

〔研究ノート〕

オーストラリア、シドニー堆積盆地の堆積構造

石 川 輝 海

序文

オーストラリア大陸の東海岸に広がるシドニー堆積盆地はシドニーを中心に東西350km, 南北1200kmに渡って広がる。基盤岩はオルドビス紀—デボン紀の褶曲変形岩である。この上位に不整合関係で二畳紀以降の堆積岩がシドニー盆地を形成して堆積する(石川, 2012)。シドニー盆地の上位層である三畳系は海成と半陸成からなる。これらは二畳紀・三畳紀にシドニー盆地地域が沈降し, そのため盆地内に堆積作用が促進され, その後も沈降が続いたためである。この時の堆積物は西方の古オーストラリア大陸から供給された。これらの堆積岩層には堆積物を供給した時の水流による堆積構造が多く残されている。

堆積構造について

地球表面では地球形成以来, 岩石の風化・浸食・運搬・堆積等の諸過程が繰り返され, 堆積盆地内に堆積岩を形成した。堆積岩は風化, 浸食, 運搬, 堆積の過程における環境やその時に受ける営力の違いによって, 多様な形態を示す。

堆積岩が形成される時, 碎屑物の種類・大きさおよび流体の運搬方法によって粒子が配列され, その結果, 堆積構造が形成される。したがって, 堆積構造に堆積時の堆積環境が記録されて

いる。

碎屑物の粒子がどのような運搬方法で移動するかは, 水流の状態と粒子の沈降速度によって決まる。流体中に浮遊する粒子には重力が働く, さらに粒子の体積に相当する流体重量の浮力を受ける。この重力と浮力の差が沈降する時の力である。また, 沈降する粒子には, その沈降速度に関係した粘性抵抗が作用する。さらに沈降時の乱流発生による抵抗も働く。これが沈降力と釣り合うと粒子が等速運動で沈降する。この時, 粒子の大きいもののほど沈降速度が速いが, この沈降速度は粒子の大きさ以外に, 粒子の比重, 流体の比重と粘性にも関係がある。

水は温度の変化によって粘性が大きく変化し, 密度も変化する。水の密度は4℃で最大になる。また, 塩分や懸濁物の濃度によって密度と粘性が変化する。特に, 粘土鉱物の混入による粘性の変化は大きい。

粒子に働く沈降力と慣性力より大きい上向きの力を得た時に, 粒子は浮遊して移動する。粒子が層流境界層内にあり, 流線の変化に対応した揚力を受けると, 揚力が沈降力以上になると浮遊する。粒子表面の凹凸も乱流発生の原因となる。そのため乱流の渦が引き起こす上昇力が沈降力と慣性力以上になると浮遊する。一般に偏平な粒子は流線の変形が少ないために揚力を得にくい, また, 高さが低いため乱流領域に達しないため, もっとも移動しにくい粒子である。

流速の増加は乱流の発生と強度を増加させるので、碎屑粒子の移動に重要な要素である。また底層の層流領域を減少させると、乱流域の粒子を取り込む。粒子の沈降力は、粒子の比重に差がなければ粒子の大きさに関係するので、浮遊すると小さい粒子ほどよく移動できる。

一度、浮遊すると粒子は大きさによって異なる動き方をする。小さい粒子は乱流の上昇力が沈降力以上になれば、浮遊状態が続いて下流へ移動する。このように浮遊、跳動、滑動、転動によって、碎屑物は移動し、堆積する。この時に粒子の大きさにより堆積する時期が決まり、粒子は配列して、堆積構造を形成する。

シドニー堆積盆地の堆積構造

オーストラリア大陸が温暖であった三畳紀のころ、オーストラリアには現在の動物の祖先や恐竜が生息し、ここを河川が流れていた。この Gondwana 大陸は浸食作用を受ける乾燥地でもあった。そのため堆積物がこの地域の低地である盆地に運搬された。盆地はオーストラリア大陸の北西地域、中央オーストラリア、タスマニアおよびシドニー盆地である。シドニー盆地は Gondwana 大陸の周縁に位置した。この時期、植生は寒冷気候の二畳紀よりずっと多様であった。大きな草木である *Dicroidium* が広大な荒れ地を占めていた。丘陵の周縁には樹木（マツ、イチョウ）が生え、その他にトクサ、シダ、ヒゲノカズラが繁茂していた。湿地の周囲はアシが茂り、非常に大きな葉であった。今日の熱帯赤道地域のもと同じである。東部では温暖で湿潤であり、内陸平原は乾燥していた (Johnson, 2002)。

Gondwana 大陸の大部分は乾燥した陸地である。南クイーンズランドには活火山があり、火

山地形と火山堆積物からなるが、大部分は巨大な氾濫原であった。シドニー盆地を南北に切る流水路が確認されている。砂岩層は一般に厚さ 30m あり、層理や斜交層理を示す。このような層は砂州が上流から下流へ移動すると発達する。砂が砂州の上面に沿って運ばれ、その末端で砂州の表面が崩れて、前面に進む。また泥岩層を所どころ挟み、細粒な堆積物が洪水後に堆積したことを示している。

河床の低流速では砂粒の移動はなく、浮遊したものが移動する河床は平滑である。流速が上がると波長の短い波状の河床ができる。これがリップルである。リップルの移動に伴って斜交層理が形成される。さらに流速が増加するとリップルが合体して、波長が大きくなったデューンが形成される。リップルやデューンの前進に伴って、その前面に新しい層が付け加わり斜交層理が形成される。

一般に斜交層理は多くの粒状堆積物から形成される堆積構造である。これは堆積物を供給した流水の方向を確認でき、また地層の上下あるいは上下逆になった地層の上部と底部を決めるのに使用できる。したがって、野外観察では十分に注意して形態や方向が記録される。この構造の重要な特性は規模と、地層の傾斜角と構造方向である。規模は斜交層理の厚さである。厚さの変化性は多くの斜交層理を測定して、統計処理によって決まる。平均的な厚さや、平均からの標準偏差を知ることができる。

シドニーの海岸地帯で観察できる堆積構造は不整合状に見える (Figure 1, Figure 2)。しかしこれは斜行層理である。上位層と下位層の傾斜角の異なる所では不整合のように観察できるが、Figure 1 を右側に追跡すると上位層と下位層は整合する (Figure 3)。観察地点によっては不整合面のように見えるが、この露頭の観察



Figure 1. Cross-bedding in the Sydney sedimentary rock, New South Wales, Australia.

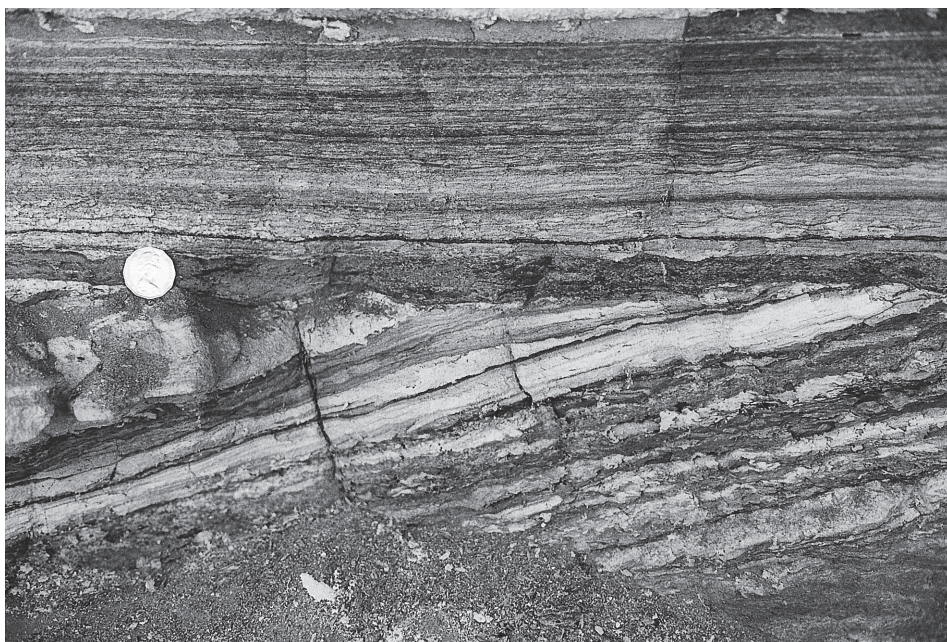


Figure 2. Cross-bedding, in which the minor laminae lie at a notable angle with the major bedding planes.

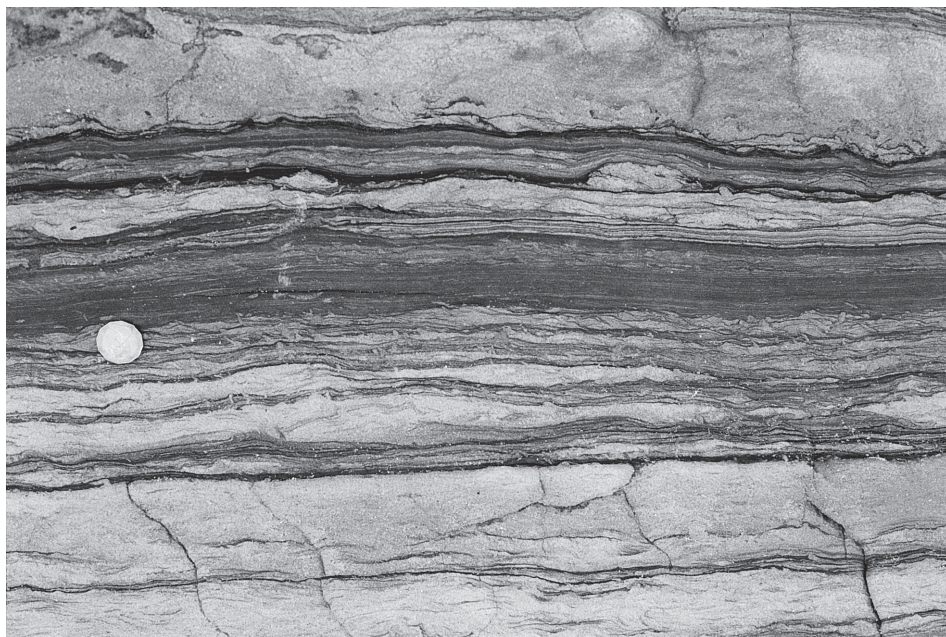


Figure 3. Parallel lamination, in which thin layers of differing grain size lie essentially parallel to the major stratification and to each other.

範囲を広げると、この構造の末端では上位層と下位層は整合するため、斜行層理である。

Figure 1は砂層とシルト層からなり、白色部には火山灰を含む。単層はリップル構造を示し、シドニー盆地の堆積場に堆積物を供給した水流の証拠となる。また、不整合面に対して上位層は整合して堆積している。堆積粒子を供給した水流は強く、常に一定の方向を持っていた。Figure 1の右から左方向に水流はあり、水流によって運搬された細粒堆積物が斜面上を左方向に前進しながら堆積した。その後、新たな水流による堆積物の供給を受けて、堆積層の上部を削って、水平ラミナ構造が形成された (Figure 3)。

層理形成の考察

堆積物は流体によって運搬された粒子が流体

中から沈殿したものである。この流体には液体と気体がある。堆積物を構成する粒子は粒子の形成された所から流体による運搬を受ける。流体は一般に激しく、時と所によっては流路を変えたり、流速も大きく変化させたりする。激しい流水によって運搬される粒子は多様な大きさの力を受ける。しかしこの変化は数分あるいは数時間で平均化したものである。ここでは流水中の堆積粒子に与える摩擦力や衝撃力を考察し、自然界のほとんどの流水は懸濁状態で特に細かい粒子を浮遊させて運搬できる流れの強さを保持している。

直径1mm以上の粒子は弱い流れでは運搬されないが、激しい流れで運搬される。すなわち、懸濁（浮遊）状態か、川底を移動できる粒子の大きさは流れの速さによって決まる。山地で発生する洪水は河床を大きな礫を移動させながら、しだいに流速が減少する。そのため運搬

できる粒子の大きさも小さくなる。すなわち、河床を転がる物質の一部が停止したり、さらに小さい粒子は転がったり、浮遊して流水によって運搬される。このようにして堆積層ができる。流れが速さを失うと、細粒物質からなる厚い層が堆積する。この沈殿作用が一般に河床の形態を変える。そのため次の急な流水により堆積構造は乱れ、以前の構造とは異なるものを形成する。新しい流れは前に堆積した細粒な物質を取り込んだりするが、粗い粒子を薄い均一な層として残す。もちろん、流水が前の流れより速い場合、以前の流速の減速によって堆積した堆積物のすべてを再び運搬し、下位の層を削ってしまう。既に河床に沈殿した粗い粒子間の隙間に細かい粒子が入り、堆積物の表面を滑らかにし、堆積物をち密にする。それは流速の低下した時よりある特異な流速の時に侵食されにくいのである。ある大きさの粒子が堆積した時よりさらに速い流れで、再び堆積物を浮上させることもできるし、河床を移動するシルト粒子や粘土粒子を再搬出する抵抗は特に大きい。このため平行ラミナは頁岩や細粒砂で特に一般的に形成される。

要約すると、河床に達する水流の多くは細粒と粗粒の平行ラミナの互層を堆積する。流水は粒子を分級し、流水の変化によって異なる大きさの粒子を沈下させる。

流動層理について

砂を含む流水が蛇行部の内側にできる滞留域に流れ込むと流速は遅くなり、河床を転がって運搬されていた砂粒は堆積し、懸濁中の大きい粒子も急速に沈下する。この堆積作用はたちまち流路を狭め、運搬されてきたほとんどの砂は狭窄部を形成し、既に堆積していた堆積層の縁

に堆積する。これは粒子が河床を転がって傾斜面を流れの前方に形成する。河床に粒子が蓄積すると堆積物の傾斜は小さくなり、次の粒子は斜面を形成し、平行に前方に堆積するが、水平面と一定の角度をなす。さらに供給が進むと、滞留域の中で前方へ沈殿物を拡大し続け、前へ前へと堆積層を作る。流れが弱いと堆積層の厚さは1・2センチであるが、流れが強く、砂を多く運ぶと厚さ10センチ以上になる。各層の増進は堆積物の末端で行われるが、すべり摩擦の角度で前方へ傾斜する。それは40度ほどである。この堆積物を切る流路は水平で、実際の層理とある角度のラミナを示す。このラミナはcross-bedding, cross-lamination, current beddingと言う。

以上の形成過程は浅い流れで一般的である。しかしcross-beddingは大陸斜面などの深い水中や海洋環境でも極めて一般的である。その過程は砂丘の形成と同じである。砂の波紋は砂丘の陰に流れの陰を作る。上流側から運搬される粒子は頂上を越えて転がり摩擦で堆積する。しかし、水中の深い所あるいは浅い所のどちらで形成されても、cross-beddingを示す堆積物は既存の河床を移動する流体から堆積した。砂丘でも特徴的な曲線のcrossed beddingが形成される。類似の層は水中で堆積した砂の中で一般に見られるが、どこでも一貫しているわけではないし、砂丘地域でも広くあるわけでない。水中堆積物中のcrossed beddingの多くは厚さ1・2センチから20・30センチである。しかし砂丘の中では曲線的な層は層を斜行して、厚さ4・5メートルの大きさである。

次にcross-beddingは堆積環境の手がかりになる。cross-beddingを形成した流れは地層の表面に広がっていたため、流速や流量の変動は上面の剝削の原因になり、後の堆積物で埋めら

れてくぼ地を作る。Scour-and-fill（スコアー・フィル）構造は一般にcross-beddingに関係している。

謝辞

経済学部梅本和泰名誉教授には就任以来、長年にわたって多くのご教示をしていただきました。大変に感謝申し上げます。

参考文献

石川輝海（1997）；西オーストラリア北部のビルバ

ラ岩体の地質学的考察。名学大論集，人文・自然科学篇，34-1, 37-44.

石川輝海(2002)；オーストラリア大陸の構造発達史。

名学大論集，人文・自然科学篇，39-1, 9-17.

石川輝海（2012）；オーストラリア，シドニー盆地における地質構造—不整合—について。名学大論集，言語・文化篇，24-1, 189-193.

石川輝海（2013）；生命の起源。名学大論集，言語・文化篇，24-2, 261-265.

Johnson, D. (2002); The Geology of Australia. Second edition. Cambridge Press.

Solomon, M., Groves, D. I. and Jaques, A. J. (1994); The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits. Clarendon Press, Oxford.