HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2011 年東北沖超巨大地震が明らかにした超巨大地震の多様性
Author(s)	小山, 順二; 都筑, 基博; 蓬田, 清 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 76, 129-146
Issue Date	2013-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.76.129
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/52306
Type	departmental bulletin paper
File Information	76-P129-146.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 76, March 2013, pp. 129－146

総説

2011 年東北沖超巨大地震が明らかにした超巨大地震の多様性

小山　順二・都筑　基博・蓬田　清・吉澤　和範
北海道大学理学研究院自然史科学部門

（2012 年 11 月 30 日受理）

Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the Tohoku-oki megathrust earthquake on 11 March, 2011

Junji KOYAMA, Motohiro TSUZUKI, Kiyoshi YOMOGIDA and Kazunori YOSHIZAWA
Division of Natural History Sciences, Graduate School of Science
Hokkaido University

(Received November 30, 2012)

2011 年 3 月 11 日マグニチュード 9.0 の超巨大地震が東北地方太平洋沿岸をおそった．この地震は過去千年以上にわたる日本付近で発生したどの地震よりも大きな津波を励起し，地震動災害ばかりではなく歴史に残る甚大な津波災害を発生させた．従来，このような超巨大地震が日本付近で発生することは，地震学的に想定されてこなかった．我々は，この超巨大地震の発生を考えるうえで，今まで見過ごされてきた超巨大地震の発生場には二つの異なった特徴があることに気が付いた．それは Along-dip Double Segmentation（ADDS）と Along-strike Single Segmentation（ASSS）という異なった地震活動である．我々はこの考えに基づき，世界中で発生した超巨大地震を調べなおし，超巨大地震の発生場を，地震活動の特徴（ADDS/ASSS），地震メカニズム，破壊様式，沈み込み帯の形状，上盤プレートの性質や背弧海盆の活動といった性質から，明らかにする．

Ⅰ．は　じ　め　に

2011 年 3 月 11 日マグニチュード 9.0 の超巨大地震が東北地方太平洋岸を襲った．この地震は過去千年以上の日本付近で発生したどの地震よりも大きな津波を励起した．東北地方太平洋沖では近年ばかりではなく歴史的な地震活動が詳しく調べられ，それぞれの地震は地域的な地震セグメントの活動として評価されてきた．地震調査研究推進本部・地震動予測地図 2010[1] では，宮城県沖の地震セグメントで M7.6 程度の地震が 30 年以内に 99％の確率で発生するとしていた．

2011 年超巨大地震はまさにその地震セグメントで発生し，日本海溝から東北地方沿岸に拡がるほとんどすべての地震セグメントを破壊した．宮城県沖の地震は単独かとなりの地震セグメントが破壊するだけと考えられてきたのであったが，今回連動した地震セグメントの破壊は 500 km × 200 km の領域にも及んだ．

従来の地震セグメントごとに地震活動を考えるとき，見過ごされていたことは，日本海溝に沿って浅い部分の地震セグメント帯と島弧沿いのより深い部分の地震セグメント帯が 2 重の帯のように海溝から島弧にそって並んでいることである（Along-dip Double Segmentation; ADDS）．今回の地震では，海溝沿いの地震セグメントの強力な初期破壊が周辺の地震セグメントに連動する破壊を誘発した．東北地方太平洋沖の ADDS の特徴は，海溝沿いの地震セグメント帯には顕著な地震活動は見受けられないが，日本列島沿いの地震セグメント帯には繰り返し地震活動が記録されていることである．

我々はこの超巨大地震の発生過程を世界中で起こった同様の超巨大地震と比較しながら，地震活動の特徴（ADDS/ASSS），地震メカニズム，破壊様式，沈み込み帯の形状，上盤側プレートの性質や背弧海盆の活動といった特徴から明らかにする．一般に，Mw8 以上の地震を巨大地震（Great earthquake）と呼ぶ．しかし，Mw9 程度をこえるような巨大地震は，また別の地震発生過程をたどることが近年指摘されている（Stein and Okal, 2007）．したがって，ここでは Mw9 程度をこえるような地震を超巨大地震（Megathrust earthquake, Giant earthquake）と呼び，普通の巨大地震とは区別して考えることにする．また，本研究では，Mw：モーメントマグニチュード，Mt：津波マグニチュード，Ms：表面波マグニチュード，M：気象庁マグニチュード（Ms に準拠する）を地震規模の評価に適宜用いる．

Ⅱ．2011 年東北沖超巨大地震

東北地方太平洋沿いの地震活動は，それぞれの地域で詳しく研究され，図 1 にあるように地域的な地震セグメントに区分けされている．この地域は日本の地震予知研究で注目され，詳しく研究されている場所の一つである[1)]．ここでは地震予知の基礎的な情報として，地震活動域の拡がり，最大地震の大きさ，今後 30 年間に地震が繰り返す確率，などがそれぞれ地震セグメントで推定されてきた．また，この地域では，過去 150 年間に発生した Mw8.0 をこえるような大きな地震はすべて十分に研究され，50 年以上にわたる稠密な地震観測が継続されている場所である．例えば，図 1(a) の地震セグメント C では，次の 30 年間に M7.6 程度の地震が 99％の確率で発生すると推定されていた．また，別の地震発生のシナリオでは，セグメント C の破壊は，さらに東に，日本海溝まで拡大すると考えられていたが（Kawasaki et al., 2001），そのような地震の発生確率は推定されていなかった．

図 1(b) を見ると，一つながりの多くの地震が発生している地震セグメント帯 A ～ E が東北日本弧に沿って見いだされる．さらに，日本海溝に沿い細くて長い地震セグメントが太平洋プレー

1) http://www.jisin.go.jp/main/index-e.html（2010）

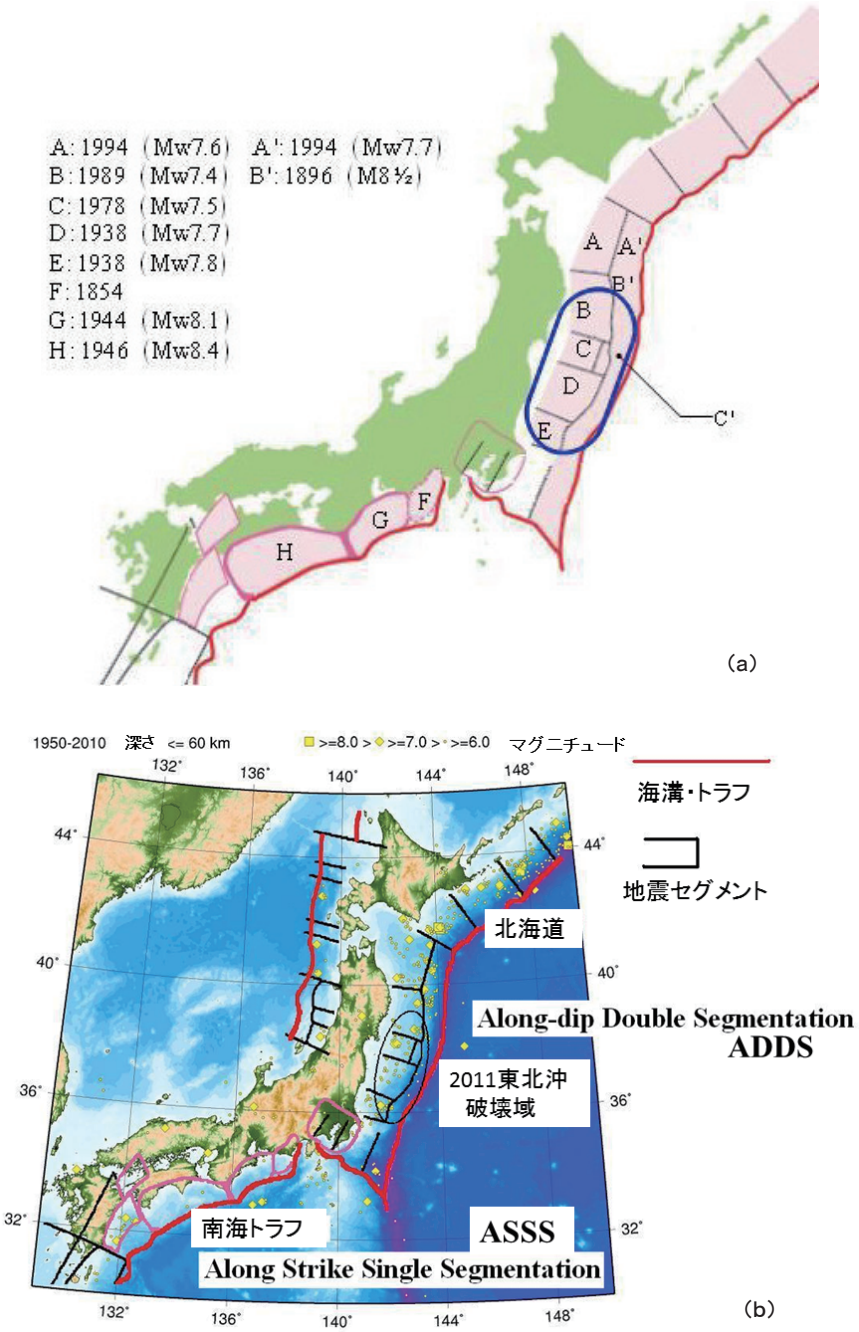

Fig. 1. 日本周辺の地震活動．(a)：地震調査研究推進本部による地震動予測地図 2010 年版による海溝型地震の地震セグメントとそこに発生した比較的最近の最大地震，(b)：1970 年から 2008 年に日本周辺発生した地震（気象庁一元化震源；マグニチュード 5.0 以上，震源の深さ 60 km以下）．Along-dip Double Segmentation（ADDS）は地震セグメントの帯が 2 重に海溝から島弧沿いに並んでいる．Along-strike Single Segmentation（ASSS）は地震セグメントが海溝から島弧帯へ横並びに連なっている．2011 年東北沖超巨大地震の震源域が実線の楕円で示されている．北海道太平洋沖は ADDS, 南海トラフ沿いに ASSS 型の地震活動（地震空白域）が見える．原図は Koyama et al.（2012）．

トの沈み込みの浅い部分にそって，見いだされる．ここでは，セグメントA, B, Cに対応してA’, B’, C’と名付ける．セグメントA～Cでの地震活動は特に高く，過去150年程度の記録だけを見てもMw8クラスの地震がしばしば発生している．ところが，セグメントDやEまたその海溝よりの地震活動は低調で，Mw7.8を超える大地震は発生していない．ここではM7.4の地震が発生する30年確率は7%以下と判定されている．セグメントEでは，M7前後のより小さな地震が約90%で発生すると期待されていた．このように隣り合う地震セグメントで地震活動が顕著に違うことは，セグメントAやCではプレート間固着が強く，それより南のDやEではプレート間が固着していないからだと説明されていた（Kanamori, 1977）．Heki et al.（1997）によれば，1994年青森県東方沖地震Mw7.6がセグメントAで発生し，その余効変動が半年以上にわたってA’に拡がった．1896年明治三陸津波地震Mt8.5は，セグメントB’で発生し，26,000名をこえる犠牲者を出した（宇佐美，1996）．この地震は過去千年をこえる期間で，2011年超巨大地震に比肩する大きな地震の一つである．1989年Mw7.4，1992年Mw6.9の地震がセグメントBで発生し，地震後のゆっくりすべりとしてセグメントB’へ拡大した（Kawasaki et al., 2001）．Heki et al.（1997）やKawasaki et al.（2001）はセグメントA’やB’でのゆっくりすべりは大地震が繰り返す間に蓄積したひずみの30%程度を開放したと述べている．Kanamori et al.（2006）は，固着の強いセグメントCでは残りの70%のひずみは沈み込み帯での非地震性すべりで解放されるか，何かわからないひずみの蓄積が千年以上にわたりあるのかもしれないとしている．セグメントB’とC’が連動して破壊すれば，Mw8程度の地震になるとTanioka and Satake（1996）は推定したが，そのような連動型の地震が過去に繰り返し起った証拠はなく，発生確率も推定されていない．図1に描かれているように東北沖では2重の地震セグメント帯が知られており，島弧沿いの地震セグメント帯ではMw8程度の地震も発生していた．ところが，海溝沿いの地震セグメント帯では非地震性すべりでひずみを開放し，大きな地震は発生しないと信じられていた．我々はこの超巨大地震の発生場にある2重の地震セグメント帯（Along-dip Double Segment; ADDS）の重要性を見逃していた．

2011年超巨大地震は，これら2重地震セグメントを次々に破壊し，図1(b)に描いた太い実線で囲った約500 × 200km^{2}の領域に拡がった．ではなぜどのようにして，断層破壊は活動的ではないセグメントDやEそして海溝沿いの地震セグメントにまで拡大し，想像もしなかった超巨大地震にまでなったのだろうか．その発生シナリオの一つは，セグメントCでの破壊開始が隣り合う海溝寄りのセグメントC’へ伸展し，この連動した強い初期破壊が隣り合うセグメントB, B’, D, D’への障害（バリアー）を乗り越えるのに十分な応力集中をもたらしたから，と考えるものである．我々は，2011年超巨大地震が従来考えられていたセグメントB, C, DやEを島弧に沿って横並びに破壊した連動型の地震ではなく，これらのセグメントばかりではなく海溝沿いの浅い部分の地震セグメントも同時に，2重の地震セグメント帯全体を破壊した超巨大地震であると考えている．

この地震の津波調査研究（例えば，Maeda et al., 2011）や遠地の地震波と近地の強震動の波

形のインバージョン（Yoshida et al., 2011; Koketsu et al., 2011）によると，セグメント B’ や C’ で特に大きな断層すべりが見いだされ，それらは我々が考えている強力な初期破壊のシナリオを支持するものである．

図 2(a) に震央を取り囲む世界の広帯域地震観測例を示す．R1 と R2 はそれぞれ，震央と観測点を結ぶ大円の劣弧と優弧を伝わった長周期レーリー波である．R3 と R4 は 2 度目に地球を回った波である．どの観測点を見ても，多少東西方向に影響は見られるが，その振幅は 1，2，3，4 の順にほぼ単調に減衰していて，特段の方位依存性は見いだせない．図 2(b) に 1960 年チリ地震のカリフォルニア・イザベラ観測点でのベニオフひずみ記録を再録する（Benioff et al., 1961;

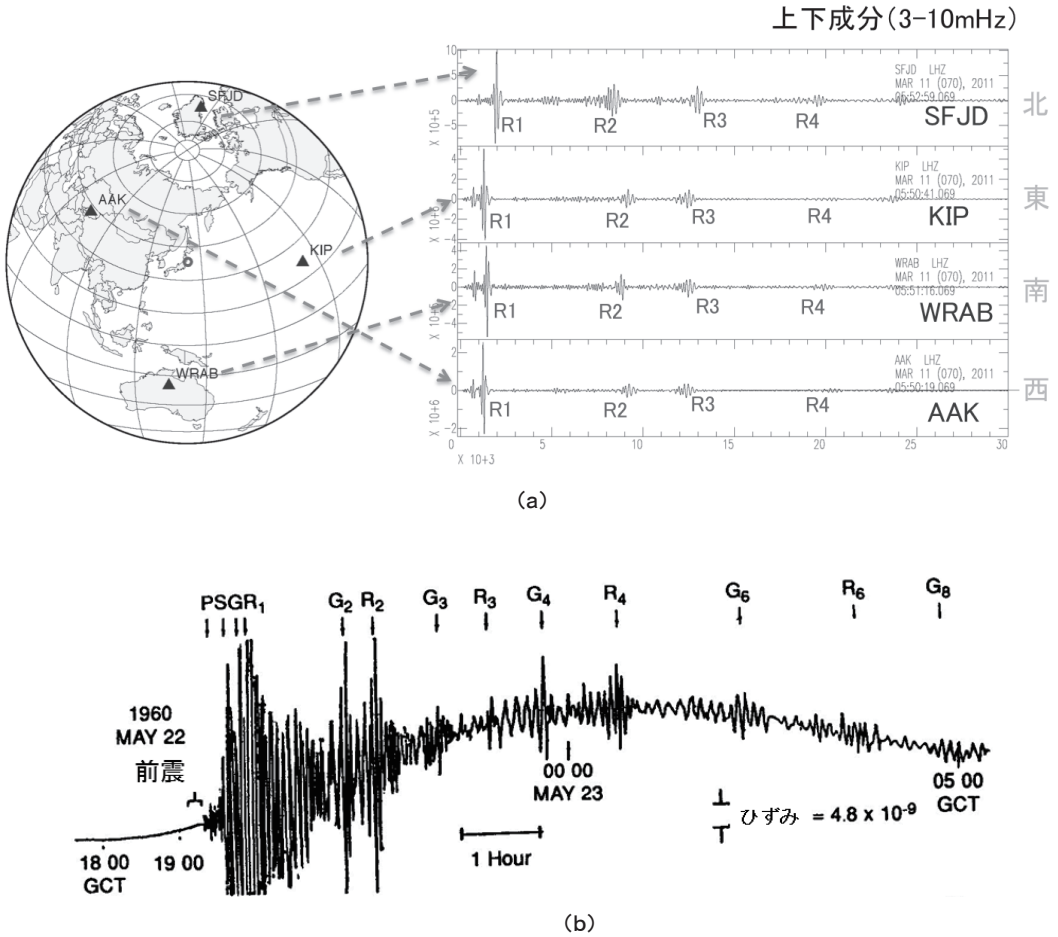

Fig. 2. 長周期地震波の方位特性．(a)：2011 年東北沖超巨大地震が励起した長周期レーリー波（周期 100 ～ 333 秒）．震央を取り囲む広帯域地震観測点記録を示す．R1 と R2 は，震央と観測点を結ぶ大円の劣弧と優弧を伝わったことを示す．3 と 4 は地球を 2 回目に回った波．原図は Yomogida et al.（2011）．
(b)：1960 年チリ地震が励起したレーリー波（R）とラブ波（G）（ほぼ真北にあるカリフォルニア・イザベラ観測点のひずみ記録）．図全体にわたる弓状の変化は地球潮汐の変化を記録している．原図は Lay and Wallece (1995)．

Lay and Wallace, 1995）．この観測点はチリ地震のほぼ真北に位置している．1960 年チリ地震は断層破壊がほぼ南に向かって約 800 km 伝播した．図 2(b) を見ればわかるように，偶数番の優弧を回ったレーリー波（R）やラブ波（G）の振幅が伝播距離の短い劣弧を回った奇数番の波の振幅より大きい．これはチリ地震が南方向に一方向の破壊伝播したことによる地震波のエネルギーが断層破壊が進展する方向に集中する方位依存性である（Yomogida et al., 2011）．より周期の短い実体波でも，2011 年東北沖地震では破壊伝播による強い影響が見いだせない（Ide et al., 2011）のも地震モーメントの開放が震源領域の初期破壊域に集中していることを支持している．

日本の歴史上最大といわれているのは 1707 年宝永地震である．図 1(a) の南海トラフ沿いにセグメント F, G と H を破壊した連動型の地震である．この地震は海溝軸に沿って横方向に破壊が進展したと考えられている．もし，先に述べた 2011 年東北沖超巨大地震発生のシナリオが正しいものなら，1707 年宝永地震は 2011 年とは異なる発生過程をたどったことになる．図 1(b) に示した南海トラフの地震活動を見れば，そこには，陸側にも海溝側にも顕著な地震活動は見いだせない．このような南海トラフでの地震空白域（Seismic gap）は，ここで用いたデータセットに限った話ではなく，セグメント H で発生した 1946 年南海道地震，セグメント G で発生した 1944 年東南海道地震の直後の余震活動をのぞけば，気象庁が 1923 年から決めている地震活動の震央分布[2)]にも同様に見出せる．1707 年宝永地震のような連動型の超巨大地震を，Along-strike Single Segmentation（ASSS）型の地震活動と呼ぶことにする．ADDS と ASSS の地震セグメントの違いは，プレート間の強い固着が ADDS では海溝近くの地震セグメントに限定され，ASSS では沈み込み帯全体にわたり強い固着を示すことである．このような性質の異なる二つの超巨大地震を発生する場（仮説）を前提に，世界で発生した超巨大地震を調べなおしてみよう．

Ⅲ．1960 年チリ地震と 1964 年アラスカ地震

近年世界で起こった超巨大地震の中で，1960 年チリ地震 Mw9.5 と 2010 年マウレ地震（チリ）Mw8.8 は良く研究されていて，これらは共に 1707 年宝永地震型と同じである．Cisternas et al.（2005）はチリの海岸沿いで津波堆積物を調査し，1960 年チリ地震がチリ海溝沿いの沈み込み帯にある 2 つないし 3 つの地震セグメントを南から北へ破壊したことを示した．2010 年マウレ地震では，1835 年コンセプション地震 M8.2 と 1928 年タルカ地震 Ms8.0 の地震セグメントを破壊している（Comte and Beck, 2010）．図 3（a）はペルー・チリ海溝に沿って 1900 年から 2011 年 6 月までの地震活動を南北方向に時間順にプロットした．1960 年と 2010 年の超巨大地震に先立つ地震活動は，両方の余震域となる場所でそれより北の 20° ～ 35° S の領域に比べても低調で，沈み込み帯全体が強く固着していたことを示唆している．Moreno et al.（2010）は 2010 年マウレ地震付近が地震空白域と考えられていたので，ペルー・チリの海岸沿いに GPS 観測点を展開し，地震前にプレート境界に海溝から沈み込み帯の浅部にわたり強い固着領域があることを示した．図 3（b）にその結果を示す．海溝から陸まで距離が短く，地震活動の帯が狭い ASSS の地震活動

2) http://www.jma.go.jp/jma/en/Activities/earthquake.html

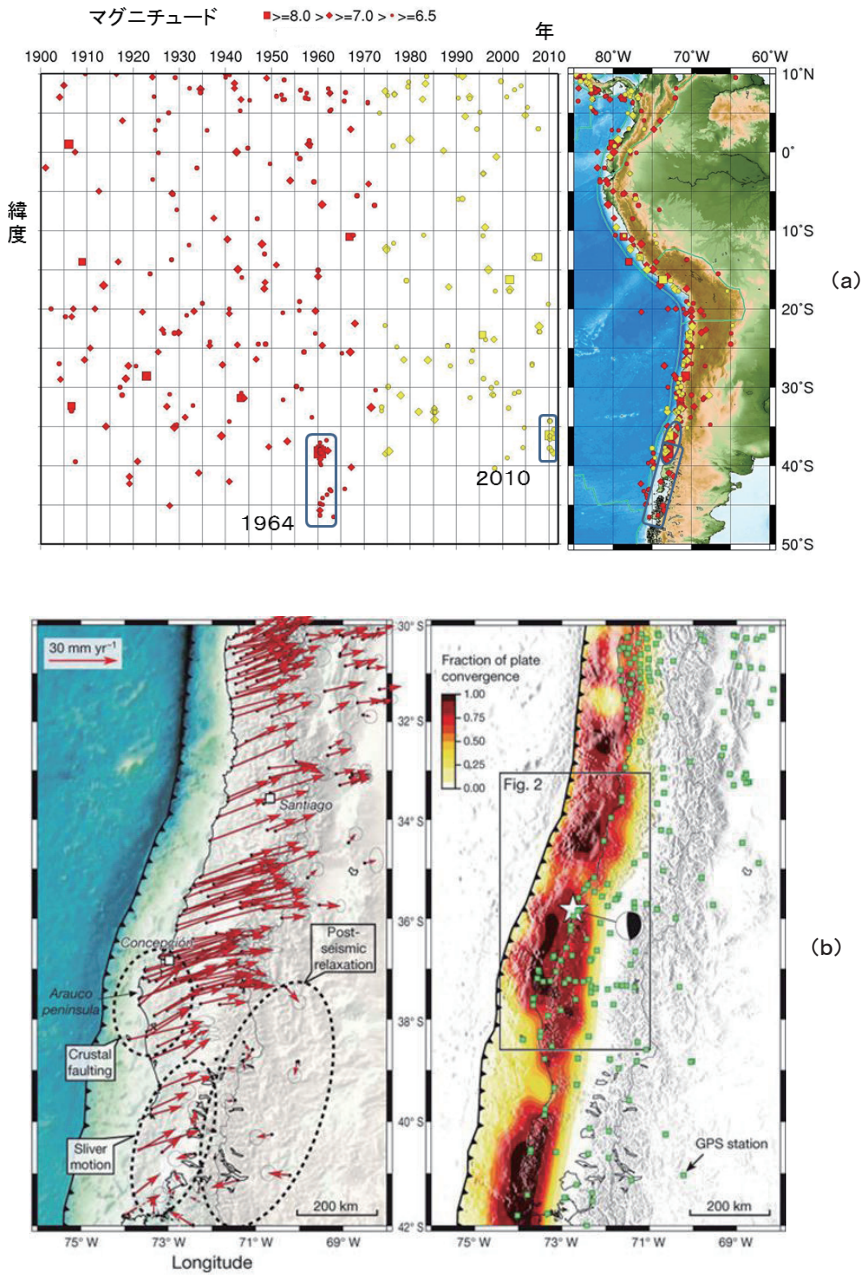

Fig. 3. (a)：南米チリの沈み込み帯の地震活動．1960 年チリ地震，2010 年マウレ地震に先立ち地震活動が不活発な地震空白域であることがわかる．沈み込み帯の地震活動の幅が狭いことも，この地域が ASSS 型の地震活動を示す証拠である．地震震源情報は 1900 年から 1972 年までは，Engdahl et al.（1998），1973 年から 2011 年 7 月までは USGS/NEIC データベース（http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_global.php）を用いた．原図は Koyama et al.（2012）．
(b)：Moreno et al.（2010）が示す GPS 観測から得られた南アメリカチリ附近の変形速度（左）とナスカプレートが沈みこむアンデス沈み込み帯での固着の強さ（右）．黒は 100％固着していることを示す．アンデス沈み込み帯では，海溝付近から沈み込み帯全体にわたり，プレート境界が強い固着を示している．2010 年マウレ地震の震央を星印でそのメカニズム解を示す．

では，陸上の観測だけからでもプレート固着の全容が見わたせる．また彼らはこの固着域が地震時の強い地震波を励起したアスペリティーに一致することも示した．本震前の地震空白域の形成，地震活動帯が細長いこと，プレート間固着域が海溝から沈み込み帯に拡がっていること，などチリ海溝や南海トラフでの地震活動は，2011 年東北沖地震が ADDS 型の地震活動であるのに対し，それとは異なる ASSS 型の地震活動であることを意味している．

1960 年チリ地震では，本震発生前にゆっくりすべりが（図 4; Kanamori and Ciper, 1974）が発生し，南海トラフ（1707 年宝永地震の破壊域）ではゆっくりすべりや繰り返す低周波の微動が沈み込み帯の固着域よりさらに深いプレート境界で地震時の破壊域を取り囲むように発生している（Beroza and Ide, 2011; Ide et al., 2007; Obara, 2002）．カナダ地質調査所によれば，カナダ西海岸カスケード沈み込み帯でも，南海トラフのゆっくり地震と同様のゆっくりすべりと思われる繰り返しすべりや微動（ETS）[3]が観測されている．このような例を見ると，チリ型の若くてあたたかい海洋性地殻の沈み込み帯では，固着域よりさらに深いプレート境界で，ゆっくりすべりが共通して起こっている現象なのかもしれない．南米チリでの沈み込み帯の強い固着は上盤側のプレートを強く圧縮し，大陸の速い上昇率をもたらす．これはコルディレラ造山運動としてよく知られ，浅い海溝に発達した付加帯構造を形成するのが特徴である（Uyeda, 1982）．

1960 年チリ地震に比べて，1964 年アラスカ地震前後の地震活動は 2011 年東北沖地震のそれに類似している．図 5 に 1964 年アラスカ地震発生前の地震活動と発生後の余震分布を示す．図 5(a) を見れば，本震前に後の余震域となるアラスカ湾の海溝付近の領域には地震活動は見いだせない．しかし，本震震源付近の陸側の領域では活発な地震活動が観測されていた．地震発生時に強い地震波エネルギーを放出したアスペリティは空間的に限られた範囲で，図 5(b) を見れば，それは海溝軸附近にまで幅広く拡がっている（Ruff and Kanamori, 1983）．これらはすべて 2011 年東北沖地震との相似性を示すもので，1964 年アラスカ地震は ADDS 型の超巨大地震で，それは 1707 年宝永，1960 年チリ，2010 年マウレ地震の ASSS 型の地震活動とは異なるものである．ここでは詳しく議論しないが 1952 年カムチャッカ地震 Mw8.8 と ADDS 型の超巨大地震である．

1964 年アラスカ地震と 2011 年東北沖地震の断層形状は余震域などから判断して，断層の幅と長さの比が 1 対 2 ～ 3 程度である．それに反して 1960 年チリ地震ではその比は約 1 対 5 位である．チリ海溝や南海トラフでの本震前に見られる地震空白域は沈み込み帯全体にわたり，図 3(b)（Moreno et al., 2010）に示したように，震源付近が沈み込み帯全体に一様に特に強く固着している．Freymueller et al.（2008）による最近の GPS 観測や Doser et al.（2006）による 1964 年アラスカ地震破壊域に沿った地震モーメント解放量の分布は，アラスカ・アリューシャン弧の走行に沿ってさまざまで多様な変動を示している．2011 年に対応する福島県沖の地震活動と 1964 年に対応するアラスカ・コディアック島周辺の地震活動などに見られる，沈み込むプレート内部での正断層地震などは，Kanamori（1977）が指摘している沈み込み帯の固着の地域的な違いをこれらの沈み込み帯で共通に示しているように見える．

---

[3] http://gsc.nrcan.gc.ca/geodyn/silentslip_e.php

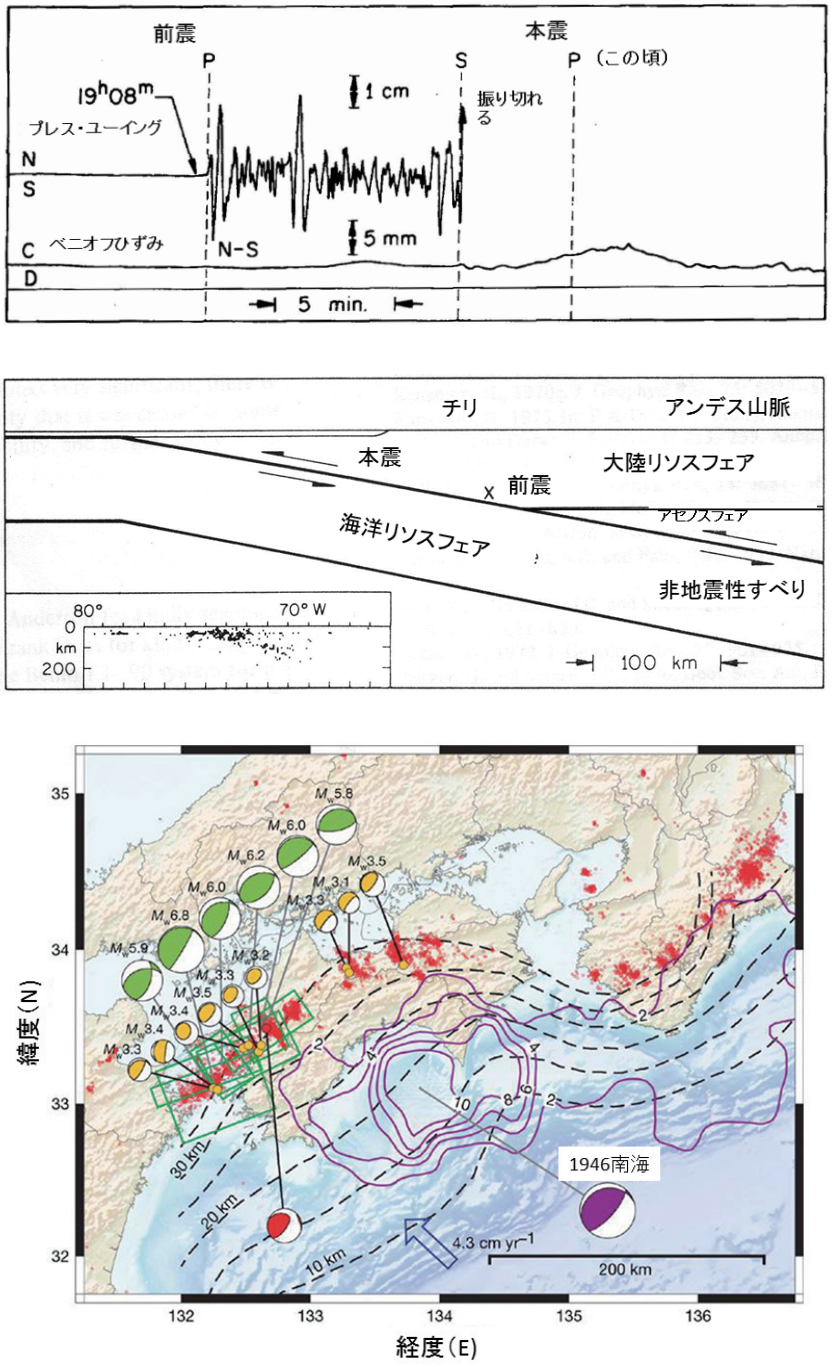

Fig. 4. 超巨大地震に先立つゆっくりすべり．(a)：1960 チリ地震の前震（プレス・ユーイング長周期地震計）とベニオフひずみ計による記録（Kanamori and Ciper, 1974），ひずみ計記録に前震活動に伴う 10 分をこえるゆっくりした波（レーリー波？）が観測されている．(b)：1960 年チリ地震の前震位置とプレート境界で発生したゆっくりすべり（上の（a）の位置関係，(c)：南海トラフ周辺で発生する低周波地震（赤），超低周波地震（黄），ゆっくりすべり（緑），1946 年南海道地震のすべり分布（m）（紫），破線は深発地震面の深さ，逆断層型の地震のメカニズム解が示されている（Ide et al., 2007）．

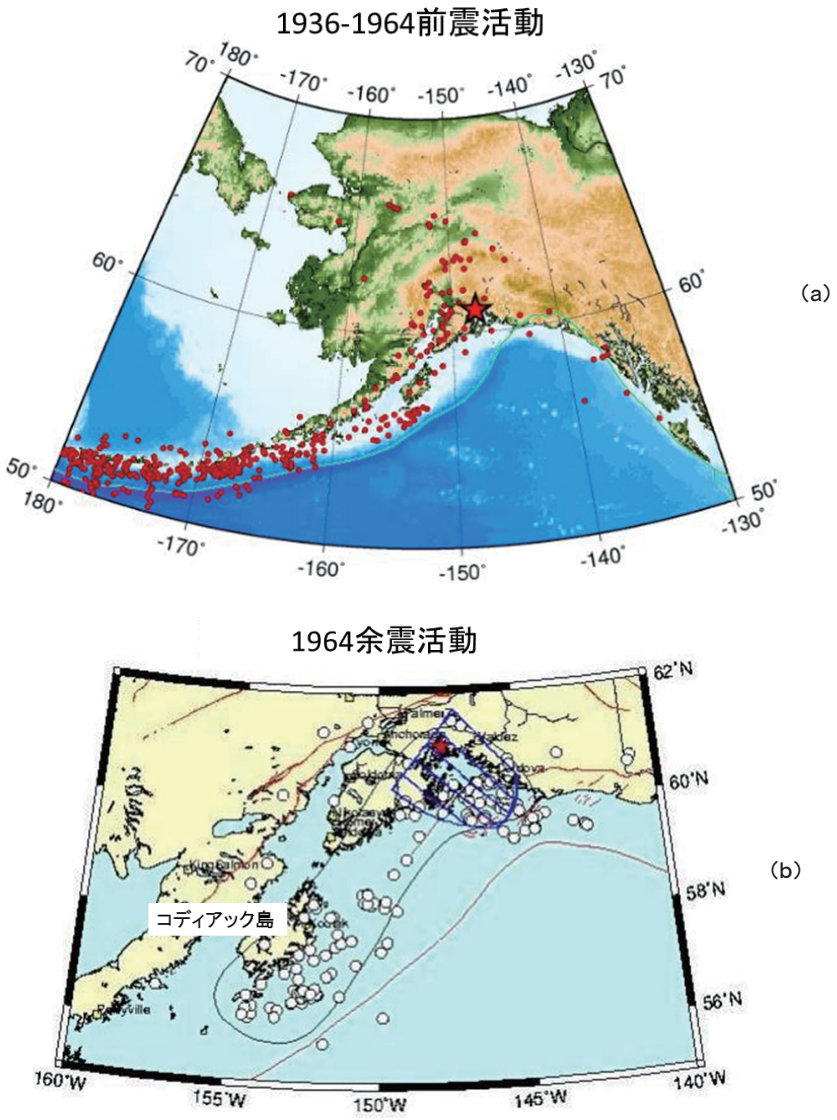

Fig. 5. 1964 年アラスカ地震前後の地震活動．(a)：1936 年から本震前までの前震活動，星印は本震の位置，(b)：アラスカ地震情報センターによるアラスカ地震の余震分布，斜線部は Ruff and Kanamori（1983）によるアスペリティーの位置．原図は Koyama et al.（2012）．

Ⅳ．2004 年スマトラ・アンダマン地震と 1965 年ラット島地震：斜め衝突の沈み込み帯

沈み込み帯の進化論（Kanamori, 1977）によれば，超巨大地震はチリ型の沈み込み帯にのみ特有の地震であるとされてきた．チリ型の超巨大地震は，断層が細長く，本震前の地震活動は低調で地震空白域を形成する（Lay et al., 1982; Moreno et al., 2010）．そこは海洋プレートがほぼ直

角に上盤プレートに衝突し，沈み込んでいる場所である．それに比べ，2004 年スマトラ・アンダマン地震 Mw9.3 はチリ型とは全く異なるタイプの超巨大地震である．1 番目の特徴は，スマトラ・アンダマン海溝はインド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートの縁海にあたるビルマ・スンダサブプレートの下に斜め衝突で沈み込んでいる点である．2 番目は，2004 年の破壊はニコバル・アンダマン諸島にまで 1300km もの長さまで拡大した．ここは湾曲する弧状のプレート境界で，場所により海洋プレートの沈み込む方向が大きく変化している（Lay et al., 2005）．3 番目は，破壊が進展したニコバル・アンダマン諸島のプレート境界では，背弧海盆の活発な活動によりインド・オーストラリアプレートの斜め衝突の結果，ビルマサブプレートの一部が沈み込み帯に平行に引きはがされるような運動をしている．この地域の背弧の構造活動は，アンダマン海の海嶺の拡大とスマトラ・サガインの両トランスフォーム断層系に支配されている（McCaffrey, 1992; Stein and Okal, 2007）．4 番目は，背弧の活動によるビルマサブプレートの動きで，衝突帯ではインド・オーストラリアプレートの斜め衝突成分は緩和され，沈み込み帯のプレート境界には，2004 年スマトラ・アンダマン地震に見られる低角逆断層成分だけを残していることである（Lay et al., 2005）．

2004 年スマトラ・アンダマン地震前の地震活動は，スマトラ島沖の本震震源域近傍では活発であったが，断層破壊が進行したニコバル・アンダマン諸島付近では低調であった（Lay et al., 2005）．Ammon et al.（2005）はこの地震の破壊開始から 50 から 200 秒の間で短周期エネルギーの解放が特に強かったことを示した．この時間帯に対応する断層破壊は，本震震源領域を含むスマトラ島沖である．この領域では，破壊領域の幅は広く長さの半分程度であり，スマトラ地震の強い破壊を示した部分である．これらの観測事実は 2004 年スマトラ・アンダマン地震のスマトラ島沖の初期破壊域は ADDS の地震活動の性格を帯びていたことを示している．しかし，破壊が連動して伸展したニコバル・アンダマン諸島付近では，破壊領域はせまく細長い領域で，そこ

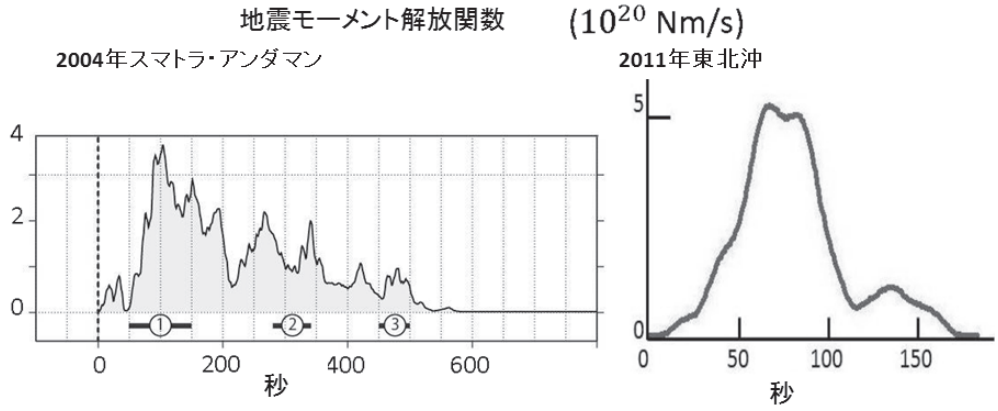

Fig. 6. 2004 年スマトラ・アンダマン地震と 2011 年東北沖超巨大地震のモーメント解放時間関数（Ammon et al., 2005; Ide et al., 2011）．

での本震前の地震活動は甚だ低調であった．したがって，そこはASSS型の地震活動領域であったものと想像される．スマトラ・アンダマン地震の地震モーメント解放の継続時間が特に長いのも，破壊が北方向に進展した細長いASSS型超巨大地震の特徴を備えている．つまり，2004年スマトラ・アンダマン地震は，スマトラ沖の震源域付近ではADDS型の初期破壊を，破壊が進展したニコバル・アンダマン諸島付近ではASSS型の連動する断層破壊であった．これは，図6にも示したが，典型的なADDS型の超巨大地震の2011年東北沖地震や1964年アラスカ地震の地震モーメント解放継続時間（モーメント解放関数）がパルス的なのとは対照的である．

斜め衝突する湾曲したプレート境界で発生した超巨大地震は2004年のスマトラ・アンダマン地震だけではない．1965年ラット島地震Mw8.7と1957年アンドレアノフ地震Mw9.1がアリューシャン列島で発生している．図7に1957年アンドレアノフ地震の震源付近で近年発生した大きな地震の震源メカニズムを示す．これらは最近のマグニチュード7程度のより小さな地震を調べても同様である．つまり，アリューシャン列島の島々周辺では右横ずれの地震が起こっているが，アリューシャン列島の沈み込み帯では低角の逆断層型のメカニズム解である．このような地震メカニズムは，アリューシャン海溝とアリュ―シャン列島の間の細長い狭い領域が太平洋プレートの斜め衝突に引きずられてベーリング海（アラスカ半島の縁海）からひきはがされるような運動をしていることを示唆している．この領域の西方への動きが太平洋プレートの斜め衝突成分を緩和して，最終的にアリューシャン海溝沿いのプレート境界に海溝軸に垂直な低角の逆断層成分だけを残すと考えられる．最近のアリューシャン列島でのGPS観測（図8）はすべての列島で北西方向への変動を示し（Freymueller et al., 2008），この考えを支持している．これは先に述べたニコバル・アンダマン諸島の振る舞いと同じである．しかし，アリューシャン列島の背弧活動には，アンダマン海嶺やスマトラ・サガイン断層のような活発な構造は見いだせない．ただ，ベーリング海の西部には奇妙な形をしたシャーショフ海嶺とボーワース海嶺が存在する（図8）．しかし，この二つの海嶺は不活発で，地震も沈み込みも見られない（Marlow et al., 1990; Neprochbov et al., 1985）．図8にはアラスカ・アリューシャン列島の最近のGPS観測結果も示す（Freymueller et al., 2008）．アラスカ・アリューシャン沈み込み帯には巨大地震や，GPS観測が示す大規模な固着領域，地震時の破壊から推定される固着域，そして非地震性のクリープ変動など，海溝に沿った横方向に多様性に満ちた様々な活動が見いだせる．このような沈み込み帯での横方向の多様性は巨大地震の発生の多様性や地震セグメントの連動する破壊の拡がりを規定しているのだろう．

V．まとめと議論

2011年東北沖超巨大地震は世界中で発生した巨大地震の中でも特異な地震である．周辺の地震活動や構造活動，地震メカニズム，破壊様式，沈み込み帯の形状，上盤プレートや背弧海盆の活動などを調べ，我々は，世界中の超巨大地震が多様性に富んでいることを明らかにした．

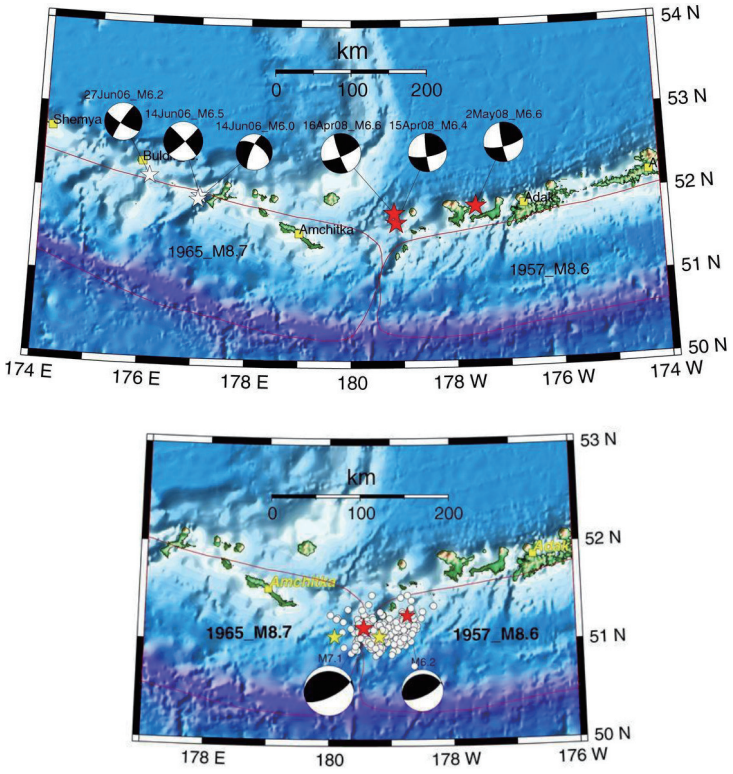

Fig. 7. アリューシャン列島付近の地震メカニズム解（アラスカ地震情報センターによる）
上：島弧帯や背弧側では，右横ずれ断層，下：海溝から島弧にかけての沈み込み帯では低角の逆断層．原図は Koyama et al. (2012)．

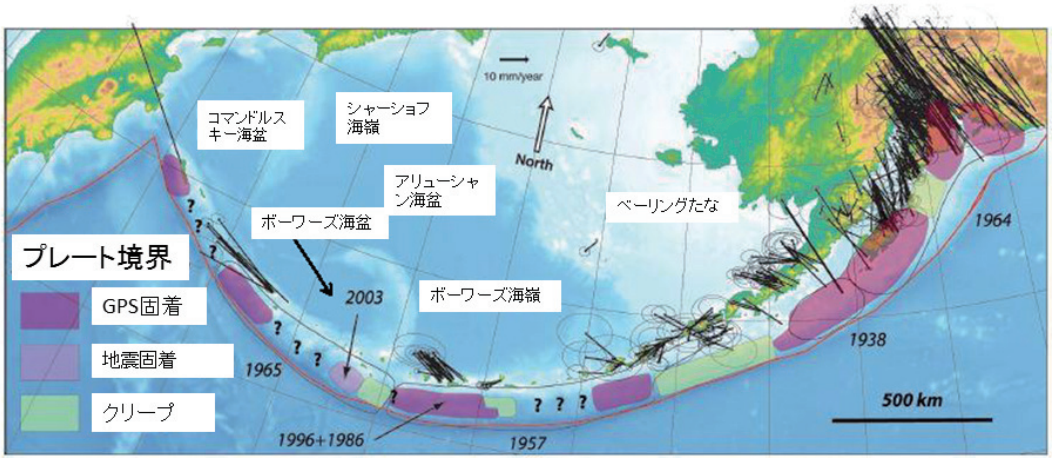

Fig. 8. アラスカ・アリューシャン列島周辺の GPS 観測結果と巨大地震の震源域（Freymueller et al., 2008）．
島弧に沿って多様な地震活動，多様な沈み込みの違いが見られる．

これは従来，超巨大地震はチリ型の沈み込み帯にしか発生しないとする，沈み込み帯の進化論（Kanamori, 1977）とは違う立場である．我々は超巨大地震の発生前後で何が起こり，何が起こるかもしれないかをあらかじめ理解していなければならない．過去の事例研究抜きに将来の地震・津波防災対策はあり得ないと考えるからである．

2004 年スマトラ・アンダマン，1960 年チリ，1964 年アラスカそして 2011 年東北沖超巨大地震はそのような多様性に富む超巨大地震の中でも特徴的なエンドメンバー地震である．図 9 には，地震活動が ASSS か ADDS であるか，沈み込み帯が正面衝突か斜め衝突か，衝突相手が大陸か島弧・大陸の縁海か，の性質で，地震の発生場を特徴づけた．上のエンドメンバー地震が図 9 に黒丸でプロットされ，どのような特徴で分類されているかわかる．将来大きな地震が起こるかもしれない地域も図 9 に星印で示した．南海トラフは，地震空白域を形成している典型的な ASSS 型，北海道太平洋沖は図 1(b) にあるように ADDS 型である．北米のカスケード沈み込み帯は，1700 年に巨大地震が発生（Atwaten et al., 2005）しており，1960 年チリ地震と同様に ASSS 型に分類される．図 9 でトランスフォーム断層だけはミッシングリンク（欠けた情報）であるが，2012 年 10 月 28 日にカナダ・クイーンシャーロット島で発生した地震 Mw7.7 が重要な情報を与えてくれるだろう．これはまた別の機会に議論する．

近年の稠密な GPS 観測から，プレート境界での固着域の大きさを地震発生に先立ち知ることができるようになってきた．Moreno et al.（2010）は，地震空白域として知られていたチリ海溝沿いの GPS 観測から，2010 年マウレ地震前にプレート間固着域を推定し，それが地震発生時の

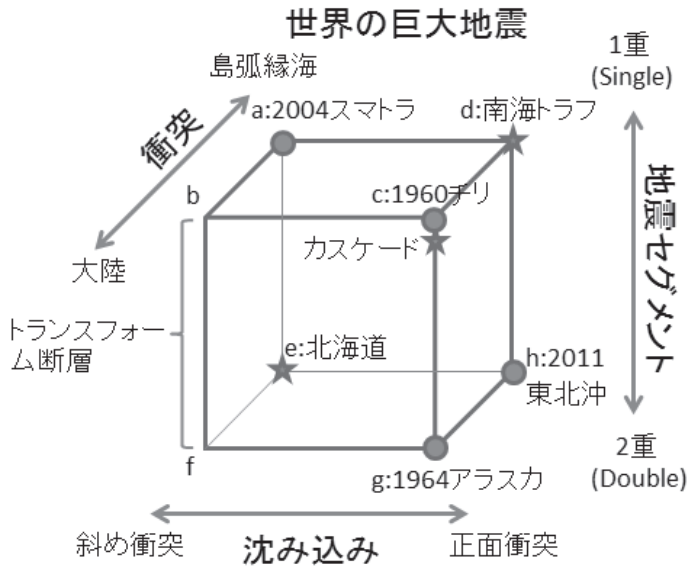

Fig. 9. 地震セグメント（ADDS/ASSS），沈み込み帯（正面衝突 / 斜め衝突），上盤プレート（大陸 / 島弧・大陸縁海）で特徴づけられた世界の巨大地震の発生場．黒丸はそれぞれ発生した巨大地震，星はこれから起こるかもしれない地震活動域．原図は Koyama et al.（2012）．

強い地震波を出したアスペリティーの位置とほぼ一致していることを示した（図 3）．この観測結果は，ASSS 型巨大地震が地震空白域を埋めるように発生し，そのアスペリティーの位置はどこであるか，その規模はどれくらいであるか，を推定するのに重要で堅固な科学的裏付けである．Ozawa et al.（2011）は，国土地理院の稠密な GPS 観測データを調べ，2011 年東北沖地震に伴う地殻変動と地震後の余効変動を求め，それから断層面上での地震時の変位・余効変動の変位分布を推定した．地震時の分布は Suwa et al.（2006）が推定した地震前の固着域とよく一致している．地震波から求められた 2011 年東北沖地震の特に強いアスペリティー領域は限られた範囲で，それは ADDS 型地震活動の特徴ではあるが，Suwa et al.（2006）の求めた固着域よりは少し海溝寄りに位置している．これは，ADDS 型の地震活動では，特に強い固着域が陸から離れた海溝近くに分布し，陸域に限られた GPS 観測からその海溝近くの固着域を推定することの難しさを示すものかもしれない．

インド・オーストラリアプレートが斜め衝突している沈み込み帯で，2004 年スマトラ・アンダマン地震のように低角の逆断層型の地震メカニズムになることは一見不思議なことである．Stauder（1968）は 1965 年ラット島地震とその余震の地震メカニズムを短周期実体波から調べ，低角の逆断層型のメカニズムであること示した．Wu and Kanamori（1973）は長周期表面波の振幅方位特性からアリューシャン列島の 1965 年ラット島地震のメカニズム解を調べたが，Stauder (1968) のそれより横ずれ成分がずいぶん多いものであった．それ以後，多くの大地震がラット島・アンドレアノフ島周辺で発生した．それらの地震のメカニズム解は，多少の横ずれ成分はあるが低角の逆断層か右横ずれ断層のメカニズム解である（図 7）．したがって，ニコバル・アンダマン諸島でも同じであったが，湾曲する斜め衝突の沈み込み帯で発生する巨大地震のメカニズムは底角の逆断層型が一般的なのだろう．この考えは，同様の湾曲する斜め衝突の沈み込み帯で発生する次の超巨大地震のメカニズムにも言えることである．ただし，小さな地震に関しては，必ずしも同様の結論づけはできない（McCaffrey, 1992）．

カスケード，南海トラフ，メキシコ，コスタリカの沈み込み帯で見つかっているゆっくりすべりや繰り返す微動は ASSS 型地震活動に普遍的な現象であろう．南海トラフやカスケードのゆっくりすべりでは，プレート間固着のさらに深いプレート境界に発生しているのを見ると，このゆっくりすべりが ASSS 型巨大地震の震源域の深さを制限している可能性がある．他方沈み込みの横方向でも，東北沖でゆっくり地震（Kawasaki et al., 2001）や津波地震（Tanioka and Satake, 1996）が 2011 年地震の震源域北端に発生していた．2011 年東北沖地震の南端は，大きな地震を発生させる能力がない場所と考えられてきた．1964 年アラスカ地震では，アスペリティーに隣り合うクリープ領域（図 8）が強力な初期破壊の進行を阻害したと考えられる（Wyss and Brune,1967）．まだ想像の域を出ないが，このようなゆっくりすべりやクリープ領域が強い固着域の周りに必ず存在し，それが沈み込み帯の横方向の多様性を生み出す原因になっているのではないだろうか．

VI. 結　　論

2011 年東北沖超巨大地震から学ぶべき教訓は，以下のようにまとめられる：

1）まず第一に強調しなければならないのは，世界中では多種多様な超巨大地震が発生していることである．従来のチリ型の沈み込み帯にしか超巨大地震は発生しないとする偏見はもはや捨て去ろう．超巨大地震の多様性の理解なしに将来の地震・津波防災対策はあり得ない．

2）未来の大地震発生を予測するシナリオには，数百年の地震活動の理解だけでは情報が不足である．沈み込み帯に沿った地殻変動や地震活動の短期間の情報ばかりではなく，地質学的なあるいはプレート運動を考慮した長期間の観察やひずみの蓄積過程を考慮すべきである．もちろん，ASSS 型の地震では，地震空白域が次の大地震の大きさや強さを知らせる一助となるが，ADDS 型の地震活動では，島弧・陸側の地震活動が活発のため明瞭な地震空白域は見いだせない．地震活動域の違いを考慮した地震観測が求められる．

3）沈み込み帯に沿った横並びの一次元的な地震セグメントの従来の考え方は，もはや多くの地震活動で不適当である．例えば，1960 年チリ地震は ASSS 型の地震活動で，隣り合う強い固着域の地震セグメントを横方向に一つづつ破壊していったが，1964 年アラスカ・2011 年東北沖地震は ADDS 型の地震活動では，沈み込み帯の浅い部分と深い部分の 2 重の地震セグメントが強力な初期破壊として壊れ，それが 2 次的に連動する破壊を周辺の地震セグメントに及ぼしたと考えられる．

4）沈み込み方向に連動する 2 重の地震セグメントの初期破壊が 2011 年東北沖地震を大きくした主たる原因であったのだが，ASSS 型の 1960 年チリ地震や 2004 年スマトラ・アンダマン地震は圧倒的に一方向への破壊伝播が卓越し，そのような過去の巨大地震の発生過程に我々は偏った先入観を持ってしまった．沈み込み帯には，プレートの年代，プレート収束速度，堆積物の集積，海山や上盤側プレートの性質や背弧海盆の活動などの地域的な不均質性により，沈み込み帯の横方向にも多くの多様性が存在する．さらに，我々が新たに提案する従来の一次元的な地震セグメントの並びだけを考慮するのではなく，沈み込み帯に 2 次元的な地震セグメントの区分も考慮することが必要である．

5）例えば，2011 年東北沖地震のセグメント C’ の領域は，沈み込み帯の浅い部分の地震セグメントで地震活動は低調で歴史的な大きな地震も存在しないから，大きく破壊することはないと考えられてきた．海溝近傍の地震セグメントでは堆積物などにより固着が弱く，ゆっくり地震やゆっくりすべりがひずみを解消していると想像していた．しかし，今，我々は，そのような浅い地震セグメントも大きなすべり，それも超巨大地震へ伸展するような滑りをもたらす可能性があることを知った．

6）日本付近の地震活動を見るだけでも，大地震が起こるかもしれない ASSS 型の南海トラフや ADDS 型の北海道太平洋沖を見つけることができる（図 1）．このような考えに立って，世界中の地震活動を見直すことは重要であると考えるし，日本付近のこの 2 つの領域を別の

タイプの地震活動と区別したうえで，注意深く監視することも急務である．

謝辞 この報告は，Koyama et al.（2012）が Earth Planet and Space に発表した“Variability of Megathrust Earthquakes in the World Revealed by the 2011 Tohoku-oki Earthquake”を下敷にまとめ直したものである．原論文査読に長く時間を費やしてくださった東京大学篠原雅尚さんに深く感謝いたします．また，3 月 11 日地震発生後，常に冷静にご指導いただいたテキサス大学中村吉雄先生に謝意を表します．また，書式の不備をご指摘いただいた高橋浩晃編集長に感謝いたします．

文　献

Ammon, C.J., C. Ji, H.-K. Thio, D. Robson,S. Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, S. Das, D. Helmberger, G. Ichinose, J. Polet and D. Wald, 2005. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, **308**, 1133–1139.

Atwaten, B. T., S. Rokkaku, K. Satake, Y. Tsnji, K. Lleda and D. K. Yamaguchi, 2005. *The orphan tsunami of 1700: Japanese clues to a parent ear thgnake in North America*, Liciv. Washington Press, LISGS, Reston, 133pp.

Benioff, H., F. Press and S. Smith, 1961. Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes, *J. Geophys. Res*., **66**, 605–619.

Beroza, G. C. and S. Ide, 2011. Slow earthquakes and nonvolcanic tremor, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*., **39**, 271–296.

Cisternas, M., B.F. Atwater, F. Torrejon, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C.P. Rajendran, J.K. Malik, Y. Rizal and M. Husni, 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile eaerthquake, *Nature*, **437**, doi:10,1038.

Comte, D. and S. Beck. 2010. The 2010 Chile earthquake-Variations in the rupture mode, in *Giant earthquakes and their tsunamis*, American Geophysical Union Chapman Conference, USGS, 20.

Doser, D.I., A.M. Veileux, C. Flores and W.A. Brown, 2006. Changes in seismic-moment rates along the rupture zones of the 1964 great Alaska earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am*., **96**, 1545–1550.

Engdahl, E.R., R. van der Hilst and R. Buland, 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am*., **88**, 722–743.

Freymueller, J.T., H. Woodard, S.C. Cohen, R. Cross, J. Elliot, C.F. Larson, S. Hreinsdottir and C. Zweck, 2008. Active deformation process in Alaska, based on 15 years of GPS measurements, in *Active Tectonics and Seismic Potential in Alaska*, edited by J.T. Freymueller, P.T. Haeussler, R.L. Wesson and G. Ekstrom, 431pp., Geophysical Monograph Series, **179**, AGU, 1–41.

Heki, K., S. Miyazaki and Y. Tamura, 1997. Silent fault slip following an interpolate thrust earthquake at the Japan trench, *Nature*, **386**, 595–597.

Ide, S., G.C. Beroza, D.R. Shelly and T. Uchide, 2007. A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, **447**, 76–79.

Ide, S., A. Baltay and G.C. Beroza, 2011. Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-oki earthquake, *Science Mag*., **332**, 1426–1429.

Johnson, J.M., K. Satake, S.R. Holdahl and J. Sauber, 1996. The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res*., **101**, 523–532.

Kanamori, H., 1977. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, 470pp, AGU, 163–174.

Kanamori, H. and J.J. Cipar, 1974. Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter*., **9**, 128–136.

Kanamori, H., M. Miyazawa and J. Mori, 2006. Investigation of the earthquake off Miyagi prefecture with historical seismograms, *Earth Planet Space*, **58**, 1533–1541.

Kawasaki, I., Y. Asai and Y. Tamura, 2001. Space-time distribution of interplate moment release inducing slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench, *Tectonophysics*, **330**, 267-283.

Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka and T. Okada, 2011. A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Let.*, **310**, 480-487.

Koyama, J., K. Yoshizawa, K. Yomogida and M. Tsuzuki, 2012. Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Earth Planet Space*, **64**, 1189-1198.

Lay, T. and T.C Wallace, 1995. *Modern global seismology*, Academic Press, Sam Diego, 372pp.

Lay, T., H. Kanamori and L. Ruff, 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthq. Predic. Res.*, **1**, 3-71.

Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. DeShon, G. Ekstrom, K. Satake and S. Sipkin, 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December, 2004, *Science*, **308**, 1127-1133.

Maeda, T., T. Furumura, S. Sakai and M. Shinohara, 2011. Significant tsunami observed at ocean-bottom pressure gauges during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Earth Planet Space*, **63**, 803-808.

Marlow, M.S., A.K. Cooper, S.V. Dadisman, E.L. Geist and P.R. Carlson, 1990. Bowers swell: evidence for a zone of compressive deformation concentric with Bowers ridge, Bering sea, *Marine Petroleum Geology*, **7**, 398-408.

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation, *J. Geophys. Res.*, **97**, 8905-8915.

Moreno, M., M. Rosenau and O. Oncken, 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone, *Nature*, **467**, 198-202.

Neprochnov, Y.P., V.V. Sedov, L.R. Merklin, V.P. Zinkevich, O.V. Levchenko, B.V.Baranov and G.B. Rudnik, 1985. Tectonics of the Shirshov ridge, Bering Sea, *Geotectonics*, **19**, 194-206.

Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.

Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita and T. Imakiire, 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-oki earthquake, *Nature*, **475**, 373-377.

Ruff, L. and H. Kanamori, 1983. The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **31**, 202-230.

Stauder, W., S.J., 1968. Mechanism of the Rat Island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea floor spreading, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3847-3858.

Stein, S. and E.A. Okal, 2007. Ultralong period seismic study of the December 2004 Indian ocean earthquake and implication for regional tectonics and the subduction process, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, S279-S295.

Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana, 2006. Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, **111**, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.

Tanioka, Y. and K. Satake, 1996. Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Let.*, **23**, 1549-1552.

宇佐美龍夫，1996，新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，東京，493pp.

Uyeda, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology, *Tectonophysics*, **81**, 133-159.

Wu, F.T. and H. Kanamori, 1973. Source mechanism of February 4, 1965, Rat Island earthquake, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6082-6092.

Wyss, M. and J.N. Brune, 1967. The Alaska earthquake of 28 March, 1964: A complex multiple rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1017-1023.

Yomogida, K., K. Yoshizawa, J. Koyama and M. Tsuzuki, 2011. Along-dip segmentation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and comparison with other megathrust earthquakes, *Earth Planet Space*, **63**, 697-701.

Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto and S. Aoki, 2011. Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planet Space*, **63**, 565-569.