山崎断層沿いの産業技術総合研究所安富観測点で 観測された顕著な地殻歪変化

産業技術総合研究所地質調査総合センター* 北川 有一・小泉 尚嗣・大谷 竜
京都大学防災研究所地震予知研究センター** 渡辺 邦彦・板場 智史

Remarkable Crustal Strain Change Observed at the Yasutomi Station of AIST near the Yamasaki Fault

Yuuichi KITAGAWA, Naoji KOIZUMI and Ryu OHTANI

Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology,
Site C7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

Kunihiko WATANABE and Satoshi ITABA

Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute,
Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan

(Received June 9, 2003; Accepted October 2, 2003)

At the Yasutomi station of AIST located near the Yamasaki fault, a crustal strain field has been measured by a borehole strainmeter. Although the crustal strain rates were almost constant for the period before around April 2002, a conspicuous compressive strain change was observed for the period from June to around September 2002. The corresponding changes were too small to be detected from groundwater pressures and GPS measurement at the Yasutomi station of AIST, and extensometers at the Yasutomi and Osawa stations of Kyoto University. Moreover, the phenomenon was not detected at GPS stations of GEONET around the Yasutomi station, either. These observations indicate that the phenomenon was limited to be local and caused by a small source. Since it was not accompanied by earthquakes, it was possibly caused by unstable and aseismic slip occurring on the Yasutomi fault, which is a part of the Yamasaki fault system. Supposing that a left-lateral slip with 1 mm on the shallow part of the Yasutomi fault, all observed results can be explained.

Key words: Yamasaki fault, Borehole strain meter, Crustal strain anomaly, Aseismic slip

§1. はじめに

非地震性すべりは、地震発生を促進するような応力集中をもたらす場合や地震発生による応力集中を緩和する場合など、発生場所や時期に応じてさまざまな役割を果たしていると考えられる。断層活動プロセスを理解するには、地震性すべりに加えて、定常あるいは非定常の非地震性すべりの有無とその特徴を明確にすることが必要である。アメリカの San Andreas 断層では非定常非地震性すべり (creep) が知られており、creep meter・地

下水位・dilatometer の記録を用いて研究が行われてきた [例えば, Roeloffs *et al.* (1989), Wesson (1988)]. San Andreas 断層での 1 回の creep イベントはすべり量が数 mm 以下、継続時間が数日以下のものが数多く知られている。日本では、近年の GPS 連続観測の発展に伴い、プレート境界付近の断層での非地震性すべりについての研究例が増え [例えば, Ozawa *et al.* (2002)], 地殻下部で起きていると考えられるゆっくりすべりを検出する試みも多数行われている。一方、内陸活断層では、従来、日本の内陸活断層では非地震性すべりはないと思われていた [松田 (1969)] し、非地震性すべりの検出例はあまりない。多田 (1998) は辺長測量データから跡津

* 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 つくば中央第 7 事業所

** 〒611-0011 宇治市五ヶ庄

川断層中央部で1-1.5 mm/年の creep が発生している可能性を示した。伊藤・桑原 (1999) は跡津川断層沿いのボアホール歪計の記録からすべり量 0.5 mm 程度の creep イベントを検出した可能性を示している。平原・他 (2003) もまた跡津川断層付近での GPS 稠密観測により一部の領域で 1.5 mm/年の変位速度をもつ creep 現象が起きている可能性を示唆している。

産業技術総合研究所では、活断層の歪・応力蓄積過程、地震活動、地下水変化との相互関係を研究する目的で、活断層の近くに観測点を設置し、ボアホール3成分歪計・地下水・GPS など多項目の観測を行っている [佃・他 (2000)]。山崎断層系安富断層には安富観測点 (以下 YST と記述する; 兵庫県粟栗郡安富町) を設置し、石井式ボアホール3成分歪計による地殻歪測定、地下水压測定、GPS 測定を1998年から継続している [Koizumi *et al.* (2000)]。これまで山崎断層はほとんど creep を起こしていないと考えられてきた [岸本・尾池 (1985)]。ボアホール歪計の記録には、2002年6月頃から急激な縮みが観測され、この変化は非地震性の断層すべり (creep) の一種であると考えられる。今回の非地震性すべりと見られる現象はこれまで知られていなかった山崎断層の活動における一形態を捉えた可能性があり、その特徴を明確にすることは日本の内陸活断層の研究において重要であると考えた。

YST でのボアホール歪計、地下水压測定、GPS 観測、近くにある京都大学防災研究所地震予知研究センターの安富観測点・大沢観測点の伸縮計の記録を用いて現象の

分析を試みた結果を報告する。

§2. 山崎断層近傍における観測

山崎断層系は左横ズレ断層で、その総延長 80 km、変位速度は1000年で0.3 m 程度である [活断層研究会 (1991)]。産業技術総合研究所では、山崎断層系安富断層近傍に YST を設置した (Fig. 1)。安富断層における明瞭な左横ズレ変位帯から見て YST は 200 m 以内に位置すると思われる。YST では、水平距離 10 m 以内に3本の観測井を掘削した (Fig. 2)。3本の観測井の地下水压を測定することに加え、その内の1本では石井式ボアホール3成分歪計により地殻歪場を測定している。また、同点では GPS 観測も行っている。

孔1では、深度 287.8 m 付近に石井式ボアホール3成分歪計を設置し、その少し上の深度 254.1~265.0 m にストレナを設けて地下水压を測定している。孔2と孔3では、同じ深度 (144.1~149.6 m) にストレナを設けて地下水压を測定している。GPS 観測は高さ 5 m のピラー上のアンテナを使用している。観測点のすぐ南側に小さな山があるために視界が遮られ、GPS の観測条件はよくない [大谷・他 (2003)]。

京都大学防災研究所地震予知研究センターの安富観測点は YST から南東に約 500 m のところに位置する (Fig. 1b)。中国自動車道の直下に L 字型に掘削されている観測坑道では (Fig. 3a)、図中 0 で示した固定端と 6 で示した半固定端に対して 12 カ所で伸縮を測定できるようにしている。観測坑道内には 2-3 と 10-11 の間

Fig. 1. Location of observation stations. (a) Solid triangles show the Yasutomi and Osawa observation stations. Open triangles represent the locations of the Sayo and Ichinomiya AMEDAS stations of the Japan Meteorological Agency. OHF: Ohara Fault, HJF: Hijima Fault, YSF: Yasutomi Fault, KRF: Kuresakatoge Fault, BWF: Biwakou Fault, MKF: Miki Fault. (b) Large solid circle indicates the Yasutomi station (YST) of AIST. Small one denotes the Yasutomi station of Kyoto University.

Fig. 2. Layout of the observation wells at YST. (a) Horizontal location of three wells at YST. Three wells are separated within 10 m each other. (b) Schematic cross section of three wells. The open parts indicate strainer.

Fig. 3. Layout of the extensometers at (a) the Yasutomi and (b) Osawa stations of Kyoto University. Numerals denote the fixed ends or the displacement sensors of the extensometers. Some fractured zones are illustrated by shadows.

に顕著な破砕帯が存在するが、1976年から1987年の観測期間内では左横ズレの変位は観測されず、数年程度

の周期で全体が伸縮するような変動が認められた。同観測点は、L字型の観測トンネル全体が安富断層の破砕帯

Fig. 4. Crustal strain variation at YST. From the top, raw data of the 3 component borehole strainmeters, temperature of the borehole strainmeters, calculated strain components, and principal strains for each period indicated by horizontal arrows are shown.

内に位置していると推定されている [Watanabe (1991 a)]. 藤森・他 (1996) の測量結果からも、安富断層は主破砕帯だけで変位しているのではなく、幅広く剪断変位する領域をもっていると考えられている。他方、同センター大沢観測点は山崎断層系土万断層の近くに位置する。観測坑道内で計 5 測線の伸縮を測定して (Fig. 3b), 0-1 の間に顕著な破砕帯が存在する [板場・他 (2001)].

§ 3. 測定結果

3.1 ボアホール歪計

ボアホール歪計による地殻歪の測定結果を Fig. 4 に示す。設置当初と地震時のステップを除くと、2002 年 4 月までは北北東-南南西に伸び、西北西-東南東に縮みの安定した傾向を示していた。これは西日本の広域変形場

(東-西方向に最大短縮歪場) と整合している [国土地理院 (1987)]。2002 年 4 月 10 日頃から傾向に変化が現れ始めた。歪速度は明瞭に小さくなる [北川・他 (2002)]。一方、北北西-南南東に伸び、東北東-西南西に縮みの場に変った。しかしながら、この変化はまだ広域歪場と整合する範囲の変化である。2002 年 6 月 5 日頃からは歪 3 成分ともに大きな縮みを示した。その間の最大短縮軸は北西-南東方向で、定常の傾向とは明らかに違っている。変動量は 6 月前半が最も大きく、8 月中頃以降、N192° E 方向の変化が 2002 年 4 月以前と同じ傾向に戻ったことに代表されるように、2002 年 9 月の段階でおおよそ収束した。

2002 年 6 月 5 日以降の地殻歪変動を正確に知るために、長期トレンド成分と顕著な短期変動成分とを分離する必要があるので、トレンドの推定およびトレンド成分

Fig. 5. Detrended strain variation at YST. Trends for each component of the strainmeter were estimated using from January 2002 to March 2002, and subtracted. Strain components calculated from detrend strain are also shown.

の除去を行った。トレンドの推定には、2002年1月～3月の歪3成分の測定値を直線で近似し、この傾きの分をトレンドであると見なした。そして2002年6月5日以降の歪3成分の測定値からトレンド成分を差し引いた (Fig. 5)。この歪3成分の残差が今回の非定常的な地殻歪変動であると考えられる。この残差は指数関数でよく近似できる形をしている。この歪3成分から主歪解析を行い (主歪解析の起点は2002年6月5日とした)、歪各成分の最終的な変化量を推定した (Table 1)。累積の地殻歪変動成分は全方位が短縮場であり、北北西-南南東に最大短縮軸 (N10-15° W)、東北東-西南西に最小短縮軸 (N75-80° E) であった。

3.2 地下水压

地下水压測定の結果を Fig. 6 に示す。3本の観測井ではいずれも管頭を開放していると自噴してしまうほど地下水压が高いため、どの観測井も管頭を密閉して測定を行っている。以下では圧力変化を水位に換算している。歪計を孔底に設置している孔1は管頭の密閉がうまくできておらず、正しい地下水压を測定できていないため、本報告からは省略した。孔2、孔3では、1999年から地下水压が上昇しているが、これは管頭を密閉した後の圧力上昇である。2000年の保守点検の際に管頭をいったん開放した。2001年からの地下水压上昇は再密閉した後の圧力回復である。なお、上昇の時期が異なる

Table 1. Comparison of observed crustal strain change at YST with that calculated from the slip model shown in Fig.11

	Observation	Model
EW component	-0.24×10^{-6}	-0.23×10^{-6}
NS component	-1.15×10^{-6}	-1.17×10^{-6}
Areal strain	-1.39×10^{-6}	-1.40×10^{-6}
Maximum shear	1.02×10^{-6}	0.97×10^{-6}
Direction	N77° E	N83° E

Direction means the direction of the maximum principal strain.

のは密閉した時期の違いによる。

孔2と孔3のストレナ的位置は同じ深度であり、コアサンプリングの結果から見ても同じ地層の地下水压をモニターしていると思われる。しかしながら、以下に示すように地下水压変動には大きな違いが見られ、水理的なつながりはあまりないと思われる。潮汐応答から求めた歪感度は、 10^{-8} の体積歪あたり孔2が1.3-1.5 cm、孔3が0.4-0.6 cmであった。気圧応答係数は、孔2は0.1-0.6 cycle/dayの範囲では0.3-0.5 cm/hPaで、周期依存性は小さいものの、長周期側で係数が少し小さくなる傾向が見られる。孔3は長周期側で係数が小さくなる傾向がある (0.6 cycle/dayで0.8 cm/hPa, 0.1 cycle/dayで0.5 cm/hPa)。これは、特に孔3側で、帯水層の被圧 (密閉度) が悪いことを示唆する。

孔2の地下水压は、2001年3月の再密閉後、2001年中頃まで急上昇している。その後、2002年5月後半までゆっくりと上昇を続けた後、若干低下傾向にある。孔3の地下水压は2001年11月に密閉された直後に急上昇した。その後は2002年6月中頃まで上昇を続けた後、低下傾向にある。再密閉後は長期間にわたって地下水压が大きな上昇を描いており、また、連続測定の期間が短いため、降雨の影響による年周変動の有無が不明である。それゆえに、現時点では地殻歪による変動と密閉後の地下水压上昇および降雨の影響による変動を区別することは難しい。潮汐応答から求めた歪感度を考慮すると、 1.4×10^{-6} の収縮面積歪に対して孔2、孔3とも数十 cm 以上の水压上昇が期待されるが、対応する変動は見られない。むしろ、2002年6月前後に上昇から低下に変わっているのが、孔2および孔3のストレナ的位置では膨張の歪の可能性もある。いずれにせよ、今回の非定常な地殻歪変動に関連する変動が地下水压では明瞭に観測されていない。

3.3 GPS 観測

つくばを基準とした時のYSTの基線ベクトル成分の

Fig. 6. Time series of groundwater pressures of Well 2 and Well 3, atmospheric pressure, and rainfall at YST. The groundwater pressure is converted into the groundwater level.

Fig. 7. Time series of baseline components at YST with respect to Tsukuba obtained by GPS. Gray lines, and solid lines show original data, and smoothed curves derived from 31-day moving averages, respectively.

Fig. 8. Observation results of extensometers at (a) the Yasutomi and (b) Osawa stations of Kyoto University. Average values of rainfall data obtained at the Sayo and Ichinomiya AMEDAS stations shown in Fig. 1 are plotted as the rainfall data for the period before August 1, 2001. The rainfall data after the period correspond to the ones observed at the Osawa station.

変化を Fig. 7 に示す。詳細は大谷・他 (2003) に報告されているので参照されたい。2002 年春以降、1-2 cm 程度の東進速度の鈍化 (2002 年以前の定常トレンドに対して、相対的に西に移動している) があるように見える。2002 年 6 月からの歪変動に関連する変化の可能性はある。相対的に西に移動するのは、安富断層が左横ズレであることと整合する。しかしながら、観測点周辺の観測環境や AOA 社製の受信機の性能の問題により、年周・半年周成分が明瞭に現れ、かつ短期のバラツキも大きく出ている。現段階では、安富観測点の GPS 観測結果に今回の歪変動に相当する変動が有意に現れているとは断定できない。

一方、安富観測点から 20 km 以内の国土地理院 GEONET の GPS 観測の結果には通常とは異なった変動は見られない [大谷・他 (2003)]。これは今回歪計で捉えられた現象が極めて小規模の応力源による地殻変動であることを示唆している。

3.4 伸縮計

京都大学安富観測点と大沢観測点の伸縮計の測定結果を Fig. 8 に示す。安富観測点は中国自動車道直下で土被りが浅いため、熱膨張による歪の年周変化 (10^{-5} 程度) が大きい。その他にも、 10^{-7} のステップ状の変化や 10^{-7} のオーダーの短期的な変動がたびたび見られるなど、挙動が複雑で、断層破砕帯内部に観測坑道全体が含まれていると考えられている [Watanabe (1991b)]。2002 年 5 月以降の $N34^{\circ}W$ 方向成分 (Fig. 8 の 0-2 comp と 0-3 comp, Fig. 3a を参照) の伸びが例年と比較して大きく、縮みの時期が終わった後に例年見られる 4~6 月の伸びの停滞があまりなかった。単純に温度の

影響と考えることもできるが、直交する $N56^{\circ}E$ 方向成分 (Fig. 8 の 0-10 comp と 0-11 comp, Fig. 3a を参照) は例年と変わっていない。異常変動の可能性が考えられるが、年周変化には年ごとにバラツキがあり、明確にはわからない。本当に異常であるかどうかも含めて、YST での地殻歪変化との関連は現時点で不明である。

大沢観測点は強固な岩盤中にあり、土被りが坑奥で 45 m 程度ある。坑内気温は年較差がおおむね $0.1^{\circ}C$ 未満に安定しており、Fig. 8b に示すように年周変化は比較的小さい (10^{-6} 程度)。2002 年 6 月頃から 1-2 成分に伸び (3-2 成分には縮み) が見られるが、以前に比べて異常な変動とはいえない。0-1 と 1-3 成分は、通常、潮汐成分・中長期成分とも同相である。2002 年 6 月頃から 1 カ月ほどの間だけ、潮汐成分に関しては同相にもかかわらず、中長期成分に関しては逆相であるという通常とは異なる現象が見られた。この 1 カ月間、地殻応力場の状態に異変があったと期待されるが、その原因は現時点で不明であり、YST での地殻歪変化との関連はわからない。

3.5 地震活動

今回の地殻歪を生じるような地震が発生していないか調べた。2000 年以降の山崎断層南東側での地震活動を Fig. 9 に示す。地震データは、気象庁の速報震源を用いた。2001 年中頃を境に微小地震活動が活発化していることがわかる。この時期にボアホール歪計の地殻歪データには対応する変化は見られない。また、2002 年 4 月 10 日にも一時的な活発化が見られる。これは YST から南東約 10 km の地点での地震活動である。この地震活動は安富断層よりもむしろ暮坂峠 (くれさかとうげ) 断

Fig. 9. (a) Epicenter distribution of earthquakes around the Yamasaki fault from January 2000 to October 2002 and (b) the cumulative number of earthquakes occurring in the polygon shown in Fig. 9a.

Fig. 10. Epicenter distribution of earthquakes near YST(+) from January 2002 to October 2002.

層 (Fig. 1a) に近い場所で起きている。2002 年 4 月 10 日はボアホール歪計の地殻歪データの傾向が変化を見せ始めた時期と一致している。YST 付近の地震活動を Fig. 10 に示す。2002 年 1～5 月には地震はなかったが、

Fig. 11. A slip model for the creep event observed by the strainmeter at YST. (a) Bird's-eye view. Solid rectangle indicates the borehole strainmeter, and open parallelogram shows the slip area. (b) Map view. Solid square denotes the location of the borehole strainmeter. Thick line shows the surface projection of the slip area.

2002年6月2日にYSTから東南東側の安富断層沿いで M 1.1の地震が、続いて2002年7月1日にYSTから西北西側の安富断層沿いで M 1.3の地震が発生している。これらの地震の震源距離から考えて、地震活動での地震性すべりが直接にYSTでの地殻歪に変化を生じさせたとは考えられないが、地殻応力場の変化が地殻歪と地震活動に同時に影響を及ぼした結果である可能性は考えられる。

§ 4. 考 察

§ 3.1で推定した2002年6月以降の顕著な地殻歪変化の原因として、安富断層上での非定常非地震性すべりの可能性を考えた。すべりをモデル化するにあたって、以下の3点を拘束条件とした。1) 安富断層が $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ の走行をもつ左横ズレ断層なので、すべり面も $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ の走行をもつ鉛直面で、すべりの方向も完全な左横ズレにすること。2) 安富断層と歪計の位置関係から、すべり面から歪計への法線距離は200 m以内であること。3) YSTの地下水圧(深さ150 m)、GPS(地表)、京都大学の安富・大沢観測点の伸縮計(地表直下)においては、モデルによる変化はそれぞれの記録のノイズレベル以下の大きさであること。GPSと伸縮計の記録には異常変動が見えている可能性も示唆されるが、現状ではその真偽も含めて定量的に推定することができないので、変化はノイズレベル程度以下であると考えたことにした。

モデルをつくるにおいては、すべりの時間変化は考慮

せず、最終的な歪変化量だけを合わせることを目指した。明確な制約条件は1点の歪計の記録だけなので、推定したモデルに一意性はない。一例として、 $100\text{ m} \times 200\text{ m}$ の矩形面上で1 mmの左横ズレが起きている(Fig. 11, Table 1)と考えると、観測された地殻歪変化をおおよそ説明することができた。このモデルでは、孔2、孔3のストレナの位置(深さ150 m)では、体積歪にして 7×10^{-8} の短縮の変形である。地下水圧の歪感度から考えると、孔2と孔3の位置で3–10 cmの水圧上昇が予想される。しかし、このモデルでは非地震性すべりが2002年6月から9月までの3カ月間続いたことを想定している。気圧応答から考えて、3カ月という周期帯での応答は数日周期での応答に比べて3分の1以下であることが予想される。このため、ゆっくりした地殻歪変化では地下水は長期に拡散していくことで、変化は検出されにくくなる。加えて、このモデルによってつくられる歪の空間分布では、圧縮と膨張の領域が狭い範囲で隣り合い、それぞれの領域で上昇/低下の水圧変化がつくられる。上昇と低下の領域が隣り合っていると、地下水脈を通じて両方の変化が打ち消し合ってしまうと考えられる。これは観測結果に明瞭な変化が見られないことの1つの要因と考えられる。地表では、 10^{-2} mm以下の変位、 10^{-8} のオーダーの歪みしか生じないので、前述のGPS観測や伸縮計では検出できない大きさであり、現時点での解釈とは矛盾しない。ただし、YSTのGPS観測の結果には、2002年春以降の1–2 cm程度の東進速度の鈍化の可能性がある[大谷・他(2003)]。この結果次第では、すべりモデルを見直す必要が出てくる。

上述のようにすべり量が数 mmのモデルでも観測された地殻歪変化を説明することは可能であり、これまでに知られているcreepイベントのすべり量とも一致する。ただしSan Andreas断層や跡津川断層での1回のcreepの継続時間は数時間から数日であるので、今回の現象をcreepとして考えると非常に長い継続時間という特徴をもっている。数カ月という継続時間は、むしろ大地震後の余効的地殻変動の例に近い[例えば、Nakano and Hirahara (1997)]。実際のすべりの継続時間はもっと短かったが、岩石の非弾性的性質によって数カ月にわたる歪変動として観測されたという可能性も考えられる。

§ 5. ま と め

産業技術総合研究所安富観測点でのボアホール歪計に見られた2002年6月以降急激な短縮歪は、非定常な非地震性の断層すべり(creep)として解釈可能である。す

べりは非常に小規模な断層運動モデルとして推定され、安富観測点の地下水压やGPS測定の結果、京都大学安富観測点と大沢観測点の伸縮計記録にはボアホール歪計に対応する現象は見られなかったことと矛盾しない。すべり量はこれまでのcreepの例と整合しているが、その継続時間は非常に長く、別の解釈が必要かもしれない。今回はボアホール歪計のみに明瞭な現象が捕らえられたが、現象をより詳しく知り、モデルの一意性を高めるためには、複数地点・他の観測項目でも明瞭な変化が検出されることを必要とする。断層活動の全体像を知るためには、ボアホール計測、坑道での計測、測地測量、GPS観測を組み合わせ、多様な時間・空間スケールの地殻変動を検出することが重要であるといえる。

謝 辞

安富観測点の設置・運営に関しては、安富町役場をはじめとする関係諸機関の方々にご協力をいただいています。観測点の維持には、産業技術総合研究所の高橋 誠氏、松本則夫氏、大川智子氏、京都大学防災研究所の中尾節郎氏にご協力をいただきました。解析にBAYTAP-G [Ishiguro *et al.* (1981), Tamura *et al.* (1991)]とMICAP-Gv2.1 [内藤・吉川 (1999), Okada (1992)]とSEIS-PC [石川・他 (1985)]を使用しました。本論文の改善にあたって、三浦 哲氏および山内常生氏の2名の査読者と編集者の松澤 暢氏には有用なコメントをいただきました。ここに記して感謝します。

文 献

- 藤森邦夫・山本剛靖・大塚成昭, 1996, 山崎断層安富春基線網における測量結果 (1975~1995), 京都大学防災研究所年報, **39**, B-1, 303-309.
- 平原和朗・大井陽一・安藤雅孝・細善信・和田安男・大倉敬宏, 2003, 跡津川断層の地殻変動—クリープしているか?—, 月刊地球, **25**, 59-64.
- Ishiguro, M., H. Akaike, M. Ooe, and S. Nakai, 1981, A Bayesian approach to the analysis of earth tides, Proc. 9th International Symposium on Earth Tides, 283-292.
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985, SEIS-PCの開発—概要—, 情報地質, **10**, 19-34.
- 板場智史・松尾成光・浅田照行・和田安男・渡辺邦彦・根岸弘明, 2001, 山崎断層大沢観測坑道における伸縮計観測, 京都大学防災研究所年報, **44**, B-1, 185-190.
- 伊藤久男・桑原保人, 1999, 跡津川断層沿いの歪計で観測されたクリープ現象について, 日本地震学会講演予稿集 1999 年度秋季大会, P141.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 363pp.
- 岸本兆方・尾池和夫, 1985, 概論: 山崎断層, 月刊地球, **67**, 4-8.
- 北川有一・小泉尚嗣・大谷 竜・渡辺邦彦・板場智史, 2002, 産業技術総合研究所安富観測点で見つかった顕著な地殻歪変化, 日本地震学会講演予稿集 2002 年度秋季大会, P214.
- Koizumi, N., A. Cho, M. Takahashi, and E. Tsukuda, 2000, Groundwater level observation of Geological Survey of Japan in and around the Kinki district, Japan for earthquake prediction research, Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on Active Faulting, 183-186.
- 国土地理院, 1987, 日本の地殻水平歪, (財)地震予知総合研究振興会, 133pp.
- 松田時彦, 1969, 活断層と大地震—地震現象解明のために—, 科学, **39**, 398-407.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1999, 地殻変動解析支援プログラム MICAP-G の開発, 地震 2, **52**, 101-103.
- Nakano, T. and K. Hirahara, 1997, GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogoken Nanbu earthquake, Japan, Geophys. Res. Lett., **24**, 503-506.
- 大谷 竜・北川有一・小泉尚嗣・松本則夫, 2003, ボアホール歪計で観測された非定常的变化のGPSによる検証: 産業技術総合研究所地質調査総合センター安富観測点での事例, 地質調査研究報告, **54**, 213-220.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 1018-1040.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai Region, Central Japan, Science, **298**, 1009-1012.
- Roeloffs, E. A., S. S. Burford, F. S. Riley, and A. W. Records, 1989, Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California, J. Geophys. Res., **94**, 12387-12402.
- 多田 堯, 1998, 跡津川断層における地殻変動, 月刊地球, **20**, 142-148.
- Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro, 1991, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, Geophys. J. Int., **104**, 507-516.
- 佃 栄吉・小泉尚嗣・桑原保人, 2000, 地震防災対策強化地域及び活断層近傍における地下水等総合観察研究, 地質調査所月報, **51**, 435-445.
- Watanabe, K., 1991a, Strain variations of the Yamasaki Fault zone, Southwest Japan, derived from extensometer observations, Part 1, —On the long-term strain variations—, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **41**, 29-52.
- Watanabe, K., 1991b, Strain variations of the Yamasaki Fault zone, Southwest Japan, derived from extensometer observations, Part 2, —On the short-term strain variations from strain steps—, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **41**, 53-85.
- Wesson, R. L., 1988, Dynamics of fault creep, J. Geophys. Res., **93**, 8929-8951.