スロー地震と水

小 原 一 成*

Slow Earthquake and Water

Kazushige OBARA*

Abstract

Water affects many geological and geophysical phenomena, for example, earthquake generation. Recently, anomalous earthquakes, which are strongly related to fluid have been detected in a subduction zone by densely distributed geodetic and seismic observation networks. These are called slow earthquakes and are divided into many categories of earthquakes. The long-term slow slip in Tokai or Bungo Channel, which occurs at the subducting plate interface, is a phenomenon with a very long time-constant ranging from months to years. At the deeper part of the long-term slow slip, the short-term slow slip occurs with a period of several days associated with the non-volcanic deep low-frequency tremor in the transition zone on the plate interface in southwest Japan. These slow earthquakes might be related to fluid liberated from the down-going slab by dehydration process. At the shallower part of the subducting plate interface, the very low-frequency earthquakes occur in the accretionary prism near the Nankai trough. These slow earthquakes indicate a weakening of frictional strength at the plate interface and low stress drop due to the existence of fluid.

Key words : deep low-frequency tremor, slow slip, very low-frequency earthquake, Philippine Sea plate, NIED Hi-net

キーワード : 深部低周波微動, スロースリップ, 超低周波地震, フィリピン海プレート, 防災科研高感度地震観測網

I. はじめに

地震の発生には、水の存在が大きく関わっている。日本では、1965年から始まった松代群発地震の際に大量の湧水があったことで、地震と水との関係が大いに注目されるようになった。一方、ダムの貯水によって地震が誘発される場合があることはよく知られている。地熱発電所では高温岩体に対して水を注入し高温となった水を回収して発電に利用したり、油田では石油採掘のために油井に水を注入したりしているが、注水に伴っ

て地震やアコースティックエミッションと呼ばれる微小破壊が生じることもある。松代群発地震の際には、水の圧入と地震発生との関係を調査するため群発地震活動期間中に井戸が掘削され、両者には明瞭な相関があることが示されている(Ohtake, 1974)。ダム貯水に伴う誘発地震については水の荷重が原因となる場合もあるが、一般的には、ダムから浸み込む水、あるいは井戸から注入される水によって、地下の岩盤中における間隙に存在する水の圧力が増加することによって、これらの誘発地震が発生するものと考えられる。

* 防災科学技術研究所

* National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

つまり、岩石の破壊強度は岩盤に加わる力から間隙水圧を差し引いた実効応力に依存し、間隙水圧が増加すると岩盤中の実効応力が下がるため、見かけの破壊強度が低下することで、地震が発生しやすくなる、というものである。

沈み込み帯に発生する地震については、水との関連はさらに深い。沈み込み帯では、プレート境界が固着している領域で、海溝から沈み込む海洋プレートが上盤のプレートを引きずり込んでいるが、限界に達したところで固着がはがれ、一気にすべることで巨大地震が発生する。海洋プレートが沈み込み始める際には、造岩物質粒子間の間隙水、粘土鉱物や含水鉱物の構成要素としてプレート内に水が存在するが、沈み込む過程でそれぞれの鉱物に応じた温度圧力条件の下で脱水反応が生じ、放出される。沈み込みを開始した直後では、海洋性堆積物の粒子間空隙から水が搾り出されたり、化学反応として粘土鉱物から脱水することにより、水がプレート境界に存在すると考えられる。このプレート境界面の水は潤滑油として振舞うため、海溝付近の浅部プレート境界は安定すべり域としてひずみ・応力は蓄積されずに地震も発生しにくく、さらに、インピーダンスコントラストが大きくなり、地震波反射面として振舞うことが予想される。このことを実証したのが、笠原順三らのグループによる太平洋東北地方沖の反射法探査であった (Fujie *et al.*, 2002)。彼らは、反射強度の強い領域は地震活動の空白域に、反射強度の弱い領域は活発な地震活動域に対応することを示し、プレート境界における反射強度と応力蓄積状態との関連を明らかにした。このことは、反射強度分布はプレート境界における流体の分布そのものであることを示唆する。

海溝付近の安定すべり域より深い側の巨大地震発生域では、プレート境界に存在していた流体を多く含む粘土鉱物は固着し、アスペリティを形成すると考えられる。例えば、付加体下のデコルマ面に存在する粘土鉱物スメクタイトは、大量の層間水を含むため変形しやすいとともに膨潤性に富み安定すべりの性質を有するが、深部の温度 100-150℃ の環境下で脱水しイライトへ相変化す

ると力学的特性がまったく異なり、脆性的性質を有し、プレート間を固着させる (Hyndman *et al.*, 1997)。つまり、安定すべり域と不安定すべり域の基本的な違いは、水の存在にかかわる粘土鉱物の特性の違いとも言える。プレート境界地震の発生メカニズムに関して、Seno (2003) はバリア侵食モデルを提案している。これは、プレート境界面がアスペリティとバリアから構成されており、アスペリティは不安定すべりの性質を有し、普段は固着しているのに対して、バリアは安定すべりの摩擦的性質を有するというものであるが、海洋性地殻からの脱水によってもたらされる高間隙流体圧によってバリア部分の摩擦が無くなる状態に変化したときに、アスペリティが破壊し地震が発生するというモデルである。このように、プレート境界の巨大地震発生そのものに対しても、水の関与が大きいと考えられている。

一方、沈み込むプレート (スラブ) 内では、東北地方などに見られるように場所によって二重深発地震面 (Hasegawa *et al.*, 1978) を形成し、ときには M7 クラスのスラブ内大地震が発生する。このようなスラブ内地震については、脆性破壊を引き起こすためのせん断応力が地震を発生させるほど大きくないことから、脱水不安定が最も有力なメカニズムとして考えられている (例えば、Yamasaki and Seno, 2003)。脱水不安定とは、蛇紋岩のような含水鉱物が常温常圧下では延性的な挙動を示すのに対して、高温では脱水に伴って脆性破壊を起こすようになることである。以上のように、水の存在、あるいは含水鉱物の脱水プロセスと地震発生との係わり合いについて、解明が進められている。

巨大地震発生領域よりもさらに深いプレート境界は、不安定すべりと安定すべりの中間的性質を有する遷移領域と考えられている (Hyndman *et al.*, 1997) が、最近整備されてきた高密度の高感度地震観測網及び地殻変動観測網により、この遷移領域に相当するプレート境界において、深部低周波微動やスロースリップという通常の地震に比べるとゆっくりした破壊現象が発生していることが明らかにされてきた。本稿では、これらを総称

してスロー地震と呼ぶ。これらのスロー地震の発
生原因に関しては、プレート内部での脱水反応に
よって生じた水が重要な役割を果たしているもの
と考えられており、スロー地震はプレート境界付
近における水の存在をより直接的に示す現象とし
て注目される。そこで、地震発生と水の係わり合
いに関してすべてを述べることは短い誌面の中
では困難であるとともに、笠原ほか（2002）な
どの優れた教科書、または川崎（2006）などの一
般書が既に出版されていることから、本稿では、
沈み込み帯におけるスロー地震に着目し、その活
動の特徴を述べるとともに、水とのかかわりにつ
いて議論する。

II. 沈み込み帯におけるスロー地震

日本列島は、大陸プレートの下に太平洋プレ
ート及びフィリピン海プレートといった海洋プレ
ートが沈み込むことによって形成される沈み込み帯
に位置し、沈み込みプロセスに対応したさまざ
まな地震活動、地殻変動が観測されている。近年急
速に整備された国土地理院のGPS観測網
GEONET（Sagiya, 2004）や防災科学技術研
究所 Hi-net などの基盤的地震観測網（Okada *et al.*, 2004）により、地下で発生する現象に対する
検知能力が格段に向上した。その結果、それ以前
では検出が困難であったスロー地震が各地で検出
されるようになった。スロー地震は、活動の継続
性や波形の特徴から、以下のように分類される。

- (1) 大地震後の余効すべり（継続期間：数十日）
- (2) 長期的スロースリップイベント（数ヶ月～
数年）
 - ・東海スロースリップイベント
 - ・豊後水道スロースリップイベント
- (3) 短期的スロースリップイベント（数日）
 - ・東京湾スロースリップイベント
 - ・房総半島沖スロースリップイベント
 - ・銚子沖スロースリップイベント
 - ・深部低周波微動に伴う西南日本のスロース
リップイベント
- (4) 超低周波地震（卓越周期：10 秒）
 - ・南海トラフ沿いの付加体内で発生する地震

- (5) 深部低周波微動（卓越周波数：2Hz）

- ・プレート境界遷移領域における短期的スロ
ースリップに同期する微動

余効すべりとは、普段は隣接するアスペリティ
が硬く固着しているためすべることはできない
が、巨大地震時の高速破壊に対してはバリアとし
て振舞って地震性すべりを停止させ、巨大地震発
生によってアスペリティにおける固着がはがれ、
支えを失うことによりゆっくりと滑り出す現象で
ある。東北日本の太平洋沖では、1992 年の三陸
東方はるか沖の地震や平成 6 年（1994 年）三陸
はるか沖地震のあと、傾斜計やひずみ計、及び
GPS などの地殻変動連続観測により、震源域の
陸側隣接領域で継続期間の非常に長い非地震性の
余効すべりが検出されている（Kawasaki *et al.*,
1995; Heki *et al.*, 1997; Kawasaki *et al.*, 2001）。
平成 15 年（2003 年）十勝沖地震では、震源域
の北東方向に余効すべりが進行したことが、GPS
（Miyazaki *et al.*, 2004）だけではなく、相似地
震解析（Matsubara *et al.*, 2005）からも明らか
にされ、その進行方向で 2004 年 11 月の根室半
島沖の地震が発生した。このように余効すべり
は、次の地震に対する準備過程を示していたと考
えられることもある。

東北日本では上述したように、太平洋プレ
ートの沈み込みに伴う巨大地震後の余効すべりとし
てのスロー地震は何度か検出されているが、それ以
外のスロー地震は検出されていない。唯一の例外
は、関東地方銚子沖のスロー地震で、1999 年及
び 2000 年に Mw5.6 程度の 2 回のイベントが検出
されている（廣瀬ほか, 2001; Kawasaki, 2004）。

関東地方ではフィリピン海プレートの沈み込
みに関連すると考えられるスロースリップイベント
が発生している。ひとつは東京湾スロースリップ
イベント（広瀬ほか, 2000）で、1989 年 12 月に
東京湾内で発生し継続期間は 1 日程度であった。
もうひとつは 1996 年 5 月と 2002 年 10 月に発
生した房総半島沖スロースリップイベント（Oza-
wa *et al.*, 2003）で、地殻変動の継続期間は 1 週
間程度であった。房総半島沖では、その前にも 6
～ 7 年間隔で同様の現象が発生していたことが

図 1 西南日本におけるスロー地震分布。小丸は深部低周波微動源で、それに重なる丸は短期的スロースリップ源を表す。また濃いハッチは GPS で検出された長期的スロースリップ源であり、豊後水道では 1996～1997 年 (Hirose *et al.*, 1999) と 2003 年後半 (Ozawa *et al.*, 2004; Hirose and Obara, 2005)、東海地域では 2000 年後半から発生した (Ozawa *et al.*, 2002)。薄いハッチは南海トラフ近傍で検出された超低周波地震の震源域を表す。灰色の線は、南海・東南海地震の想定震源域 (地震調査研究推進本部, 2001) である。

Fig. 1 Spatial distribution of slow earthquakes in southwest Japan. Small circles represent the tremor source. Bold circles overriding the tremor source region indicate source areas of short-term slow slip events associated with major tremor activity. Dark shaded circles represent slow slip events (SSE) detected by GPS monitoring. Bungo SSE occurred in 1996 and 1997 (Hirose *et al.*, 1999) and again in late 2003 (Ozawa *et al.*, 2004; Hirose and Obara, 2005). The Tokai SSE is an ongoing event that began in 2000 (Ozawa *et al.*, 2002). The shallow very low-frequency earthquake area is indicated by a light shaded circle. The estimated source areas of the next major Nankai and Tonankai earthquakes are also plotted by a grey line region (The Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2001).

傾斜観測から示されている。

一方、西南日本では南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込み、そのため M8 クラスの巨大地震が約 110 年間隔で繰り返し発生している (Ando, 1975) が、最近になってその周囲でさまざまなスロー地震が発生していることが明らかに

なってきた。図 1 は、西南日本に発生するスロー地震をまとめて示したものである。東海地域では、2000 年後半から陸側プレートが定常的なトレンドから外れて南東側に移動する動きが始まった (Ozawa *et al.*, 2002)。このスロースリップイベントは 2005 年後半まで継続し、総モーメント

マグニチュードは $M_w 7.2$ 近くまで達した (国土地理院, 2006)。過去の傾斜変動の観測から、これと同様の变化が 1990 年にも見られる (Yamamoto *et al.*, 2005) ことから、同様の長期的スロースリップイベントは繰り返し発生していると考えられる。この東海スロースリップイベントは、想定される東海地震のアスペリティの下端からその深部のプレート境界において発生しており、アスペリティとスロースリップイベントの震源域は棲み分けている。豊後水道でも 1996–7 年及び 2003 年に数ヶ月から 1 年程度間継続するスロースリップイベントが GPS 観測網等によって検出された (Hirose *et al.*, 1999; Ozawa *et al.*, 2004; Hirose and Obara, 2005)。また日向灘では $M7$ クラスの地震後の余効すべりも観測されている (Yagi *et al.*, 2001)。これらの地震の震源域と余効すべり域は領域が重ならず棲み分けており、摩擦の状態が場所によって異なっていることを示す。このような、不安定すべり域や安定すべり域などを決める要素としては温度、プレート境界に存在する物質の種類、流体の存在量などが挙げられる。

これらの余効すべりやスロースリップイベントはいずれも継続期間が数ヶ月から数年と非常に長く、振動現象というよりも地殻変動として観測されるもので、流体の存在についても間接的な証拠を示すに過ぎないが、最近になって、通常地震とは異なる低周波波動に卓越した 2 種類の地震現象が検出された。ひとつは固着域深部で発生する深部低周波微動であり、もうひとつは海洋プレート沈み込み口である南海トラフ直近で発生する超低周波地震である。深部低周波微動 (Obara, 2002) とは、通常地震よりも低周波の微振動が数時間から数週間もの長期間にわたって継続する現象で、西南日本に沈み込むフィリピン海プレート境界の遷移領域付近において世界で初めて発見されたものである。このような微動は活動的な火山等で観測される現象にも似ており、沈み込み帯のスラブ境界付近における流体の存在を示すものとして注目された。さらに、この深部低周波微動とともに、プレート境界に沿って数日間かけ

てゆっくり上盤側が跳ね上がる、短期的スロースリップイベントが同時に発生していることが明らかになった (Obara *et al.*, 2004)。

一方、西南日本では南海トラフの陸側に付加体が形成されているが、反射法探査によりその内部ではアウトオブシークエンス (OST) と呼ばれる逆断層等が発達している (例えば、倉本ほか, 2000)。このような付加体内部の逆断層系において、通常地震とは異なった波形的特徴を示す超低周波地震が発生していることが、最近の稠密広帯域地震観測によりわかってきた (Ishihara, 2003; Obara and Ito, 2005)。この超低周波地震の卓越周期は約 10 秒で、高周波数成分をほとんど含まないことから通常地震観測では検知されず、規模としては $M4$ 以上の地震に相当しても、気象庁やグローバルな地震カタログにも掲載されていない。そこで、Hi-net に併設されている傾斜計データに対してアレイ的解析手法を用いて調査したところ、南海トラフに沿った数ヶ所で、時空間的に集中して発生していたことが明らかになった。この超低周波地震は約 10 秒の長周期成分を強く励起する一種のスロー地震であり、逆断層面上に水を含む堆積物が介在するため、すべり速度が遅くなることを示していると考えられる (Ito and Obara, 2006b)。以下、これらの低周波イベントの活動の特徴、及び考えられる発生メカニズムについて順次述べる。

III. 深部低周波微動

深部低周波微動は、きわめて微弱な振動が数時間から数週間もの長期間にもわたって継続する自然現象である。高感度地震観測網 Hi-net が全国的に高密度で展開されたことにより、微弱な振動に対する認識力が向上し、深部低周波微動の発見に至った。つまり、1 つの観測点で微動振動が記録されていたとしても、これが自然現象なのか人工的なノイズなのかの判断ができなかったが、隣接した観測点でも同一時間帯に同様の記録が確認されたことから、この微振動が地下起源の自然現象であるとの判断が可能となったのである (図 2)。この微動は、発生する深さや波形のスペク

図 2 連続波形画像例. 四国の伊方 (IKTH) 及び柳谷 (YNDH) 観測点における 2001 年 8 月 17 日 4 時台の 1 時間連続波形記録. 30 分から 50 分にかけて出現している雑振動が深部低周波微動の波形記録である.

Fig. 2 Seismograms of deep low-frequency tremors. (a, b) One-hour continuous record of vertical component observed at stations IKTH and YNDH in western Shikoku at 04:00 on August 17, 2001.

トル特性などが内陸部の火山周辺や活断層直下に発生する深部低周波地震 (大見, 2002) と似ているが, P,S 波が不明瞭あるいは存在せず, 1.5 ~ 5 Hz のランダムな波群から構成される。微動波群の中には孤立的な位相が含まれることがあり, それを S 波として検測することで震源決定が可能になる場合がある。気象庁では, このようにし

て決定した地震に「低周波地震」(西出ほか, 2000; Katsumata and Kamaya, 2003) というフラグを付して一元化震源リストに掲載している。それによると, 深さ約 30 km で発生する深部低周波地震は, 内陸の火山や活断層付近の直下, あるいは西南日本のフィリピン海プレート沈み込み境界付近に分布している。内陸で発生する低周波

図 3 深部低周波微動を含む四国西部における 2001 年 8 月 16 日から 3 日間の連続波形エンベロープ。4 つの観測点について 2-16 Hz の帯域通過フィルタを施した後に二乗和平方根 (RMS = Root Mean Square) をとったもの。深部低周波微動は、16 日の 18 時ごろから活発化し、連続的に継続した。通常の地震や毎日 12 時ごろの砕石発破による振動はパルス形状を示す。

Fig. 3 Three-day envelope seismograms for 2-16 Hz observed at four stations in western Shikoku from August 16 to August 18, 2001. The tremor became active at around 18:00 on August 16 and lasted for several days. Pulse-like envelopes indicate normal earthquakes. Pulses at around 12:00 are due to quarry blasting nearby.

地震の場合には、P 波や S 波が比較的明瞭で、通常の手法にて震源決定が可能である。また、S コード波には単色のスペクトルで特徴付けられる波動が数分程度継続し、通常の地震に比べると、その継続時間は非常に長い。一方、プレート境界付近で発生する「低周波地震」は、低周波微動の中に含まれる比較的明瞭な位相のことであり、一連の現象に対して 2 種類の用語が使用されることは適切ではない。従って、本稿では、深部低周波微動活動中に含まれる「低周波地震」は振幅の大きな孤立的微動として扱い、単に「低周波地震」といった場合には内陸の火山や活断層付近の直下で発生するものを指すこととする。

深部低周波微動の波形的特徴は火山性微動とよ

く似ており、明瞭な P, S 波を伴わず、数時間から数日以上の継続時間を有する。火山性微動の場合はハーモニックなスペクトルで特徴付けられるのに対して、深部低周波微動の場合は約 2 Hz にスペクトルピークが存在するものの、全体的にはランダムな波動列から構成される。図 3 は、深部低周波微動を含む 3 日間の連続波形エンベロープを示したものである。この時間スケールでは、通常の地震はスパイク的なシグナルで表現される。深部低周波地震は通常の地震に比べ長い継続時間を有するが、この時間スケールでは通常の地震と同様にスパイク的である。それに対し、深部低周波微動は振幅変化の時定数が非常に長く、活動の消長が非常に滑らかであり、そのような活動

の消長を繰り返しながら長期間継続している。

深部低周波微動の特徴のひとつとして、トリガリング現象が挙げられる。微動は、後述するように、半年周期で発生するスロースリップイベントの際に非常に活発化するが、それ以外の期間でも小規模な微動は時々発生する。その小規模な微動の中には、ほかの地震活動によって誘発されたものがしばしば観測される。例えば、微動発生領域の近傍で発生した M2 ～ 3 クラスの地震発生直後、あるいは遠地地震の表面波到来直後の数 10 分から 1 時間程度、微動が活発化する現象が四国西部、紀伊半島北部、愛知県においてしばしば観測されている（小原, 2003）。また、2004 年 12 月のスマトラ沖巨大地震で励起された周期 20 秒程度の表面波の到来時に、それぞれの振幅ピークに対応して微動が発生していた（Miyazawa and Mori, 2006）。この微動は、レイリー波による張力場が働いたときに誘発されたものと解釈されている。また、スロースリップと同時に発生する活発な微動時系列を詳しく見ると、微動エネルギーは約 12 時間、あるいは 24 時間周期で活動のピークを迎える。これは、明らかに地球潮汐の影響を受けているものであり、微動発生領域に対するわずかな応力変化によって微動が励起されることを示すものである。

このように、深部低周波微動はわずかな応力変化に対して敏感に反応する。つまり、間隙流体が豊富に存在する微動発生領域において一斉に圧力が高くなり、クラック破壊が誘発されると考えられる。また、流体中に含まれる CO₂ が発泡するなど間隙水圧の増加が加速することで連鎖的クラック破壊が生じやすくなるかもしれない。クラック内には流体を多く含む介在物が存在するため、すべり破壊速度、クラック破壊時の応力降下が小さくなり、低周波数成分に卓越した波動が生成されるものと考えられる。以上の考え方に基づく微動は、数多くの微小なクラックの連鎖的破壊による連続的な振動とも言えるが、比較的大きなクラックが破壊する際には孤立的な波動が生成されると考えることもできる。Shelly *et al.* (2006) は、孤立的微動（気象庁カタログにおけ

る低周波地震）の波形相関から相似のイベントを抽出し、相対震源決定によりこれらのイベントがプレート境界面上の狭い領域に集中して発生していることを示したが、相似波形をスタックすることによって P, S 波とも存在していることも明らかにした。このことは、微動が個々の地震の連続発生によるものであることを示すものである。低周波微動発生領域は深さ 30 km 程度のプレート境界付近であり、沈み込みに伴う引きはがしや底付け作用によって非常に不均質になっていると予想される。さらに、その深さで生じていると考えられている変成作用も不均質性をさらに強くする。さらに、沈み込むプレートからは脱水反応によって大量の流体が放出され、その流体がプレート境界付近の不均質領域に十分に存在することで間隙水圧を高め、クラック破壊しやすい環境が形成されると考えられる。

IV. 深部低周波微動とスロースリップの同時発生現象

沈み込み帯に発生する深部低周波微動が日本で最初に発見された当時（Obara, 2002）、フィリピン海プレート境界で発生するスロースリップが東海地方や豊後水道で検出されていたが、微動とスロースリップとの関係は明らかではなかった。一方、北米大陸カスケード地方では数週間程度継続するスロースリップが GPS で検出され（Dragert *et al.*, 2001）、スリップ源が時間とともに移動することが示された。また、13 ～ 16 ヶ月周期で、このスロースリップが繰り返し発生していることもわかってきた（Miller *et al.*, 2002）。プレートの走向に沿って 10 km/日程度で移動する性質は西南日本の深部低周波微動の特徴と似ていることから、カスケード地方において地震記録を見直したところ、日本と同様の微動がスロースリップと同期して発生していたことが明らかになったのである（Rogers and Dragert, 2003）。その報告を受けて、西南日本でも微動に同期したスロースリップが発生しているかどうかを調べた結果、四国西部で約半年周期で活発化する微動とほぼ同時に、スロースリップイベントが発生していたこと

図 4 四国西部における深部低周波微動と傾斜変化. 傾斜記録は愛媛県日吉で観測されたもので、地球潮汐応答を Baytap-G (Tamura *et al.*, 1991) によって補正している. 微動活動時系列は、1 時間を単位とした 1 日毎の微動発生状況. 微動活動に対応した傾斜のステップ的变化を矢印で示す.

Fig. 4 Sequence of tremor activity around western Shikoku, and tilt changes observed at the nearest station. Tilt data are corrected for the tidal component using Baytap-G (Tamura *et al.*, 1991). The daily frequency of tremors counted in units of 1 hour for the western area of Shikoku is plotted for reference. The step-like tilt change is coincident with the major tremor activity indicated by arrows.

が明らかにされた (Obara *et al.*, 2004)。このスロースリップは、高感度地震観測網 Hi-net に併設されている、傾斜成分まで測定可能な高感度加速度計水平動成分 (Obara *et al.*, 2005) の解析から発見されたもので、GPS 観測網では検知されていない。

微動に同期するスロースリップの継続期間は 1 週間以内と短く、さらにその期間内でスロースリップ源も移動する。図 4 は、四国西部における 2001 年から 3 年間における深部低周波微動活動と傾斜変化を示したものである。この地域では継続期間の短い小規模な微動は頻繁に発生しているが、活発な状態が 1 週間以上も継続する微動活動は、2001 年 1 月、2001 年 8 月、2002 年 2 月、2002 年 8 月と、約半年周期で繰り返し発生している。この微動活動に完全に同期して、微動発生領域に近接した観測点 HIYH ではステップ的な傾斜変化が観測される。この傾斜変化を詳細に観察すると、変化の開始から終了までの継続期間は 6 日以内であった。その変化のパターンは、各エピソードによって異なる。2001 年 1 月と 2002 年 2 月の場合は、先に南北成分が動いてから遅れて東西成分も変化し、その後はほぼ同時に動きが収まるのに対して、2001 年 8 月と 2002 年 8

月の場合には、南北と東西成分が同時に変化した後、東西成分の変化が先に終了し、次いで南北成分の動きが収まる、というものである。これは、傾斜ベクトル変化で表現すると、前者は南下がりから南東下なりに転じたことを示し、後者は南東下がりから南下なりに転じたことに相当する (図 5)。このような傾斜ベクトル変化は、微動の移動パターンとよく一致しており、2001 年 1 月と 2002 年 2 月については北東から南西に移動しているのに対して、2001 年 8 月と 2002 年 8 月については南西から北東に移動した。これは観測点 HIYH から見て微動活動が活発な領域とは正反対の方向に傾き下がることを示しており、以上の観測事実は、傾斜変化がスロースリップによって生じ、そのスロースリップ発生域が微動とともに移動していることを示すものである。複数の観測点での傾斜変化からインバージョンによって矩形断層モデルパラメタの推定を行った結果、プレート運動と調和的な逆断層すべりで説明できる (図 6)。つまり、通常は固着しているプレート境界において、半年という短いサイクルですべりが生じてことになる。この断層モデルの中心はほぼ微動源の分布と一致し、プレート境界に沿って背弧側に傾斜している。これらのスロースリップ

図 5 (上) エピソードごとの詳細な傾斜変化及び微動活動。横軸は 14 日間。破線は傾斜ベクトルが変化したタイミングを示す。1 日毎の微動発生状況 (1 時間単位) をヒストグラムで示し、灰色及び黒色はそれぞれ各エピソードで傾斜ベクトルが変化したタイミングの前半及び後半の活動を示す。(中) 各エピソードでの傾斜ベクトル変化。各日の 0 時を黒丸で示す。灰色及び黒色線は各エピソードで傾斜ベクトルが変化したタイミングの前半及び後半の活動を示す。(下) 各エピソードにおける微動震央分布の移動。それぞれ、前半の震央分布を灰色で、後半を黒色で示す。

Fig. 5 (Upper) Detailed view of tilt change observed at the station and tremor activity in western Shikoku over a period of 14 days. Dashed lines indicate the turning point of tilt change. The daily frequency of tremors is plotted at the bottom of the panel. Gray and black bars represent the first and second stages of each episode, respectively, corresponding to the tilt vectors. (Middle) Trajectory of tilt vectors for major episodes. The data measured at 0:00 of each day are plotted in black and labeled with the dates. Gray and black lines denote the trajectory of tilt vectors in the first and second stages, respectively. (Bottom) Migration of tremor activity during four episodes: January and August 2001, and February and August 2002. The epicenters in the first half of each episode are plotted in gray, and those in the latter half are plotted in black.

や微動源は、地震波解析から求められたプレート境界と陸側モホ面との会合部 (Ohkura, 2000; Shiomi *et al.*, 2004) とおむね一致する。つまり、海洋プレートと陸側の下部地殻あるいはウェッジマントル最上部が接する部分は遷移領域としての性質を示し、それより下方のマントルと

海洋プレートが接する場所は安定すべり域であると考えられる。Shelly *et al.* (2006) は、波形の相互相関を用いた解析により、四国西部における詳細な 3 次元速度構造及び深部低周波微動 (低周波地震) の震源再決定を行ったが、深部低周波微動の震源はプレート境界に沿って薄い層内に集

図 6 短期的スロースリップの断層モデル. 2002 年 8 月のエピソードについて, 前半及び後半の活動に分けて, Hi-net 観測点における傾斜変化量をデータとしてそれぞれ断層モデルを推定した. 黒矢印及び白矢印は, それぞれ傾斜ベクトル変化の観測値及びモデルから計算される理論値を示す.

Fig. 6 Distribution of tilt vectors and fault geometry of slow slip events for two successive stages of the episode in August 2002. The epicenter distribution for these tremors is also plotted. Black arrow and white arrow are observed and synthetic tilt vector, respectively.

中し, その下側の海洋プレート内地殻の V_p/V_s が大きな値を示していることは, 脱水反応によって生成された流体が存在することにより間隙水圧を高め, それがスロースリップや深部低周波微動の発生に大きくかかわっているという考え方を支持するものである。また, これらのスロースリップは巨大地震発生域として固着している領域と隣接しており, スロースリップの動きは固着域に対して応力集中を高めるセンスに働くため, 巨大地震をトリガーする可能性も指摘されている (Dragert *et al.*, 2004)。

深部低周波微動に同期するスロースリップは, 東海地方で 2000 年後半から継続しているスロースリップに比べると継続期間が非常に短いため, 「短期的スロースリップ」と呼び, 東海スロースリップを「長期的スロースリップ」と区別する。短期的スロースリップは, 四国西部以外の微動発生域においても検出されている。例えば, 四国東部では約 2～3 ヶ月周期で微動が活発化している (Obata and Hirose, 2006) が, それに同期し

て近傍の観測点において数日間の継続期間を有する傾斜変化が観測されている。また, 紀伊半島北部では約半年周期で微動が活発化し, やはりそれに同期してステップ的な傾斜変化が観測されている。これらの地域での傾斜変化については四国西部に発生している短期的なスロースリップイベントと同様に, プレート境界における逆断層すべりによるものと推定される。最近では, 東海地域で発生する深部低周波微動に同期して短期的スロースリップが発生していることが, 2004 年 12 月のイベントについて防災科研の Hi-net 傾斜観測網 (Hirose and Obata, 2006), さらに 2005 年 7 月のイベントについては気象庁の歪計観測網によっても準リアルタイムで検知され, 過去の気象庁歪計記録にさかのぼって調査したところ, 1984 年以降, 短期的スロースリップは主に 3 つの地域で頻繁に発生していることが明らかにされた (小林ほか, 2006)。

以上に示した, 短期的スロースリップイベントの周期的発生は, プレート境界面上でのスティッ

クスリップであると考えられる。つまり、フィリピン海プレートの沈み込みが一定で、プレート境界における境界条件が一定であるとする、ひずみ・応力蓄積が一定の割合で進行し、破壊に至る強度が常に一定であれば、周期的に破壊が発生する。短期的スロースリップイベントの発生域は、固着域である巨大地震発生域とスラブと陸側マン托の接する安定すべり域との間の遷移領域と呼ばれる場所であり、すべりの性質も中間的な振舞いを示すものと考えられる。破壊強度は、巨大地震発生領域と比べると非常に小さいため、イベントの再来周期も巨大地震の100年に比べると、約半年と非常に短い。そのような、破壊強度の低下は温度や流体量の違いによってもたらされるとするのが考えやすい。カスケード地方と西南日本における周期性や規模の違い、あるいは西南日本内でも四国西部と東部とでは周期性が異なっているのは、プレート境界面の幾何的形状等によるスロースリップイベントを生じさせるパッチの面積が異なることによって破壊強度が変化するなど、プレート境界における条件が場所によって異なることを反映しているのかもしれない。

V. 南海トラフ沿いで発生する超低周波地震

西南日本の南海トラフ沿いで発生する超低周波地震とは、短周期成分の実体波をほとんど含まず、表面波を強く励起する地震である。この地震はもともと Ishihara (2003) によって防災科研 F-net の連続データを用いて発見されたものであるが、短周期地震計を用いた Hi-net 等の地震観測網では検知されず、気象庁の一元化カタログにも掲載されていない。そこで、この地震の活動状況を詳細に調査するため、防災科研 Hi-net システムによって 20 Hz サンプリングで連続的に収録される高感度加速度計水平動成分に対し、設置方位の補正(汐見ほか, 2003)を施したうえで 10 ~ 100 秒の帯域通過フィルタをかけた連続記録から、遠地地震や近地地震として報告されているイベントを取り除いた。残されたイベントの中から、日本全国ではほぼ同様の振幅で観測される遠地地震を取り除き、超低周波地震のみを抽出し

た。これらの波形記録は隣接した観測点間で相似であるため、相関解析に基づいて、震源位置の推定を行った (Obara and Ito, 2005)。具体的には、西南日本の各観測点を 15 の直径約 100 km のグループに分割し、それぞれのグループ内に含まれる観測点間隔 50 km 以内のペア毎に波形相関から時間ずれを測定し、グループ内で測定されたすべてのペアにおける時間ずれを説明できるように、到来方向と見かけ速度を求めた。そのうち、信頼性の良好な結果のみを用い、各グループで得られた波動の到来方向を延ばして焦点を結ぶ場所を当該イベントの震央位置とした。2003 年から 2 年間に検出された超低周波地震の震央分布を図 1 に示す。

この期間中、超低周波地震は日向灘、室戸岬沖の土佐ばえ付近、紀伊水道、紀伊半島南方沖及び紀伊半島南東沖の領域で、時空間的に集中して発生している。2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震の直後からは日向灘での超低周波地震活動が活発化しており、これはリモートトリガリング現象といえるかもしれない。また、2004 年 9 月 5 日に発生した紀伊半島南東沖地震 (M7.4) の 3 日後から同震源域で超低周波地震活動が非常に活発となった。図 7 は、2004 年 9 月 10 日の 2 時間分の波形記録であるが、低周波数成分と高周波数成分の両方同時に出現している波群は紀伊半島南東沖地震の規模のやや大きい余震で、通常の地震である。また、高周波側のみにはスパイク的に見られる波も、ごく小規模な通常の余震である。今回解析対象となる超低周波地震は、図 7 の C に示すように高周波成分をまったく伴わない低周波側のみ存在する波群である。しかし、紀伊半島沖に発生した超低周波地震の場合、振幅はごく小さいもののやや高周波数成分の波動を伴う場合がある。この高周波波動は常に低周波波群に対して先行することから、微弱な実体波成分であると思われる。

振幅の大きなイベントに対して CMT 解析を行った結果 (Ito and Obara, 2006a), 超低周波地震の震源は非常に浅く、やや高角の逆断層型メカニズムが得られた (図 8)。このことから、超

図 7 浅部超低周波地震波形例。静岡県から高知県までの太平洋沿岸の観測点の波形について、2004 年 9 月 10 日 18 時から 2 時間分の記録を並べて示す。上は 10 ～ 100 秒の帯域通過フィルタをかけた低周波側の波形記録、下は 2Hz 以上の高周波通過フィルタを施したエンベロープ記録。"M" が冠された数字は、気象庁で震源決定された通常の地震のマグニチュードを表す。A 区間は、M4.4 の地震による高周波実体波（下側）と低周波の表面波（上側）を表しているが、B 及び C 区間には、高周波数成分のシグナルが存在せず、低周波数成分の波形のみが存在している。これが、超低周波地震である。

Fig. 7 Example of continuous broadband seismograms with a duration of 2 hours from 18:00 on September 10, 2004. The upper panel shows band-pass filtered seismograms with a passband ranging from 10 to 100 seconds, and the lower panel shows root-mean-square traces using a high-pass filter with a corner frequency of 2 Hz. Figures attached with the letter M attached at envelope peaks in the lower panel are magnitudes of aftershocks listed in the JMA catalog. Traces from the top to bottom correspond to stations from Shizuoka Prefecture to Kochi Prefecture along the Pacific coast line. In the period A, an M4.4 regular aftershock excites the high-frequency body wave and the low-frequency surface wave, simultaneously. In the time periods B and C, there are some wave trains only in the low-frequency panels with no high-frequency energy. These are very-low-frequency (VLF) events.

低周波地震はプレート境界よりも浅い部分に位置する、付加体内部に発達した逆断層系で発生した地震である可能性がある。付加体は、海洋プレートの沈み込みに伴って陸性堆積物が押し寄せられて生成されたものであり、内部には逆断層が発達している（倉本ほか, 2000; Park *et al.*, 2002）。超低周波地震のメカニズム解は、海溝軸から陸に近づくにつれて断層面の傾斜角が大きくなる傾向を示し（図 9）、付加体内部における OST や分岐断層（splay fault）の分布とも調和的である。これらの逆断層は、沈み込むプレートから脱水された流体の排水経路とも考えられており、流体を多く含む未固結介在物が存在する。このような場所ですべりが発生した場合、高周波数成分をあまり励起せずに表面波のみを生成すると思われる。また、超低周波地震の発生に流体が関与しているな

らば、活動の連続性や 2003 年十勝沖地震直後に見られた日向灘におけるトリガリング現象も考えやすい。

これらの超低周波地震の波動を丹念に解析した結果、P 波初動に相当する長周期の波動が、いくつかの地震について検出された（Ito and Obara, 2006b）。これらの長周期 P 波は振幅が非常に小さく、通常はノイズレベルに埋もれてしまうものであるが、比較的大きなイベントの場合にはかろうじて検出される。これらの P 波スペクトル解析から応力降下量を推定したところ、通常の地震に比べ圧倒的に小さくなっている。この原因としては、付加体内部における断層表面が流体を多く含む未固結堆積物で覆われているために、通常の地震に比べ破壊発生時におけるすべり速度や破壊伝播速度が非常に小さくなり、その結果として応力

図 8 超低周波地震 CMT 解分布. 2003 年から 2004 年の 2 カ年の間で精度良く CMT 解が得られたものについて示す. A-B は, 図 9 で示す断面図の測線である.

Fig. 8 Epicentral distribution of VLF earthquakes during 2003 and 2004. Focal spheres indicate the moment tensor solutions of the VLF earthquakes. The line A-B marks the location of the cross-section shown in Fig. 9.

降下量が小さくなるものと考えられる。

VI. 議 論

スロー地震は, プレート境界における摩擦特性が通常の地震を発生させる状態と異なる場において発生する。大量の水の存在は, 固着の程度を和らげる効果を示し, 破壊強度は小さくなり, わずかな応力集中によってイベントが発生する。その結果, 西南日本のフィリピン海プレート沈み込みに伴う巨大地震が約 100 年周期で発生するのに対して, その深部の短期的スロースリップイベントが約半年周期で発生する。プレート境界付近には流体が存在することから, 底付け作用等によって発達したクラックにおいて, 短期的スロースリップと同時に水圧破壊が連鎖的に発生する。それが, 深部低周波微動である。微動や短期的スロースリップイベントは, 北米大陸の西海岸カス

ケード地方全域の約 1200 km の範囲にわたって検出されている。そのうち北部カスケードでは, 約 14-16 ヶ月周期でこれらのイベントが発生しているが, ここでは, ファンデフーカプレートが沈み込んでいる。フィリピン海プレートとファンデフーカプレートは, いずれも若いプレートであり, 太平洋プレートに比べると温度的には暖かいプレートとして特徴付けられる。従って, プレーートの内部組成が同じであったとしても, 温度の違いによって脱水反応の条件が変わるため, 流体の量が異なり, 発生する地球物理的現象に影響を与えられとされる。

深部低周波微動については, 水の移動そのものが振動を引き起こすという考えもある。火山性微動や内陸の深部低周波地震については単色的スペクトルを示すものがあり, 流体振動によって説明される場合もある。また, 2000 年 10 月の鳥取

図 9 (a) 紀伊半島南東沖における超低周波地震の断層面分布. 太線は 2 枚の断層面のうち陸側に向かって傾斜する面である. 測線の位置は図 8 に示したとおり. (b) 海溝軸からの距離に対する超低周波地震の側断面傾斜角分布. (c) 超低周波地震の発生メカニズムを模式化した断面図. 太線は, 付加体内の OST や splay fault に沿って存在する可能性のある超低周波地震の震源断層の位置を表す. 点線は decollement を表す.

Fig.9 (a) Distribution of moment tensor solutions of VLF earthquakes plotted on the crustal structure determined from the seismic reflection profile and wide-angle seismic survey. The nodal planes dipping landward are indicated by bold lines. See Figure 8 for the location of the cross section A-B. (b) The relationship between the distance from the trough axis and the dip of the fault planes. (c) Schematic cross-section showing a source model of the VLF earthquakes. The bold lines represent potential source faults for the VLF earthquakes including out-of-sequence thrusts (OST) and mega-splay faults. The dotted line represents the decollement.

県西部地震震源域深部で発生する低周波地震の発生メカニズムはダブルカップルよりも単一力源の方が観測事実を説明するものであり, 流体移動によるものを示唆している (Ohmi and Obara, 2002)。しかし, 沈み込みに伴う深部低周波微動の場合, 比較的広い周波数特性を示し, 少なくともハーモニック的ではないことから流体の振動や移動が原因であるとは考えにくい。水が微動発生にどのようにかわるかについてはまだ未解明ではあるものの, 水の存在が微動発生に大きくかわることは間違いなさであろう。これらの水は, 沈み込むフィリピン海プレート内で発生する脱水

反応によって生成されと考えられる。微動の発生域は沈み込むフィリピン海プレートの等深線に沿った帯状分布となっており, 温度や圧力によってその発生が支配されていることを示している。鎌谷・勝間田 (2004) は, 脱水反応がその帯状領域で選択的に進行していると考え, 含水鉱物の相転移 (Schmidt and Poli, 1998) に基づく考察を行っている。それによると, 四国あるいは紀伊半島の微動発生領域の温度圧力条件の下では, スラブ最上部を形成する含水海洋底玄武岩中の緑泥石の脱水分解及び非含水鉱物である単斜輝石の形成による水放出が生じる。地下構造との関係で

は、四国東部については反射法探査（蔵下ほか、2002）、西部については海洋地殻内にガイドされた地震波解析（Ohkura, 2000）に基づく、微動発生領域は沈み込むプレートが陸側の下部地殻と接している場所に相当する。プレート境界面がマントルと接する場所では、プレート内から脱水した水がマントル中のカンラン岩に取り込まれて蛇紋岩化するが、地殻同士が接する場所では結晶水として取り込まれずに流体として存在し、間隙水圧の増加によって微動が発生しやすくなると考えられる。一方、レシーバ関数解析（Shiomi *et al.*, 2004）によると、陸側モホ面とプレート境界面との会合部はやや海溝寄り、微動発生領域はプレート境界がウェッジマントルと接する場所に相当する場合もあるが、不連続面付近では遷移的な性質が残っているために、このような場所でも微動が発生しうのかもしれない。地震波トモグラフィの結果（Shelly *et al.*, 2006）によると、四国西部ではスラブ内地震が発生する海洋地殻内で V_p/V_s が高く、海洋地殻中での脱水反応によって生成された水が存在していることを示すものである。その水がプレート境界に移動し、プレート境界面における摩擦強度の低下を引き起こし、非定常なスロースリップを引き起こすと考えられる。さらにその水は、プレート境界付近における底付け作用などによって発達したクラック群に充満し、連鎖的な水圧破壊による微小振動がスロースリップと同時に発生し、微動として観測されると考えられる。また、微動発生領域のプレート境界の上盤は大陸側の下部地殻あるいはマントルウェッジであり、遷移的な性質を有する。それよりも浅い側では、流体量や温度または上盤側の構造の変化に伴ってプレート間摩擦パラメータが変化し、長期的なスロースリップを引き起こす条件が満たされたものかもしれない。プレート境界のさらに浅い場所では、完全に固着し、アスペリティとして周期的に高速すべりによる巨大地震を引き起こす。東海地域では、海・陸で実施された大規模な構造探査から、沈み込むフィリピン海プレートについて詳細な構造が明らかにされている（Kodaira *et al.*, 2004）。それによると、東海地震

固着域直下のフィリピン海プレート境界面はやや上方に膨らみ、またプレート内部には低速度物質が存在することから、これらは沈み込む海嶺で、そのため上盤との固着が進んでアスペリティを形成し、それよりも深い側では沈み込むプレート内部での V_p/V_s が大きいことから脱水反応が進行していることを示す。そのため、間隙水圧が高くなり、プレート境界における法線応力が小さくなって長期的スロースリップを発生させやすくなるのであろう。

ところで、南海トラフ沿いに発生する浅部超低周波地震は付加体内を震源とし、プレート境界そのもので発生する現象ではないとされているが、2003年6月から7月にかけて室戸沖で発生した超低周波地震の活動期間中に、ODPプログラムによる海底下ボアホール水圧観測に変化が生じた（Davis *et al.*, 2006）。彼らは、これらの超低周波地震活動と水圧変化は共にプレート境界浅部で発生したスロースリップによるものと解釈しており、浅部超低周波地震を利用して浅部プレート境界で発生するスロースリップをモニタリングすることが可能であるかもしれないことを示している。

VII. さいごに

西南日本の沈み込み帯のプレート境界付近において、巨大地震発生域の深部及び浅部側に通常の地震とは異なるスロー地震現象が発生していることが明らかにされてきた。両者の時間的因果関係は特に見出されていないが、いずれもその発生メカニズムには水の存在が強く示唆されており、スロー地震と流体との関係を解明することは、沈み込み帯における流体循環、地質形成、巨大地震発生などの沈み込み帯で生じるすべてのプロセスを解明するうえで非常に重要である。また、最近の稠密地震観測網によってさまざまなスロー地震現象が発生していることが明らかにされてきたものであるが、今後さらに観測網を充実し、解析手法の高度化によって沈み込み帯で発生する未知なる現象を発見し、それらの発生メカニズムを解明することが、今後の沈み込み過程の全貌解明、巨大

地震発生予測に対して重要であろう。

謝 辞

2名の査読者からいただいたコメントは、本論文の改善に対して大変有益でした。記して感謝いたします。

文 献

- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119–140.
- Davis, E.E., Becker, K., Wang, K., Obara, K., Ito, Y. and Kinoshita, M. (2006): A discrete episode of seismic and aseismic deformation of the Nankai Trough subduction zone accretionary prism and incoming Philippine Sea plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **242**, 73–84.
- Dragert, H., Wang, K. and James, T.S. (2001): A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525–1528.
- Dragert, H., Wang, K. and Rogers, G. (2004): Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth Planets Space*, **56**, 1143–1150.
- Fujie, G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M. and Suyehiro, K. (2002): A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1100, doi:10.1029/2001GL013764.
- Hasegawa, A., Umino, N. and Takagi, A. (1978): Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, **47**, 43–58.
- Heki, K., Miyazaki, S. and Tsuji, H. (1997): Silent fault slip following an interpolate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, **386**, 595–598.
- Hirose, H. and Obara, K. (2005): Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 961–972.
- Hirose, H. and Obara, K. (2006): Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17311, doi: 10.1029/2006GL026579.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. and Miyazaki, S. (1999): A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237–3240.
- 廣瀬 仁・平原和朗・藤井直之 (2001): 繰り返し発生する房総半島沖 slow slip? 日本地震学会講演予稿集, 140–140.
- 広瀬一聖・川崎一朗・岡田義光・鷲谷 威・田村良明 (2000): 1989年12月東京湾サイレント・アースクエイクの可能性. 地震, **53**, 11–23.
- Hyndman, R.D., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Isl. Arc*, **6**, 244–260.
- Ishihara, Y. (2003): Major existence of very low frequency earthquakes in background seismicity along subduction zone of south-western Japan. *Eos Trans. AGU*, **84**(46), Fall Meet. Supl. Abstract, S41C-0107.
- Ito, Y. and Obara, K. (2006a): Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02311, doi:10.1029/2005GL025270.
- Ito, Y. and Obara, K. (2006b): Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09302, doi:10.1029/2006GL025883.
- 地震調査研究推進本部 (2001): 南海トラフの地震の長期評価について.
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/>[Cited 2007/1/4].
- 鎌谷紀子・勝間田明男 (2004): 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—. 地震, **57**, 11–28.
- 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行 (2002): 地震発生と水—地球と水のダイナミクス—. 東京大学出版会, 392p.
- Katsumata, A. and Kamaya, N. (2003): Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1020, doi:10.1029/2002GRL015981.
- Kawasaki, I. (2004): Silent earthquakes occurring in a stable-unstable transition zone and implications for earthquake prediction. *Earth Planets Space*, **56**, 813–821.
- 川崎一朗 (2006): スロー地震とは何か—巨大地震予知の可能性を探る—. NHK ブックス, 269p.
- Kawasaki, I., Asai, Y., Tamura, Y., Sagiya, T., Mikami, N., Okada, Y., Sakata, M. and Kasahara, M. (1995): The 1992 Sanriku-Oki, Japan, ultra-slow earthquake. *J. Phys. Earth*, **43**, 105–116.
- Kawasaki, I., Asai, Y. and Tamura, Y. (2001): Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismogeodetic coupling in the Sanriku-Oki region along the Japan trench. *Tectonophysics*, **330**, 267–283.
- 小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋 (2006): 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ (1984～2005年). 地震, **59**, 19–28.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J.O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y. (2004): High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, **304**, 1295–1298.
- 国土地理院 (2006): 東海地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **68**, 306–382.
- 倉本真一・平 朝彦・Bangs, N.L.・Shipley, T.H.・Moore, G.F.・EW99-07, 08 航海乗船研究者 (2000): 南海トラフ付加体の地震発生帯—日米3D調査概要—. 地学雑誌, **109**, 531–539.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・

- 金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川 猛 (2002): 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレート形状. *地震*, **54**, 489-505.
- Matsubara, M., Yagi, Y. and Obara, K. (2005): Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquake data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08316, doi:10.1029/2004GL022310.
- Miller, M.M., Melbourne, T., Johnson, D.J. and Sumner, W.Q. (2002): Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science*, **295**, 2423.
- Miyazaki, S., Segall, P., Fujita, J. and Kato, T. (2004): Space time distribution of afterslip following the 2003, Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06623, doi:10.1029/2003GL019410.
- Miyazawa, M. and Mori, J. (2006): Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05303, doi:10.1029/2005GL025087.
- 西出則武・橋本徹夫・舟崎 淳・中澤博志・岡 正善・上野 寛・山田尚幸・笹川 巖・前田憲二・杉本和信・高嶋鉄也 (2000): 地震データの一元的処理により把握された地殻下部の低周波地震活動. 地球惑星科学関連合同大会講演予稿集, Sk-P002.
- Obara, K. (2002): Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679-1681.
- 小原一成 (2003): 深部低周波微動の時系列的特徴—トリガー現象と周期性—. *地学雑誌*, **112**, 837-849.
- Obara, K. and Hirose, H. (2006): Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics*, **417**, 33-51.
- Obara, K. and Ito, Y. (2005): Very low frequency earthquake excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquake: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Space*, **57**, 321-326.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. and Kasahara, K. (2004): Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y. (2005): A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Rev. Sci. Instrum.*, **76**, 021301, doi:10.1063/1.1854197.
- Ohkura, T. (2000): Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **321**, 17-36.
- 大見士朗 (2002): 西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震. 京都大学防災研究所年報, **45B**, 545-553.
- Ohmi, S. and Obara, K. (2002): Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1807, doi:10.1029/2001GL014469.
- Ohtake, M. (1974): Seismic Activity Induced by Water Injection at Matsu., Japan. *J. Phys. Earth*, **22**, 163-176.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A. (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—. *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H. and Nishimura, T. (2002): Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- Ozawa, S., Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Imakiire, T., Kaidzu, M. and Murakami, M. (2003): Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1283, doi:10.1029/2002GL016665.
- Ozawa, S., Hatanaka, Y., Kaidzu, M., Murakami, M., Imakiire, T. and Ishigaki, Y. (2004): Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07609 doi:10.1029/2003GL019381.
- Park, J.O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P.R. and Kaneda, Y. (2002): Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science*, **297**, 1157-1160.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003): Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, **300**, 1942-1943.
- Sagiya, T. (2004): A decade of GEONET: 1994-2003 —The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies—. *Earth Planets Space*, **56**, xxix-xli.
- Schmidt, M.W. and Poli, S. (1998): Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361-379.
- Seno, T. (2003): Fractal asperities, invasion of barriers, and interplate earthquakes. *Earth Planets Space*, **55**, 649-665.
- Shelly, D.R., Beroza, G.C., Ide, S. and Nakamura, S. (2006): Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, **442**, 188-191, doi:10.1038/nature04931.
- 汐見勝彦・小原一成・青井 真・笠原敬司 (2003): Hi-net/KiK-net 観測点における地中地震計設置方位の推定. *地震*, **56**, 99-110.
- Shiomi, K., Sato, H., Obara, K. and Ohtake, M. (2004): Configuration of subducting Philippine Sea plate beneath southwest Japan revealed from receiver

- function analysis based on the multivariate autoregressive model. *J. Geophys. Res.*, **109**, B04308, doi:10.1029/2003JB002774.
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M. and Ishiguro, M. (1991): A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophys. J. Int.*, **104**, 507–516.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Sagiya, T. (2001): Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuganada, Japan. *Earth Planets Space*, **53**, 793–803.
- Yamamoto, E., Matsumura, S. and Ohkubo, T. (2005): A slow slip event in the Tokai area detected by tilt and seismic observation and its possible recurrence. *Earth Planets Space*, **57**, 917–923.
- Yamasaki, T. and Seno, T. (2003): Double seismic zone and dehydration embrittlement. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2212, doi:10.1029/2002JB001918.

(2007 年 1 月 10 日受付, 2007 年 4 月 10 日受理)