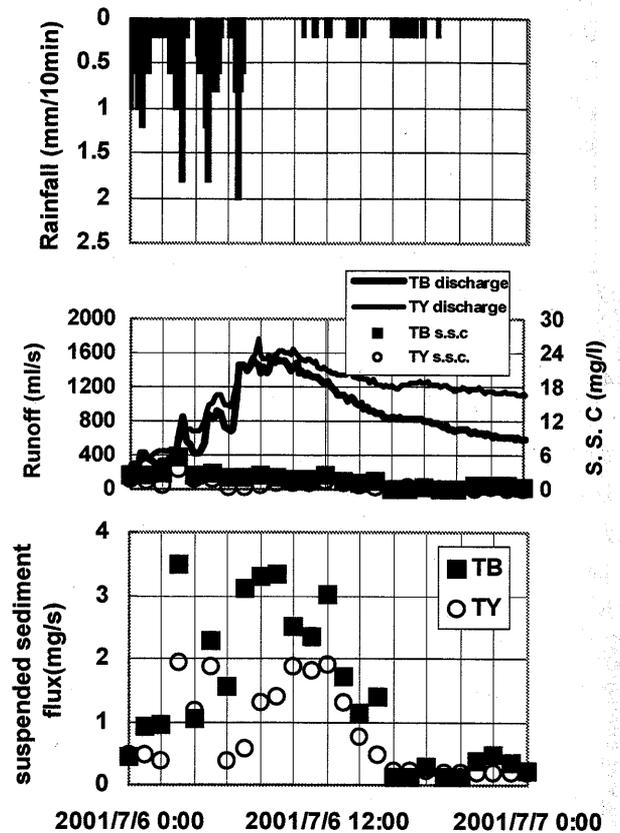


図6 小規模出水時における土砂流出

4.2. 山火事跡地における土砂流出プロセスの経年変化

以上の結果から、山火事跡地における土砂流出プロセスについて検討する。まず、山火事発生直後では斜面表層土壌の浸透能の低下に伴う地表流の発生によって降雨時に土砂生産量が急増する。このとき、河床堆積物が飽和する流量（すなわち2.5 L/s）を超えたときにのみ下流で土砂流出が確認され、侵食速度も増加する。また、翌年以降になると表層付近においてのみみられた撥水性土壌が火災直後の侵食により削剥され、斜面表層の浸透能が増加することによって侵食活動が減衰する。斜面の土壌侵食が減少すると、その後の土砂流出は河床堆積物が起源となって流出を続け、山火事数年後になると流出可能土砂量は減少する。その結果、河川水は容易に河床堆積物を飽和させ、年間を通じて濃度の低い土砂流出がみられるようになる。山火事数十年後になると植生の回復に伴って土壌が若干回復し、河床堆積物も増加する。したがって、土砂流出は河床堆積物が飽和する流量（すなわち2.5 L/s）を超えたときにのみみられるようになり、乾季に生産された堆積物上の侵食可能土砂が湿潤期に流出することにより土砂濃度は高くなる。また、大規模出水時では森林流域に特徴的な斜面下部におけるパイピングなどの地下水流出に伴う侵食により、土砂流出量が急増する。

5. おわりに

本研究では瀬戸内海沿岸の山地地域に位置する火災発生時期の異なる山火事跡地において観測された

土砂流出量の経年変化と季節変化、及び土砂流出特性の変化等の水文地形データに基づき、山地地域における山火事の発生に伴う土砂流出プロセスの経年変化の推定を試みた。その結果、山火事跡地においては火災直後の大量の土砂生産を経て山火事発生から数年後で土砂生産活動が減衰し、さらに森林回復過程においては大規模出水時のみ土砂生産がみられるという、火災後の経過年数にともなう土砂流出プロセスの変化が示唆された。

引用文献

後藤義明・服部重昭・玉井幸治 (1993) 山火事跡地の地表被覆の違いが侵食土砂量に及ぼす影響、森林総合研究所関西支所年報、35、29。

後藤義明 (1995) 瀬戸内海沿岸地域のアカマツ林火災の特徴、山林、1330、45-52。

後藤義明 (1998) 山火事と地域環境、森林科学 24 : 14-21。

塚本良則 (1998) 『森林・水・土の保全—湿润変動帯の水文地形学』朝倉書店 138pp。

寺嶋智己 (2002) 0次谷谷頭凹地におけるパイプ流に影響された水および土砂の流出、地形 23 : 511-535。

中根周歩 (1986) 林野火災が生態系物質循環に及ぼす影響、遺伝 40 ; 10-15。

Chandler, C., P. Cheney, P. Thomas, L. Traub and D. Williams (1983) Fire in forestry. John Wiley & Sons, New York : 540 pp.

DeBano, L. F. (1969) The relationship between heat treatment and water repellency in soils; L. F. DeBano and J. Letey (eds.), Water-repellent soils. Proceedings of the symposium on water-repellent soils : 265-279.

DeBano, L. F. (2000) The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. Journal of Hydrology 231-232 : 195-206.

Diaz-Fierros, F., R. E. Benito and M. R. Perez (1987) Evaluation of the U.S.L.E. for the prediction of erosion in burned forest areas in Galicia (n. W. Spain). Catena 14: 198-199.

Humphreys, S. R. and F. G. Craig (1981) Effects of fire on soil chemical, structural and hydrological properties; Gill, A. M., R. H. Groves and I. R. Noble (eds.), Fire and the Australian Biota, 177-200.

Moody, J. A. and D. A. Martin (2001) Initial hydrologic and geomorphic response following a wildfire in the Colorado front range. Earth surface processes and landforms 26: 1049-1070.

Otondera, S., J. Wakui, H. Morishita and E. Matsumoto (1993) Seasonal variation in sediment yield on a gentle slope in semi-arid region, Tanzania. IAHS Publication, 217: 29-37.

Soto, B., E. Benito, R. Basanta and F. Diaz-Fierros (1991) Influence of antecedent soil moisture on pedological effects of fire. In: M. Sala and J. L. Rubio (eds), Proc. E.S.S.C. Conf. On soil erosion and degradation as a consequence of forest fires, September 1991, Barcelona and Valencia, Spain: 29-30.

White, W. D. and S. G. Wells (1982) Forest fore devegetation and drainage basin adjustment in mountainous terrain. In: D. D. Rhodes and G. P. Williams (eds), Adjustment of the fluvial system. Proc. 19th Binghamton geomorphic symposium. Allen and Unwin, New York, 199-223.

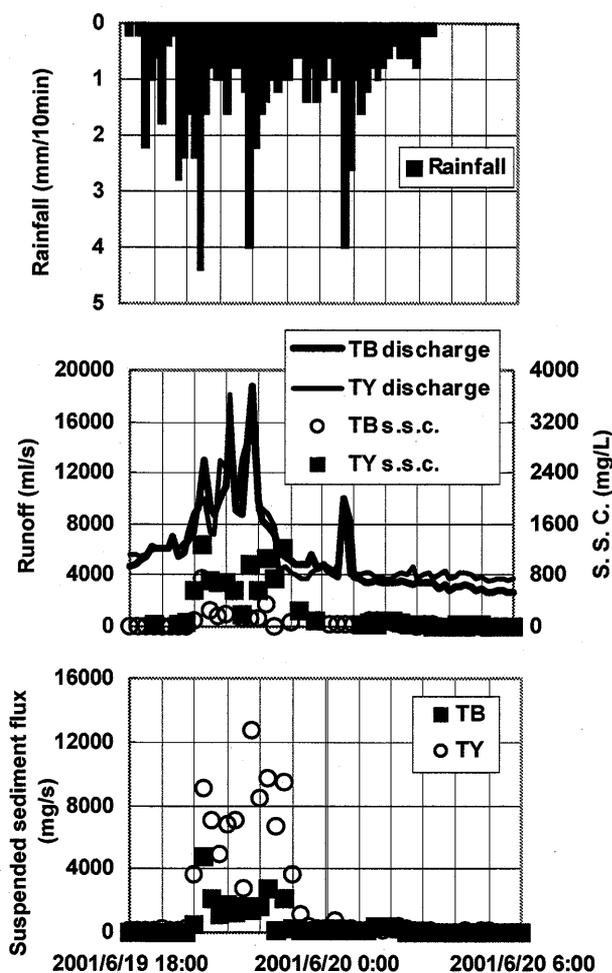


図7 大規模出水時における土砂流出

29 黒瀬川の河床に堆積している粘土鉱物

北川隆司・本庄かや子・地下まゆみ

1. はじめに

土砂災害の発生は、その地質鉱物学的素因として粘土鉱物の存在が挙げられる。特に粘土鉱物のなかでも、多くの斜面崩壊にかかわる粘土鉱物としてスメクタイトがある。我が国で発生する斜面崩壊のほとんどは、このスメクタイトの存在が崩壊に強く関わっている。いったん斜面が崩壊すると、崩壊土の一部は河川に流れ込む。また、崩壊が発生しなくても降雨により斜面から絶えず土砂は河川に流れ込んでいる。細粒物質である粘土鉱物や細粒化した鉱物は濁流となり、下流に運ばれる。結果として河床に堆積している礫、砂に混じって一部の粘土鉱物も沈殿しているはずである。

このことは河床の堆積物を調べることにより、周辺の斜面のさまざまな状況を知ることができる可能性がある。また、斜面崩壊地に直接入ることなく崩壊斜面の状況を知りえる可能性もある。

ところで、海底に堆積している粘土鉱物の分布に関して、多くの研究報告がある。それらの結果から、陸域に近い海底の粘土鉱物種の分布は河川から運ばれた粘土鉱物に強く影響を受けている。河川から流出する粘土鉱物はその後背地から流出し堆積したものである。しかし、海まで運ばれた粘土鉱物は河川のさまざまな支流から流れ込んだ粘土鉱物が混合した状態である。一方、河床に残された粘土鉱物は、より後背地に近い場所から運ばれてきた粘土鉱物を反映している可能性が考えられ、流域の風化や土砂流出状況を知る手がかりになるのではないかと考えられる。

これまで河床堆積物中の粘土鉱物に注目した研究として、河川水の汚染問題やダムからの排砂による魚介類への影響に関する研究がなされている。しかし、土砂流出との関係で河床の粘土鉱物に着目した研究はほとんどない。

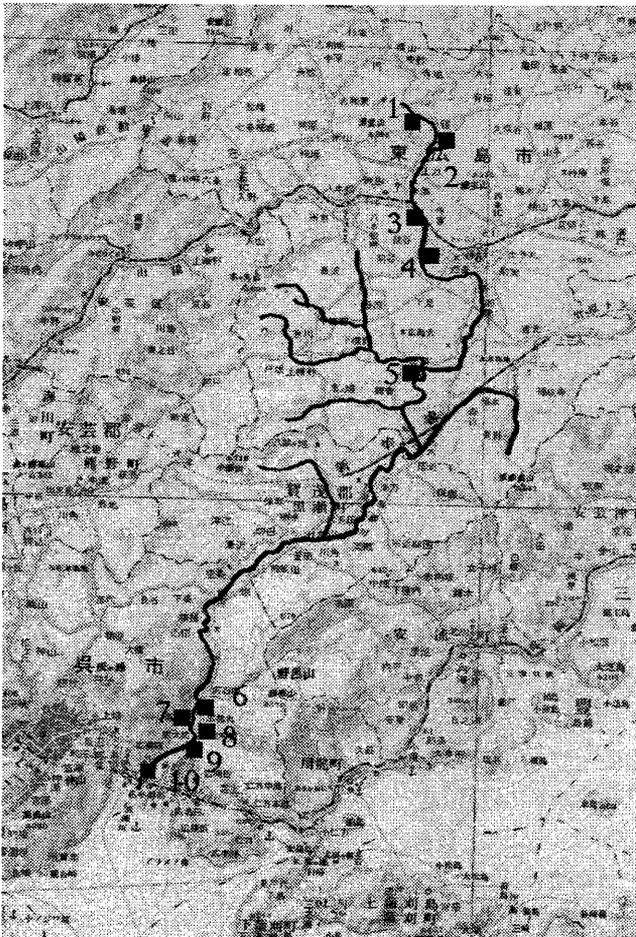


図1. 試料採取地点

そこでまず手始めに東広島市から黒瀬町を通じて呉の広湾に流れ込んでいる黒瀬川に注目し、流域の河床堆積物や支流の堆積物中の粘土鉱物を調べたので報告する。

2. 試料採取

試料は黒瀬川の河床に堆積している砂層を採取し、水ひにより粘土粒子を集め、定方位法によりX線回折に供した。採取地点は源流となっている並滝寺池から河口付近までの数カ所で採取した。堆積物は各採取地点でその厚さが異なっている。厚い堆積物の場合、深さによりいくつかの層に分類されるため、表層から5cm～10cm付近の試料を採取した。採取地点を図1に示す。

3. 結果

X線分析結果を表1に示す。図に見られるように、特徴的粘土鉱物はスメクタイトとハロイサイト、バーミキュライトである。またそれぞれの量比が採取地点毎に異なっている。このことは河床堆積物中の構成粘土鉱物の割合は一樣ではなく、周辺の岩石の風化作用や熱水作用により生成した粘土鉱物を反映している可能性を示唆している。

表1 構成粘土鉱物

試料番号	スメクタイト	ハロイサイト	バーミキュライト	雲母
1	◎◎			◎
2	○	◎	○	◎
3	△	○		◎
4			△	◎◎
5	△	△	△	◎◎
6	○	◎	◎	◎
7			◎	◎
8	△			◎◎
9		◎		◎
10	△	△		◎◎

おわりに

(社)瀬戸内海環境保全協会の資料^{*1)}によれば、瀬戸内海は東西約450 km、南北15～55 km、面積23,000 km²超、平均水深38 m、容積8,800億m³超とされる日本の代表的な閉鎖性海域である。670近い河川水系から流入する水量は、年間約500億m³に達すると言われるから、この瀬戸内海という「器」の中の水は、単純に計算すれば(海域への降雨や海流などを無視すれば)18年弱(滞留時間)で入れ替わっていることになる。一方、瀬戸内海地域の年間平均降水量は1,000～1,600 mmであるから、平均水深および海域の降水量のみを考慮すると〔蒸発散量^{*2)}(約800 mm/年)は考えない〕、38～24年ということになる。

自然物質の移動は、風により運ばれることもあるが、その大部分は水が支配している。陸域では降水は表流水および地下水となり、そのかなりの割合が河川を経て海洋へ注ぐが、その過程でさまざまな物質を溶質または固体の状態に運搬する。地表に露出する岩石(と土壌)とそこに生息する植物などとの相互作用によって、無機および有機化合物が水とともに移動し、陸域での集積も伴うものの、最終的には海洋へ到る。自然界の物質循環において、近年は人類起源のさまざまな物質がその中で大きな位置を占めてきており、いわゆる環境問題と呼ばれる多様な現象を引き起こしているが、瀬戸内海へ注ぐ河川流域に居住する人口は約3,000万人^{*1)}と言われ、この地域は日本の人口の1/4近い人々による影響により汚染されやすい条件下にある。したがって、さまざまな分野からの総合的な研究が行われてきており、『せとうち学』^{*3)}というような取組みも見られる。

本研究では、瀬戸内海に視点を置き、物質循環からみて重要な、その河川流域を具体的な調査対象として、特に挙動を把握する必要に迫られている物質に注目して循環速度を定量化する中で、その物質が関連するいわゆる環境劣化に対する影響評価の実現のための基礎的研究をめざした。しかし、何しろ検討すべき課題は多く、また瀬戸内海地域は広い。したがって、実際には、広島県を中心とした地域において、とくに地域的に興味深い現象を対象として取り組むことに時間的にはほとんどが費やされた。本来は、瀬戸内海地域の広域的かつ代表的な物質循環の定量的な概要を整理すべきであったが、後回しになってしまい、本報告書では触れられなかった。しかし、さまざまな情報は入手・収集中であり、いずれ整理したいと考えている。なお、とくに風化関係の世界的な情報はホームページ(http://home.hiroshima-u.ac.jp/er/ES_W.html)に蓄積中である。

本研究の出発点は、広島大学陸域環境研究グループによる「風化と環境」研究会(<http://slate.ias.hiroshima-u.ac.jp/~fuka/>)における議論であったが、今後も活動を継続し、現在不足している生態学的なアプローチも取り込んで、生物地球化学的物質循環の総合的な定量化をめざしたいと考えている。本報告書が、将来的な研究のための資料の一つとして役立つことを願っている。

-
- *1) 環境庁水質保全局(監修)(2000):平成11年度 瀬戸内海の環境保全 資料集。(社)瀬戸内海環境保全協会, 61p.
(社)瀬戸内海環境保全協会のホームページは<http://www.seto.or.jp/setokyo/>。また環境省が瀬戸内海の環境に関する情報を提供するためのコーナーは、「せとうちネット」(<http://www.seto.or.jp/seto/>)であり、(社)瀬戸内海環境保全協会が運用している。さらに、閉鎖性海域情報は(財)国際エメックスセンター(<http://www.emecs.or.jp/>)から入手できる。
- *2) 国土交通省土地・水資源局水資源部(編)(2003):日本の水資源(平成15年版)―地球規模の気候変動と日本の水資源問題―。国立印刷局, 332p.
この本の概要は、国土交通省のホームページの「土地・水資源関係」の「水資源部」の『日本の水資源』(<http://www.mlit.go.jp/tochimizushigen/mizsei/hakusyo/index5.html>)で見ることができる。また、国土交通省土地・水資源局水資源部による『日本の水資源』(<http://www.mlit.go.jp/tochimizushigen/mizsei/index.html>)から多くの情報が得られる。
- *3) 中国新聞「新せとうち学」取材班(1998):海からの伝言―新せとうち学―。中国新聞社, 127p.

別刷再録 (計19編)

(【 】は頁を示す。)

《2001年》

- ①佐々恭二・北川隆司・福岡 浩・落合博貴・井口 隆・藤田 崇・小宮山賢太郎・王 功輝：平成13年3月24日芸予地震による斜面災害緊急調査結果（速報），*J. of the Jpn. Landslide Soc.*, Vol.38, No.1, 78-84, 2001. 【210】
- ②北川隆司・地下まゆみ・宮原正明：2001年3月24日に発生した芸予地震災害速報—広島県おける地震災害—，*粘土科学*, 第40巻, 第4号, 249-255, 2001. 【218】
- ③井上 基・山田琢哉・田中 元・北川隆司：岡山県の三畳紀層に発達する野田地すべり地のすべり面の起源について，*応用地質*, 第42巻, 第2号, 88-100, 2001. 【226】
- ④Kitagawa, R. and Jige, M. : Hydrothermal clay veins affected slope failures in granitic regions, *Proceedings of the International Symposium on Geotechnical & Environmental Challenges in Mountainous Terrain*, 23-33, Kathmandu, Nepal, November 6-7, 2001. 【239】
- ⑤Aoyama, T., Sokobiki, H., Koma, H., Kitagawa, R. and Jige, M. : Mechanism of slope failures—Effect of clay veins, *Proceedings of the International Symposium on Geotechnical & Environmental Challenges in Mountainous Terrain*, 341-346, Kathmandu, Nepal, November 6-7, 2001. 【251】
- ⑥長濱則夫・小野寺真一・小林政弘・安藤幸仁・M.D. パーマノ・濱田洋平・井岡聖一郎：電気探査を用いた撥水性土壌での降雨浸透過程推定に関する実験的研究，*水文・水資源学会誌*, 第14巻, 1号, 27-33, 2001. 【257】
- ⑦成岡朋弘・小野寺真一：広島県花崗岩山地の崩壊斜面における土壌カテナ，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第27巻, 109-118, 2001. 【265】
- ⑧西宗直之・小野寺真一・成岡朋弘：花崗岩山地溪流における河床形態に関する研究—広島県黒瀬川源流の例—，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第27巻, 119-128, 2001. 【275】
- ⑨小野寺真一・長濱則夫・藤崎知恵子：瀬戸内花崗岩山地流域における降雨流出過程—電気探査及びトレーサー法による検討—，*日本水文科学会誌*, 第31巻, 第2号, 73-82, 2001. 【285】

《2002年》

- ⑩小野寺真一・藤崎知恵子・成岡朋弘・M. D. Birmano：瀬戸内土壌劣化流域における降水から湧水への金属成分の変化，*陸水学雑誌*, Vol. 63, No.1, 21-30, 2002. 【295】
- ⑪宮原正明・宇野洋平・北川隆司：御荷鉢緑色岩類中の地すべり地に生成する粘土鉱物—怒田・八畝，蔭地すべり地—，*粘土科学*, 第42巻, 第2号, 81-88, 2002. 【306】
- ⑫日和田修司・木村哲雄・地下まゆみ・北川隆司：鳥取県東伯郡東郷町—三朝町の町境における白亜紀花崗岩のスメクタイト化による法面変形について，*粘土科学*, 第41巻, 第3号, 139-143, 2002. 【315】
- ⑬Naruoka, T., Onodera, S., Fujisaki, C., Birmano, M. D., Takeda, K. and Kaihotsu, I. : Evaluation of cation exchange processes in acid soil slope for solute transport modelling in unsaturated zone, *Proceedings of the 4th International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, 439-441, Prague, Czech Republic, 17-20, June 2002. 【321】
- ⑭小野寺真一・成岡朋弘：広島県瀬戸内海沿岸域の降雨特性—降雨時間帯，季節性，降雨強度—，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第28巻, 61-68, 2002. 【325】
- ⑮竹井 務・小野寺真一・成岡朋弘・西宗直之・斉藤光代：表流水の水質の空間分布特性とその評価に関する研究—西条盆地の250mメッシュの地理情報による評価—，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第28巻, 69-75, 2002. 【333】
- ⑯斉藤光代・小野寺真一・竹井 務・西宗直之：瀬戸内海沿岸小河川における硝酸性窒素負荷量—果樹園面積・溜池・扇状地の効果—，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第28巻, 77-84, 2002. 【341】

《2003年》

- ⑰Nishimune, N., Onodera, S., Naruoka, T. and Birmano, M.D. : Comparative study of bedload sediment yield processes in small mountainous catchments covered by secondary and disturbed forests, western Japan, *Hydrobiologia*, 494, 265-270, 2003. 【349】
- ⑱重枝豊実・小野寺真一・斉藤光代・吉田浩二・竹井 務・峯 孝樹：広島県生口島におけるSiO₂フラックスの空間分布特性，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第29巻, 95-103, 2003. 【355】
- ⑲峯 孝樹・小野寺真一・斉藤光代・吉田浩二・重枝豊実・竹井 務：黒瀬川流域における窒素流出の空間分布特性とそれに及ぼす地形の影響，*広島大学総合科学部紀要IV理系編*, 第29巻, 115-122, 2003. 【365】