

## 地震に伴う地下水圧の変化が地下水流動特性に与える影響 —東濃地域における事例—

竹内竜史\*1 露口耕治\*1,2 尾上博則\*1 三枝博光\*1,3 別府伸治\*1

高レベル放射性廃棄物の地層処分では、地層処分システムの長期安全性を評価する上で、累積的・広域的な変化を引き起こす現象について考慮する必要がある。この現象の1つとして、地震に伴う地下水圧の変化が挙げられる。原子力機構が岐阜県東濃地域で実施する地下水圧の長期モニタリングでは、これまでに地震に伴う地下水圧の変化が観測されている。本稿では、地震に伴う地下水圧の変化に関する観測結果を整理すると共に、大域的な地下水流動特性に与える影響について考察を行った。その結果、地下水圧の変化が観測された地震のうち2003年十勝沖地震、2004年の紀伊半島沖の地震、2009年の駿河湾の地震に伴う地下水流動特性の変化は一時的なものであると推測された。一方で、2011年東北地方太平洋沖地震以降の地下水圧の変化については異なる傾向を示している可能性があり、今後も観測を継続する必要がある。また、地震に伴う地下水流動特性の変化を評価する上では、地下水圧の変化のみならず透水係数や動水勾配の変化にも着目することが重要であることを示した。

**Keywords:** 地震, 地下水圧変化, 動水勾配, 透水係数

Assessment of the geological environment for the long term safety of geological disposal systems for high-level radioactive waste requires consideration for any phenomenon resulting in cumulative change to the geological environment at the regional scale. Groundwater pressure changes induced by earthquakes, for example, are one of the phenomena to be considered. Groundwater pressure changes induced by earthquakes have been observed during long-term monitoring carried out by Japan Atomic Energy Agency in the Tono Area, Gifu. In this paper, the observations of groundwater pressure change induced by earthquakes are summarized. In addition, an impact on groundwater flow conditions induced by earthquakes is discussed. As a result, it is inferred that influence of groundwater flow condition induced by the three earthquakes, Tokachi-oki Earthquake in 2003, the off the Kii Peninsula Earthquake in 2004 and the Suruga Bay Earthquake in 2009, are temporary. On the other hand, the groundwater pressure changes after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake seem different from those by the three earthquakes and it is necessary to continue the observation of the groundwater pressure. In addition, this paper shows that it is important to focus not only the change of groundwater pressure but also the change of the hydraulic gradient and hydraulic permeability in evaluating the long-term stability of groundwater flow condition.

**Keywords:** earthquake, groundwater pressure change, hydraulic gradient, hydraulic permeability

### 1 はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分システムの長期安全性を評価するためには、地質環境の急激な変化を引き起こす可能性のある自然現象（例えば、断層運動や火山活動）と共に、緩慢であったとしても累積的・広域的な変化を引き起こす可能性のある現象についても考慮する必要がある。地下水流動の観点では、地震による地殻変動や地震動による地盤の破壊が生じた場合、地盤の水理パラメータの変化や地下水流動の境界条件の変化が生じる可能性がある。また、これら地下水流動を規制する条件に大きな変化が生じない場合であっても、地下水圧の変化は地下水流動の駆動力となる動水勾配の変化や地下水流動方向の変化を生じさせる可能性のある現象と言える。

地震に伴う地下水圧の変化は、これまでに数多く報告されており（例えば[1,2]）、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震においても、日本各地で地下水位または地下水圧の変化が報告されている（例えば[3]）。

独立行政法人日本原子力研究開発機構東濃地科学センター

Influence on groundwater flow conditions by groundwater pressure change induced by earthquakes : Case study of Tono area by Ryuji TAKEUCHI (takeuchi.ryuji@jaea.go.jp), Koji TSUYUGUCHI, Hironori ONOE, Hiromitsu SAEGUSA and Shinji BEPPU

\*1 日本原子力研究開発機構 東濃地科学センター  
Japan Atomic Energy Agency, Tono Geoscience Center  
〒509-6132 岐阜県瑞浪市明世町山野内 1-64

\*2 現所属：株式会社四電技術コンサルタント  
Yonden Consultants Co., Inc.  
〒791-1112 愛媛県松山市南高井町 1279-2

\*3 現所属：原子力発電環境整備機構  
Nuclear Waste Management Organization of Japan  
〒108-0014 東京都港区芝 4丁目1番23号

(Received 25 November 2014; accepted 18 November 2015)

（以下、原子力機構）では、岐阜県東濃地域において、「地層処分技術に関する研究開発」のうち深地層の科学研究（地層科学研究）の一環として、結晶質岩（花崗岩）を対象とした超深地層研究所計画[4-6]（以下、MIU計画）および広域地下水流動研究[7]（以下、RHS）を進めている。これらの研究では、瑞浪超深地層研究所での研究坑道の掘削が周辺の地下水流動特性に与える影響を把握することなどを目的として、深度数百mから約1,000mのボーリング孔で地下水圧の連続観測を実施している。この観測においても、地震に伴う地下水圧の変化が確認されており（例えば[8]）、その変化は数ヶ月以上継続することもある。

本稿では、MIU計画およびRHS実施領域（以下、研究実施領域）において原子力機構が実施する地下水圧の観測で確認された、地震後から長期間にわたり継続する地下水圧の変化を整理すると共に、この変化が広域的な地下水流動の安定性に与える影響について考察する。

### 2 研究実施領域の地質・地質構造

東濃地域の地質は、白亜紀後期の花崗岩（土岐花崗岩）からなる基盤を新第三紀中新世の堆積岩（瑞浪層群）が不整合で覆い、その上位に固結度の低い新第三紀中新世から第四紀更新世の砂礫層（瀬戸層群）が不整合で覆っている（Fig. 1）[6]。

研究実施領域内には、東西走行を有する月吉断層が分布している[10]。月吉断層は、土岐花崗岩および瑞浪層群を切っているが瀬戸層群には及んでいないことから、活動時期は中新世の瑞浪層群堆積後（約1,800万年前頃）から瀬戸層群堆積前（約1,200万年前頃）と考えられており[10]、

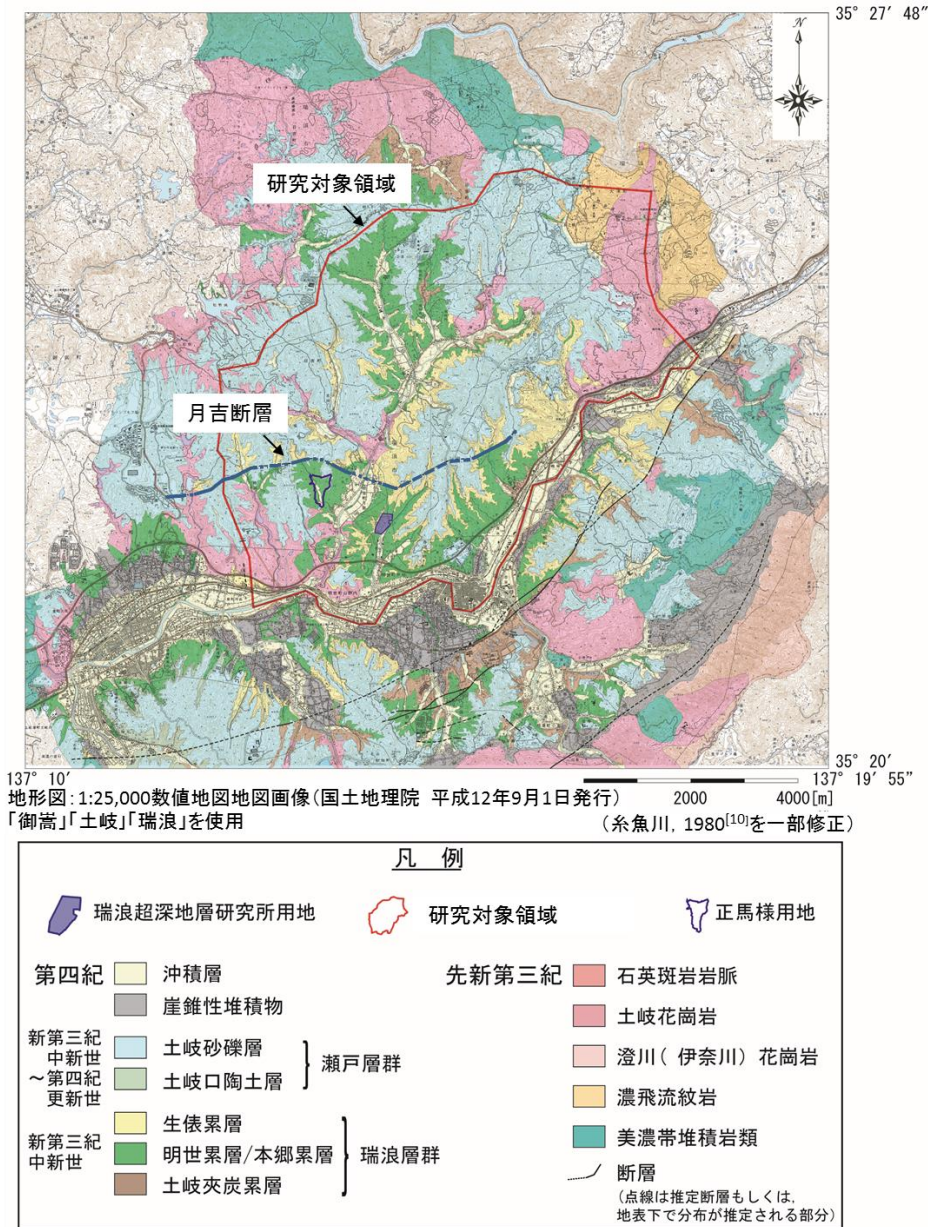


Fig. 1 Surface geological map in and around the study area.

11], 活断層ではない。また、これまでのボーリング調査や地下水圧の観測結果から、断層に直交する方向に対して低透水性であることが確認されている[12-14]。

瑞浪超深地層研究所(MIU)の用地(以下、研究用地)および周辺では、地表地質調査やボーリング調査などの調査研究および研究坑道掘削の結果、複数の断層の存在が確認されている[15-17]。

また研究対象領域内の既往の調査研究ではボーリング調査や調査結果に基づく地質・水理地質構造の三次元モデルの構築, モデルに基づく地下水流動解析が実施されており, その結果, 研究実施領域の大局的な地下水流動方向は北東から南西方向であると推定されている[18]。

### 3 地下水圧の観測

#### 3.1 地下水圧の観測孔

研究対象領域内では、地表から掘削された深度数百 m か

ら約 1,000m の 14 本のボーリング孔で地下水圧の観測が実施されている[19-28]。これらの観測孔は、研究実施領域の大局的な地下水流動を規制する月吉断層の北側, 南側に配置されている。また、一部の観測孔は月吉断層と交差しており、断層を境に地下水圧の変化が観測されている。また研究用地および周辺にも複数の観測孔が配置されている。これらの観測では、MIU 計画における研究坑道掘削に伴う地下水圧の変化の把握を目的とした地下水圧の観測が実施されている。

本稿では、これらの観測孔のうち、研究実施領域の大局的な地下水流動方向に沿った測線上に配置され、かつ、これまでに地震に伴う地下水圧の変化が複数回観測されている月吉断層北側のDH-9号孔(掘削長1,030.0m)、月吉断層南側のMIU-3号孔(掘削長1,014.0m)およびAN-1号孔(掘削長994.1m)とMIU研究坑道近傍の地下水圧の観測結果として深度300mの坑道から掘削された09MI17-1号孔、09MI19号孔(共に掘削長約50m)を検討の対象とする(Fig. 2,

Fig. 3). なお、MIU-3号孔は深度約650mで月吉断層と交差しており、断層近傍かつ断層を挟んだ位置で地下水圧が観測されている。

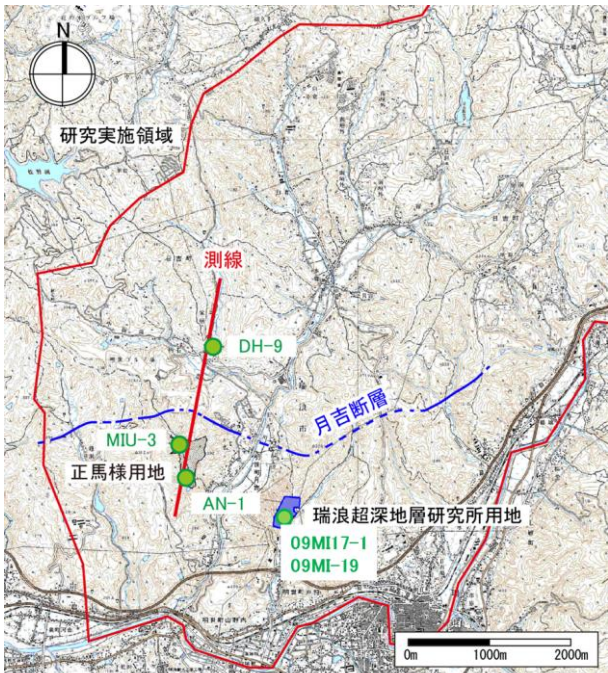


Fig. 2 Locations of monitoring boreholes.

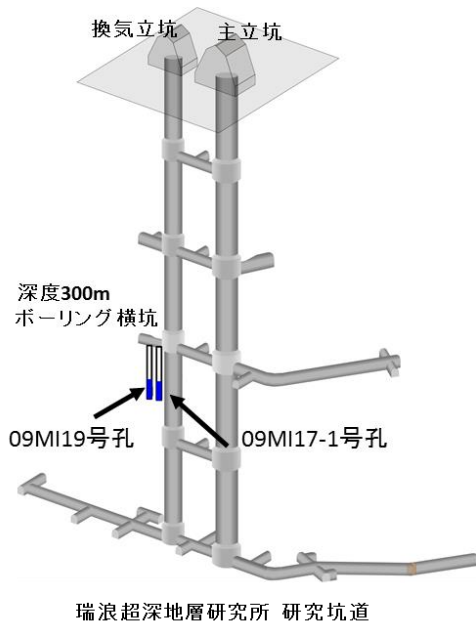


Fig. 3 Location of monitoring boreholes (09MI17-1 and 09MI19).

### 3.2 地下水圧観測装置の概要

DH-9号孔、MIU-3号孔およびAN-1号孔には、パッカーで区分された複数の観測区間で同時に地下水圧を観測できる多連パッカーシステムが設置されている (Fig. 4)。地下水圧の観測は、観測区間に水圧センサーを設置し、閉鎖区

間での水圧を観測する直接水圧観測方式で実施している。観測装置の性能は測定範囲2000psi (水頭換算で1406.14m)、精度0.1%FS (Full Scale : FS, 水頭換算で約1.4m)、分解能0.01%FS (水頭換算で約0.14m) である。

09MI17-1号孔、09MI19号孔には、パッカーを用いて孔底からの1区間を設置し、観測区間に接続するピエゾ管を用いて地下水圧を観測できるシングルパッカーシステムが設置されている (Fig. 5)。両孔は湧水環境にあることから、地下水圧の観測は、ピエゾ管の口元に設置した水圧センサーで閉鎖区間の水圧を観測する直接観測方式で実施している。観測装置の性能は測定範囲500psi (水頭換算で351.54m)、精度0.05%FS (水頭換算で約0.18m)、分解能0.005% (水頭換算で約0.02m) である。

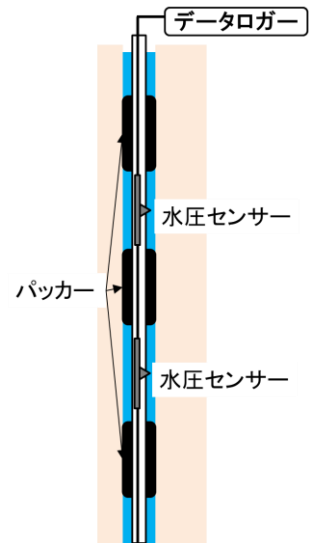


Fig. 4 Schematic figure of multi packer hydro-pressure monitoring system.

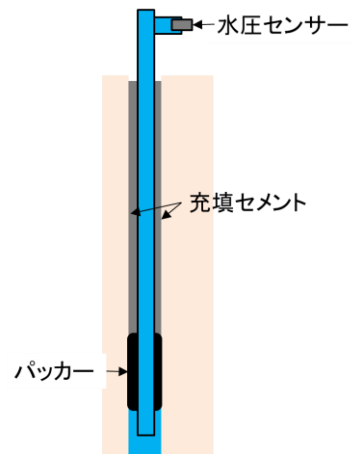


Fig. 5 Schematic figure of single packer hydro-pressure monitoring system.

### 3.3 観測区間

観測区間は、各孔でのボーリング調査結果に基づき、岩盤の割れ目分布や透水性の違いなどに着目し設定されている。Table 1に各観測孔における観測区間の詳細を示す。

Table 1 Description of monitoring boreholes.

孔名	観測区間	区間深度 (EL m)	区間中間深度 (EL m)
DH-9	2	212.5 ~ 124.7	168.6
	5	-56.2 ~ -116.6	-86.4
	9	-407.1 ~ -515.6	-461.3
	11	-620.0 ~ -754.6	-687.3
AN-1	1	167.2 ~ 118.7	142.9
	6	-233.7 ~ -290.8	-262.3
	10	-527.3 ~ -576.4	-551.9
	12	-717.6 ~ -777.7	-747.7
MIU-3	1	47.2 ~ -9.1	19.0
	4	-374.4 ~ -460.3	-417.4
	6	-494.1 ~ -550.0	-522.1
	8	-645.6 ~ -711.0	-678.3
09MI17-1	1	-145.7 ~ -151.7	-148.7
09MI19	1	-145.7 ~ -151.7	-148.7

(EL: 標高)

#### 4 地下水圧の観測結果

DH-9号孔, MIU-3号孔, AN-1号および09MI17-1号孔, 09MI19号孔での観測は, 長期的な地下水圧の変化の把握および研究坑道掘削に伴う地下水圧の変化の把握を目的としていることから, 測定の間隔は5分とされている. 本稿では, 地震直後の短時間間に生じた地下水圧の変化ではなく, その後の数ヶ月以上にわたり継続する長期的な地下水圧の変化に着目することから, ここでは日データ(各日の午前0時の観測値)を基に検討を進める. また, 観測された地下水圧については, 標高0mを基準高さとして算出した全水頭(標高)として整理する.

検討対象とする観測孔で地下水圧の変化が観測された地震をTable 2に示す.

##### 4.1 DH-9号孔

Fig. 6に地下水圧の観測結果を示す. 図中の括弧付き数字はTable 2に示す地震の番号を示す. 本孔では, 2002年9月から2006年3月まで, おおよそ1ヶ月に1度の頻度で地下水の採水作業が行われており, 同時に地下水圧の計測も実施されている. その後, 2009年2月から地下水圧の連続観測が実施

されている.

地下水圧の変化は, 駿河湾の地震(3), 2011年東北地方太平洋沖地震(4)および岐阜県美濃東部の地震(5)で確認された. また, スマトラ北部西方沖の地震(6), 三陸沖の地震(7)においても僅かに地下水圧の変化が確認された. これらの地下水圧の変化は, いずれの地震においても低下傾向にあった. また, 地下水の採水を実施していた2003年十勝沖地震(1), 紀伊半島沖の地震(2)でも, その前後での採水時の地下水圧が低下していることから, これらの地震についても地下水圧の低下が生じていたと考えられる. 観測された地震後の地下水圧の変化は, 浅い深度で大きく, 深度が深くなるほど小さくなる傾向にある.

Fig. 7に地下水圧の連続観測が開始された2009年2月からの各区間の全水頭の変化量(各日の水頭値と前日の水頭値との差)を示す. 1日あたりの全水頭の通常の変化量は各区間とも±0.0~±0.2m程度であるものの, この変化から算出される1ヶ月間(30日間)の移動平均値(Fig. 7中の赤線: 30日区間の平均値を区間最終日にプロット)はおおむね一定である. しかし, 地震後に長期間の地下水圧の変化が生じた場合は最大約0.15mをピークとする負の変化量が数ヶ月継続し, 通常時とは異なる傾向を示す.

##### 4.2 MIU-3号孔

本孔は月吉断層と交差しており, 観測区間No.1, No.4で月吉断層南側, 観測区間No.6, No.8で月吉断層北側の地下水圧が観測されている. Fig. 8に地下水圧の観測結果を示す. 図中の括弧付き数字はTable 2に示す地震の番号を示す.

本孔では2000年12月から地下水圧の観測が行われている. 2002年3月までは, 本孔周辺でのボーリング調査に伴う地下水圧の変化が観測されている. また, 2002年2月から2003年3月まで観測機器の不具合によるデータ欠損が生じたため, ここでは, 2003年3月以降の観測結果について述べる.

月吉断層北側, 南側の地下水圧の変化は, 大局的な地下水流動の上流側となる北側で地下水圧のなだらかな上昇, 下流側となる月吉断層南側で地下水圧のなだらかな低下が継続している. この要因の1つとして, 月吉断層の透水性

Table 2 Earthquakes with hydraulic pressure changes.

番号	地震	地震発生日	震源位置	震央距離	マグニチュード	瑞浪での観測震度
(1)	2003年十勝沖地震[29]	2003/9/26	緯度: 41度46.7分N 経度: 144度04.7分E 深さ: 45km	926.7km	8	—
(2)	紀伊半島沖の地震[30]	2004/9/5	緯度: 33度01.9分N 経度: 136度47.8分E 深さ: 38km	248.8km	7.4	3
(3)	駿河湾の地震[31]	2009/8/11	緯度: 34度47.1分N 経度: 138度29.9分E 深さ: 23km	132.4km	6.5	3
(4)	2011年東北地方太平洋沖地震[32]	2011/3/11	緯度: 38度06.2分N 経度: 142度51.6分E 深さ: 24km	586.0km	9	3
(5)	岐阜県美濃東部の地震[33]	2011/12/14	緯度: 35度21.3分N 経度: 137度14.6分E 深さ: 49km	2.6km	5.1	3
(6)	スマトラ北部西方沖の地震[34]	2012/4/11	緯度: 1度52.3分N 経度: 92度32.2分W 深さ: 57km	5842.0km	8.6	—
(7)	三陸沖の地震[35]	2012/12/7	緯度: 38度01.1分N 経度: 143度52.0分E 深さ: 49km	660.6km	7.3	1

の長期的な変化（例えば、低透水性断層である月吉断層のヒーリングによる透水性の低下）が生じており、その結果、断層北側、南側で異なる地下水圧の変化をもたらしている可能性が考えられる。

また、月吉断層南側の No.1 区間、No.4 区間では、2006 年 7 月以降、地下水圧の低下傾向の変化が確認できる（Fig. 8 中の水色の矢印）。これは、MIU-3 号孔が位置する正馬様用地から約 1.5km 東に位置する瑞浪超深地層研究所用地での研究坑道掘削に伴う影響と考えられる。後に述べる AN-1 号孔でも 2005 年 7 月頃から地下水圧の低下が確認されていることから、月吉断層南側の 2005 年 7 月以降の地下水圧の変化には、地震に伴う影響のほか、研究坑道掘削に伴う変化も含まれていると考えられる。一方、月吉断層北側の No.6 区間、No.8 区間でも同時期から地下水圧の上昇傾向の変化が確認されるが、研究坑道掘削との関連については不明である。

地震に伴う地下水圧の変化は、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)、2011年東北地方太平洋沖地震(4)および岐阜県美濃東部の地震(5)で確認された。また、三陸沖の地震(7)でも僅かな地下水圧の変化が確認された。

月吉断層北側（大局的な地下水流動の上流側）の地震後の地下水圧の変化はいずれも上昇、南側（大局的な地下水流動の下流側）ではいずれも低下しており、断層を挟んで地下水圧の変化の傾向が異なる。

Fig. 9 に各区間の全水頭の変化量を示す。1日あたりの全水頭の通常の変化量は、各区間とも  $\pm 0.0 \sim \pm 0.2\text{m}$  程度であり、断層の南側、北側で大きな差は見られない。これらの変化から算出される 1ヶ月間（30日間）の移動平均値（Fig. 7中の赤線：30日区間の平均値を区間最終日にプロット）はおおむね一定であるが、地震後に長期間の地下水圧の変化が生じた場合は両区間とも通常時とは異なるピークが見られる。このピークは、月吉断層南側の観測区間では負の変化量、月吉断層北側の観測区間では正の変化量であり、約 1ヶ月から数ヶ月継続する。この傾向は、月吉断層南側の No.1 区間と No.4 区間でのおおむね同様の傾向を示し、月吉断層北側の No.6 区間と No.8 区間で同様の傾向を示す。

### 4.3 AN-1 号孔

Fig. 10 に地下水圧の観測結果を示す。図中の括弧付き数字は Table 2 に示す地震の番号を示す。本孔では 1999 年 9 月から観測が開始されている。2003 年 3 月頃までは本孔周辺で実施されたボーリング調査の影響と考えられる地下水圧の変化が観測されるため、ここでは、2003 年 3 月以降の観測結果について述べる。

地下水圧の変化は、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)、2011年東北地方太平洋沖地震(4)および岐阜県美濃東部の地震(5)で確認された。なお、DH-9 号孔、MIU-3号孔で確認された三陸沖の地震(7)については、データ欠損のため、地下水圧の変化の有無を確認できなかった。観測された地震後の地下水圧の変化は、いずれの地震においても低下している。なお、2005年8月以降、研究坑道掘削に伴う地下水圧の変化が確認されている（Fig. 10中

の水色の矢印）。したがって、2005年以降に発生した地震に伴う地下水圧の変化には、研究坑道掘削に伴う地下水圧の影響も含まれている。

Fig. 11 に各区間の全水頭の変化量を示す。1日あたりの全水頭の通常の変化量は各区間とも  $\pm 0.0 \sim \pm 0.2\text{m}$  程度であるものの、この変化から算出される 1ヶ月間（30日間）の移動平均値（Fig. 11中の赤線：30日区間の平均値を区間最終日にプロット）はおおむね一定である。しかし、地震後に長期間の地下水圧の変化が生じた場合は最大約  $0.15\text{m}$  をピークとする負の変化量が数ヶ月継続し、通常時とは異なる傾向を示す。

### 4.4 09MI17-1 号孔および 09MI19 号孔

Fig. 12 に MIU 研究坑道内の換気立坑深度 300m ボーリング横坑から掘削された 09MI17-1 号孔および 09MI19 号孔での地下水圧の観測結果を示す。図中の括弧付き数字は Table 2 に示す地震の番号を示す。09MI17-1 孔では 2009 年 5 月、09MI19 号孔では 2009 年 6 月から観測が開始されている。09MI17-1 号孔は換気立坑壁面から約 3m、09MI19 号孔は換気立坑壁面から約 9m の位置に掘削されている。

両孔に隣接する換気立坑は、2009年5月時点での掘削深度が約 GL-350m であり、2011年4月には深度 500m に到達した。また、2012年5月以降は深度 500m における研究坑道（水平坑道、延長約 140m）の掘削が行われており、両孔では、換気立坑などの掘削の影響と考えられる地下水圧の低下やボーリング掘削、グラウト工事などに対応する多数の小刻みな地下水圧の変化も観測されている。

地下水圧の変化は、駿河湾の地震(3)、2011年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)で確認された。観測された地震後の地下水圧の変化はいずれも上昇している。2011年東北地方太平洋沖地震(4)での地下水圧の上昇量は 09MI17-1 号孔で約  $9.0\text{m}$ 、09MI19 号孔で約  $15.0\text{m}$  であり、他の観測孔よりも格段に大きな変化が観測された。これは、研究坑道掘削に伴う地下水圧の低下によって、研究所用地周辺の地下水が研究坑道に集まりやすい環境にあったためと推測される。

Fig. 13 に両孔の全水頭の変化量を示す。1日あたりの全水頭の通常の変化量は研究坑道掘削などにより大きく変動している。この変化から算出される 1ヶ月間（30日間）の移動平均値（Fig. 13 の赤線：30日区間の平均値を区間最終日にプロット）も大きく変化しており、駿河湾の地震(3)については研究坑道内の日常的な地下水圧の変化と地震時の地下水圧変化との違いを判別することが難しいものの、坑道掘削等による人為的な水圧変化が比較的小さい期間に発生した 2011 年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)ではいずれも約 1ヶ月程度の地下水圧の上昇とその後の低下という特徴的な変化が認められる。これらのことから、両孔では人為的な作業を実施した時間や地震発生時間と、地下水圧の変化が生じた時間の対比から地震に伴う地下水圧の変化の有無を確認した。時間や地震発生時間と、地下水圧の変化が生じた時間の対比から地震に伴う地下水圧の変化の有無を確認した。

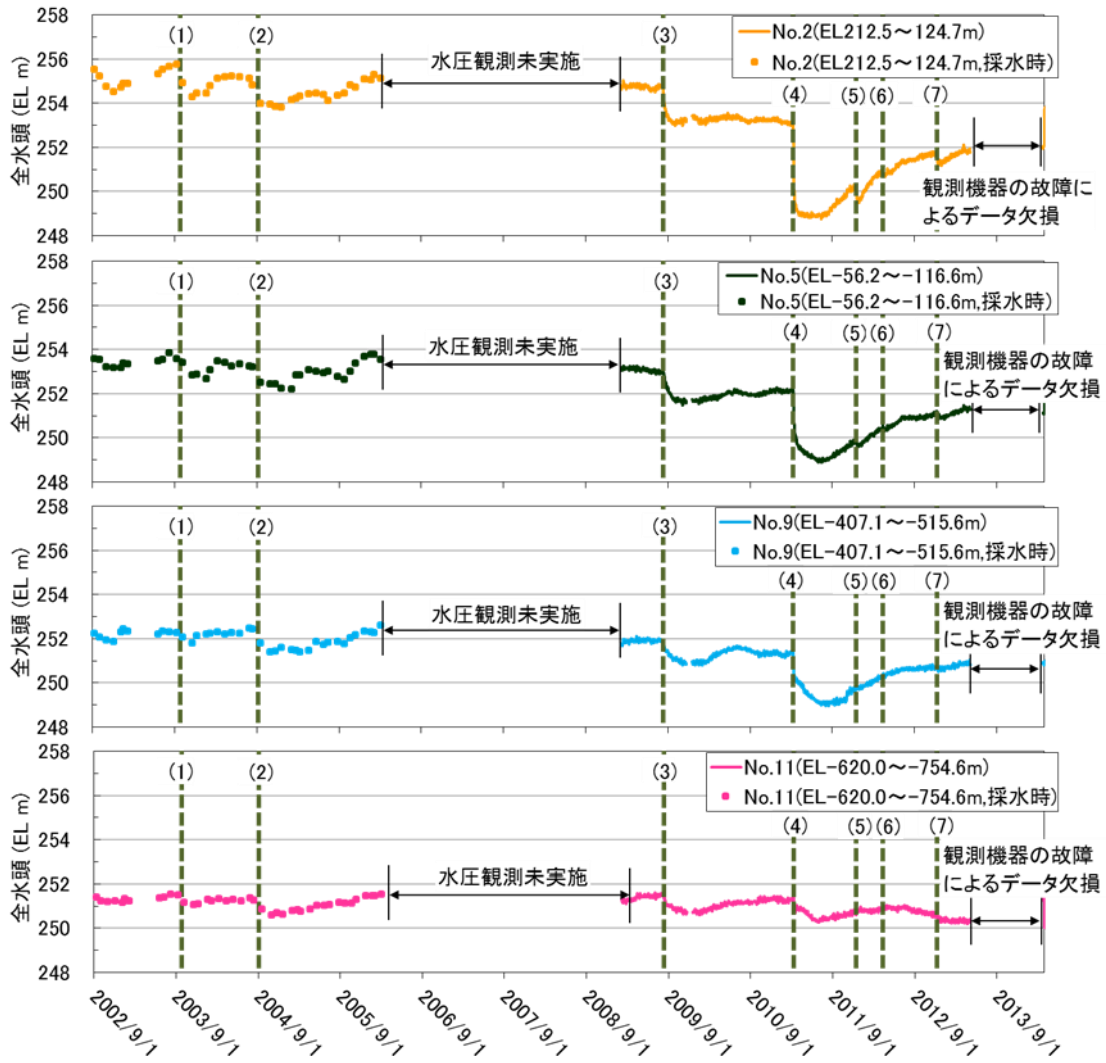


Fig. 6 Monitoring results in DH-9.

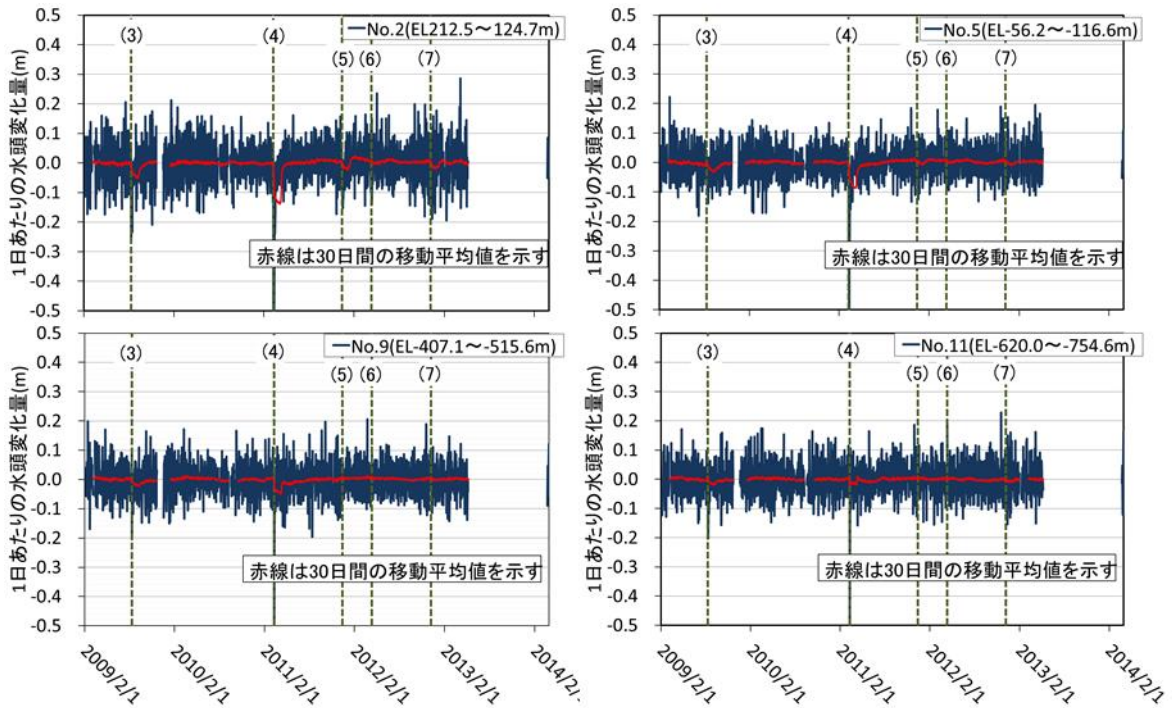


Fig. 7 Daily change of total head in DH-9.

地震に伴う地下水圧の変化が地下水流動特性に与える影響  
 —東濃地域における事例—

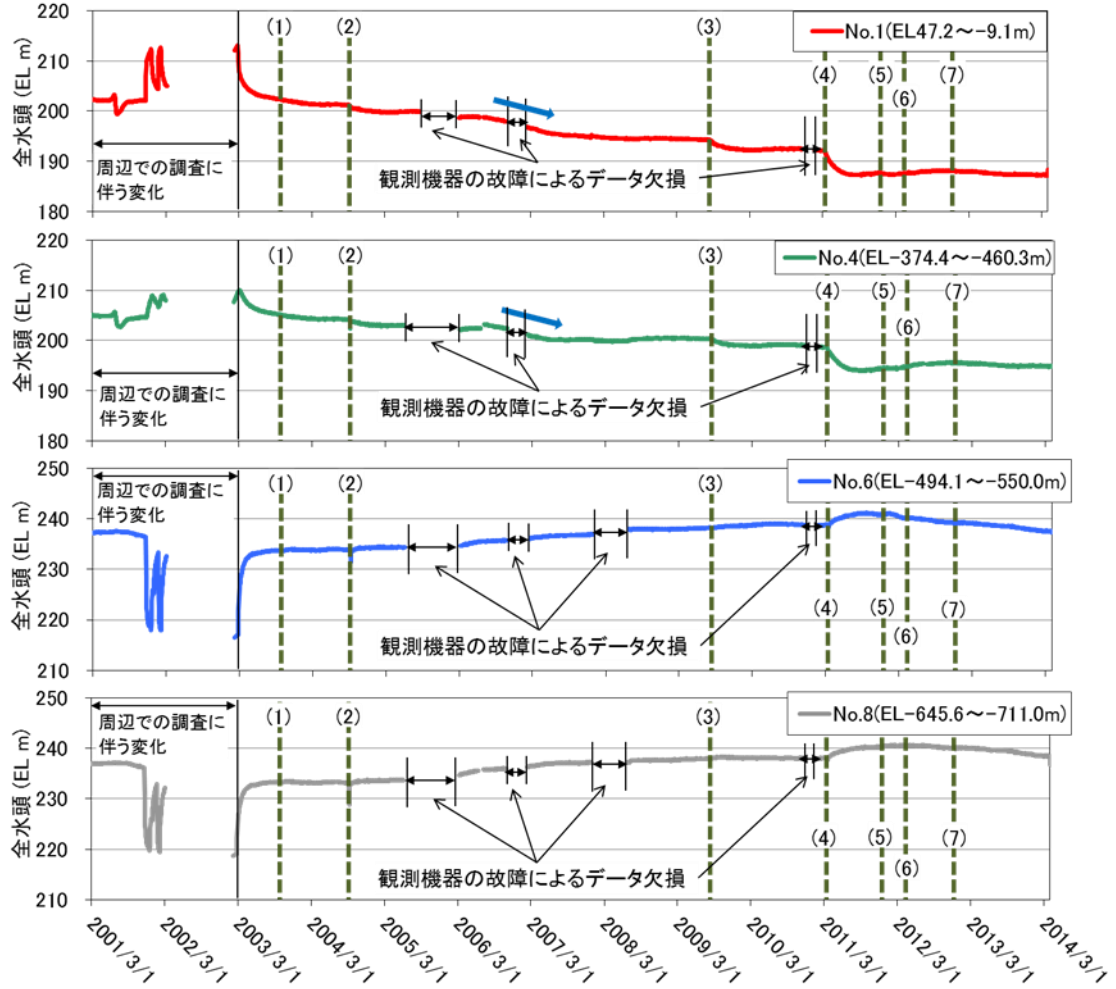


Fig. 8 Monitoring results in MIU-3.

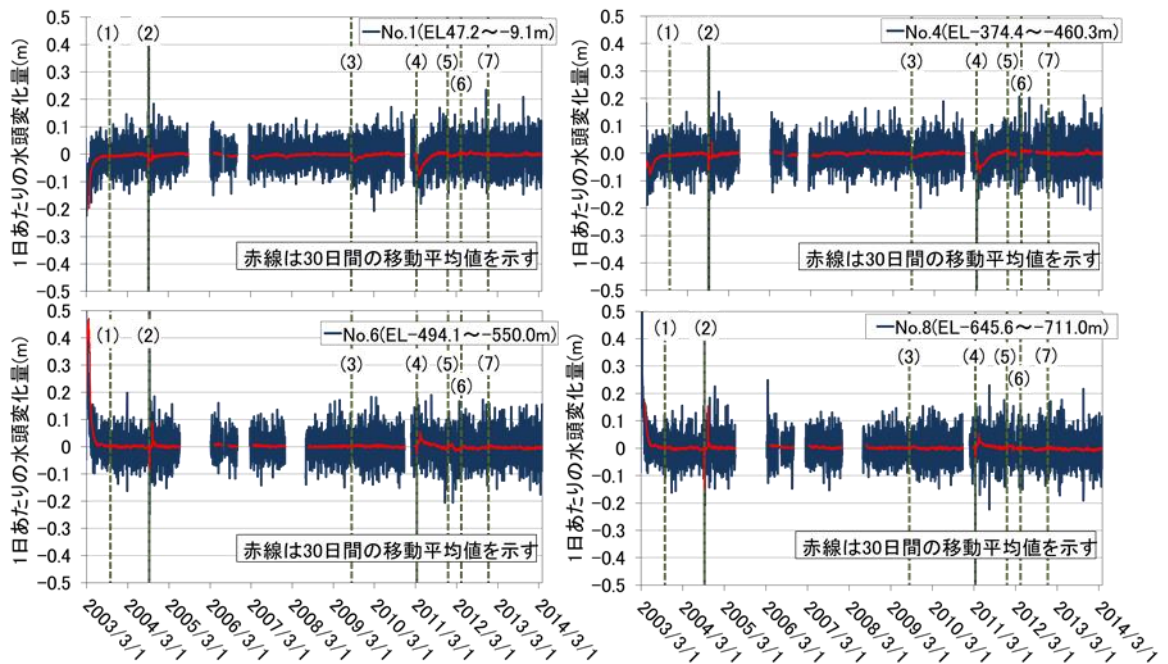


Fig. 9 Daily change of total head in MIU-3.

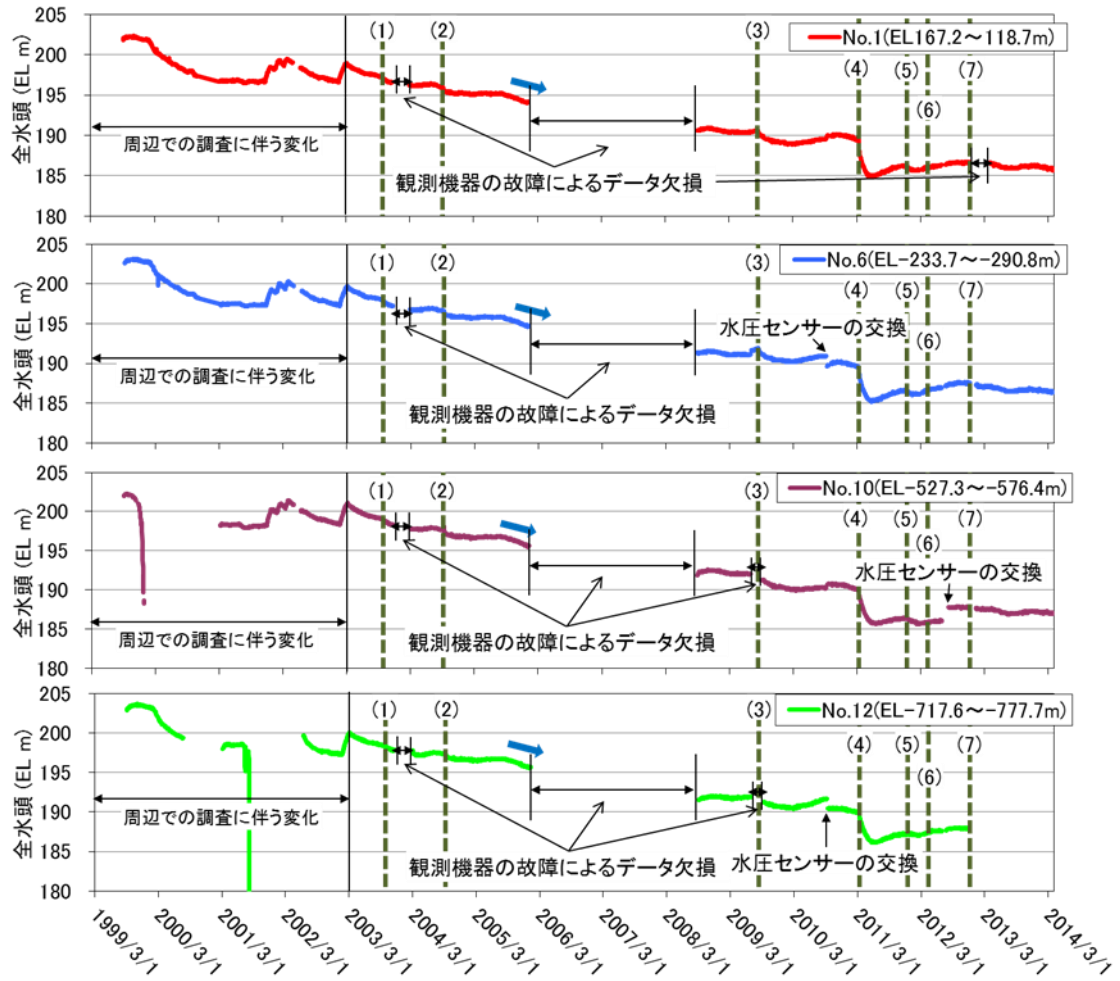


Fig. 10 Monitoring results in AN-1.

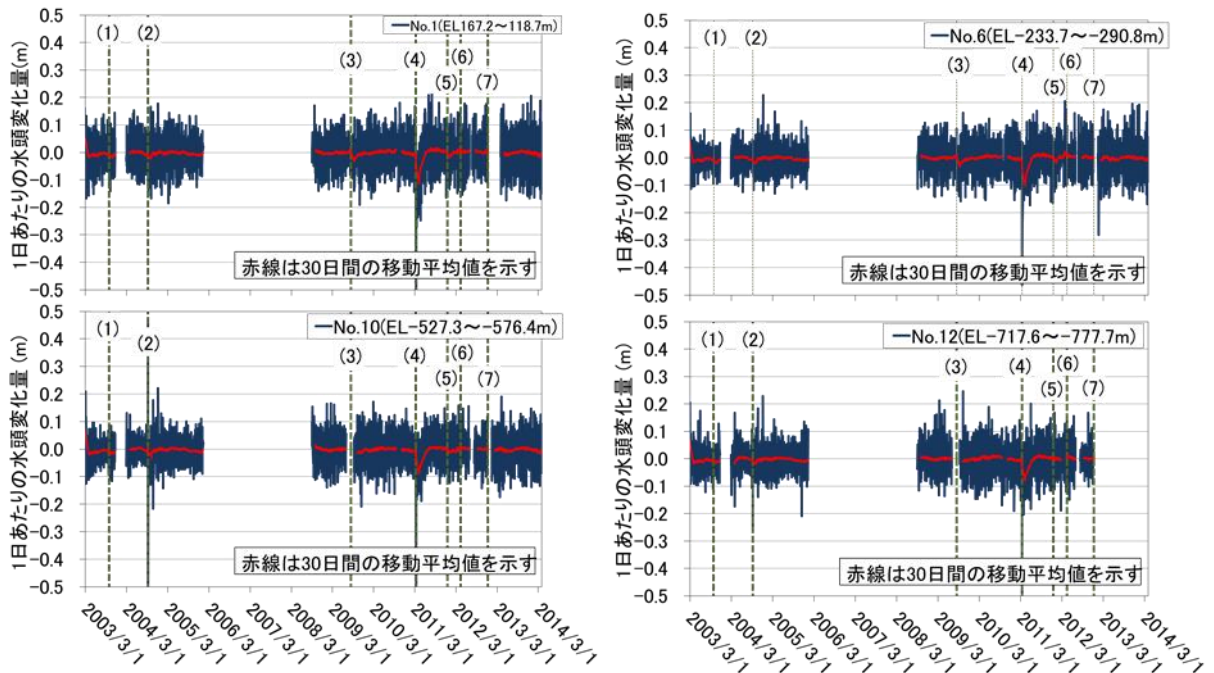


Fig. 11 Daily change of total head in AN-1.



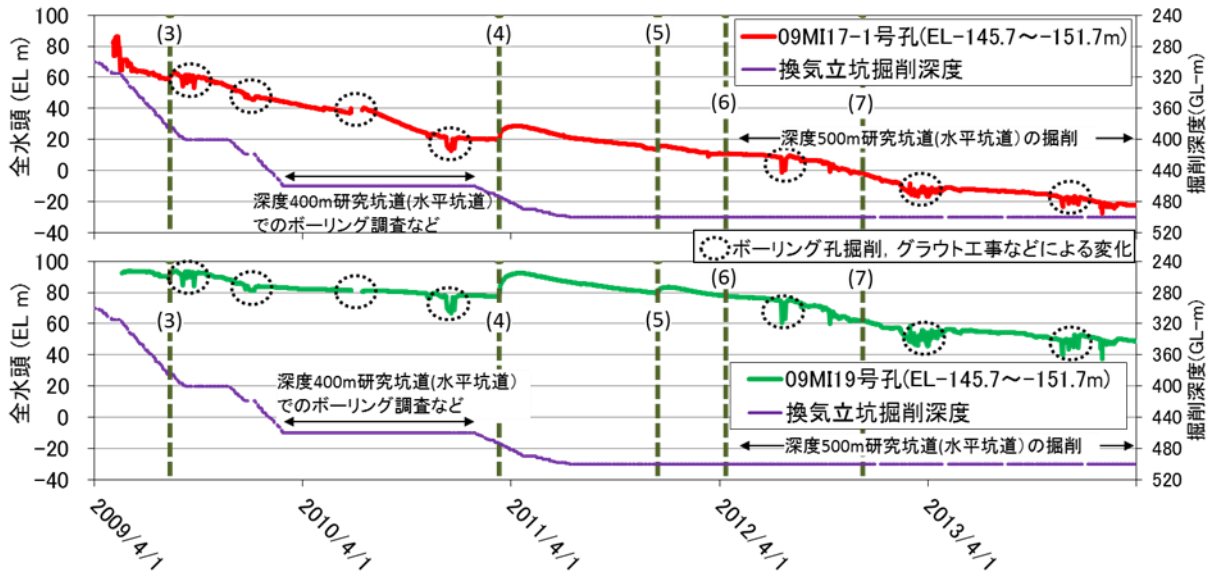


Fig. 12 Monitoring results in 09MI17-1 and 09MI19.

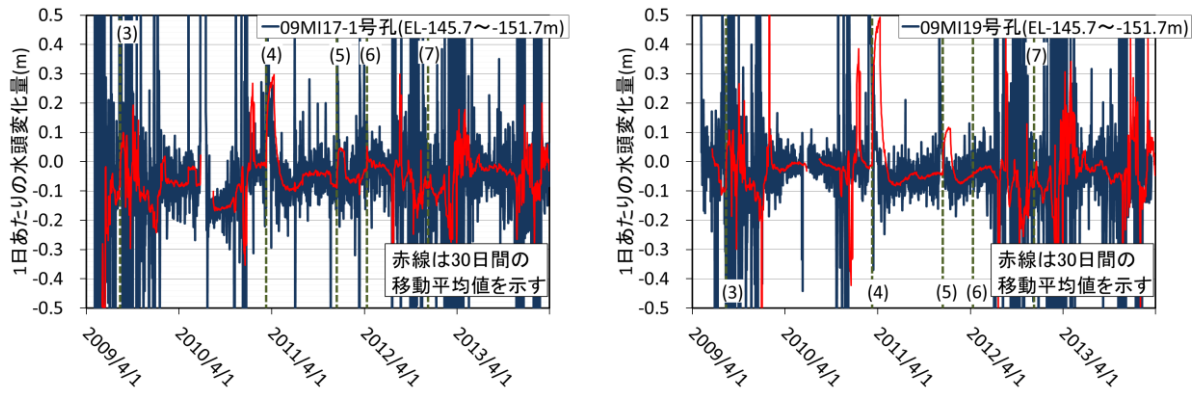


Fig. 13 Daily change of total head in 09MI17-1 and 09MI19.

## 5 地震に伴う地下水圧・動水勾配の変化

地震に伴う地下水圧の変化は、地震ごと、観測孔ごとに異なるものの、変化の傾向には類似点や共通点が確認できる。ここでは、地下水流動特性の長期安定性の観点から、地震に伴う地下水圧、動水勾配の変化の特徴を整理する。

### 5.1 地震後の地下水圧の変化

地震に伴う地下水圧の変化は観測区間ごとに異なるものの、同一観測区間では、どの地震においても地下水圧の上昇または低下のどちらか一方の変化を示した。また、これらの変化は地震発生後、数週間から数ヶ月後に変化のピークへ達し、その後、地震前の地下水圧へと回復に向かう傾向を示した。このような変化は人為的な地下水圧の大きな擾乱が生じているMIU研究坑道周辺でも確認されたが、一部では地下水圧の変化は必ずしも地震前の状態へと回復し安定するとは限らず、地震に伴う地下水圧の低下が生じる区間では地震前より低い地下水圧、地震に伴う地下水圧の上昇が生じる区間では地震前より高い地下水圧で安定する傾向が見られる。一例として、Fig. 14にDH-9号孔で観測された駿河湾の地震(3)後の地下水圧の変化を示す。

Fig. 8に示すMIU-3号孔の観測結果に着目すると、月吉断

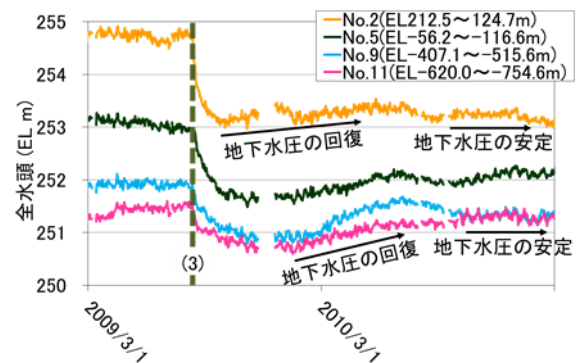


Fig. 14 Recovery of groundwater pressure after Suruga Bay earthquake in DH-9.

層近傍では、断層を境に北側領域で地下水圧の上昇、南側領域で地下水圧の低下と変化の傾向が異なる。この結果は、地震後も月吉断層が相対的な低透水性を維持していることを示すと共に、月吉断層を境として地下水流動の上流側と下流側で地震に伴う地下水圧の変化傾向が異なる可能性を示している。一方で、同じ月吉断層北側でも、DH-9号孔では地下水圧が低下していることから、断層北側領域における地震後の地下水圧の上昇は月吉断層のごく近傍のみで生じている可能性も考えられる。

## 5.2 動水勾配の変化

地震ごとに見た場合、各観測孔の地下水圧は地震直後に低下あるいは上昇し、その後、地震前の状態へ回復しようとする傾向を示す。しかし、これらの地下水圧の変化に要する時間は観測孔ごとに異なるため、地震に伴う地下水圧の変化が複数回繰り返されることで、長期的には地下水圧の変化が累積し、その結果、地下水の流速などの地下水流動特性が変化する可能性が考えられる。そこで、ここでは地震に伴う地下水圧の変化を地下水流動の駆動元となる動水勾配の変化として整理する。

広域的な地下流動における真の動水勾配は、地下水面分布の最大勾配であり、2本の観測孔間から算出される全水頭の勾配は見掛けの動水勾配となる。本稿で対象とする観測孔は大局的な地下水流動方向に沿って配置されており、全水頭の最大勾配方向とおおむね一致していると考えられるため、観測孔間の見掛けの動水勾配は真の動水勾配と大きく異ならないと考えられる。したがって、以降では観測孔間の見掛けの動水勾配を“動水勾配”と呼ぶこととする。

月吉断層北側については、おおむね同一の標高となるDH-9号孔 No.9 区間(区間中心深度 EL-461.3m)とMIU-3号孔 No.6 区間(区間中心深度 EL-522.1m)、DH-9号孔 No.11 区間(区間中心深度 EL-687.3m)とMIU-3号孔 No.8 区間(区間中心深度 EL-678.3m)の観測結果から動水勾配を算定した(Fig. 15, Fig. 16)。なお、2003年3月以前はMIU-3号孔周辺でのボーリング孔の調査による地下水圧の変化が大きい(Fig. 8)。よって、動水勾配の算定は、MIU-3号孔周辺でのボーリング孔調査による地下水圧の変化が小さくなる2003年3月以降の観測結果を対象とした。

両孔間の動水勾配は、継続的に低下する傾向を示している。両孔では、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)、2011年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)で明瞭な地下水圧の変化が確認されており、これらの地震後には動水勾配が小さくなっている。また、MIU-3号孔では明瞭な地下水圧の変化が確認されなかった2003年十勝沖地震(1)後についても、同様の動水勾配の変化が確認された。DH-9号孔で確認された2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)後の地下水圧は地震前よりわずかに低い地下水圧、MIU-3号孔で確認された紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)後の地下水圧は地震前よりわずかに高い地下水圧で安定する傾向を示すものの、各地震後の動水勾配の変化としてみた場合は、2003年6月から2005年5月までの観測結果の外挿から推定される動水勾配(Fig. 15, Fig. 16の赤色破線)へおおむね収束している。一方、2011年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)後の動水勾配は地震直後に低下し、その後地震前の動水勾配へと上昇する傾向が確認できるものの、2003年6月から2005年5月までの観測結果の外挿から推定される動水勾配(Fig. 15, Fig. 16の赤色破線)の減少傾向とは異なり、動水勾配の上昇傾向が継続している。

月吉断層南側については、おおむね同一標高となる観測区間が設定されていないことから、参考として、区間中心深度が最も近いMIU-3号孔 No.1 区間(区間中心深度 EL19.0m)とAN-1号孔 No.1 区間(区間中間深度 EL142.9m)

の観測結果から動水勾配を算定した(Fig. 17)。なお、2003年3月以前は両孔周辺でのボーリング孔の調査による地下水圧の変化が大きい(Fig. 8, Fig. 10)。よって動水勾配の算定は、両孔周辺でのボーリング孔調査による地下水圧の変化が小さくなる2003年3月以降の観測結果を対象とした。

2003年3月以降の両孔の動水勾配は、継続的に低下する傾向を示している。両孔では、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)、2011年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)で地下水圧の変化が確認されている。これら地震後の動水勾配は一時的に大きくなっているものの、時間経過と共に地震前の動水勾配へと回復する傾向を示す。また、MIU-3号孔では明瞭な地下水圧の変化が確認されなかった2003年十勝沖地震(1)後についても、同様の動水勾配の変化が確認された。これらの地震後の地下水圧は地震前よりも低い地下水圧に安定する傾向がみられるものの、動水勾配の変化として見た場合には、長期的には2003年4月から2005年8月までの観測結果の外挿から推定される動水勾配(Fig. 17の赤色破線)へと収束する傾向が見られる。前述の通り、月吉断層南側の領域ではMIU計画における研究坑道掘削に伴う地下水圧の変化も生じているため、ここで確認された動水勾配の変化は、地震に伴う変化以外の要因も含んでいるものの、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)で見られる動水勾配の変化の傾向は、月吉断層北側での動水勾配の変化の傾向と整合的である。また、2011年東北地方太平洋沖地震(4)および岐阜県美濃東部の地震(5)後についても、動水勾配は2003年4月から2005年8月までの観測結果の外挿から推定される動水勾配(Fig. 17の赤色破線)に収束する傾向を示している。

MIU研究所用地周辺については、換気立坑近傍に位置する09MI17-1号孔と09MI19号孔から動水勾配を算定した(Fig. 18)。両孔は、共に同一標高(EL-148.7m)に観測区間が設定されている。研究所用地周辺では研究坑道掘削に伴い研究坑道に向かう人為的な地下水流動が生じており、研究坑道に近づくほど大きな地下水圧の低下が生じていることから、研究坑道から離れた位置にあり地下水圧の高い09MI19号孔を上流側、研究坑道に近く地下水圧の低い09MI17-1号孔を下流側とした。両孔では立坑掘削や深度400m水平坑道でのボーリング調査に伴う湧水の影響等による地下水圧の変化が生じており[25,26]、とくに換気立坑に近い19MI17-1号孔での地下水圧の低下が顕著である(Fig. 12)。この結果、両孔間では2011年1月頃まで継続的な動水勾配の上昇が生じている。また、両立坑が深度500mに達し2011年4月以降については、地下水圧は両孔とも低下しているものの(Fig. 12)、動水勾配は比較的安定する傾向を示す(Fig. 18)。2011年4月から2012年3月までの期間は換気立坑周辺での坑道掘削等の作業が少なく立坑掘削の進捗に伴う09MI17-1号孔の地下水圧の変化が小さかったため(Fig. 12)、動水勾配が安定する傾向を示したと考えられる[26]。

駿河湾の地震(3)の前後は立坑掘削や深度400m水平坑道でのボーリング調査に伴う水圧変化が生じているため、同地震に伴う動水勾配の変化を特定することは難しい。2011年東北地方太平洋沖地震(4)では、地震発生から6ヶ月程度の間、動水勾配が上昇し、その後、緩やかに低下、安定す

地震に伴う地下水圧の変化が地下水流動特性に与える影響  
 —東濃地域における事例—

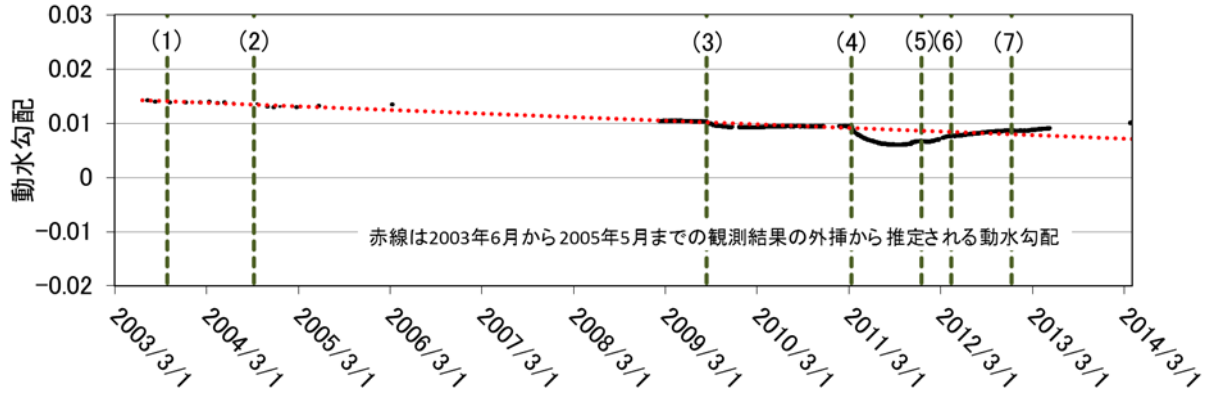


Fig. 15 Hydraulic gradient between DH-9 No.9 and MIU-3 No.6.

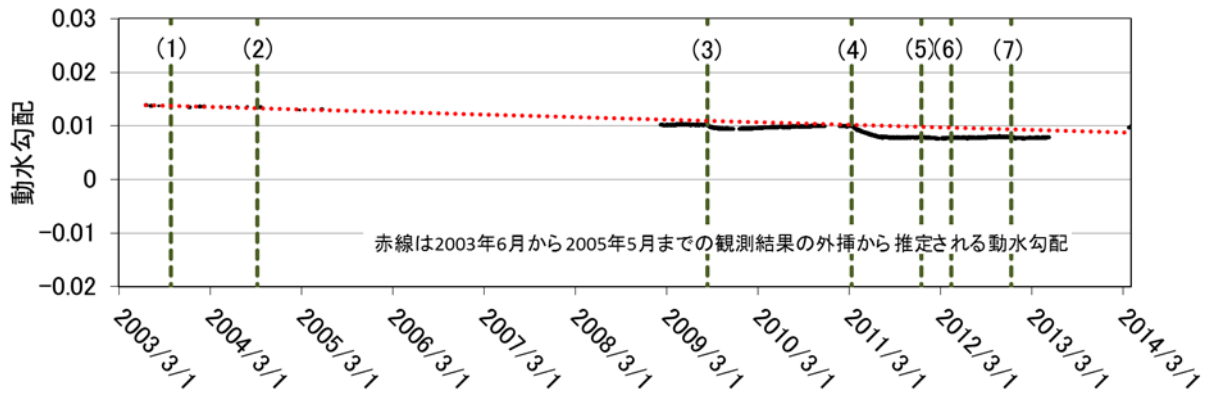


Fig. 16 Hydraulic gradient between DH-9 No.11 and MIU-3 No.8.

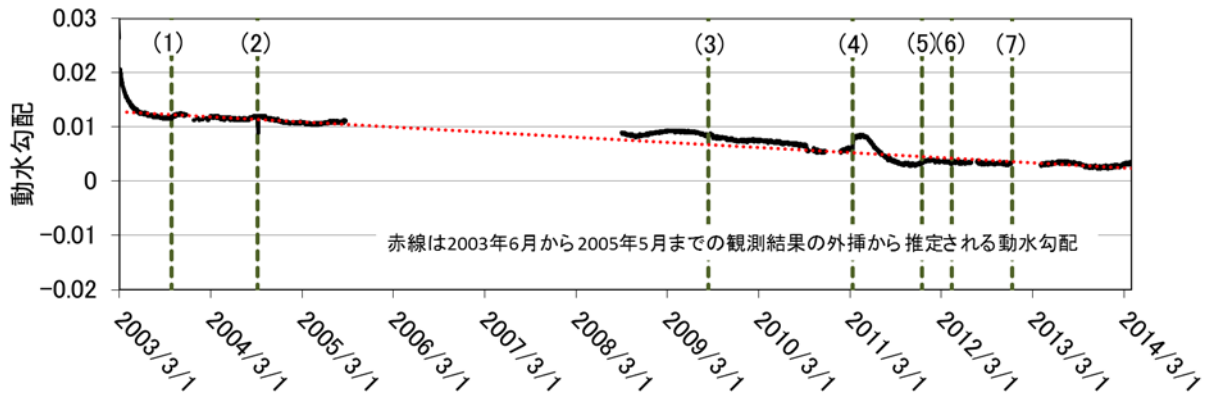


Fig. 17 Hydraulic gradient between MIU-3 No.1 and AN-1 No.1.

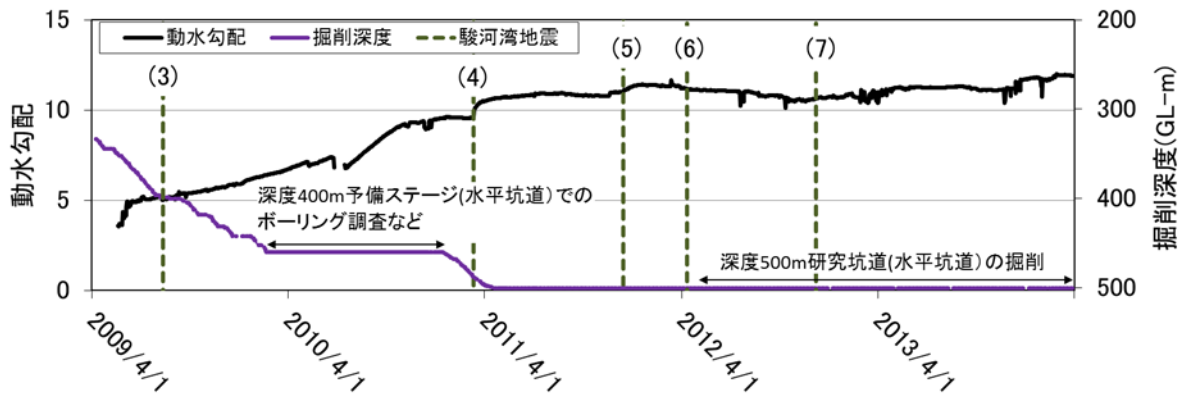


Fig. 18 Hydraulic gradient between 09MI19 and 09MI17-1.

る傾向にある。また、岐阜県美濃東部の地震(5)では地震発生から約2ヶ月の間、動水勾配が上昇し、その後、緩やかな低下、安定する傾向が確認された。なお、2012年4月以降の変化については、深度500mでの研究坑道掘削、坑道内でのボーリング孔掘削、グラウト工事などの影響によって動水勾配の変化が生じていると考えられる。

### 5.3 研究坑道への湧水量と研究坑道周辺の動水勾配

研究坑道掘削に伴う湧水量についても地震に伴う変化が観測された。Fig. 19に09MI19号孔-09MI17-1号間の動水勾配と両孔の近傍に位置する換気立坑の湧水量を示す。なお、駿河湾の地震(3)については、地震に伴う水圧変化が確認されているものの、その前後において人為的な水圧変化も生じていることから、ここでは地震前後における人為的な地下水圧、動水勾配の変化が小さい2011年東北地方太平洋沖地震(4)、岐阜県美濃東部の地震(5)を対象とする。

2011年東北地方太平洋沖地震(4)の前の2011年2月9日から2011年3月10日までの30日間の湧水量の平均値は296.4m<sup>3</sup>/日、動水勾配の平均値が9.6で、おおむね安定していた。

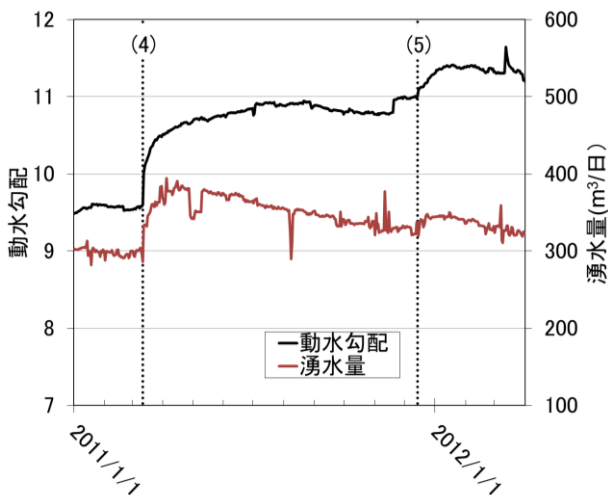


Fig. 19 Inflow rate into the ventilation shaft and hydraulic gradient between 09MI19 and 09MI17-1.

2011年東北地方太平洋沖地震(4)の発生により、湧水量、動水勾配は共に増加し、2011年3月11日から2011年4月9日までの30日間の湧水量の平均値は359.0 m<sup>3</sup>/日 (2011年東北地方太平洋沖地震(4)前の約1.21倍)、動水勾配の平均値は10.4 (同1.08倍)、湧水量の増加のピークを迎える2011年5月1日から2011年5月30日までの30日間の湧水量の平均値は375.8 m<sup>3</sup>/日 (同1.27倍)、動水勾配の平均値は10.7 (同1.11倍)であった。動水勾配の増加のピークを迎える2011年8月1日から2011年8月30日までの30日間の湧水量の平均値は351.5m<sup>3</sup>/日 (同1.19倍)、動水勾配の平均値は10.9 (同1.14倍)、動水勾配の低下傾向となる2011年10月1日から2011年10月30日の30日間の湧水量の平均値は336.5 m<sup>3</sup>/日 (同1.14倍)、動水勾配の平均値は10.8 (同1.13倍)であった。また、岐阜県美濃東部の地震(5)の直前の2011年11月14日から2011年12月13日までの30日間の湧水量の平均値は329.1m<sup>3</sup>/日 (同1.11倍)、動水勾配の平均値は10.9 (同1.14倍)であ

った。

2011年東北地方太平洋沖地震(4)における換気立坑の湧水量と換気立坑近傍の動水勾配の変化は、地震発生直後から湧水量のピークおよび動水勾配ピークまでの間では地震前に対する湧水量の増加率が動水勾配の増加率より大きく、動水勾配の増加のピークから減少にかけての期間では、湧水量と動水勾配の増加率がおおむね整合的な変化をしていることが確認できる。

岐阜県美濃東部の地震(5)についても、湧水量、動水勾配共に増加しており、2011年12月14日から2012年1月12日までの30日間の湧水量の平均値は342.1 m<sup>3</sup>/日、動水勾配の平均値は11.3であり、岐阜県美濃東部の地震(5)の前に比べ、湧水量、動水勾配とも1.04倍に増加した。また、湧水量が減少に転じた2012年3月31日時点の湧水量は323.0m<sup>3</sup>/日、動水勾配は11.21であり、それぞれ、岐阜県美濃東部の地震(5)直前の0.98倍および1.03倍であった。湧水量は岐阜県美濃東部の地震(5)前よりも減少傾向にあるものの、動水勾配の増加率は岐阜県美濃東部の地震(5)前よりも増加した状態であった。

## 6 考察

本稿で検討対象とした観測孔の地震に伴う地下水圧変化の傾向や変化量は、地震ごと、観測区間ごとに異なる傾向を示し、2011年東北地方太平洋沖地震では数mの地下水圧の変化が確認された。また、研究所用地および周辺の観測孔では10mを超える地下水圧の変化が確認されており、地震に伴う地下水圧の変化は、自然現象による地下水圧の変動としては大きな変化といえる。ここでは、地震に伴う広域の地下水圧の変化が地下水流動特性の長期的な変化に与える影響について考察を行う。

本研究の対象領域内に位置する東濃鉦山周辺などで観測された複数の地震で生じた地下水圧の変化について、King C.-Y. et.al[36]やAsai[37]は、地震に伴う地下水圧の変化は低透水性断層や断層周辺部の割れ目帯などでの透水性の一時的な増加によって生じ、この透水性の変化が地震前の状態に戻るにより、地下水圧も地震前の状態へと回復すると論じており、地震に伴う低透水性断層の透水性の変化を指摘している。本研究で観測された2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)における月吉断層近傍での地下水圧は、大局的な地下水流動の上流側での地下水圧の上昇と下流側での地下水圧の低下を示していることから(Fig. 8)、地震に伴う月吉断層の透水性の低下を示唆しており、King C.-Y. et.al[36]やAsai[37]の結果とは異なるように見える。しかしながら、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)の発生時期を含む2003年3月から2011年2月までの期間の地下水圧の変化を大局的な地下水流動方向の動水勾配として整理すると、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)に伴い変化した動水勾配は、地震後、数ヶ月から1年程度で地震前の動水勾配の変化傾向へと回復している (Fig. 15, Fig. 16, Fig. 17)。このことから、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)については、King C.-Y. et.al[36]

やAsai[37]が指摘する透水性の増加や本研究の観測結果が示唆する月吉断層の透水性の低下は比較的短期間で回復し、地下水流動特性の長期的な変化に大きな影響を与えないと解釈することができる。

2011年東北地方太平洋沖地震(4)での地下水圧の変化は、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)での地下水圧の変化とおおむね同様の傾向にあり、地震直後の地下水圧の上昇または低下とその後の回復傾向を示す。一方、動水勾配については、約9ヵ月後に発生した岐阜県美濃東部の地震(5)での動水勾配の変化も含め、地震前の状態へと回復していない。

2011年東北地方太平洋沖地震(4)での研究坑道への湧水量の変化を見ると、地震発生直後から湧水量の増加のピークまでの期間は湧水量の増加率が動水勾配の増加率を上回っている。換気立坑への湧水量が周辺岩盤の透水性(透水係数)と動水勾配の積に比例すると考えると、この期間は岩盤の透水性の変化(増加)と動水勾配の変化が同時に生じていた可能性が考えられる。湧水量のピーク以降(2011年10月1日～2011年12月13日)については湧水量の増加率が減少し動水勾配の増加率とおおむね等しくなるような変化を示すことから、この期間については、地震に伴い一時的に増加した岩盤の透水性が地震前の状態へと回復しつつあると考えられる。また、湧水量の増加のピークから減少にかけての期間については、湧水量と動水勾配の増加率はおおむね整合しており、2011年10月1日～2011年12月13日の期間の湧水量は動水勾配に支配されて変化していると解釈できる。したがって、この期間の岩盤の透水性は地震前と同等程度まで回復したと考えられ、King C.-Y. et al[36]やAsai[37]と同様に地震に伴う岩盤の透水性の一時的な増加とその後の回復が生じたと解釈することが可能である。また、揚水量と動水勾配との関係から、2011年東北地方太平洋沖地震(4)では、岩盤の透水性の増加は湧水量の増加のピークに達する地震後約2ヶ月程度であり、その後の短期間で地震前の透水性に回復していると推測される。一方で、動水勾配は、2011年東北地方太平洋沖地震(4)発生前の動水勾配へと回復しておらず、地震前とは異なる状況であった。このことから、動水勾配の変化は、透水性の変化よりも長期間にわたって生じるものと考えられる。

岐阜県美濃東部の地震(5)については、地下水圧の変化は他の地震と同様の傾向を示すものの、動水勾配については2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)後の変化とは異なる傾向を示している。湧水量と動水勾配の増加率の関係を整理すると、地震直後(2011年12月14日～2012年1月12日)の両者の増加率はおおむね整合的であり、この期間の湧水量の増加は動水勾配の変化によって生じたと解釈できる。しかし、地震から3ヵ月半後(2012年3月31日)時点では、湧水量は地震前より減少しているにもかかわらず動水勾配は地震前よりも大きい状態にあることから、この間の湧水量の変化は岩盤の透水性の低下によって生じている可能性が考えられる。

## 7 まとめと今後の課題

地下水流動の観点から累積的・広域的な変化を引き起こす可能性のある現象の1つである地震に伴う地下水圧の変化について、東濃地域での観測事例を整理し、地震後の地下水圧の変化が大局的な地下水流動特性に与える影響について考察を行った。その結果、2003年十勝沖地震(1)、紀伊半島沖の地震(2)、駿河湾の地震(3)においては、既往の研究[36,37]で指摘されるような岩盤の透水性の一時的な変化が生じていたとしても、長期的な地下水流動特性の変化に与える影響は小さいと考えられた。このことは、対象領域から数百 km 以上離れた(地下水圧の観測地域から十分離れた)地域で発生する M6～M8 クラスの地震に伴う地下水流動特性の変化は、降水に伴う地下水位の変化や地球潮汐による地下水圧の変化と同様に、地下水圧の短期的な変化の1つであり、長期的には大きな影響を与える要因では無いと評価できる可能性がある。

一方で、2011年東北地方太平洋沖地震(4)のような M9 クラスの超巨大地震や岐阜県美濃東部の地震(5)のような M5 以下クラスであっても近傍で発生した地震については、地下水圧の観測地域から十分離れた地域で発生する M6～M8 クラスの地震とは異なり、地下水流動特性に対してより長期的な影響を与える可能性がある。また、これらの地震に伴う地下水圧や動水勾配の変化は岩盤の透水性の変化以外の要因で生じる可能性も考えられる。したがって、より長期間の地下水圧、動水勾配の変化を確認するための観測と研究を継続する必要がある。

地震に伴う地下水流動特性、とくに地下水の流速や地下空洞への湧水量の変化を評価するためには、単一観測孔での地下水圧の変化のみならず、岩盤の透水性の変化や大局的な地下水流動方向に沿った動水勾配の変化についても着目することが重要であると考えられる。また、透水性の変化以外の要因と地下水圧の変化との関連についても検討を進めることは、地震に伴う地下水流動特性の変化についての理解を深める上で重要であると考えられる。

2011年東北地方太平洋沖地震(4)以降、超巨大地震に対するさまざまな影響に対する注目が高まっている。今後、発生が想定されている東海・東南海地震などの南海トラフ沿いの海溝型地震では、研究所用地周辺で震度6程度の揺れが予想されており、研究所用地および周辺は、超巨大地震の影響を直接的に受ける可能性の高い領域に位置すると考えられる。本稿で紹介した地下水圧の観測の継続は、超巨大地震における地下施設や地質環境への影響を明らかにするための希少な地下深部の情報を提供できるものとする。

## 謝辞

本稿をまとめるにあたり、西日本技術開発(株)狩野智之氏には多大なご協力を頂きました。ここに感謝いたします。また、匿名の査読者の方々に頂いた数多くの貴重なご指摘、ご意見により、本研究に関する議論を深めると共に、本稿を大幅に改善することができました。この場をかりて厚く

お礼申し上げます。

## 参考文献

- [1] Manga, M. and Wang, C.-Y. : Earthquake hydrology, In Schubert, G. Editor in Chief, *Treatise on Geophysics, Vol.4, Earthquake Seismology, Section 10*, Elsevier, pp.293-320(2007).
- [2] 小泉尚嗣 : 地震時および地震後の地下水圧変化. 地学雑誌, 122(1), pp.159-169(2013).
- [3] 北川有一, 小泉尚嗣 : 東北太平洋沖地震 (M9.0) 後 1 日間での地下水位・地下水圧・自噴量変化. 活断層・古地震研究報告, No.11, pp.309-318(2011).
- [4] 日本原子力研究開発機構 : 超深地層研究所地層科学研究基本計画. JAEA-Review 2010-016, 日本原子力研究開発機構(2010).
- [5] 三枝博光, 松井裕哉, 濱克宏ほか : 超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方; 深度 500m までの調査研究計画. JAEA-Review 2011-022, 日本原子力研究開発機構(2011).
- [6] 濱克宏, 見掛信一郎, 西尾和久ほか : 超深地層研究所計画 年度計画書 (2013 年度) . JAEA-Review 2013-044, 日本原子力研究開発機構(2013).
- [7] 岩月輝希, 太田久仁雄, 竹内真司ほか: 広域地下水流動研究 年度報告書 (平成 16 年度) . JNC TN 7400 2005-013, 核燃料サイクル開発機構(2005).
- [8] 露口耕治, 尾上博則, 丹羽正和, 竹内竜史, 狩野智之: 東濃地域における東北地方太平洋沖地震後の地下水圧の変化. 日本地下水学会 2012 年春季講演会講演要旨, 千葉, 平成 24 年 5 月 26 日, pp.214-219(2012).
- [9] Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H. et.al : Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (internet), Volume13, Issue5, Q05020\_1-Q05020\_15*, American Geophysical Union (2011).
- [10] 糸魚川淳二 : 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化石博物館専報. No.1, pp.1-50(1980).
- [11] 西本昌司, 鵜飼恵美, 天野健治, 吉田英一 : 地下深部花崗岩の変遷プロセス解析—土岐花崗岩を例にして—. 応用地質, 第 49 巻, 第 2 号, pp.94-105(2008).
- [12] 竹内真司, 下茂道人, 西嶋望, 後藤和幸: 1000m ボーリング孔を用いた圧力干渉試験による断層近傍の透水性評価. 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 平成 13 年, pp.296-300(2001).
- [13] 竹内真司, 下茂道人, 山本肇, 文村賢一 : 1,000m 級ボーリング孔を用いた長期揚水試験. 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 平成 15 年, pp.173-178(2003).
- [14] 升元一彦, 向井圭, 竹内真司: 花崗岩地域における大深度長期間隙水圧モニタリング. 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 平成 16 年, pp.277-282(2004).
- [15] 三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦ほか : 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階 (第 1 段階) 研究成果報告書. JAEA-Research 2007-043, 日本原子力研究開発機構, pp.108-115(2007).
- [16] 尾上博則, 三枝博光, 大山卓也, 遠藤令誕: 繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの水理地質構造のモデル化・地下水流動解析 (ステップ 4) . JAEA-Research 2007-034, 日本原子力研究開発機構 (2007).
- [17] 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志ほか : 超深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデルの構築—第 2 段階における Shaft460 および Shaft500 地質構造モデルへの更新—. JAEA-Research 2013-019, 日本原子力研究開発機構(2013).
- [18] 稲葉薫, 三枝博光 : 深部地下水流動系を抽出するための後背地形の影響を考慮した広域地下水流動解析. 地下水学会誌, 第 47 巻, 第 1 号, pp.81-95(2005).
- [19] 毛屋博道, 竹内竜史 : 広域地下水流動研究における地下水の間隙水圧長期モニタリング (2005 年度~2008 年度) データ集. JAEA-Data/Code 2009-031, 日本原子力研究開発機構(2010).
- [20] 狩野智之, 毛屋博道, 竹内竜史 : 広域地下水流動研究における地下水の水圧長期モニタリング (2009 年度) . JAEA-Data/Code 2011-001, 日本原子力研究開発機構(2011).
- [21] 狩野智之, 竹内竜史 : 広域地下水流動研究における地下水の水圧長期モニタリング (2010 年度) . JAEA-Data/Code 2012-001, 日本原子力研究開発機構 (2012).
- [22] 狩野智之, 竹内竜史 : 広域地下水流動研究における地下水の水圧長期モニタリング (2011 年度) . JAEA-Data/Code 2013-005, 日本原子力研究開発機構 (2013).
- [23] 別府伸治, 狩野智之, 竹内竜史 : 広域地下水流動研究における地下水の水圧長期モニタリング (2012 年度) . JAEA-Data/Code 2013-012, 日本原子力研究開発機構(2013).
- [24] 毛屋博道, 竹内竜史 : 超深地層研究所計画における地下水の間隙水圧長期モニタリング (2005 年度~2008 年度) データ集. JAEA-Data/Code 2009-030, 日本原子力研究開発機構(2010).
- [25] 狩野智之, 毛屋博道, 竹内竜史 : 超深地層研究所計画における地下水の水圧長期モニタリング (2009 年度) . JAEA-Data/Code 2011-002, 日本原子力研究開発機構(2011).
- [26] 狩野智之, 竹内竜史 : 超深地層研究所計画における地下水の水圧長期モニタリング (2010 年度) . JAEA-Data/Code 2012-002, 日本原子力研究開発機構 (2012).
- [27] 狩野智之, 竹内竜史 : 超深地層研究所計画における地下水の水圧長期モニタリング (2011 年度) . JAEA-Data/Code 2013-007, 日本原子力研究開発機構 (2013).

- [28] 別府伸治, 狩野智之, 竹内竜史 : 超深地層研究所計画における地下水の水圧長期モニタリング (2012 年度) . JAEA-Data/Code 2013-023, 日本原子力研究開発機構(2013).
- [29] 気象庁・地震予知情報課 : 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の活動概要. 第 71 巻, pp.84-95(2004).
- [30] 気象庁・地震予知情報課 : 2004 年 9 月 5 日紀伊半島沖・東海道沖の地震の活動概要. 第 73 巻, pp.483-491(2005).
- [31] 気象庁・地震予知情報課 : 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震 (M6.5) について, 地震予知連絡会会報. 第 83 巻, pp.1-4(2010).
- [32] 気象庁・地震予知情報課, 気象庁気象研究所: 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震について. 第 86 巻, pp.66-70(2011).
- [33] 気象庁 : 関東・中部地方とその周辺の地震活動 (2011 年 11 月～2012 年 4 月) . 第 88 巻, pp.158-189(2012).
- [34] 国土交通省気象庁 : 海外の地震の解析結果, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/world/index.html>. (2014.9.30 閲覧)
- [35] 気象庁仙台管区气象台 : 東北地方とその周辺の地震活動 (2012 年 11 月～2013 年 4 月) . 第 90 巻, pp.76-103(2013).
- [36] King C.-Y., Azuma, S., Igarashi, G., Ohno, M. et.al. : Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, No.B6, pp.13,073-13,082(1999).
- [37] Asai, Y. : Study on the Mechanism of Co-seismic Groundwater Level Changes, Ph.D dissertation, Graduate School of Science, Hokkaido University(2006).

