12-20 東北日本島弧—海溝系における歪みの蓄積—解放過程と超巨大歪解放イベントの可能性

The process of strain buildup and release in the Northeast Japan arctrench systems and its implications for gigantic decoupling events

> 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻・池田安隆 Yasutaka Ikeda Department of Earth and Planetary Science, the University of Tokyo

1. はじめに

## 単純連動型地震と超巨大地震

モーメントマグニチュードが9を越える超巨大地震がどの様な場所で起こるかは、震源断層の大きさとすべり量に関する経験則<sup>2)</sup>と、横ずれ型プレート境界断層について導かれた理論<sup>16)</sup>からの 類推とによって、ほぼ解決された問題であるように思われる。

Fujii and Matsu'ura  $(2000)^{20}$ によれば、「島弧型沈みこみ帯」では、震源断層の幅Wは断層の 長さLがおよそ 200 km に達したところで飽和しほぼ一定値(~120 km)となる(第1図a).地 震時のすべり量Dも同様に、断層の長さLが100~200 km に達したところで飽和し一定値(4~ 5 m)となる(第1図b).一方、「大陸縁沈みこみ帯」では、震源断層の長さLが1000 km に達す るまで(それ以上はデータがない)、WもDもなかなか飽和しない;とくにDはLにほぼ比例し て増加し続ける(第2図a, b).

Fujii and Matsu'ura (2000)<sup>2)</sup>の分類における「島弧型沈みこみ帯」と「大陸縁沈みこみ帯」との 違いは、プレート間カップリング領域の幅の違いである.従って上述の経験則から以下の推論が導 かれる.震源断層の幅 W はカップリング領域の幅に規制されて頭打ちとなる;言い換えれば、W が頭打ちになるような破壊が起こると有効にプレート間のカップリングが解消すると考えられる. カップリング領域の幅が 100 km の場合(第1図),このような完全デカップリング地震をおこす 破壊面の長さしの最小値は 150 ~ 200 km であり、そのときのすべり量 D は 4 ~ 5 m で飽和に達 しているから、地震モーメント解放量は(L が大きくなると)単純にLに比例する.このような場 所で起こるプレート境界地震の規模は、仮に L=1000 km の連動破壊が起こっても Mw 8.8 にしか ならない(これを単純連動型破壊と呼ぶことにする;本報告の最後で改めて議論する).

一方,カップリング領域の幅が200 km の場合(第2図),D はなかなか飽和せずL~1000 km になるまでLに比例して際限なく増加するので,地震モーメント解放量はおおよそLの2~3 乗に比例する.このような広いカップリング領域の場所では,仮にL=500 km の破壊が起こっても 地震規模は Mw 9.0 に達するし,完全デカップリングが起こる破壊長 L=1000 km ならば地震規模 は Mw 9.4 となる.

## 超巨大地震は予測可能か?

上述の議論から,沈みこみ帯に蓄積する弾性歪み有効に解放させる得るプレート境界地震の規模 は、カップリング領域の幅に大きく左右されることが分かった.したがって、カップリング領域の 幅とカップリング率とを地表変形の観測から明らかにすることが,超巨大地震発生の可能性を評価 する鍵となる. そこで重要なことは, 沈みこみ帯において現在観測されている歪みのうち, 非弾性 的な永久変形と弾性変形とを分離することである. 後者が解放されずに蓄積しているとすれば, そ れは将来プレート境界で起こる(episodic な)すべりによって解消されるはずである. 非弾性的 な永久変形の速度を評価するには地質学的データが必要である. 2011 年 3 月 11 日東日本大地震は 地質学的にはある程度予測できていたにもかかわらず, 適切な防災上の評価に至らなかったのは何 故か?本報告では, 東北日本弧における歪みの蓄積と解放の過程に関し, どの程度のレベルまでの 理解が得られていたか, また地震後にそれがどの様に深まったかについてレビューする. また最後 に, 南海トラフ, 琉球海溝, および千島海溝における超巨大地震発生の可能性を議論する.

2. 東北日本における地学的歪み速度と測地学的歪み速度の不一致

## 水平短縮歪み

東北日本弧は鮮新世以降現在まで、千島—日本海溝におけるプレート収束運動と沈み込み帯にお けるカップリングとによって、東西方向の短縮変形を被ってきた。一般に島弧の変形は熱的理由に より背弧側で大きい(たとえば Hyndman, R.D.,2005<sup>5)</sup>)。東北日本弧も例外でなく<sup>35)</sup>、短縮変形が 特に羽越褶曲帯から北部フォッサマグナに集中している<sup>15)24)27)</sup>。東北日本弧の背弧側における鮮新 世以降の総短縮量を地質構造から見積もると、その値は 4 ~ 15 km 程度である<sup>24)27)</sup>(第3図)。本 州弧における短縮変形の開始時期を 3.5 ~ 5 Maとすれば<sup>20)28)</sup>、東北日本弧の水平短縮速度は 3 ~ 5 mm/yr 程度ないしそれ以下である(歪み速度にして 1 ~ 3 × 10-8 strain/yr)。

地学的時間スケールでの歪み速度は、島弧の広域的な隆起速度からも推定できる.東北日本弧が 全体としてアイソスタシー状態にあると仮定すると、水平短縮による地殻厚化はアイソスタティッ クな隆起を引き起こす.したがって、削剥作用やマグマ底付け作用等の撹乱要因の寄与を補正すれ ば、隆起速度のデータから地殻水平短縮速度を推定することができる<sup>33)</sup>.第四紀後期の海成/河成 段丘高度<sup>13)33)34</sup>(第4図)から求めた過去約10万年間における東北日本弧の平均隆起速度は0.2~0.3 mm/yr である.この値から求めた東北日本弧の水平短縮速度は<6~8mm/yr となり、地質構造 から求めた短縮速度と一致する(第5図).

一方、GPS によって観測される東北日本陸域における東西方向の水平短縮速度は数十 mm/yr (歪 み速度にして 2 ~ 3 × 10-7 strain/yr) に達しており<sup>19)26)</sup>,地学的な時間スケールで蓄積する水平短縮速度よりおよそ一桁大きい. この値は、太平洋プレートとユーラシア・プレートとの間の収束速度(80 ~ 90 mm/yr) に匹敵し、過去百年間の三角/三辺測量の結果ともおおむね整合するように見える<sup>21)</sup>.しかしこの期間の変形は南北から北東—南西方向の引張が卓越するとの解釈もある<sup>3)32)</sup>.

### 垂直変動速度

地学的観測と測地学的観測との不一致は,垂直変位速度についても存在する.過去100年間の験 潮観測によれば,東北日本~北海道の太平洋岸は急速に沈降している<sup>11)12)</sup>(最大10 mm/yr;第6図). この沈降は,沈み込む太平洋プレートの引きずりによって起こっている(たとえば,Shimazaki, 1974<sup>31)</sup>).図8には単純なバックスリップモデルによる地震間変動の計算例を示す.ここでは Mw 7~8級の地震が過去繰り返し起こっているが,その深さは通常約50 km までである.太平洋岸で 観測されている急速な沈降は,深さ50 km までのプレート境界面を固着させただけでは説明できず, 更に深く100 km ぐらいまでの幅広い領域にプレート収束速度の半分を超える50 mm/yr ぐらいの バックスリップを与える必要がある(第7図).

しかし,ここには最終間氷期の海成段丘が海抜最大数十mの高さに発達しているので(たとえば, 小池・町田, 2001<sup>13</sup>),長期的(~10万年オーダー)にみるとほぼ不動ないしはゆっくり隆起して いる(<0.3 mm/yr).

3. 東北日本弧の歪み収支

上述の結果は、島弧に蓄積される非弾性歪みが極めて小さく(プレート収束運動の10%以下)、 測地学的に観測している水平及び垂直方向の大きな歪の大部分(>90%)は弾性歪みであること を示している<sup>36,6,7,8,9</sup>.

したがって、過去100年間に累積した東西方向の水平短縮歪みと太平洋岸の沈降は、プレート境界 のすべりによって大部分がキャンセルされるはずである。ところが不思議なことに、過去100年間に 日本海溝沿いではM7~M8の地震がいくつか発生しているが、この規模の地震では水平歪みと沈降 運動の解消は起こっていない(図7)。M7~M8級の地震では太平洋岸の沈降運動を解消できないば かりか、むしろ沈降を加速したようにみえることから判断すると、これらの地震の破壊領域は比較的 浅く海溝寄りにあり、プレート間カップリング領域の深部まで達していないものと解釈される。従って、 過去100年間以上にわたって蓄積された弾性歪みを解消させる地震イベントは、プレート境界面の固 着を深部まで完全に断ち切るようなもっと大規模なものであるに違いない<sup>67,89</sup>(第8図)。

本報告のはじめに議論したように、日本海溝 – 千島海溝はカップリングしているプレート境界面の幅が広いので、このような完全デカップリングを生じさせる地震の規模は Mw9 となる.

4. 東北日本の巨大 decoupling event と余効変動

このような巨大デカップリング地震は少なくとも過去 100 年間起こっていない. Atwater et al. (2004)<sup>1)</sup> と Sawai et al. (2004)<sup>29)</sup> は,北海道東部太平洋岸における干潟の環境変遷を復元し,その結果この地域では 17 世紀後期に急激な離水(隆起)が起こり,その後現在まで連続的に沈降していることが明らかになった.平川ほか(2000)<sup>4)</sup> と Nanayama et al. (2002)<sup>23)</sup> は,十勝において 津波堆積物を調査し,その結果過去 2500-3000 年間に 5 回の巨大津波が発生していることを明らかにした.このうち最新の巨大津波は,標高 17m の段丘上まで遡上しており,これ以後発生した 津波の規模を遥かに上回る.この津波は,1667 年 AD に噴出した樽前火山起原の火山灰が降下する直前に起こっており,Atwater 等<sup>1)</sup> が発見した離水イベントと同一の地震である可能性が高い. 仙台平野における津波堆積物調査からも同様な巨大津波の証拠が発見された<sup>17) 18) 30)25) 22).</sup>

2011 年東北地方太平洋沖地震では、太平洋岸で 70-80cm の沈降が生じた.この沈降(とこれま で~1000 年間累積していた沈降)は、固着していたプレート境界のより深部で(本震の破壊域よ り深部で)大きな余効すべりが生じることによって解消されると予想される(第9図).地理院の GPS 解析結果によれば、現在太平洋岸で1~3 mm/dayの隆起が生じている.この早さで余効変 動が続けば、数年間で~1000 年分の歪みを解消することになると予想される.急激なすべりとそ れに引き続く深部での余効すべりとによって地震間沈降がキャンセルされるというシナリオは、北 海道における古地震調査から推定されている<sup>1)29</sup>(第10 図).

5. 日本海溝北部~千島弧,南海トラフおよび琉球海溝における超巨大地震の可能性 はじめに議論したように,沈みこみ帯におけるプレート境界地震の規模はカップリング領域の幅 に強く依存するらしい. GPS による測地変動のパターンや超低周波地震の分布等から判断すると, 南海トラフにおけるカップリング領域の幅は 100 km 程度であるらしい. もしそうであれば,ここで 発生する巨大地震は,モーメント解放量が破壊領域の長さLに比例する単純連動型にしかならない から, 駿河トラフから日向灘まで約 700 km にわたって破壊が連動したとしても,すべり量は4~ 5 m で頭打ちとなり,マグニチュードは最大 Mw 8.8 であると予想される (Fujii and Matsu'ura, 2000,<sup>2)</sup> の経験則に基づく計算値;第1 図を参照).

琉球海溝は, GPS による測地変動のパターンから見ると南海トラフより更にカップリング領域の幅が狭いと予想されるので, 仮に数百 km を超える長さの連動破壊が起こったとしても, すべり 量・マグニチュードともに南海トラフの場合よりずっと小さいであろう.

一方,日本海溝北部から千島海溝では,2011年3月11日地震の震源域と同じく,広いカップリング領域と長期にわたる弾性歪みの蓄積が認められる.北海道太平洋岸の検潮記録に示されているように,この弾性歪みは過去に起こった Mw7~8級の地震では解消されていない(第6図).したがって,この領域では依然として Mw9の超巨大地震が発生する可能性がある.北海道太平洋岸の古地震学的データによれば,この領域で起こる超巨大地震の発生間隔は平均500~600年であるが<sup>4)23</sup>,最後の発生から現在まで既に約350年経過している<sup>1)</sup>.

# 参考文献

- Atwater, B. F., Furukawa R., Hemphill-Haley, E., Ikeda Y., Kashima K., Kawase K., Kelsey, H. M., Moore, A. L., Nanayama F., Nishimura Y., Odagiri S., Ota Y., Park S. C., Satake K., Sawai Y., and Shimokawa K., 2004, Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan, Holocene, 14, 487-501.
- Fujii, Y., and Matu' ura, M., 2000, Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure Appl. Geophys., 157, 2283-2302.
- 橋本 学, 1990, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(I):本州・ 四国・九州, 地震, 43, 13-26.
- 4) 平川一臣・中村有吾・原口強,2000,北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔,月刊 地球,号外28,154-161.
- 5) Hyndman, R. D., 2005, Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat, GSA Today, 15, 4-10.
- 6) 池田安隆, 1996, 活断層と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, 15, 93-99.
- 7) 池田安隆(2003):地学的歪速度と測地学的歪速度の矛盾,「総特集・日本列島の地殻変動と地震・火山・テクトニクス(下)多田堯先生を偲ぶ」,月刊地球,25巻2号,125-129.
- Ikeda Y., 2005, Long-term and short-term rates of horizontal shortening over the Northeast Japan arc, Hokudan International Symposium on Active Faulting 2005, Program and Abstracts, January 17-24, 2005, Hokudan City, Japan.
- 9) Ikeda Y., 2006, Long-term and short-term rates of crustal deformation over the northeast Japan arc, and their implications for gigantic earthquakes at the Japan Trench, International Workshop on Tectonics of Plate Convergence Zones, Sep. 28-29, 2006, University of Tokyo, http://www.eps.su-tokyo.ac.jp/jp/COE21/events/20060928p.html
- 10) Kaizuka, S., and Imaizumi, T., 1984, Horizontal strain rates of the Japanese Islands estimated

from Quaternary fault data, Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ., 19, 43-65.

- 加藤照之・津村建四朗, 1979, 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動(1951~1978), 地震研究所彙報, 54, 559-628.
- 12) Kato T., 1983, Secular and earthquake-related vertical crustal movements in Japan as deduced from tidal records (1951–1981), Tectonophysics, 97, 183-200.
- 13) 小池一之・町田洋, 2001, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.
- 14) 国土地理院, 2011, 日本全国の地殻変動, 地震予知連会報, 84, 8-31.
- Matsuda T., Nakamura K., and Sugimura A., 1967, Late Cenozoic orogeny in Japan, Tectonophysics, 4, 349-366.
- 16) Matsu'ura, M., and Sato, T., 1997, Loading mechanism and scaling relations of large interplate earthquakes, Tectonophysics 227, 189–198.
- 17) Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y. and Iwashita, T., 2001, The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large scale tsunami on the Pacific coast of northeastern Japan. Journal of Natural Disaster Science 23, 83–88.
- 18) Minoura, K. and S. Nakaya, 1991. Traces of tsunami preserved in intertidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. Journal of Geology, 99, 265-287.
- 19) Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Noida, M. Mishina, T. Hirasawa and H. Miyazaki, 2000. Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations. Tectonophysics, 323, 217-238.
- 20) 守屋俊治・鎮西清高・中島健・檀原徹,2008,山形県新庄盆地西縁部の鮮新世古地理の変遷: 出羽丘陵の隆起時期と隆起過程,地質學雑誌,114,389-404,2008-08-15.
- 21) 中根勝見, 1973 日本における定常的な水平地殻歪 (1) (II), 測地学会誌, 19, 190-199, 200-208.
- 22) 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋,2010,宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地に おける 869 年貞観津波の数値シミュレーション,活断層・古地震研究報告,No. 10, p. 9-29.
- 23) Nanayama F., Satake K., Furukawa R., Shimokawa K., Atwater, B.F., Shigeno K. and Yamaki S., 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, Nature, 424, 660-663.
- 24) Okada S., and Ikeda Y., 2011, Crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan, Jour. Geophys. Res. (under review).
- 25) 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋, 2008, 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No. 8, p. 71-89.
- 26) Sagiya T., Miyazaki S., and Tada T., 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure Appl. Geophys., 157, 2303-2322.
- 27) 佐藤比呂志, 1989, 東北日本弧における後期新生界の変形度について, 地質学論集, 32, 257-268.
- 28) Sato H., 1994, The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress-Field and Basin Development in Northeast Japan, Jour. Geophys. Res., 99, 22261-22274.
- 29) Sawai Y., Satake K., Kamataki T., Nasu H., Shishikura M., Atwater, B. F., Horton, B. P., Kelsey, H. M., Nagumo T., and Yamaguchi, M., 2004, Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone, Science, 306, 1918-1920, doi: 10.1126/science.1104895.

- 30) 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子, 2008, ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・ 名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査,活断層・古地震研究報告, No. 8, 17-70.
- 31) Shimazaki K., 1974, Pre-seismic crustal deformation caused by an underthrusting oceanic plate, in eastern Hokkaido, Japan, Phys. Earth Planet. Interior, 8, 148-157.
- 32) 多田 堯, 1986, 東北日本弧における地殻水平歪との地学的意義, 地震 2, 39, 257-265.
- 33) Tajikara M., 2004, Vertical Crustal Movements of the Northeast Japan Arc in Late Quaternary Time, Dr. Thesis, University of Tokyo, 159 p.
- 34) 田力正好・池田安隆, 2005, 段丘面の高度分布からみた東北日本弧中部の地殻変動と山地・盆 地の形成, 第四紀研究, 44, 229-245.
- 35) 嶋本利彦, 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス―剛体プレートから変形するプレートへ, 科学, 59, 170-180.
- 36) Wesnousky, S.G., Scholtz, C.H., Shimazaki, K., and Matsuda, T., 1982, Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, J. Geophys. Res., 87, 6829-6852.



第1図.「島弧型」(island-arc) 沈みこみ境界で起こる地震のスケーリング則(Fujii and Matsuura, 2000). L, 震源断層の長さ;W, 震源断層の幅;D, すべり量. Figure 1. Empirical scaling laws for interplate earthquakes that occurred in island-arc subduction zones (Fujii and Matsu) ura, 2000). Source parameters: L, length;W, width; D, amount of slip.



第2図.「大陸縁」(continental margin) 沈みこみ境界で起こる地震のスケーリング則(Fujii and Matsuura, 2000). L. 震源断層の長さ; W. 震源断層の幅; D. すべり量. Figure 2. Empirical scaling laws for interplate earthquakes that occurred in continental margin subduction zones (Fujii and Matsu) ura, 2000). Source parameters: L, length; W, width; D, amount of slip.



第3図A. 東北日本背弧側における強変形領域(ピンク色)とそれを横切る地質構造断面(A ~ D)の位置. 赤線は活断層(陸域は中田・今泉, 2002による). 海域の細実線は石油公団による地震探査測 線. Okada & Ikeda (2011)による. Figure 3A. Zone of concentrated deformation (indicated by pink color) in the backarc region of the Northeast Japan arc (Okada and Ikeda, 2011). Thin red lines indicate active faults.



- 第3図B. 東北日本背弧側における強変形領域を横切る地質構造断面A(本荘沖~横手). 図は上から, ブーゲ異常,現在の地質構造,中新世中期の地質構造(鮮新世~現在までに起こった短縮変 形を引き戻した状態),およびリフティング前の地質構造(さらに,中新世前期~中期に起こった引張変形を引き戻した状態). 断面の位置は図1参照. Okada & Ikeda (2011) による.
  Figure 3B. Geologic cross sections and gravity anomaly along transect A. A set of four figures shows,
- Figure 3B. Geologic cross sections and gravity anomaly along transect A. A set of four figures shows, from the top to the bottom, Bouguer gravity anomaly, present-day geologic section, geologic section before the positive tectonic inversion (late Miocene time), and geologic section before Miocene extension.



第3図C. 東北日本背弧側における強変形領域を横切る地質構造断面C(佐渡〜新津). Figure 3C. Geologic cross sections and gravity anomaly along transect C.



(Tajikara, M., 2004, Dr. thesis, Univ. Tokyo)

第4回. 東北日本における過去約12万年間の垂直変位量. 沿岸部の隆 起量は最終間氷期の海成段丘高度から求める. 内陸部の隆起量は, 最終 氷期および一つ前の氷期の河成段丘の比高から推定する. Tajikara (2004) による.

Figure 4. Vertical displacement of the middle part of Northeast Japan during the past  $\sim 120$  kyr (Tajikara, 2004). Amounts of uplift along the coast are estimated from marine terraces of the Last Interglacial age. Amounts of uplift inland are estimated from relative heights of fluvial terraces of Penultimate Glacial age with respect to those of Last Glacial age.

第5図. 隆起速度データに基づく東北日本の水平短縮速度の推定. Tajikara (2004) による.

Figure 5. Estimating the amount of horizontal shortening across the Northeast Japan arc from regional uplift data (Tajikara, 2004).



- 第6図. [左図] 東北日本弧における最近の垂直変動とプレート境界地震の震源域. 青色の等値線は、1955-1981 年の期間における験潮観測から求めた隆起速度 (単位:mm/yr)(Kato, 1983 による). 橙色線で囲んだ領域は、1896 年以降 に起こった Mw 7.0 以上の地震の震源域. 橙色で塗色した領域は 2011 年東 北地方太平洋沖地震の震源域. [右図] 太平洋岸における過去 55 年間の上下 変動(国土地理院, 2010 による). 各験潮所の位置は左図参照. 赤矢印は各 験潮所の近くで起こった Mw 7.0 以上のプレート境界地震(1993 年根室沖 地震と 1994 年釧路沖地震を除く).
- Figure 6. [Left] Map showing recent vertical crustal movements and source areas of large interplate earthquakes. Blue line contours indicate rates of uplift (in mm/yr) revealed by tide gauge observations during the period 1955-1981 (Kato, 1983). Orange lines indicate source areas of interplate earthquakes of Mw > 7.0 since 1896. The epicenter and source area of the 2011 Tohoku earthquake of Mw 9.0 are indicated by an asterisk and orange shade, respectively. Open squares indicate tide-gauge stations; station numbers correspond to those in the right figure. [Right] Selected tide-gauge records along the Pacific coast (Geographical Information Authority of Japan, 2010). See the left figure for location. Red arrows indicate large earthquakes (Mw > 7.0) that occurred near each station. Note progressive subsidence of the Pacific coast at rates as high as 5-10 mm/yr, except for the Onahama station, which has likely been affected by coal mining.
- interface is needed to subside the Pacific coast at a maximum rate  $\sim 10$  mm/yr. [Bottom] Geometry of plate interface along the same transect as of the top figure. Hypocenters and P-wave velocity structure in the background are after Hasegawa (1994). Red and blue thick lines indicate the areas of plate coupling.



- 第7回. 東北日本弧におけるプレート境界面の固着の深さと地震間変動のパターン. 断面は牡鹿半島を通り日本海溝にほぼ直交する. [下図] プレート境界面の 形状と固着領域. 固着域が浅い場合(深さ0~50 km;赤実線)と深い場合(深 さ0~100 km;赤実線+青実線)の二通りを計算した. 背景は. Hasegawa et al. (1994) による震源分布と地震波速度構造. [上図] 地震間の垂直変位 パターン. 赤線: 固着領域が浅い場合(下図赤実線). 青線: 固着領域が深 い場合(下図の赤実線+青実線). プレート境界面上でのすべり遅れ(back slip)速度は 50 mm/yr を与えた.
- Figure 7. [Top] Pattern of interseismic deformation along a transect crossing the Ojika Peninsular in a direction perpendicular to the Japan Trench. See the bottom figure for the geometry of the plate interface along the transect. Calculation was performed by using a dislocation model in an elastic half space. Red line curve shows interseismic deformation caused by shallow coupling (Red thick line in the bottom figure) on the plate interface at  $0 \sim 50 \text{ km}$  depths. Blue-line curve shows interseismic deformation caused by deep coupling (Red thick line plus blue thick line in the bottom figure) at  $0 \sim 100 \text{ km}$  depths. A uniform back-slip rate of 50 mm/yr over the deeply coupled plate interface is needed to subside the Pacific coast at a maximum rate  $\sim 10 \text{ mm/yr}$ . [Bottom] Geometry of plate interface along the same transect as of the top figure. Hypocenters and P-wave velocity structure in the background are after Hasegawa (1994). Red and blue thick lines indicate the areas of plate coupling.





第8回.東北日本弧-海溝系における歪みの蓄積と解放の過程(Ikeda, 2005, 2006).

Figure 8. Strain buildup and release in the Northeast Japan arc as proposed by Ikeda (2005, 2006).

第9図. 東北日本弧における地震時 変動, 余効変動, および地震間変動 のパターン. 断面の位置は図8と同 じ.

Figure 9. Highly simplified pattern of coseismic, postseismic, and interseismic deformation during a whole cycle of strain buildup and release over the Noetheast Japan arc-trench system. The line of profile is the same as that of figure 8.

第10図. 北海道太平洋岸における過去の 歪み解放過程(Sawai et al., 2004). 潮間帯 堆積物(下部の泥層)最上部にはさまる砂 層は津波堆積物;その上部には、再び薄い 潮間帯堆積物(泥層)があり,さらにそれ を泥炭層が覆い,陸化したことを示す. 微 化石群集の変化から,この陸化は連続的に 進行したと解釈されている.

Figure 10. Geologic evidence for an episodic (but gradual) uplift of the Pacific coast of eastern Hokkaido, most likely in association with a large-scale decoupling event at the Kuril Trench (Sawai et al., 2004). The lower half of the sediment column (left) consists of tidal flat mud intercalated with a muddy sand layer of tsunami origin. The tidal flat deposits are overlain by peat, indicating an elevation change from intertidal to subtidal conditions. Diatom assemblage analysis suggested that the coastal uplift was gradual.