

教職課程における河成礫層の観察法のアップデート

Update of Observation Method of Fluvial Conglomerate in Teacher Training Course

林 慶一
Keiichi, HAYASHI

甲南大学 理工学部 地学研究室
Geoscience Laboratory, Faculty of Science and Engineering, Konan University, Kobe 658-8501, Japan

(受理日 2023 年 3 月 10 日)

要旨: 地層の観察で利用しやすい平野や盆地には、一般に河成層が広く分布しており、そこには礫層が何層も含まれているのが普通である。本稿ではこの礫層に焦点を当てて、近年地質学・堆積学で河川堆積物の見方に大きな転換があったことをレビューし、従来の記載的な観察法から最新の成因を解明する観察方法へのアップデートを図った。従来は、礫層はもっぱら礫を運搬してくる強い流水作用によって形成されるもので、河床の堆積物と理解されてきた。しかし、礫を含んだ堆積物はそのほかに、氾濫原内の自然堤防が決壊した場所や、山間部から排出された土石流が堆積する場所にも形成される。本稿では、これら3つのタイプの礫層を判別する観察法を、大学の教職課程を念頭に置いて、甲南大学の地学実験で利用している地質野外実習地の露頭を用いて具体的に示した。また、この観察法の転換により、河成層から過去のその場所での堆積・運搬・侵食現象と、その周辺の地形などの自然景観をよりダイナミックに再現できることも示した。

キーワード: 礫層, 河成層, 観察法, 堆積環境, 教職課程, 地学教育

1. はじめに

大学における理科の教員養成課程では、学習指導要領(文部科学省, 2019a; 2019b)で理科の学習が探究的な観察・実験を通して行うものであることが強調されていることから明らかなように、学生に対して理科の全分野についての観察・実験の能力・技能を身につけさせることが求められている。そのうちのひとつとして、地学分野における地層の観察があり、教職課程の科目でもある「地学実験」の中では、この能力・技能を身につけさせるために地質の野外実習がほとんどの大学で行われている。

本稿では、その対象となっている地層のうち、平野や内陸盆地の低地や段丘に分布しているため、学校で行う野外観察の対象として最も利用しやすい地層である河成層に注目する。今回、地質学や堆積学の研究の進展を踏まえて、従来の記載を主とする観察法から、成因やそれが示す堆積環境や古環境の推定に重点を置いた観察法への転換について、特に礫層に焦点を当てて論じる。

2. 目的

2.1 河成層の研究史

博物学から発展した地学分野は、自然を正確・詳細に

観察して記録する「記載」を中核としてきた。地質学やその中の堆積学も、1980年代までは長らくこの記載が研究論文のオリジナリティの中心で、考察においてそれを基に成因や堆積環境や古環境が著者の見解として示されるという傾向が強かった。これは、現世の地球表面の山岳・平野、浅海、深海などの多様な環境下で起こっている堆積現象の観察が困難なことが少なくなく、そのため理解も進んでおらず、また Hjulstrom (1939) の実験による流速・粒径と侵食・運搬・堆積の関係や斜交層理やインプリケーションに基づく古流向の復元など限られた知見しかなかったため、まずは正確に記載することが求められたからである。そして、それ以上の堆積環境の推定などは研究者個人の解釈に依存する部分が大きかったため、成因や堆積環境や古環境の議論は「主」ではなく「従」とならざるを得なかったからである。

しかし、第二次大戦後に米国主導の大型海洋調査船による音波探査法での海洋底地形の詳細や採泥によって、海洋底堆積物の実態が急速に明らかにされ。さらに、1960年代にプレートテクトニクスが提唱・確立される過程で、海洋底における現世の堆積現象、特に混濁流による砂泥互層の形成のメカニズムなどが徐々に解明されるようになった。平 (2004) は、それまでの40年間のこの

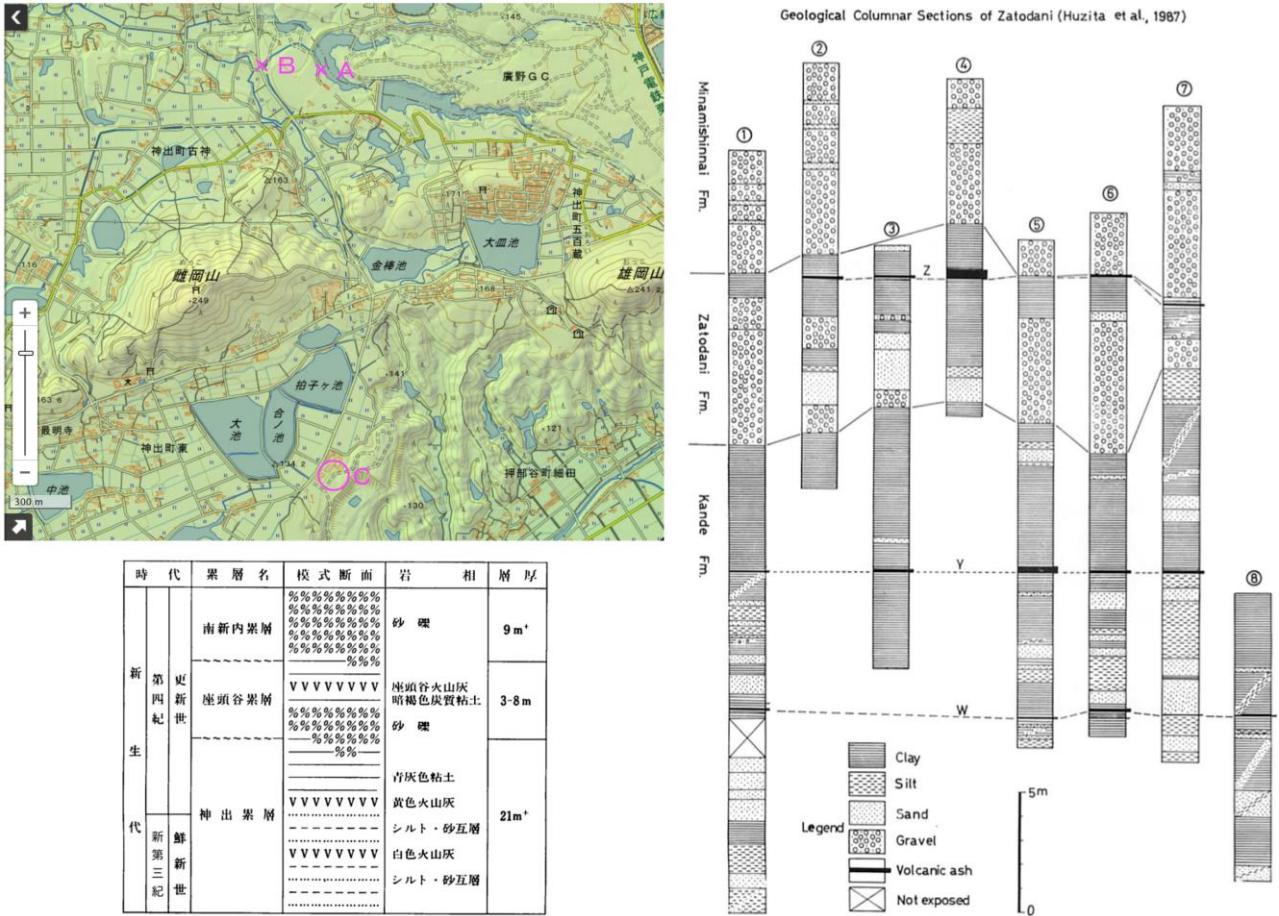


図1 調査地域(左上, 出典: 国土地理院ウェブサイト(https://maps.gsi.go.jp/#15/34.758890/135.007253/&base=std&ls=std%7Crelief%2C0.58%7CgsjGeomap_seamless200k_v2%2C0.5&blend=11&disp=110&vs=c1g1j0h0k0l0u0t0z0r0s0m0f1&d=m)より)と層序(左下)・柱状図(右, 場所は地図のピンクの丸の範囲)
層序及び地質柱状図は、藤田ほか(1987)による。柱状図は地図のCの場所の工事中の露頭で作成された。

分野の進展を踏まえて、成因を探るための新しい地層の観察法を、広く専門家や学生のために網羅的にまとめた。堆積学・地質学におけるこのような視点の歴史的転換は、海洋底以外の浅海や河川堆積物などの研究にも広がり、河成層では Miall (1996, 2014) を中心として、現世河川の研究に基づく過去の河成層の成因の解釈法が急速に進歩し、世界に広まった (Ray and Chakraborty, 2002 など)。

日本でも、この時期 (2000 年代始め)、入って河成層を対象にした研究で、Miall (1996) の岩相区分を部分的に導入する研究が見られるようになり (鈴木ほか, 2001; 堀内ほか, 2008 など)、さらに 2010 年代に入ると河成の堆積盆地全体を本格的に解析する研究が成されるようになった (松川ほか, 2014; 林ほか, 2017 など)。

2.2 教育における河成層の取扱い

日本の学校教育では、現行の学習指導要領の小学校高学年の「流れる水の働きと土地の変化」と「土地のつくりと変化」、中学校の「身近な地形や地層、岩石の観察」と「地層の重なりと過去の様子」に相当する単元で浅海層とともに河成層が従来から扱われてきた。高等学校で

は地学の「地球の歴史」において、「風化、侵食、運搬及び堆積の諸作用による地形の形成について、身近な地形と関連付けて理解すること」、「地層の形成」及び「地質時代における地球環境や地殻変動」について理解することになっている。その際「学校周辺の河川や山地など」を取り上げるようになっており、河成層の取扱いは大きくなっている (文部科学省, 2019a)。ただし、それらの中で示された「変化」や「過去の様子」は古環境を意味してはいるが、その手がかりは地層中の化石とされている。また「地層の対比や古環境を推定する方法を扱う」としつつも、「例えば堆積岩の観察を行い、粒子の形や大きさ、組織や化学組成の違いに気づかせ」に止まり、堆積環境の推定の主な手段である堆積構造という用語自体が学習指導要領では使用されていない。堆積物そのものからの理解は粒径から流速を定性的に推定したり、斜交層理やインブリケーションなど古典的・初歩的な堆積構造を認定するレベルにとどまっている。

このような現行学習指導要領の内容を、戦後の学習指導要領の歴史をさかのぼって確認すると、若干の変化はあるものの、堆積物そのものについての観察は 2.1 の記

載の時代（プレートテクトニクス以前の時代）の観察法がほぼ現在まで継承されていると言える。つまり、上記の 1990 年代に起こった河成層の観察の視点の歴史的転換は、普通教育ではほとんど反映されていないのが現状である。

2.3 河成層の観察法のアップデート

2.1 で示した科学研究の世界における河成層の観察法の歴史的転換は、地層からの河川周辺の堆積環境・古環境の復元の信頼性を飛躍的に高めた。一方 2.2 で示した普通教育の世界では、河成層の堆積環境・古環境を探究することが部分的に志向されるようになってきてはいるものの、具体的に必要な観察法が導入されておらず、古い観察法のままである。

そこで本稿では、教員が河成層を成因論的に取り扱える能力を育成するために、河成層の新しい観察法をどのように行えば良いのかを明らかにすること目的とする。なお、具体的に示すため、勤務する大学の教職課程での実践例を挙げながら述べていく。

3. 方法

3.1 対象とする河成層

甲南大学では、播磨平野東部地域の神戸市西区の神出町付近（図 2 左上図）をフィールドとして、地質の野外実習を 40 年ほどにわたって継続してきた。その内容は基本的には旧来の記載的な観察に基づくものであったが、2015 年より河成層の観察法を上記のような内容に段階的にアップグレードしてきた。同じフィールドでの同じ露頭の観察法のアップデートにより、過去の地表環境とその変化を以前とは異なるレベルで正しくかつ詳細に推定できることを示す。

播磨平野には、ジュラ紀付加体のチャートなどからなる丹波層群とそれを貫く白亜紀の火成岩を基盤として、これらを不整合に覆う古第三紀の湖成層・河成層からなる神戸層群と、その上に不整合に重なる更新世の河成層・湖成層・一部海成層からなる大阪層群が、それぞれ平野の東側と西側に広く分布する。

大阪層群の層序に関しては、上限の設定に関して高位段丘を含めない考え方（市川，1993 など）と含める考え方（藤田・笠間，1983；藤田・前田，1984；髯本・前田，1989 など）がある。ここでは近年の研究の動向に沿って、後者の立場で記述することにする。播磨平野の大阪層群は、本調査地域の南方の明石～西神地域での調査に基づいて、その中の不整合を境に、下部の粘土やシルトが卓越する明石累層と上部の礫層が発達する明美累層に一般的に区分される（藤田・笠間，1983）。しかし広域に分布する陸成層では、側方の岩相変化が激しく、調査地の神戸市西区の神出町付近の大阪層群については南方の模式地との対比ができていないことから、藤田ほか（1987）により、主に湖成層からなる下部の神

出累層と、河成層からなる上部の座頭谷累層と南新内累層という層序が立てられている。座頭谷累層と南新内累層は不整合関係にあることから分けられている。本稿での層序は、この層序区分に従う（図 1 左下図、右図）。

なお、国際的な層序区分のガイド（Salvador, 1994）では、層序の基本単位は Formation とされていて、上記の各累層はこれにあたる。Formation の日本語訳としては公式には‘○○層’とする（翻訳する）ことになった（日本地質学会編，2001）が、礫層や泥層という表現を多数用いる本稿では、それらとの区別が地質学が専門ではない学生には判然としなくなるので、敢えて以前使われていた古い訳語である‘○○累層’という表現を用いる。

3.2 アップグレード前後の比較の方法

本研究では河成層を対象とするので、大阪層群のうち、上部の南新内累層と座頭谷累層を扱う。これらの 2 累層は、図 1 右図に示したように、一部砂層を含む層準があるが、大局的には泥岩と礫岩が主体である。このうち、アップグレードの対象となるのは主に礫層の調べ方である。これは、泥層については洪水時の氾濫原の堆積物か湖沼の堆積物にほぼ限定されること、両者は層理の発達が見事に異なり、従来から区別が容易にできていることから、基本的に現状で問題がないからである。また、砂層については、ポイントバーや洪水時の堤防決壊によってできるクレバススプレーの堆積物、流路内の砂州等いろいろなところに堆積するので、礫層及び泥層との関係で理解する方が適切であるからである。

この議論では、まず礫層についてアップグレード前の調べ方がどのようなものであったかを、明確にしなければならぬ。これについては、角（1966；1967a；1967b；1967c）が地質調査の専門家の立場から、礫岩・礫層の当時の観察法を詳細かつ網羅的にまとめている。そこでは、観察の項目として、まず 1 個 1 個の礫に対しては、

- ① 大きさ（粒径・粒度）
- ② 形（形状、球形度）
- ③ 丸み（円磨度）
- ④ 岩質（岩石種）

が基本とされている。しかし、1 個の礫は地層を構成する物質の一員なので、群としての礫の①～④の性質の多様性、さらに基質を構成する砂・泥との集合体であるという観点からは、

- ① 礫の粒度組成
- ② 礫の形状と組織
- ③ 礫の円磨度組成
- ④ 礫の岩質組成（岩石種）
- ⑤ 礫の集合状態
- ⑥ 基質の性質
- ⑦ 上下の地層との層序関係
- ⑧ 分布の形態と範囲

⑨ 二次的变化

という観察項目が挙げられている。これらのうち単一露頭では議論できない⑧を除く 8 項目について、普通育レベルでの観察結果を、4 で述べる 3 つの礫層について記述したのが表 1 の上段（青の範囲）である。この領域の最下段には、推定される古環境も記した。

これに対して、現世河川とその周辺の洪水時の堆積物の観察などに基づく、礫層の総合的な新しい観察法と、それに基づく堆積環境の推定を、表 1 の下段（黄色の範囲）に示した。ここでも、観察の観点を項目として列挙することができれば旧来法と比較しやすい。しかし、河川と堆積物の研究の発展は、地殻変動の速さや性質・降水特性の違いから多様な河川が存在することを明らかにした。このため、観察の観点も多様化し、また対象河川に応じて適用すべき観点も異なってくるため、旧来法と同様に項目として列挙することは適切ではない。そこで、下段ではこれらの観点到に相当する部分に下線を付して示す。旧来法の項目とこれらの下線部を比較することで、礫層の解釈が大きく変更・修正され、それに伴い古環境のイメージも明確・明瞭になるようにした。

なお、実際の様々な教育場面での礫層の観察では、指導者の側がこれらの観察項目の一部しか認識していないことが多く、結果として表に挙げた観察の一部しかされないことが多い。しかし、ここでは新しい観察法でどのような進展が可能になるかを検証することが目的なので、従来型の観察法での最大限の解釈を示す必要があることから、全項目について記している。また、専門家は組成や状態の記載に厳密なパーセンテージでの表記や、細かい区分を用いるが、ここでは高等学校までの現実的なレベルでの観察を想定した記述に止めている。

4. 観察法のアップデート各論

図 2 に図 1 左上の地形図上に示した A 地点の南新内累層の露頭の写真を示す。ここには大阪層群の最終堆積面である高位段丘の表面（明美面）の直下の地層が露出し、上位から 120 cm+厚の礫層（上位礫岩）、150 cm 厚の泥層（中部泥層）、20 cm 厚の礫質砂層、70 cm+厚さの礫層が露出する。本露頭では、上部及び下部の 2 層の礫層の観察法が特に重要で、その違いから項を改めて記す。なお、図 2 下部には新しい観察法を導入した学生実習において、その成果が反映されていることを学生のスケッチ例を挙げて示した。

図 3 には図 1 左上の地形図上に示した B 地点の座頭谷累層の露頭の写真を示す。ここには明美面下に南新内累層の下部（侵食によって上部は失われている）が、その下に不整合（左上の写真）で 5 m 厚+の座頭谷層が標高 114m の道路面近くまで露出する（右上の写真）。座頭谷層の下限は確認できないが、図 1 右の藤田ほか（1987）による地質柱状図からは全層厚は 5~7 m と推定される

ので、大部分がここに露出していると考えられる。この露頭では、左上の写真のように最上部に 10~20 cm 厚の成層した白色火山灰層、その下の二次的に赤褐色に変色した礫層が観察され、2 m ほど下位には白色火山灰層、その下にはレンズ状砂層を挟む礫層が約 3 m の厚さにわたって見られる。ここでは観察しやすい最下部の礫層（右下の拡大写真）を例に新旧の観察法を示す。

4.1 南新内累層-上部礫層

[旧来の観察方法による推測]

上部礫層については、礫の配列が明瞭な斜交層理を示していることから、流水の作用下での堆積物であることが確実で、その流速は最大粒径を基に Hjulstrom (1939) の実験による流速・粒径と侵食・運搬・堆積の関係から推定すると、100~200 cm/s の間で変動したと推定される（ただし、Hjulstrom の実験で使用されたのは均一粒径粒子で、混合粒径粒子ではもっと遅い流速で運ばれることがわかっているので、林・山下（2009）が議論したように、注意して扱わなければならない）。

[新しい観察方法による推測]

層内の礫同士の関係を、前記の角（1966 など）より後に用いられるようになった新しい方法で観察すると、礫同士はお互いに接触しており、堆積物の構造は礫のフレームワークによって支持されている（礫支持）ことがわかる。これは現世河川の河床に見られる礫支持構造と同じことから、上記の‘河床’という推定が支持される。この場合礫の間を充填する基質は、礫のフレームワークが作られたことによって礫同士の隙間では流速が大きく低下するため粗粒砂以下の粒子が沈下・堆積して、礫間の空間を充填したものであると解釈される。

この礫岩は、下位の厚い泥層を明瞭な境界を持って覆うが、厚い泥層は河川周辺環境では氾濫原しかないの、氾濫原堆積物を河床堆積物が突然覆うということになる。これは蛇行河川域では、流路の変更が突然起こることが普通であるので、上記の古環境推定と調和的である。

このよう新しい観察方法を加えても、上部礫層については、従来の観察の観点と知見からの解釈である‘河床’と同じとなる。したがって、新しい河成層の成因論を導入しなくても、正しい推測ができたということになる。

4.2 南新内累層-下部礫層

[旧来の観察方法による推測]

下部礫層については、旧来の伝統的な泥岩・砂岩・礫岩の分類が最上位概念として適用されるので、砂泥質の基質をもつ礫岩と把握されるであろう。また、碎屑粒子からなる堆積岩に対しては、旧来の観察方法では前記の Hjulstrom (1939) の実験による流速・粒径と侵食・運搬・堆積の関係のグラフが最も重視されるので、それを用いて堆積時の流速が推定される。本礫層には最大粒径礫として稀に大礫が含まれるが、ほとんどは中礫なので 200 cm/s 弱と推定される。また、河川周辺の堆積環境で

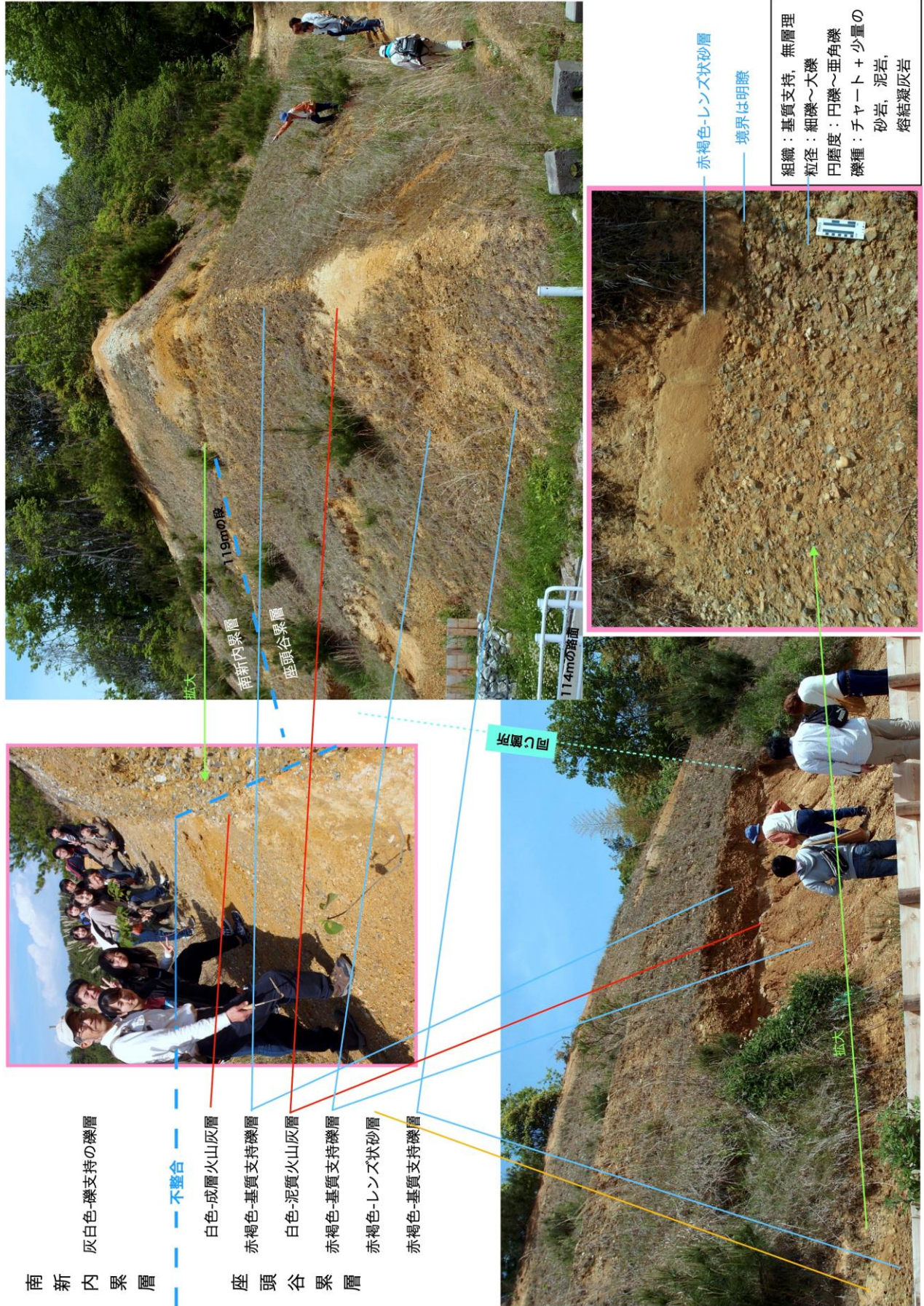


図3 座頭谷累層のB地点における露頭

強い流水作用が働いている所となることから、堆積環境は‘河床’と理解されるであろう。なお、最大礫のサイズは上位に向かって小さくなるとともに、その数も減少することから、流水作用によるものとすれば、時間の経過とともに次第に河川の流速が弱くなったということになる。

一方、基質の粘土～粗粒砂は、上部礫層のような礫間を充填している場合とは異なり、量も礫より多いので、こちらからも流速を推定する必要がある。最小粒径の粘土は流速がゼロに近い静水環境でしか堆積できないので、停滞水の環境を考えなければならないが、それより大きい中粒～粗粒砂は数 cm/s の流速がなければ運ばれてこないで、内部矛盾を抱えている。さらに、上記の礫からの推定流速とは2桁違いの大きな差があり、決定的な矛盾が生じる。このような結果になってしまうことから、従来は観察事実の記載のみで、堆積環境の推定には踏み込まないのが常であった。実際、甲南大学が1987年に行った調査(藤田ほか, 1987)でも、記載のみに止めて、流速環境には踏み込まない論文としている。

【新しい観察方法による推測】

この礫層に、旧来の礫層=流水成の堆積物という前提で解釈するのではなく、重力流(土石流などのように礫などに働く重力自体が作り出す流れ)のように流水成ではない礫層もあるという新しい河成層の成因論を適用すると、最初に適用されるのはHjulstrome図ではなく、礫と基質の関係についての注意深い観察である。本層では基質の中に礫と礫が基本的には接触することなく、離れて分布しており、堆積物の構造が礫ではなく基質によって支持されている(基質支持)という観察結果が得られる。この全体的な組織からは、粘土～粗粒砂の流れの中に礫が混ざり込んで運ばれてきたと考えるのが妥当である。

礫層の上部では礫の大きさ・個数とも漸減し、礫を含む中粒砂を経て、礫を全く含まない泥層に移り変わる。河川周辺環境で泥層が厚く堆積するのは氾濫原(水が引いた後の状態を指す用語としては、後背湿地)に限定される。氾濫原で広がった泥水からの沈殿により上位の泥層ができたと考えられるので、ここから洪水による一連の現象を時間的にさかのぼることで下位の礫質砂層、下部礫岩の成因を推定できる。

洪水時の水位と流速の時間的な変化は二瓶(2006)によって具体的な例が報告されており、これに基づくと数日程度(排水状況や洪水の程度によりかなりの差があるが)水が滞留している期間があるため、この時に泥が堆積したと考えられる。そこから時間をさかのぼると流速が次第に大きくなり、砂が堆積した時期が考えられ、さらにさかのぼると水位のピークさらにその少し前に流速のピークがあることから、下部礫層の形成はこの洪水初期の堆積物ではないかと考えられる。

氾濫原への河川水の流入は、自然堤防の決壊によって生じるため、この最初の段階は堤防決壊時の堆積物の可能性がある。実際の堤防決壊堆積物は、クレバススプレーと呼ばれる砂を主体とした堆積物がかなり遠くまで(具体的な距離は洪水の規模による)広がり量的にも多い。しかし、実際の堤防決壊直後の観察では決壊場所の近傍には多数の礫が砂泥の中に混在している例が知られている(堀・廣内, 2011)。これは、自然堤防や河床にあった礫～粘土の大小の粒子が、自然堤防に浸透した水によって一体的に流動化したためと考えられ、本礫層の特徴と一致する。

このような経時的な現象の推移を推定することによって、堆積環境のダイナミックな変動が明確になるとともに、付近の当時の全体的な風景としては、自然堤防の決壊とそれに続く大量出水、それが広がりながら流速を落として氾濫原を広く浸水させる。また、中部泥層の上端で観察される上部礫層への突然の変化は、さらに後の蛇行河川における流路変更として明瞭にイメージされる。

また、南新内累層の2つの礫層がほぼチャートの円礫～亜円礫からなるという共通性は、南新内累層の時代には、礫の供給源の山地は遠方にあり、付近には新たに礫を供給するような山はあまりなかったと推定される。これは、現在この地域を流れる明石川の上流側の集水域に山地があまりないという状況とほぼ同じである。

したがって、この時代の全体的な風景は現在とあまり変わらない下流の‘蛇行河川域’と言えそうである。

4.3 座頭谷累層-最下部礫層

【旧来の観察方法による推測】

本礫層は、6cmほどの中礫が最大礫として露頭面全体にわたって均一に分布するのが特徴で、伝統的な観察法では、この礫の大きさからその運搬が可能な流速が200 cm/sほどと見積もられるので、高速の流水の作用が支配する‘河床’の堆積環境が想像される。上下方向にも最大礫のサイズは変化しないことから、河川内ではほぼ一定の流速の流れが長期間続いていたと推定される。しかし、礫層上端は明瞭な境界で突然中粒～粗粒の砂層に変わる。この砂層には礫は含まれていないのでHjulstrome図から、10 cm/sほどの低流速の環境下で運ばれてきたことは疑う余地はない。安定した高速流が突然低速流に変わるというのは河床内での主流部(湍筋)が何らかの原因で移動したとすれば説明できる。

礫種に砂岩や泥岩、熔結凝灰岩の角張った礫が少量ながら混ざっていることから、河川の集水域にこの岩石種からなる山のなかった南新内累層の時代とは異なり、本礫層の時代には、砂岩や泥岩を供給した岩石(前者はおそらく神戸層群、後者は有馬層群)からなる山地が、河川の集水域に存在したことを示している。

また、座頭谷累層の礫は特に下層ほど赤みを帯びている。礫を割るとこの赤みは表面だけのもので、二次的に

表1 3つの礫層についての従来の観察法と新しい観察法の結果比較

		南新内累層の露頭A		座頭谷累層の露頭B
		上部礫層	下部礫層	最下部礫層
従来からの観察の観点と推定古環境	① 礫の粒度組成	細礫～中礫～大礫と幅広い。	細礫～中礫，稀に大礫を含むが，全体として上部礫層より小さい。	細礫～中礫の様々なサイズの礫が混在する。
	② 礫の形状と組織	扁平卵状>>多面体状	扁平卵状>>多面体状	多面体状>扁平卵状>板状
	③ 礫の円磨度組成	円礫～垂円礫	円礫～垂円礫	角礫～垂角礫～垂円礫～円礫
	④ 礫の岩質組成	ほとんどチャートのみ	ほとんどチャートのみ	チャートが大部分だが，砂岩，泥岩，熔結凝灰岩も少量含む
	⑤ 礫の集合状態	斜交層理を成す層ごとに最大粒径の異なる礫による密集型	上方へ向かって僅かに細粒化するとともに，数も減少する散在型	上下方向・水平方向ともに均質で，比較的高密度だが散在型
	⑥ 基質の性質	粗粒砂が主	粘土～粗粒砂	粘土～粗粒砂
	⑦ 上下層との層序関係	下位の泥層とは明瞭な境界がある。上位層はなし。	上位の泥層へは漸移的に変化，下位層との関係は不明。	上位の砂層とは明瞭な境界がある。
	⑧ 二次的变化	特になし	特になし	表面に酸化鉄が付着して赤褐色に変化
推定される堆積環境	<p>現在の河川の河床と同様な礫の密集状況から，河床と推定される。</p> <p>斜交層理からは，水の流れが露頭の右(北)から左(南)へであったことがわかる。</p> <p>層理ごとの最大粒径の違いからは，河川の流速がある範囲で変動したと推定される。</p>	<p>流速と碎屑物の粒径の侵食・運搬・堆積の関係を示すHjulstrome図を用いると，礫の存在とその大きさからは流水の作用が継続していた環境と考えられるので，河川周辺の堆積環境では河床と推定される。</p> <p>一方の基質は非常に弱い流速を示唆するので，重大な矛盾が生じる。</p> <p>礫層の上方へ向かっての最大礫のサイズ変化からは，次第に河川の流速が弱くなったと考えられる。</p>	<p>流速と碎屑物の粒径の侵食・運搬・堆積の関係を示すHjulstrome図を用いると，大量の礫の存在とその大きさからは強い流水作用の働く河床が推定される。</p> <p>礫の大きさ・形状・円磨度・集合状態・基質の関係などすべての性質で，上下方向に変化が認められないことから，河川内ではほぼ一定の流速が続いたと推定される。</p> <p>しかし，上端が明瞭な境界を持って砂層に変わることは，流速が最後に突然弱くなったと推定される。</p>	
現世河川とその周辺の洪水時の堆積物の観察などに基づく，礫層の総合的な観察とそれに基づく堆積環境の推定 (地域の地殻変動の速度や性質・降水特性の違いなどにより，河川にはいくつかの型があることが明らかになった。このため観察の観点も多様化し，適用すべき観点も河川の型に応じて変わる。そこで，ここでは上段と同様な項目として示すことが難しいので，下線を付して観察の観点到相当する部分を示す。)	<p>層内の大型礫は相互に接触しており，堆積物の構造は礫のフレームワークによって支持されている(礫支持)。これは，現世河川の流水作用による河床堆積物に見られる特徴である。</p> <p>この礫層の場合は，従来の観察法で河床という堆積環境が合理的に推定される。新しい観察法での解釈もこれを支持するので，従来と別の解釈は生まれない。</p> <p>全体的な風景としては，河川の下流域の流路内と推定される</p>	<p>堆積物全体の構造は礫のフレームワークではなく，基質によって支持されている(基質支持)ことから，粘土～粗粒砂の流れの中に礫は混ざり込んで運ばれてきたと推定される。これほどの粒径幅の広がりには流水の作用では説明できない。</p> <p>礫層の上部では礫の粒子サイズ，個数とも漸減し，礫質の中粒砂を経て，礫を全く含まない泥層に移り変わる。泥層は河川周辺環境では洪水による堤防決壊時に氾濫原に広がった泥水が，数日間停滞する間に懸濁物質の泥を沈殿させてきたものである，これは，洪水時のニュース映像などでもよく知られている。</p> <p>したがって，この場所は氾濫原ではあるが，堤防決壊箇所の近くで，自然堤防や河床にあった大小の粒子が流動化して流出した場所という推定が最も合理的である。実際にも堤防決壊箇所でのこのような礫混じりの砂泥堆積物が確認されている。</p> <p>全体的な風景としては，下流域の蛇行河川が流れる平坦な平野を想定できる。</p>	<p>礫は多いが，礫同士が接触している部分は少なく，粘土～粗粒砂からなる基質が構造を支えている基質支持である。このような構造は，すべての粒子が同時に運ばれてきたこと強く示唆する。</p> <p>礫の分布や粒径に上下方向の変化が見られず，礫の形状からも重心の高い姿勢で含まれているものが普通に見られ，高密度の流れの中で様々な粒径・形状の碎屑物粒子がよく攪拌された状態で運ばれてきたと推定される。現世の土石流堆積物では，このような粘土～巨礫の混在は一般的であり，土石流堆積物であることが強く示唆される。</p> <p>礫の岩石種・円磨度においては，南新内累層ではほぼチャートの円礫～垂円礫のみであるのに対して，座頭谷累層では他に砂岩や泥岩・熔結凝灰岩の比較的角張った礫が少量含まれている。土石流は，斜面崩壊後に崩積土がそのまま流動化する場合と深床に既に堆積していた碎屑物が流動化する場合があるが，前者はほぼ角礫のみからなるので，本層は後者のタイプで，遠方から運搬されて円磨されたチャート礫に近くから供給された他の礫種が混ざったと推定される。</p> <p>全体的な風景としては，土石流の到達限界である河床勾配2～3°以上が必要となるので，河川中流域と推定される。また，付近には砂岩や泥岩・熔結凝灰岩からなる山地があり，それらの風化による礫が混入するような河川及びその周辺を想定できる。</p>	

生成されたものであることがわかる。この原因は，地層中では酸素を含まない地下水が岩石を構成する鉱物中の鉄を溶かして，それが停滞するところで周囲の堆積物に

付着し，後に地表で空気に触れると酸化して水に溶けにくい褐鉄鉱 $FeO(OH) \cdot nH_2O$ となって表面に付着することが知られているため，下位の主に粘土からなる神出層

が不透水層となつて、地下水を上位の座頭谷累層中に蓄えていたと理解される。この現象自体は古環境を示すものではないが、地下水位より深いところにあったものが地表近くに出てきたということであるから、この地域が隆起したことを示している。

【新しい観察方法による推測】

しかし、4.2 で述べた流水以外の重力流による運搬・堆積も視野に入れた成因を重視する新しい視点から、この礫層を礫と基質の関係という観点から注意深く観察すると、確かに礫は多いが、礫同士が接触している部分は稀で、粘土～粗粒砂からなる基質が堆積物全体の構造を支えている基質支持になっていることがわかる(図3右下の写真)。このような構造は、基質に様々な粒径の大量の礫がよく攪拌された状態で運ばれてきたことを示すので、流水の作用によるものとは考えられない。

2011年の紀伊半島大水害で発生した多数の土石流堆積物の観察(林, 2012a; 2012b; 2014; 2017など)から、粘土～巨礫が層構造を持たずに均質に混在していることが確認されている。したがって、本礫層は‘土石流’による堆積物である可能性が高い。また、河川では流速は降雨や季節によって大きく変動するので、最大礫の大きさは時間軸である上方に向かって変化するが、本礫層では礫の分布や粒径に上下方向の変化が全く認められないことも、同じ考えを支持する。

さらに礫の形状や姿勢を詳しく見ると、最大長径方向の向きがランダムで、三角形の礫が逆立ちしているような姿勢であったり、重心が高い状態の礫が多数認められる。これらの事実は、水を含んで流動する高密度の基質の中で、礫に大きな浮力や衝突力が働いて重力の影響が打ち消されてしまう土石流の内部状態で説明できる(諏訪, 1992など)。

礫を構成する岩石種については、上記のように砂岩や

泥岩・熔結凝灰岩の礫が多いことを述べたが、これらはチャート礫が円礫～亜円礫であるのに対して角礫～亜角礫のものも多く、円磨されたチャート礫が遠方から供給されてきたものであるのに対して、近くからの供給を示唆する。したがって、神戸層群の砂岩や泥岩、有馬層群の熔結凝灰岩からなる山が‘近く’にあった風景をイメージさせる。

一方、土石流には斜面崩壊で崩落した崩積土が土石流に転化して流下するタイプと、勾配の大きな溪床に不安定に堆積していた土砂が大量降雨などによる静水圧の上昇で緩んで流動化するタイプとがある(地盤工学会, 2003)。前者の場合の碎屑物はほぼ角礫のみからなる(林, 2012b; 2017など)のに対して、後者はほぼ円礫～亜円礫のみからなる(林, 2014)ため、本礫層はチャートの円礫～亜円礫を主体とすることから、後者のタイプであることがわかる。流動化した河床堆積物が流下する過程で、それほど遠くないところにあった神戸層群や有馬層群からなる山からの砂岩や泥岩、熔結凝灰岩の谷への崩落礫が、上流からの土石流に巻き込まれて混ざってしまったのではないかという推定が可能である。

全体的な風景としては、土石流が到達する限界の河床勾配が2～3°で、土石流の流下域と堆積域の境界が10°とされている(水谷, 2009)ので、2～10°の河川の‘中流域～山麓域’が想定され。上流から土石流が流下してきてこの付近で堆積するようなイメージができる。下流域ではないので上記の神戸層群や有馬層群山地が付近に存在したとしても矛盾しない。

5. 全国的に利用できる本研究の成果

本稿では、神戸市西区の大阪層群の例を用いて議論したが、その内容は日本全国の海岸平野や内陸盆地の多くで同様に適用でき、一般化が可能であるため、大きな価

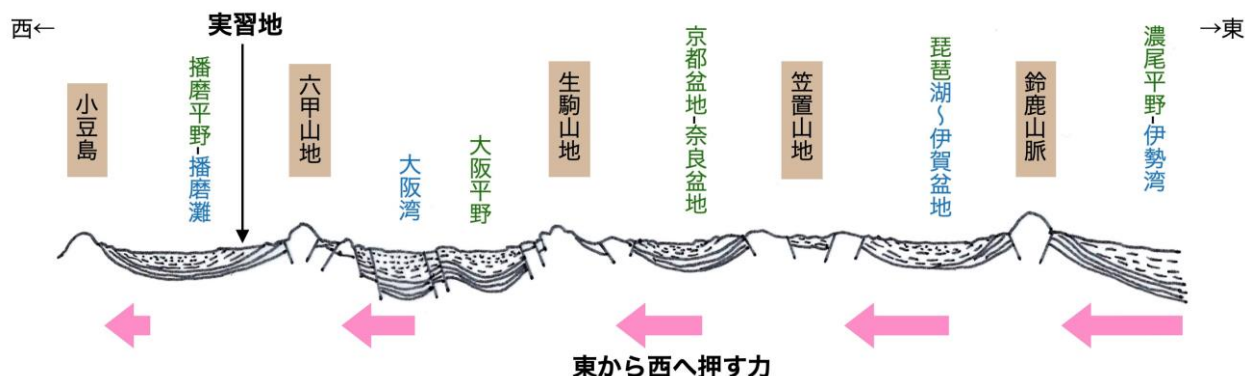


図4 伊勢湾から播磨灘に至る東西方向の大阪層群および相当層の堆積盆地を示す断面図 300万年前に、フィリピン海プレートの運動が北向きから北西向きに変化したことにより、西方向の運動成分が中央構造線より南側のマイクロプレート(大きくはユーラシアプレートの一部ではあるが、やや独立的に横ずれ運動をする部分。「南海前弧スリバー」という)に西へ圧縮するような力が加わり、その結果として中央構造線より北側の部分(図の領域)に西へ引きずる力が加わり、褶曲と逆断層による凹凸の繰り返される地形ができた。それらの凹地に堆積したのが大阪層群とその相当層(古琵琶湖層群・東海層群など)である。公刊された地質図や市川(1975)・林(2021b)の断面図などを参考に作成。

値がある。

その理由は、300 万年前ころにフィリピン海プレートの沈み込みの方向が北から北西へと変化したことにより、古い時代に形成された地質境界である中央構造線が左横ずれ断層として活動し始めて、その北側の大地を左へ引きずるように圧縮し、その結果できたいくつもの凹地の堆積物のうち、大阪湾-大阪平野と西の播磨灘-播磨平野、東の奈良-京都盆地の堆積物が大阪層群であるからである(図4)。さらに東側の琵琶湖-伊賀盆地に堆積した古琵琶湖層群や、さらに東の伊勢湾-濃尾平野に堆積した東海層群も大阪層群相当層なので、本研究で示した礫層の観察が可能である。

さらにフィリピン海プレートに生じた西向きの運動成分は、太平洋プレートとの境界である伊豆-小笠原海溝とその北方延長である日本海溝の位置を西に 30km も移動させ、その結果として東日本全体が東西圧縮の応力場に変った。その結果、東北地方には図4と同様な原理で、褶曲と逆断層によって北上山地、奥羽山脈、出羽丘陵という3列の山脈とそれらの間の内陸盆地ができ、盆地と海岸部には大阪層群相当層が堆積した。同様な東西圧縮は中部地方でも飛騨山脈や木曾山脈を隆起させて、山地と凹地の繰り返しを発達させて大阪層群相当層が堆積した。これらのことから、大阪層群を例とした研究であるが、日本の主要な平野と盆地には基本的に同様な河成層が広域に分布しているので、ここで提案した観察法をそのまま適用できるという、汎用性がある。

6. 結論

旧来の観察法による理解では、表1上段に示したように3つの礫層とも流水の作用に基づくものという理解から始まってしまいが、第1の例の南新内累層の上部礫層のように、それによって成因がほぼ説明できる場合と、流水作用と考えて粒径から流速を求めると、相容れない桁違いの流速値に到達してしまい、それ以上推論ができなくなる場合もある。これを解決するには、普通教育にはまだ導入されていないが、河成層の堆積メカニズムに関する新しい研究の成果を用いる必要がある。本稿ではその代表的な2例を示した。

一つは南新内累層の下部礫層のように、礫と基質の関係が基質支持となっており、礫の粒径が上方へ向かって小さくなり礫の数も減少し、明瞭な境界を持たずに礫質砂層へ漸移し、さらに氾濫原堆積物の泥層へと漸移する場合である。このように個々の地層の岩相にとどまらずに岩相の群として捉える方法は Miall (1996, 2014) などによって‘岩相群’という概念の基に開発され、研究者の間でも広がりつつあるが、本研究では普通教育にもこれに相当する概念の導入することを目指して、まずは中学校・高等学校の教員を目指す教職課程の学生実習に導入して、その効果を示した。その結果は、河川下流

部での蛇行河川域を舞台にして、洪水時に自然堤防が決壊して、自然堤防と河川流路内の堆積物が一気に流動化して氾濫原に流出して、粘土～礫までの混在した堆積物を決壊箇所付近の氾濫原に堆積させ、懸濁状態で泥や砂を運搬している後続の洪水流が氾濫原に広がり、流速の低下とともに砂→泥へと漸移する地層を形成したという、自然史のストーリーにたどり着ける。

もう一つは座頭谷累層の最下部礫岩のように、礫と基質の関係が基質支持となっており、礫の粒径と密度に上下方向の差がなく、一方で礫の長径方向の向きや形状から見た姿勢がランダムで重力を感じさせない状態になっており、また層内のすべての性質が全方向に均質で、さらに上位の砂層と明瞭な境界を持っている場合である。これは林 (2012b, 2014, 2017) などによって調べられた現世の土石流堆積物の状態と類似しており、他にこのような特徴の堆積物を生じる現象が知られていないことから土石流堆積物と認定される。土石流の概念は新しい高等学校の学習指導要領(文部科学省, 2018)にも登場しており、これを活用することにより次のような成因が推定できる。河床勾配が数°程度の河川中流域を舞台にして、上流側で大量降雨や地震などの何らかの誘因により不安定に堆積していた河床堆積物が緩んで、泥から大礫までの粒子が渾然一体となって流動して土石流化となって流れてきたというストーリーを描くことができる。

このように礫層やそれが固結した礫岩の観察法を最新の科学研究の成果を活用してアップデートすることにより、過去の陸上での河川の営みをよりダイナミックに復元することが可能になる。同様な河成層は国内の平野・盆地に広く分布するので、これが高等学校レベルの探究活動などにも利用されれば、地域固有の地史の解明が、高校生などにも可能になると考えられる。

謝 辞

本研究は、甲南大学理工学部で40年にわたって行われてきた神戸市西区の神出町周辺での地質野外実習を、地質学・堆積学の発展に合わせてアップデートする過程で考案・実施してきたものであり、初期にこの実習地の大阪層群の調査を行われた西脇二博士、松田高明博士、藤田晃博士の成果に負うところが非常に大きい。また、近年の実習の実施にあたっては、桂郁雄博士、竹村厚司博士、松本邦勝氏、荒川忠彦氏にも学生指導を分担していただいた。また、アップデートを行っていた時期の学生の観察の様子を示すため、2018年度受講生の野瀬夏鈴氏のレポートのスケッチ・柱状図等を掲載させていただいた。これらの方々に深く感謝する。

本研究には、科学研究費補助金(基盤研究(C)課題番号23501035, 21K02480)を使用した。

参考文献

- 菅本 格・前田保夫 (1989) 神戸の地層を読む 2-神戸・200 年の自然史-. 神戸市立教育研究所 [編], 神戸の自然シリーズ 17, 神戸自然出版会, 神戸. 119 p.
- 林 慶一・山下浩之 (2009) 河川作用の理解の深化で見る科学的探究の諸側面-探究活動の改善に向けて-. 地学教育, **62**, (2), 35-50.
- 林 慶一 (2012a) 平成 23 年台風 12 号によって紀伊半島で発生した地盤災害にみられた地質との関連性. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, p. 151.
- 林 慶一 (2012b) 紀伊半島の四万十帯音無川層群における土砂災害の特徴-2011 年台風 12 号による田辺市奥番地区での斜面崩壊の調査に基づいて-. 甲南大学紀要, 理工学部編, **59**, 21-36.
- 林 慶一 (2014) 平成 23 年台風 12 号により那智川水系金山谷川で発生した斜面崩壊・土石流の発生過程の復元-熊野酸性岩類の花崗斑岩の崩壊・大規模土石流の特徴-. 甲南大学紀要, 理工学部編, **61**, 1-28.
- 林 慶一 (2017) 紀伊半島の牟婁層群地帯で発生した国内最大規模の土石流と斜面崩壊の記載と発生過程の復元. 甲南大学紀理工学部編, **63**, 1-24.
- 林 慶一 (2020) オンライン授業環境下での地質野外実習法の開発~Web 地質図を活用して川原の礫から地域地質を学ぶ~. 甲南大学紀要 (理工学編), **67**, 1-12.
- 林 慶一 (2021a) 紀伊半島の白亜系日高川層群地帯における斜面崩壊と土石流の特徴. 甲南大学紀要 (理工学編), **68**, 1-17.
- 林 慶一 (2021b) 六甲山の水害・土砂災害. In 甲南大学プレミアムプロジェクト神戸ガイド編集委員会 [編] 大学の神戸ガイド-こだわりの歩き方, 昭和堂, 京都, 67-83.
- 林 慶一・藤田早紀・小荒井千人・松川正樹 (2017) 兵庫県篠山地域に分布する白亜系篠山層群の層序と古環境. 地質学雑誌, **123**, 747-764.
- 堀 和明・廣内大助 (2011) 福井豪雨で生じた足羽川谷底低地の破堤堆積物. 地理学評論 **84** (4) 358-368.
- 堀内 悠・久田健一郎・Lee Yong Il (2008) 白亜系関門層群塩浜層の古土壌, 堆積相および古環境. 地質学雑誌, **114**, 447-460.
- 藤田 晃・西脇二一・松田高明 (1987) 地学野外実習地の地質-特に神戸市西区神出町東座頭谷の地質について. 甲南大学紀要理工学編, **34**, 99-135.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 115 p.
- 藤田和夫・前田保夫 (1984) 須磨地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 101 p.
- 市川 実 (1974) 大阪層群と大阪平野. In 特集 第四紀 2 資料・第四紀の日本列島, アーバンクボタ, no. 11, 26-31.
- 市川 実 [編著] (1993) 大阪層群. 創元社, 大阪, 340 p.
- Hjulstrome, F. (1939) Transportation of detritus by moving water. In Trask P. D. (ed.), Recent Marine Sediments: A Symposium, Pt. 1, Transportation, 5-31, American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Okla, Murby, London, 736 p.
- 地盤工学会 (2003) ジオテクノート 12 土石流. 地盤工学
- 会, 東京, 154p.
- 前田保夫・菅本 格 (1983) 神戸の地層を読む 1-研究学園都市の自然史-. 神戸の自然シリーズ 12, 神戸市立教育研究所, 神戸. 115 p.
- 松川正樹・福井真木子・小河佑太力・田子豪・小荒井千人・林慶一 (2014) 富山-岐阜県境に分布する神通層群の堆積環境と堆積盆地の発達. 地質学雑誌, **120**, 201-217.
- Miall, A. D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 582 p.
- Miall, A. D. (2014) *Fluvial Depositional Systems*. Springer-Verlag, 316 p.
- 水谷武司 (2009) 防災基礎講座 災害予測編. 防災科学技術研究所, 自然災害情報室. 7. 土石流・岩屑なだれ, https://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza_yosoku/07dosekiryu.html. (2022.12.25 閲覧)
- 文部科学省編 (2018) 高等学校学習指導要領 (平成 30 年告示). 東山書房, 602 p.
- 文部科学省編 (2019) 高等学校学習指導要領 (平成 30 年告示) 解説, 理科編理数編. 実教出版, 368 p.
- 二瓶泰雄 (2007) 超音波ドップラー流速分布計に基づく実河川流速・流量モニタリング. ながれ, **26**, 13-20.
- 日本地質学会訳編 (2001) 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド. 共立出版, 東京, 238 p.
- Ray, S. and Chakraborty, T. (2002) Lower Gondwana fluvial succession of the Pench-Kanhan valley India: stratigraphic architecture and depositional controls. *Sedimentary Geology*, **121**, 243-271.
- 角 靖夫 (1966) 礫のしらべ方. 地質ニュース, no. 145, 36-43.
- 角 靖夫 (1967a) 礫岩・礫層のしらべ方①. 地質ニュース, no. 151, 26-35.
- 角 靖夫 (1967b) 礫岩・礫層のしらべ方②. 地質ニュース, no. 156, 18-29.
- 角 靖夫 (1967c) 礫岩・礫層のしらべ方③. 地質ニュース, no. 156, 30-42.
- Salvador, A. [ed.] (1994) *International Stratigraphic Guide*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America, Inc. Boulder, Colorado, 214 p.
- 鈴木茂之・D. K. Asiedu・藤原民章 (2001) 岡山県成羽地域の下部白亜系-羽山層. 地質学雑誌, **107**, 541-556.
- 諏訪 浩 (1992) 土石流の観測. 砂防学会誌, **45**(1), 43-51.
- 平 朝彦 (2004) 地質学 2 地層の解説. 岩波書店, 東京, 441 p.

Abstract

Plains and basins, where are easy to use for observing strata observation, generally have a wide distribution of fluvial deposits, which usually contain many layers of gravel. Focusing on this gravel layer, this paper reviews that there has been a major shift in methods of deciphering fluvial sediments in recent years in geology and sedimentology. Based on this academic transformation, the author attempted to update the observation method from the conventional descriptive observation method to the latest observation method to elucidate the cause. In the past, the gravel layer was understood to be formed mainly by the strong water flow that carried the gravel and was understood as sediments on the riverbed. However, gravel-bearing sediments are also formed where natural levees has broken down and where debris flows discharged from mountains accumulate. In this paper, the observation method for discriminating these three types of gravel layers was concretely demonstrated using the outcrop of the geological field training sites used in the geoscience experiments of the teacher training course at Konan University. It was also shown that by changing this observation method, it is possible to dynamically reproduce the past geological natural phenomena of the region from the river strata.

Key words: gravel layer, fluvial deposits, observation method, sedimentary environment, teacher training course, geoscience education