

総説

タービディティー・カーレントの発生機構  
—タービダイトを用いた海域地震発生間隔評価手法の確立に向けて—

中嶋 健\*

Takeshi NAKAJIMA (2000) Initiation processes of turbidity currents: implications for assessment of recurrence intervals of offshore earthquakes using turbidites. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51 (2/3), p. 79-87, 1 fig., 1 table.

**Abstract:** Initiation processes of turbidity currents are reviewed with the aim to clarify validity of offshore seismic hazard assessment using turbidite occurrence. Turbidity currents are generated from either injection of concentrated-sediment suspension or mass failures on submarine slopes. The former processes include direct discharges from rivers, ignitive flows resulting from storm or tidal surges, density undercurrents derived from suspension layers on shelves and discharges of volcanoclastic sediments. Possible triggers of turbidity currents are not only earthquakes, but also floods, storms, tides, tsunamis, volcanic eruptions, oversteepening of slopes, overloading of sediments, generation of gasses, sea-level falls and so on. While most turbidity currents are generated on shelves, mass failures of submarine slopes triggered by earthquakes are the most possible process for generating turbidity currents in deeper settings. Therefore, it is concluded that recurrence intervals of earthquakes can not be estimated confidently on the basis of frequency of turbidites when this method is applied to coastal basins with narrow shelves. Turbidity currents originated from shelves may intrude into such basins. However, this method can be applied with much more confidence for deeper basins which are separated from shelves by structural highs (e.g. ridges). Further studies are required to clarify initiation mechanisms of turbidity currents and their resulting deposits.

要 旨

タービダイトを用いて海域地震の発生間隔を評価する手法の有効性を検証するために、特にタービディティー・カーレントの発生機構についてレビューを行った。タービディティー・カーレントは、懸濁水の流入によるか、海底斜面の崩壊により発生する。懸濁水の流入による発生機構には、高濁度河川水の直接流入、高波・潮汐による下降流から発生するイグニティブフロー、大陸棚の懸濁層から発生する下降流、および火山砕屑物の流入による高密度流の発生がある。タービディティー・カーレント発生のトリガーとなりうるのは、地震のほか洪水、暴風、潮汐、津波、火山噴火、急斜面の形成、過堆積、ガスの発生、海水準の低下等がある。これらのトリガーによるタービディティー・カーレントの多くは大陸棚上で発生する。一方、陸棚斜面以深では、地震により発生する海底斜面の崩壊が最も可能性の高いタービディティー・カーレントの発生機構である。以上のこと

から、狭い大陸棚で陸と隔てられた沿岸海盆では大陸棚起源のタービディティー・カーレントの流入が考えられるので、タービダイトの頻度を用いて信頼性の高い地震発生間隔の評価を行うことは現状では困難である。一方、海嶺などの地質構造により、大陸棚から隔離された深海盆ではこの手法を用いてより信頼性の高い海域地震発生間隔の評価が可能である。タービディティー・カーレントの発生機構はまだ十分解明されていないため、発生機構の解明と各機構の結果堆積した堆積物についての研究が今後さらに必要である。

1. はじめに

海底地震で発生した地滑りにより、タービディティー・カーレント(混濁流・乱泥流)が発生しタービダイトの堆積が生じることは良く知られている(Heezen and Ewing, 1952; Heezen *et al.*, 1954; Heezen and

\*海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

Keywords: turbidity current, initiation, trigger, turbidite, earthquake, recurrence interval

Ewing, 1955)。このため、地震がタービディティー・カーレントの重要なトリガーであると考えられてきた。この点に注目し、タービダイトを用いて過去の地震の発生間隔やその強度(震度)を推定する試みも行われている(Kastens, 1984; Adams, 1990; 中嶋・金井, 1995; Inouchi *et al.*, 1996)。特に深海域においては、活断層の活動度や活動履歴を直接詳細に調べることが不可能であるため、この手法は有力な地震発生ポテンシャル評価手法の一つとして注目されている。

一方、タービダイトを海域地震発生間隔評価に一般的に応用するに当たっては、次に述べるような数々の問題点が指摘される。1)タービディティー・カーレントは地滑りだけではなく、洪水や暴風時の高波等によっても発生する(Normark and Piper, 1991)、また海底地滑りの発生要因は地震だけとは限らない。従って、タービダイトを直ちに地震の記録とみなして良いのか? 2)海底地震により必ず地滑りは発生するのか、また海底地滑りから必ずタービディティー・カーレントが発生しタービダイトが堆積するのか? 3)地震により発生したタービディティー・カーレントの到達範囲や、タービダイトの分布・規模は? またそれらと地震の規模との関係は? これらに関連して、少数のコアによりイベントを漏らさず認定することはできるのか?

本論文では、これらの問題点のうち、1)のタービディティー・カーレントの発生機構に中心をおいてレビュー

し、タービダイトから海域地震の活動履歴を評価する上での問題点を指摘し、その対策と今後の課題について述べる。

## 2. タービディティー・カーレントの発生機構

ここではタービディティー・カーレントの発生メカニズム及びトリガーとなるイベントについてレビューする。

### 2.1 タービディティー・カーレントの発生機構による分類

第1表にタービディティー・カーレントの発生機構による分類を試みた。今までに様々なタービディティー・カーレントの発生機構が提案されているが、タービディティー・カーレントの発生とその発生機構やトリガーとの関係が、直接観測により確認されているものは限られ、その発生機構はまだ十分に解明されているとは言えない。

タービディティー・カーレント(turbidity current)とは流体の中で懸濁状態にある粒子により形成される密度流で、流れの中で発生する乱流(turbulence)により粒子の懸濁が保持されるものを言う(Pickering *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 1996)。タービディティー・カーレントは、乱流の保持と流体の運動が基本的に重力の作用に

第1表 タービディティー・カーレントの発生機構による分類。  
Table. 1 Classification of turbidity currents based on their initiation processes.

大分類	起源	タイプ	発生機構	トリガー
懸濁水の流入	高濁度河川水の直接流入	持続型 サージ型	1. 洪水起源のハイパーピクナルフロー 2. 洪水時の表層懸濁層からの堆積物の沈下により形成された底層高密度懸濁層からの下降流	・洪水 ・氷河の融解
	高波・潮汐による下降流から発生するイグニティブフロー	サージ型	1. 海底谷頭で暴風時の高波起源の離岸流による砂の侵食で発生するイグニティブフロー 2. 高波の下降反流による海底斜面の侵食で発生するイグニティブフロー 3. 引き潮により発生するイグニティブフロー 4. 津波の引き波により発生するイグニティブフロー	・暴風 ・潮汐 ・津波
	懸濁層から発生する下降流	サージ型 持続型	1. 暴風時の波浪・潮流による陸棚堆積物の巻き上げによる懸濁層の流下 2. 河川水起源のネフェロイドレイヤーからの下降流	・暴風 ・潮汐 ・河川水の流入
	火山砕屑物の流入により発生する高密度流	サージ型 持続型	1. 海底火山噴火または陸上の火砕流の流入による高密度流の形成 2. 降下火山灰により形成された懸濁層から発生するイグニティブフロー	・火山噴火
斜面崩壊からの変化	斜面崩壊からの変化	サージ型 持続型	1. 地滑り起源の水中土石流からの変化 2. 海底斜面堆積物の液化化によるイグニティブフローの発生	・地震 ・波浪 ・潮汐 ・津波 ・急斜面の形成 ・過堆積 ・ガスの発生 ・海水準の低下

よりまかなわれている堆積物重力流 (Middleton and Hampton, 1976) の一種であることから、その発生には周囲の流体よりも密度の高い密度流が形成され、流体の浮力に打ち勝って底層を流れる必要がある。一方、粒子の濃度が一定以上になると粒子間の衝突による作用が急速に増加して乱流が妨げられるので、タービディティール・カーレントの発生のためには密度流の濃度は限界値 (約9体積%) 以下である必要がある (Bagnold, 1962)。タービディティール・カーレントの発生機構は、大きくは水中への懸濁水の流入によるものと、水中での斜面崩壊から発生するものとに分類される (第1表)。前者は流体中に周囲よりも密度の高い密度流を発生させる作用、後者は高濃度・高密度の堆積物を限界値以下に薄める作用によりタービディティール・カーレントを発生させる。

一方、タービディティール・カーレントの形成に必要な密度を持つ密度流が形成されても、安定したタービディティール・カーレントとして継続するためにはタービディティール・カーレントが十分な流速を得て、乱流を維持するためのエネルギーが常に重力から供給される必要がある。Bagnold (1962) はこのような条件をオートサスペンション (auto-suspension) と呼び、重力により供給されたエネルギーが乱流を継続するのに必要なエネルギーに丁度釣り合い、堆積も侵食も起こらない定常状態を考察し、その条件は流速の鉛直方向成分が粒子の沈降速度に釣り合うこととした。しかし、実際にはタービディティール・カーレントの中で消費されるエネルギーのうち、乱流を発生させるために使われるエネルギーはごく僅かで、多くは境界層での摩擦に費やされてしまうので、タービディティール・カーレントはエネルギーを失い、堆積が生じて消滅してしまう (Middleton and Southerd, 1984)。Pantin (1979) 及び Parker (1982) は Bagnold (1962) の考察した条件はオートサスペンションが成立するには十分でないことを明らかにし、継続的なタービディティール・カーレントが発生するためには、タービディティール・カーレントが斜面の堆積物を侵食により新たに取り込んでて加速する必要があるとした。この現象をイグニッション (ignition)、イグニッションにより発生する流れをイグニティブフロー (ignitive flow) と呼ぶ (Parker, 1982)。イグニティブフローが発生するには $10^0$ - $10^1$ m 程度の厚さの薄い流れと比較的急斜面 ( $3^\circ$  程度以上) が必要で、 $10^0$ - $10^1$ m/s 以上の流速と $10^{-2}$  体積%程度の密度が要求される (Normark and Piper, 1991)。タービディティール・カーレントの多くはこのようなイグニティブフローから発生すると考えられている (第1表)。一方、イグニティブフローの発生なしにタービディティール・カーレントが継続するためには、供給源からタービディティール・カーレントに堆積物が供給されつづけるか、土石流からタービディティール・カーレントへの変化が継続

して発生する必要がある (第1表)。前者の可能性は、河川や陸棚の懸濁層からの懸濁水の継続した流入または継続した海底火山噴火、もしくは三角州前置斜面での継続した後退性地滑りなどが考えられる (Løseth, 1999)。タービディティール・カーレントは、このような発生機構の違いから (1) イグニティブフローから発達した継続時間の比較的短いサージ型 (surge-type) と、(2) 供給源から継続した堆積物の供給を受け、継続時間の比較的長い持続型 (sustained-type) に区分される (第1表) (Pickering *et al.*, 1989; Nemeč, 1990, Løseth, 1999)。

タービディティール・カーレントの発生機構は、上に述べた区分の他に、トリガーとなるイベントの種類や堆積物の起源により第1表に示すように細分される。

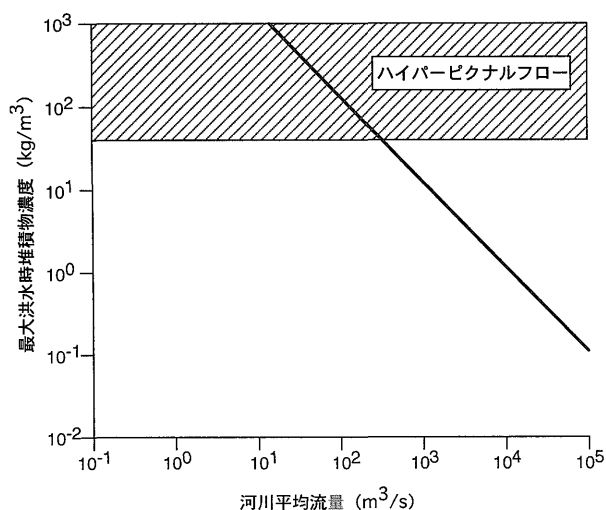
## 2.2 高濁度河川水の直接流入

洪水や氷河の融解により、河川から高濁度水が直接海水や淡水に流入することによってタービディティール・カーレントが発生する (第1表) (Normark and Piper, 1991)。高濁度河川水からタービディティール・カーレントが発生する機構は、(1) 周囲の流体の密度より高密度の洪水流がそのまま沈降し、ハイパーピクナルフロー (hyperpycnal flow; Bates, 1953) と呼ばれる底層の高密度流となって重力の作用で流下する、(2) 洪水流が河口付近の海面に形成した周囲の流体より低密度のヒポピクナルフロー (hypopycnal flow; Bates, 1953) と呼ばれる表層懸濁流からの堆積物の沈下により形成された底層高密度懸濁層からのシート状の下降流の発生、の2種類がある (第1表) (Nemeč, 1990)。このうち、(1) のハイパーピクナルフローは、湖沼やダムなどの淡水では流入する淡水と湖盆の淡水との間にほとんど密度差がない (水温や栄養塩濃度により若干変化する) ため、比較的容易に発生し、観測されている (例えば Normark, 1989, Chikita, 1990)。一方、海水では含まれる塩分のために淡水よりも密度が高くなる ( $1.02$ - $1.03$ kg/l) ため、海水中に流入した河川水がハイパーピクナルフローを発生するためには、より高い堆積物濃度を持つ必要がある。海水中でハイパーピクナルフローが発生するために必要な河川水の堆積物濃度は $35$ - $45$ g/l 以上 (Mulder and Syvitski, 1995) である。海水中でのハイパーピクナルフローは、いくつかのフィヨルドなどで実際に観測されている (Hay, 1987a, b; Prior *et al.*, 1987)。ハイパーピクナルフローは数時間~数日にわたってタービディティール・カーレントを継続させることが知られており、カナダの Saguenay フィヨルドで1663年に発生した洪水によるタービディティール・カーレントは28日間にわたって継続したと推定されている (Syvitski and Schafer, 1996; Mulder *et al.*, 1998)。Mulder and Syvitski (1995) は、河川平均流量・平均堆積物濃度・洪水時流量などから求めた経験式から世界の150河川の最大洪水時堆積物濃度を推定した。彼ら

によると、最大洪水時の堆積物濃度は河川平均流量が増加するにつれてべき乗数的に減少し(第1図)、平均流量の小さい河川ほどハイパーピクナルフローを発生しやすい。世界の150河川の推定結果では、世界の主要大河川がハイパーピクナルフローを発生しないと推定された一方、中小河川を中心に66%の河川は1,000年に一回以上の頻度でハイパーピクナルフローを発生させると推定された。彼らはこの結果から、中小規模の河川がハイパーピクナルフローの発生源として重要であると結論している。(2)のヒポピクナルフローからの沈降による作用も、洪水流が必ずしもハイパーピクナルフローを伴わずにタービディティ・カーレントを発生させる点で重要である。

### 2.3 高波・潮汐による下降流から発生するイグニティブフロー

暴風時の高波により発生する下降流からタービディティ・カーレントが発生する例がいくつか報告されている(Normark and Piper, 1991)。Inman *et al.* (1976) はカリフォルニア沖のスクリプス海底谷での観測から、暴風時のタービディティ・カーレントの発生を報告している。この例では、陸向きの暴風による高波で海岸線に押し寄せ盛り上がった海水が沿岸流を造り、それが海底谷頭に集中して強力な離岸流を形成し、海底谷頭に堆積していた砂を巻き上げて斜面向下の強いタービディ



第1図 世界中の河川から求めた河川平均流量と最大洪水時堆積物濃度との関係(太実線)。斜線部はハイパーピクナルフローの発生する堆積物濃度。Mulder and Syvitski (1995) を改変。

Fig. 1 Relationship between the stream concentration during maximum flood and the average discharge for world rivers. Stripped zone represents stream concentration capable of initiating hyperpycnal flows. Modified from Mulder and Syvitski (1995).

ティ・カーレントを発生させている。この例で観測された最大流速は1.9m/secに及ぶ。Fukushima *et al.* (1985) は、Pantin (1979) 及び Parker (1982) が提唱したイグニティブフローの数値実験により、Inman *et al.* (1976) の観測データとほぼ一致する結果を得て、海底谷でのタービディティ・カーレントの発生機構として、砂の侵食により発生するイグニティブフローが重要であると考察している。このようなタービディティ・カーレントの発生機構は、大陸棚が狭く、海底谷が大陸棚に深く切れ込んでいる場所では一般的であると考えられている(Normark and Piper, 1991)。

ハワイ、オアフ島沖の珊瑚礁外縁斜面でもハリケーン通過時のタービディティ・カーレントの発生が報告されている(Dengler *et al.*, 1984)。この例では最大2.2m/secの斜面下方への流速が記録され、斜面上に設置された流速計は下方へ押し流され、海底ケーブルの切断が発生している。この例では、タービディティ・カーレント発生時に観測系が周囲の底層水の温度より2-4°C高い温度を記録していること、海面近くに置かれた流速計は海底付近とは逆に陸向きの流速を記録していることなどから、ハリケーンの高波により海岸に押し寄せた海水が下降反流となって珊瑚礁外縁斜面上を流下し、礫性堆積物を侵食してイグニティブフローを発生させたと解釈されている(Normark and Piper, 1991)。

潮汐により海底谷の中を上下する海底谷流が形成されるが、この中に時に1 m/sec程度の流速を持つ低密度のタービディティ・カーレントが観測されることがある(Stow, 1986)。これは引き潮で発生した下向きの強い流れが海底谷の砂を侵食してイグニティブフローを発生させていると考えられる。

津波の引き波によっても暴風時の高波と同様の機構でタービディティ・カーレントが発生することが示唆されている(Pickering *et al.*, 1991; Einsele *et al.*, 1996)。津波はその波高やエネルギーが暴風による高波を上回ることから、より大規模に堆積物を沖に運搬する作用があると考えられている(Einsele *et al.*, 1996)。地中海の海底に広域に分布するメガタービダイトの一部は、3,500年前の噴火によるサントリニカルデラの崩壊で発生した津波の引き波により発生したタービディティ・カーレントにより形成されたと解釈されている(Cita *et al.*, 1996)。

### 2.4 懸濁層から発生する下降流

暴風時の波浪による振動波で陸棚上の未固結堆積物が巻き上げられて密度の高い懸濁層を形成し、陸棚外縁斜面に達して重力の作用によりタービディティ・カーレントを発生させるか、高波の下降反流によって下降してタービディティ・カーレントを発生させることが指摘されている(Stow, 1986; Einsele *et al.*, 1996)。陸棚

上や陸棚斜面の堆積物で、ストーム堆積物やテンペスタイトと呼ばれるシート状の堆積物の少なくとも一部はこのような機構で堆積したタービダイトと考えられている (Tokuhashi, 1996)。潮汐によっても陸棚上の未固結堆積物の巻き上げが起こることが指摘されており (Stow, 1986)、波浪と同様の機構でタービディティー・カーレントを発生させると考えられる。

河川起源の細粒堆積物で形成されたネフェロイドレイヤーからも斜面下方や海底谷下方への密度流が生じ、持続的またはイグニティブフロー起源の低密度のタービディティー・カーレントが発生することが指摘されている (Stow, 1986; Normark and Piper, 1991)。

## 2.5 火山砕屑物の流入により発生する高密度流

水中火山砕屑流堆積物的一种(アッシュタービダイト)にはしばしば碎屑性タービダイトと同様の堆積構造(パウマシーケンス)が発達することから、水中火山噴火または陸上で発生する火砕流から供給された多量の火山砕屑物が高密度の密度流を形成し、重力の作用でタービディティー・カーレントとなって運動したと考えられている (Fiske and Matsuda, 1964; Yamada, 1973; Cas and Wright, 1987)。このように高密度の火山砕屑流から直接イグニティブフローまたは持続型のタービディティー・カーレントを発生させる機構の他に、アッシュタービダイトはしばしば土石流堆積物と考えられる水中火山砕屑流堆積物の層相の上位に発達するか、供給源から離れるにつれて土石流堆積物からタービダイトへと変化することから (Fiske and Matsuda, 1964; Cas and Wright, 1986)、過度に高密度となりバグノルド限界 (Bagnold, 1962) を越えた水中火砕流または陸上の火砕流の水中への流入部分が水中土石流となり、流動過程で水と混合してタービディティー・カーレントへと変化する機構 (Hampton, 1972) も重要である。また、アッシュタービダイトの多くは、一度堆積した火山砕屑物の崩壊により再堆積したものと解釈されている (Cas and Wright, 1986)。ただし、この機構は次に述べる斜面崩壊からの変化に分類される。

一方、陸上の火山噴火により降下した火山灰が水中に高密度の懸濁層を形成し、そこから発生するイグニティブフローからタービディティー・カーレントが発生する機構も示唆されている (Normark and Piper, 1991)。

## 2.6 斜面崩壊からの変化

海盆斜面及び三角州前面で発生する斜面崩壊からもタービディティー・カーレントが発生する (Normark and Piper, 1991)。海底斜面崩壊から発生するタービディティー・カーレントの発生機構は大きく分けて、(1) 海底地滑り (スライド) から水中土石流を経てタービディティー・カーレントへと変化する機構 (Hampton, 1972)

と(2) 海底斜面堆積物の液状化によりイグニティブフローが発生する機構 (Einsele, 1990) に区分される (第1表)。

地滑りは、斜面を構成する堆積物中にいくつかの剪断面で剪断破壊が発生することにより生じ、細粒堆積物から構成される海底斜面では普遍的な斜面崩壊過程と考えられている (Hampton, *et al.*, 1996)。安定な斜面を構成する堆積物中では、重力等の作用による斜面下向きの力で生じる剪断応力と、粒子間に働く粘着力及び粒子間の摩擦による抵抗力 (剪断強度) とが釣り合っている。何らかの作用で、剪断応力が増加するか剪断強度が減少するかその両者が起こり、剪断応力が剪断強度の最大値を超えた時に斜面は不安定となり、地滑りが発生する (Prior and Coleman, 1984; Hampton, *et al.*, 1996; Løseth, 1999)。剪断応力が増加する要因は、1) 三角州前面での堆積やテクトニックな傾動または侵食による急斜面の形成 (傾斜の増加)、2) 堆積物の累積による荷重の増加、3) 地震による振動、4) 波浪または津波による周期的な荷重、等が考えられる。一方、剪断強度の減少は主に間隙水圧の増加によってもたらされ、その要因は 1) 急速な堆積、2) 地震の振動、3) 波浪または津波による周期的な荷重、4) 潮汐、5) 海水準の低下、6) ガスの発生、等が考えられる (Prior and Coleman, 1984; Hampton, *et al.*, 1996; Lee *et al.*, 1996; Løseth, 1999)。地滑りは、地滑り体内部での変形と水の添加による剪断強度の急激な減少のために、土石流に変化することがある (Hampton, 1972)。水中土石流からタービディティー・カーレントへの変化の機構は、1) 土石流前面または頭部での周囲の流体との混合と希釈 (Allen, 1971; Hampton, 1972)、2) 土石流体部での周囲からの水の取り込み (Morgenstern, 1967)、3) 土石流の跳水 (ハイドロリックジャンプ) による変化 (Komar, 1971; Weirich, 1988)、4) 土石流内部での乱流の発生 (Hiscott and Middleton, 1979; Middleton and Southard, 1984)、5) 土石流のドロプレーニングによる変化 (Mohrig *et al.*, 1998) などが提案されているが、まだ十分には解明されていない。

一方、細粒堆積物であっても、粘着力が弱く含水率の高い堆積物の場合には地震や波浪によるショックによって液状化が発生し、斜面崩壊から地滑り (スライド) を経ずに直接タービディティー・カーレントが発生する機構も提案されている (Einsele, 1990)。

以上から、斜面崩壊を発生させ、タービディティー・カーレントを発生させる可能性のあるトリガーを第1表にまとめた。しかし、確実に斜面崩壊に起因するタービディティー・カーレントの発生が観測されている例はきわめて少なく (Normark and Piper, 1991)、各トリガーとタービディティー・カーレントの発生との間の直接の因果関係はほとんど実証されていない。これらのトリ

ガーの中でも地震によるタービディティー・カーレントの発生は、地震発生直後の海底ケーブルの切断(Heezen and Ewing, 1952; Heezen *et al.*, 1954; Heezen and Ewing, 1955; Piper *et al.*, 1988) による間接的観測や長期深海観測ステーションによるきわめて希な直接観測例(岩瀬ほか, 1997)によりその因果関係が比較的受け入れられているが、まだ観測例は十分でない。

### 3. タービダイトを海域地震発生間隔の評価に用いる上での問題点と対策

タービディティー・カーレントは様々なトリガーにより様々な機構で発生する(第1表)。したがって、タービダイトの存在を直ちに地震に結びつけることはできない。タービダイトの堆積周期から地震発生間隔を推定するためには、地震をトリガーとするタービダイトを、他のトリガーによるタービダイトから識別するか、地震以外のトリガーが除外できるようなセッティングを選んでこの方法を適用する必要がある。過去の研究例では、陸源のタービディティー・カーレントが到達せず、地震による斜面崩壊起源以外の起源が考えにくい海盆に適用したり(Kastens, 1984; 中嶋・金井, 1995)、独立した複数の堆積システムで広域に同時にタービダイトの堆積を認めたり(Kastens, 1984; Adams, 1990)、歴史地震の年代や震度とタービダイトの対比を詳細に行う(Inouchi *et al.*, 1996) ことにより、タービダイトが地震をトリガーとして堆積したと認定している。しかし、湖沼では洪水起源のハイパーピクナルフローが容易に発生することから、Inouchi *et al.* (1996) の手法を歴史地震によるチェックなしにアприオリに湖沼のタービダイトに適用し、地震活動履歴を評価することは危険である。また、広域でのタービディティー・カーレントの同時発生は、暴風によっても発生する可能性があることが指摘されており(Normark and Piper, 1991)、浅海起源のタービダイトの場合にはそのトリガーを識別することは現状では困難である。

第1表に示したタービディティー・カーレントのトリガーのうち、懸濁水の流入によるものは、海底火山噴火によるものを除いてそのほとんどが浅海域(陸棚外縁以浅)で発生する。また、斜面崩壊のトリガーとなるもののうち、波浪の作用で崩壊が発生するのはせいぜい水深80m程度まで(Lee and Edwards, 1986)と推定されており、潮汐によるものもその発生は沿岸域に限られ(Prior and Coleman, 1984)、津波による作用が大きいのも陸棚上と推定されている(Pickering *et al.*, 1991)。また急斜面の形成や、過堆積によるものも、その発生は三角州前面など浅海の堆積速度のきわめて速いところで最も起こりやすい。これらのことから、浅海(陸棚)起源のタービディティー・カーレントの到達が考えられな

いような深海盆のセッティングを選べば、地震以外のトリガーをかなり除外することができる。さらに、メタンガスハイドレートの溶解などによるガスの発生で引き起こされる斜面崩壊は、海水準の低下に伴って発生することが指摘されている(Maslin *et al.*, 1998)ので、このような深海盆で海水準の安定した完新世に限れば、ガスの発生や海水準の低下による斜面崩壊の可能性をほとんど除外できる。

以上の考察から、日本周辺海域でタービダイトを海域地震発生間隔の評価に用いる場合の問題点と当面の対策について述べる。日本列島は特に第四紀に入って活発な隆起と侵食量の増加が起こり(Yoshikawa, 1974)、大量の土砂が山地で形成されている。また、モンスーンと山地地形の影響で、台風や集中豪雨により大規模な洪水が発生しやすい環境にある。このような環境では、中小河川により大量の土砂が海域に運搬され(Milliman and Syvitsky, 1992)、また、ハイパーピクナルフローが発生しやすいと考えられる(Mulder and Syvitsky, 1995)。Nakajima *et al.* (1998) は、富山深海長谷に注ぐ常願時川の洪水時の平均流量とダム堆砂量から洪水時の平均堆積物濃度が、ハイパーピクナルフローの発生に必要な濃度に近い値に達していることを指摘し、少なくとも洪水のピーク時にはハイパーピクナルフローが発生している可能性が高いと考察した。常願時川のように、きわめて頻繁に洪水によるハイパーピクナルフローが発生していると考えられる河川はそう多くはなく、またハイパーピクナルフローの全てが海盆底まで達してタービダイトを堆積するわけではないと考えられるものの、Mulder and Syvitsky (1995)の結果は、ハイパーピクナルフローの発生源として小河川を軽視してはならないことを示唆している。中小河川から発生したハイパーピクナルフロー起源のタービダイトが、海盆底に100-1000年に一度のオーダーで堆積した場合、同じオーダーの発生間隔を持つ地震起源のタービダイトとの識別は非常に困難となる。一方、日本列島沿岸では大陸棚がきわめて狭いところが多く、その多くは海底谷が深く切れ込んでいる。このような条件では、海底谷頭において暴風時の高波起源のイグニティブフロー(Inman *et al.*, 1976; Fukushima *et al.*, 1985)が発生しやすい。また、狭い大陸棚は河川や陸棚起源のタービディティー・カーレントを陸棚斜面を通じて深海盆に供給するのに都合がよい。これらのことから、狭い大陸棚を隔てて沿岸に発達する海盆(多くの前弧海盆や日本海東縁の沿岸海盆等)では河川及び陸棚起源のタービディティー・カーレントが到達している可能性が高いので、タービダイトを用いて海域地震発生間隔の評価を行うには現状では問題が多い。一方、海嶺上の隔離された小海盆や、海嶺により沿岸海盆から隔離された深海盆、および比較的広い大陸棚を持ち、海盆底まで続く活発な海底谷のない深海盆は地震以外のト

リガーでタービダイトが発生する可能性が低いので、タービダイトを用いた地震発生間隔評価の信頼性は高まる。従って当面の対策として後者のセッティングを選んでタービダイトを用いた地震発生間隔の評価を行うべきである。

#### 4. おわりに

タービディティ・カーレントは様々な機構で発生するため、タービダイトを直ちに地震に起因すると結論することはできない。そのため、タービダイトを用いた地震発生間隔の評価を海盆一般に適用することは現状では問題が残り、特殊なセッティングを持つ海盆に限って適用する必要がある。しかし、これからますます重要になる海域での地震発生ポテンシャルの解明のためには、この手法を海盆一般に適用できるように改良し、確立していく必要がある。タービダイトを用いた地震発生間隔の評価手法を確立していく上で重要なことを以下に述べる。

タービディティ・カーレントの発生機構はまだ未解明な部分が多い。特にフィールドでの直接観測が決定的に欠けているため、トリガーとタービディティ・カーレントの発生との間の因果関係の確実な証拠が得られていないことが多い。また観測したタービディティ・カーレントと海盆に堆積したタービダイトとの対応が確実に判明している例はきわめて希で、そのため各トリガーで発生したタービディティ・カーレントが実際に海盆にどの程度の規模と分布の堆積物を残すのかが明らかにされていない。従って今後必要なのは、長期観測ステーション等によるタービディティ・カーレントのモニタリングを様々なセッティングで行い、同時に堆積物の調査を行ってタービディティ・カーレントの発生から堆積までの過程を *in situ* で解明していくことである。その上で、地震をトリガーとして発生したタービダイトをその他のトリガーで堆積したタービダイトから識別する手法を開発していくことが重要である。このためには、地震起源のタービダイトの堆積相等地震起源のタービダイトを識別する基準 (Mutti *et al.*, 1984; Nakajima and Kanai, *in press*) や、タービダイトの起源を推定する統計学的手法 (Beattie and Dade, 1996) の確立が求められる。このような手法が確立されれば、単に現世の海域に適用して地震発生ポテンシャルの評価に役立てるだけにとどまらず、同様の手法を地層に適用して地質時代の地殻の活動史・テクトニクスを解明していくことも可能である (Klein, 1985)。

謝辞 地質調査所資源エネルギー地質部徳橋秀一室長には用語について有益なコメントを戴いた。

#### 文 献

- Adams, J. (1990) Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, **9**, 569-583.
- Allen, J.R.L. (1971) Mixing at turbidity current heads and its geological implications. *Jour. Sed. Petrology*, **41**, 97-113.
- Bagnold, R.A. (1962) Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents. *Proc. Royal Soc. London Ser. A*, **265**, 315-319.
- Bates, C.C. (1953) Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **37**, 2119-2162.
- Beattie, P.D. and Dade, W.B. (1996) Is scaling in turbidite deposition consistent with forcing by earthquakes? *Jour. Sed. Res.*, **66**, 909-915.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V. (1987) Volcanic successions: modern and ancient. Allen & Unwin, London, 487p.
- Chikita, K. (1990) Sedimentation by river-induced turbidity currents: field measurements and interpretation. *Sedimentology*, **37**, 891-905.
- Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B. (1996) Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sediment. Geol.*, **104**, 155-173.
- Dengler, A.T., Wilde, P., Noda, E.K., and Normark, W.R. (1984) Turbidity currents generated by Hurricane Iwa. *Geo-Marine Lett.*, **4**, 5-11.
- Einsele, G. (1990) Deep-reaching liquefaction potential of marine slope sediments as prerequisite for gravity mass flows? (Results from the DSDP). *Mar. Geol.*, **91**, 267-279.
- Einsele, G., Chough, S.K., and Shiki, T. (1996) Depositional events and their records - an introduction. *Sediment. Geol.*, **104**, 1-9.
- Fiske, R.S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Am. J. Sci.*, **262**, 76-106.
- Fukushima, Y., Parker, G., and Pantin, H.M. (1985) Prediction of ignitive turbidity currents in Scrips submarine canyon. *Mar. Geol.*, **67**, 55-81.
- Hampton, M.A. (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.

- Jour. Sed. Petrology*, **42**, 775-793.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., and Locat, J. (1996) Submarine landslides. *Rev. Geophys.*, **34**, 33-59.
- Hay, A.E. (1987a) Turbidity currents and submarine channel formation in Rupert Inlet, British Columbia. I. Surge observations. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 2875-2882.
- Hay, A.E. (1987b) Turbidity currents and submarine channel formation in Rupert Inlet, British Columbia. II. The roles of continuous and surge type flow. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 2883-2900.
- Heezen, B. C. and Ewing, W.M. (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.*, **250**, 849-873.
- Heezen, B. C. and Ewing, W.M. (1955) Orlean-ville earthquake and turbidity currents. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **39**, 2505-2514.
- Heezen, B. C., Ericson, D.B., and Ewing, W.M., (1954) Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake. *Deep Sea Res.*, **1**, 193-202.
- Hiscott, R.N. and Middleton, G.V. (1979) Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. In Doyle, J. and Pilkey, O.H. eds., *Geology of continental slopes*. SEPM Special Publ. no. 27, 307-326.
- Inman, D.L., Nordstrom, C.E., and Flick, R.E. (1976) Currents in submarine canyons: An air-sea-land interaction. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 275-310.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. and Shiki, T. (1996) Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sediment. Geol.*, **104**, 117-125.
- 岩瀬良一・門馬大和・川口勝義・藤原法之・鈴木伸一郎・満澤巨彦 (1997) 相模湾初島沖「深海底総合観測ステーション」により観測された海底変動現象—1997年3月伊豆半島東方沖群発地震に伴う海底混濁流—. JAMSTEC 深海研究, no. 13, 433-442.
- Kastens, K.A. (1984) Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. *Mar. Geol.*, **55**, 13-33.
- Klein, G.deV. (1985) The frequency and periodicity of preserved turbidites in submarine fans as a quantitative record of tectonic uplift in collision zones. *Tectonophysics*, **119**, 181-193.
- Komar, P. D. (1971) Hydraulic jumps in turbidity currents. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**, 1477-1488.
- Lee, H.J. and Edwards, B.D. (1986) Regional method to assess offshore slope stability. *J. Geotech. Eng.*, **112**, 489-509.
- Lee, H. J., Chough, S.K. and Yoon, S.H. (1996) Slope-stability change from late Pleistocene to Holocene in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea). *Sediment. Geol.*, **104**, 39-51.
- Løseth, T.M. (1999) Submarine massflow sedimentation: computer modeling and basin fill stratigraphy. Lecture notes in earth sciences, 82, Springer-Verlag, Berlin, 156p.
- Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C. and Haq, B. (1998) Sea-level-and-gas-hydrate-controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology*, **26**, 1107-1110.
- Middleton, G.V. and Hampton, M. (1976) Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Stanley, D.J. and Swift, D.J.P. eds. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, Wiley (Interscience), 197-218.
- Middleton, G.V. and Southard, J.B. (1984) Mechanics of sediment movement. SEPM Short Course Lecture Note, 3, 2nd ed., Tulsa, 401p.
- Milliman, J.C. and Syvitski, J.P.M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Jour. Geol.*, **100**, 525-544.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C. and Parker, G. (1998) Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **110**, 387-394.
- Morgenstern, N.R. (1967) Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In Richards, A ed., *Marine Geotechnique*, University of Illinois Press, Urbana, 189-220.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the World Oceans. *Jour. Geol.*, **103**, 285-299.



- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., and Skene, K.I. (1998) Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. *Jour. Sed. Res.* **68**, 124-137.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Seguret, M. and Zanzucchi, G. (1984) Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Mar. Geol.*, **55**, 103-116.
- 中嶋 健・金井 豊 (1995) 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定. *地震* **2**, **48**, 223-228.
- Nakajima, T. and Kanai, Y. (in press) Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sediment. Geol.*
- Nakajima, T., Satoh, M. and Okamura, Y. (1998) Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Mar. Geol.*, **147**, 25-41.
- Nemec, W. (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In Colella, A. and Prior, D.B. eds., *Coarse-Grained Deltas*, IAS Spec. Publ., no. 10, 29-73.
- Normark W.R. (1989) Observed parameters for turbidity-current flow in channels, Reserve Fan, Lake Superior. *Jour. Sed. Petrology*, **59**, 423-431.
- Normark W.R. and Piper, D.J.W. (1991) Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. In R.H. Osborne ed., *From Shoreline to Abyss: Contribution to Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*, SEPM Spec. Publ., no. 46, 207-230.
- Pantin, H.M. (1979) Interaction between velocity and effective density in turbidity flow: phase-plane analysis, with criteria for autosuspension. *Mar. Geol.*, **31**, 55-99.
- Parker, G. (1982) Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Mar. Geol.*, **46**, 307-327.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., and Hein, F.J. (1989) Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, London, 416p.
- Pickering, K.T., Soh, W., and Taira, A. (1991) Scale of tsunami-generated sedimentary structures in deep water. *Jour. Geol. Society London*, **148**, 211-214.
- Piper, D.J.W., Shor, A.N. and Hughes Clarke, J.E. (1988) The 1929 Grand Banks earthquake, slump, and turbidity current. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap. no. 229*, 77-92.
- Prior, D.B. and Coleman, J.M. (1984) Submarine slope instability. In Brunnsden, D. and Prior, D.B. eds. *Slope Instability*. John Wiley & Sons, New York, 419-455.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D., Wiseman, W.R., Jr., and Lowe, D.R. (1987) Turbidity current activity in a British Columbia fjord. *Science*, **237**, 1330-1333.
- Stow, D.A.V. (1986) Deep sea clastic seas. In Reading, H.G. ed. *Sedimentary Environments and Facies* 2nd ed., Blackwell, Oxford, 399-444.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.C. (1996) Deep Seas. In Reading, H.G. ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell, Oxford, 395-453.
- Syvitski, J.P.M. and Schafer, C.T. (1996) Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sediment. Geol.*, **104**, 127-153.
- Tokuhashi, S. (1996) Shallow-marine turbiditic sandstones juxtaposed with deep-marine ones at the eastern margin of the Niigata Neogene backarc basin, central Japan. *Sediment. Geol.*, **104**, 99-116.
- Weirich, F.H. (1988) Field evidence for hydraulic jumps in subaqueous sediment gravity flows. *Nature*, **332**, 626-629.
- Yamada, E. (1973) Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **79**, 585-597.
- Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bull. Dep. Geography., Univ. Tokyo.*, no. 6, 1-14.

(受付: 1999年4月22日; 受理: 2000年1月19日)