## 3.2 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

## 3. 2. 1 群列ボーリング調査

## (1) 業務の内容

### (a) 業務題目 群列ボーリング調査

# (b) 担当者

| 所属機関                | 役職 | 氏名    |
|---------------------|----|-------|
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 助教 | 丹羽 雄一 |
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 助教 | 石村 大輔 |
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 教授 | 遠田 晋次 |

#### (c) 業務の目的

糸魚川一静岡構造線断層帯北部に位置する神城断層の地下形状および変位速度の解明を目的として、既存研究によって表層地質の概略が報告されている長野県北安曇郡白馬村神城地区においてボーリング調査を実施する。ボーリングコアの解析結果と既報の地下層序から、極浅層における断層の地下形状を推定する。加えて、上盤側の水平層の認定と下盤側との対比を行い、従来よりも正確な上下変位速度を求める。

### (d) 実施業務の要約

神城断層の従来よりも精度良い上下変位速度の解明を目的として、長野県北安曇郡白馬村神城地区においてボーリング調査を実施し、堆積物の記載・写真撮影・<sup>14</sup>C 年代測定を行った。これらの解析結果と既存研究で報告されている地下層序のデータを用いて、神城断層の極浅層の地下形状および上下変位速度を推定した。

#### (2) 平成 27 年度の成果

# (a) 業務の要約

神城断層上盤側で断層を貫く掘削長 40 m および 45 m の 2 本のボーリングコアを掘削し、CT 画像撮影、岩相・傾斜の記載および <sup>14</sup>C 年代測定を行った。掘削したコア試料の層序と年代と既報の地下層序を用いて神城断層近傍における極浅層部の地下地質・地下形状を把握したところ、古い地層ほど上下変位量が大きく、変位の累積を確認することができた。また、コア堆積物の岩相や傾斜の明瞭な変化を示す層準と <sup>14</sup>C 年代測定値に基づいて 2 本のコアの断層位置を推定した。断層は 30°程度の傾斜を有し、表層付近で低角化することが推定できた。さらに断層変位基準となる地層の年代と上盤側と下盤側での比高に基づき、神城断層の過去 1~3 万年間の上下変位速度を推定したところ、過去 1 万年間の上下変位速度は 1.2~1.4 mm/年、過去 2 万 5 千~3 万年間の上下変位速度は 1.6 mm/年以上と見積もられた。

## (b) 業務の実施方法

調査対象地域は、長野県北安曇郡白馬村神城地区である(図1,図2)。この地区では断層を挟んで東側(上盤側)は湖成段丘面が分布し、この湖成段丘は断層の西側(下盤側)では沖積低地に埋没している(奥村ほか,1998)。湖成段丘は高位から L1 面、L2 面(4-7 ka)、L3 面(1-2 ka)に区分され、さらに L1 面は高位から L1a 面および L1b 面(10-20 ka)に細分されている(松多ほか,2006)。当該地域ではトレンチ調査(奥村ほか,1998)、地層抜き取り調査(今泉ほか,1977)およびボーリング調査(松多ほか,2001)が行われており、神城断層近傍の表層における地下地質の概要が報告されている。

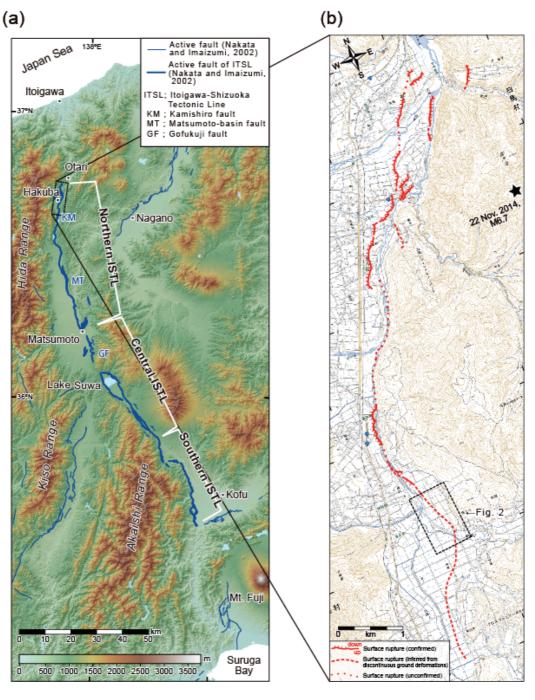


図1 調査地域概要 Okada et al. (2015)を一部改変

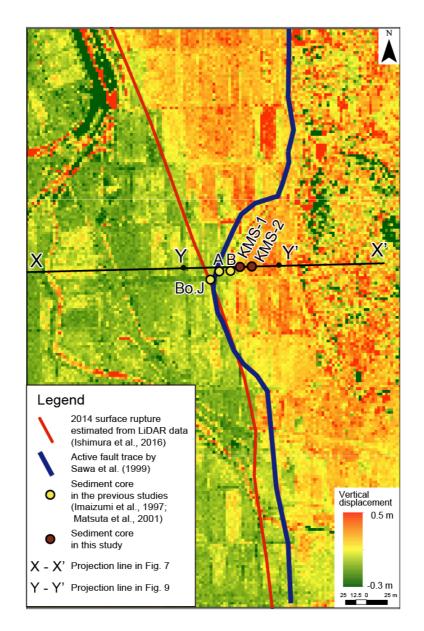


図2 神城地区の2014年地震時の上下変位量分布(本報告書3.1.1)とコア掘削地点

平成 27 年 10 月 21 日から同年 11 月 7 日にかけて 2 孔のボーリングコア (断層に近い方から KMS-1、KMS-2 とする)を掘削した (図 3 )。コア試料掘削地点は松多ほか (2006)の L1b 面上に位置する。孔径は 86 mm、コア掘削長は KMS-1 で 40.0 m、KMS-2 で 45.0 m である。断層に近い部分の地層の傾斜変化を詳細にとらえるため、深度 15~33 m の KMS-1 コア試料については、X 線 CT 画像の撮影を行った。コア試料は半割面が最大傾斜となるよう半割し、詳細な観察を行い、岩相・粒度および、傾斜を記載した。また、コア試料から木片や植物片などの炭素含有物質が認められた層準では  $^{14}$ C 年代測定用のサンプリングを行った。サンプリングした試料は、株式会社加速器分析研究所に依頼し、 $^{14}$ C 年代測定を行った。







図3 コア掘削地点の現場写真 上の写真が全体図、中央が KMS-1 コア地点、 下の写真が KMS-2 コア地点。

## (c) 業務の成果

1) ボーリングコアの岩相・年代

今回掘削したボーリングコアの柱状図および写真を図  $4 \sim 6$  に示す。2 本のボーリングコアは、ともに砂礫層と腐植質シルトを含む砂泥層の互層から構成される。各コアの堆積物を以下のようにユニット区分した。また、区分したユニットと既報の地形・層序との関係を表 1 に示した。

- a) KMS-1 コア
- i) ユニット 1-1

KMS-1 コアの最上部 3.20 m は腐植質シルトを含む砂泥層とコア径を超える礫を含む砂礫層の互層からなり、ほぼ水平に堆積している。ユニット 1-1 は、シルト〜細粒砂層から構成される最上部 (ユニット 1-1-1)、細礫〜中礫を含む砂礫層から構成される中部 (ユニット1-1-2)、および、腐植質シルト層を主体とする下部 (ユニット 1-1-3) から構成される。本ユニットからは 10,295 ~16,761 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットはコア最上部に分布すること、および、較正年代に基づき、松多ほか(2006) の L1b 面を構成する堆積物と解釈される。

#### ii) ユニット 1-2

深度  $3.20\sim16.20$  m も同様に砂泥層と砂礫層の互層から構成されるが、層理面が  $20\sim30^\circ$  程度傾斜し下方へ増傾斜する傾向が認められる。本ユニットは砂泥層を主とする部分と砂礫層を主とする部分が交互に見られ、これらをサブユニット  $1-2-1\sim1-2-8$  に細分した。サブユニット 1-2-1 から 1-2-5 を全体としてみると砂泥層が多く見られ、サブユニット 1-2-6 から 1-2-8 では全体として砂礫層が多く含まれる。ユニット 1-2 からは  $22,613\sim35,310$  cal BP の較正年代が得られた。深度  $9.06\sim9.09$  m で見られた火山灰層は、火山ガラスの屈折率 (1.4995-1.5013) や上下の較正年代との関係から AT 火山灰 (町田・新井,2003;約 30,000 cal BP) に対比される。

本ユニット上部 (サブユニット 1-2-1~1-2-5) は細粒層を主体とし、AT 火山灰を挟在することから、松多ほか (2006) の L1b 面あるいは L1a 面構成層に対比可能である。一方、本ユニット下部 (サブユニット 1-2-6~1-2-8) は砂礫層が多く見られること、および較正年代が 30,000 cal BP 以前を示すことから、多ほか (2000) の古神城湖形成前の網状河川堆積物に対比される。

# iii)ユニット 1-3

深度  $16.20\sim25.05$  の砂泥層と砂礫層の互層では傾斜  $70\sim90^\circ$  程度のほぼ直立した構造が認められる。また、本ユニットでは傾斜  $40^\circ$  程度の剪断面が複数条見られる。ユニット 1-3 からは  $34,450\sim35,440$  cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットもユニット 1-2 下部と同様に、古神城湖形成前の網状河川堆積物に対比される。

## iv) ユニット 1-4

深度 25.05 m の明瞭な境界を挟んで、深度 28.60 m まではシルト層を主体とする細粒層に岩相変化する。傾斜は  $35\sim70^\circ$  程度である。ユニット 1-4 からは  $18,559\sim18,806$  cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットは、細粒層を主体とすること、および較正年代に基づいて、松多ほか(2006)

のL1b面あるいはL1a面を構成する堆積物に対比される。

## v) ユニット 1-5

深度 28.60 m以深 (ユニット 1-5) では腐植質シルト層を含むシルト層と砂層の互層を主とし、深度 35.56~36.68 m のみ 0.5~2.0 cm の亜円~亜角礫を含む砂礫層となる。傾斜は  $10^\circ$  以下である。ユニット 1-4 からは 19,219~24,875 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットも、細粒層を主体とすること、および較正年代に基づいて、松多ほか(2006) の L1b 面あるいは L1a 面を構成する堆積物に対比される。

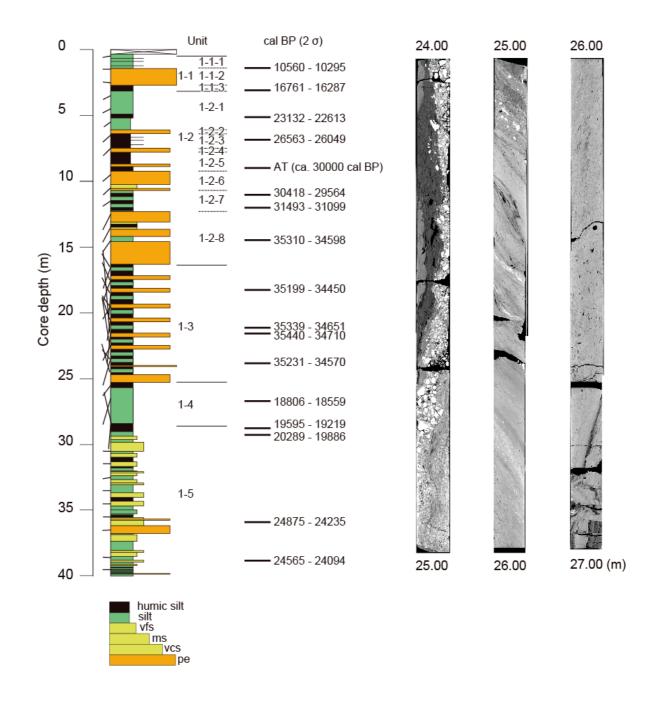


図4 KMS-1コアの柱状図、ユニット区分、較正年代、X線CT画像柱状図左の線は層理面の傾斜を示す。

## b) KMS-2 コア

# i) ユニット 2-1

KMS-2 コアの最上部 4.35 m は腐植質シルトを含む砂泥層と  $0.5\sim5$  cm の亜円〜亜角礫を含む砂礫層の互層からなり、ほぼ水平に堆積している。本ユニットは砂泥層を主とする上部 (サブユニット 2-1-1)と砂礫層からなる下部 (サブユニット 2-1-2)に細分される。ユニット 2-1 からは  $9917\sim10$ , 212 cal BP の較正年代が得られた。

本ユニットはユニット 1-1 と同様、コア最上部に分布することおよび、較正年代に基づき松多ほか(2006)の L1 面を構成する堆積物と解釈される。

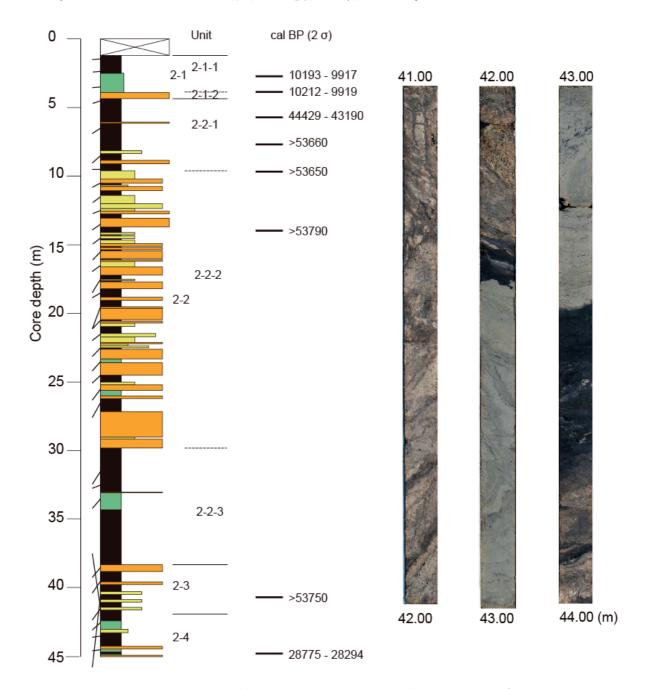


図 5 KMS-2 コアの柱状図、ユニット区分、較正年代、写真 柱状図左の線は層理面の傾斜を示す。粒径の凡例は図 3 と同じ。

## ii) ユニット 2-2

深度  $4.35\sim38.30$  m も同様に砂泥層と砂礫層の互層から構成されるが、層理面が  $20\sim40^\circ$  程度傾斜し下方へ増傾斜する傾向が認められる。本ユニットはシルト層を主とする上部 (サブユニット 2-2-1)、シルト層、砂層、および砂礫層から構成される中部 (サブユニット 2-2-2) および、シルト層を主体とする下部 (サブユニット 2-2-3) に細分される。ユニット 2-2 からは 53, 650 yr BP よりも古い 14C 年代が得られた。

サブユニット 2-2-1 および 2-2-2 は全体として砂礫層を主体とし、較正年代が 30,000 calBP よりも古いことから、多ほか (2000) の古神城湖形成前の網状河川堆積物と解釈される。サブユニット 2-2-3 は細粒層を主体とし、網状河川堆積物と考えられるサブユニット 2-2-2 よりも下位に位置することから、多ほか (2000) の蛇行河川堆積物に対比される。

#### iii) ユニット 2-3

深度 38.20~42.17 m では上位のユニット 2-2 と同様に砂泥層と砂礫層の互層が見られ、傾斜 40~60° 程度と上位ユニットからさらに増傾斜する。全体としては腐植質シルト層が多く見られる。ユニット 2-3 では傾斜 10~40° 程度の剪断面が複数条見られ、53,750 yr BP よりも古い  $^{14}$ C 年代が得られた。

細粒層を主体とすることから、上位のサブユニット 2-2-3 と同様に多ほか(2000)の蛇行河川堆積物に対比され得る。

# iv) ユニット 2-4

深度 42.17 m の明瞭な境界を挟んで、それ以深 (ユニット 2-4) では  $20^\circ$  以下の緩傾斜な地層に変化する。ユニット 1-4 は腐植質シルト層を含むシルト層と砂層の互層を主とし  $28,294\sim28,775$  cal BP の較正年代を示す。

本ユニットは、細粒層を主体とし、AT 火山灰よりも新しい較正年代が得られていることから、松多ほか(2006)の L1b 面あるいは L1a 面を構成する堆積物に対比される。

|            | KM              | IS-1                                | KMS             | -2             |   |  |
|------------|-----------------|-------------------------------------|-----------------|----------------|---|--|
| Ages       | Downthrown side | Upthrown side                       | Downthrown side | Upthrown side  | Landform  |  |
| 10 - 17 ka |                 | 1-1                                 |                 | 2-1            | L1 terrace  |  |
| 18 - 30 ka | 1-4<br>1-5      | 1-2-1 1-2-4<br>1-2-2 1-2-5<br>1-2-3 | 2-4             |                | (paleo-Kamishiro lake;<br>Matsuta et al.,2006)                                |  |
| > 30 ka    |                 | 1-2-6 1-2-8<br>1-2-7 1-3            |                 | 2-2-1<br>2-2-2 | Braided river<br>(before formation of<br>Kamishiro lake; Ono et al., 2000)    |  |
| > 50 ka    |                 |                                     |                 | 2-2-3<br>2-3   | Meandering river<br>(before formation of<br>Kamishiro lake; Ono et al., 2000) |  |

表 1 コア堆積物のユニット区分と既報の地形・層序との関係

# 2) 断層推定層準

KMS-1 コアの深度 25.05 mの明瞭な境界を挟んで岩相や傾斜が明瞭に変化する (図 6)。 すなわち、境界直上のユニット 1-3 では砂礫層を主体とし、地層がほぼ直立しているのに対し、境界直下のユニット 1-4 では、シルト層を主体とし、傾斜は一部で 70° と高角であるものの、おおむね 35°~40° となりユニット 1-3 に比べて緩傾斜である。このことから、深度 25.05 m を境として明瞭な構造不連続が示唆される。得られた較正年代がユニット 1-3 下部では約 35,000 cal BP、ユニット 1-4 上部で約 18,000 cal BPを示し、境界面を挟んで年代の逆転が見られる。これらのことから、深度 25.05 m の断層を挟んで上盤側の地層から下盤側の地層へ岩相変化したと解釈可能である。従って、KMS-1 コアでは、深度 25.05 m に断層を推定した。

KMS-2 コアにおいても、深度 42.17 mの 明瞭な境界を挟んだ岩相および傾斜の変化 が認められる(図6)。すなわち、境界直上 のユニット 2-3 では剪断面の発達した 40~ 60°程度の傾斜を有するのに対し、境界直 下のユニット 2-4 では 20°以下の緩傾斜な 地層へ変化する。断層を挟んだ上盤側の地 層から下盤側の地層への岩相変化と考えら れる。較正年代はユニット 2-3 下部で 50,000 yr BP よりも古く、ユニット 2-4 で 約 28,000 cal BP であり、境界面を挟んだ 年代の逆転も見られる。深度 42.17m の境界 面が主断層であり、コアは上盤側から下盤 側への変化を見ているという解釈は、この ような年代の逆転からも支持される。従っ て、KMS-2 コアでは深度 42.17 m に断層を 推定した。



図6 断層推定層準周辺のコア写真

#### 3) 既報の地下層序との対比

既報の地下層序(今泉ほか,1997; 松多ほか,2001)の情報を用いて調査地域の地質断面を推定した(図7)。KMS-1 のユニット 1-1 は岩相の類似性と年代から KMS-2 のユニット 2-1 に対比される。また、これらは今泉ほか(1997)の上盤側に認められる 13,000 yr BP よりも新しい傾斜した砂泥層と砂礫層の互層および、今泉ほか(1997)および松多ほか(2001)の下盤側の標高 717 m以浅に水平に分布する地層にも対比される。

KMS-1 のユニット 1-2 の上部は砂泥層を主体とし、礫層は同ユニットの中~下部ほどは見られない。このような特徴は、同コアおよび KMS-2 コアの断層推定層準よりも下位の地層と類似する。この岩相の類似性と較正年代から、KMS-1 のユニット 1-2 の上部は同コアのユニット 1-4 および 1-5、KMS-2 コアのユニット 2-4 に対比される。一方、KMS-1 のユニット 1-2 で得られた較正年代は KMS-2 コアの上盤側では認められない(図 4)。すなわち、KMS-2 コアの上盤側では、KMS-1 コアのユニット 1-2 に対比可能な地層は侵食により欠如し

ていると解釈される。下盤側では標高 712 m 以深に 17,000 cal BP から 30,000 cal BP にかけて堆積した砂泥層と砂礫層の互層が認められる(松多ほか,2001)ことから、KMS-1 のユニット 1-2 は下盤側の標高 712 m 以深の地層と対比される。

KMS-1 のユニット 1-3 は約 35,000 cal BP の較正年代を示し、この年代に相当する地層は KMS-2 コアには見られない(図 4)。また、下盤側においては、松多ほか(2001)のボーリングコアの最下部(標高 680 m 付近)に AT 火山灰(約 30,000 cal BP)が認められるため、このボーリング最下部よりも下位に KMS-1 のユニット 1-3 相当の地層が分布すると考えられる。

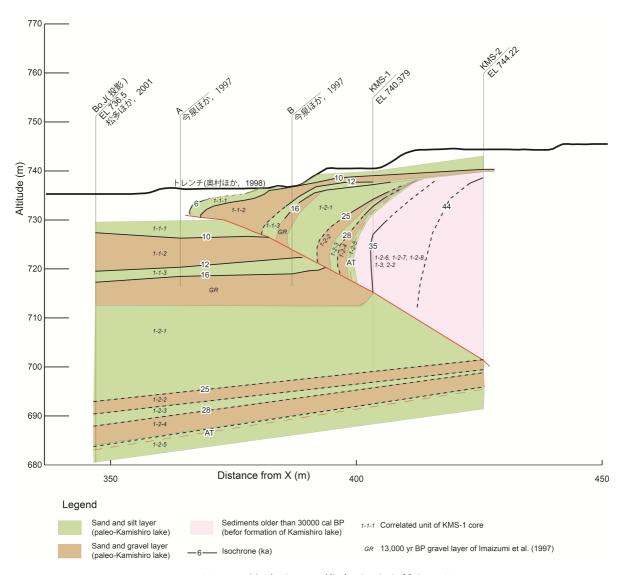


図7 神城地区の推定地形地質断面図

## 4) 断層の地下形状と上下変位速度

推定される断層は 30°程度の傾斜を有し、奥村ほか (1998) のトレンチ掘削箇所よりやや東側で低角化する。 $^{14}$ C 年代測定値から推定した等時間線からは、古い地層ほど傾斜している様子が読み取れ、変位の累積が示唆される。上下変位は、10,000 cal BP を含む層準で  $12\sim14$  m、12,000 cal BP で  $16\sim17$  m、25,000 cal BP で 41 m以上、28,000 cal BP で 45

m以上であり、地層の傾斜と同様に変位の累積が確認される(図8)。上下変位量と年代から、上下変位速度は最近1万年間で1.2~1.4 mm/年、最近2万5千~3万年間で1.6 mm/年以上と推定される。最近1万年間の上下変位速度を踏まえると、2014年地震時の上下変位量(30~50 cm; 図9)は210~420年分のすべりに相当する。

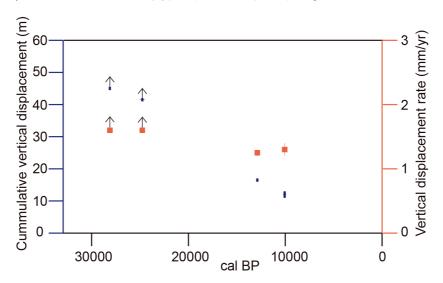


図8 調査地域における神城断層の上下変位量(青四角)と上下変位速度(赤四角)

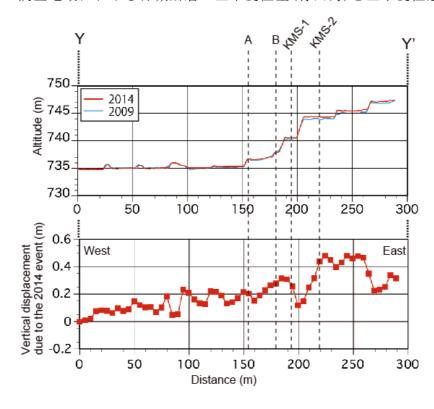


図 9 調査地域における地震以前と以降の航空レーザ測量データの差分から推定した 2014年の地震による上下変位量(本報告書 3.1.1)とコア掘削地点の関係

# (d) 結論ならびに今後の課題

神城断層上盤側の 2 地点でボーリング調査を行うことによって、同断層の極浅部地下形状および上下変位速度を検討した。上盤側で約 1 万年前、1 万 2 千年前、および 1 万 6 千年前の水平層を確認することができ、それらの上下変位量と年代から、上下変位速度は 1.2~1.4 mm/年と見積もることができた。この値は今回の調査で、さらに下位の層準から推定された過去 2 万 5 千~3 万年間の上下変位速度 (1.6 mm/年以上)、および約 100 m離れた地点の AT 火山灰の高度差によって推定された上下変位速度 (約 2.6 mm/年;下川・山崎 (1987)の値を松多ほか (2001)によって再計算した値)よりも小さい。今後の課題として、対象期間によって異なる上下変位速度が断層の活動度の低下に起因するのか、あるいは上下変位速度が見かけ上異なるだけなのか、を検討することが挙げられる。

## (e) 引用文献

- 今泉俊文・原口 強・中田 高・奥村晃史・東郷正美・池田安隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内嵩裕・柳 博美・石丸恒存,地層抜き取り調査とボーリング調査による糸静線活断層系・神城断層のスリップレートの検討,活断層研究,16,35 -43,1997.
- 町田 洋・新井房夫,新編火山灰アトラス,東京大学出版会,336 p,2003.
- 松多信尚・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志,糸魚川―静岡構造線活断層系北部神城断層 の浅部構造と平均すべり速度(反射法地震探査とボーリングの結果),活断層研究,20,59 70,2001.
- 松多信尚・澤 祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口 薫・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二郎・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘,写真測量技術を導入した糸魚川―静岡構造線断層帯北部(栂池―木崎湖)の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析,活断層研究,26,105-120,2006.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP Active Fault is Not Characteristic: The 2014 Mw 6.2 Naganoevent along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Seismological Research Letters, 86, doi: 10.1785/0220150052, 2015.
- 多 里英・公文富士夫・小林舞子・酒井潤一,長野県北部,青木湖の成因と周辺の最上部 第四紀層,第四紀研究,39,1 - 13,2000.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斎藤英二,糸魚川一静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動―神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ 発掘調査―,地震 2,50,35 -51,1998.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆・松多信尚,都市圏活断層図[白馬岳],国土地理院技術資料 D.1-No. 368, 1999.
- 下川浩一・山崎晴雄, 古神城湖堆積物から見た断層運動, 第四紀学会講演要旨集, 17, 92 93, 1987.

## 3. 2. 2 トレンチ掘削調査

## (1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層活動履歴や平均変位速度の解明のためのトレンチ掘削調査

#### (b) 担当者

| 所属機関                | 役職 | 氏名    |
|---------------------|----|-------|
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 教授 | 遠田 晋次 |
| 国立大学法人広島大学大学院文学研究科  | 教授 | 奥村 晃史 |
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 助教 | 石村 大輔 |
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所 | 助教 | 丹羽 雄一 |

#### (c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯(以後、糸静線)北部における地震規模および長期的な発生時期予測の向上のため、平成26年長野県北部の地震の地表地震断層における先行する地震イベント発生時期、活動間隔、平均変位速度等を見積もる。トレンチ掘削調査では、特に個々の地震イベント発生時期、活動間隔、古地震時の断層変位量を明らかにする。

## (2) 平成 27 年度の成果

### (a) 業務の要約

平成 26 年長野県北部の地震(以下、2014 年地震)に伴う地表地震断層上の2個所でト レンチ掘削調査を実施した。北部の大出地点では、逆向き低断層崖の低下側に分布する細 粒堆積物に低位段丘構成礫層が衝上する断層が露出した。壁面観察と年代測定の結果、 1,500年前~1,200年前以降に2014年地震を含めて3回~4回の断層活動が認められた。 南部の飯田地点では、完新世の扇状地性堆積物と 400 年前以降のルーズな河川性堆積物を 切断する断層帯が露出し、5,300年前~2,500年前以降5回の断層活動が見いだされた。両 地点とも平均活動間隔は 1,000 年を下回る可能性がある。2014 年地震に先行する活動は、 両地点ともに 300 年前以降に発生しており、歴史地震記録を考慮すると、1714 年(正徳4 年)の小谷地震(M6 1/4)である可能性が高い。その場合、最近2回の活動間隔は300年 となり、上記の平均活動間隔よりも有意に短い。地震時の変位量に関して、大出地点では 2014年地震では撓曲変形のみであったのに対し、先行する活動では少なくとも上下1mの 断層変位が確認された。2014 年地震では航空レーザ計測差分解析から 80cm の上下変位と わかっており、同等かそれ以上であったと考えられる。飯田地点でも2014年地震と同等か それ以上の変位を示す証拠が断片的に露出した。これらのことから、神城断層の活動間隔 と変位量は一定ではなく、変動していることも考えられる。現時点のデータからは、2014 年地震は地表変位を生じる地震としては最小規模のものであった可能性が高い。

#### (b) 業務の成果

平成 26 年に神城断層沿いに現れた地震断層帯における断層活動履歴を解明するため、 大出地区と飯田地区の2個所でトレンチ調査を実施した(図1)。以下に成果の詳細を記す。



図1 平成26年長野県北部の地震の地震断層およびトレンチ掘削地点。

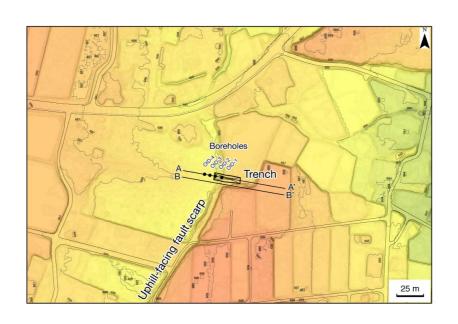


図 2 神城断層大出地点のトレンチおよびボーリング掘削位置。 A-A'、B-B'は図 7 における地形断面位置。

## 1) 大出地点のトレンチ掘削調査

## a)調査地点の概要

大出トレンチ地点が位置する白馬盆地東縁は、神城盆地から北へ流れ下る姫川がわずかに東へ湾曲する。さらに、北アルプスからの大量の土砂供給による扇状地が形成され、現在はその扇状地面を西から東に松川が流れる。当トレンチ地点は松川と姫川に挟まれる位置にあり、扇状地性低位段丘の末端部分にあたる。段丘面の勾配は約20‰で東に緩やかに傾斜するが、神城断層の東側隆起の動きによって、逆向き低断層崖が連続する(図2,図3)。調査地点の低位段丘面は、鈴木ほか(2010)や杉戸ほか(2015)によって L2 面(4,000-7,000年前)に分類され、段丘崖の比高は6.5-7.0mと計測されている。逆向き低断層崖の西側約100m四方の地域は低湿地となっており、約1,200年前以降に堆積した2m以上の細粒堆積物(砂層・シルト層・泥炭層)が確認されている(鈴木ほか,2010)。





図3 (a) 低位段丘面における逆向き低断層崖とトレンチ南面。(b) 西に傾いた農道とトレンチ南面に露出した断層帯。段丘構成層中の礫が直立する。

2014年地震では、この逆向き低断層崖沿いに新鮮な低崖や撓曲が生じ、撓曲頂部周辺に 新鮮な開口クラックが認められた。特に、トレンチ地点の約60m北の舗装道路には落差40cm の新鮮な低崖が出現した (0kada et al., 2015; 石村ほか, 2015)。また、トレンチ地点南 方約 80m 地点の農道には頂部に開口クラックをともなう撓曲崖が確認された (0kada et al., 2015 の Fig. 4e)。さらに、トレンチ地点への進入路となる未舗装路は低断層崖と並走して おり、道路の西側の轍が低下していた (図 3 b の車の傾きを参照)。この連続として、トレンチ地点は推定 5m 程度の幅広い撓曲崖となっている。

今回の調査では、低位段丘離水以降のイベント層準を見いだすことを目的とし、2014年地震による撓曲崖を横切る長さ 24m、深さ 3m のトレンチを掘削した(図 2)。また、低位段丘面の累積断層変位量を確認するために、下盤側近傍で最長 9.3m のボーリングを 4 本掘削した(01D-1,-2,-3,-4)。

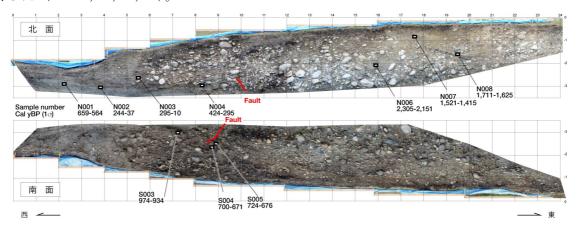


図4 大出地点トレンチの壁面モザイク写真。グリッド間隔は1 m。<sup>14</sup>C 年代試料採取位置と暦年較正年代値(Cal yBP)を示す。<sup>14</sup>C 年代の詳細は表1を参照。

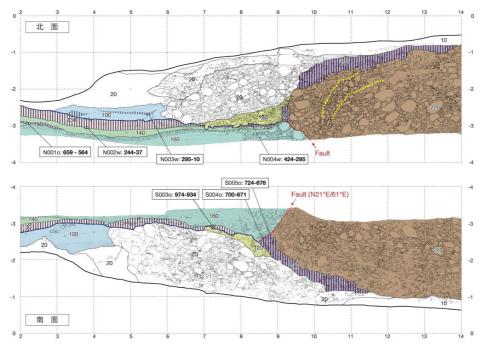


図5 大出地点トレンチ西側変形帯周辺の壁面スケッチ展開図。グリッド間隔は1 m。<sup>14</sup>C 年代試料採取位置と暦年較正年代値(Cal yBP)を示す。試料番号の後の o は腐植土、w は木片、c は炭化木片。

表1 大出地点トレンチ壁面およびボーリングコアから採取した試料の <sup>14</sup>C 年代測定結果。 いずれの試料も AMS 法で分析を実施。 IntCal13 のデータセット (Reimer et al., 2013) を用いてプログラム OxCal 4.2 (Bronk Ramsay, 2009) により暦年較正を実 施。

| Lab. No.    | Sample No. | Location    | Unit | Material  | Treatment | δ13C(‰)           | 14C ag (yBP)     | Cal yBP (1σ) | Cal yBP (2σ) |
|-------------|------------|-------------|------|-----------|-----------|-------------------|------------------|--------------|--------------|
| IAAA-151836 | N001       | Oide trench | 150  | bulk sed. | HCl       | $-23.68 \pm 0.47$ | $650\pm20$       | 659 - 564    | 667 - 557    |
| IAAA-151837 | N002       | Oide trench | 130  | wood      | AAA       | $-28.21 \pm 0.53$ | $50\pm20$        | 244 - 37     | 255 - 32     |
| IAAA-151838 | N003       | Oide trench | 100  | wood      | AAA       | $-27.91 \pm 0.31$ | $210\pm20$       | 295 - 10     | 302 - 15     |
| IAAA-152439 | N004       | Oide trench | 130  | wood      | AAA       | $-24.17 \pm 0.63$ | $280\pm20$       | 424 - 295    | 431 - 286    |
| IAAA-152440 | N006       | Oide trench | 220  | wood      | AaA       | $-24.84 \pm 0.56$ | $2,200 \pm 30$   | 2305 - 2151  | 2310 - 2144  |
| IAAA-151839 | N007       | Oide trench | 220  | bulk sed. | HC1       | $-24.74 \pm 0.61$ | $1{,}570\pm20$   | 1521 - 1415  | 1530 - 1407  |
| IAAA-151840 | N008       | Oide trench | 220  | wood      | AAA       | $-25.90 \pm 0.41$ | $1{,}770 \pm 20$ | 1711 - 1625  | 1775 - 1575  |
| IAAA-151841 | S003       | Oide trench | 130  | bulk sed. | HCI       | $-23.77 \pm 0.60$ | $1,\!060\pm20$   | 974 - 934    | 1050 - 928   |
| IAAA-151842 | S004       | Oide trench | 200  | bulk sed. | HCl       | $-22.11 \pm 0.55$ | $760\pm20$       | 700 - 671    | 727 - 668    |
| IAAA-151843 | S005       | Oide trench | 200  | bulk sed. | HC1       | $-21.61 \pm 0.54$ | $770\pm20$       | 724 - 676    | 730 - 672    |
| IAAA-153022 | OID-1      | Oide core   | 190  | bulk sed. | HC1       | $-23.50 \pm 0.29$ | $1,230 \pm 20$   | 1259 - 1178  | 1274 - 1085  |

# b) トレンチ壁面の地質と地質構造

トレンチ壁面には、東に  $40^\circ$  ~ $60^\circ$  で傾斜する逆断層を挟んで、東側に低位段丘を構成する礫層、西側に低下側を埋める砂層・泥炭層・腐植土層が露出した(図 4 ,図 5 )。2014 年の地震で傾動した農道の直下は、幅約 5m、深さ 2m にわたって埋め土となっている。

壁面に露出した地層は、上位から表土・耕作土・盛土 (10 層, 20 層)、低下側堆積物、段丘構成礫層の3つに大別される。特に、低湿地堆積物は、色調、組成、連続性などにより、6ユニット (100 層, 120 層, 130 層, 140 層, 150 層, 160 層) に細分した。上位から、100 層は灰褐色粘土・シルト (層厚 20-80 cm)、120 層は断層近傍にのみ分布する基質がやや有機質の大礫を含む砂層、130 層は灰褐~暗灰褐色泥炭 (層厚 10-30cm)、 140 層は比較的淘汰の良い中粒砂層、150 層は灰褐~暗灰褐色泥炭 (層厚 5cm)、160 層は灰褐色細粒砂~中礫層 (層厚 10-90cm) である。これらのユニット間に明瞭な不整合面は認められないが、120 層のみ断層近傍に向かって厚くなる楔形崩落性堆積物 (colluvial wedge) 状の分布形態を示す。160 層も断層に向かって礫の含有量が増え、断層近傍1 m程の部分では中礫・大礫によるクラストサポート型の礫層へ漸移する。

段丘構成層(220 層)は長径 5~40cm の礫を主体としたクラストサポート型の礫層である。基質は細~中粒砂からなる。礫種は花崗岩類を主体とするが、塩基性変成岩、安山岩、泥岩、砂岩なども混在する。同礫層はユニット区分上 220 層と一括したが、北面では基質サポート主体となり、最大層厚 50cm の中・粗粒砂レンズや腐植土レンズも認められる(グリッド 16-21m)。同礫層の最上部は層厚 20-50cm の暗褐黒色腐植土(200 層)に覆われる。200 層はグリッド 13m 以東で人工改変により削剥されている。

断層は、トレンチ両壁面とも 2014 年地震の撓曲崖直下で確認された。傾斜は東に 40°~60°で、複数剪断面による分岐や並走構造は認められない。断層の上端は埋め戻し土に覆われる。2014 年地震時にこの埋め土が変位した痕跡は認められない。北面では、断層は60°で東に傾斜し、下盤側の細粒な 160 層と 130 層に衝上し、120 層に覆われる。断層よ

りも西側(下盤側)に分布する 160 層、140 層、130 層、100 層、には 2014 年地震時の変動も含めて、断層活動に関連するとみられる波状の構造が認められる。南面でも、同様に 160 層が 220 層に衝上されるが、断層面を覆う 120 層は人工改変によって乱されており、北面ほど楔形の分布形態が明瞭ではない。南面の底盤に近い断層の走向傾斜は N21°E/61°E である。

両壁面とも、断層の上盤側では段丘構成礫層(220 層)の礫長軸が直立し、断層のごく近傍では一部反転する「ひきずり構造」が認められる。南面では、220 層の最上部の平行葉理が発達した細礫~中礫層と 200 層が平行のまま断層に向かって著しく撓曲する。直立・反転部分は断層近傍幅 1.5-2m に限定されるが、撓曲帯は少なくとも 5 m にもおよぶ (グリッド 9-14m)。この撓曲した礫層はトレンチ東端に向かって徐々に傾斜を減じる。人工的な削剥で失われた 200 層の延長はトレンチ南側背面の小段へ連続している様に見える(図 3 a)。

上位の 200 層との間にわずかな傾斜不整合が存在する可能性も否定できない。しかし、断層面近傍の 220 層の顕著な引きずり構造に調和的な直立した 200 層の一部は北面 9.2m グリッド付近に残存している。そのため、ここでは両者は整合関係と解釈した。

## c) イベント層準の認定とイベント発生年代

壁面観察の結果、低位段丘面離水後に、2014年地震も含め少なくとも  $3 \sim 4$ 回の地震イベントを推定した(図 6)。以下にイベント層準の認定根拠とその  $^{14}$ C 年代 (表 1) を記す。なお、以下で記載する年代値は暦年較正年代の 1  $\sigma$  とする。

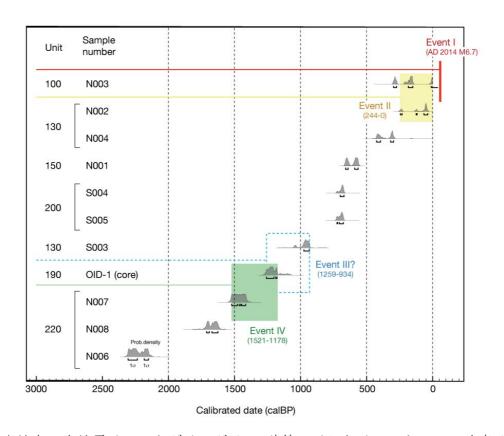


図6 大出地点の古地震イベントダイアグラム。破線で示したイベント III の確度は低い。

#### i) イベント I:

前述のように、2014年地震では、当地点では明瞭かつ新鮮な断層崖は観察されず、幅広い撓曲崖が形成された。トレンチ掘削位置には、撓曲変形にともなう複数の開口クラックも観察され、南側壁面近傍の未舗装路の傾動もみられた。この傾動直下のトレンチ壁面には、東に傾斜する断層と直立・反転する礫層が確認されており、位置は整合する。しかしながら、露出した断層は、2014年の地震前から存在した農道工事にともなう埋め土を切っていない。このことから、トレンチで露出する範囲では断層は剪断変位を生じておらず、撓曲変形にとどまったとみるのが妥当であろう。

図7下段に本震前後の航空レーザ計測による大出地点の地形断面を示す(詳細は 3.1.1 節を参照)。両者の差は、ほぼ 2014 年のコサイスミックな上下変位を示す。この図からも、断層が確認された位置には明瞭な変位はなく、上盤側に幅 5 mにわたって撓曲していることがわかる。トレンチ東末端では、2014 年地震にともなう上下変位量は 80cm となる。上記のトレンチ壁面での変形様式の推察と矛盾しない。

#### ii) イベント II:

長野県北部の地震に先行する断層活動は、220 層と 200 層が下盤側 160 層・140 層・130 層への衝上以降、断層を直接覆う 120 層の楔形崩落性堆積物の形成直前と考えられる。 220-200 層と 160 層は、トレンチ壁面に露出した断層を境界に接している。また、断層面自体も単純で、複数の剪断は認められない。そのことから、このイベント発生時には少なくとも断層面沿いだけでも 1 m の上下変位が生じたと考えられる。切断された 130 層以下の腐植土の年代は 424-295 cal. BP. (北面 N004) と 244-37 cal. BP. (北面 N002) と 659-564 cal. BP. (北面 N001)、974-934 cal. BP. (南面 S003)を示す(図 6)。また、上盤側の 200層の腐植土からは 700-671 cal. BP. (S004)と 724-676 cal. BP. (S005)という値が得られた。一方で、同イベント後に下盤側低湿地を埋積したとみられる 100層からは、295-10 cal. BP. という値が得られている。したがって、当地震イベントの発生年代は 244-0 cal. BP. (西暦 1706年以降)に特定される。

宇津(1982)の地震カタログによると 1885 年以降に当該地域に被害をもたらした地震は存在しない。約 400 年前までの歴史地震記録にまで遡ると、1714 年の小谷地震(M=6 1/4)が該当する(都司, 2004; 宇佐美ほか, 2013)。

# iii) イベント III:

イベント II によって切断された下盤側の 160 層は、断層近傍にだけ大礫・中礫が大量に含まれる。これを断層運動にともなって上盤の段丘構成礫層 (220 層) が崩落したことによる楔形崩落性堆積物と解釈することもできる。また、イベント II で、この 160 層と220 層に断層接触関係が生じたことから、それ以前に 160 層の変形帯側に礫に富む部分(北面のグリッド 8-9.8m、南面のグリッド 8-9.3m) が堆積していなければならない。南面の160 層直上の 130 層の試料 (S003) からは 974-934 cal. BP. の値を得ているので、段丘礫層離水後、これ以前に大量の礫が下盤に崩落するイベントがあったと考えられる。

ただし、これらの下盤側への礫の供給が断層運動に起因させる必然性はない。また、イベント II 直後の崩落性堆積物と比較すると、腐植土・旧表土の混在もなく、淘汰が比較的良い。下記のイベント IV に関連した構造とみることも可能であるので、このイベントの確

度は低いといえよう。

# iv) イベント IV:

上流側の断層下盤側に低湿地を形成し、細粒堆積物を堆積・保存するためには、断層運動による沈降が必要条件となる。4本の群列ボーリングのコア観察から、下盤側では最大3mの砂層・泥炭・腐植土が分布していることがわかった(図7)。これらの堆積物は、杉戸ほか(2015)のボーリング調査結果とも整合する。これらの細粒堆積物の直下には、再び上盤側の段丘構成礫層(220 層)と同様の礫層が確認された。このことから、上盤側の段丘の離水と低湿地形成が断層活動に直接関連する可能性が高い。上盤側の220層の最新年代は1,521-1,415 cal. BP. を示し、これ以降に上盤が完全に離水したとみられる。一方で、下盤側の断層に最も近いボーリング0ID-1中の細粒堆積物の最下部には腐植土が挟まれ、その年代は1,259-1,178 cal. BP. を示す。したがって、1,521-1,178 cal. BP. に段丘面上に逆向き低崖が形成される断層活動が発生したと解釈できる。

#### v) 段丘構成礫層堆積中のイベント:

段丘構成礫層(220 層)中には砂質の基質優勢の部分や明瞭なシルト・腐植土・砂層レンズが挟まれる。特に、塊状の南面に比べて、北面では細粒部分が所々顕著で、変形構造の有無を検討しやすい。そのような堆積構造の側方の連続性という観点からみると、北面のグリッド 16-17 あたりでは、大局的な構造の不連続が認められる。この部分には、2014年地震時に数 cm の上下変位をともなう雁行クラックが現れた。また、グリッド 19-21 には凹型に撓んだシルト~中粒砂層がみられる。主断層帯から 10m 程離れているが、変形構造を記録している可能性がある。また、220 層から得られた 14C年代幅は 2, 305 cal. BP.  $\sim$  1, 415 cal. BP. であり、上記イベント  $I\sim IV$  の活動間隔から考えても、段丘構成層形成中にも断層運動が発生した可能性は高い。

# d)段丘面離水後の累積変位量と大出地点での地震時変位量

参考までに、これらの計測量から平均変位速度が求まる。2014年地震を除くと上下変位

量は 2.6m-5.0m で、イベント IV による断層崖形成開始の 1,521-1,178 cal. BP. で割ると、平均変位速度は 1.7-4.0mm/年となる。これは、杉戸ほか(2015)による L2 面(当地点よりも1 段高い段丘面)変位から推定された 1.3-1.4mm/年よりも大きい。

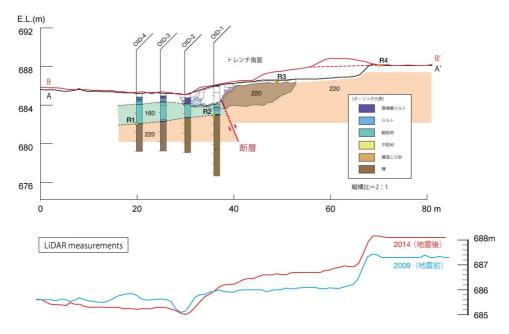


図7 大出地点トレンチおよびボーリング掘削から推定される地質断面図。黒および赤実線は地形断面を示す(断面位置は図2を参照)。ラベルR1-R4は段丘構成礫層の落差計測のための参照点を示す。下段は航空レーザ計測による地形断面を示す(3.1.1節参照)。

## 2) 飯田地点のトレンチ掘削調査

#### a) 調査地点の概要

飯田地点は JR 神城駅の東北東約 700m、現行の姫川右岸の最低位段丘面に位置する。神城盆地東縁が大きく東に湾曲する部分にあたり、2014 年地震断層帯も北から南に向かって北北西-南南東に走向が変化する(図 8, 図 9)。トレンチ掘削地点の北 250m の姫川右岸では最大約 80cm の上下変位が確認されており(3.1.1 節)、地震断層は南へ向かって姫川河床を通り、再び掘削地点で右岸に現れる(図 9 a)。ここで地震断層は南に向かって 2 条に分岐する。南北走向の地震断層トレースは現地では不明瞭で、LiDAR 差分解析によって認識される(図 8)。一方で、北側の東西走向の地震断層は、北側隆起の 40 cm の上下変位だけではなく、同等程度の左横ずれを伴う。この左横ずれセンスと整合するように、隆起側頂部にはミ型雁行クラックが発達する。南北に延びる農道には撓曲崖とともに、開ロクラックが認められる(図 9 b)。これらのことから、この東西走向の地震断層は、2 つの逆断層をつなぐトランスバース断層(transverse fault)と解釈される。このトランスバース断層は変動地形としてトレンチ地点の東南東の低崖へ続くと考えられるが、2014 年地震では低崖以東には地震断層は確認されていない。なお、掘削地点から北に拡がる最低位面は、現行の姫川の側方侵食によって形成されている。図 9 a の矢印で示される低崖は侵食崖と考えられる。

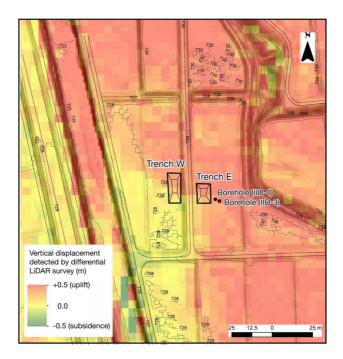


図8 神城断層飯田地点のトレンチおよびボーリング掘削位置。背景のカラーは航空レーザ計測による2014年地震後と地震前の差分値(3.1.1参照)を示す。

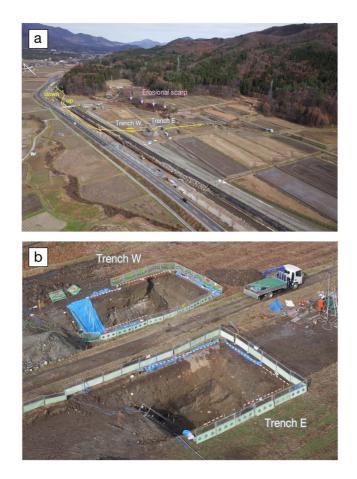


図9 飯田地点の斜めドローン写真。(a) 現在の姫川と地震断層、トレンチ掘削地点の 関係。(b) 2014 年長野県北部の地震で断層変位を被った農道とトレンチ。

今回の調査では、この N80°W 走向の地震断層を横切る 2条のトレンチを農道の西側と東側で掘削した(図8・図9)。以下では、これらを飯田西トレンチと飯田東トレンチと呼ぶ。それぞれ南面側はバックホーや観察者の進入路となるため、西面、北面、東面の 3 面を観察した。なお、東トレンチ東面は調査中に降雨により崩壊したため、約 50cm 東にオフセットさせて掘り直した。以下に、壁面に露出した地質の層序と構造およびイベント層準について記載する。

## b) トレンチ壁面の地質

西トレンチと東トレンチは農道を挟んで 10m離れて位置する (図8)。そのため、両トレンチに露出する地層の連続性を直接確認することはできない。また、最新期の堆積物の供給源である姫川からの距離も両トレンチで異なり、層相の側方変化も考えられる。このことから、6壁面で観察される地層(図10,図11)をそれぞれ対比することは容易ではない。現場では個々の地層を詳細にスケッチ・観察した後、壁面毎にユニット番号を付して小区分し、層相の特徴と壁面での側方変化、分布標高などを手がかりに、各トレンチ間のユニットを対比し、いくつかのユニットを束ねて中区分した(図12,図13)。さらに、砂礫の礫種や固結度、不整合などで、堆積環境の変化を推定することで、耕作土・盛土を除き3つに大区分した。分類したユニットは3桁で示し、各壁面での小区分は一の位、中区分は十の位、大区分は百の位で分類した(図13)。以下に、上位の地層から主として中区分番号を使って概要を記す。なお、大区分を示す場合は「番代」と記述する。

当地点では耕地整備にともなう厚い盛土が認められる。盛土は、西トレンチでは最大 1.7m、東トレンチでは最大 2.2m にも達し、下部にはビニール袋や耕地整備時の切り株等が 含まれる。

盛土直下には、最大層厚 2m の砂・礫・腐植質シルトの互層 (110 層) が分布する。

110 層上部(111-116 層)は現姫川起源の堆積物である。きわめてルーズで、調査期間中に盛土とともに何度も崩落した。110 層のなかでも、東トレンチ西面には層厚 70-100cmの暗褐色〜黒色腐植質シルト(117 層)が特徴的に分布し、大量の数 cm〜数 10cm 長の木片を豊富に含み細礫・中礫のレンズを挟む。東トレンチ北面では、西側に急傾斜した 300 番代の地層の凹部を埋めるように分布する。これらの砂礫レンズの一部は、2014 年地震による 30cm 程度の上下変位が明瞭に認められる。西トレンチに露出する 120 層も同様の腐植質シルトで性状が似ている。117 層に対比される可能性がある。

130 層・140 層は花崗岩やアプライト起源の亜円~円礫を主体とする礫層で、マサ起源の極粗粒砂~細礫による平行葉理が発達する。一部に明瞭な腐植質シルト(146 層)を挟む。

150 層は中礫を主体とし、一部に平行葉理が発達する部分もある。下位の 200 番代の地層を不整合で覆い、上位の 130 層・140 層にも地震イベントに関連したと考えられる傾斜不整合で覆われる。

これらの100番代の地層の特徴は全体的にルーズで、乾燥によって表層が徐々に崩落し、バケツ等で水をかけると容易にブロック状に崩れ落ちる傾向がある。礫は花崗岩系起源が大半で、基質はマサを主体とし、腐植質シルトや木片を挟在する。また、変形作用を被った断層近傍以外では、層理面は水平に近い(図12)。

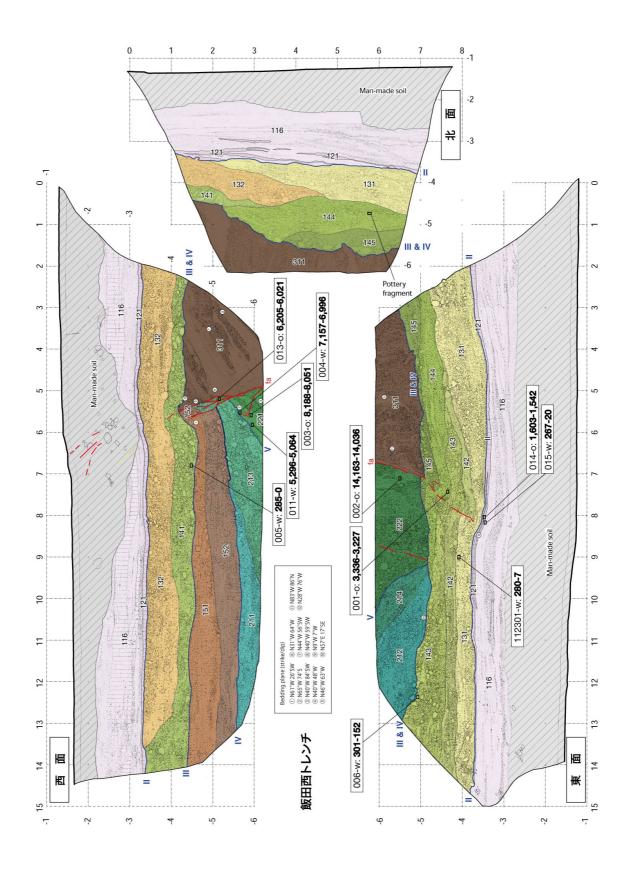


図 1 0 飯田西トレンチ壁面スケッチ展開図。グリッド間隔は 1 m。  $^{14}\text{C}$  年代試料採取位置 と暦年較正年代値( $1 \text{ } \sigma$ 、cal. BP.)。  $^{14}\text{C}$  年代の詳細は表 2 を参照。

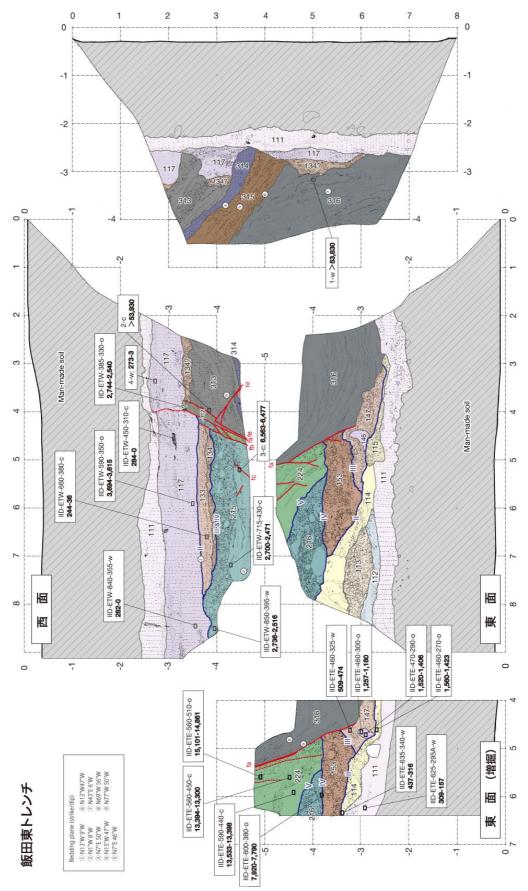


図11 飯田東トレンチ壁面スケッチ展開図。東面は降雨による崩落のため、変形帯部分を再掘削した。

表 2 飯田地点トレンチ壁面から採取した試料の 14C 年代測定結果

| Lab. No.    | Sample Number    | Location             | U   | nit | Material  | Treatment | δ13C(‰)           | 14C agge (yBP)  | Cal yBP (1σ)  | Cal yBP (2σ)  |
|-------------|------------------|----------------------|-----|-----|-----------|-----------|-------------------|-----------------|---------------|---------------|
| IAAA-152855 | IID-ETE-625-295A | Iida E trench E wall | 110 | 111 | wood      | AAA       | -24.94±0.56       | 260±20          | 309 - 157     | 424 - 151     |
| IAAA-152854 | IID-ETE-635-340  | Iida E trench E wall |     | 114 | wood      | AAA       | -28.51±0.40       | 330±20          | 437 - 316     | 462 - 309     |
| IAAA-151824 | IID-ETE-460-270  | Iida E trench E wall |     | 114 | bulk sed. | HCl       | -21.13±0.57       | 1,630±30        | 1560 - 1423   | 1598 - 1415   |
| IAAA-151250 | 4                | Iida E trench W wall |     | 117 | charcoal  | AAA       | -23.39±0.36       | 150±20          | 273 - 10      | 283 - 3       |
| IAAA-153052 | IID-ETW-840-355  | Iida E trench W wall |     | 117 | wood      | AAA       | -22.74±0.32       | 180±20          | 282 - 0       | 288 - 0       |
| IAAA-152853 | IID-ETW-450-310  | Iida E trench W wall |     | 117 | wood      | AAA       | -22.51±0.40       | 190±20          | 284 - 0       | 291 - 0       |
| IAAA-151822 | IID-ETW-590-350  | Iida E trench W wall |     | 117 | bulk sed. | HCl       | -18.56±0.58       | 3,410±30        | 3694 - 3615   | 3810 - 3578   |
| IAAA-153053 | 015              | Iida W trench E wall | 120 | 121 | charcoal  | AaA       | $-23.42 \pm 0.25$ | $130 \pm 20$    | 267 -20       | 270 - 11      |
| IAAA-151835 | 014              | Iida W trench E wall |     | 121 | bulk sed. | HCl       | -26.21±0.53       | 1,670±20        | 1603 - 1542   | 1684 - 1528   |
| IAAA-153049 | 112301           | Iida W trench E wall | 130 | 131 | wood      | AAA       | $-22.52 \pm 0.25$ | $160 \pm 20$    | 280 - 7       | 284 - 0       |
| IAAA-151820 | IID-ETW-660-380  | Iida E trench W wall |     | 133 | charcoal  | AAA       | -28.08±0.74       | 50±20           | 244 - 36      | 255 - 31      |
| IAAA-153051 | 005              | Iida W trench W wall | 140 | 141 | wood      | AaA       | $-27.79 \pm 0.27$ | $190 \pm 20$    | 285 - 0       | 290 - 0       |
| IAAA-151832 | 006              | Iida W trench E wall |     | 143 | wood      | AAA       | -25.47±0.58       | 220±20          | 301 - 152     | 307 - 0       |
| IAAA-151829 | 001              | Iida W trench E wall |     | 144 | bulk sed. | HCl       | -23.54±0.31       | $3,060\pm30$    | 3336 - 3227   | 3356 - 3183   |
| IAAA-152444 | IID-ETE-460-300  | Iida E trench E wall |     | 146 | bulk sed. | HCI       | -18.54±0.37       | 1,260±20        | 1257 - 1180   | 1278 - 1088   |
| IAAA-151825 | IID-ETE-470-290  | Iida E trench E wall |     | 146 | bulk sed. | HCI       | -19.85±0.58       | 1,550±30        | 1520 - 1406   | 1525 - 1389   |
| IAAA-151823 | IID-ETE-460-325  | Iida E trench E wall |     | 147 | wood      | AAA       | -27.07±0.55       | 410±30          | 509 - 474     | 517 - 334     |
| IAAA-153055 | IID-ETW-850-395  | Iida E trench W wall | 210 | 215 | wood      | AAA       | $-27.56 \pm 0.30$ | $2,520 \pm 30$  | 2736 - 2516   | 2744 - 2493   |
| IAAA-151828 | IID-ETE-600-380  | Iida E trench E wall |     | 216 | bulk sed. | HCl       | -21.19±0.39       | 6,990±30        | 7920 - 7790   | 7930 - 7735   |
| IAAA-151833 | 011              | Iida W trench W wall | 220 | 221 | wood      | AAA       | -27.07±0.66       | 4,520±30        | 5296 - 5064   | 5302 - 5049   |
| IAAA-151834 | 013              | Iida W trench W wall |     | 221 | bulk sed. | HCl       | -19.70±0.37       | 5,350±30        | 6205 - 6021   | 6267 - 6002   |
| IAAA-153050 | 004              | Iida W trench W wall |     | 221 | wood      | AaA       | $-14.17 \pm 0.30$ | $6,150 \pm 30$  | 7157 - 6996   | 7161 - 6960   |
| IAAA-151831 | 003              | Iida W trench W wall |     | 221 | bulk sed. | HCl       | -25.14±0.54       | 7,340±30        | 8188 - 8051   | 8278 - 8028   |
| IAAA-151830 | 002              | Iida W trench E wall |     | 222 | bulk sed. | HCl       | -19.23±0.56       | 12,210±40       | 14163 - 14036 | 14241 - 13971 |
| IAAA-153054 | IID-ETW-715-430  | Iida E trench W wall |     | 223 | charcoal  | AAA       | $-25.68 \pm 0.24$ | $2,470 \pm 20$  | 2700 - 2471   | 2715 - 2381   |
| IAAA-151249 | 3                | Iida E trench W wall |     | 223 | wood      | AAA       | -25.19±0.27       | 5,730±30        | 6563 - 6477   | 6631 - 6449   |
| IAAA-152443 | HD-ETE-560-450   | Iida E trench E wall |     | 224 | charcoal  | AAA       | -24.56±0.32       | 11,500±40       | 13394 - 13300 | 13438 - 13269 |
| IAAA-153056 | IID-ETE-590-440  | Iida E trench E wall |     | 224 | charcoal  | AaA       | $-25.79 \pm 0.30$ | $11,620 \pm 40$ | 13533 - 13398 | 13566 - 13349 |
| IAAA-151826 | IID-ETE-560-510  | Iida E trench E wall |     | 224 | bulk sed. | HCl       | -17.92±0.41       | 12,600±40       | 15101 - 14861 | 15155 - 14718 |
| IAAA-151248 | 2                | Iida E trench W wall | 310 | 313 | wood      | AAA       | -23.99±0.33       | >53,930         |               |               |
| IAAA-151247 | 1                | Iida E trench N wall |     | 316 | charcoal  | AaA       | -25.05±0.44       | >53,830         |               |               |
| IAAA-151821 | IID-ETW-385-330  | Iida E trench W wall |     | ?   | bulk sed. | HCl       | -20.07±0.72       | 2,540±30        | 2744 - 2540   | 2747 - 2499   |

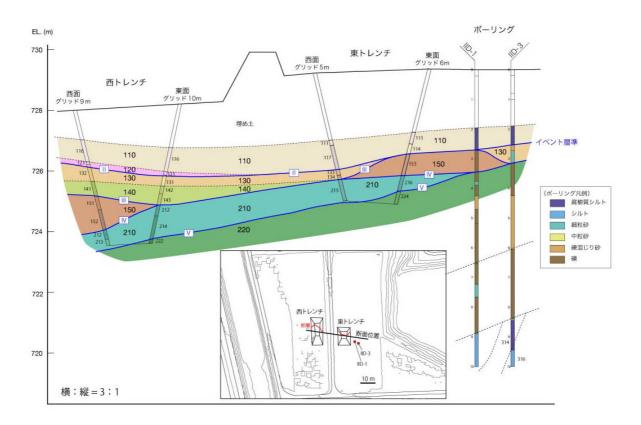


図12 飯田地点における東西両トレンチを横切る推定地質断面図。番号はユニット名 (図13)を示す。各ユニットの断面位置は、走向傾斜等を考慮してマップ中の「断 面位置」線へ投影したものである。

|        | 地層名        |     | 層相                   | 分布           | 年代値  |       |
|--------|------------|-----|----------------------|--------------|--|-------|
| 耕作土、盛土 |            | 1   | 耕作土                  | 東西トレンチE・N・W面 |  |       |
| 耕作工    | 、盛工        | 10  | 盛土                   | 東西トレンチE・N・W面 |  |       |
|        |            | 111 | 腐植質シルト               | 東トレンチE・N・W面  | IID-ETE-625-295A(w):309-157  |       |
|        |            | 112 | シルト、細粒砂              | 東トレンチE面      |  |       |
|        |            | 113 | 礫混じり砂                | 東トレンチE面      |  |       |
|        |            | 114 | 礫、礫混じり砂、砂質シルト        | 東トレンチE面      | IID-ETE-460-270(o):1,560-1,423<br>IID-ETE-635-340(w):437-316   |       |
|        | 110        | 115 | 礫、礫混じり砂              | 東トレンチE面      |  |       |
|        |            | 116 | 細~中粒砂、腐植質シルト         | 西トレンチE・N・W面  |  |       |
|        |            | 117 | 腐植質シルト、細礫混じり砂        | 東トレンチN・W面    | 4(c):273-10<br>IID-ETW-590-350(c):3,694-3,615<br>IID-ETW-450-310(w):284-0<br>IID-ETW-840-355(w):282-0    |       |
|        | 120        | 121 | 腐植質シルト               | 西トレンチE・N・W面  | 014(o):1,603-1,542<br>015(c):267-20  | Et    |
|        |            | 131 | 礫                    | 西トレンチE・N面    | 112301(w):280-7  | Event |
|        |            | 132 | 礫                    | 西トレンチN・W面    |  |       |
| 100    | 130        | 133 | 細礫混じり粗粒砂             | 東トレンチW面      | IID-ETW-660-380(c):244-36  |       |
|        |            | 134 | 礫                    | 東トレンチN?・W面   |  |       |
|        |            | 141 | 礫                    | 西トレンチN・W面    | 005(w):285-0   |       |
|        |            | 142 | 細~中礫                 | 西トレンチE面      |  |       |
|        |            | 143 | 礫                    | 西トレンチE面      | 006(w):301-152   |       |
|        | 140        | 144 | 礫                    | 西トレンチE・N面    | 001(o):3,336-3,227   |       |
|        |            | 145 | 礫                    | 西トレンチE・N面    |  |       |
|        |            | 146 | シルト、腐植質シルト           | 東トレンチE面      | IID-ETE-460-300(o):1,257-1,180<br>IID-ETE-470-290(o):1,520-1,406   |       |
|        |            | 147 | 礫混じり粗粒砂              | 東トレンチE面      | IID-ETE-460-325(w): 509-474  |       |
|        | _          | 151 | 礫混じり粗粒砂              | 西トレンチW面      |  | Event |
|        | 150        | 152 | 礫                    | 西トレンチW面      |  |       |
|        | 0.700.0920 | 153 | 礫(シルトブロックを含む)        | 東トレンチE面      |  |       |
|        |            | 211 | 礫                    | 西トレンチW面      |  | Event |
|        |            | 212 | 礫                    | 西トレンチE面      |  |       |
|        |            | 213 | 礫                    | 西トレンチW面      |  |       |
|        | 210        | 214 | 礫                    | 西トレンチE面      |  |       |
|        |            | 215 | 礫                    | 東トレンチW面      | IID-ETW-850-395(w):2,736-2,516   |       |
|        |            | 216 | 礫                    | 東トレンチE面      | IID-ETE-600-380(o):7,920-7,790   |       |
| 200    |            | 221 | 砂、細礫                 | 西トレンチW面      | 011(w):5,296-5,064<br>004(w):7,157-6,996<br>003(o):8,188-8,051<br>013(o):6,205-6,021                     | Event |
|        | 220        | 222 | 砂、細礫                 | 西トレンチE面      | 002(o):14,163-14,036   |       |
|        |            | 223 | シルト、礫混じり細粒砂          | 東トレンチW面      | IID-ETW-715-430(c):2,700-2,471<br>3(w):6,563-6,477   |       |
|        |            | 224 | シルト、弾混じり細粒砂          | 東トレンチE・W面    | IID-ETE-560-510(o):15,101-14,861<br>IID-ETE-560-450(c):13,394-13,300<br>IID-ETE-590-440(c):13,533-13,398 |       |
|        |            | 311 | 砂、細礫                 | 西トレンチE・N・W面  |  |       |
|        |            | 312 | 固結度の高い礫混じり細粒砂        | 東トレンチW面      |  |       |
| 200    | 210        | 313 | 固結度の高い礫混じりシルト、腐植質シルト | 東トレンチN・W面    | 2(w):>53,930   |       |
| 300    | 310        | 314 | 固結度の高い腐植質シルト、シルト     | 東トレンチN・W面    |  |       |
|        |            | 315 | 固結度の高い砂礫、腐植質シルト      | 東トレンチN・W面    |  |       |
|        |            | 316 | 固結度の高いシルト            | 東トレンチE・N面    | 1(w):>53,831   |       |

図13 飯田地点の東西トレンチ統合地質柱状図と地震イベント層準。年代値コラムは、 14C年代測定試料名と  $Cal.yBP(1\sigma)$ を示す。年代値の詳細は表 2 を参照。

200番代の地層は、塊状の礫層である 210 層と砂・シルト・細礫細互層の 220 層に分けられる。210 層は大礫を主体とするクラストサポート型の礫層である。礫の円磨度は亜円~円礫を呈し、花崗岩系の礫だけではなく、頁岩や塩基性岩類の円礫も含む。100番代の礫層と比較して礫種が異なるため、全体的に暗青灰色を呈する。比較的締まりが良く、バケツで水をかけても崩落しない。また、細粒砂・シルトの大礫大の偽礫を含む。最上部は一部腐植質シルトを挟在し、100番代に不整合関係で覆われる。220層は青暗灰色~明緑灰色を呈する礫層シルト質砂層互層である。砂質部は淘汰の良い細粒砂・中粒砂を主体とし、植物片を含む。礫層部分は細礫・中礫主体で平行葉理が発達する。断層活動によって南に大きく傾き、210層にアバットされ、上位の 100番代の地層に傾斜不整合で覆われる。200番代の地層は、断層帯で大きく南落ちの変形を受けるとともに、西に緩く傾斜する(図12)。礫種構成や堆積相から、西側の北アルプスが後背地で、白馬五竜山麓から続く扇状地の礫層・砂層と考えられる。

300番代の地層は、半固結の礫混じり砂層・シルト層からなり、走向 N7° E~N15° Wで、45°~50°で西に傾斜する。明瞭な不整合面を介して 200番代・100番代に覆われる。全体的に平行葉理が顕著で、木片を大量に含む暗褐色腐植土が複数枚挟まれる。これらは固結度が高い。特に 314層は最大層厚が 40cm に及び、断層帯沿いの変形追跡に有効な地層である。 316層はトレンチ内に見られる最古の地層で、固結度の高い青灰色シルトからなる。一見塊状であるが、白色火山灰質極細粒~細粒砂の薄層を多数挟在し、走向・傾斜の変化や断層近傍の変形が容易に確認できる。北面中央部で計測した走向・傾斜は、N43°E/6°Wを示し、315層よりも上位と構造が明瞭に異なる。この 316層と 315層との境界は波状で一部大きく湾曲しており、境界付近 20cm程度の部分で下方に向かって引きずられている。境界面には、左横ずれを示す条線が認められる。一方、316層は主断層帯沿いでも、幅 30~50cm にわたって同様な下方および左横ずれセンスの引きずり構造が認められる(図 14)。未固結時にも断層活動が生じたことを示唆する。

300 番代はシルトや腐植土を主体とすることから古神城湖の湖成堆積物と考えられる。 2個所で採取した試料の  $^{14}$ C 年代は測定限界の 5 万年を超える(表 2)。 200 番代との極端な年代のギャップがあり、固結度や変形度の違いと整合的である。

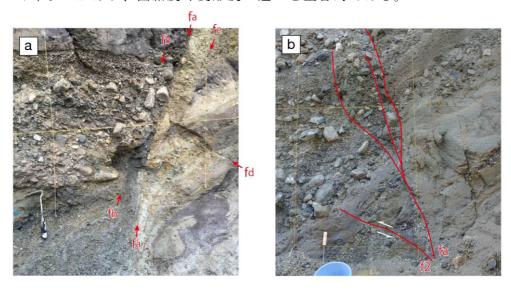


図14 飯田トレンチ壁面写真。(a) 東トレンチ東面の断層帯。(b) 西トレンチ西面の断層帯。

## c) 断層および地質構造

両トレンチとも、地震断層のほぼ直下で断層および変形帯を確認した。また、トランスバース断層としての動きに対応する構造も観察された。トレンチ内で計測した断層の走向は一部を除き概ね N75°~85°Wで、地震断層の走向と整合する。

西トレンチ西面では、北に高角( $62^\circ$  ~87°)に傾斜する断層帯が露出した。断層を挟んで、北側に分布する 300 番代の地層は 150 層以下の地層に衝上する。断層は、より新しい 140 層以上の地層をさらに変形させている。150 層から下位の地層には断層が複数認められ、一部の剪断面は 150 層に覆われる。300 番代と異なり、150 層以下には断層沿いに塑性変形を示す引きずりも認められる。さらに、トレンチ底盤付近に分布する 220 層内には最新活動面である fa 断層から f2 断層が見かけ上分岐する。この f2 断層は、220 層(221 層)内のシルトと礫層を  $30 \, \mathrm{cm}$  以上変位させ、 $210 \, \mathrm{em}$  ( $213 \, \mathrm{em}$ ) に覆われる。

西トレンチ東面では、311 層は礫層が主体で、ほぼ直立する。断層帯は西面に比較してシンプルで、311 層は 222 層と断層関係で接する。断層近傍の 222 層は高角度で南に傾斜し、ひきずり構造も認められる。この上位には明瞭な傾斜不整合面があり、その後に 140 層以上が堆積する。下部から連続する 1 条の fa 断層がこれらの地層を変位させている。深さ-3.5m 付近で 121 層と 131 層の境界は明瞭な傾斜不整合面となっており、両者の変形度は異なる。121 層以浅には明瞭な剪断面は認められず、幅 50cm にわたって約 30cm の上下変位をともなう撓曲変形となっている。

東トレンチでは底盤を露出させ、西北西-東南東走向で連続する複数の断層からなる断層帯と左横ずれ運動にともなう変形構造を確認した。断層帯の幅は最大 40cm におよび、複数 (最大 5条) の剪断面から構成される。東トレンチでの断層面は西・東両壁面とも、見かけ上南傾斜の正断層で、西トレンチと同様に 300 番代と 130 層以下の地層が断層関係で接する。

東トレンチ西面では、断層帯の中でも fa 断層が最新活動面とみられる。fa 断層は 110 番代の地層を約 30cm 上下変位させ、2014 年地震の地震断層変位とほぼ整合する。一方で、fb 断層は fa 断層の南に並走し、この両断層に挟まれる部分が 40cm 以上隆起している。fb 断層は、fa 断層によって切断される 117 層に覆われる。また、fa 断層の 5~20cm 北側には fe 断層・fd 断層など複数の剪断面が 300 番代を明瞭に変位させ、 117 層に覆われる。fe 断層は fd 断層に切られ、その fd 断層は fa 断層に切られる。これらの断層沿いでは 300 番代に塑性変形を示す構造は全く見られないので、現在のような半固結状態で断層運動が 生じたと考えられる。その他、主断層帯よりも南側の 210 層・220 層内に複数の剪断面が 認められる。一部は下方に連続しない根無し断層である。

東トレンチ東面では、fa 断層はトレンチ底盤付近で分岐し、一部は 220 層内で止まる。 220 層は断層と並走するように南に急傾斜し、内部に複数の剪断面を含む。fa 断層は 316 層と 153 層の接触面となり、深さ-3.7m の付近では一部 V字状に分岐断層が見られる。その上位の 147 層・145 層はこの V 字に挟まれた部分に落ち込む。両層内には剪断は認められないが塑性変形は顕著である。この上位には明瞭な侵食面があり、115 層との境界は傾斜不整合となっている。さらに、この傾斜不整合は直線的では無く、グリッド 4.5m、深さ-2.7m の地点では小規模な撓曲様の変形が認められる。 2014 年の断層活動に対応している可能性がある。

東トレンチ底盤には、上述のように複数の剪断面が出現した。個々の剪断面の追跡も可能であるが、特に最新時に活動したと考えられる fa 断層はきわめてシャープで、他の剪断面を切っている。これらの剪断帯にガウジは認められないものの、300 番代の起源の腐植質シルトが剪断帯中に巻き込まれ、底盤全域にわたり引きずられている。西面付近の底盤では、315 層中の特徴的な腐植土が少なくとも約 60cm 左横ずれ変位を受けている(図17b)。後述するどの地震イベントに対応するのか不明であるが、比較的新しい痕跡と考えられる。

### d) <sup>14</sup>C 年代および土器片

飯田地点の両トレンチ内から得られた腐植土、腐植質シルト、木片、炭化木片の試料について、 $^{14}$ C 年代測定を実施した(表 2)。

300番代の地層は <sup>14</sup>C 年代測定限界の 53,000年を超える年代を示し、固結度と変形度からの推定と矛盾しない。一方、200番代以降の堆積物は、15,000年前以降の年代を示すことから、両ユニットの傾斜不整合に 4万年以上の間隙が存在する。

200番代の地層は15,000年前~2,500年前の幅があるが、13,000年前~8,500年前の試料は欠如する。

100番代の地層は、約3,500年前以降の年代値を示す。ただし、バルク(腐植土)で測定した年代値は3,500年前~1,500年前を示すのに対し、木片や炭化木片の値はいずれも400年前以降の新しい年代を示す。このような土壌と木片類の系統的な年代値ギャップは他のトレンチ調査においても報告され、<sup>14</sup>Cの由来や試料の閉鎖系成立過程など複数の要因が議論されている(例えば、産業技術総合研究所,2007;遠田ほか,2013)。

一方、西トレンチ北面の144層中からは土器片が出土した(図15)。白馬村教育委員会を通じて鑑定を依頼したところ、江戸時代後半頃の皿の破片という結果が得られた(文化財審議委員会、冨山正明委員の鑑定による)。少なくとも600年前より以前に遡らない。したがって、100番代の地層については、新しい木片類の年代値を採用することとした。

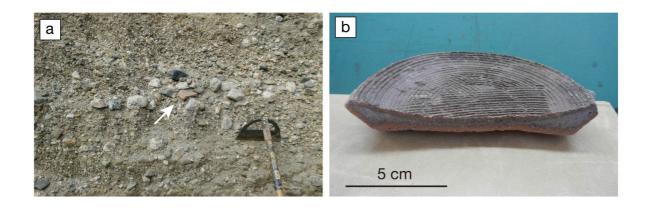


図15 飯田西トレンチ144層から出土した江戸時代の土器片。 (a)壁面産状。(b)クローズアップ写真。

## e) イベント層準の認定とイベント発生年代

飯田地点では、2014年地震も含め、少なくとも5回の地震イベントを解釈した(図16)。 以下に各イベント層準の認定根拠とその年代を記す。

## i) イベント I:

平成 26 年長野県北部の地震をイベント I とする。同地震では、両トレンチの境界に位置する農道の変位が顕著で、北側隆起の上下変位 40cm、左横ずれ変位 30cm が観察された。東トレンチ西面は農道脇に位置しており、最も上下変位が明瞭である。一方で東トレンチ東面の位置では上下変位量は半減して不明瞭であった。西トレンチでは、農道に比べ若干変位量を減じるものの、幅 2 ~ 3 mにわたる撓曲変形が見られた。トレンチ内で観察された最新断層面 fa は東トレンチ西面にのみ 110 層まで追跡できるが、その他の壁面では撓曲状の変形となる。

#### ii) イベント II:

120 層と 130 層の境界をイベント層準とした。その根拠は、両層の間に小規模な傾斜不整合(構造ギャップ)が読み取れるからである。西トレンチ東面では、fa 断層によって 130 層・140 層が最大 50cm ほど北側隆起センスで変位しており、剪断面としての fa 断層は 120 層以上には認められない。2014 年地震による変位を戻しても、130 層・140 層の変位を解消することはできない。同様に、東トレンチ西面も 2014 年前に復元しても、fb 断層による 133・134 層と 215 層の断層接触関係が残る。すなわち、130 層堆積後に fb 断層の動きがあり、その後 117 層に被覆されたという解釈も可能である。西トレンチ東面とイベント層準が整合する。さらに、東トレンチ東面でも、155・156 層が fa 断層の動きによって V字状に落ち込んだ後、115 層以降の地層がその後の侵食面にオンラップして堆積している。当イベント発生年代については、イベント前の 130 層、イベント後の 120 層・110 層すべてほぼ 300 年前以降の年代幅を示す。東トレンチ東面(増掘)(図 11)の 114 層からは、唯一わずかに古い年代(487-316 cal. BP. 試料 IID-ETE-635-340w)が得られているが、これは再堆積の可能性が高い。当イベントの詳細な絞り込みは困難であるが、年代幅を最大限考慮して、291 calBP(試料 IID-ETW-450-310)以降とする。大出地点と同様に、このイベントに相当する歴史地震として、1714 年の小谷地震(M=6 1/4)が該当する。

# iii) イベント III:

140 層と 150 層の間にイベント層準を解釈した。西トレンチ西面では、150 層が断層の南側のみに分布し、311 層との間に鉛直 1 mもの断層接触関係を形成する必要がある。また、東トレンチ東面でも同様の構造が観察され、イベント II o V 字陥没によって同時に形成することが不可能である。なお、西トレンチ東面、東トレンチ西面には同時期の地層が欠如している。当イベント発生年代に関しては、イベント IV とともに、発生年代を詳細に制約できる  $^{14}\text{C}$  年代値が得られていない。

#### iv) イベント IV:

150 層と 210 層の間にイベント層準を推定した。両層間に明瞭な傾斜不整合が認められるためである。特に、西トレンチ西面、東トレンチ東面で顕著である。この間に複数回のイベントが生じた可能性は完全に否定できないが、例えば、西トレンチ西面の-5.0m 以深の剪断構造はそれほど複雑ではなく、2回以上の断層運動があったとは考えにくい。150層と 210 層の間に一回のみイベント IV が生じたとすれば、その発生年代はイベント III とともに、2,736 cal. BP.  $\sim$ 316 cal. BP. となる。

#### v) イベント V:

イベント層準を 210 層と 220 層の境界に解釈した。西トレンチ西面では、221 層は北西に 84°で傾斜し、同層中の細礫・腐植質シルト層は f2 断層によって切られ、北側隆起の変位を示す。f2 断層は 213 層に覆われる。213 層中の礫の長軸や弱い平行葉理は 221 層の傾斜よりも緩く、変形差も明瞭である。同様の傾斜不整合は、西トレンチ東面、東トレンチ東面にも認められる。イベント発生年代は、220 層最上位の試料 001 と 210 層の試料 IID-ETW-850-395 から、5、296 calBP~2、471 calBP に特定される。なお、主断層 fa の構造は複雑ではなく、分岐も f2 断層のみに限られることから、この間に複数回の活動が生じた可能性は低い。

# vi) イベント V よりも前の活動:

220 層は塑性変形が著しい。例えば、東トレンチ東面では、本来水平に近い状態で堆積した 220 層は約  $70^\circ$   $\sim$   $60^\circ$  で南に傾斜し、トレンチ壁面で確認できるだけでも 2 m以上の上下変位が推察される。 220 層の上位は侵食され、下部はトレンチ底盤よりも深くなるので、実際の変位量は 2 mを超えることは確実である。また、主断層帯以外にも複数の剪断面が確認される。したがって、図 1 6 に示す 8,500 cal. BP.  $\sim$  13,500 cal. BP. のギャップは断層活動の静穏期間ではなく、塑性的な引きずりをともなう複数回の断層運動が生じたと考えるべきであろう。ただし、西トレンチ西面の 220 層最上部は、静穏な堆積環境下でシルトが連続的に堆積したとみられる。 6,996 cal BP  $\sim$  5,296 cal. BP. の約 1300 年間は断層活動が生じなかったと解釈することもできる。

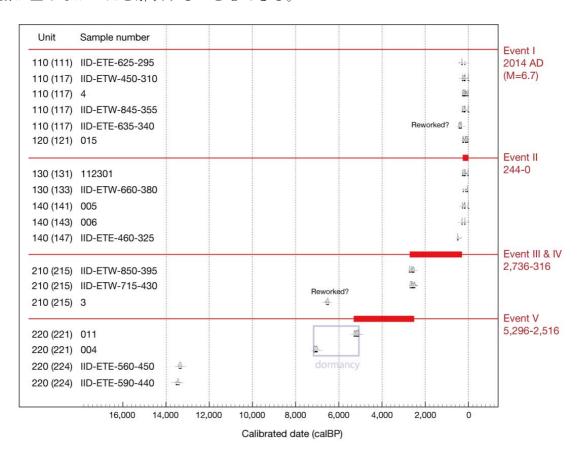


図16 飯田地点の古地震イベントダイアグラム。暦年較正年代値はすべて木片類の測定値を示す。

以上のように、飯田地点では 5,300 年前~2,500 年前以降に 2014 年地震も含めて少なくとも 5 回の断層活動が検出された。それぞれの活動年代は、新しい順から 2014 年、現在~ 244 年前(西暦 1704 年)、316 年前~2,736 年前に 2 回、2,516 年前~5,296 年前に制約される。単純に 4 回の活動間隔で除すると、1300 年~630 年の平均活動間隔が得られる。当地点はトランスバース断層の部分にあたり、侵食作用による地層欠損等も考慮に入れなければならないが、上述のように、5,300 年前~2,500 年前以降のイベントの見落としは少ないと考える。したがって、平均活動間隔は 1,000 年前後とみられる。一方で、1 つ前の断層活動を 1714 年小谷地震とすると、活動間隔は 300 年となり、おそらく平均的な活動間隔ではない。著しく短い間隔で生じたといえる。

## f) 地震時および累積変位量

トレンチ壁面と底盤の複数個所で古地震時の変位量を示す手がかりが得られた。

西トレンチ西面ではイベント V 時に 221 層中の f2 断層に少なくとも 30cm の上下変位が見られる。 300 番代の地層と接する主断層 (fa) 沿いにも変位が生じた可能性が高く地震時上下変位は 30cm 以上とみられる。また、イベント III 発生に際しては、150 層を 300 番代の地層と並置するために 40cm(東トレンチ東面)~80cm(西トレンチ西面)の上下変位が必要である。イベント II 発生時には、東トレンチ西面では、 fa 断層と fb 断層に挟まれる部分が 40cm 以上隆起している。

横ずれ変位に関しては、 315 層中の特徴的な腐植質シルトが少なくとも約 60cm 左横ずれ変位を受けていることを確認した (東トレンチ底盤,図 17)。





図17 飯田東トレンチ底盤写真。(a)連続する高角な断層帯と断層帯近傍の引きずり。 (b) 少なくとも約60cmの左横ずれを示す腐植質シルト層。

以上から、この底盤で見られる地震時断層変位量に関しては、縦ずれ、横ずれともに、 2014年地震時と同程度~約2倍以上の動きが推定される。

地震時変位量とは別に、 300 番代の古神城湖堆積物の累積横ずれ量を検討した。東トレンチ北面に見られる特徴的な腐植質シルト (314 層・315 層) と青灰色シルト塊状シルト層 (316 層) を東トレンチ南東のボーリング (IID-1 と IID-3) で追跡し (図 12, 図 18)、IID-3 孔の-8.4m 以深でこの組み合わせを確認した。三次元的に地質構造を検討し、約 18m の累積変位を見積もった (図 18)。ユニット 300 番代は 14C 年代測定の測定限界 54,000 年を超えることがわかっている。したがって、18m を 54,0000 年で除した 0.33mm/年を平均変位速度の最小値とみなすことができる。

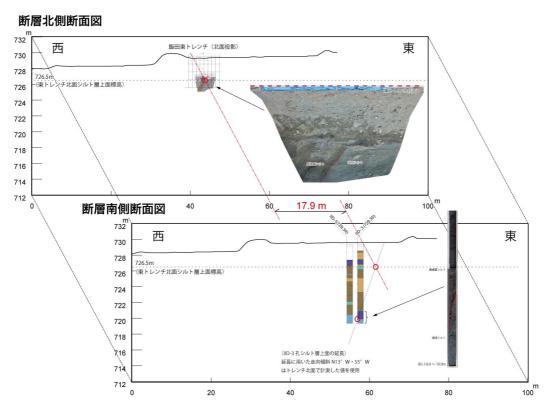


図 1 8 トレンチ壁面およびボーリング試料による 314-316 層の累積横ずれ量を示す ブロックダイアグラム

#### (d) 結論ならびに今後の課題

糸静線北部神城断層の活動履歴を明らかにするために、平成 26 年長野県北部の地震の地震断層区間の2個所でトレンチ掘削調査を行い、それぞれ完新世における複数の地震イベントを見いだした。地震断層北部の大出地点では1,500年前~1,200年以降に2014年地震を含めて3回~4回、南部の飯田地点では5,300年前~2,500年前以降に5回の地震イベントを検出した。したがって、平均活動間隔は1,000年を下回る可能性があり、奥村ほか(1998)や丸山ほか(2009)による1,300年よりもやや短くなる。2014年地震に先行する活動は、両地点とも300年前以降に発生しており、歴史地震等を考慮すると、1714年(正徳4年)の小谷地震(M6 1/4)の可能性が高い。つまり、最近2回の活動間隔は300年と

なり、発生間隔の顕著なゆらぎの1つと考えられる。古地震時の変位量に関しては、断片的な情報となるが、両地点とも2014年地震と同程度かそれ以上であろう。特に、大出地点では2014年地震では撓曲変形のみであったのに対し、先行する断層活動では、露出している範囲で上下1m以上の断層変位が確認された。地震サイクル毎に地表における変形スタイルが変化してきた可能性がある。

今回のトレンチ調査では、個々のイベントの発生年代を狭い範囲に特定できなかった。また、大出地点では1,500年前以降のごく最近の活動のみで、飯田地点ではトランスバース断層区間で、かつ侵食作用が著しい地点での結果である。今後、地震時の活動範囲の一様性・多様性を議論するには、奥村ほか(1998)や近藤・勝部(2016)を含めて4個所のトレンチ調査では不十分であろう。さらなる古地震データの拡充が望まれる。

## (e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon 51(1), 337-360, 2009
- 石村大輔・岡田真介・丹羽雄一・遠田晋次, 2014年11月22日長野県北部の地震(Mw6.2) によって出現した神城断層沿いの地表地震断層の分布と性状,活断層研究,43,95-107,2015.
- 近藤久雄・勝部亜矢,2014年長野県北部の地震が提起した内陸大地震の長期予測に関する 諸問題,科学,85,313-317,2015.
- 丸山 正・遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣,より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および史料地震学的研究,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成17~21年度成果報告書,230-254,2009.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y. and Toda, S., The first surface-rupturing earthquake in 20 years on a HERP active fault is not 'characteristic:' The 2014 Mw=6.2 Nagano event along the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Seismological Research Letters, 86, 1287-1300, doi: 10.1785/0220150052, 2015.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二,糸 魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘 調査-. 地震 2,50,35-51,1998.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, M. P., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, R. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J., IntCall3 and Marinel3 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, Radiocarbon 55(4), 1869-1887, 2013.
- 産業技術総合研究所,琵琶湖西岸断層帯の活動性および活動履歴調査,「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No. H18-5, 42p, 2007.
- 杉戸信彦・谷口 薫・松多信尚・澤 祥・田力正好・野澤竜二郎・皆黒 剛,白馬村北城 新田および大出における神城断層の平均変位速度と活動時期の検討,活断層研究,43,

- 109-118, 2015.
- 鈴木康弘・杉戸信彦・隈元 崇・澤 祥・渡辺満久・松多信尚・廣内大助・谷口 薫・田 力正好・石黒聡士・佐藤善輝、変位速度分布に基づく糸魚川-静岡構造線断層帯北部の 地震発生予測、活断層研究、33、1-4、2010.
- 遠田晋次・小俣雅志・丸山 正・早瀬亮介, 断層活動年代推定における1問題点-木片類と 土壌有機物の<sup>14</sup>C年代値の系統的ギャップ-, 月刊地球, 35, 544-557, 2013.
- 都司嘉宣,構造線断層帯付近の過去の地震活動の解明,糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパイロット的な重点的調査観測,平成 15 年度成果報告書,文部科学省研究開発局,2004.77-86.
- 字佐美龍夫·石井 寿·今村隆正·武村雅之·松浦律子,日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会,694 p, 2013.
- 宇津徳治,日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表:1885 年-1980 年,東大地震研究所彙報,57,401-463,1982.

### 3. 2. 3 音波探査・ピストンコアリング

### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 音波探査・ピストンコアリング

### (b) 担当者

| 所属機関                 | 役職  | 氏名    |
|----------------------|-----|-------|
| 公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科 | 准教授 | 原口 強  |
| 国立大学法人東北大学災害科学国際研究所  | 助教  | 石村 大輔 |

### (c) 業務の目的

青木湖における2014年11月に発生した長野県北部の地震に伴う地変の確認と湖に記録された過去の地震イベントの解読を目的とする。

#### (d) 実施業務の要約

2014 年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、音波探査・ピストンコアリング調査を行う。音波探査およびピストンコアリング調査では、青木湖における活構造の把握および変形構造の認定を行う。ピストンコアリングでは、湖底堆積物中のイベント堆積物の認定および年代推定(放射性炭素年代およびテフラ)を行い、音響断面との対比を行う。最終的には、それら変形イベントの時期および間隔を明らかにする。

# (2) 平成 27 年度の成果

### (a) 業務の要約

2014年長野県北部の地震に伴う地表地震断層出現位置のさらに南側に位置する青木湖において、湖域の活構造の把握および過去の地震活動を検出するために音波探査とピストンコアリング調査を行った。結果、音波探査断面では累積的な断層変位が認められ、ピストンコアリングでは湖成堆積物中にイベント堆積物(テフラ、タービダイト)が認められた。これらデータを組み合わせて、湖域内の反射断面に年代値を与えて、音波探査断面で読み取れる変形イベントの活動時期を推定した。得られた変形イベントは1.2万年間で少なくとも8回あり、その平均的な活動間隔は約1350年となった。ただし、最近数回は短い活動間隔(1000年未満)を示している。

# (b) 業務の成果

## 1) 音波探査

現地での作業は、平成27年10月中旬に実施し、南北方向に5測線、東西方向に11測線の音波探査を実施した(図1)。音波探査に使用した計器は、シングルチャンネル方式の地層探査機(SyQwest 社製 StrataBox)である。探査記録は、PCにてデジタル波形データとし

て収録される(図 2)。また、音波探査と同時に GPS による単独測位を行った。音波探査で取得された波形断面図は、1 発受振 (Ping) 毎の音波波形の集合体であるため、同時に実施された GPS 測量結果をもとに東西方向、南北方向に投影した距離断面図へ変換した(図 3)。

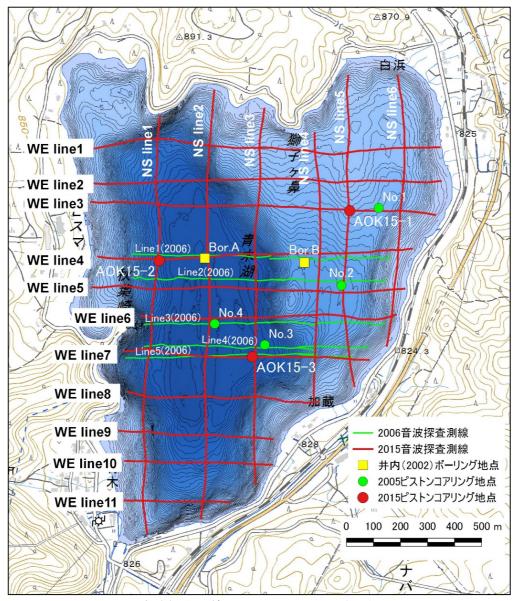


図1 音波探査測線図およびコアリング調査位置図 等深線は1m間隔を示す。

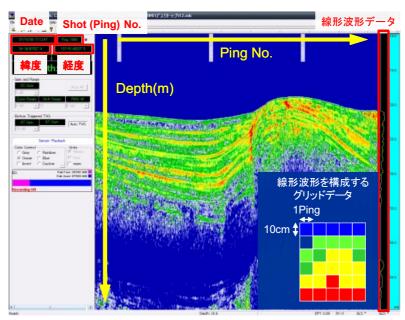


図2 音波探査ソフトの探査収録状況

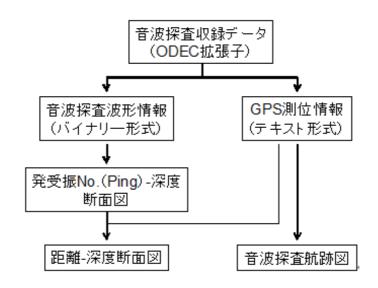


図3 音波探査断面図(距離断面)の作成フロー

調査の結果、湖底から層厚 10~15 m に複数の反射面が連続的に広がっていることが確認され、東西方向、南北方向の記録との整合が見られた(図 4)。湖中央部では従来から指摘されている神城断層の断層崖が分布し(下川ほか,1995)、反射断面では崖脚部直下に地層の折れ曲がりが認められる。上盤側では、南北方向に延びた小丘地形(以後、東部バルジ)が分布し、その直下では西方へ衝上した構造が見られた。音波探査断面図では、厚い反射面が見られることから、それらの境界部を抽出するため、距離断面図の数値データに対して微分化処理し、元データとの重ね合わせを行った(図 5)。

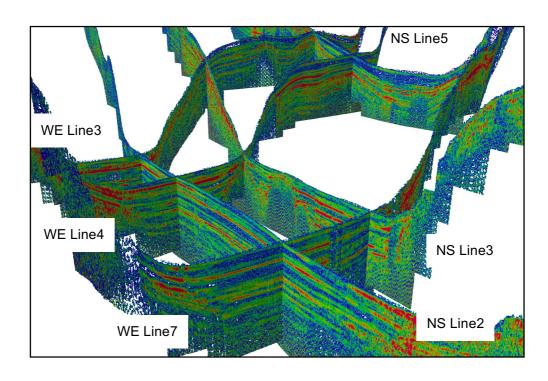


図4 音波探査断面のパネルダイヤグラム (南西側から俯瞰)

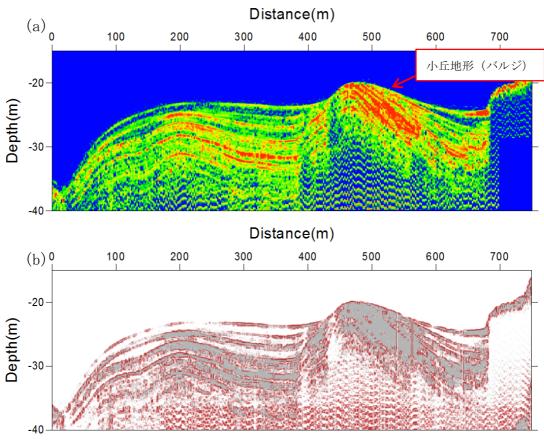


図 5 距離断面図。(a) と微分化処理による反射面の境界抽出(b) の作成例 縦軸を 10 倍に強調している。

#### 2) ピストンコアリング調査

現地作業は音波探査と並行して行い、観察や年代測定は平成27年11月、12月にかけて行った。コアリング位置については、音波探査結果より反射面の連続性が広範囲で追跡できる測線上から3箇所選定した(図1)。採取にあたっては、フロート台船(広さ約6m四方)に三又およびウインチを搭載し、ワイヤーによりピストンコアラーを湖底に降下させるピストンコアリング方式で実施した。採取したコア試料は直ちにCT画像撮影を行い、電動丸ノコにて半割後、記載、帯磁率測定および年代測定を実施した。

柱状図および分析結果を図6に示す。湖底から採取されたいずれのコア試料も、全体を通じて暗褐および暗灰褐色の不明瞭な平行葉理が発達するシルトからなる。放射性炭素年代測定が可能な木片や葉、有機質土も所々に見られ、植物片が濃集する部分も数か所認められる。また、明灰色および褐灰色の数 mm 厚程度のテフラやその二次堆積物と思われる火山灰質な薄層を挟む。

堆積物が全体にシルト主体であり、青木湖に注ぎ込む主たる河川は存在しないことから、 底層流や浮遊沈濁過程により安定的に堆積したと考えられる。一方、粗粒砂、細礫、植物 片の濃集部の薄層が所々に挟まれている(図7)。これらは、洪水、土石流、地すべり、地 震等のイベントに伴い、湖周辺から混濁流として流入したものと考えられる。

全10 試料の放射性炭素年代測定の結果(表 1)、AOK15-1 コア(上盤側)で約3万年、AOK15-2、AOK15-3 コア(下盤側)で約1.3万年まで遡られることが分かった。また、採取したコアに挟まれたテフラの火山灰分析(偏光顕微鏡観察および火山ガラスの屈折率測定)を実施した(表 2)。それらと年代測定結果に基づき、AOK15-1 コアにて姶良 Tn テフラ(AT)、AOK15-2 コア、AOK15-3 コアにて鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)、鬱陵隠岐テフラ(U-Oki)、を認定した。表3に各テフラの年代(Smith et al., 2013)を示す。各テフラの層準とも放射性炭素年代測定結果にもとづく堆積年代と調和的である(図8~10)。

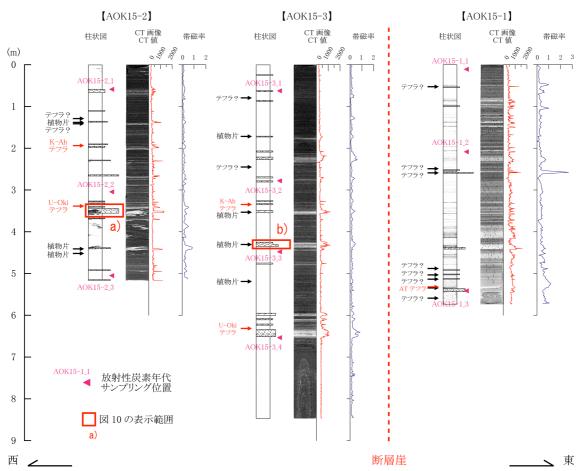


図6 ピストンコアリング調査結果

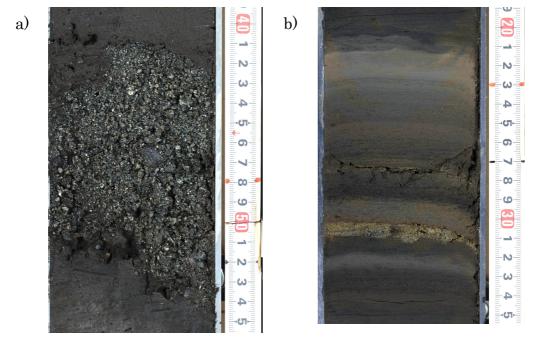


図7 イベント堆積物の接写写真

表 1 放射性炭素年代測定結果

| 試料名       | 採取深度          | 試料形態                   | 分析法    | δ13C補正           | δ13C          | 2σ暦年較正年代範囲        |
|-----------|---------------|------------------------|--------|------------------|---------------|-------------------|
| P-V1-1-71 | (m)           | PV(17)7/25             | 777114 | Libby Age (yrBP) | (‰)           | (95.4%, Cal.yrBP) |
| AOK15-1_1 | 0.100 - 0.120 | organic<br>sediment    | AMS    | 11,610 ± 40      | -22.53 ± 0.24 | 13,558 - 13,339   |
| AOK15-1_2 | 2.805         | wood                   | AMS    | 18,060 ± 60      | -25.98 ± 0.23 | 22,116 - 21,645   |
| AOK15-1_3 | 5.415         | wood or<br>charcoal    | AMS    | 25,320 ± 90      | -24.56 ± 0.30 | 29,668 - 29,068   |
| AOK15-2_1 | 0.590         | wood                   | AMS    | 2,070 ± 20       | -25.95 ± 0.23 | 2,115 - 1,990     |
| AOK15-2_2 | 3.045         | leaf                   | AMS    | 8,410 ± 30       | -26.19 ± 0.24 | 9,516 - 9,320     |
| AOK15-2_3 | 5.050         | leaf                   | AMS    | 11,150 ± 40      | -28.05 ± 0.35 | 13,106 - 12,904   |
| AOK15-3_1 | 0.625         | leaf                   | AMS    | 3,470 ± 20       | -27.81 ± 0.24 | 3,829 - 3,649     |
| AOK15-3_2 | 2.780         | leaf                   | AMS    | 5,500 ± 30       | -26.98 ± 0.31 | 6,396 - 6,216     |
| AOK15-3_3 | 4.480         | leaf                   | AMS    | 7,970 ± 30       | -28.06 ± 0.30 | 8,993 - 8,661     |
| AOK15-3_4 | 6.500         | wood or plant fragment | AMS    | 9,210 ± 30       | -23.61 ± 0.29 | 10,490 - 10,257   |

表2 青木湖で確認されたテフラの分析結果

## AOK15-1

| 対比されたテフラ            | 深度[cm]                | 火山ガラスの形態             | 火山ガラスの屈折率(モード)                              |
|---------------------|-----------------------|----------------------|---|
| 姶良Tn(AT)            | 532-536.8             | バブルウォール型             | 1.499-1.501 (1.501)                         |
| AOK15-2             |                       |                      |   |
| 対比されたテフラ            | 深度[cm]                | 火山ガラスの形態             | 火山ガラスの屈折率(モード)                              |
| 鬼界アカホヤ(K-Ah)        | 193.2-193.7           | バブルウォール型             | 1.511-1.512,1.514,1.516 (1.512)             |
| 鬱陵隠岐(U-Oki)         | 338.5                 | 軽石型                  | 1.520-1.523 (1.521)                         |
|                     |                       |                      |   |
| AOK15-3             |                       |                      | . , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,     |
|                     | 深度[cm]                | 火山ガラスの形態             | 火山ガラスの屈折率(モード)                              |
| AOK15-3             | 深度[cm]<br>334.3-334.7 | 火山ガラスの形態<br>バブルウォール型 | 火山ガラスの屈折率(モード)<br>1.511-1.516 (1.511-1.512) |
| AOK15-3<br>対比されたテフラ |                       |                      |   |

表3 青木湖コアで確認されたテフラと火山灰年代の指標として用いた福井県水月湖コア の各テフラの暦年較正年代

| Tephra       | Reference Tephra | Coring Site | Age (Cal. | yr.BP) | Reference          |
|--------------|------------------|-------------|-----------|--------|--------------------|
| 鬼界アカホヤ(K-Ah) | SG06-967         | 水月湖(福井)     | 7,165 -   | 7,303  | Smith et al., 2013 |
| 鬱陵隠岐(U-Oki)  | SG06-1288        | 水月湖(福井)     | 10,177 -  | 10,255 | Smith et al., 2013 |
| 姶良Tn(AT)     | SG06-2650        | 水月湖(福井)     | 29,820 -  | 30,198 | Smith et al., 2013 |

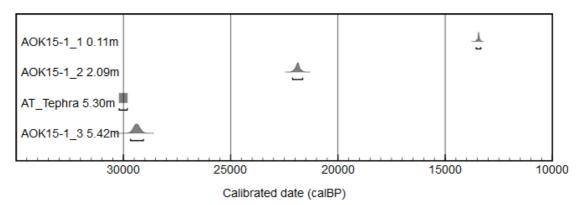


図8 年代較正プログラム Oxcal 4.2 による暦年較正年代プロット(AOK15-1 コア)

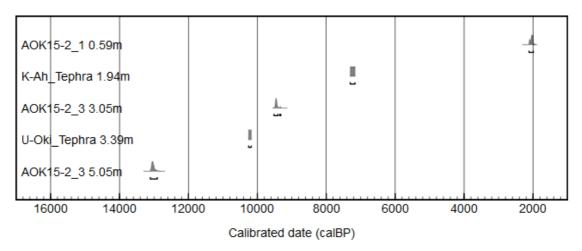


図9 年代較正プログラム 0xcal 4.2 による暦年較正年代プロット (AOK15-2 コア)

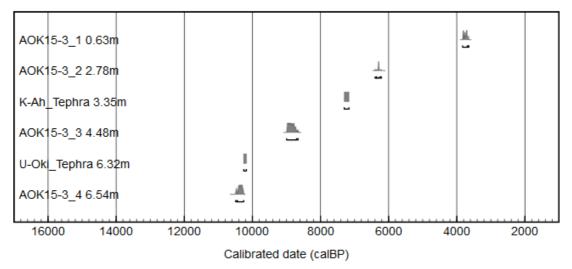


図10 年代較正プログラム 0xcal 4.2 による暦年較正年代プロット (AOK15-3 コア)

### 3) イベント反射面に基づく活動履歴

断層活動の静穏期~活動期~静穏期への変遷の間にシルト層と混濁流堆積物の互層ユニットが形成されている。それぞれのユニットは、断層活動が発生する回数が増える程、変位に付随する段差が大きくなると考えられる。したがって、各ユニット境界を東ね合わせることによって、鉛直方向の累積変位量が比較でき、過去の断層活動をカウントすることが可能と考えられる(図11)。音波探査の反射面は、音響インピーダンス(密度×音速度)の変化を示していることから、前述の探査断面の数値データ処理(微分化)によって得られた反射面の境界部(密度境界)の比較を行うことにより地震イベントを認定することが期待される。そこで、本調査および2006年に実施された音波探査断面(原口ほか,2007)を用いて、上記のイベント反射面の認定を行った。

本調査で得られた各コアの表層部の年代測定結果は、AOK15-1 地点で約 13,500 年前(深度 0.11m)、AOK15-2 地点で約 2,000 年前(深度 0.59m)、AOK15-3 地点で約 3,500 年前(深度 0.63m)である。これらは、試料採取区間を挟む上下の堆積速度に乖離があることを示しており、極表層部のコアが欠落している可能性が考えられる。したがって、地層および反射面の認定では、井内(2002)によるボーリング調査で確認されたテフラ(K-Ah, U-Oki, AT)の深度を基準に、本調査で確認された AOK15-1~AOK15-3 コアのテフラの深度を比較し、位置合わせを行った(図 1 3 の Line1(2006)測線)。表層付近の地層については平成 17 年度のピストンコアリング調査の結果を使用した(地震調査委員会,2005)。平成 17 年度の年代測定結果については、年代較正プログラム OxCa14.2 を使用し IntCal13 (Reimer et al., 2013)の暦年較正モデルに再較正を行った。

解析の結果、中央部断層崖直下で最近 1.2 万年間に少なくとも 8 回、東部バルジ直下で 1.8 万年前以降に 4 回の地震(断層活動)イベントが確認された(図 1 2~1 4 )。0xcal プログラムで構築した各コアの堆積曲線による内挿計算結果から、中央部断層崖直下のイベント年代は下位より、10290~10210 年前、9490~9340 年前、7620~7350 年前、5750~5330 年前、4090~3420 年前、2780~2450 年前、2210~2030 年前、1710~1520 年前となる。平均繰り返し間隔は約 1350 年となる。また、東部バルジ直下のイベント年代は下位より、17750~17520 年前、15620~15430 年前、10440~10030 年前、7740~6690 年前となる。4回の平均繰り返し間隔は約 3650 年である(表 4 ,図 1 5 )。

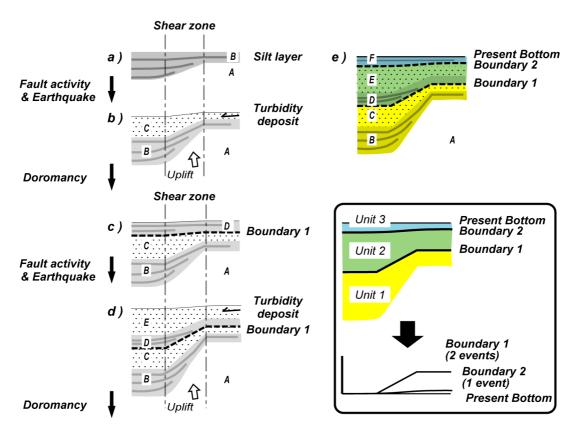


図11 イベント反射面の認定法の概念図

2回の地震(断層活動)における活動期~静穏期のサイクルに伴う地層の変形とタービダイトの堆積過程を示す。

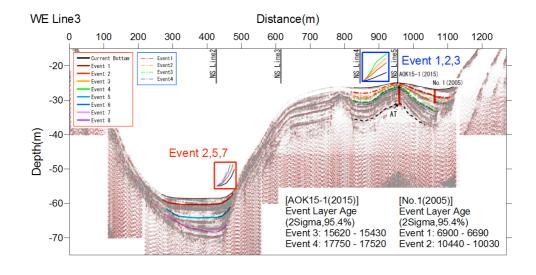


図12 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代 (WE Line3 測線)

各音波探査の測線位置は図1を参照。

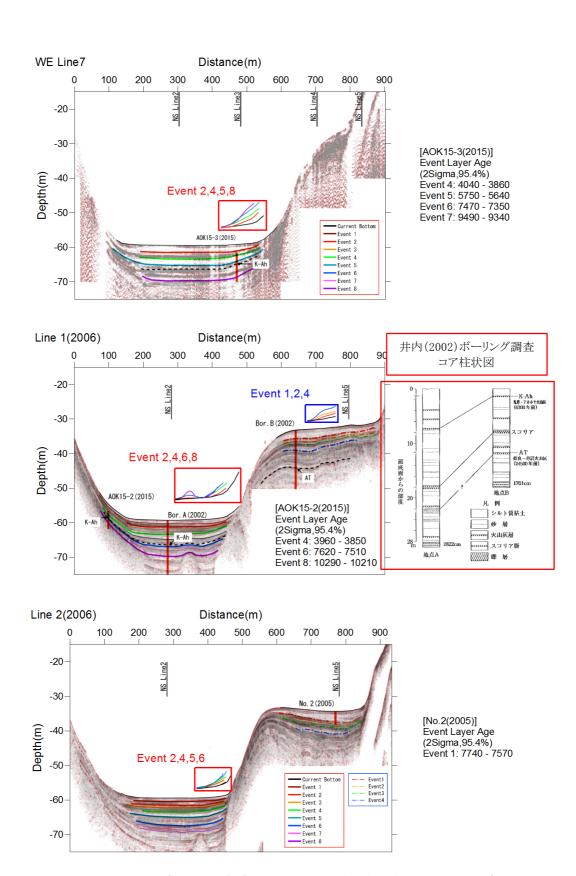


図13 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代 (WE Line7 測線、Line1 (2006) 測線、Line2 (2006) 測線)

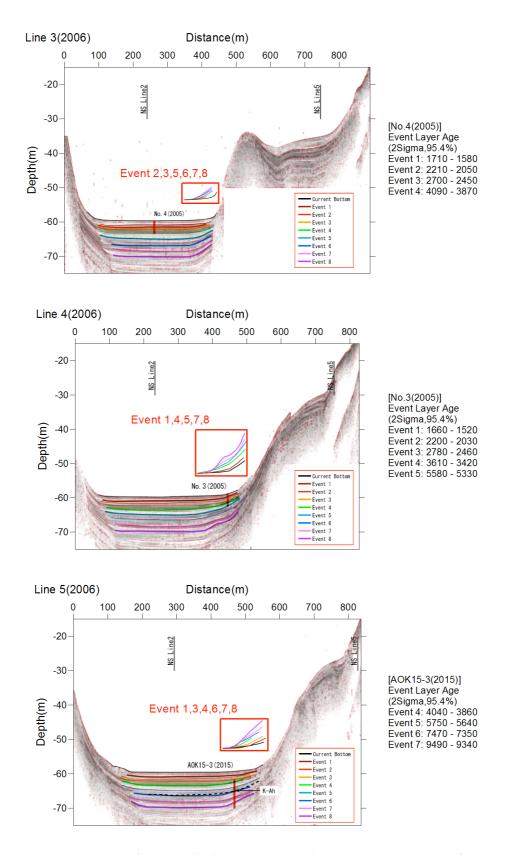


図14 イベント反射面の認定結果とコアリング調査地点のイベント反射面年代 (Line3 (2006) 測線、Line4 (2006) 測線、Line5 (2006) 測線)

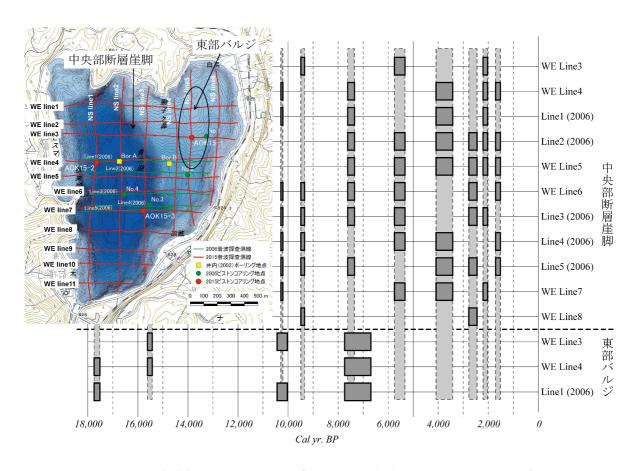


図15 音波探査断面に基づく青木湖の地震(断層活動)イベントダイヤグラム

表 4 イベント反射面の決定年代

【中央部断層崖脚 イベント反射面年代(2σ)】

|        | No3(2005)     | No4(2005)     | AOK15-2         | AOK15-3       | Total           |
|--------|---------------|---------------|-----------------|---------------|-----------------|
| Event1 | 1,660 - 1,520 | 1,710 - 1,580 |                 |               | 1,710 - 1,520   |
| Event2 | 2,200 - 2,030 | 2,210 - 2,050 |                 |               | 2,210 - 2,030   |
| Event3 | 2,780 - 2,460 | 2,700 - 2,450 |                 |               | 2,780 - 2,450   |
| Event4 | 3,610 - 3,420 | 4,090 - 3,870 | 3,960 - 3,850   | 4,040 - 3,860 | 4,090 - 3,420   |
| Event5 | 5,580 - 5,330 |               |                 | 5,750 - 5,640 | 5,750 - 5,330   |
| Event6 |               |               | 7,620 - 7,510   | 7,470 - 7,350 | 7,620 - 7,350   |
| Event7 |               |               |                 | 9,490 - 9,340 | 9,490 - 9,340   |
| Event8 |               |               | 10,290 - 10,210 |               | 10,290 - 10,210 |

【東部バルジ イベント反射面年代 (2σ) 】

| [水肿 // *   * |                 |               |                 |                 |
|--------------|-----------------|---------------|-----------------|-----------------|
|              | No1(2005)       | No2(2005)     | AOK15-1         | Total           |
| Event1       | 6,900 - 6,690   | 7,740 - 7,570 |                 | 7,740 - 6,690   |
| Event2       | 10,440 - 10,030 |               |                 | 10,440 - 10,030 |
| Event3       |                 |               | 15,620 - 15,430 | 15,620 - 15,430 |
| Event4       |                 |               | 17,750 - 17,520 | 17,750 - 17,520 |

### (c) 結論ならびに今後の課題

音波探査およびピストンコアリング調査から、青木湖における活構造の位置および音響層序における年代を把握することができた。それらのデータからイベント反射面の年代を推定した結果、最新活動時期は不明であるものの最近 1.2 万年間は平均すると 1350 年間隔であることがわかった。しかしながら、最近のイベント反射面の年代および平均繰り返し間隔より上記の歴史地震の記録が湖底表層付近に残されている可能性が示唆される。今後、表層付近の湖底堆積物の試料採取を実施することにより、歴史地震のイベント堆積物が確認されることが期待される。

### (d) 引用文献

- 原口 強・吉永佑一・遠田晋次,高分解能音波探査で明らかになった青木湖湖底の神城断層の形状,日本地球惑星科学連合大会予稿集,S141-P012,2007.
- 井内美郎,仁科三湖の地形と堆積物から見た糸-静線の活動像,塚原弘昭(編)「地震と防 災」,信濃毎日新聞社,89-106,2002.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「糸魚川 静岡構造線断層帯における重点的な調査 観測」成果報告書, http://www.jishin.go.jp/main/, 2005.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, B.C., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., IntCall3 and Marinel3 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon 55, 1869-1887, 2013.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., and Suigetsu 2006 Project Members., Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, Quaternary Science Reviews, 67, 121-137, 2013.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄,糸魚川ー静岡構造線活断層系ストリップマップ,構造図11,地質調査所,1995.