

古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト

井内美郎*・衣笠善博*・公文富士夫**・安松貞夫***・中野聡志****・志岐常正*****

Turbidites in Lake Biwa as indicators of intensity of paleoearthquakes

Yoshio Inouchi*, Yoshihiro Kinugasa*, Fujio Kumon**, Sadao Yasumatsu***,
Satoshi Nakano**** and Tsunemasa Shiki*****

Abstract Sediments and other geological materials retain evidences for paleoearthquakes for longer time than historical earthquakes. We estimate the ages of some 20 turbidites within 3 meters of the lake bottom based on sedimentation rates at four drilled stations. In addition, we calculate the intensities of historical earthquakes in the vicinity of the lake based on the empirical equations among intensity, epicentral distance and earthquake magnitude. We show that the ages of turbidites coincide with the ages of paleoearthquakes for which estimated intensities are higher than the middle of IV in Japan Meteorological Agency's (JMA) Scale, whose acceleration is equivalent to lower limit of VII in the Modified Mercalli (MM) Scale. This result indicates that turbidites are valid criteria for paleoearthquake, providing in addition an estimation of intensity.

はじめに

湖沼堆積物には過去の地質情報が様々な形態で保存されているが、近年堆積学的な知見の増加にともなう、各種の事象が堆積物に記録されていることが明らかになってきた。湖沼堆積物は過去の事象の有力な情報源のひとつであり、たとえば、地震・津波・洪水などのイベントが湖底堆積物中にも確認され始めている（シンポジウム世話人会, 1990）。しかしながら、それらの記録もイベントの時期や規模について「定性的」に復元されているのみで、「定量的」な扱いをされている例は殆ど無い。過去の出来事を「定量的」に検討するためには、堆積物中の記録から復元した情報について古文書の記録と対比づけて調べることが不可欠の課題となる。ところが、わ

が国のように1000年以上に及ぶ古文書の記録が揃った国でも、そのような研究例は非常に少ない。これには堆積物中の記録に年代尺度を与える手法が、最近の約100年間を除いて殆ど無いことに起因していると考えられる。われわれは現状では過去の様々な情報を読み出す手法の開発と年代尺度の改良は重要と考え、湖沼堆積物を対象として研究を進めている。

今回の情報では、その成果のひとつとして湖沼堆積物の年代目盛りとして重量堆積速度が有力であることを示す。さらに湖底乱泥流堆積物が過去の地震の震度の化石として重要であることを述べる。

研 究 史

過去の地震が様々な地質学的な記録として残っていることは、様々な文献によって知られている。たとえば、海底地滑りが地震が原因となって起きているということは、Heezen and Ewing (1952) 以来様々な研究者によって指摘されている。Sims (1975) はカリフォルニア州のダム Van Norman Lake の堆積物が近年の地震によって変形している事を報告している。そして層厚堆積速度を基に堆積物が変形した時期を推定している。ただし、この水域では降水量の年較差が大きいとされており、堆積

* 地質調査所 Geological Survey of Japan, Tsukuba, Ibaraki Pref. 305 Japan.

** 信州大学理学部地質学教室 Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu Univ. Matsumoto, Nagano Pref. 390, Japan.

*** 東山高校 Higashiyama High School, Kyoto, Kyoto Pref. 606, Japan.

**** 滋賀大学教育学部 Faculty of Education, Shiga University, Otsu, Shiga Pref. 502, Japan.

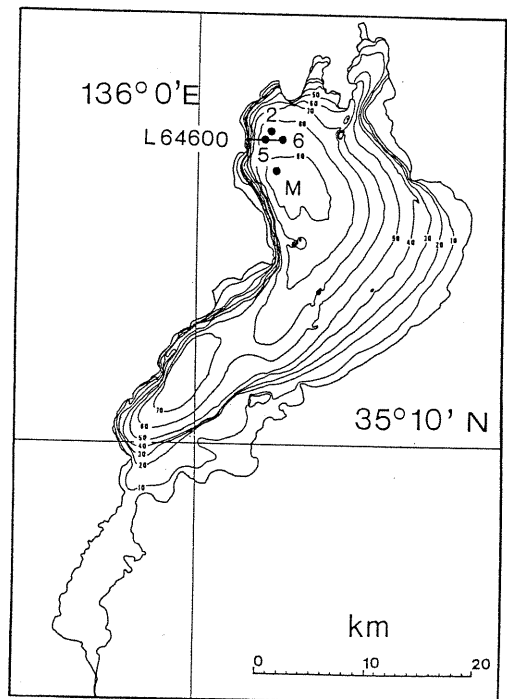
***** 京都大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto, Kyoto Pref. 606, Japan.

年代の推定には多少の誤差が見込まれる。Sie (1978) は南カリフォルニアの Pallet Creek でサンアンドレアス断層をトレンチ調査し、同断層の活動度を明らかにした。有名なトレンチ調査の先駆けである。彼は放射性炭素年代を基に断層の活動時期を推定しているが、放射性炭素年代そのものはイベントとイベントの間の年代であり、断層の活動そのものの年代ではない。Obermeier et al.

(1985) は南カロライナ州チャールストン付近の噴砂の跡を研究し、最も新しいものは1886年の地震によって引き起こされたものと結論づけた。そしてそれに相当する規模の噴砂は歴史時代以前には2回あったとした。しかしながら噴砂自体の年代を求める方法は示されていない。Atwater (1987) はワシントン州の Willapa Bay の堆積物をボーリングし、Outer Coast 沿いの地震によって少なくとも7000年間に6回の沈降が起こっていることを明らかにした。この原因は、ファンデフカプレートが北米プレートの下にもぐり込む事によって大地震が起こったためと考えた。しかし、この方法も個々の沈降の年代(=地震の年代)を具体的に与えるものではない。Edwards はか(1988) はバヌアツの珊瑚礁を調査し、地震にともなう隆起によって死んだ新しい珊瑚の年代をトリウム-230を用いて高精度で測定した。そして1865年頃の地震と同時の隆起によって珊瑚が死滅したとした。Edwards らの方法は年代測定では大変精度の良いものであるが、隆起を起こした地震の規模の推定は行われていない。Sheppard and Jacoby (1989) は木の年輪を測定し、海岸近くに生育する木に対して1964年の地震が影響を与えている事を示した。この方法も時間精度は大変優れているが、年輪の成長に与えた地震の規模は議論されていない。Doig (1990) は、地震にともなう陸上の地滑りによってシルトが多量に生産され、ケベック州 Charlevoix の Tadoussac 湖の堆積物中に顕著なシルト層として記録されている事を示した。Doig の報告にはシルト層の年代が層厚をもとに推定されていたり、シルト層の層厚と地震のマグニチュードが対応するなどの仮定がふくまれており、若干の疑問もある。Adams (1990) はオレゴン・ワシントン両州沖の海底堆積物中にタービダイトを確認し、このカスカディアサブダクション海域では590±170年周期で地震が起きて、乱泥流を発生させていると結論づけた。この層厚堆積速度の推定には、6845±50yrBP 放射年代の Mazama 火山灰が用いられた。

調査水域概説

今回調査対象とした琵琶湖は最も古い都であった奈良や長い間都であった京都に近く、古文書の情報が比較的



第1図 調査水域及び湖底地形図

黒丸はタービダイトの堆積年代を推定した地点

整った条件下にあり、地震の時期や規模についての情報もかなり整備されている。また、日本では最も古い起源をもった湖であり、過去から現在に及ぶ長い期間の情報を提供できるポテンシャルを有した唯一の湖である。今回の研究の結果確立した手法をより古い過去に適用すれば、非常に長期間の地震活動史を復元できる可能性がある。

琵琶湖は面積672km²、平均水深約40mの「深い」タイプの湖である(第1図)。水域は琵琶湖大橋で北の北湖と南の南湖とにわけられる。南湖は浚渫凹地を除けば水深10m以浅である。一方、北湖の最深部は安曇川河口沖の水没島脇の窪地で103.8mである。北湖湖底の傾斜は一般的に湖の北部ないし西岸沖の傾斜でしばしば10度を越えるが、東岸沖の湖底は5度を越えることはまれである。そのため、琵琶湖の湖底平原は湖盆の中央より西に片寄った分布をしている。

琵琶湖の全域にわたる湖底表層の底質は、最近紙谷(1988)・公文ほか(1992)によって明らかにされた。それによると、湖底の大部分は泥質堆積物によって占められ、砂質堆積物が分布するのは、例外的な箇所を除いて水深10m以浅である。これは風の吹送距離が不十分のため、大きな波浪が生ぜず、波浪の影響が深い水深にま

で及ばないためと考えられる。

水深10m以深で泥質堆積物以外の底質が分布する水域は、沖の白石から南北に点在する露岩地帯と彦根市・長浜市の沖合いに多く分布する、地下水の滲み出しに関係すると考えられる凹地の底の砂礫質堆積物、沖島の南西方に分布するレリック堆積物のほか、今回述べる湖底地滑りに伴う砂礫質の堆積物のみである。

調査地点

今回ボーリング調査を実施したのは、琵琶湖北湖の今津沖の水域である。ここは西岸沿いを200m間隔で東西方向に音波探査を行った際に「コブ」状地形の確認された水域である。「コブ」状地形は比高数メートルで周辺より盛りあがっており、通常は滑らかな西岸沿いの急斜面の麓に分布する。このような盛り上がりは琵琶湖内の斜面の麓に幾つか確認される。ボーリング地点は「コブ」状地形を通る音波探査側線上の他、2地点に設定した(第2図)。

琵琶湖におけるユニブーム音波探査記録では、火山灰層に相当する湖内で連続性のよい顕著な反射面と、西岸沿いの斜面麓から東方に伸び湖底平原で消滅するいくつかの反射面が確認される。途中で消滅する反射面の内、幾つかは斜面下部に存在する散乱層に連続する。先ほど述べた「コブ」状地形も音波散乱層で構成されている。

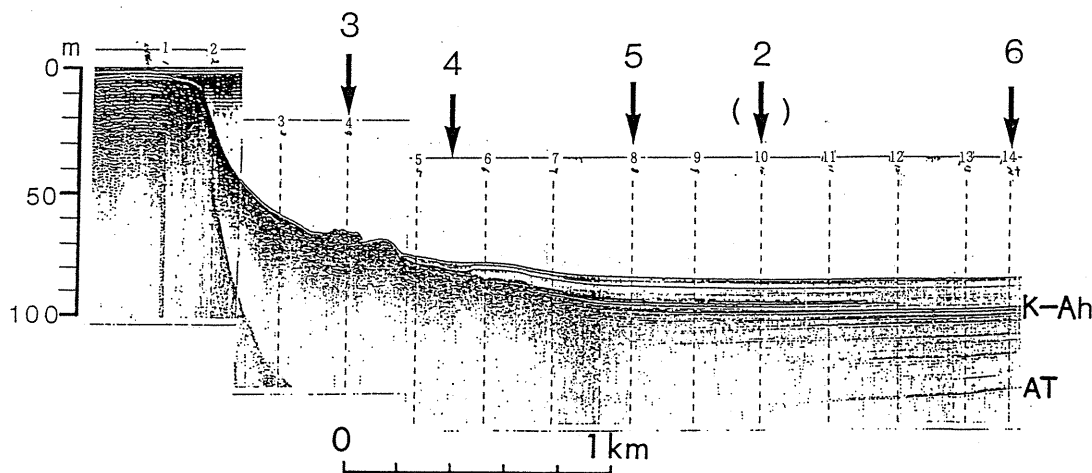
ボーリング地点の内 St. 3 付近においてサイドスキャンソナーを用いた湖底微地形探査を実施した(第3図)。

それによれば、St. 3 のボーリング地点は、北西から落下したと考えられる音波の反射が強い砂礫質堆積物の真上に相当することが明らかになった。この地点では数回繰り返したボーリングによって砂礫が採取されたが、表層部50cmしか試料の採取ができなかった。音波の反射が強い砂礫質堆積物は、その後に堆積したと考えられる泥質の堆積物(音波の反射が弱く、灰色表示になっている)に薄くおおわれており、傾斜の急な部分にのみ砂礫が顔を出していると考えられる。

記載

第4図にボーリング試料の柱状図を示す。西岸斜面に近い「コブ」上の St. 3 では砂礫ないしは砂質堆積物であり、それより約150m東の St. 4 では湖底から上部10mは泥質堆積物を主とするが、それ以深は砂質堆積物からなっている。これは音波探査記録の散乱層の深度とはほぼ一致する。St. 4 のさらに250m以上東方に位置する St. 5・St. 2・St. 6・St. Mは主として泥質堆積物からなり、ところどころ数センチメートル以下の厚さの砂層を挟む。そして最も東に位置する St. 6 の試料が最も泥質で、砂層も薄い。多くの砂層では肉眼で級化が確認される。St. 5, 2, 6 では広域テフラのカワゴ平火山灰層・鬼界アカホヤ火山灰層および鬱陵-隠岐火山灰層が肉眼で確認された。

肉眼で確認されるタービダイト(砂層や褐色を帯びた泥質堆積物)の堆積構造を明らかにする目的で、軟X線

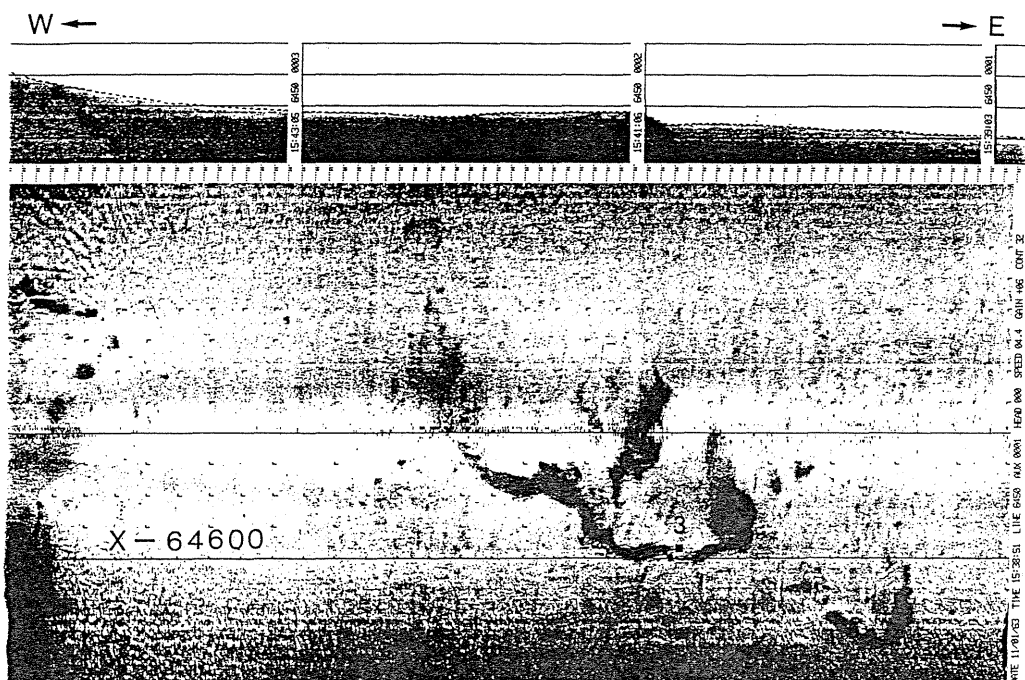


第2図 ユニブーム音波探査記録及びボーリング位置

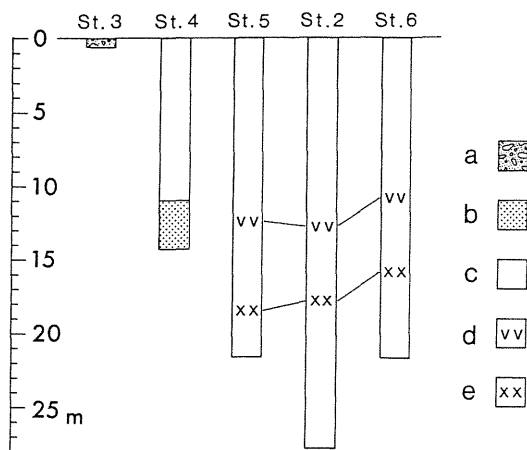
St. 3~St. 6 は本図の測線上にあり、St. 2 は本測線の北200mにある。

K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰層 (6300 y. B.P.)

AT: 始良丹沢火山灰層 (22,000 y. B.P.)



第3図 St. 3 付近のサイドスキャンソナー記録探査幅は片舷200m, 両舷で400mである。



第4図 ボーリング試料柱状図

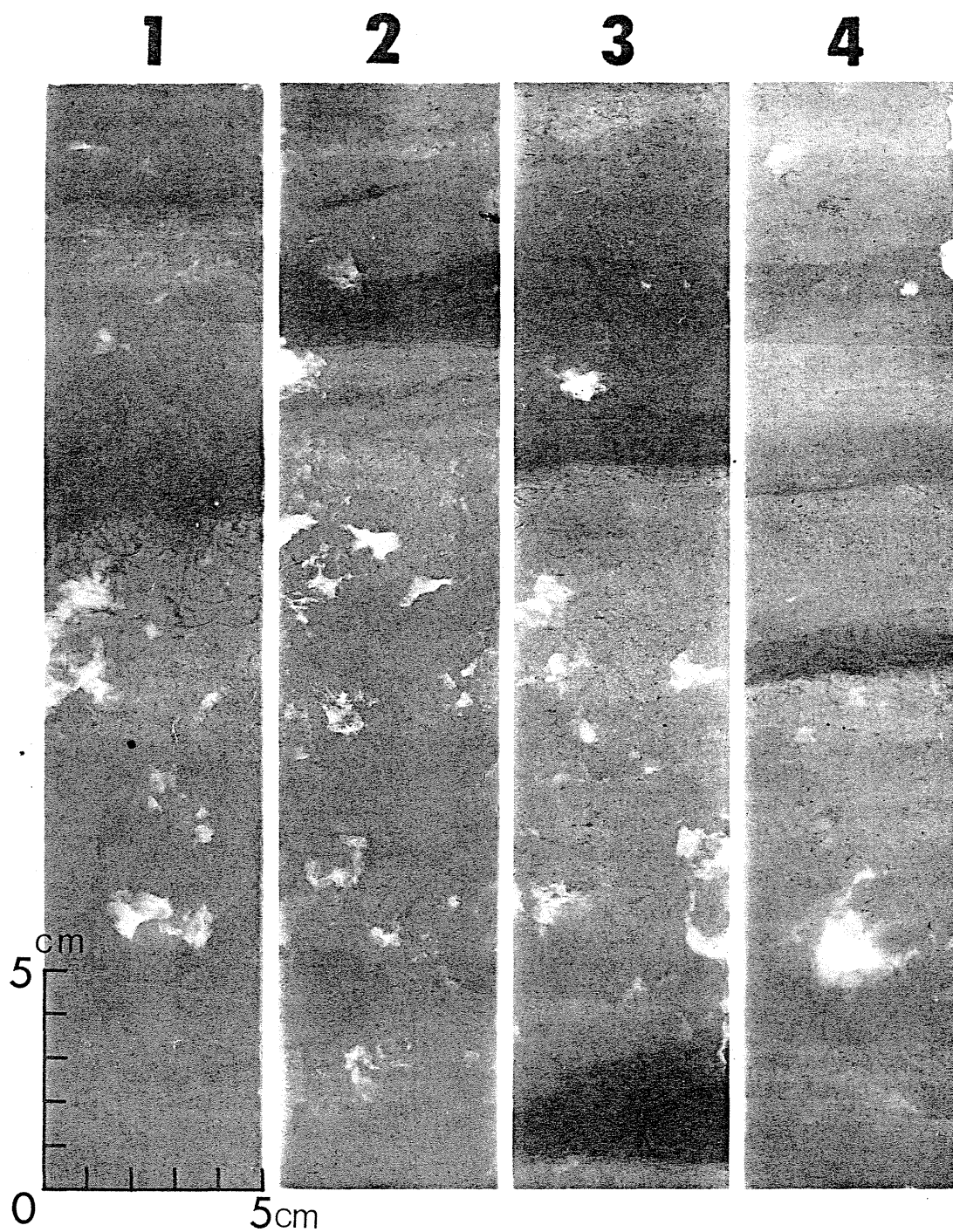
- a : 砂礫, b : 砂層, c : 薄い砂層を頻繁に挟むシルト質粘土層 d : 鬼界アカホヤ火山灰層, e : 鬱陵-隠岐火山灰層 (9,300 y. B.P.)

写真を撮影した。第5図にその代表例を示す。これは試料を5cm×25cmのプラスチック製ケースに入れ、軟X線発生装置でフィルムに撮影したものである。試料中の砂層の内1cm以上の厚さのものは、多くの場合基底部からその下位において生物による擾乱が認められるほか、砂層の上部は下位のシルト質泥層へ漸移していく様

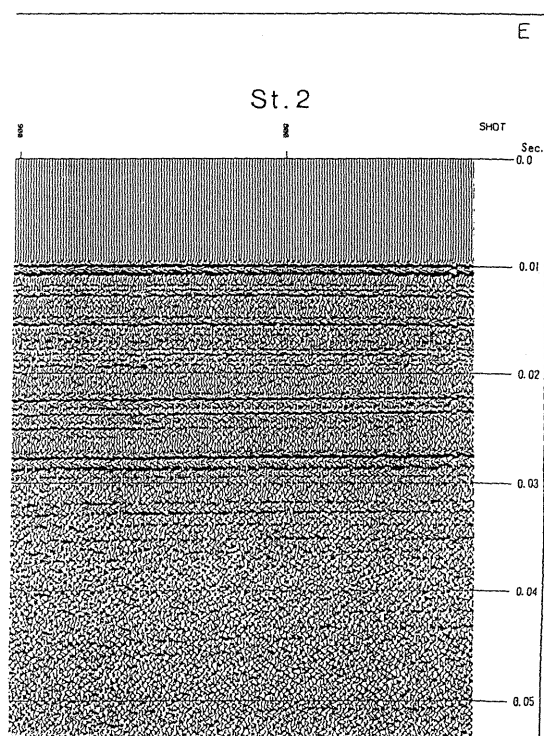
子が軟X線の透過度の漸移的な増加として認められる。また、砂層中に平行葉理が確認できる場合がある。肉眼観察では砂層が認められない部分でも、砂層の場合と同程度に軟X線の透過が悪い部分（写真では「暗く」写る）が認められることがある。これは褐色を帯びた泥質堆積物の部分である。

採取したボーリングコア全試料について含水率の鉛直変化を測定した。これには全試料を5cm毎に刻み、湿重量および乾燥重量を測定して計算した。そして土粒子比重を2.65と仮定し、含水率をもとに湿泥単位体積の乾燥重量を求めた。この湿泥単位体積の乾燥重量プロファイルでは、極大値の深度と軟X線写真で透過の悪い部分の深度がほぼ一致した。

ユニブームを用いた音波探査記録で顕著な反射面の位置する深度と含砂率1%を越える部分の深度とがほぼ一致することを既に報告した（井内, 1987）。今回、反射面と砂層との関係をより詳細に把握するため、A/D変換を行い掃引時間を短くし、細部を拡大して表示させた（第6図）。その結果、顕著な反射面とともに従来は観察されなかった弱い反射面も認められ、それらの深度と湿泥単位体積の乾燥重量プロファイルの極大値の深度が一致した。



第5図 琵琶湖湖底堆積物中の「イベント堆積物」軟X線写真例 (St. 6, 5-2, 湖底下約14m)



第6図 ユニブーム音波探査記録例

St. 2 付近の記録をA/D変換したもの
音波の伝達速度を1,500m/秒と仮定すると0.01秒
は7.5mに相当する

それゆえ、タービダイトは、湿泥単位体積の乾燥重量プロファイルの極大値を示すほか、砂層として肉眼で認められる場合、軟X線写真で難透過であって暗く写る場合、音波探査記録で反射面として認められる場合、があり、多くのタービダイトはそれらの幾つかを兼ね備え、識別される。

タービダイト年代の推定

上記の砂質または褐色泥質の堆積物は、通常は泥質堆積物が堆積する湖底に分布すること、通常の泥質堆積物とは異なり間欠的に挟まれること、それらのうちの砂質堆積物は級化していること、分布が急斜面の麓から湖底平原に向かって消滅すること、砂質堆積物の内1層準は斜面下部の「コブ」状地形を形成する砂礫質堆積物に連続すること、などから湖底地滑りによって生じた混濁流堆積物と結論される。

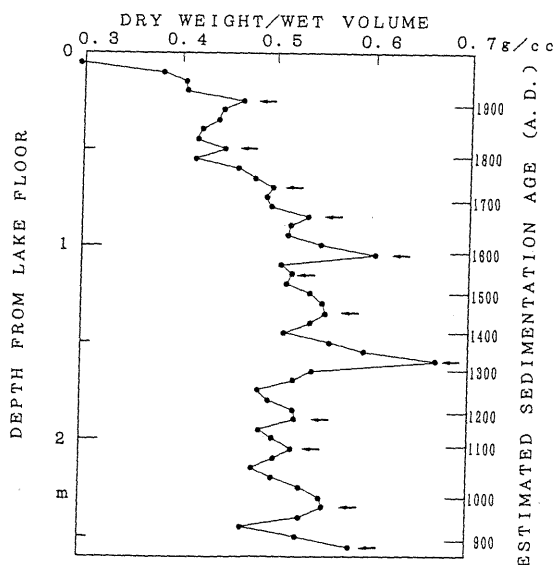
この堆積物の堆積年代を推定するため、先に述べたように、年代既知の鬼界アカホヤ火山灰層（6280±130年 B. P. 放射性炭素年代：紀元前5190年：Klein et al.

1982)までの全試料について含水率を測定した。サンプリングの際に欠如した部分はその直上の含水率で代表させた。この結果、各々のボーリング地点について暦年代で過去7,180年間の平均堆積速度は、117mg/cm²/yr, 115mg/cm²/yr, 107mg/cm²/yr/92mg/cm²/yr の値が得られた。なお、この際、砂層の乾燥重量は計算から除外した。

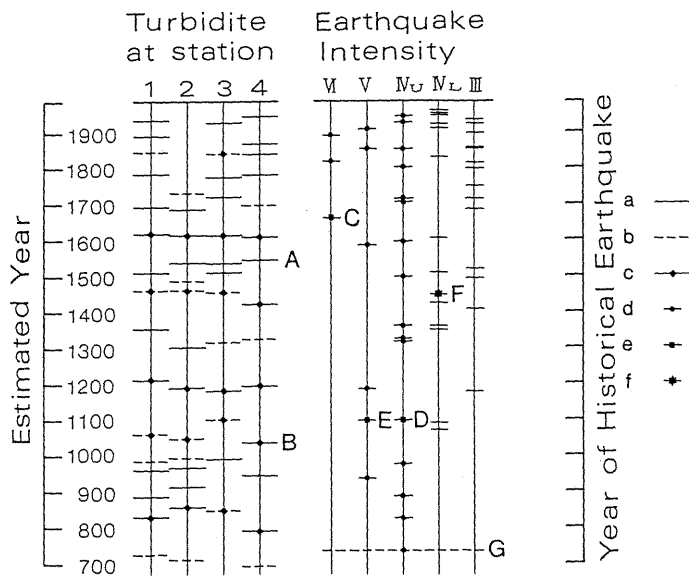
次に、音波探査反射面深度、軟X線写真および湿泥単位体積の乾燥重量プロファイルの極大値をもとにタービダイト層準を決定し、個々の層準までの単位面積当たりの積算乾燥重量を求めた。最後に、各層準毎の積算乾燥重量を上記で求めた重量堆積速度で割り、堆積年代を求めた。St. 2における例を第7図に示す。

上記の方法による堆積年代の精度は、分析試料採取間隔が5センチメートルであることから、15～32年と見積もられる。実際に同一層準と考えられるタービダイトを音波探査記録の同一反射面として追跡し、タービダイトの年代値を比較したところ、26年程度の誤差があった（第1表左）。なお、年代既知のカワゴ平火山灰層の年代をこの方法で求めたところ、紀元前1374年と1337年となり（平均、紀元前1356年）、従来の値2830±120BP, 3250±70BP（平均、紀元前1323年）とかなりの精度で良い一致を示した。

次に琵琶湖の調査水域における歴史地震の震度を推定した。歴史時代に発生した地震被害の程度とその広がり



第7図 堆積物の湿泥単位堆積の乾燥重量プロファイルおよび堆積年代スケール例 (St. 2)

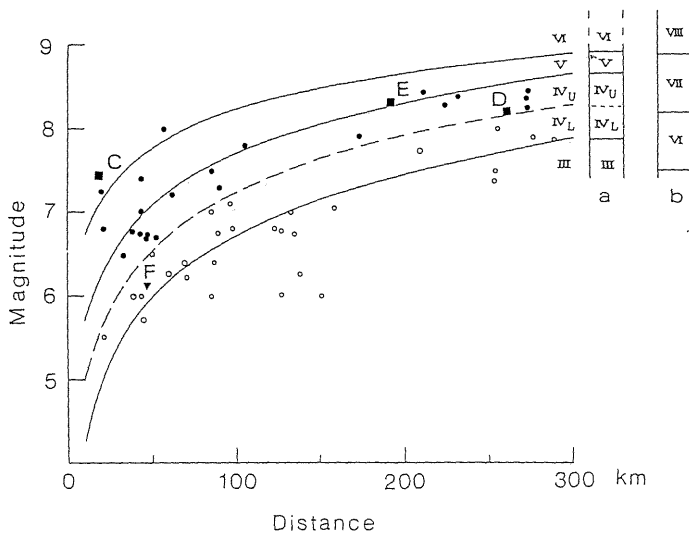


第8図 タービダイトの推定年代と歴史地震との対応「震度」は調査水域での震度を勝又・徳永(1971)および村上(1969)に基づいて推定した。

Site 1 : St. 2, Site 2 : St. 5, Site 3 : St. M, Site 4 : St. 6

a : 湿泥単位体積の乾燥重量の極大値と軟X線写真で識別されるタービダイト, b : 湿泥単位体積の乾燥重量の極大値としてのみ識別されるタービダイト, c : ユニブームの反射面としても識別されるタービダイト, d : タービダイトを伴う地震, e : 該当するタービダイトの無い地震, f : 震度が N_L であるが該当するタービダイトのある地震

A, B : 該当する地震の無いタービダイト, C, D, E : 該当するタービダイトの無い地震, F : 震度が N_L であるが該当するタービダイトのある地震, G : 震度不明の歴史地震



第9図 タービダイトを伴う地震と琵琶湖での震度との関係

琵琶湖調査水域で震度が大きかったと考えられる歴史地震を震央距離とマグニチュードの関係でプロットした。

- : 該当するタービダイトのある地震
- : 該当するタービダイトのない地震 (震度が N_L 以上)
- ▼ : 震度が N_L であるが該当するタービダイトのある地震
- : 該当するタービダイトのない地震 (震度が N_L 以下)

a : 気象庁震度階

d : 修正メルカリ震度階

C~Fは第8図の説明と同じ

Table 1 Relationships between the years of turbidites and classified historical earthquakes

DEPTH (cm)/ESTIMATED YEAR (A. D.)	Turbidite Layer					Symbol in Fig 2	Earthquake					
	Site 1	Site 2	Site 3	Site 4	Average Year		Year (A. D.)	Lon.	Lat.	△ km	Magnitude	Intensity JMA MMK
	15/1935		12/1927	9/1945	1936	●	1944	136.62	33.80	173	7.9	N _U V
						●	1927	135.15	35.53	90	7.3	N _U VII
	25/1892				1892	●	1909	136.3	35.4	21	6.8	V X
						●	1891	136.6	35.6	56	8.0	V K
	35/1848		☆ 35/1843	22/1868	1853	●	1854	136.0	34.75	62	7.0~7.5	N _U VII
						●	1854	137.8	34.0	211	8.4	V VII
						●	1854	135.0	33.0	273	8.4	N _U V
				31/1840	1840	●	1819	136.3	35.2	21	7.25	N X
	50/1785		47/1776	41/1783	1781	●	1802	136.5	35.2	38	6.5~7.0	N _U K
		50/1732	60/1723		1728	●	1715	136.6	35.4	46	6.5~7.0	N _U VII
	64/1693	59/1687		55/1698	1693	●	1707	135.9	33.2	233	8.4	N _U V
						■	1662	135.95	35.2	18	7.25~7.6	N X
	☆ 82/1619	☆ 71/1615	☆ 79/1615	☆ 68/1610	1615	●	1596	135.6	34.65	85	7.25~7.75	N _U VII
		86/1539	96/1536	79/1546	1540	●	1586	136.9	36.0	105	7.7~7.9	V VII
						●						
	100/1511	99/1487	103/1511		1503	●	1498	138.0	34.0	224	8.2~8.4	N _U V
	☆ 108/1460	☆ 103/1461	☆ 110/1455	☆ 99/1421	1449	▼	1449	135.75	35.0	46	5.75~6.5	N _L VII
	132/1354				1354	●	1361	135.0	33.0	273	8.25~8.5	N _U V
		112/1303	135/1315	115/1324	1314	●	1325	136.1	35.6	33	6.25~6.75	N _U K
						●	1317	135.8	35.0	43	6.5~7.0	N _U VII
	☆ 158/1212		☆ 153/1189	☆ 155/1179	1193	●	1185	135.8	35.05	43	7.0	V K
						■	1099	135.5	33.0	260	7.0~8.3	N _U V
						■	1096	137.5	34.0	192	8.0~8.5	V VII
	☆ 192/1060	☆ 180/1048	☆ 175/1099	☆ 159/1035	1061							
	207/ 985	190/ 994	195/ 991		990	●	976	135.8	34.9	52	>6.7	N _U VII
	212/ 960	195/ 967		174/ 944	957	●	938	135.8	35.0	43	7.0	V K
	227/ 886	205/ 914			900	●	887	135.0	33.0	273	8.0~8.5	N _U V
	☆ 232/ 831	☆ 213/ 856	☆ 220/ 848	☆ 199/ 791	832	●	827	135.75	35.0	46	6.5~7.0	N _U VII
	252/ 727	238/ 711		215/ 694	711	●	734	—	—	—	—	—
	642/-1374		590/-1337		-1356		-1323	Kawagodaira Tephra				
	1270/-5190	1348/-5190	1294/-5190	1081/-5190	-5190		-5190	Kikai-Akahoya Tephra				

● : 該当するタービダイトのある地震

■ : 該当するタービダイトのない地震 (震度がN_U以上)▼ : 震度がN_Lであるが該当するタービダイトのある地震

A~Gは第8図の説明と同じ

☆ : ユニブーム反射面を伴うタービダイト

から求められた震央位置およびマグニチュードのリスト (宇佐美, 1987) から, 琵琶湖北西部での震度を推定することができる。気象庁震度とその震度以上の地域の面積S (単位km²)の間には以下のような経験式が得られている。

$$\log S_u = 0.82M - 1.00 \text{ (勝又ほか, 1971)}$$

$$\log S_v = M - 3.2 \text{ (村松, 1969)}$$

$$\log S_{vi} = 1.36M - 6.66 \text{ (村松, 1969)}$$

それらの地域を円形と仮定すると, その半径r (単位km)は,

$$\log r_u = 0.41M - 0.75$$

$$\log r_v = 0.5M - 1.8$$

$$\log r_{vi} = 0.68M - 3.58$$

となる。この経験式を用いて, 歴史地震のリストに記された震央位置と琵琶湖北西部までの距離および地震のマグニチュードから, 琵琶湖北西部まで震度Ⅲ以上であっ

たと推定される地震を選び出した。

なお, 震度Vに対する揺れ加速度は約80gal以上, 震度Ⅳに対する揺れの加速度は約25gal以上とされている。

タービダイトの推定年代は, 震度がⅣとⅤそれぞれの下限値の中間を越える古地震の年代とほぼ一致する (第1表)。暫定的にこの境で震度をN_UとN_Lに区分する。時間的に近接した2つの地震が1つのタービダイトに対応するように見える事があるが, それは含水率測定の間隔が5cmと広くとられたために2つの堆積物を識別できなかったためである。例外的に, タービダイトの年代に測定間隔による誤差26年を加えても対応するタービダイトがない歴史地震が2つある (第1表, A, B)。一方, 震度がN_U以上であってもその年代の前後26年間に対応するタービダイトがない歴史地震が3つある (第1表, C, D, E)。これらの場合でも, 歴史地震年代の前

後に最大で38年以内にタービダイトは存在する。これは、試料の分析間隔に由来する一般的な測定誤差と、例えば気候変化等による堆積速度の変化による測定誤差にも原因があるかも知れない。このほか N_u を下回りながら湖底地滑り堆積物を伴う地震が1つある(第1表, F)が、それは歴史の記述の不正確さからくる可能性がある。この1449年の地震に関していえば、琵琶湖北部の若狭街道長坂の辺では大規模な陸上地滑りが報告されており、琵琶湖北部での震度は推定値よりも激しかった可能性がある。734年の地震(第1表, G)に関しては、震央とマグニチュードの正確なデータは与えられていない。

いくつかの検討を要する事例は存在するが、ほとんどの場合、タービダイトの年代と震度 N_u 以上の歴史地震の年代とがよく対応しており、タービダイトを生じた歴史地震には震度の下限値が存在する事が推定される。第9図には、上記の地震を調査域での震央距離を横軸に、地震のマグニチュードを縦軸にとって示した。前述した震度 N_u 以上の地震がタービダイトの発生を伴っていることは、この図にも明瞭に示されている。なお、この中間の震度は同一震央距離でマグニチュードがⅣとⅤの下限値の間である地震の震度を想定したものである。ここで気象庁震度階ⅣとⅤの下限値の中間値を加速度表示した場合、約44galに相当する。これはMM震度階のⅥとⅦの境界の加速度に相当する。このように、タービダイトは地震の発生時期とともに、古地震の震度のインディケーターともなることが明らかになった。

ま と め

1. 琵琶湖の西岸付近の湖底堆積物には肉眼で確認される砂層以外にもシルトを主とする細粒の粒子からなる湖底地滑りを起源とする堆積物が多くは含まれている。
2. これらのタービダイトの堆積年代を重量堆積速度を基に推定した結果、歴史地震と対応する事が明らかになった。
3. 湖底地滑りを起こした地震の震度の下限値は、琵琶湖においては気象庁震度階のⅣとⅤのそれぞれの下限値の間である。この震度を加速度表示した場合、約44galに相当する。これはMM震度階のⅥとⅦの境界の加速度に相当する。

文 献

- Adams, J., 1990 : Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone : Evidence from Turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 569-583.
- Atwater, B. F., 1987 : Evidence for Great Holocene Earthquakes Along the Outer Coast of Washington State. 236, 942-944.
- Doig, R., 1990 : 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac. Charlevoix, Quebec. *Geology* 18, 820-823.
- Edwards, R. L., Taylor, F. W. and Wasserburg, G. J., 1988 : Dating earthquakes with high-precision thorium-230 ages of very young corals. *Earth planet. Sci. Lett.*, 90, 371-381.
- Heezen, B. C. and Ewing, M., 1952 : Turbidity Currents and Submarine Slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Jour. Science*, 250, 849-873.
- 井内美郎, 1987 : 音探堆積速度算定法—音波探査で求めた琵琶湖の堆積速度—, *地球科学*, 41, 231-241.
- Inouchi, Y., Kumon, F., Shiki, T., Nakano, S. and Yasumatsu, S., 1989 : Turbidites in Lake Biwa. XXIV Congress of the International Association of Limnology Abstract, 68.
- 紙谷敏夫, 1988 : 琵琶湖湖底堆積物の粒度分布と堆積機構について, 砕屑性堆積物の研究, 23-34.
- 勝又 護・徳永基一, 1971 : 震度Ⅳの範囲と地震の規模および加速度の対応, *験震時報*, 36, 89-96.
- 公文富士夫・紙谷敏夫・須藤浩一・井内美郎, 1992 : 琵琶湖湖底表層堆積物の粒径分布. *地質学論集*, 40.
- 村松郁栄, 1969 : 震度分布と地震のマグニチュードとの関係. 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 4, 168-176.
- Obermeier, S. F., Gohn, G. S., 1989 : Application of tree-ring analysis to paleoseismology : Two case studies. *Geology*, 17, 226-229.
- シンポジウム世話人会, 1990 : 湖沼の成因と環境・地質, *地質学論集*, 36, 1-14.
- Sims, J. D., 1975 : Determining Earthquake Recurrence Intervals from Deformational Structures in Young Lacustrine Sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.
- Sieh, K., 1978 : Prehistoric Large Earthquakes Produced by Slip on the San Andreas Fault at Palmett Creek, California. *J. geophys. Res.*, 83, 3907-3939.
- 宇佐美龍夫, 1987 : 新編日本被害地震総覧, 東大出版会, 434.

(要 旨)

井内美郎・衣笠善博・公文富士夫・安松貞夫・中野聡志・志岐常正, 1993: 古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト. 地質学論集, 39, 61-70. (Yoshio Inouchi, Yoshihiro Kinugasa, Fujio Kumon, Sadao Yasumatsu, Satoshi Nakano and Tsunemasa Shiki, 1993 : Turbidites in Lake Biwa as indicators of intensity of paleoearthquakes. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 39, 61-70.)

琵琶湖の西岸付近の湖底堆積物には肉眼で確認される砂層以外にもシルトを主とする細粒の粒子からなる湖底地滑りを起源とする堆積物が多くはさまれている。これらのタービダイトの堆積年代を重量堆積速度を基に推定した結果、歴史地震と対応する事が明らかになった。湖底地滑りを起こした地震の震度の下限値は、琵琶湖においては気象庁震度階のⅣとⅤのそれぞれの下限值の間である。この震度を加速度表示した場合、約44gal に相当する。これはMM震度階のⅥとⅦの境界の加速度に相当する。