

梓川と寒河江川における“割れ円礫”の存在比率について

Rate of Broken Round in the River Bed Gravels
of the Azusa and the Sagae

小玉 芳敬*

Yoshinori KODAMA

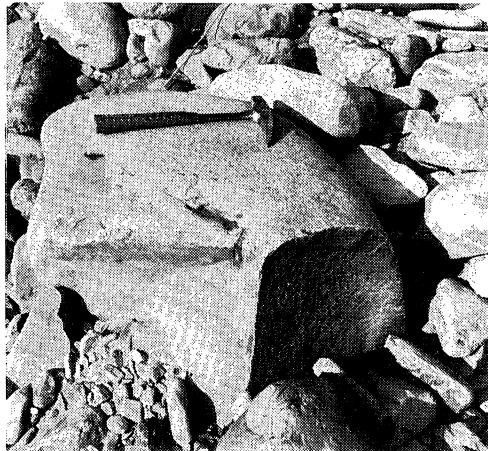
I はじめに

扇状地を流れる河川では一般的に河床礫の粒径が下流方向に減少する。この原因として小玉ほか(1989)は、渡良瀬川における河床礫の粒径別岩種構成比の縦断的な調査結果から、破碎・摩耗作用の重要性を指摘した。

礫の摩耗作用に関しては、従来から多くの研究がなされてきた (Wentworth, 1919 ; Krumbein, 1940, 1941a ; Kuenen, 1956 ; 中山・三浦, 1964など)。これらは主に角礫として山地から供給された礫が、流送される過程で角が欠け、円磨度が高くなることを扱ったものであった。河原には確かに円礫が多いが、一方割れて間もないと認定できる礫もしばしば観察される (第1図)。

ところが礫の破碎作用に関しては、従来の研究では礫が割れるといった程度の記載は認められる (Brentz, 1929a ; Krumbein, 1941b ; Bradley *et al.* 1972 ; 渡部, 1973, p. 23など) ものの、充分には検討されていない。河床礫のうち、何割の礫が割れているのかという実態を記載したのは、筆者の知る限りでは Brentz (1929b, p. 507—509) による研究が唯一である。

Brentz は、Washington 州 Snake 川の現河床にある“broken round” (第2図) の比率を pebble サイズ



第1図 破碎された河床礫

の礫について調べた。その結果、主に large cobble からなる洲では30%以下、pebble 以小からなる洲では12.5%が broken round の形状を示した。前者では pebble は large cobble に crush されるために、よく割れているのであろうと解釈されている。また Brentz によれば、礫床河川では一般的に河床礫の約15%未満が broken round である (Pettijohn, 1957, p. 537) という。但し、このデータは公開されていない。

本研究の目的は、日本の扇状地河川において「現

*筑波大学水理実験センター

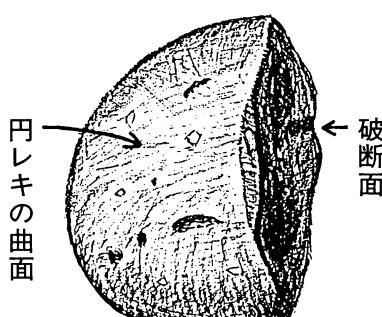
河床礫のうち一体何割の礫が割れているか？」まずその実態を明らかにすることである。このことは、礫の破碎作用が礫径の減少にどれほど有効かを認識するために不可欠である。と言うのは、摩耗作用は礫径を連続的に減少させるのに対して、破碎作用は粒径を不連続的にしかも急減させる。そのために、破碎の発生確率が礫径変化に強く影響する可能性が考えられるからである。さらに本研究では礫径の下流方向への減少率と礫の破碎率との間に対応関係が認められるか否かを予察する。

II 調査方法

1) 割れた礫の認定法と注意点

割れた礫の比率をより迅速に客観的に調べるために、本研究では Brentz (1929a, 1929b) と同様に円礫に注目した。円礫が割れると、第2図に示すような特徴的な形態を示すからである。つまりきめの粗い破断面は、円磨された円礫の曲面とは明瞭な一線を画して区別されるために、礫に破碎が生じたことが容易に認定できる。このような形態の礫を本研究では以後，“割れ円礫”と称する。これは Brentz (1929a, 1929b) が “broken round” と呼んだものに相当する。一方、亜角礫は一般的に多面体の形態を示し、たとえ破断面（平面）が新たに生じても、その客観的な認定が容易ではない。

さらに礫の破碎・摩耗速度や様式が、岩種により大きく異なることは、すでに多くの研究で指摘され



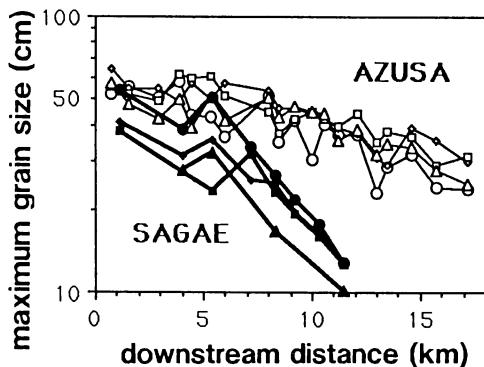
第2図 割れ円礫 (broken round) の模式図

てきた (小出, 1952, pp. 59–68; Kuenen, 1956; 渡部, 1973, pp. 26–27 など)。そのために、割れ円礫の存在比率の測定は、岩種で区別することが重要である。

2) 調査河川の選定

筆者は、日本のいくつかの扇状地河川で最大礫径の縦断的な分布を岩種に注目して調査してきた (小玉, 1988)。そのなかで、松本盆地を流れる梓川と山形盆地の寒河江川では、流域面積は梓川で 563 km², 寒河江川で 485 km² とほぼ等しく、また扇状地区間ににおける河道幅も 200m 前後と同規模の河川であるにもかかわらず、河床にある最大礫の下流方向への粒径変化が極端に違うことがわかった。つまり、第3図に示すように梓川では下流方向に礫径があまり小さくならないのに対して、寒河江川では急激に小さくなる。

なぜ両河川で礫径の下流方向への減少率がこのよう違うのであろうか。もし礫の破碎作用が粒径の



第3図 梓川 (長野県) と寒河江川 (山形県) における岩種別最大礫径の縦断分布

両河川で共通して観察される 4 つの岩種礫につきまとめた。白抜き・細線が梓川、黒塗り・太線が寒河江川である。各シンボルは岩種を表す。つまり、丸：安山岩類、菱形：花崗岩類、四角：砂岩類、三角：チャート類をそれぞれ示す。

梓川では新淵橋を起点として奈良井川が合流するまでの区間を、寒河江川では左支川の熊野 (ユウノ) 川流入点付近を起点として最上川合流点までを抜きだして示した。なお現地調査は 1986～87年にかけて実施した。

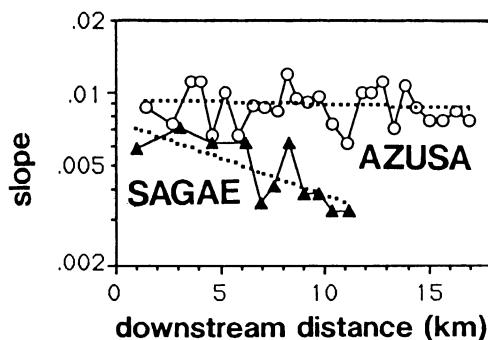
下流方向への減少に効果的に働くならば、両河川において河床に存在する割れ円礫の比率に違いが認められることが期待される。そこで本研究では「礫径の減少率が大きく異なる同規模の河川」として梓川と寒河江川を選定し、両河川で河床礫に占める割れ円礫の比率を調査した。

さらに梓川と寒河江川において、扇状地区間の河床には安山岩の礫が多数存在して、しかもそれらの形状は円礫を示し易いことが観察された。そこで本研究では両河川で安山岩礫について割れ円礫の比率を比較調査した。

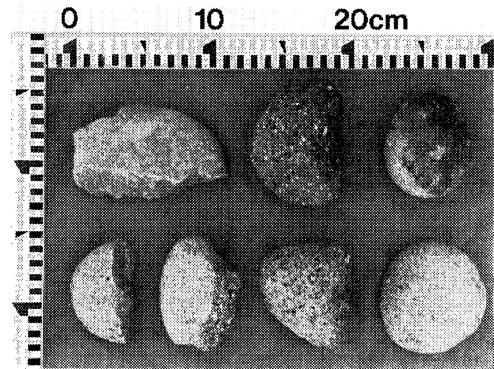
なお河床勾配は第4図に示すように梓川の方が大きい。つまり、梓川では0.009前後でわずかに下流方向に緩くなるのに対して、寒河江川では10km位の間に0.007から0.0035へと半減する。このような河床勾配の変化は、粒径の下流方向への変化と対応している。

3) 安山岩礫の形態分類

河床表面にある安山岩礫を観察すると、第5図に示すように円礫と割れ円礫、さらに両者の中間的な形態の礫が存在することがわかった。中間的な形態の礫とは、割れ円礫の角、つまり破断面と曲面との境界が不明瞭になった形態の礫である。第5図上段中央の礫で輪郭を観察すると、曲率が急変する点が存在し、それらの点より右側は直線状をなしている。



第4図 梓川と寒河江川における河床勾配の縦断変化
2万5千分の1の地形図から作成した。2本の隣り合う等高線の中心に、その区間の勾配をプロットした。点線はそれぞれ回帰直線を示す。
なお各河川の起点は第3図と同じである。



第5図 安山岩礫の3つの形態を示す典型例

右の列2つが円礫 (round), 左の3つが割れ円礫(broken round), 中央の2つが中間的な形態の礫 (transition) である。

この部分は比較的平坦な面をなし、円礫の曲面とは明確に区別される。

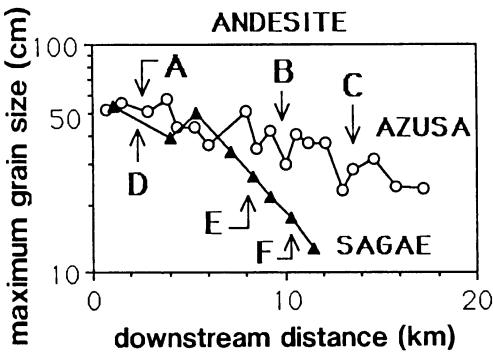
このような平坦面は、破断面の名残りである可能性が高い。つまり割れ円礫が流水により運搬される過程で角が欠けたりして円磨され、曲面と破断面との境が不明瞭になり、さらに破断面自身も摩耗されたものが、中間的な形態の礫と考えられる。すると円礫は割れた形跡が認められない礫で、一方割れ円礫と中間的な形態の礫は、割れた形跡が認められる礫と言えることができる。

本研究では、安山岩礫の形態を円礫 (round)・割れ円礫(broken round), そして両者の中間的な形態の礫 (transition) に三分した。なお一つの礫にいくつかの平坦面が観察されるものがあるが、その平坦面の中に角が円磨されていない破断面が一つでも存在すれば、割れ円礫に分類し、それ以外を中間的な形態の礫に分類した。

4) 安山岩礫の形態の調査地点および調査方法

両河川において扇状地区間の上・中・下流(第6図のA～F)3地点の礫洲で、平水時に安山岩の礫の形態を調査した。これらの礫洲には植生がほとんど進入しておらず、出水時には砂礫の移動が活発に行われていると推定される。

また各礫洲の上流側でかつ河床が局所的な侵食域でない部分を調査地点に選んだ。洲の上流側に統一



第6図 梓川と寒河江川における安山岩の最大礫径の縦断変化と安山岩礫の形態の調査地点

第3図から安山岩のみを抽出した。A～Fは安山岩礫の形態調査を実施した地点を示す。

したのは、比較的粗い粒径の礫がこの部分に存在し、最大礫径の調査域とも一致するためである。また局所的な侵食域でないのは、最近の出水で上流から運搬されてきた礫の破碎・摩耗状況を把握するためである。つまり、侵食域は長年砂礫堆の内部に埋もれて風化を受けた礫が、河床表面に現れている部分である。Bradley (1970) が指摘したように風化した礫が流水で運搬されてはじめて、礫は効果的に破碎・摩耗され粒径を大きく変化させると考えられる。その破碎状況を調べるには、侵食域は好ましくない。

侵食域の認定は野外で容易にできる（小玉・井口、1986の type 5）。つまり、侵食域では礫は matrix の細粒物質により頑強に支持されており、容易に動かないのに対して、堆積域あるいは通過域では礫同士の間隙が細粒物質で満たされていなかったり、また間隙が満たされているても、matrix が礫を強固には支持していない点で侵食域とは明らかに異なる。

梓川では1988年7月27と30日に、寒河江川では1988年7月23日に、安山岩礫の形態の調査を実施した。その方法は河床表面にある握り拳大以上の安山岩の礫を無作為に取り上げ、長・中・短径を測定し、同時にそれらの形態を前述の3つ（円礫・割れ円礫・中間的な形態の礫）に肉眼で分類した。各地点で約250個前後の礫につき計測した。ただしD地点では341個、F地点では184個であった。

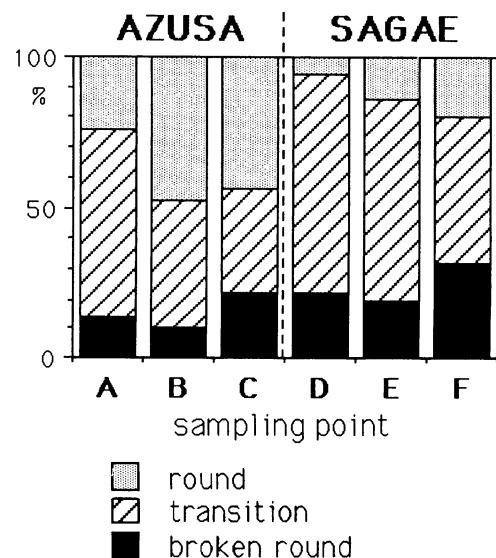
III 調査結果および考察

1) 安山岩礫に占める割れ円礫の比率

中径で大きい方から50個につき解析した。それは、最大礫により近い粒径の礫の破碎率を求めるためである。各地点で解析に用いた中径の範囲は、A：51～26cm、B：49～26cm、C：35～13.5cm、D：50～27cm、E：29～13cm、F：19～9cm であった。

安山岩礫の形態の存在比率を第7図に示す。割れ円礫は、河床礫のうち少ないところで1割（梓川B地点）、多いところで3割（寒河江川F地点）も占めている。つまり明らかに割れた安山岩礫が、このように多く河床に存在することがわかる。この事実は、礫径の下流方向への変化を説明する際に、破碎作用が重要な要因の一つになり得ることを示している。

礫の破碎は、出水時に流送される礫が河床に止まった他の礫の激しく衝突した時に生じると考えられる。実際、珪質な岩種の河床礫表面には、礫同士の衝突を物語るpercussion mark (Lamb and Johnson, 1963; Oya, 1981; Allen, 1985; Johnson *et al.*, 1989など) が無数に刻まれているのをしばしば観察できる（第8図）。また筆者は礫同士の衝突を野外に相似



第7図 安山岩礫の形態の百分率

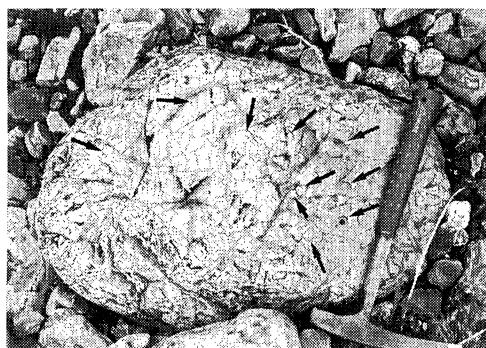
した回転ドラム実験を実施したが、その実験で礫は確かに破碎し粒径を急減させた(小玉, 1990a, 1990b)。

2) 安山岩礫の破碎率と最大礫径の縦断変化

次に梓川と寒河江川で安山岩礫の形態を詳しく比較する。梓川では割れ円礫(broken round)の比率は、約10%~20%であるのに対し、寒河江川では約20%~30%に達しており、10%程寒河江川の方が高い。さらに円礫(round)については、梓川ではB、C地点で50%近くに達するのに対して、寒河江川では20%以下である。すなわち、割れた形跡が認められる安山岩礫の存在比率は、梓川の方が寒河江川より低いことがわかる。

このことは、安山岩の最大礫径の縦断的な変化と見かけ上対応している。つまり、割れた安山岩礫の比率が低い梓川では、最大礫径は下流方向にあまり小さくならない。逆に割れた安山岩礫の比率が高い寒河江川では、最大礫径が下流方向へ急激する(第6図、第7図)。

以上のような対応関係が安山岩以外の岩種について成立する否かは、まだ調査していないために不明である。花崗岩や砂岩などは円礫になり易い傾向が認められるので本研究と同様な方法での調査が可能である。一方割れ易いが摩耗しにくいために、形が亜角礫になり易いチャート礫などは、割れたことをより客観的に認定するには他の工夫が必要である。



第8図 磨表面に刻まれたpercussion mark
boulder表面には、chippingで形成された傷が無数に観察される。特に矢印で示したような三日月形の刻みは、一つ一つが他の礫の衝突を物語るpercussion markであると判断される。

この点は残された検討課題である。

3) 安山岩礫の破碎率に違いが生じる原因

河床勾配がより急である梓川の方が出水時の流速も速く、そのために流送される礫同士の衝突がより激しいと想像される。ところが実際には安山岩礫の破碎率は寒河江川の方が高い。すると両河川の破碎率に違いをもたらす原因是、礫の強度にあると考えられる。

礫の強度に強く影響するものとして、筆者は礫の平均的な滞留時間の違いを考えている。従来から指摘されてきたように、河床礫の強度は礫が砂礫堆内部や氾濫原に滞留する間に風化される程度、つまり礫の平均的な滞留時間と密接に関係している(Bradley, 1970など)からである。すなわち、寒河江川の河床礫の方が梓川の河床礫よりも平均的な滞留時間が長く、風化が進んでおり、そのため礫の強度が低下している可能性がある。その結果、礫が再移動したとき破碎される確率が高くなると考えられる。礫の強度や風化の度合を両河川で比較することで、この点を明らかにすることが当面最も重要な課題であろう。

V おわりに

梓川と寒河江川の扇状地区間において、それぞれ上・中・下流の3地点で河床表面にある安山岩礫に占める“割れ円礫”的比率を調査した。その結果、河床表面にある安山岩礫のうち、少ないところで1割、多いところでは3割が割れ円礫であることが明らかになった。このように礫がかなりの確率で破碎されていることは、礫の破碎作用が下流方向への粒径減少を説明する際に重要な要因の一つであるという仮説の傍証となる。

さらに安山岩礫の破碎率と粒径減少率との間に、見かけ上対応関係が存在することが明らかになった。つまり、最大礫径が下流方向へあまり小さくならない梓川では、割れ円礫の比率は1~2割程度と低く、また割れた形跡が認められない礫が、安山岩礫の5割近くを占める。一方、最大礫径が下流方向に急激に小さくなる寒河江川では、割れ円礫が2~3割を占め梓川よりも1割ほど高く、さらに中間的な形態

の礫まで含めると8～9割近くの安山岩礫に割れた形跡が認められることがわかった。

このように割れ率が高い寒河江川ほど粒径減少率が高くなっているといった対応関係が明らかになった。ただし、なぜ安山岩礫の割れ率に違いが生じるか、また他の岩種礫に関してはどうかなどは、今後の研究に残された課題である。

謝 辞

筑波大学地球科学系の池田宏・伊勢屋ふじこ両先生に深く感謝致します。野外調査で御協力頂き、さらに本研究をまとめるに当たり、幾度も有益な御助言を頂きました。本研究には、文部省科学研究費補助金、一般研究B（課題番号62, 460, 235、代表者筑波大学地球科学系・高山茂美教授）の一部を使用しました。

ここに記して感謝致します。

参考文献

- 小出 博（1952）：『応用地質—岩石の風化と森林の立地—』古今書院、177p.
- 小玉芳敬・井口正男（1986）：渡良瀬川下流部の河床勾配急変点付近における河床砂礫の堆積状況。筑波大学水理実験センター報告、**10**, 67—79.
- 小玉芳敬（1988）：冲積礫床河川における岩種別最大礫径の縦断的分布。地理予、**33**, 70—71.
- 小玉芳敬・池田 宏・伊勢屋ふじこ（1989）：渡良瀬川における粒径別岩種構成比の縦断変化—冲積礫床河川における礫の破碎・摩耗効果の重要性—。筑波大学水理実験センター報告、**13**, 13—25.
- 小玉芳敬（1990a）：礫の破碎・摩耗による細粒物質の生成：東河内沢の礫を用いた回転ドラム実験。高山茂美編、『河川における混合砂礫の流送機構の研究』昭和62・63・平成元年度文部省科学研究費補助金（一般研究B）研究成果報告書、研究課題番号（62, 460, 235）—、125—134.
- 小玉芳敬（1990b）：ERC—ABRASION—MIXERによる渡良瀬川の河床礫の破碎・摩耗実験。筑波大学水理実験センター報告、**14**, 115—130.
- 中山正民・三浦敏彦（1964）：日本の河川平野部における礫の円形度について。地理評、**37**, 115—130.
- 渡部景隆（1973）：『かわらの石の科学』岩崎書店、56p.
- Allen, J. R. L. (1985) : *Principles of Physical Sedimentology*. George Allen & Unwin, London, 272p.
- Bradley, W. C. (1970) : Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River, Texas. *Geological Society of America, Bulletin*, **81**, 61—80.
- Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowenkamp (1972) : Coarse sediment transport by flood flows on the Knik River, Alaska. *Geological Society of America, Bulletin*, **83**, 1261—1284.
- Brenz, J. H. (1929a) : Valley deposits immediately east of the channelled scabland of Washington. I. *Journal of Geology*, **37**, 393—427.
- Brenz, J. H. (1929b) : Valley deposits immediately east of the channelled scabland of Washington. II. *Journal of Geology*, **37**, 505—541.
- Johnson, C. B., Marshall, J. R., and Mazzullo, J. M. (1989) : St. Peter Sandstone : a closer look—discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 494—497.
- Krumbein, W. C. (1940) : Flood gravel of San Gabriel Canyon, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, **51**, 639—676.
- Krumbein, W. C. (1941a) : The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. *Journal of Geology*, **49**, 482—520.
- Krumbein, W. C. (1941b) : Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**, 64—72.
- Kuenen, Ph. H. (1956) : Experimental abrasion of pebbles 2. Rolling by current. *Journal of Geology*, **64**, 336—368.
- Lamb, D. R. and Johnson, R. B. (1963) : Analysis of percussion cones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**, 938—943.
- Oya, Y. (1981) : Percussion marks on pebbles of recent fluvial sediments, Central Japan. *The Journal of Earth Sciences, Nagoya Univ.*, **29**, 13—28.
- Pettijohn, F. J. (1957) : *Sedimentary Rocks. Second Edition*, Harper & Brothers, New York, 718p.
- Wentworth, C. K. (1919) : A laboratory and field study of cobble abrasion. *Journal of Geology*, **27**, 507—522.