

# 混濁流とタービダイト

成瀬 元（京都大学大学院理学研究科）

## 1 はじめに

この記事では、混濁流（turbidity current）とはどのような現象で、それによって形成されるタービダイトとよばれる堆積物の特徴を解説する。さらに、タービダイトが形作る海底扇状地とよばれる地形の特徴についても説明をする。混濁流（turbidity current）とは、水中で発生する土砂を含んだ水（海水）の流れであり、乱泥流もしくは泥水密度流と呼ばれることもある。地すべりや津波など、何らかの原因で土砂が水中に巻きあがると、流体と砂や泥が混合された浮遊土砂雲が形成される。土砂を含んだ流体は周りの流体と比べて密度が高いため、浮遊土砂雲は重力に駆動されて斜面の傾斜方向へ移動し始める。これが混濁流である（図 1）。一般に、密度差によって駆動される流れは密度流もしくは重力流と呼ばれる。例えば、塩水を真水の中に注ぎ込めば流れが生じる。また、お湯の中に冷水を投じて密度流は発生する。入浴剤の粉末を浴槽に投入した際に起こる流れも密度流である。混濁流も、このような密度流（重力流）の一種とみなすことができる。

混濁流は全世界の深海底で間欠的に発生している流れである。海中の流れであるため、一般にはなじみが薄いかもしれないが、混濁流は極めて大規模かつ長距離にわたって移動することが知られている。一回の混濁流による堆積物運搬量は、全世界の陸上河川が 1 年

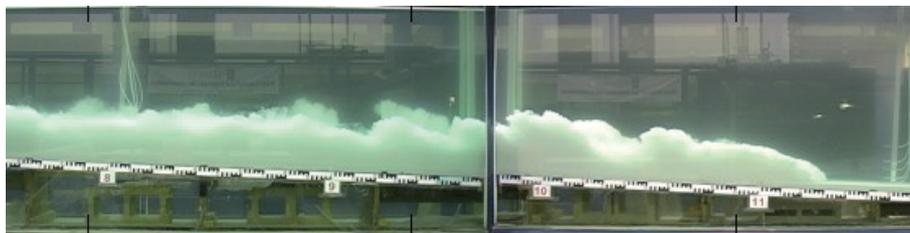


図 1 水槽実験によって発生させた混濁流。底面の堆積物を侵食して、徐々に加速している。

間に運搬する堆積物の量の 10 倍にも及ぶという試算がある (Talling et al., 2007)。一回のイベントで発生した混濁流による堆積物（タービダイト）が、幅および長さ 200 km 以上にわたって分布している例も報告されている (Arai et al., 2013; Talling et al., 2015)。かつては、混濁流はある海域で数百年に一回程度しか起こらないまれな現象であると考えられてきたが (Ikehara, 1999)、近年では一つの海域でわずか 6 日間に 14 回もの混濁流が検出された報告例 (Hughes Clarke, 2016) もあり、混濁流は従来考えられていたよりもはるかに一般的な現象である可能性が高まっている。

混濁流によって形成される堆積物をタービダイトと呼ぶ (図 2)。タービダイト砂岩層は、しばしば大規模な石油・天然ガスの貯留岩となるため、地下資源探鉱という観点からも重要な研究対象である。例えばメキシコ湾などの大水深油田の貯留岩はタービダイト砂岩であり (Kendrick, 1998)、近年注目されている日本近海のガスハイドレートの貯留岩もタービダイトであることが明らかになっている (Yoneda et al., 2015)。今後、貯留岩となるタービダイト砂岩の形状や物性を限られた探査データから推測するには、混濁流のダイナミクスと堆積・侵食作用へのさらなる理解が必要となるだろう。

## 2 混濁流の発生と発達

混濁流が発生するきっかけはさまざまだが (Talling, 2014)、地震に関連して発生した混濁流がいくつか報告されている。例えば、地震によって海底での地すべりが起こると、未固結の地すべり体表層が周囲の海水と混合され、混濁流が発生することがある。有名な例が、1929 年にカナダ・ニューファウンドランド島沖で発生した混濁流である (Piper and Morrison, 1999)。近年になって、巨大津波が浅海域の海底を侵食し、巻きあがった土砂が混濁流を引き起こすことも観測から明らかになった (Arai et al., 2013)。2011 年東北地方太平洋沖地震津波が発生した約 3 時間後に、深海底（水深約 1000 m）に設置された海底圧力計が突然斜面方向へ 1 km あまり移動したのである (図 3)。これは、津波の通過後に海中で発生した混濁流によるものと推定されている。海洋底のボーリング調査から、この時に発生した混濁流は 200 km 四方以上の区域にタービダイトを堆積させており、特に日本海溝には分厚い堆積物が残されていることが明らかになった。このように、地震に関連したイベントによって混濁流が発生した場合、そこから堆積したタービダイトは過去の地震発生履歴の指標となる可能性がある (Goldfinger et al., 2003)。そのため、国際深海掘削計画 (IODP) は日本海溝にてボーリングコアを採取し、東北日本における過去の巨大地震発生履歴を復元することを計画している (Kioka et al., 2019)。

ただし、混濁流が発生するのは、地震に関連したイベントとは限らない。大規模な洪水

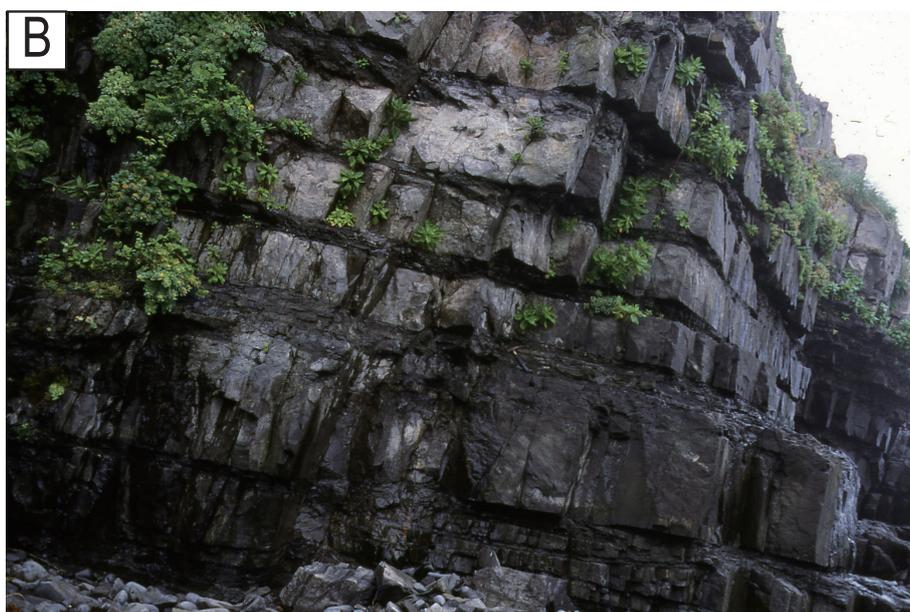


図2 タービダイトの露頭写真。これらの露頭で凸になっている部分はタービダイト砂岩であり，凹となっている部分は泥岩である。A. 上部白亜系厚岸層の自然堤防を構成していたタービダイトと半遠洋性泥岩の互層。B. 上部白亜系浜中層のローブこ構成していたタービダイトと泥岩の互層。

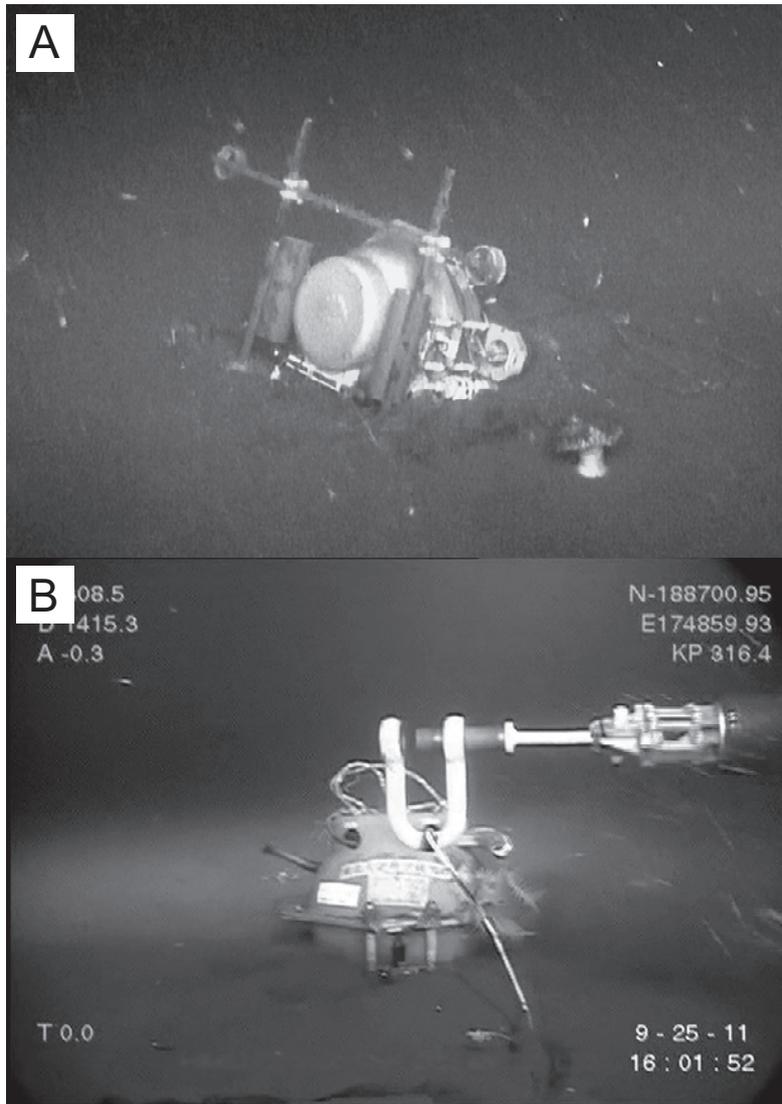


図3 津波起源混濁流によって運搬・埋没した海底圧力計 (Arai et al., 2013)。A. 津波の3時間後に到達した混濁流によって運搬された海底圧力計。設置時の姿勢とは異なり、転倒した姿勢で発見された。B. タービダイトによって埋もれた海底圧力計。

が起こり、大量の土砂が浮遊したまま河川水が海に注ぎ込むと、懸濁物を含むことで河川水の密度が海水を上回ることがある。この場合、河川の流れが直接海底へと続いていき、混濁流へと発展することになる。このようにして発生した混濁流をハイパーピクナル流 (hyperpycnal flow) とよぶ (Mulder et al., 2003)。直接的に河川流が混濁流へと発展しなくても、洪水によって河口に堆積した未固結堆積物が流動し、混濁流を発生させる例も報告されている (Hage et al., 2019)。さらに、嵐によって混濁流が起こるケースもあれば

(Shepard and Marshall, 1973), 何ら明確なイベントもなしに発生している例すら多く観測されている (Xu et al., 2004; Paull et al., 2018)。

どのようなきっかけであれ、混濁流は小規模な流れとして浅海域で発生し、移動しながら大規模化していくものと推定されている。これは、混濁流の自己加速現象として知られている (Parker et al., 1986; 成瀬, 2011)。混濁流の自己加速は次のようなプロセスの結果として起こる。まず、前述のように何らかの原因で土砂が水中で巻き上げられる。浮遊土砂を含んだ流体が流れながら底面を侵食すると、流れの密度は増加する。その結果、流れは加速し、さらに底面を侵食して加速を続ける。すなわち、この侵食と加速のフィードバックが成り立つ条件で混濁流が発生すれば、あとは勝手に流れが加速していくことになる。逆に、混濁流が土砂を沈降させて密度を失うと、流れは減速してさらに堆積作用が促進される。このような自己減速が起こる条件で発生した混濁流は浅海域で停止することになるが、それらがまき散らした未固結の堆積層は、後に発生する自己加速混濁流にいわば燃料として再利用されることとなる。

この混濁流の自己加速が実証されたのは、2000年代に入ってからのことである。理論的には、混濁流の自己加速は1980年代から予測されていた (Parker, 1982)。しかし、水槽実験によって実際に加速する混濁流が再現されたのは、理論が提唱されてから20年以上経った2000年代も後半になってからのことであった (Naruse et al., 2008; Sequeiros et al., 2009) (図1)。また、実際に現地の観測で混濁流が確かに下流へ向かって成長していることが実証されたのも、2004年になってからのことである (Xu et al., 2004; Paull et al., 2018)。深海底で観測を行うことの困難さや、小規模な実験装置で自然界の大規模な混濁流を再現することの難しさから、まだ混濁流が自己加速する条件については完全には明らかになっていない。粘着性のある泥を含む流れが自己加速するための条件などについては、今後の研究課題となっている (成瀬, 2011)。

自己加速の結果として、混濁流は深海底では極めて高速かつ大規模な流れとなる。その流速は最大で20 m/sにも達した例があると推定されている (Piper and Morrison, 1999)。世界最大級の河川であるミシシッピ川でも流速はせいぜい2-3 m/sであり、建造物に大規模な破壊をもたらした2011年東北地方太平洋沖地震津波でも陸上での最大流速はせいぜい10 m/s程度であったことから考えても、混濁流がいかに高速な流れであるかわかるだろう。流れの厚さに関しては、観測では40-80 m程度という報告が多いが (Paull et al., 2018), 190 mに達するという観測例もある (Vangriesheim et al., 2009)。このように混濁流は陸上の河川洪水や土石流などと比べてかなり大規模な流れであり、結果として混濁流がつくる地形も陸上の扇状地などと比較してかなり大きな規模を持つ。世界最大の海底扇状地であるベンガル扇状地の長さは約2800 kmにも及んでいるが、これ

はおおむねインド亜大陸の大きさに匹敵する規模である。もちろん、すべての混濁流がこのような巨大なものではない。カナダ・スコーミッシュ湾で観測されている混濁流はどれも厚さ 3–7 m 程度であり、流れの先端の移動速度も 2.5–3.0 m/s 程度である (Hughes Clarke, 2016)。混濁流の規模は土砂の供給源や周囲の地形の性質を反映するはずで、その特徴にはかなりの地域差があるものと思われるが、まだその全貌は明らかになっていない。

### 3 タービダイト

混濁流によって運搬され、堆積した層をタービダイト (turbidite) という。一般的に、タービダイトは厚さ 1–50 cm 程度の平板状の砂層だが (図 2)、時には数 m から数十 m の厚さの層も発見されている、堆積した環境によっては、平板状ではなくレンズ状の形態を示すこともある。タービダイトの厚さは下流方向へ徐々に薄くなってやがて消失するが、大規模なものでは一枚の砂層が幅 30 km・長さ 120 km にわたって連続的に追跡できた例が報告されている (Amy and Talling, 2006)。ただし、一般的なタービダイトの分布はそこまで連続的ではなく、1 km からせいぜい 30 km 程度までの分布にとどまることが多い (Hirayama and Nakajima, 1977; Tokuhashi, 1979; Cullis et al., 2019)。構成粒子に関しては、主として中粒砂 (直径 250–500  $\mu\text{m}$  の砂粒子) 以下のサイズの粒子で構成されていることが多いが、より粗粒な粒子で構成されているタービダイトも存在する (Lowe, 1982)。

タービダイトは下部が粗粒で、上部に向かって粒子が細くなる構造を一般に示す。このような上方に細粒化する構造を級化構造と呼び、混濁流が徐々に減速しながら砂層を堆積させた痕跡と考えられている (Baas et al., 2000)。混濁流の流速が減少すると、浮遊させて運搬できる土砂の総量も減少し、流れが運搬できなくなった土砂は沈降してタービダイトになる (Hiscott, 1994a)。このとき、粗粒な粒子ほど運搬量が大きく減少することから、流速が減少すると粗粒な粒子から先に流れから取り除かれる。そのため、減速し続ける混濁流に含まれている土砂は次第に細粒化し、タービダイトも時間とともに細粒化していくことになる (Kneller, 1995)。このプロセスが、タービダイトの級化構造の成因である。

タービダイトは泥の層と交互に重なり合っていることが多い (図 2)。タービダイトの間に挟まる泥の層は、混濁流が減衰した結果として堆積するタービダイト泥と、平常時にゆっくりと降り積もっている半遠洋性泥岩が合わさったものである (Kase et al., 2016)。半遠洋性泥は、風や海流などによって運ばれる粘土鉱物などが平常時に海中を静かに降り

注いだ結果として堆積する。半遠洋性泥岩の堆積速度はおおよそ千年間に数 cm から数十 cm 程度であり (Saitoh et al., 2015), 数時間からせいぜい一週間程度の間一気に堆積するタービダイトとは大きく堆積速度が異なっている。我々が地層を観察するときには、ゆっくりと一定の速度で積み重なった泥層と、短時間で一気に堆積したタービダイト層という極めて変化にとんだ時間記録を見ていることに注意が必要である。タービダイト砂岩は粗粒であるために間隙率が高く炭化水素の貯留岩になりやすいのに対して、粘土鉱物に富んだ半遠洋性泥岩は間隙率が低く、シール層の役割を果たすことがある。

さらに、内部構造に着目すると、タービダイトには、下位から順に一定の様式で堆積構造が変化する特徴があることが知られている (Bouma, 1962)。これを、発見者の名前を取ってバウマ・シーケンス (Bouma sequence) という (図 4)。ここでいう堆積構造とは、砂層の断面にみられる模様を指している。砂層の堆積構造は、堆積物中の厚さ 1 cm 以下の微細な層状構造 (葉理構造とよばれる) が作る組織であり、流れによって底面に形成される微地形 (ベッドフォーム) が移動した痕跡として発達する (松島他, 2020)。流れが形成する微地形のタイプは、流速・流れの厚さ・堆積物の粒径によって変化するため、微地形によって作られる葉理構造は過去の流れの状態を推定する手掛かりとなる (Ohata et al., 2017)。タービダイトの最下部には、この葉理構造が見られない領域 (A 区分) があり、その上位に平行葉理をしめす B 区分が重なる。平行葉理とは、砂層の底面と平行に発達する葉理構造であり、平坦床とよばれる水平で平坦な微地形から形成される。さらに上位には、底面と斜交する葉理 (斜交葉理) や、それらが液状化現象によって変形したコンボルート葉理を示す C 区分が重なる。斜交葉理はリップルとよばれるさざ波状の微地形によって形成され (図 5)、平行葉理と比べると比較的流速の遅い流れから形成されることが多い (Ohata et al., 2017)。この C 区分の上位には、ふたたび平行葉理を示す D 区分が重なる。この D 区分の平行葉理は B 区分のものとは特徴が異なり、泥とシルトが交互に細かく重なり合うような特徴を示している。実際のタービダイトでは D 区分は薄く不明瞭で、よく確認できないことも多い。最後に、タービダイトの最上位には泥岩が重なる。この泥岩は E 区分とされる。ただし、同じ泥岩といっても、E 区分には混濁流が最後に堆積させた細粒な泥と、流れがおさまった後の平常時にゆっくりと堆積した泥 (半遠洋性泥) の両方が含まれている。混濁流から堆積した泥岩と半遠洋性泥岩を区別するため、この E 区分は E(t) と E(h) に細分されることもある。前者は混濁流から堆積した部分であり、後者は半遠洋性泥岩である。露頭やコアでは、この二種類の泥岩は判別が難しいこともあるが、色や粒度の微妙な違いによって見分けられることもある。これら A-E の区分のセットがバウマ・シーケンスである (図 4)。バウマ・シーケンスの区分のすべてが一か所の露頭で観察できることはまれであり、実際のタービダイトでは A-E のうち一部の

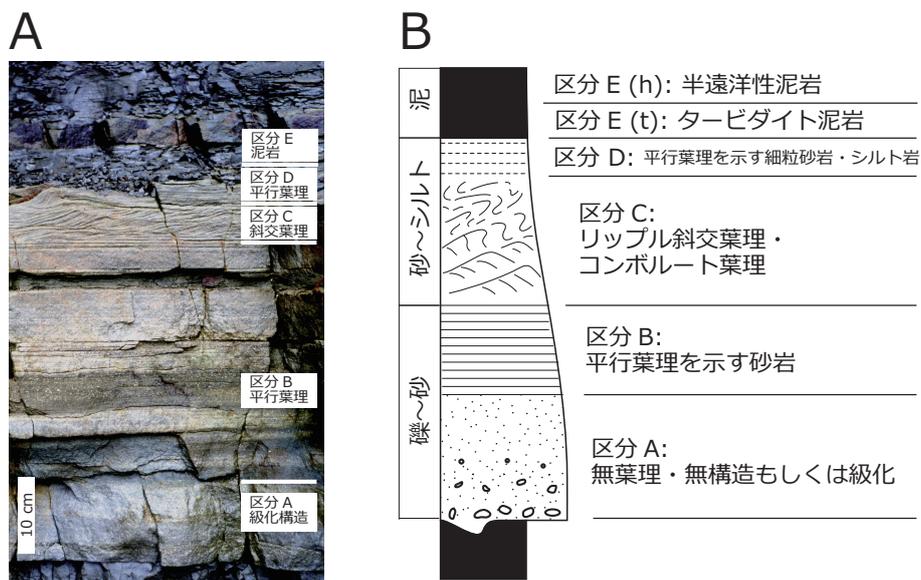


図4 タービダイトの堆積構造。A. 北海道東部に分布する上部白亜系厚岸層のタービダイト。上方に細粒化しており、堆積構造が平行葉理から斜交葉理に移り変わって、その上位に泥岩が重なっている。B. バウマ・シーケンスの模式図。

区分が欠けていることが普通だが、重なる順序が入れ替わることは珍しい。バウマ・シーケンスは、混濁流の減速を表す構造と解釈されているものの、その詳細なプロセスの解釈はいまだに確実なものではない。特に、最下部の A 区分で葉理構造がなぜ見られないのかについては、研究者の間でもいまだに意見が分かれている (Lowe, 1988; Allen, 1991; Shanmugam, 2000; Naruse and Masuda, 2006)。

一般的なタービダイトの堆積構造とは異なり、中粒砂よりも粗粒な粒子を含んだタービダイトは、しばしばバウマ・シーケンスに当てはまらないさまざまな構造を示す (Lowe, 1982)。典型的には、粗粒なタービダイトにはほとんど葉理が見られず、下部から上部まですべてバウマ・シーケンスの A 区分の無葉理構造部だけで占められていることがある (Stow and Johansson, 2000)。また、粗粒なタービダイトの下部には逆級化（上方に向かって粗粒化する構造）を示す 1–10 cm 程度のレイヤーがいくつか見られることがある。このようなレイヤーは定間隔層理 (spaced stratification) もしくは通称「トラクションカーペット (traction carpet)」と呼ばれているが (Hiscott and Middleton, 1979; Lowe, 1982), その成因はいまだによくわかっていない (Hiscott, 1994b; Sohn, 1997)。さらに、粗粒なタービダイトは非常に大型 (直径数 cm~数十 cm) の泥岩の破片をしばしば含む。このような非典型的なタービダイトの構造がどのようなプロセスで形成されたのかについて

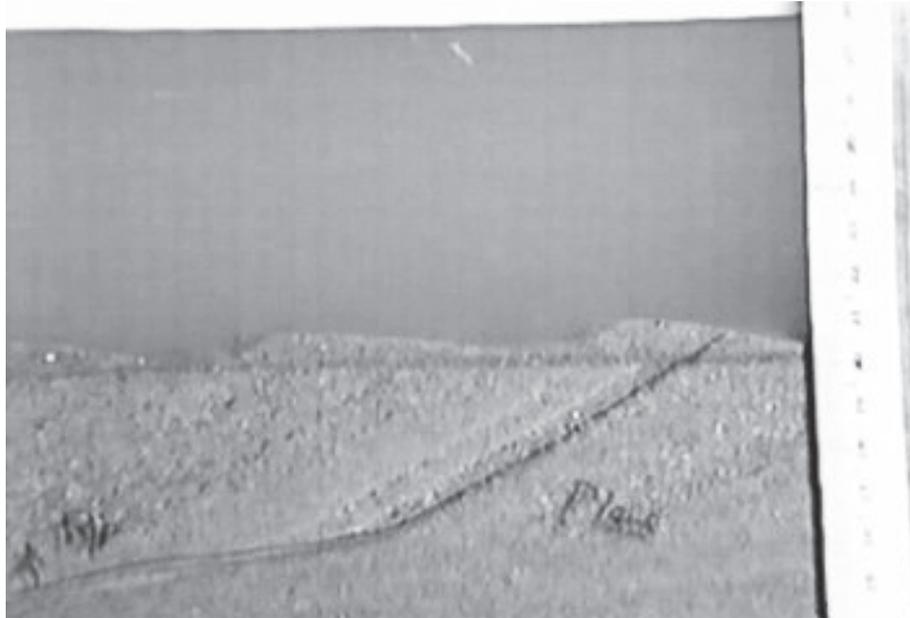


図5 カレントリップルの水槽実験。水流によって河床面にさざ波状の微地形が形成されている。この微地形が移動することで堆積物の内部に斜交葉理が形成される。

ては、現在盛んに研究が行われているところである (Postma et al., 1988, 2014)。

## 4 混濁流が作る地形と地層

混濁流は深海にタービダイトを堆積させ、海底扇状地と呼ばれる地形を作る (図 6)。海底扇状地は、大陸棚よりも深く波浪の影響が届かない水深 (水深約 200 m 以上) の海底に形成される地形で、陸上の扇状地と形態が類似しているためにその名がつけられている (Barnes and Normark, 1985)。海底扇状地はタービダイトの集積体であり、地下に埋没した海底扇状地はしばしば大規模な石油・天然ガス貯留岩となることで知られている (Weimer and Link, 1991)。特に、後述の海底チャンネルを埋積する粗粒タービダイトや、ローブを構成する平板上のタービダイトが探鉱のターゲットとなっている (Covault et al., 2016)。

海底扇状地の地形は、海底谷・自然堤防付チャンネル・ローブの3つに細分される (Walker, 1978)。一番上流側に発達するのが (1) 海底谷 (submarine canyon) であり、大陸棚に刻まれた、しばしば比高 2000 m を超える大規模な谷である。例えば、海底谷として最も地形学的研究の進んでいるアメリカ・Monterey 海底谷の谷の深さは、陸上最大の谷であるグランドキャニオンを超えるものとなっている (Normark et al., 2003)。日本近海にも

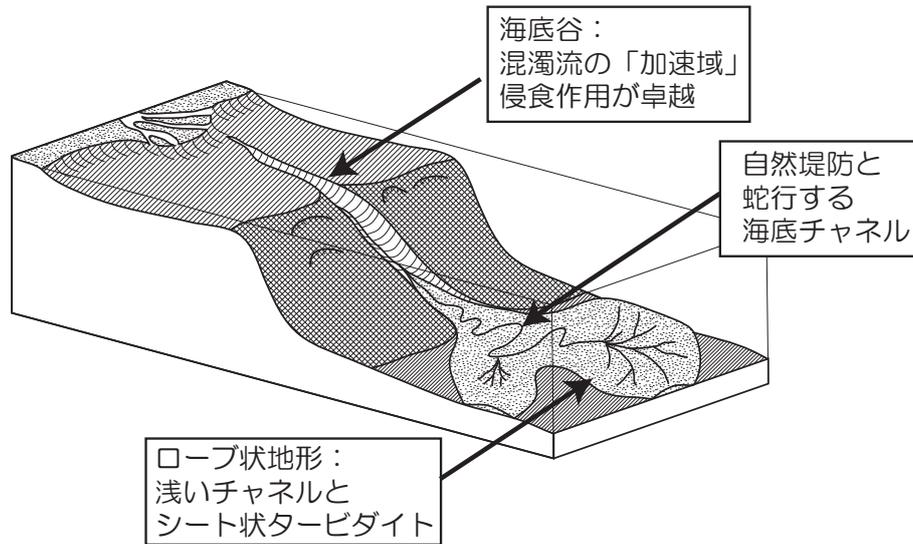


図 6 海底扇状地の模式図。海底扇状地の上流側には侵食地形である海底谷が分布する。中流域には自然堤防を伴う海底チャネルが発達し、その下流端にはローブ地形が形成される。自然堤防の決壊が起こると、クレバススプレイと呼ばれる小規模なローブ地形が局所的に形成されることもある。

多数の海底谷が分布しており (Noda et al., 2008), それぞれ比高 1000 m に達するような深い谷が大陸棚を刻んでいる。通常, 海底谷の内部は礫岩や海底地すべり堆積物で埋積されていることが多いが, 主に半遠洋性泥岩によって埋積されている海底谷も存在する。

海底谷の下流側に発達するのは, (2) 自然堤防付海底チャネル (submarine leveed channel) である。この地形は, 上から見た形状が陸上の蛇行河川とそっくりで, 流路からあふれだした混濁流が自然堤防をうず高く発達させることが特徴である。陸上の河川とはことなり, 海底チャネルの自然堤防は高さ 50 m を超えるようなものもあり, チャネルの底面が周囲の盆地底よりも高い天井川状の地形となっていることがある (Pirmez and Imran, 2003)。陸上では人為的な影響がない限り天井川は作られないのに対して, 深海底では自然のプロセスとして天井川が形成されるが, その原因についてはいまだに明らかになっていない。海底チャネルは長さに関しても極めて長大で, 日本近海の富山海底長谷では 550 km, 前述のインド沖のベンガル海底チャネルでは約 2800 km にもわたって伸びている (Curry et al., 2003)。チャネルを埋積するタービダイトは粗粒で, しばしば厚さ数メートルを超える。これは, チャネルの中を混濁流が繰り返し流れ, 複数枚のタービダイトが癒合した結果, あたかも 1 枚の分厚い層が形成されたかのように見えていると解釈されている (Jobe et al., 2010)。ただし, チャネル埋積砂岩の広がりとは極めて局所的 (幅数

km) であり、チャンネルの形態を反映して、砂岩体もレンズ上の形状を示していることが多い。一方、自然堤防を作っているタービダイトは非常に泥勝ちで、一枚当たりの厚さも数 cm とチャンネル埋積物に比べて極めて薄い層となっている (Walker, 1985)。

最後に、自然堤防海底チャンネルの下流端には、(3) ローブ (lobe) もしくはフロントルスプレイ (frontal splay) と呼ばれる平板上の地形が発達する (Posamentier and Kolla, 2003)。ローブは比較的スムーズな円弧状もしくは舌状の地形で、表面には小規模な海底の流路地形が観察されることもあるが、自然堤防はほとんど発達しない。ローブの特に上流側は比較的厚い (数十 cm~数 m) タービダイトが堆積して、場合によってはチャンネルを埋積するタービダイトのように癒合して分厚い砂岩体を形成している。ローブの広がりには地域によってまちまちであるが、長さ数 km から 10 km 程度が典型的なサイズとなっている (Cullis et al., 2019)。

これら海底谷・自然堤防チャンネル・ローブという地形要素の組み合わせは、すべての海底扇状地で見られるわけではない (Stow et al., 1996)。自然堤防付き海底チャンネルが長く伸びていて、ローブはほとんど発達しないような海底扇状地も存在する。一方、安定した自然堤防付海底チャンネルを持たず、ローブだけが発達するような海底扇状地も、特に日本近海ではしばしばみられる。このような海底扇状地の地形発達に見られた多様性の原因はまだ完全にはわかっていないが、供給源での土砂の粒度分布が大きな要因となっている可能性が高い。大陸で強く風化を受け、泥を多く含むようになった土砂が流出する海域 (例。アマゾン川沖合) では、自然堤防チャンネルが長く伸びる傾向がある (Pirmez and Imran, 2003)。一方、粗粒な土砂が大量に供給される海域では、自然堤防チャンネルがあまり発達せず、ローブが海底扇状地の大部分の領域を占めていることが多い。このような海底扇状地の地形的多様性をより定量的に予測するため、数値モデルや水槽実験による研究が進められている (成瀬, 2016)。

## 5 混濁流の発生頻度の謎

現地観測が進展したことにより、混濁流はかつてのような幻の存在ではなくなった。すでに記した通り、近年では数多くの混濁流が現地で観測され、超音波流速計などによってその流速などが測定されている。一方で、露頭やコアでのタービダイト研究から得られた知見と、現地観測の結果にはいくつもの矛盾が生じている。一般に、露頭・コアで見られるタービダイトは、おおむね 500–1000 年以上の間隔で堆積している。例えば、石原他 (1997) は、房総半島の前弧海盆堆積物である安房層群を調査し、タービダイト砂層がおおよそ 1200–1300 年に一回程度の頻度で堆積していることを報告している。また、Clare

et al. (2014) は、アフリカ北西沖・西地中海・アペニン山脈のタービダイトを解析し、その堆積の再来周期がポアソン分布となっていて、どの地域でもおおむね 1400-3 万 6000 年程度の周期で堆積していることを明らかにしている。その一方、2000 年代以降の現地観測研究によると、海底谷の内部では混濁流は年間数回以上という高頻度で発生している (Xu et al., 2004; Xu, 2010; Sumner et al., 2013)。特に、Monterey 海底谷では 1 年余りの期間で 15 回もの混濁流が観測された (Paull et al., 2018) (図 7)。さらに、カナダ Squamish 湾における音響探査では、水深約 60 m の海底でわずか 6 日間に 14 回もの混濁流が観測されている (Hughes Clarke, 2016)。このように、現地観測の結果からは、混濁流がごく日常的なイベントであることがうかがえる。それに対して、地層中のタービダイトの堆積頻度からは、混濁流が数百年に一回の極めてまれな現象と推定されているのである。

この混濁流の発生頻度に関する観測と露頭観察の違いは、何がもたらしているのだろうか。一つの可能性として考えられるのは、現世で観測されているような発生頻度の高い混濁流は規模が小さく、ほとんど地層中に堆積物を残さないのかもしれないということである。もしそうだとすると、地層中に見られる数 cm~数十 cm の厚いタービダイトは、数百年に一回起こる超巨大規模の混濁流の堆積物と解釈することができる。この解釈が正しければ、地層中のタービダイトが堆積する頻度は、低頻度かつ高リスクのイベント（巨大津波・地震など）の発生頻度を示しているということになる (Goldfinger et al., 2003)。この場合、現地観測で得られた混濁流の流速や濃度は、地層中のタービダイトを堆積させた流れとはかなり異なるものと想定しなくてはならないだろう。

この観測と露頭の知見のギャップを埋める可能性があるのが、タービダイトの逆解析研究である。地層中のタービダイトから混濁流の流速・濃度・厚さなどの水理条件を復元できるのであれば、復元値と現生の観測結果を比べることで、両者が果たして異なる規模の流れから堆積したのかどうかを直接的に確かめることが出来るはずである。そこで、筆者の研究グループは、露頭のタービダイトの層厚・粒度分布から混濁流の水理条件を求める逆解析手法の開発に取り組んでいる (Cai and Naruse, 2020; Mitra et al., 2020)。これは、以下のような手法である (図 8)。まず、混濁流の数値モデルを利用し、さまざまな水理条件（初期流速・濃度など）を与えた場合に堆積するタービダイトの層厚・粒度分布を求める。次に、水理条件とタービダイトの特徴との関係をニューラルネットワークによって学習する。この学習が成功すれば、訓練済みのニューラルネットワークを使って、自然界のタービダイトの層厚・粒度分布から混濁流の水理条件を求めることができる。実際に、この手法は水槽実験で発生させた混濁流の水理条件をタービダイトから推定することに成功している (Cai and Naruse, 2020)。今後、この手法によって実際の地層中のター

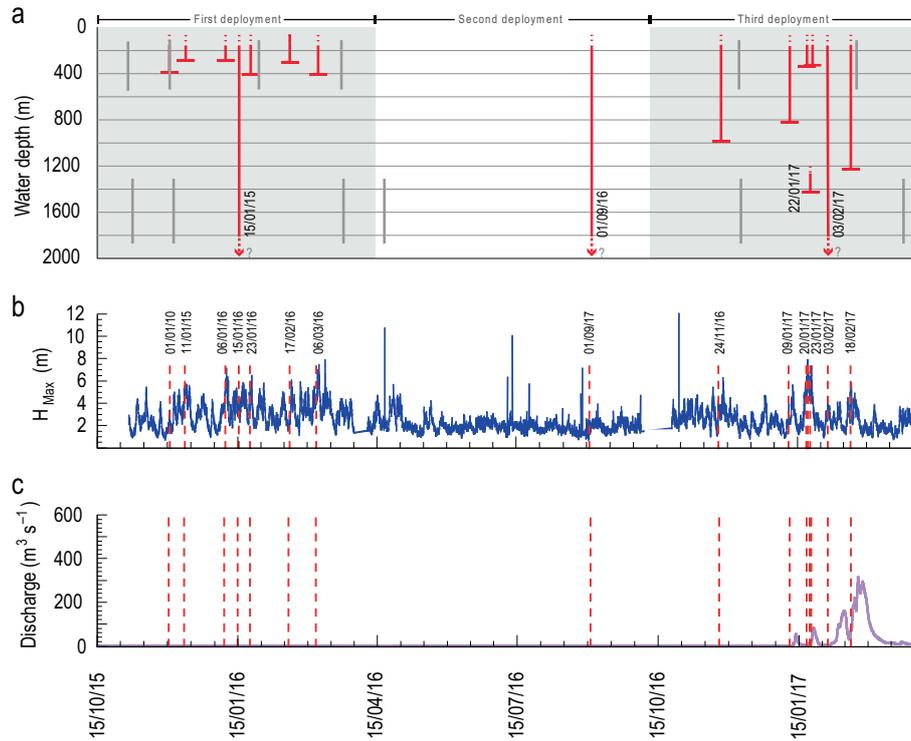


図 7 Monterey 海底谷で観測された混濁流の発生時期と波高および河川流量との関連性。a. 混濁流の発生と観測された水深の範囲（赤線）。最終的に 3 つの流れが最下流の観測地点を通過した。そのほかの混濁流は最下流にたどりつくまでに終息している。 b. 周辺海域の最大波高。 c. 周辺の Salinas 川の流量。図は Paull et al. (2018) よりクリエイティブ・コモンズ・ライセンス（表示 4.0 国際）<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/> に基づいて引用。

ビダイトから混濁流を逆解析することが可能になれば、地層中のタービダイトの発生頻度が観測と異なる原因についても検討することが出来るようになるだろう。タービダイトが極端に大規模な混濁流で無ければ堆積しないのだとすると、地層から過去の災害履歴を復元するための道が開かれることになる。また、限られた区間におけるタービダイトの計測データから逆解析によって流れの性質を復元することができるようになれば、限定的な情報からタービダイト層全体の形状分布を推定することもできるようになる。すなわち、タービダイト逆解析手法は、地下資源探鉱にも有用なツールとなる可能性があるだろう。

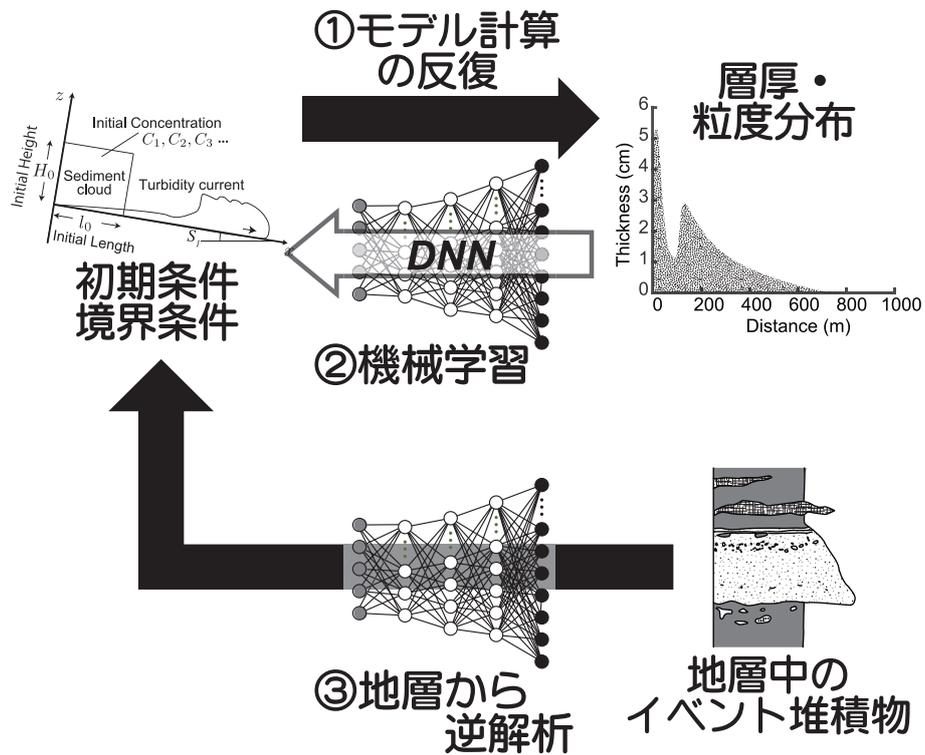


図8 ニューラルネットワークによる混濁流逆解析手法の模式図。

## 6 まとめ

本稿では、混濁流という現象と、その堆積物であるタービダイトの特徴を紹介した。混濁流は海中で発生する密度流の一種で、浮遊する土砂によって生じる過剰な密度によって駆動される流れである。混濁流は地震・津波・嵐などさまざまなプロセスから発生し、海底で堆積物を侵食しながら加速し、大規模化する現象である。混濁流の堆積物はタービダイトとよばれ、しばしば大規模な石油・天然ガス貯留岩となることで知られている。タービダイトは級化構造やバウマ・シーケンスといった特徴的な構造を示す。タービダイトがつくる海底の地形は海底扇状地とよばれ、陸上の扇状地・河川とよく類似した特徴を示すが、陸上と比べて地形の規模が極めて大きい。これまで、地層中のタービダイトの堆積頻度から、混濁流は数百年に一回程度発生するような稀な現象と考えられてきた。しかし、近年になって深海の現地観測による研究が盛んになっており、その結果として海域によっては混濁流が非常に頻繁に起こっていることなどが明らかになってきた。地層の解析結果と観測との相違の原因については、今後の研究課題となっている。

## 参考文献

- Allen, J. R. L. (1991) “The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 61, No. 2, pp. 291–295, DOI: 10.1306/D42676F4-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Amy, Lawrence A. and Peter J. Talling (2006) “Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120× 30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy,” *Sedimentology*, Vol. 53, No. 1, pp. 161–212.
- Arai, Kazuno, Hajime Naruse, Ryo Miura et al. (2013) “Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake,” *Geology*, Vol. 41, No. 11, pp. 1195–1198.
- Baas, J. H., R. L. van Dam, and J. E. Storms (2000) “Duration of deposition from decelerating high-density turbidity currents,” *Sedimentary Geology*, Vol. 136, pp. 71–88, DOI: 10.1016/S0037-0738(00)00088-9.
- Barnes, Neal E and William R Normark (1985) “Diagnostic parameters for comparing modern submarine fans and ancient turbidite systems,” in *Submarine fans and related turbidite systems*, pp. 13–14: Springer.
- Bouma, Arnold H (1962) “Sedimentology of some flysch deposits,” *Agraphic approach to facies interpretation*, Vol. 168.
- Cai, Zhirong and Hajime Naruse (2020) “Inverse Analysis of Experimental Scale Turbidity Currents by Deep Learning Neural Network,” *Earth and Space Science Open Archive*, p. 35, DOI: 10.1002/essoar.10503213.1.
- Clare, Michael A., Peter J. Talling, Peter Challenor, Giuseppe Malgesini, and James Hunt (2014) “Distal turbidites reveal a common distribution for large ( $\geq 0.1$  km<sup>3</sup>) submarine landslide recurrence,” *Geology*, Vol. 42, No. 3, pp. 263–266.
- Covault, Jacob A, Zoltan Sylvester, Stephen M Hubbard, Zane R Jobe, and Richard P Sech (2016) “The stratigraphic record of submarine-channel evolution,” *The Sedimentary Record*, Vol. 14, No. 3, pp. 4–11.
- Cullis, Sophie, Marco Patacci, Luca Colombera, Laura Bührig, and William D McCaffrey (2019) “A database solution for the quantitative characterisation and comparison of deep-marine siliciclastic depositional systems,” *Marine and Petroleum*

- Geology*, Vol. 102, pp. 321–339.
- Curry, Joseph R, Frans J Emmel, and David G Moore (2003) “The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 19, No. 10, pp. 1191–1223.
- Goldfinger, Chris, C Hans Nelson, Joel E Johnson, and Shipboard Scientific Party (2003) “Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites,” *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 31, No. 1, pp. 555–577.
- Hage, Sophie, Matthieu J B Cartigny, Esther J Sumner et al. (2019) “Direct monitoring reveals initiation of turbidity currents from extremely dilute river plumes,” *Geophysical research letters*, Vol. 46, No. 20, pp. 11310–11320.
- Hirayama, Jiro and Terumasa Nakajima (1977) “Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan,” *Sedimentology*, Vol. 24, No. 6, pp. 747–779.
- Hiscott, Richard N (1994a) “Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 64, No. 2a, pp. 209–214.
- (1994b) “Traction-carpet stratification in turbidites; fact or fiction?” *Journal of sedimentary research*, Vol. 64, No. 2a, pp. 204–208.
- Hiscott, Richard N and Gerard V Middleton (1979) “Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada.”
- Hughes Clarke, John E. (2016) “First wide-angle view of channelized turbidity currents links migrating cyclic steps to flow characteristics,” *Nature communications*, Vol. 7, No. 11896, DOI: 10.1038/ncomms11896.
- Ikehara, Ken (1999) “Recurrence interval of deep-sea turbidites and its importance for paleoseismicity analysis,” *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, Vol. 49, No. 49, pp. 13–21.
- Jobe, Zane R, Anne Bernhardt, and Donald R Lowe (2010) “Facies and architectural asymmetry in a conglomerate-rich submarine channel fill, Cerro Toro Formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 80, No. 12, pp. 1085–1108.
- Kase, Yoshihiro, Maromi Sato, Naohisa Nishida, Makoto Ito, Muhammad Ma’ruf

- Mukti, Ken Ikehara, and Shigeru Takizawa (2016) “The use of microstructures for discriminating turbiditic and hemipelagic muds and mudstones,” *Sedimentology*, Vol. 63, No. 7, pp. 2066–2086.
- Kendrick, JW (1998) “Turbidite reservoir architecture in the Gulf of Mexico—insights from field development,” in *EAGE/AAPG 3rd Research Symposium—Developing and Managing Turbidite Reservoirs*, pp. cp–100, European Association of Geoscientists & Engineers.
- Kioka, Arata, Tobias Schwestermann, Jasper Moernaut, Ken Ikehara, Toshiya Kanamatsu, Timothy Eglinton, Michael Strasser et al. (2019) “Event stratigraphy in a hadal oceanic trench: The Japan Trench as sedimentary archive recording recurrent giant subduction zone earthquakes and their role in organic carbon export to the deep sea,” *Frontiers in Earth Science*, Vol. 7.
- Kneller, Ben (1995) “Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction,” *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 94, No. 1, pp. 31–49.
- Lowe, Donald R (1982) “Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents,” *Journal of sedimentary research*, Vol. 52, No. 1, pp. 279–297.
- Lowe, Donald R. (1988) “Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures,” *Sedimentology*, Vol. 35, No. 5, pp. 765–776.
- Mitra, Rimali, Hajime Naruse, and Tomoya Abe (2020) “Estimation of Tsunami Characteristics from Deposits: Inverse Modeling using a Deep-Learning Neural Network,” *Earth and Space Science Open Archive*, p. 42, DOI: 10.1002/essoar.10502395.2.
- Mulder, Thierry, James P M Syvitski, Sébastien Migeon, Jean Claude Faugeres, and Bruno Savoye (2003) “Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 20, No. 6-8, pp. 861–882.
- Naruse, H, O Sequeiros, M H García, G Parker, N Endo, K S Kataoka, M Yokokawa, and T Muto (2008) “Self-accelerating turbidity currents at laboratory scale,” in Hulscher, Dohmen-Janssen ed. *Proceedings of the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: Rcem 2007*, pp. 473–476, Enschede.
- Naruse, Hajime and Fujio Masuda (2006) “Visualization of the internal structure of the massive division in experimental sediment-gravity-flow deposits by mapping of

- grain fabric,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 76, No. 5, pp. 854–865.
- Noda, Atsushi, Taqumi TuZino, Ryuta Furukawa, Masato Joshima, and Jun-ichi Uchida (2008) “Physiographical and sedimentological characteristics of submarine canyons developed upon an active forearc slope: The Kushiro Submarine Canyon, northern Japan,” *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 120, No. 5-6, pp. 750–767.
- Normark, William R, Paul R Carlson, MA Chan, and AW Archer (2003) “Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record?,” *Special Papers-Geological Society of America*, pp. 175–190.
- Ohata, Koji, Hajime Naruse, Miwa Yokokawa, and Enrica Viparelli (2017) “New bedform phase diagrams and discriminant functions for formative conditions of bedforms in open-channel flows,” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 122, No. 11, pp. 2139–2158.
- Parker, Gary (1982) “Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents,” *Marine Geology*, Vol. 46, No. 3, pp. 307–327, DOI: 10.1016/0025-3227(82)90086-X.
- Parker, Gary, Yusuke Fukushima, and Henry M. Pantin (1986) “Self-accelerating turbidity currents,” *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 171, pp. 145–181, DOI: 10.1017/S0022112086001404.
- Paull, Charles K, Peter J Talling, Katherine L Maier et al. (2018) “Powerful turbidity currents driven by dense basal layers,” *Nature communications*, Vol. 9, No. 1, pp. 1–9.
- Piper, D J W and M L Morrison (1999) “The sequence of events around the epicentre of the 1929 GrandBanks earthquake: Initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar,” *Sedimentology*, Vol. 46, pp. 79–97, DOI: 10.1046/j.1365-3091.1999.00204.x.
- Pirmez, Carlos and Jasim Imran (2003) “Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 20, No. 6-8, pp. 823–849, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2003.03.005.
- Posamentier, Henry W and Venkatarathnan Kolla (2003) “Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings,” *Journal of sedimentary research*, Vol. 73, No. 3, pp. 367–388.
- Postma, George, Wojciech Nemec, and Karen L Kleinspehn (1988) “Large floating

- clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement,” *Sedimentary geology*, Vol. 58, No. 1, pp. 47–61.
- Postma, George, Kick Kleverlaan, and Matthieu J. B. Cartigny (2014) “Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model,” *Sedimentology*, Vol. 61, No. 7, pp. 2268–2290, DOI: 10.1111/sed.12135.
- Saitoh, Yu, Tsuyoshi Ishikawa, Masaharu Tanimizu, Masafumi Murayama, Yurika Ujiie, Yuzuru Yamamoto, Kohtaro Ujiie, and Toshiya Kanamatsu (2015) “Sr, Nd, and Pb isotope compositions of hemipelagic sediment in the Shikoku Basin: Implications for sediment transport by the Kuroshio and Philippine Sea plate motion in the late Cenozoic,” *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 421, pp. 47–57.
- Sequeiros, O. E., H. Naruse, N. Endo, M. H. Garcia, and G. Parker (2009) “Experimental study on self-accelerating turbidity currents,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 114, No. C5, p. C05025, DOI: 10.1029/2008JC005149.
- Shanmugam, Ganapathy (2000) 「50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective」, 『Marine and petroleum Geology』, 第 17 卷, 第 2 号, 285–342 頁.
- Shepard, Francis P and Neil F Marshall (1973) “Storm-generated current in La Jolla Submarine Canyon, California,” *Marine Geology*, Vol. 15, No. 1, pp. M19–M24.
- Sohn, Y K (1997) “On traction-carpet sedimentation,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 67, No. 3, pp. 502–509.
- Stow, D. A. V., H. G. Reading, and J. D. Collinson (1996) *Deep seas*, pp. 395–453: Blackwell.
- Stow, Dorrik A V and Melissa Johansson (2000) “Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 17, No. 2, pp. 145–174.
- Sumner, E. J., J. Peakall, D. R. Parsons et al. (2013) “First direct measurements of hydraulic jumps in an active submarine density current,” *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, No. 22, pp. 5904–5908, DOI: 10.1002/2013GL057862, 2013GL057862.
- Talling, P. J., R. B. Wynn, D. G. Masson et al. (2007) “Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide,” *Nature*, Vol. 450, pp. 541–544, DOI: 10.1038/nature06313.
- Talling, P. J., J. Allin, D. A. Armitage et al. (2015) “Key future directions for research

- on turbidity currents and their deposits,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 85, pp. 153–169, DOI: 10.2110/jsr.2015.03.
- Talling, Peter J. (2014) “On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings,” *Marine Geology*, Vol. 352, pp. 155–182.
- Tokuhashi, Shuichi (1979) “Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan.”
- Vangriesheim, Annick, Alexis Khripounoff, and Philippe Crassous (2009) “Turbidity events observed in situ along the Congo submarine channel,” *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Vol. 56, No. 23, pp. 2208–2222, DOI: 10.1016/j.dsr2.2009.04.004.
- Walker, Roger G (1978) “Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps,” *AAPG Bulletin*, Vol. 62, No. 6, pp. 932–966.
- (1985) “Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California; a possible channel-levee complex,” *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 55, No. 2, pp. 279–290.
- Weimer, Paul and Martin H Link (1991) “Global petroleum occurrences in submarine fans and turbidite systems,” in *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, pp. 9–67: Springer.
- Xu, J. P. (2010) “Normalized velocity profiles of field-measured turbidity currents,” *Geology*, Vol. 38, No. 6, pp. 563–566, DOI: 10.1130/G30582.1.
- Xu, J. P., M. A. Noble, and L. K. Rosenfeld (2004) “In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents,” *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, p. L09311, DOI: 10.1029/2004GL019718.
- Yoneda, Jun, Akira Masui, Yoshihiro Konno et al. (2015) “Mechanical properties of hydrate-bearing turbidite reservoir in the first gas production test site of the Eastern Nankai Trough,” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 66, pp. 471–486.
- 成瀬元 (2011) 「混濁流のオートサスペンション: その意義と課題」, 『地質学雑誌』, 第 117 巻, 第 3 号, 122–132 頁.
- (2016) 「海底チャネル地形の多様性の要因」, 『石油技術協会誌』, 第 81 巻, 第 1 号, 22–32 頁.
- 松島亘志・成瀬元・横川美和・東良慶・今泉文寿・佐々真志・田島芳満・知花武佳 (2020)

『土砂動態学：山から深海底までの流砂・漂砂・生態系』，共立出版。  
石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一 (1997) 「房総半島安房層群上部のタービダイトシー  
クエンスの時系列解析」，『地質学雑誌』，第 103 卷，第 6 号，579-589 頁。