

琵琶湖西岸における過去の崩壊に関連した 湖底地形調査（序報）

奥田 節夫・平野 昌繁
太井子宏和・横山 康二

BOTTOM TOPOGRAPHIC SURVEY ALONG WESTERN COAST OF LAKE BIWA FOR STUDY ON THE PAST COAST FAILURE

By *Setsuo OKUDA, Masashige HIRANO,*
Hirokazu TAISHI and Koji YOKOYAMA

Synopsis

A large earthquake in 1662 ($M=7.6$, the epicenter: Takashima-machi, Shiga pref.) caused a great deal of damage around Lake Biwa. Many land depressions along the western coast of Lake Biwa by the earthquake were recorded in historical manuscripts which represent decrease in the agricultural field in many villages along the coast.

Investigation of sedimentary structures near the coast with a Uniboom system showed the extraordinary structure brought about by coastal slope failures. We have found some faults and trace of lands'ide in water in the surveyed area, but coastal land subsidences seem to be caused mostly by local compaction due to earthquake, as direct evidence of coastal lands'ides was rare.

Further investigation is needed to detect micro-topographic change and changes in residential and agricultural areas along shore by the earthquake.

1. ま え が き

琵琶湖周辺では過去に内陸型の地震が度々起っており¹⁾、活断層の存在も数多く知られている²⁾。過去の地震による被害も各地に記録されているが、崩壊災害に対象をしぼっても幾つかの記録が残されている。とくに寛文2年(1662)の地震($M=7.6$ 、理科年表による震央は滋賀県高島町付近)は花折断層沿いの町居付近に大規模な山腹崩壊を引き起し、数百名の死者をもたらした³⁾。この崩壊とそれに伴う安曇川の塞き止めの状況を復元するための現地調査は既に行われている⁴⁾。

一方、この地震は琵琶湖西岸沿いにも各地で湖岸陥没をもたらし、田畑の損失による当時の石高の減少が郡別に記録されており、湖岸陥没の生じたと思われる村落の分布を知ることができる⁵⁾。このような地震による湖岸の被害は、寛文の地震に限らず、文治元年(1185)の地震($M=7.4$)による異常な潮流の出現、湖水位の低下、水田の陥没、正中2年(1325)の地震($M=6.7$)による竹生島奥院の湖中への崩落、安政元年(1854)の地震($M=6.9$)による湖岸の崩壊、あるいは明治42年(1909)の姉川地震($M=6.9$)による姉川河口の陥没などが記録されており¹⁾、地震時の湖岸の被害状態を科学的に復元することは、今後の同様な被害を未然に防止するために重要な課題であると思われる。

そこでわれわれは崩壊災害の歴史的研究の一環として、琵琶湖湖岸の陥没を対象としてとり上げ、前述の寛文2年の地震の震源に近く、田畑の陥没による石高の減少した村落が集中し、さらに古地図や水中遺跡の存在などによって湖岸陥没がほぼ確実に生じたと思われる安曇川町鴨川河口付近から志賀町大谷川河口にいたるまでの湖岸に沿って現地調査を試みた。

湖岸陥没の状態を復元するためには、汀線近くの地形を陸上および水中から調べる必要があるが、今回はまず湖岸からサイドスキャナによる湖底の微地形観測とユニブームによる堆積構造調査を実施した。しかしながら前者は湖岸の勾配が大きいため良い記録が得られなかったので、本報告ではユニブームによる調査成果を中心として述べる。

2. 調査範囲と測線分布

前章に述べたような理由で今回の調査対象域に選んだ湖岸は、水中に2段階程度の段丘状地形が諸所に認められ、底質は水深15m程度で深では泥、それより浅い水域では砂である。また1985年8月に予備的な調査を行ない、その結果を参考にして1985年11月11日から14日にかけて本格的な調査を行なったが、その範囲はFig. 1に示したとおりで大体水深5~40mの水域である。

調査範囲は湖岸からおよそ1km以内の距離にあり、その水域を湖岸線に並行な3本程度の測線でカバーする方針をとった。しかし現場では駄が設置されていたり、湖岸線が複雑なところがあって、やむを得ず部分的には測線が湾曲したり屈曲したりしている。

調査船の位置は以下に述べる一般的な光学的測量法(前方交会法)によって決定した。予め湖岸に設置されたT. 1からT. 8およびT. A~Cの基準点のうち隣接する二点からそれぞれセオドライトを用いて船位の方位角を測ったが、調査水域の移動に伴ってセオドライトを置く基準点の組合せを順次移動させていった。船の位置決定は2~3分間隔で行なったが、これは航行距離にして200~400m程度になる。以上の方法により決定した船位座標の隣接する2点を直線近似することによって得られた本調査の測線分布をFig. 2にまとめて記す(Fig. 1と対応)。

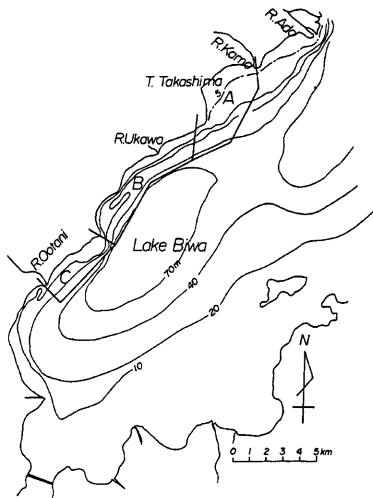


Fig. 1 Survey area along the western coast of Lake Biwa for study on coastal failure caused by a large earthquake in 1662.

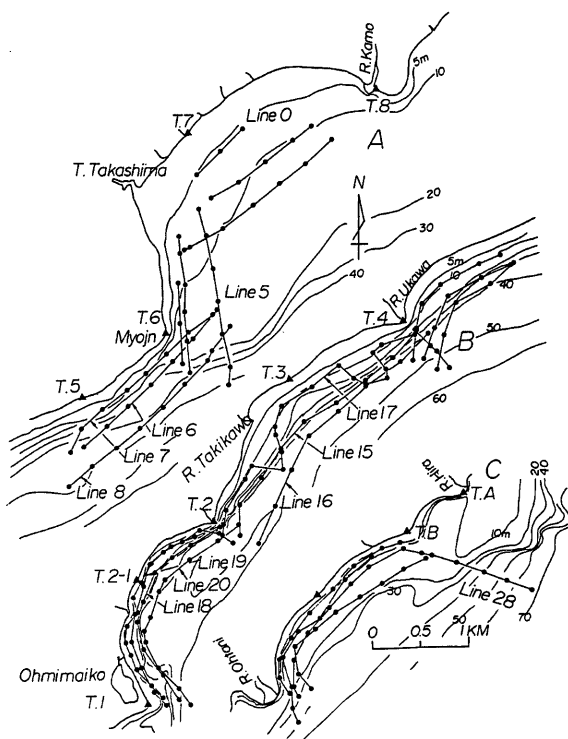


Fig. 2 Distribution of survey lines by Uniboom system in the survey area in Fig. 1.

ユニブームのブーマーとハイドロフォンは調査船の約 15 m 後方でそれぞれ別々にロープで曳航されている (Fig. 3 参照)。このため測線の湾曲あるいは屈曲した部分では、ブーマーとハイドロフォンの間隔が変ることなどによって、正常な記録が得られない場合もある。

また測量によって決定された船位座標と、その時刻におけるユニブームの記録位置とは船の進行方向の距離にして 15 m 程度の差が生じている。以下でのユニブームの記録の解析に際しては、上記の問題点が考慮されている。

3. ユニブーム記録の特性

ユニブーム地層探査機は、浅海域や湖沼などの地質調査用に開発された米国 EG & G 社製の小型 Continuous Seismic Profiler である。探査深度は堆積深度で数十 m、分解能は 20 cm とされている。調査時のユニブーム基本構成システムは、Fig. 3 a に示したように、調査船に搭載するレコーダーとエネルギーソース、そして並走させて曳航するブーマーとハイドロフォンからなる、エネルギーソースから送られてきたパルス状の電気エネルギーは、ブーマーで 400 Hz~14 kHz の混成音波エネルギーに変換され水中に発射される。

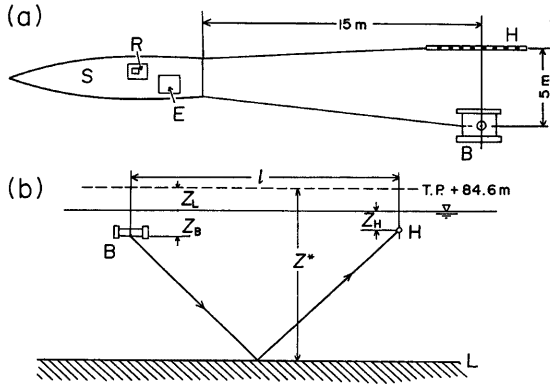


Fig. 3 Array of the Uniboom system under the survey (a) and a typical vertical section about the propagation of acoustic sound in water (b). B: boomer, H: hydrophone, R: recorder, E: energy source, L: lake bottom, S: survey ship ("Takashima", 14 tons). For the other parameters see the text.

地層中からの反射波は8素子からなる単一チャンネルのハイドロフォンで受信され、増幅器やフィルターを通過して最終的にレコーダのチャート上に連続的な反射面記録として描き出される。またレコーダからエネルギーソースに電気信号を送ることによって、発射音波に関する制御を行なうことができる。今回の調査では300 Jの大きさの音波を0.6秒間隔で発射させた。

レコーダのチャート上に描かれるユニブーム記録の深度スケールは、音波伝播速度が $1500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ であるという仮定に基づき時間スケールから変換されたものである。このような深度スケールをここでは便宜的にユニブーム深度 Z_U と呼ぶことにする。ユニブーム調査では、ブーマとハイドロフォンはある間隔 l をおいて、それぞれある深さ Z_B, Z_H の水中を曳航される。また調査時の湖水位は基準面 (T.P. + 84.6 m) からある深さ Z_L だけ低下している。これらの影響を補正することにより Z_U から水深 Z^* を求めるために、本報告では次式:

$$z^* = [\sqrt{(2\alpha Z_U)^2 - l^2} + Z_B + Z_H] / 2 + Z_L \dots\dots\dots (1)$$

を用いた (Fig. 3b 参照)。ただし α は、第一次近似として水中での音波伝播速度 V が一定と仮定した場合の、 $1500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ に対する V の比 ($V/1500$) である。

本調査では、 $l \approx 5 \text{ m}$, $Z_B + Z_H \approx 1 \text{ m}$, $Z_L \approx 0.4 \text{ m}$ であった。 α の値については、琵琶湖湖心域 (水深 80 m) における深度板を降下させた実験や、我々の従来の琵琶湖におけるユニブーム調査の経験に基づき、0.95~0.98の範囲内にあることが分かっている。このような α の値は V にして $1425 \sim 1470 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ の大きさに相当するが、これは琵琶湖での通常の水温条件下における音波伝播速度の大きさと一致している。本報告では、水深の読み取り誤差が相対的に小さいと考えられる平坦な湖底域について、国土地理院発行の湖沼図から読み取った水深 Z^* とその地点のユニブーム水深 Z_U とを用いて (1) 式により α の値を推定した。その結果、 $\alpha \approx 0.97$ ($V = 1455 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) が最も妥当であることが分かったので、以下はこの値を用いる。

ユニブームシステムの音響的な特性として、一つの反射面につき通常二つ以上の隣接した反射記録が得られる。これは、適切な水深にハイドロフォンを保持して曳航することが非常に困難なためにハイドロフォン~水面間等に発生する二次的な反射によるものであることが分かっている。したがってユニブーム記録の解

析に際しては、最短の伝播経路でハイドロフォンまで到達したと考えられる最上位に現れる反射波の記録を採用する。

4. 主要な湖底地形と内部構造

本調査域の湖底形状を特徴づける段丘状地形とその関連地形や河口部のデルタ状地形などが、ユニブーム記録から得られた。また特異なものとして起伏に富んだ湖底の異常地形の記録も得られた。湖底面下の堆積層中の内部構造としては、傾動ブロックや断層と思われるものが見つかった。このほかに埋没した湖底の段

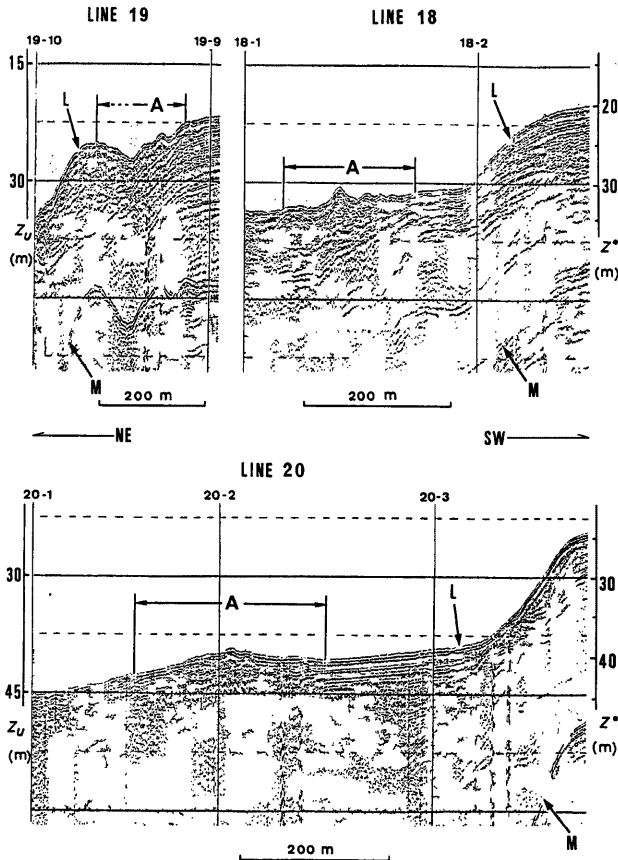


Fig. 4 Uniboom records showing anomalies of lake bottom topography (A) near mouth of River Takikawa. L: lake bottom, M: multiple records of lake bottom, Z_u : Uniboom water depth in meters, Z^* : water depth in meters. These notations are also applied to Fig. 6 and 7.

丘状地形と思われる記録も得られた。このような記録の中から、過去の崩壊や地殻変動に関連すると思われるものについて、幾つかの実例をえらび以下に重点的に述べる。

4.1 湖底異常地形

湖底異常地形のユニブーム記録例を Fig. 4 に示す (岸側から Line 19-9~10, Line 18-1~2, Line 20-2 付近)。Line 18 と Line 20 の記録は、湖底急斜面の下端から沖合に広がる緩斜面域におけるものであり、どちらも湖岸に並行している (Fig. 5 参照)。湖底面は不規則な凹凸を示し、またその凹凸部分は周囲よりもいく分高くなっている。堆積層は明瞭な反射面をもたずむしろ乱されている。このような傾向は沖側に位置する Line 20 の方でより著しい。またその範囲も沖合の方で広がっている。Line 18 の岸側に位置する Line 19 の記録は、湖底急斜面域のものであるが、そこでも凹凸のある湖底地形が認められる (Fig. 4)。しかしその凹状の部分は、むしろ湖底面が削り取られたような印象を受ける。なおさらに湖岸側の Line 21-13 ではもはやこのような凹凸地形は認められない。

以上の三測線で認められた湖底異常地形域の平面分布を Fig. 5 に示す。この平面分布やユニブーム記録の特徴から、このような湖底異常地形の原因は、湖底急斜面域で発生した水中地すべりである可能性が高い。平面分布図からも分かるように、この湖底異常の分布域は滝川の流路延長線上より南西へ 100~200 m ほどずれているので、滝川からの土砂流出とは直接関係がないと思われる。

このほかにも、堆積層中にかつての湖底異常形が埋積されたと思われる堆積構造の記録が、明神崎沖合

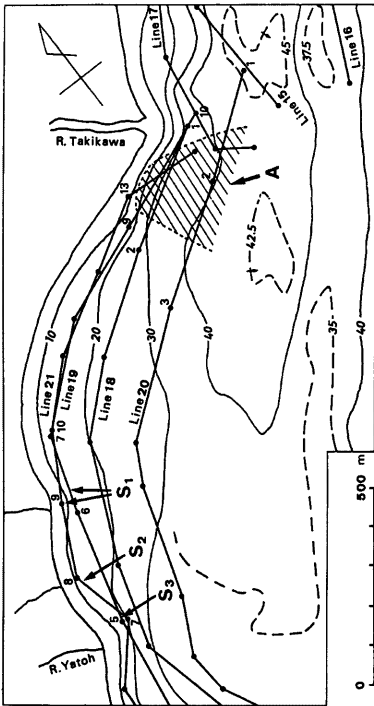


Fig. 5 Distribution of anomalous area of lake bottom topography near the mouth of River Takikawa (A), and of delta-like or sand-lank-like topographies near the mouths of small rivers between River Takikawa and Ohmi-maiko (S₁~S₃). Abbreviations correspond to those in Figs. 4 and 6. Contours indicate water depth in meters by bottom topographic map of Lake Biwa.

(Line 5, Fig. 2a 参照) や比良川沖合 (Line 28, Fig. 2c 参照) で見つかった。

4.2 河口の堆積構造 (沖積構造)

滝川から近江舞子の間の小河川の河口域で、小規模な凸状の湖底地形が確認された。その記録例を Fig. 6 に示す (湖岸側から Line 21-7~10, Line 19-5~7, Fig. 5 参照)。音波エネルギーは、この地域では底層内部へは貫入せず湖底表面近くで散乱されている。これは凸部全体が砂のように粗粒な物質からなることを示している。また湖岸側ほど凸部の幅が広くその頂部は平坦であるが、沖側では凸部の規模が縮小し、さらに沖側 (Line 18, Line 20) ではこの記録は消滅してしまう。以上のことから、この凸状の湖底地形は、河川の流出によって形成された河口デルタ状ないし砂堆状の堆積構造であると考えられる。なお Fig. 6 の Line 19 の記録に現れた凸状地形 S_3 は、屋棟川の河口に近いがその延長線上より北へ約 100 m ほどずれている。

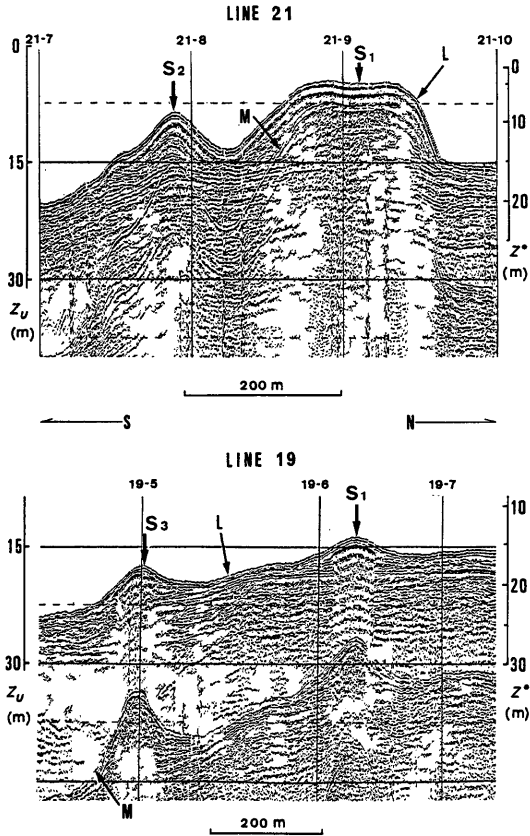


Fig. 6 Uniboom records showing delta-like or sand bank-like topographies (S_1 , S_2 and S_3) near the mouths of small rivers between River Takikawa and Ohmi-maiko.

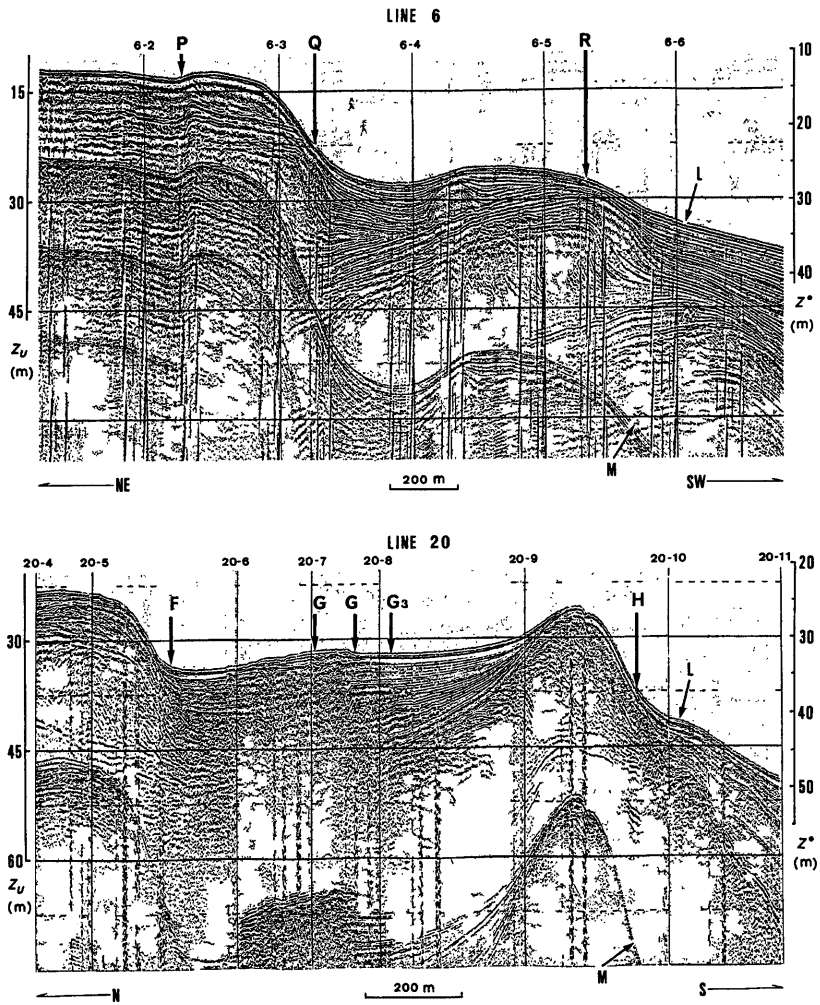


Fig. 7 Uniboom records showing remarkable neotectonic features; active fault (*P*) and tilting of sedimentary layers (*Q-R*) off Myohjin at Line 6 (above), and small faults (*F*, *G*₁₋₃, *H*) cutting sedimentary layers off Ohmi-Maiko at Line 20 (below).

今後、これらの位置や形状を詳しく分析することによって、湖岸付近における河道の変遷等についての議論が可能となろう。

4.3 活構造

ユニブーム記録を検討すると、湖底堆積物が切られていたり、それを境に堆積物が傾動して、明らかに最近の地殻変動の影響を受けていると考えられる場合がある。今回調査した範囲内でも、このような事例がかなり頻繁に認められた。そのような記録の一例を Fig. 7 に示す。とくに明神崎付近の Line 6 における P は明らかに堆積物を切る断層であり、Q もその可能性が高く、区間 QR において湖底堆積物は明瞭な傾動を示す。複数の測線がこのような構造を横切っている場合には、その方向性を知ることができる。

構造線の方向には大きくみて二つあり、一つは比良山地南麓の断層崖に平行する NE-SW 方向のもの、もう一つはそれと斜交する WNW-ESE 方向のものである。とくに前者は湖底の急崖と平行している場合が多く、Fig. 7 の Line 20 (近江舞子付近) のものはその例である。ただし、今回の調査では測線の多くが湖岸に並行しているので、この方向の断層とは斜交または平行する形となり、方向性あるいは延長が必ずしも明確には把握されていない。それに対して、もう一方の断層崖に斜交し比良山地に対する扇切り方向の構造は、何本かの測線を横切っている場合があり、方向性や延長が明瞭に示されていて、陸上の構造との対応づけも可能である。

具体例として明神崎付近における主な活構造の方向性をまとめると Fig. 8 となるが、この例においては構造線はしばしば陸上のリアメントや推定断層と対応したり、顕著な湖底の崖に平行している。すなわち、Fig. 8 で P としたものは高島町南方の WNW-ESE 方向に走る陸上の急崖に対応し、はっきりと湖底堆積物

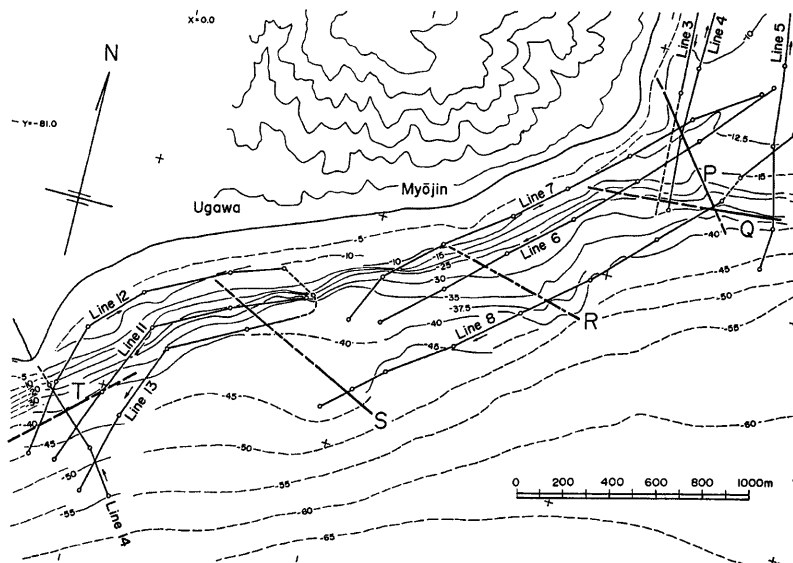


Fig. 8 Distribution of tectonic lines off Myohjin. Heavy lines give fault traces (broken part assumed), chain line: the hinge of tilting. Abbreviations correspond to those at Line 6 in Fig. 7 (above). Contour lines give the general tendency of iso-bath deduced from Uniboom depth in profiles. Broken ones give the depth by bottom topographic map of Lake Biwa after Geographic Survey Institute.

を切る活断層であり、「日本の活断層」²⁾において拜戸断層⁵⁾とされたものの延長部にあたる。同様にSとしたものは「鶴川一鹿ノ瀬」間のリニアメントの延長部分に位置している。これらは比良山地南麓のNE-SE方向の推定断層に対しては東西主応力下での共役セットを作ると考えられる。

ここでとくに興味深いのは寛文2年(1662年)の地震の震源が一つは比良山地南麓に、もう一つは高島町南西の拜戸断層付近に想定されているという事実(萩原³⁾, 1982, p. 207の図3参照)である。したがって、たとえば、丹後地震における郷村断層と山田断層のように、地震時に1組の共役断層が活動したと考えると好都合である。このように考えれば、寛文地震による琵琶湖周辺の地変に関しては、比良山地の隆起という解釈に加えて、WNW-ESE方向の構造線に沿う北東側ブロックの横ずれと沈下という動きがあって、高島町付近は沈降し、かつ、横ずれ運動に関連して三方五湖付近での隆起が生じた(あるいは、西上り東下りのシーソ運動を行った)と考えることも可能であろう。琵琶湖周辺における地変や耕地・集落の水没現象に関しては、今後このような共役断層に沿う動きとからめて考察する必要があると、湖底活構造はそれを解明するための有力な手がかりになると考えられる。

5. 湖底陥没の実態

以上ユニブームを用いた湖岸近くの堆積構造の調査結果を説明したが、この結果から寛文2年の大地震による湖岸陥没の実態についてどのような具体的裏づけが可能かの検討を試みよう。

まず活構造に関しては4.3で述べたように寛文地震の発生時に1組の共役断層が活動して高島町付近の地震がブロックとして横ずれと沈下を起した可能性は考えられるが、その移動量の評価は現段階では不可能である。

また湖底異常地形に関しては、4.1で述べたように湖底急斜面沿いに水中地すべりが生じたと思われる滑落、堆積の痕跡と思われる地形的特徴が認められる場所もあるが、その場所は限られており、さらに発生年代や崩壊土砂量の推定は困難である。

一方、古文書の記録によれば、寛文地震の後で石高の減少した村落は湖岸沿いに数多く存在しており、旧湖岸に沿ってかなりの長さにわたって陥没したと思われる。したがってもしこの陥没が急勾配湖岸での地すべり状の崩壊で生じたとすれば、Fig. 2に示すような湖岸に並行して密に配置された測線で調査することによって今回発見されたよりははるかに数多くの地点で異常な堆積域(4.2の河口の粗粒物質の堆積域のように音波エネルギーの貫入し難い領域)あるいは地形変動域が見つかってよいはずである。

さらにまた、湖岸沿いのかかなり長い区間にわたって地すべり状の滑落が生じ、相応の体積の土石が一時に水中に崩落したとすれば、閉水域である琵琶湖の対岸には津波状の異常水位あるいは異常水流が出現したはずであり、湖岸に住む人々の注視を受けて何らかの記録が残るであろうが、寛文地震の際には、われわれの知る限りではそのような記録は見当たらない。

このような状況証拠からみて、寛文2年の地震によって生じた琵琶湖西岸の陥没の多くは地すべり状の崩壊によるものではなく、湖岸近くの軟弱地盤帯の表層の圧密沈下によって地盤高が低下し、そこに湖水が侵入して田畑が冠水し、石高が減少したのではないかと推定される。

ただし地盤が沈下して湖水が一旦侵入した田畑は、その後波浪によって侵食されたり、人工的な盛土で復旧される可能性もあるので、沈下したままの形で浅水底に保存されているとは限らない。なお当時の地方行政の実状からみて、古文書に記された石高の減少が正確な数字か、過大な被害報告かの検討も必要であり当時の記録をそのまま信頼して湖岸陥没に結びつけることも慎重に配慮しなければならないであろう。

以上、寛文2年の大地震による琵琶湖西岸の土地陥没に関する限り、ユニブームによる堆積構造調査の結果にもとづく復元的考察では、あまり大規模な地すべり状の崩壊はなかったものと推定される。

しかしながら、1節でも述べたように、湖岸の陥没に関する研究には陸地側からの微地形や表層土質の調査や集落の分布状態や耕地の地割・地籍の変化の追跡などを併行して進める必要があり、この点については

筆者らも滋賀県教育委員会や高島町役場の協力を得てとりくみつつあるので、その成果については改めて発表する予定である。

謝 辞

本研究の実施に際して、ユニブームの利用に積極的な御援助をいただいた京大大学院理学部附属琵琶湖古環境実実験施設教授・堀江正治氏、および高島町付近の古地図、遺跡等について専門的な情報を提供していただいた滋賀県教育委員会・丸山竜之氏に感謝する。なお本研究の一部は文部省科学研究費、自然災害特別研究・昭和60年度研究「史料に基づく古災害の復元に関する研究」(代表者・角屋 睦, 課題番号 60020031)の援助を受けて行われた。

参 考 文 献

- 1) 滋賀県・彦根気象台：滋賀県災害誌，滋賀県，1976，地震編。
- 2) 活断層研究会：日本の活断層，東大出版会，1980，p. 363。
- 3) 萩原尊礼・編著：古地震，東大出版会，1982，pp. 203-219。
- 4) 古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫：地震に伴う歴史的な大崩壊の地形解析，京大防災研年報，第27号 B-1，1984，pp. 387-396。
- 5) 東郷正美：饗庭野台地の変形について，地理評，44，1971，pp. 194-200。