

十和田湖周辺域における浅部地震活動

大谷佳子¹・渡邊和俊²・小菅正裕²・田中和夫²

(¹ 弘前大学大学院理学研究科, ² 弘前大学工学部附属地震火山観測所)

Shallow Seismicity around the Lake Towada, Northern Japan

Yoshiko Ohtani¹, Kazutoshi Watanabe², Masahiro Kosuga², and Kazuo Tanaka²

(¹ Graduate School of Science, Hirosaki Univ.

² Earthquake and Volcano Observatory, Faculty of Science and Technology, Hirosaki Univ.)

(Received September 28, 2001)

Abstract

The Lake Towada, which is located in northern Honshu island, Japan, is an active volcano, but the detailed seismological studies have not been made so far. For the period from August 1999 to December 2000, we have inspected the seismograms of UTB located at the lakeside to detect ultramicro-earthquakes that were not triggered by the routine seismic network of Hirosaki University. As a result, we found as much as 470 earthquakes, including four swarms. Since lots of the events occurred during the swarms, the regular level of seismicity is estimated to be more than 100 events per year. The magnitudes for 37 located events range from 0.5 to 2.6. The largest event shows normal fault type focal mechanism solution with the T-axis in NNE-SSW direction. Observed seismograms in each swarm show similar waveforms from the onset of P wave to coda, without some exceptions having reversed polarity at UTB. Consequently, such earthquake sequences are supposed to have similar hypocenter location and focal mechanism in each swarm. By considering the fact that the hypocenters of the largest event in each swarm do not occupy the same hypocenter location, source regions of the swarms would not overlap. Also we analyzed the particle motions of the seismograms to briefly characterize the underground structure in the study area. Some distinct phases detected in P coda at UTB show the similar particle motions with the direct P waves, so they are inferred to be S-P converted wave originated in the ray path between the hypocenter and the station. Such phases were also observed in S coda, and we identified them as S-S scattered wave because of the same characteristics with the direct S wave. Moreover, direct S wave seems to have the S-wave splitting phenomena with the faster arrival of NNE-SSW oscillation. The inferred direction of the fast S wave is, however, not consistent with the local stress field suggested from the focal mechanism of the largest event. Detailed analysis using more data is needed to understand the cause of this contradiction.

1. はじめに

青森・秋田両県にまたがる十和田湖は、約55,000年前、25,000年前、13,000年前、の3回にわたる火砕流噴火の結果生じたカルデラ湖である。Hayakawa (1985)によると、カルデラを作った3回の火砕流噴火のうち、現在の十和田湖の外形を作った13,000年

前の八戸噴火においては水蒸気ブリーニ式噴火を起こしており、このときの火砕流は八甲田山塊を越えて青森市まで到達するほど規模の大きなものであった。カルデラ完成後も約2,000年の間は多数回の噴火を繰り返し、カルデラ南部に五色岩火山を形成した。これが5,400年前の噴火の際、北側の火口壁が取

り除かれることによって現在の中湖を生じた。湖の南岸の中山半島と御倉半島はこの五色岩火山の名残である。十和田の最も新しい噴火は約1,100年前の平安時代に起きており、御倉半島先端部でプリニー式噴火を起こし、大規模な毛馬内火砕流を発生している。これより後は、目立った火山活動は認められていない。

以上のように、十和田は歴史的にみて大規模で爆発的な噴火様式を持っており、危険性を秘めた火山である。にもかかわらず、この周辺域における詳しい地震活動の形態は、これまであまり明らかにされてこなかった。唯一東北大学(1995)によると、十和田湖周辺において1981～1994年の期間に一年で数個程度の地震活動が認められている。更に三陸はるか沖地震の4日後である1995年1月1日～2日に十和田湖岸の休屋を中心とする群発地震が発生したことも報告されている。しかし東北大学(1995)による観測では、十和田湖に最も近い大湯観測点であってもカルデラから約15 km南に位置しており、このような震央距離では、極微小地震まで含めて十和田湖周辺域における定常的な地震活動を詳細に観

測することは困難である。また東北大学(1995)で報告されている震源分布でも、特に深さ方向について比較的大きな誤差が見込まれると考えられる。

この他に最近の十和田湖周辺域の地震活動に関する研究及び報告例はなく、この領域における現在の詳しい地震活動やその周辺域における地震学的な意味での地下構造についてはほとんど明らかにされていない。このような状況下で、青森県は1999年に易国間(IKM)、三本木(SBG)、沖揚平(OAT)、宇樽部(UTB)、2000年に名久井岳(NKD)、の合計5観測点から成る青森県地震観測システムを整備し、そのデータは弘前大学で解析することとなった。特にUTBは十和田湖畔に位置しているという点で重要な意味を持っており、十和田湖周辺域を対象に、より微小な地震まで定常的に観測することが弘前大学においても可能となった。

よって本論文では、この宇樽部観測点の3成分短周期地震波形データを積極的に利用することにより、十和田湖周辺域における地震活動の概略を明らかにすることを第一の目的とする。更に観測波形のパーティクルモーション解析を行って振動特性を明らかにし、周辺の地下構造についても検討する。

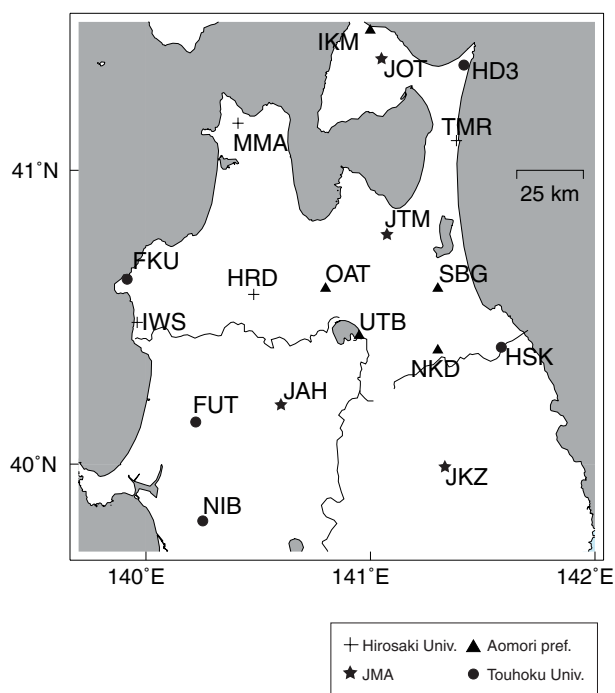


Fig. 1. Map of northern Tohoku showing the distribution of seismic stations used in this study. We used the stations of Hirosaki University, Tohoku University, Japan Meteorological Agency (JMA), and Aomori Prefecture, which are discriminated by different symbols.

2. データと解析手法

本研究は、1999年1月から2000年12月までの期間に十和田湖付近で生じた深さ20 km以浅の浅発地震を対象とし、その震源分布を明らかにすることを第一の目的としている。この目的を達成するためには、従来の弘前大学の観測網ではトリガーされないような、マグニチュード1.0以下の微小地震についても解析対象とする必要がある。そこで本研究では、青森県地震観測システムのうちで十和田湖に最も近い観測点である、UTBにおける連続波形記録を用いた。ここでUTBは地下100 mに位置するポアホール型観測点であり、地表付近の構造に起因するサイト特性の影響を受けない(江荻, 2001)ことから、S/Nの良好な波形記録が得られ、高い検知能力を持っている。本研究では短周期地震波形に限り、サンプリング周波数100 HzのWINフォーマットデータを扱う。実際にはUTBの連続波形記録を目視で検索し、地震の存在が確認された場合にはFig. 1で示した観測点について手動でトリガー波形記録を作成した。その後UTBで最も早いP波初動の到達を明瞭に確認できるものを改めて選び出した結果、合計約470個の地震記録が得られた。そのうち複数の

観測点で読みとりが可能なものは37個存在し,その全てについて震源決定を行った.

本研究では,基本的にP波・S波の初動の読み取りには宇樽部(UTB),名久井岳(NKD),沖揚平(OAT),三本木(SBG),秋田比内(JAH)の5観測点における3成分の短周期地震波形記録を用いた.ただしデータの中には,十和田湖付近を震源とするが前述5観測点のデータのいずれかが欠測している地震も含まれており,その場合は泊(TMR),階上(HSK),弘前大学(HRD),仁別(NIB),ニツ井(FUT),葛巻(JKZ),天間林(JTM)の波形データも補助的に使用した.この過程において,データの手動検測にはWIN地震波形検測支援プログラムを使用し,Hirata and Matsu'ura(1987)の手法を用いて震源決定を行った.ここで震源決定時に用いた速度構造をFig.2に示す.

また,UTBにおける観測波形には直達P波およびS波の後続部分に顕著な位相が認められたため,これを解析することにより十和田湖付近の地殻構造に関する知見を得ることができると考えられる.よって本研究では,震源を決定できた地震のうち,マグニチュードが2.0より大きくS/N比の良好な地震3個

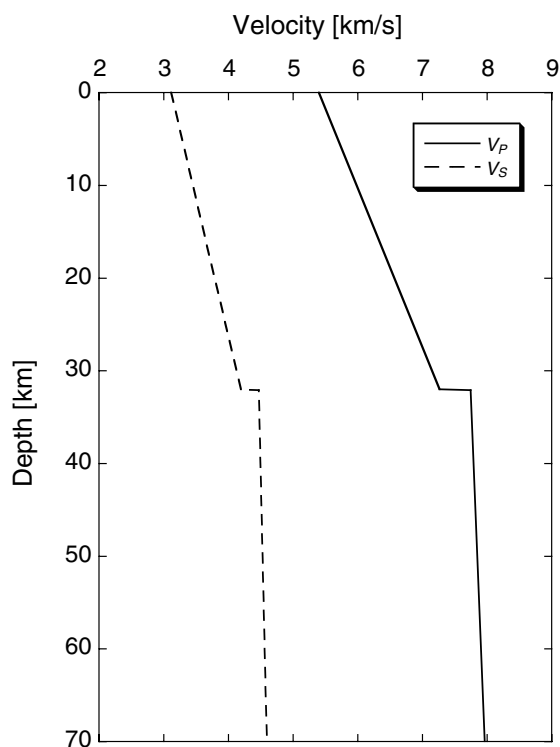


Fig. 2. Velocity model used for hypocenter determination. Solid and broken lines denote the P- and S-wave velocities, respectively.

について,直達P波・S波,及びそれぞれの地震におけるPコーダやSコーダ波中に顕著に見られた位相についてもパーティクルモーションを求め,その振動特性を明らかにする.実際にこの解析に使用した波形記録の例をFig.3に示す.

3. 結果と議論

3-1. 地震活動の概略

対象期間内においてUTBの連続波形記録を目視により検索した結果,極微小地震も含めて合計約470個の地震が確認され,十和田湖付近の地殻浅部を震源とする定常的な地震活動の存在が確認された.そのうちの37個の震源分布をFig.4に,その震源要素をTable 1に示す.推定された地震のマグニチュードは0.5~2.6の範囲であった.この中には,後述するように群発的に生じた地震や採石発破も含まれている.それらを除くと,定常的な地震としては約250個になり,そのうち17個を震源決定できた

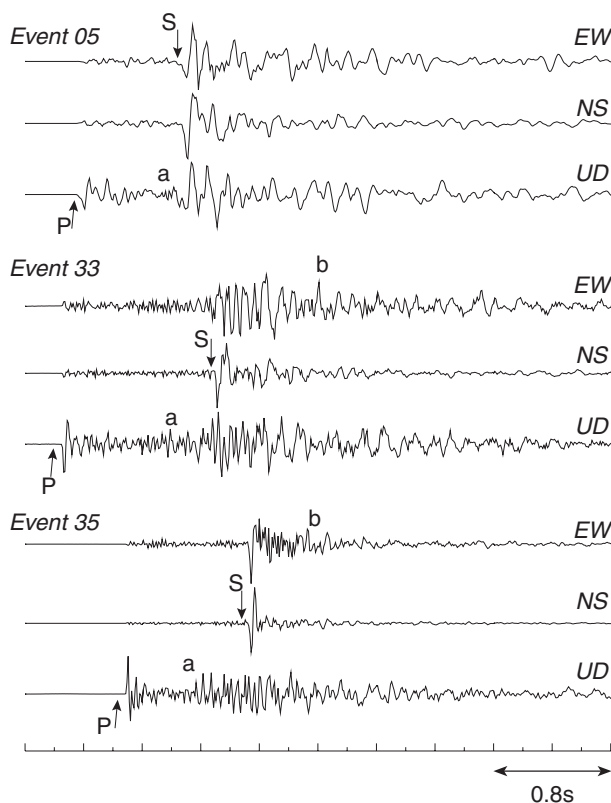


Fig. 3. Examples of three component seismograms observed at UTB. Each trace is normalized to the maximum amplitude. The arrival times of P and S waves are indicated by arrows. In a particle motion analysis, we used direct P and S waves, and two distinct phases marked by a and b.

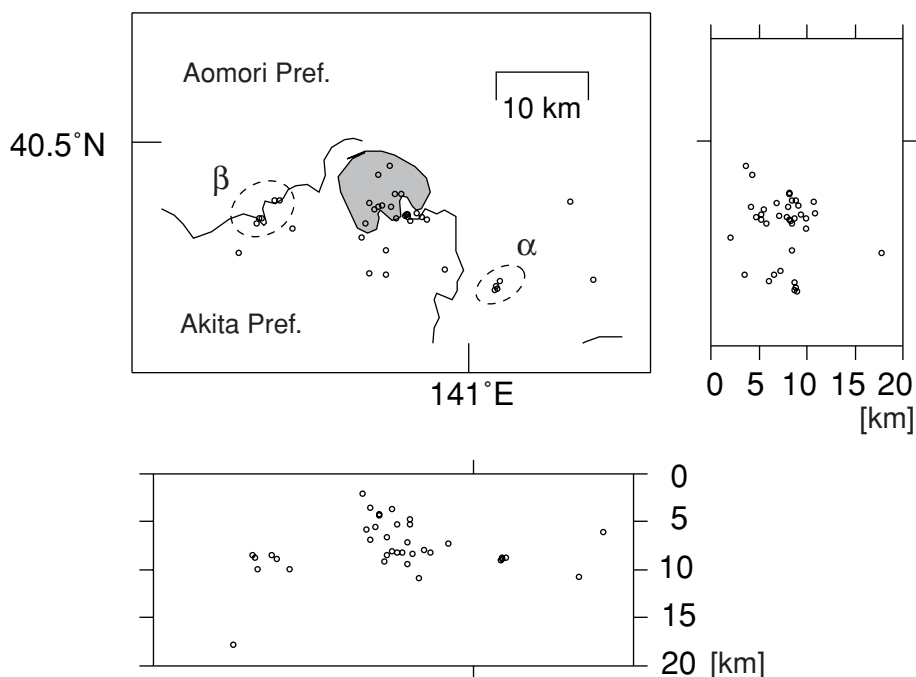


Fig. 4. Hypocenter distribution of shallow earthquakes determined by this study. The earthquakes enclosed by broken circles are cluster α and β , which are referred in the text.

Table 1. List of hypocenters obtained in this study.

No.	Origin Time [JST]	Lat. [°N]	Long. [°E]	Depth [km]	<i>M</i>	Stations
1	1999/02/12 13 43 20	40.423	140.923	8.236	1.6	JAH, JTM, JKZ, FUT, HSK
2	1999/02/12 14 11 29	40.441	141.131	10.702	1.4	JAH, JTM, JKZ, FUT, HSK
3	1999/07/02 20 36 01	40.426	140.938	7.817	1.5	JAH, JTM, JKZ, FUT, HSK
4	1999/08/30 13 09 01	40.364	141.161	5.989	2.2	UTB, JAH, SBG, JKZ, HSK
5	1999/10/30 17 46 13	40.450	140.911	8.171	2.6	UTB, OAT, JAH, SBG, HRD, JKZ, HSK
6	1999/10/30 17 46 54	40.449	140.903	8.141	1.7	UTB, OAT, JAH, SBG, JTM, JKZ, FUT, HSK
7	1999/11/22 22 40 40	40.415	140.770	9.848	1.4	OAT, JAH, HRD, JKZ, FUT
8	1999/12/22 19 50 32	40.437	140.898	7.940	1.4	UTB, OAT, JAH, JKZ
9	1999/12/22 19 51 51	40.420	140.865	5.729	1.3	UTB, OAT, JAH, JKZ, FUT
10	1999/12/22 19 53 05	40.440	140.870	6.821	1.3	UTB, OAT, JAH, JTM, JKZ, HRD
11	1999/12/22 20 00 42	40.433	140.877	5.447	1.0	UTB, OAT, JAH, JKZ, FUT
12	2000/01/25 19 43 48	40.391	140.700	17.737	2.1	UTB, JAH, SBG, HRD
13	2000/02/18 17 42 10	40.406	140.861	2.009	0.5	UTB, OAT, JAH, JKZ
14	2000/02/20 08 59 27	40.438	140.887	9.001	1.6	UTB, OAT, JAH, JKZ
15	2000/03/05 01 46 07	40.429	140.918	9.301	2.0	JAH, JTM, JKZ, HRD, TMR
16	2000/03/05 01 51 50	40.428	140.920	5.193	1.4	JAH, JTM, JKZ, HRD, FUT, NIB
17	2000/03/05 02 04 13	40.428	140.917	7.079	1.7	JAH, JTM, JKZ, HRD, FUT
18	2000/03/05 02 58 41	40.427	140.921	4.641	1.7	JAH, JTM, JKZ, HRD, FUT
19	2000/03/05 04 06 12	40.424	140.905	5.174	1.2	JAH, JTM, JKZ, HRD, FUT
20	2000/03/10 11 35 50	40.355	141.036	8.712	1.5	UTB, NKD, OAT
21	2000/03/14 17 13 23	40.357	141.036	8.743	0.6	UTB, NKD, OAT
22	2000/05/30 10 51 32	40.437	140.881	4.168	1.5	UTB, NKD, OAT, JAH
23	2000/07/26 17 50 53	40.477	140.897	3.570	1.7	UTB, NKD, OAT, JAH
24	2000/07/26 17 51 05	40.468	140.881	4.292	1.0	UTB, NKD, OAT, JAH
25	2000/08/02 05 24 41	40.394	140.892	8.335	1.4	UTB, NKD, OAT, SBG
26	2000/08/13 05 04 29	40.370	140.870	3.414	0.5	UTB, JAH, SBG
27	2000/10/05 04 53 00	40.430	140.932	10.765	0.3	UTB, NKD, OAT, JAH, SBG
28	2000/10/06 19 27 13	40.425	140.727	8.667	0.9	UTB, NKD, OAT, JAH
29	2000/10/06 19 29 41	40.426	140.730	9.908	0.5	UTB, OAT, JAH, JKZ
30	2000/10/06 19 33 12	40.443	140.754	8.751	1.3	UTB, NKD, OAT
31	2000/10/06 19 48 44	40.443	140.746	8.447	1.2	UTB, NKD, OAT
32	2000/10/09 02 06 44	40.369	140.891	6.562	0.8	UTB, NKD, OAT, JAH, SBG
33	2000/10/11 02 58 50	40.374	140.969	7.151	1.8	UTB, NKD, OAT, JAH, SBG
34	2000/10/13 16 53 11	40.363	141.040	8.707	1.3	UTB, NKD, OAT
35	2000/11/24 22 21 55	40.424	140.946	8.180	2.2	UTB, NKD, OAT, JAH, SBG
36	2000/11/28 13 57 17	40.354	141.034	8.987	1.2	UTB, NKD, OAT
37	2000/12/11 23 00 23	40.420	140.724	8.442	0.5	UTB, NKD, OAT, JAH, JKZ

ことになる。この数はこれまで知られてきたような発生数[東北大学(1995)]よりも明らかに多い。これは実際の発生頻度が上がったことを意味するのではなく、本研究においては十和田湖畔に位置するUTBを用いた結果、検知能力が上がったために、より詳細な地震活動を明らかにできたことを意味していると思われる。

震央は概ね十和田湖南部に集中しているが(Fig. 4)、湖の南岸に位置する中山半島(西側)と御倉半島(東側)の周辺、および湖の西側の青森 - 秋田県境付近に位置する馬糞森山周辺(Fig. 4のβ)の3地域を

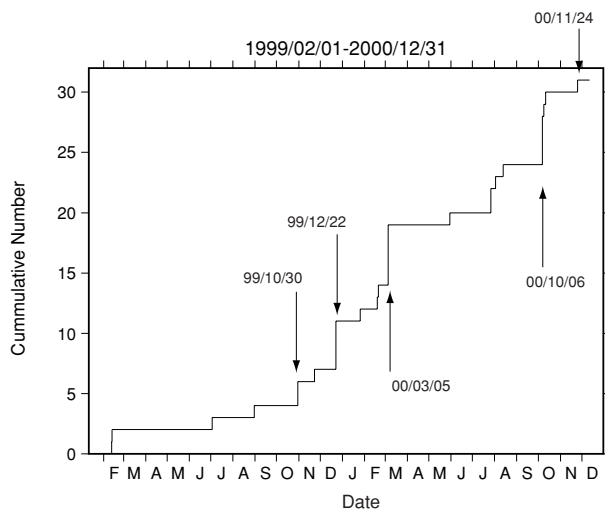


Fig. 5. A plot of cumulative number of located earthquakes against time, for the period from 1 February 1999 to 31 December 2000 (JST).

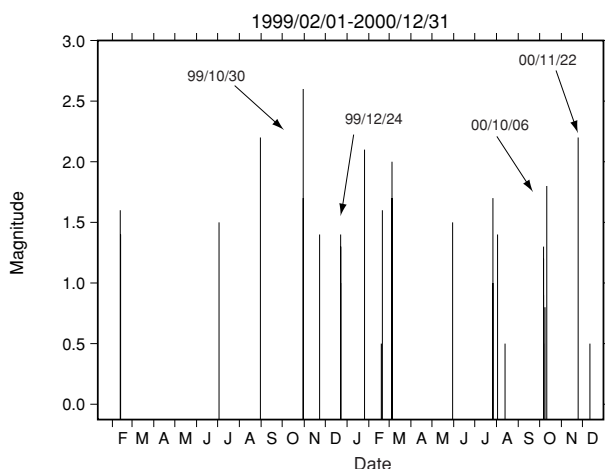


Fig. 6. A plot of earthquake magnitudes versus time. The occurrence of major activities are indicated by arrows.

震央とする地震が相対的に多く見られた。特に御倉半島付近は前回の約1,100年前の噴火位置に対応するという点で興味深い。更に、比較的大きなマグニチュードを持つ地震は全て群発的な地震活動中に発生しており、(A)十和田湖の中央部(1999年10月30日)、(B)中山半島先端付近(1999年12月22日)、(C)馬糞森山付近(2000年10月6日)、最後に(D)宇樽部付近(2000年11月24日)、をそれぞれ震央としている。この他にも2000年3月5日にも休屋付近を震源とするまとまった地震活動が認められた。しかし、この時は震源付近の観測点であるUTB、OAT、NKD及びSBGのデータが欠測しており、マグニチュードの大きな数個の地震の波形しか得られなかったため、その全貌を詳細に把握することはできなかった。

ここで地震活動の推移を見るために、震源決定できた地震について、地震の累積度数の時間変化(Fig. 5)およびM-T図(Fig. 6)も作成した。ただし、3-2節で詳しく述べるようにクラスターαは採石発破と思われるので、図中ではそれらを除いている。1999年1月から1999年8月については、それ以降に比べて相対的に少ない頻度を示しているが、これは1999年8月まではUTBが存在せず、検知能力が高くなかったためと思われる。これに比べ1999年8月以降については、UTBの連続波形記録が利用できたことにより、地震の検知能力が明らかに向上していると言える。Fig. 5に矢印で示したように、群発地震の発生時と対応して累積度数の変化は階段状に変化しており、また、Fig. 6に見られるようにその時点で相対的にマグニチュードの大きな地震が発生している傾向が認められる。ただし、ここでは震源決定できた地震についてのみを対象として特徴を述べているが、それ以外の地震まで含めれば多少結果が変わってくる可能性があることを付記しておく。例えば、確認できた群発的地震活動のうちで震源決定できたものは全体のおよそ5%に過ぎないため、それも含めて考えれば、実際には階段状の累積度数の変化がより際立ってくるはずである。

3-2. 深さ分布

深さ分布については、多くの震源が10 km以浅に位置している。特に群発地震(C)に含まれる馬糞森山付近の地震は、深さおよそ9 kmを震源としている地震が多く含まれていた。しかし全体的には、ほぼ同じ位置を震央とする地震群であっても、深さ方

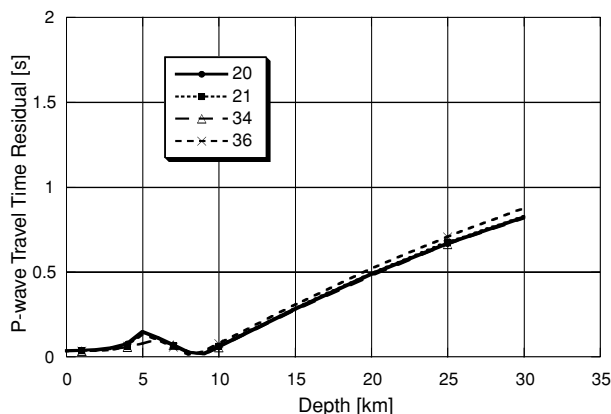


Fig. 7. A plot showing residual of P-wave travel time against focal depth for events belonging to the cluster α (Nos. 20, 21, 34, and 36).

向に伸びた分布を示す傾向がある。マグニチュード 1.0以上の地震について、震源決定の誤差を見ると、平均して南北方向には約0.8 km、東西方向には約0.6 km程度であるのに対し、深さ方向では約1.3 kmという値であり、水平方向に比べ深さ方向の震源決定誤差が大きい。従って上記のような特徴は、この震源決定誤差を反映したものと考えられる。この原因として、従来よりも高精度で決定することができるようになったとは言え、対象とする領域の付近に観測点はUTBしか存在せず、震源分布の広がりによって観測点配置がまばらな分布になっていることが挙げられる。

また、震源分布 (Fig. 4) において、深さ 8 km 付近にクラスター α が認められるが、国土地理院 1/25,000地形図でその震央付近に砕石場が認められること、複数観測点での初動が全て押しであること、昼間にしか発生していないこと、の3点から、これらの地震は自然地震ではなく採石発破の可能性が考えられる。そこでこのクラスター α に含まれる全地震について、深さ 0 km から 10 km までは 1 km 間隔で、10 km から 30 km の間は 5 km 間隔で、それぞれ深さを固定して震源決定を行い、P波の平均走時残差を調べた。結果は Fig. 7 の様に、残差の極小値が地表付近と、深さ 8 km 付近の2カ所に存在している。比較のため十和田湖畔の地震である No. 5, 33, 35 の3個の地震についても同様に深さに対する走時残差の分布を求めたところ、Fig. 8 の様に残差の極小値は一ヶ所に絞られていた。従ってこの深さの問題は、クラスター α が観測点の分布の粗な領域を震央としており、震源決定時における深さ方向の分解能

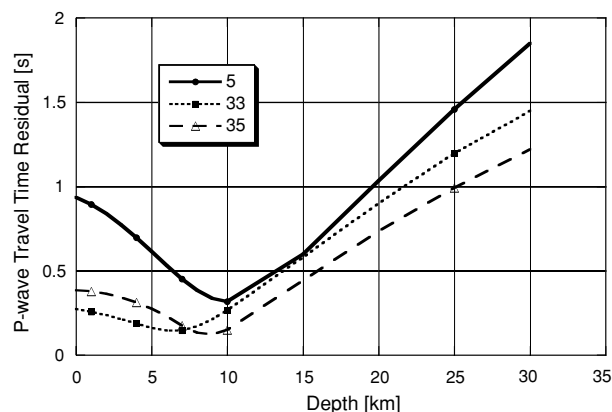


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for earthquakes located near the Lake Towada (Nos. 5, 30, and 33).

が悪かったことを反映したことが原因であると考えられる。これらのことを総合的に考慮し、本研究はこのクラスター α を採石発破であると判断した。

3-3. 群発的な地震活動

ここでは期間中認められた群発地震 (A), (B), (C) および (D), の4例を対象に、更に詳しく見ていくことにする。(A), (B) および (C) ではおよそ2時間の間にそれぞれ約100個、33個、68個、また (D) では30分間に10個の地震が断続的に発生していた。(A) について、UTBにおける6分間の上下動連続記録を Fig. 9 に示す。最も活発な時間帯においては、1分間に3~5個程度という頻度で地震が発生していた様子が明らかになった。更に Fig. 9 に典型的に示されているように、4例それぞれの群発地震活動中、お互いの地震波形の相関性は極めて良好である。従って一連の活動は概してほぼ同じ場所を震源とし、同じ震源メカニズム解をもつ地震であると推測される。それぞれの群発地震活動中の最大マグニチュードは2クラスであり、震源決定の結果、これらの地震の震央が重なっていないことから、(A) ~ (D) の4例の群発地震の震源域は重なっていないと考えられる。

特に群発地震 (A) 中では調査期間中最大のマグニチュード 2.6 を示した地震 5 が発生しているため、より広域な観測網を用いて P波初動極性を読み取り、震源メカニズム解を求めた。結果は Fig. 10 に示すように、北東 - 南西方向に T軸を持つ正断層型の解を示している。東北地方の浅発地震で見られる一般的な震源メカニズム解は、太平洋プレ - トが沈み

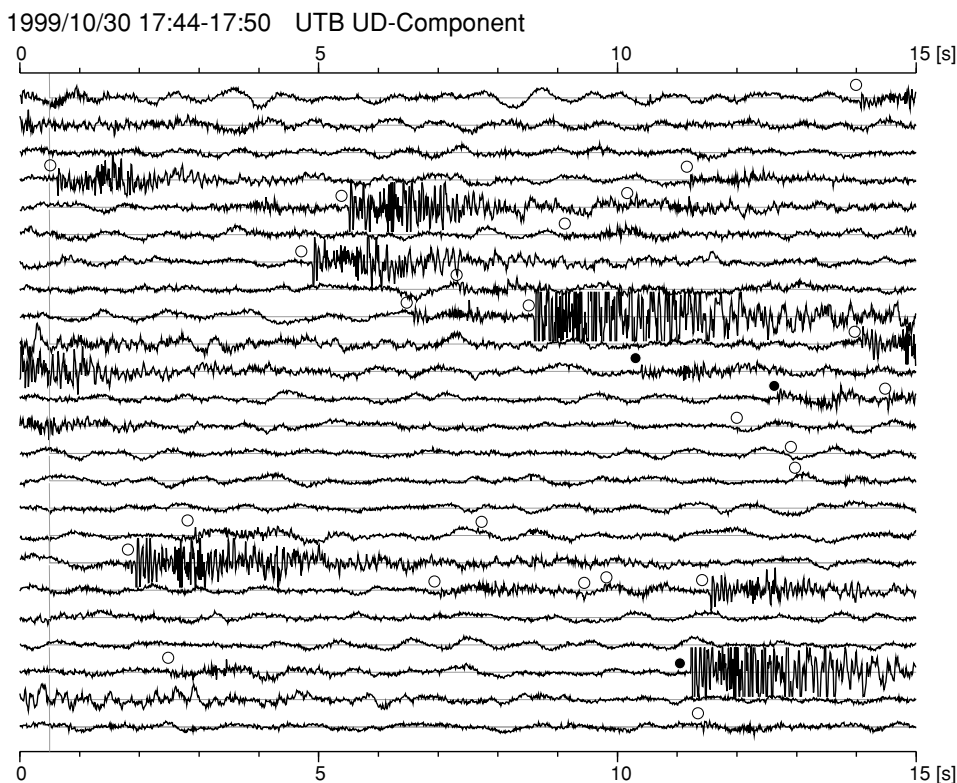


Fig. 9. An example of seismograms recorded in the period of swarm. UD-component velocity seismograms recorded at UTB are shown for the period from 17:44 to 17:50, 30 October 1999 (JST). Solid and open circles denote the earthquakes whose P-wave initial motions are compression and dilatation, respectively.

1999 Oct. 30 17:46 M2.6

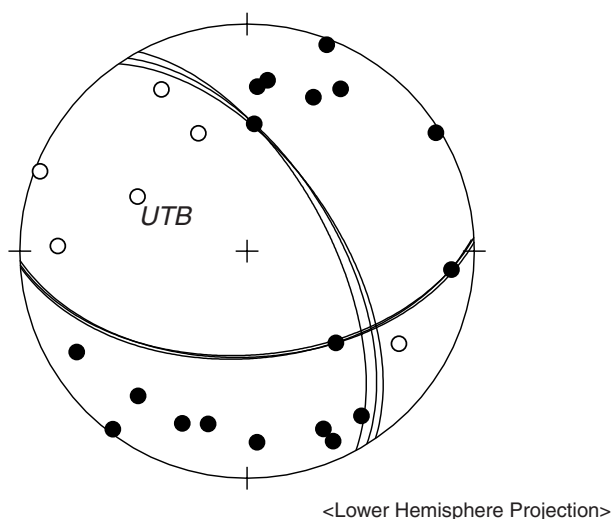


Fig. 10. Focal mechanism solution of event No. 5 plotted on the lower hemisphere of equal area projection. Solid and open circles show compressional and dilatational first motions, respectively.

込む方向に対応する北西 - 南東方向にP軸を持つような逆断層型の解が支配的であり(小菅, 1999), このような正断層型の震源メカニズム解は極めて稀である. ただし(A)の活動中に観測された地震波形を細かく見ると, 一部UTBにおける初動極性が反転している地震も見受けられるため, 最大マグニチュードの地震とは異なる震源メカニズム解を持つ地震が含まれていることが示唆される. このような特徴は, 例えば1999年9月13日に青森県六ヶ所村を震源とするM4クラスの地震の前震, 余震系列でも見られており(渡邊・他, 1999), 起震応力場を考える上で興味深い.

3-4. 波形の特徴

次に本研究では, M2クラスの3つの地震(No.5, 33, 35)に限定し, 観測点UTBにおいてパーティクルモーション解析を行った. 振動特性の周波数依存性も合わせて評価するために, 原波形に加えて, 8 ~ 16 Hz及び16 ~ 32 Hzのバンドパスフィルターをかけた波形に対して, それぞれ0.2 sのタイムウィンドウ幅でパーティクルモーションを求めた. それぞれ

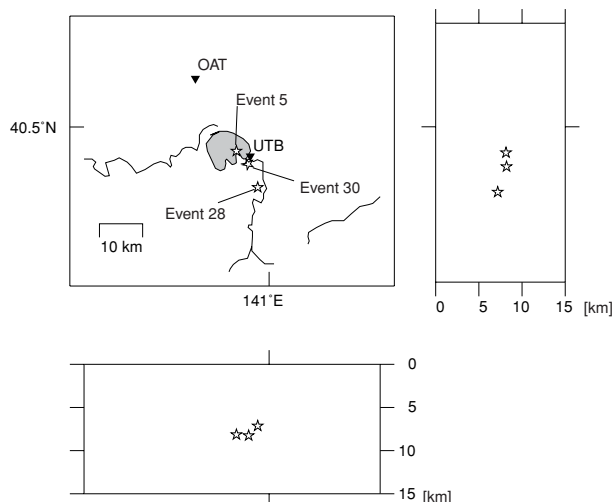


Fig. 11. Hypocenter distribution of earthquakes used in the particle motion analysis. The location of station UTB is plotted in the map.

の地震の震央位置を Fig. 11 に、その解析結果の例を Fig. 12 に示す。直達 P 波 [Fig. 12 (a)] については、周波数に依存せずほぼ鉛直方向に振動していることがわかった。このことは、観測点に対する直達 P 波の入射角が小さく、鉛直入射に近いことを意味している。また、図には示さないが P コーダ波中で顕著に見られる 1 ~ 4 個の位相 [Fig. 3 の a] も直達 P 波に非常に似通った振動をしており、走時を考慮した場合に自由表面からの反射 P 波では説明がつかないことから、これらの位相は震源から発生した S 波が観測点に到達するまでの間に P 波に変換された波 (S-P 変換波) である可能性が高いと考えられる。

各地震において P コーダ波中の変換波と直達 S 波との走時差を求めると、地震 5 では 0.2 s、地震 33 と 35 では 0.4 s という値が、それぞれ得られた。直達 S 波との走時差が S-P 時間に対して小さいものについては、変換面は観測点直下にあると推測されるので、これらの波が観測点に対して鉛直入射すると仮定し、P 波速度を 5.0 km/s、S 波速度を 2.9 km/s とおいてその変換面が観測点に対してどの程度の深さに存在しているのか概算してみた。その結果、走時差 0.2 s の波に対して深さ 1.4 km、走時差 0.4 s の波に対して深さ 2.7 km の位置に、それぞれ変換面があると推定された。

観測点 UTB における直達 S 波のパーティクルモーション [Fig. 12 (b)] は、P 波のパーティクルモーションから期待される入射方向に対して直交する平面内で振動しており、この特徴は特に 8 ~ 16 Hz の

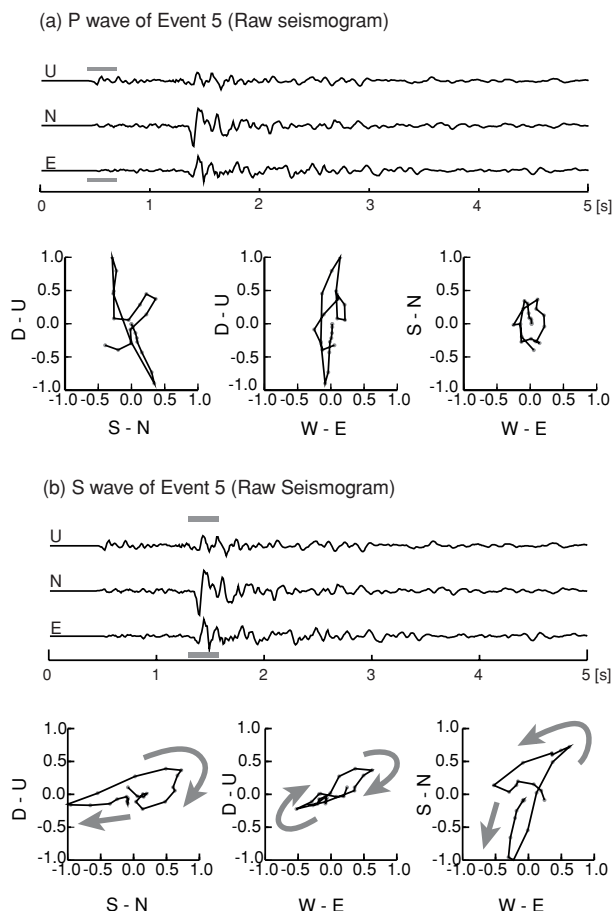


Fig. 12. Examples of raw seismograms (event No. 5) and particle motion diagrams of direct P-wave (a) and direct S-wave (b). Arrows in the diagram denote the direction of oscillation.

帯域において顕著である。更に、[Fig. 12 (b)] に示すように直達 S 波において SH 波の後に SV 波が遅れて到達する特徴が地震 5 と地震 35 に見られ、それぞれその走時差は地震 5 で 0.2 s、地震 35 では 0.1 s であった。また地震 33 においては SV 波に 0.2 s 後れて SH 波が到達している特徴があった。このように S 波初動の偏向方向が北北東 - 南南西を向き、その後それと直交する方向に振動する波が到来するという特徴が 3 個の地震に共通して認められることから、下北半島周辺域において小菅・置田 (2001) が観測したのと同様に、十和田湖周辺域においても S 波のスプリッティング現象の存在が示唆される。

小菅・置田 (2001) などによれば、S 波スプリッティングは地殻を構成する媒質の異方性によると考えられ、この場合は速い S 波の偏向方向は応力場の最大圧縮軸方向を向くという解釈が成り立つ。本研究で見られた特徴を S 波スプリッティングという観

点から解釈すると、まず確認された走時差が小菅・置田(2001)と同程度の値を持つことから、十和田湖周辺域が下北半島と同程度の異方性を持つと考えられる。更に速いS波の偏向方向から、北北東-南南西方向が周辺応力場の最大圧縮軸方向である可能性をも指摘できる。しかしFig. 10に示した震源メカニズム解の最大圧縮軸は北西-南東方向であり、この解釈とは合致しない。一方で1986年8月に八甲田山付近で起きたM4.7の地震においては最大圧縮軸方向が北北東-南南西を向いた震源メカニズム解が得られており(小菅・他, 1987), パーティクルモーション解析から得た解釈と整合する。このように現時点における様々な観測事実とその解釈には矛盾が生じているが、今後より詳しく震源メカニズム解やS波スプリッティングを調べていくことにより、この地域における応力場をより詳細に明らかにしていくことが可能になると考えられる。

また、Sコーダ波中に顕著な位相(Fig. 3のb)が含まれているものもあったのでそれについても触れておく。それぞれの地震において直達S波との走時差を推定すると、地震5について特に目立った位相は見つからなかったが、地震33では約0.4s、地震35では約0.6sであった。これらの位相は全てS波的な振動様式を持っているため、地殻浅部に何らかの直達S波を反射する媒体が存在する可能性を示唆している。これが、例えば日光周辺(松本・長谷川, 1996)などの火山地域に普遍的に存在するとされているような、地殻内に存在するマグマや流体に起因するS波反射面に対応しているかどうかについては、現時点では特定できていない。

4. まとめ

本研究は、1999年8月に十和田湖畔に新設された観測点宇樽部の波形データを用いて、十和田湖周辺域における地震活動の概略を明らかにした。更に観測された地震波形の振動特性から、周辺の地下構造に関する簡単な考察を行った。その結果、以下の結論を得た。

まず1999年1月から2000年12月までの期間に地殻浅部を震源とする約470個の地震を確認することができ、十和田湖周辺域における定常的な地震活動の概略を従来に比べより高い精度で明らかにできた。中には数回に渡る群発的な地震活動も認められ、それぞれの活動中においてほとんどの波形はお互いに極めて良好な相関を持っていたため、基本的

には一連の活動がほぼ同じ震源位置、同じ震源メカニズムを持つと考えられる。震源決定を行った37個の地震は、十和田湖南部の深さ10km以浅に集中している。特に前回の噴火位置に対応する御倉半島付近にも地震活動が見られることに注目すべきである。また4例の群発地震に関しては、それぞれにおける最大マグニチュードを示した地震の震源位置はお互いに重ならないため、群発地震の震源域も重なっていないと考えられる。期間中で最大のマグニチュード2.6を示した地震の震源メカニズム解は北東-南西方向にT軸を持つ正断層型であり、東北地方の浅発地震で一般的にみられる逆断層型とは明らかに異なる、極めて稀な例であることがわかった。

パーティクルモーション解析の結果、観測点UTBでPコーダ波中に2~3個のS-P変換波が、Sコーダ波中に1~3個のS-S散乱波が、それぞれ認められた。このことから地殻浅部における何枚かの変換面・反射面の存在が示唆され、特にS-P変換については地下1.4kmに位置すると概算した。またUTBにおいてS波スプリッティング現象が認められたため、十和田湖浅部地殻が異方性を持っていると考えられる。しかし、速いS波の偏向方向は北北東-南南西であるが、期間中最大マグニチュードを示した地震の震源メカニズム解から期待される最大圧縮軸方向(北西-南東方向)と合致しないという点が問題点として残っている。

本解析によって、従来知られていたよりも詳細に十和田湖周辺の地震活動を明らかにすることができた。今後Hi-netなどのより高密度な観測点の地震波形を積極的に利用して更に詳しい解析を行えば、より詳細に地震活動と地下構造を対比することができると考えられる。

謝 辞

本研究においては、気象庁及び東北大学の波形データを使用した。解析の一部には東京大学の鶴岡弘博士によるプログラム「TSEIS」を使わせていただいた。また本論文の執筆に当たり、佐々木実博士に有益な助言をいただいた。記して謝意を表す。

文 献

江苅利子, 2001, 宇樽部・名久井岳・三本木観測点におけるサイト増幅係数の推定—地中と地表の常時微動及び地震波の比較— 2001年度弘前大学卒業論文。

Hayakawa, Y., 1985, Pyroclastic geology of Towada volcano, Bull. Earthq. Res. Inst., 60, 507-592.

Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61.

小菅正裕・佐藤魂夫・田中和夫・佐藤裕・三浦一晃・永浜大介, 1987, 1983年日本海中部地震後の東北地方北部の地震活動, 弘前大学理科報告, 34, 87-99.

小菅正裕, 1999, 地殻内地震から見た東北日本の応力配置, 月刊地球, 号外 No.27, 107-112.

小菅正裕・置田貴代美, 2001, S波スプリッティングから見た下北半島のリソスフェアの不均質構造, 地震研究所彙報, 76, 37-49.

東北大学, 1995, 1995年1月十和田カルデラに発生した群発地震について, 火山予知連絡会会報, 第61号.

渡邊和俊・小菅正裕・大崎徳美・田中和夫, 1999, 1999年9月13日青森県六ヶ所村で発生した中規模地震(M4.3)に関連する地震活動, 1999年度日本地震学会秋季大会予稿集, P029.