

3-14 東北日本島弧－海溝系における長期的歪み蓄積過程と2011年東北地方太平洋沖地震 Long-term strain buildup and release in the Northeast Japan arc-trench systems and its implications for the 2011 earthquake off the Pacific coast of Tohoku

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. 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。島弧の短縮変形は背弧側で大きく（たとえば嶋本, 1989），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^{12) 20)}。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4～15km程度である^{20) 17)}（第1図および第2図参照）。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^{21) 13)}、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 $1 \sim 3 \times 10^{-8}$ 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搅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²⁶⁾。第四紀後期の海成／河成段丘高度^{10) 26) 27)}（図3）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<6～8 mm/yrとなり、地質構造から求めた短縮速度と一致する（図4）。

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 $2 \sim 3 \times 10^{-7}$ strain/yr）に達しており¹⁹⁾、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見える^{11) 14)}。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^{2) 25)}。

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^{8) 9)}（最大10mm/yr；図5）。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, 1974²⁴⁾）。

しかし、ここには最終間氷期の海成段丘が海拔最大数十mの高さに発達しているので（たとえば、小池・町田, 2001¹⁰⁾）、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）。

2. 島弧の歪み収支

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^{29) 4) 5) 6)}。

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5）。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見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^{4) 5) 6)}（図6）。

3. 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)¹⁾ と Sawai et al. (2004)²²⁾ 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を明らかにした。平川ほか (2000)³⁾ と Nanayama et al. (2002)¹⁶⁾ 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^{23) 18) 15)}。

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（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。地理院のGPS解析結果によれば、現在太平洋岸で1～3mm/dayの隆起が生じている。この早さで余効変動が続ければ、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^{1) 22)}（図7）。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.

- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 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.
- 8) 加藤照之・津村建四郎, 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.
- 9) Kato T., 1983, Secular and earthquake-related vertical crustal movements in Japan as deduced from tidal records (1951-1981) , Tectonophysics, 97, 183-200.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) Matsuda T., Nakamura K., and Sugimura A., 1967, Late Cenozoic orogeny in Japan, Tectonophysics, 4, 349-366.
- 13) 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.
- 14) 中根勝見, 1973 日本における定常的な水平地殻歪 (I) (II), 測地学会誌, 19, 190-199, 200-208.
- 15) 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 年貞觀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.
- 16) 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.
- 17) Okada S., and Ikeda Y., 2011, Crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan, Jour. Geophys. Res. (under review).
- 18) 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋, 2008, 石巻・仙台平野における 869 年貞觀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.
- 19) Sagiya T., Miyazaki S., and Tada T., 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure Appl. Geophys., 157, 2303-2322.
- 20) 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.
- 21) 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.
- 22) 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.
- 23) 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.

- 24) Shimazaki K., 1974, Pre-seismic crustal deformation caused by an underthrusting oceanic plate, in eastern Hokkaido, Japan, *Phys. Earth Planet. Interior*, 8, 148-157.
- 25) 多田 喬, 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.
- 26) Tajikara M., 2004, Vertical Crustal Movements of the Northeast Japan Arc in Late Quaternary Time, Dr. Thesis, University of Tokyo, 159 p.
- 27) 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.
- 28) 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.
- 29) 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.

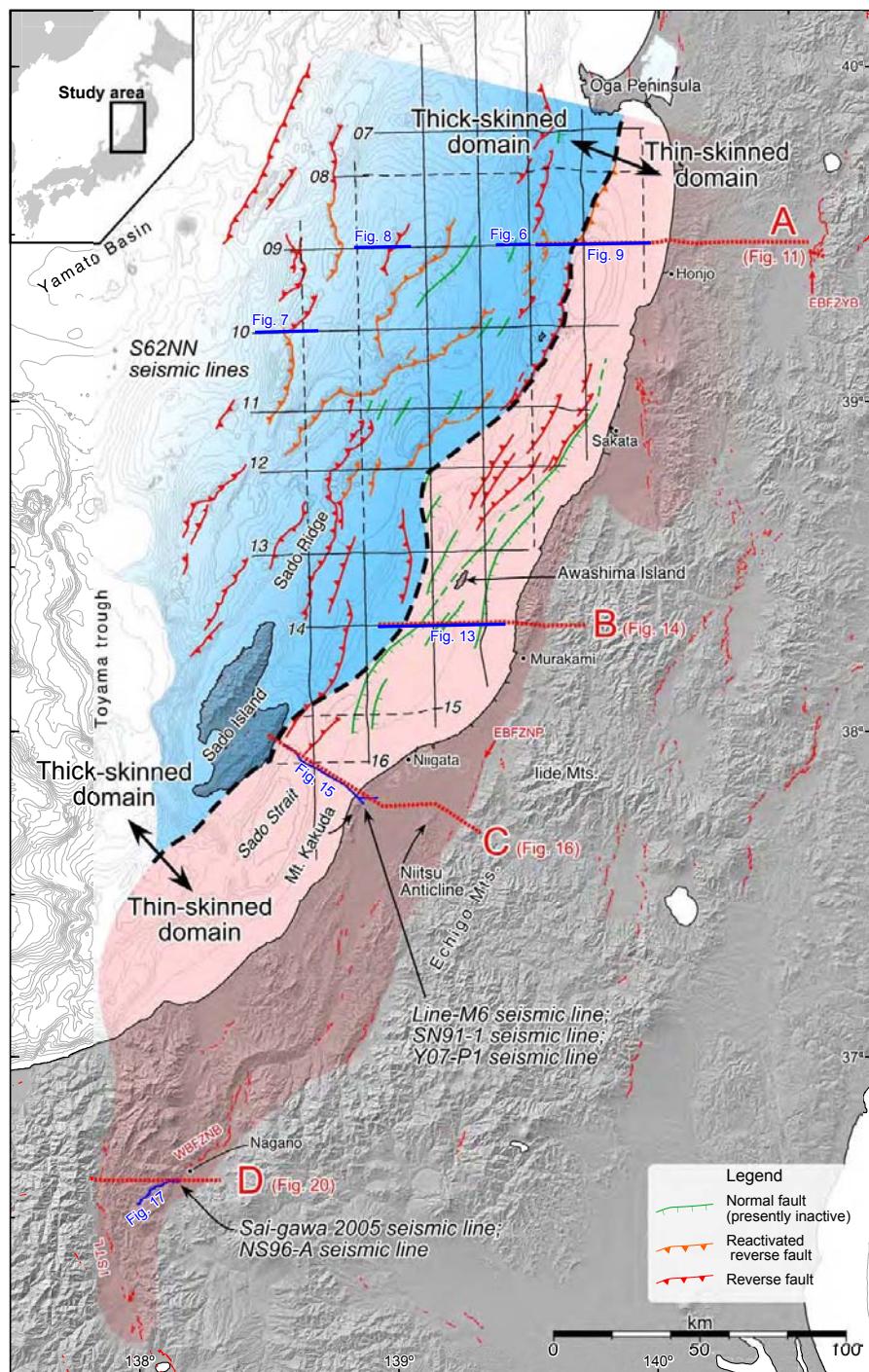


図1 東北日本背弧側における強変形領域（ピンク色）とそれを横切る地質構造断面（A～D）の位置。赤線は活断層（陸域は中田・今泉, 2002による）。海域の細実線は石油公団による地震探査測線、Okada & Ikeda (2011)。
 Figure 1. Zone of concentrated deformation (indicated by pink color) in the backarc region of the Northeast Japan arc (Okada and Ikeda, 2011). Geologic transects A-D in Figures 2A-2D are located. Thin red lines indicate active faults.

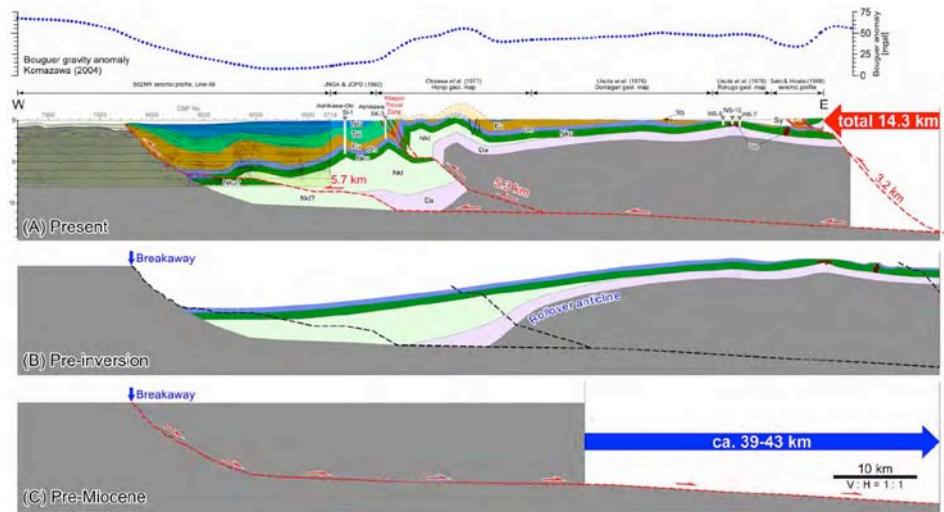


図2A. 地質断面A(本荘沖～横手). 図は上から、ブーゲ異常、現在の地質構造、中新世中期の地質構造(鮮新世～現在までに起こった短縮変形を引き戻した状態)、およびリフティング前の地質構造(さらに、中新世前期～中期に起こった引張変形を引き戻した状態). 断面の位置は図1参照. Okada & Ikeda (2011)による.

Figure 2A. Geologic transect A (from off Honjo to Yokote). 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. After Okada and Ikeda (2011).

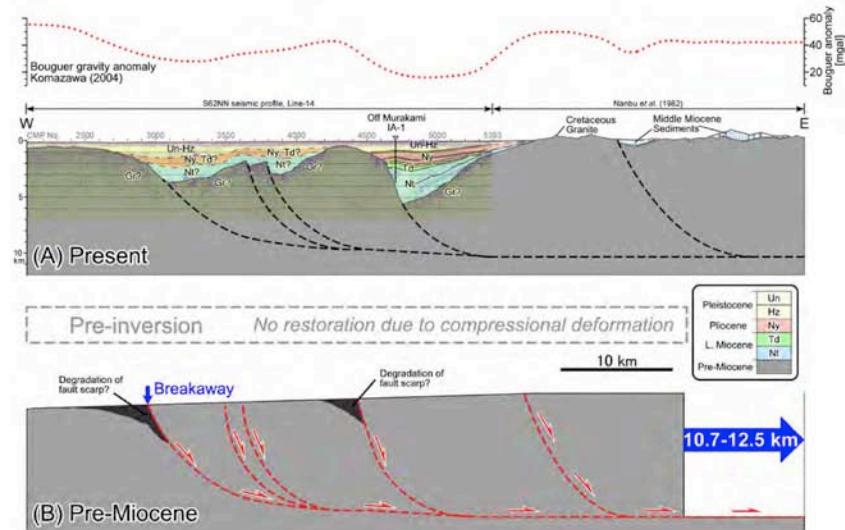


図2B. 地質断面B(村上沖). 説明は図2A参照.

Figure 2B. Geologic transect B (off Murakami). After Okada and Ikeda (2011).

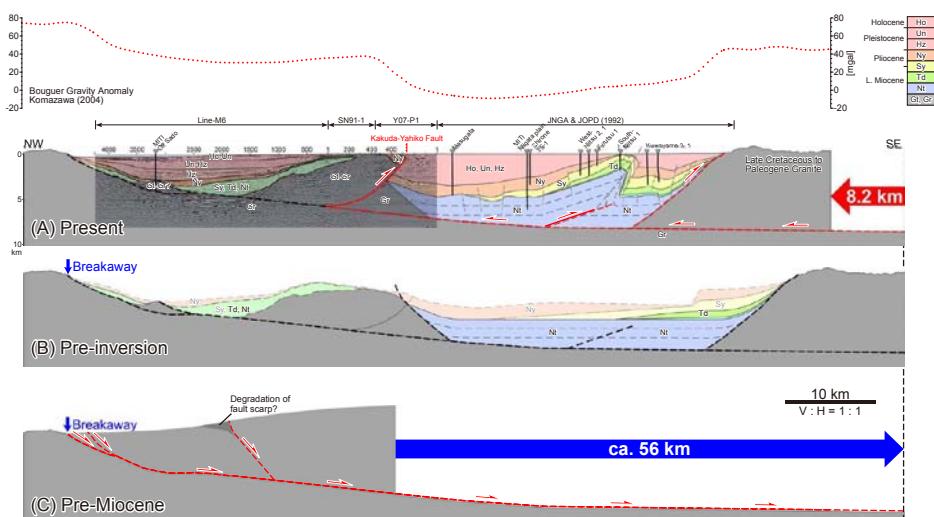


図2C. 地質断面C(佐渡～新津). 説明は図2A参照.

Figure 2C. Geologic transect C (from Sado to Niitsu). After Okada and Ikeda (2011).

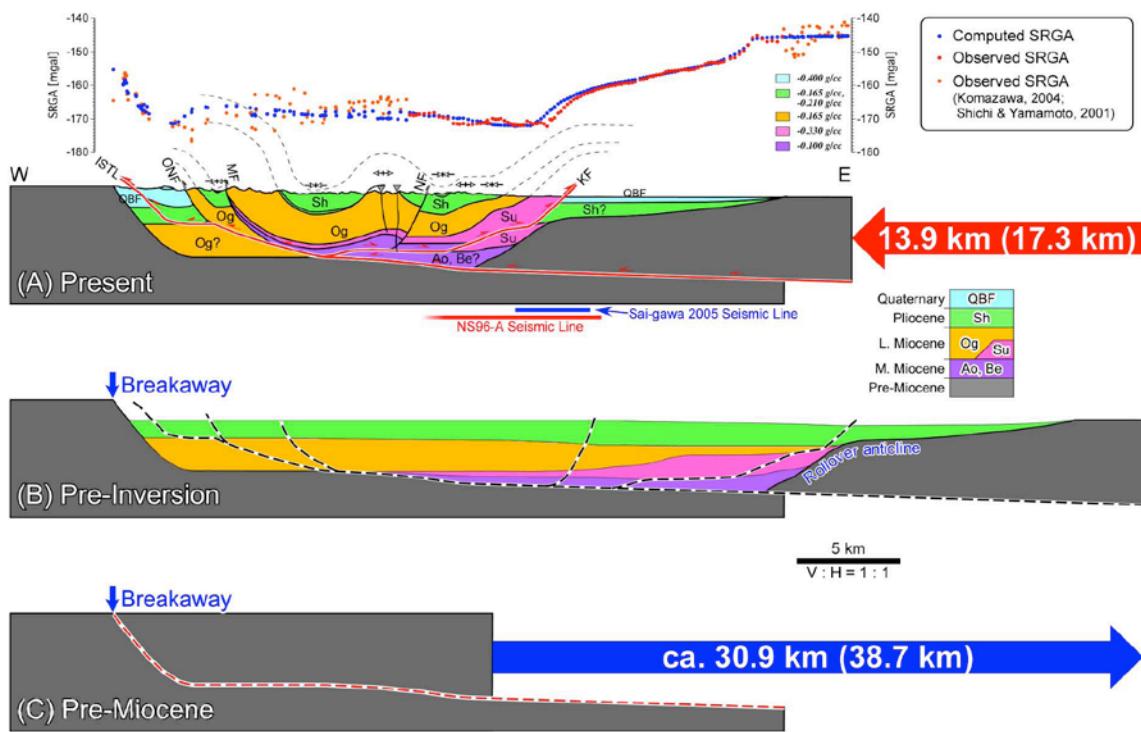
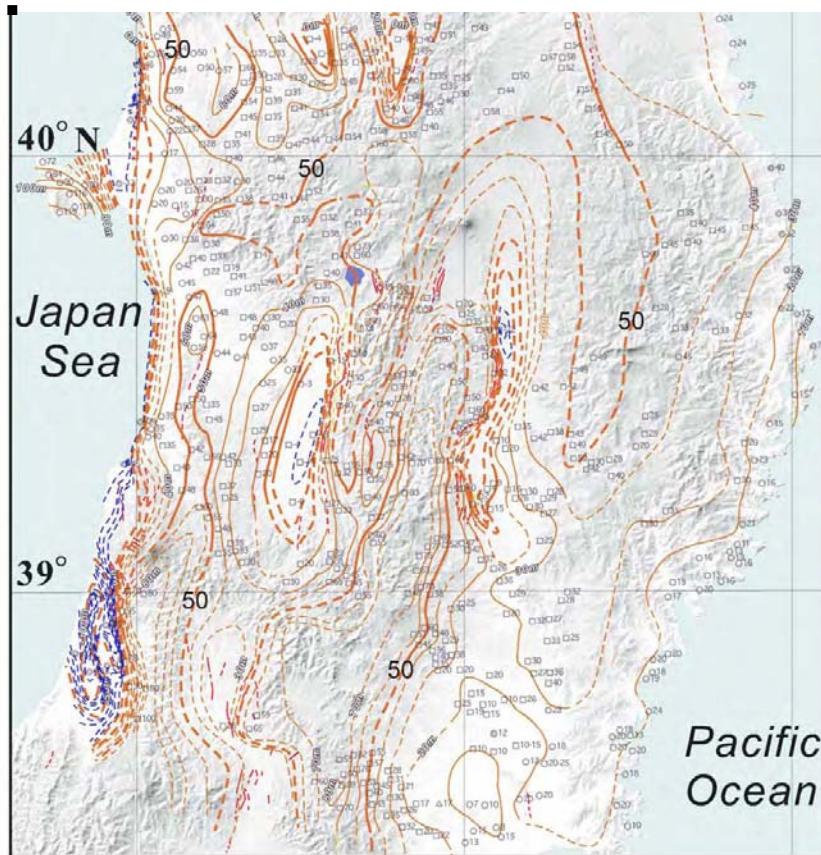


図2D. 地質断面D（糸魚川静岡線～長野盆地）。説明は図2A参照。

Figure 2D. Geologic transect D (from the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line to Nagano Basin). After Okada and Ikeda (2011).



Map showing
amounts of uplift
during the last ~120
kyr

determined from marine/
fluvial terraces

Contours are at
10 meter interval.

Note:

- Rate of uplift = 0.22-0.32 mm/yr (averaged over the area)
- Short-wave undulations caused by active faults and folds

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

図3. 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 3. Vertical displacement of the middle part of Northeast Japan during the past 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.

Estimation of crustal strain from regional uplift data

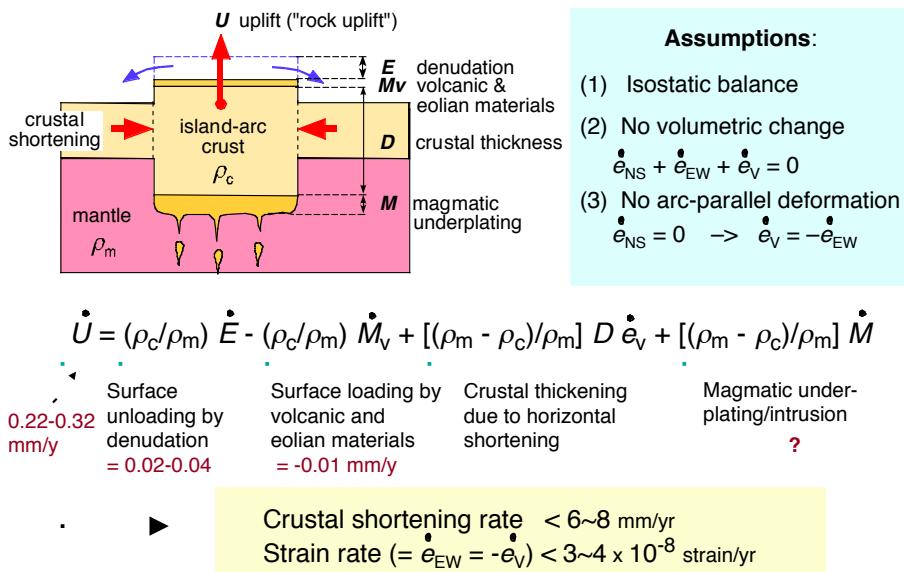


図4. 隆起速度データに基づく東北日本の水平短縮速度の推定 (Tajikara, M., 2004, Dr. thesis, Univ. Tokyo)

Figure 4. Estimating the amount of horizontal shortening across the Northeast Japan arc from regional uplift data (Tajikara, 2004).

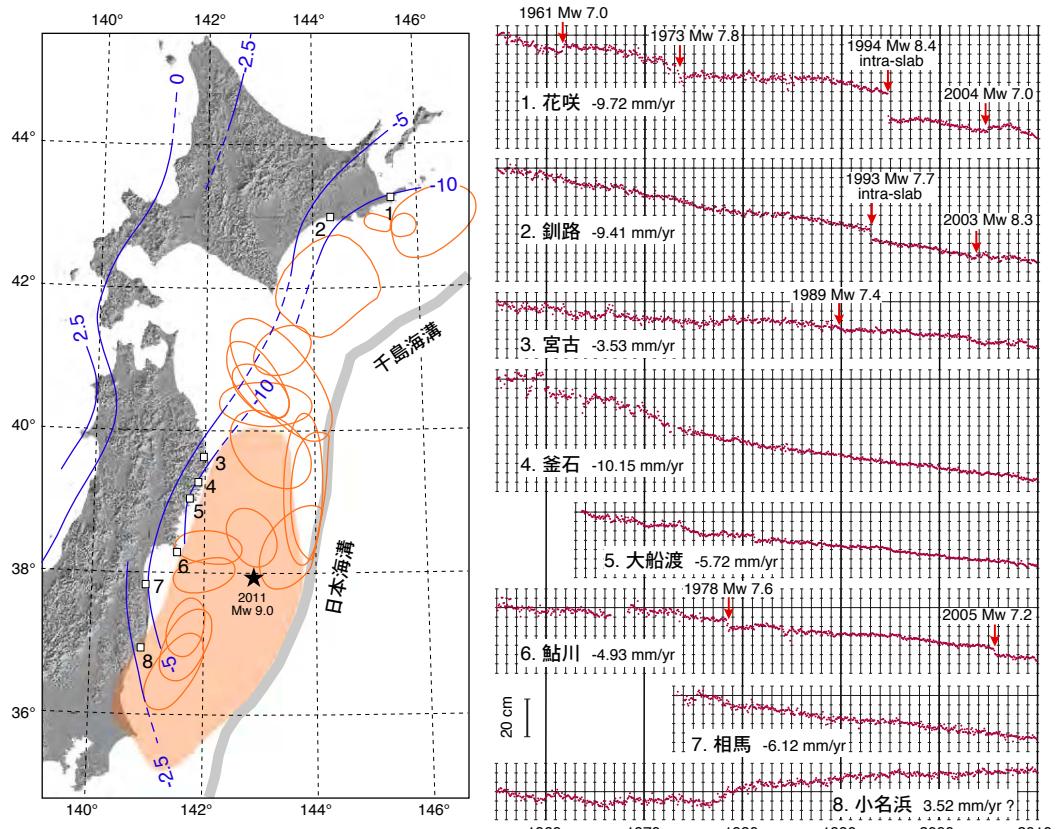


図5. (左図) 東北日本弧における最近の垂直変動とプレート境界地震の震源域。青色の等値線は、1955-1981年の期間における験潮観測から求めた隆起速度(単位: mm/yr) (Kato, 1983による)。橙色線で囲んだ領域は、1896年以降に起こったMw 7.0以上の地震の震源域。橙色で塗色した領域は2011年東北地方太平洋沖地震の震源域。(右図) 太平洋岸における過去55年間の上下変動(国土地理院, 2010による)。各験潮所の位置は左図参照。赤矢印は各験潮所の近くで起こったMw 7.0以上のプレート境界地震(1993年根室沖地震と1994年釧路沖地震を除く)。

Figure 5. [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.

Strain/stress/uplift vs time in the NE Japan arc

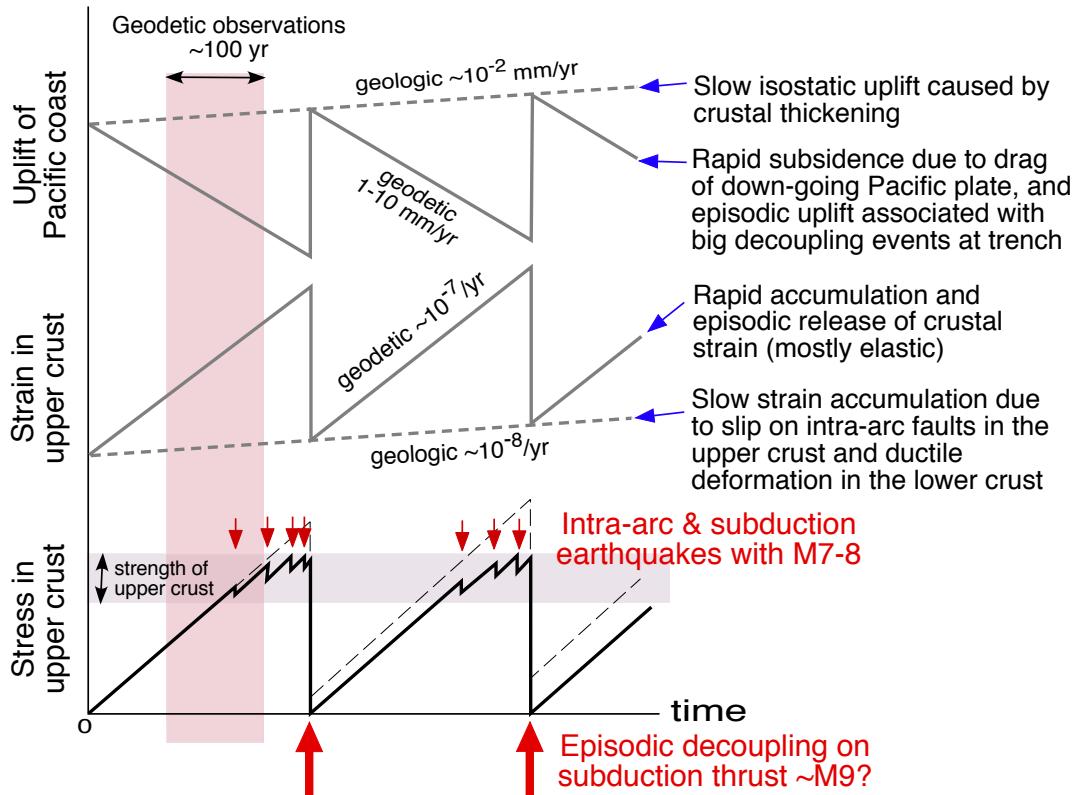


図6. 東北日本弧－海溝系における歪みの蓄積と解放の過程 (Ikeda, 2005).
Figure 6. Strain buildup and release in the Northeast Japan arc as proposed by Ikeda (2005).

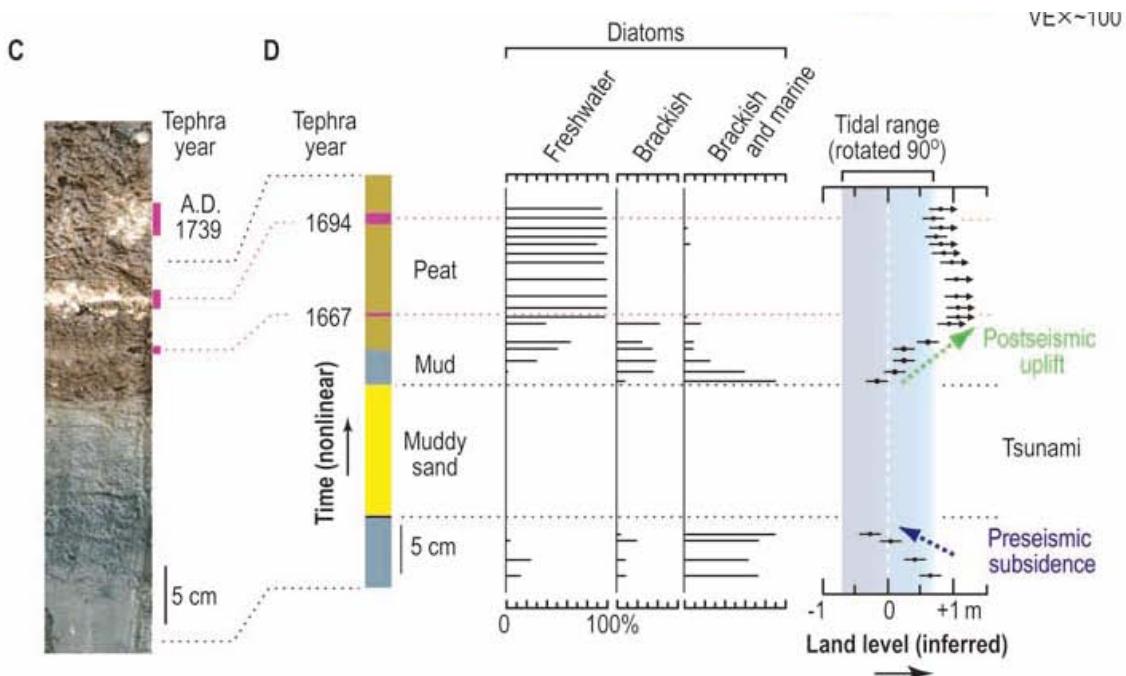


図7. 北海道太平洋岸における過去の歪み解放過程 (Sawai et al., 2004). 潮間帯堆積物（下部の泥層）最上部にはさまる砂層は津波堆積物；その上部には、再び薄い潮間帯堆積物（泥層）があり、さらにそれを泥炭層が覆い、陸化したことを示す。微化石群集の変化から、この陸化は連続的に進行したと解釈されている。
Figure 7. Geologic evidence for an episodic (but gradual) uplift of the Pacific coast of eastern Hokkaido, most likely in association with a large-scale 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.