

1 2 - 9 東北日本脊梁山脈周辺における変形と断層形成過程のモデル化

Modeling of crustal deformation and fault development in the Ou Backbone range, NE Japan

芝崎文一郎 (建築研究所国際地震工学センター)

Bunichiro Shibazaki

(IISEE, Building Research Institute)

1. はじめに

最近の地震発生物理学の進展により、プレート境界型の大地震の発生過程のメカニズムは明らかになりつつあり、地震発生予測シミュレーションが行われている。それに対して、島弧地殻内で発生する内陸大地震は大災害をもたらすが、断層形成過程や応力蓄積過程がまだ明らかにされていない。最近の研究の進展により、内陸大地震発生過程のモデルが提案されつつある。また、高精度の観測研究により、内陸における歪み集中帯^{1) 2)} やその形成のメカニズム³⁾、そして地殻・上部マントルの不均質な速度構造⁴⁾ が明らかにされてきている。東北日本における内陸大地震発生過程に関しては、幾つかの定性的モデルが提案されている。Hasegawa et al. (2005)⁵⁾ は、プレートの沈み込みにより生じた上昇流によって、脊梁山脈の地殻深部に水が運ばれると推定した。そしてさらに、水により下部地殻が著しく弱化し、圧縮場の中で短縮変形を起こし、上部地殻で断層が形成されるというモデルを提案した。他方、東北日本及び日本海東縁においては、日本海拡大時 (25-15Ma) に形成された地溝帯形成に伴って正断層が生成され、3.5Ma から開始した短縮変形場の中で、これらの既存正断層が逆断層として再活動していると考えられている⁶⁾。東北日本における内陸大地震発生過程をモデル化するためには、以上のように、地殻下部における粘性流動特性の違いと、日本拡大時に形成された古傷としての既存断層と埋没した地溝を考える必要がある。本稿では、まず、島弧地殻における変形と断層形成過程のモデル化の枠組みに関して紹介する。次に、粘性流動と弾塑性を考慮した非線形有限要素法^{7) 8)} に基づく東北日本脊梁山脈周辺の断層形成過程のモデル⁹⁾ を紹介する。

2. 島弧地殻における変形と断層形成過程のモデル化の枠組み

第1図に内陸大地震の発生過程解明に向けた地殻の変形と断層形成過程のモデル化の枠組みを示す。内陸大地震の発生過程を理解するためには、外力としてのプレート間の相互作用による応力蓄積過程と、島弧内での内的な非弾性変形と断層成長過程を解明する必要がある。内的な非弾性変形と断層運動は、島弧地殻・最上部マントルのレオロジー構造に支配される。従って、レオロジー構造を推定することが重要な課題である。そこで、観測・解析で得られた地震波速度構造、地温勾配、電磁気構造等から、各種岩石の分布、温度構造、水の分布を推定する必要がある。それを基に、地殻・最上部マントルのレオロジー構造を推定する必要がある。

脆性領域では摩擦が支配し、延性領域では粘性流動が支配する¹⁰⁾。脆性領域では、 τ せん断応力が有効応力 σ_n^{eff} に比例する。

$$\tau = \mu \sigma_n^{eff} = \mu (\sigma_n - P_f) = \mu (\sigma_n - \lambda \sigma_v) \quad (1)$$

ここで μ は摩擦係数, σ_n は法線応力, P_f は間隙水圧, $\lambda = P_f/\sigma_v$, σ_v は静岩圧である. 摩擦係数はすべり速度や断層面の接触状態にも依存する. 延性領域における流動則では, 次式のように歪み速度 $\dot{\epsilon}$ が応力 σ に依存する^{11) 12) 13)}.

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n d^{-m} f_{H_2O}^r \exp\left(-\frac{Q+pV}{RT}\right) \quad (2)$$

ここで A は岩石に依存する係数, n は応力指数, d は粒径, m は粒径指数, f_{H_2O} は水のフガシティー, r はフガシティー指数, R はガス定数, T は絶対温度, Q は活性化エネルギー, p は圧力, V は活性化体積である. 転位クリープの場合, $n > 1$ で $m = 0$ である. それに対して, 拡散クリープの場合, $n = 1$, $m > 0$ で粒径に依存する. これらの摩擦則 (1) と流動則 (2) を用いてレオロジー構造モデルを構築する必要がある.

レオロジー構造が推定されれば, プレート間相互作用を外力として与えることで, 島弧地殻・最上部マントルの変形過程のモデル化が可能になる. 地震発生過程のモデル化の時間スケールは一般的には, 数回の地震発生サイクルを含む期間であると考えられるが, 内陸大地震発生過程に関しては, 何故断層が形成されるのか, さらに, 何故ある既存断層が選択的に活性化されるのかわかっていない. 従って, 先ずこの問題を解決するために, 地質学的時間スケールでの断層の発達モデル化を行う必要がある. さらに, 内陸大地震の発生過程を解明するためには, 粘弾性を考慮した地震間における応力蓄積と地震時における応力解放過程のモデル化も必要になる. 以下では, 地震発生サイクルを考慮しない数 10 万年の時間スケールでの断層形成過程のモデル化を紹介する.

3. 東北日本脊梁山脈周辺における断層形成過程のモデル化

第 2 図に東北日本, 北上低地西縁断層帯, 横手盆地東縁断層帯の周辺域の地形, 活断層, 歴史地震の分布を示す. この地域の地震活動は高く, 横手盆地東縁断層帯沿いで 1986 年陸羽地震 (M7.2), 出羽山地周辺で 1914 年仙北地震 (M7.1) が発生している. 北上低地西縁断層帯と横手盆地東縁断層帯の北部と南部延長部には, 火山地帯が存在する. 第 2 図には, 2008 年岩手・宮城内陸大地震 (M7.2) の余震分布を示しているが, 北上低地西縁断層帯の南方の火山地帯周辺で発生している. 尚, この地震の余震分布と震源域周辺の速度構造に関しては, Okada et al. (2010)¹⁸⁾ により詳細な解析が行われている.

この地域では, 詳細な地震学的観測や熱構造に関する観測研究が進められており, シミュレーションモデル構築に必要な情報を入手することが可能である. Shibazaki et al (2008)⁸⁾ は, 現実的な地殻構造と地温勾配の空間分布を考慮して, 変形と断層形成過程の 2 次元のモデル化を行った. 脊梁山脈周辺の熱構造は 3 次元的に不均質であるので, 断層成長を調べるためには, 3 次元熱構造を考慮する必要がある. 例えば, 北上低地西縁断層帯及び横手盆地東縁断層帯の北部及び南部延長には火山地帯が存在する. この火山地帯では地温勾配が高く, 地殻において非弾性変形が生じている可能性がある. それに対して, 火山地帯に挟まれた, 低温地域で応力が蓄積されると考えられる⁵⁾.

Shibazaki (2009)⁹⁾ は, 非線形有限要素法により, 3 次元熱構造の不均質を考慮した, 断層形成過程と応力集中過程のモデル化を行った. シミュレーションでは, 地殻・最上部マントルは, 応力テンソル σ の関数であるモールクーロンの降伏関数 $f(\sigma)$ を用いて, 降伏条件を満足していない場合 ($f(\sigma) < 0$) 非線形粘弾性に従い, 降伏条件 ($f(\sigma) = 0$) に達すると塑性変形が生じるとする⁷⁾. 非線形流動特性としては, (2) 式に従う冪乗則クリープを考える. 第 3 図 a に, モデル領域

(240km x 160km x 30km) (第2図に示す白線で囲んだ領域に対応)を示す。モデルの右側側面に0.2cm/yearの短縮速度を与える。また、第3図bに示す地温勾配の分布を与える。地温勾配は、脊梁山脈、出羽山地沿いで高く設定する。特に、北上低地西縁断層帯及び横手盆地東縁断層帯の北部及び南部延長では火山地帯が存在し、ホットフィンガー¹⁷⁾に対応して高温領域が日本海沿岸付近まで広がっているとす。また、活火山及びその他の第四紀火山¹⁶⁾を考慮して、円形の地温勾配が高い領域を仮定する。この領域の半径は簡単のために全て5kmとする。地温勾配の最大値は、活火山に対しては140°C/km、その他の第四紀火山に対しては100°C/kmと設定する。摩擦角 ϕ 及び凝着力 c は、それぞれ、15°及び10 MPaと設定する。本モデル化では、単純化のために、wet diabaseからなる地殻を考える。

第4図a及びbはシミュレーション結果で、それぞれ75万年後の深さ0及び7.5 kmでの相当塑性歪(断層形成に伴う塑性歪)を示す。脊梁山脈を挟んで二つの断層帯の形成が確認できる。断層は、火山地帯では火山の近傍に形成されているが、非火山地帯では、脊梁山脈の中心からやや離れたところに形成される。この二つの断層帯は、それぞれ、横手盆地東縁及び北上低地西縁断層帯に相当する。また、日本海沿岸付近でも塑性歪み集中領域(断層帯)が現われる。

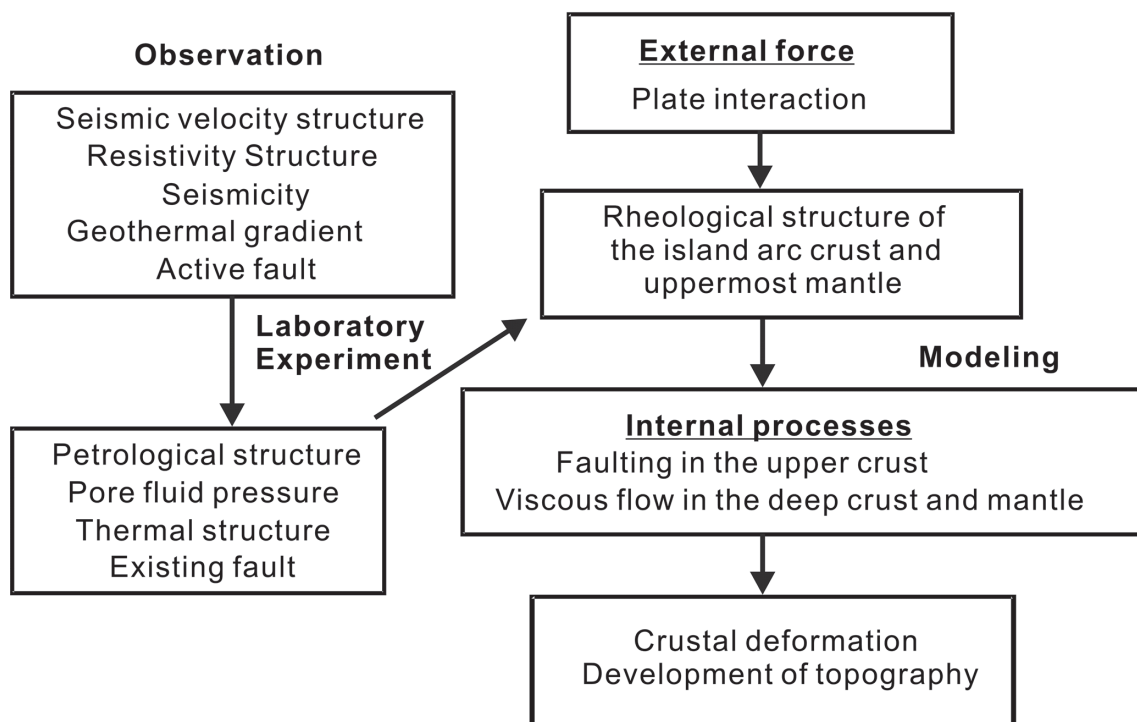
深さ7.5 kmでは、北部の火山地帯では広く延性変形が起きているために塑性変形は殆ど起きている。それに対して、南部の火山地帯では、栗駒山等の火山付近では延性変形が起きているために塑性変形は殆ど起きているが、火山と火山の間で塑性変形が生じている。第4図cは、2008年岩手・宮城内陸大地震震源域周辺における全歪みの垂直断面である。全歪みは断層形成に伴う塑性歪みや粘性歪みを含む。断面Aは、焼石岳と栗駒山の間であるが、断層は深部まで形成されている。それに対して、断面Bでは栗駒山が存在し、断層は浅いところしか形成されない。断面Cは栗駒山と鬼首の間にあり、断層はある程度深部まで形成されている。第4図cから、断層深部延長において延性せん断帯が発達していることが確認できる。

本シミュレーションで再現された断層の位置は、実際の2008年岩手・宮城内陸大地震の断層の位置にほぼ一致している。岩手・宮城内陸地震の場合、火山が直線的に配列し、その間に低温領域が存在し、そこで、断層が深部まで発達していると考えられる。一般的に、火山地帯では大きな地震は発生しないと考えられているが、火山の配列により大きな地震も起こり得ると考えられる。尚、本シミュレーションでは温度構造の不均質のみを考慮しているが、既存断層が再活動した可能性やカルデラ構造と歪み集中過程や地震発生過程との関連¹⁹⁾が指摘されており、より現実的なモデルを構築するためには、上部地殻の不均質を考慮する必要がある。

参 考 文 献

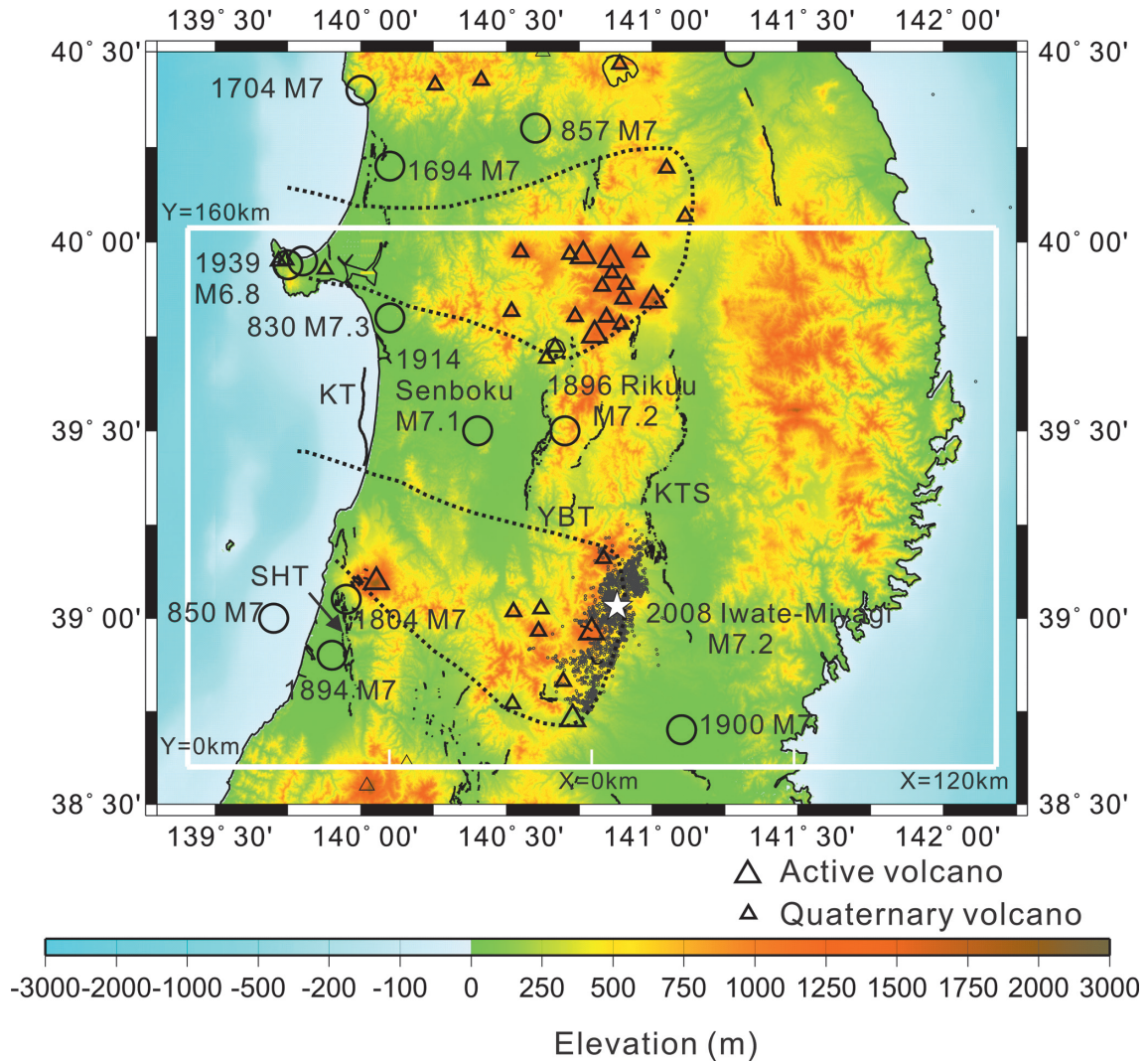
- 1) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., 2000, Continupus GPS arrays and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- 2) Miura, S., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K. and Yui, S., 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth Planets Space*, 56, 1347-1355.
- 3) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki I., 2002, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 245-253.
- 4) Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., 2001, Three-dimensional structure of Vp, Vs

- and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Jour. Geophys. Res.*, 106, 21843-21857.
- 5) Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura S., 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, 403, 59-75.
 - 6) 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.
 - 7) Shibazaki, B., Garatani, K. and Okuda, H., 2007, Finite element analysis of crustal deformation in the Ou Backbone Range, northeastern Japan, with non-linear visco-elasticity and plasticity: effects of non-uniform thermal structure. *Earth Planets Space*, 59, 499-512.
 - 8) Shibazaki, B., Garatani, K., Iwasaki, T., Tanaka, A., and Iio, Y., 2008, Faulting processes controlled by the nonlinear flow in the deeper crust and upper mantle beneath the northeastern Japanese island arc. *Jour. Geophys. Res.*, 113, B08415, doi:10.1029/2007JB005361.
 - 9) Shibazaki, B., 2009, 3D modeling of faulting around the Ou Backbone Range: implication for tectonic loading in the 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake. *Japan Geoscience Union Meeting 2009*, J245-024.
 - 10) Kohlstedt, D., Evans, B. and Mackwell, S. J., 1995, Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Jour. Geophys. Res.*, 100, 17587-17602, 10.1029/95JB01460.
 - 11) Ranalli, G., 1995, *Rheology of the earth, second edition*, Chapman & Hall.
 - 12) Bürgmann, R. and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Ann.Rev. Earth Plan. Sci.*, 36, doi:10.1146/annurev.earth.36.031207.124326, 531-567
 - 13) Karato, S., 2008, *Deformation of earth materials: an introduction to the rheology of solid earth*. Cambridge University Press, New York, 474p.
 - 14) 中田 高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
 - 15) Utsu, T., 2002, *Catalog of Damaging Earthquakes in the World (through 2002)*
http://iisee.kenken.go.jp/utsu/index_eng.html.
 - 16) 第四紀火山カタログ委員会編, 1999, 日本の第四紀火山カタログ. 日本火山学会,
<http://www.geo.chs.nihon-u.ac.jp/tchiba/volcano/>.
 - 17) Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H., 2002. Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 197, 105-116.
 - 18) Okada, T., Umino, N. and Hasegawa, A., 2010, Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan - Seismogenesis related with magma and crustal fluid, *Earth Planets Space*, 62, 347-352.
 - 19) Yoshida, T., Kudo, K. and Shichi, R., 2009, Distribution of late Cenozoic calderas and high strain zones in the crust of NE Honshu - Study based on Bouguer anomaly -. *Japan Geoscience Union Meeting 2009*, J245-P004.



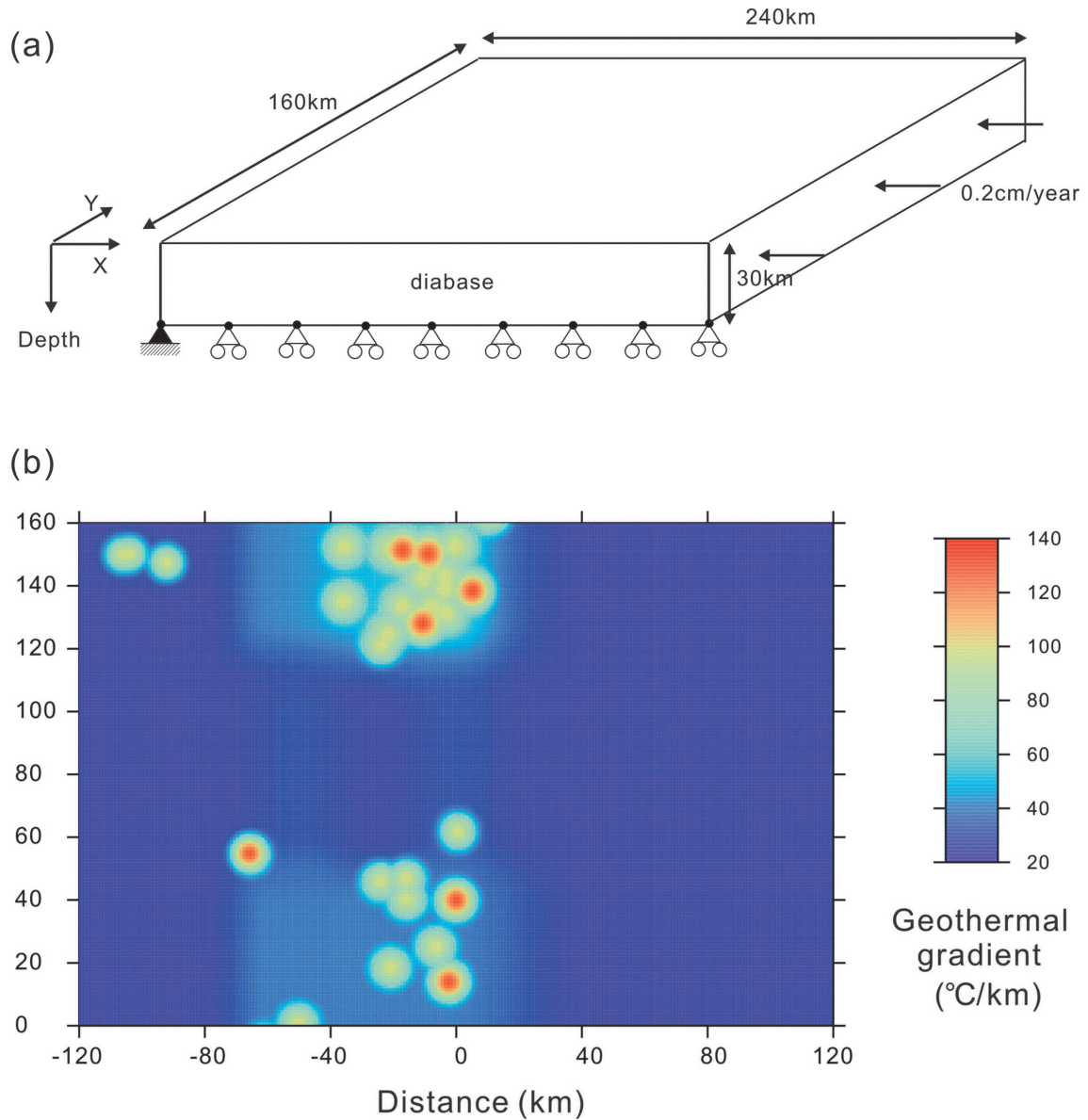
第1図 島弧地殻・最上部マントルにおける変形と断層形成のモデル化の枠組み。

Fig. 1 Framework for modeling deformation and fault development in the island arc crust and uppermost mantle.



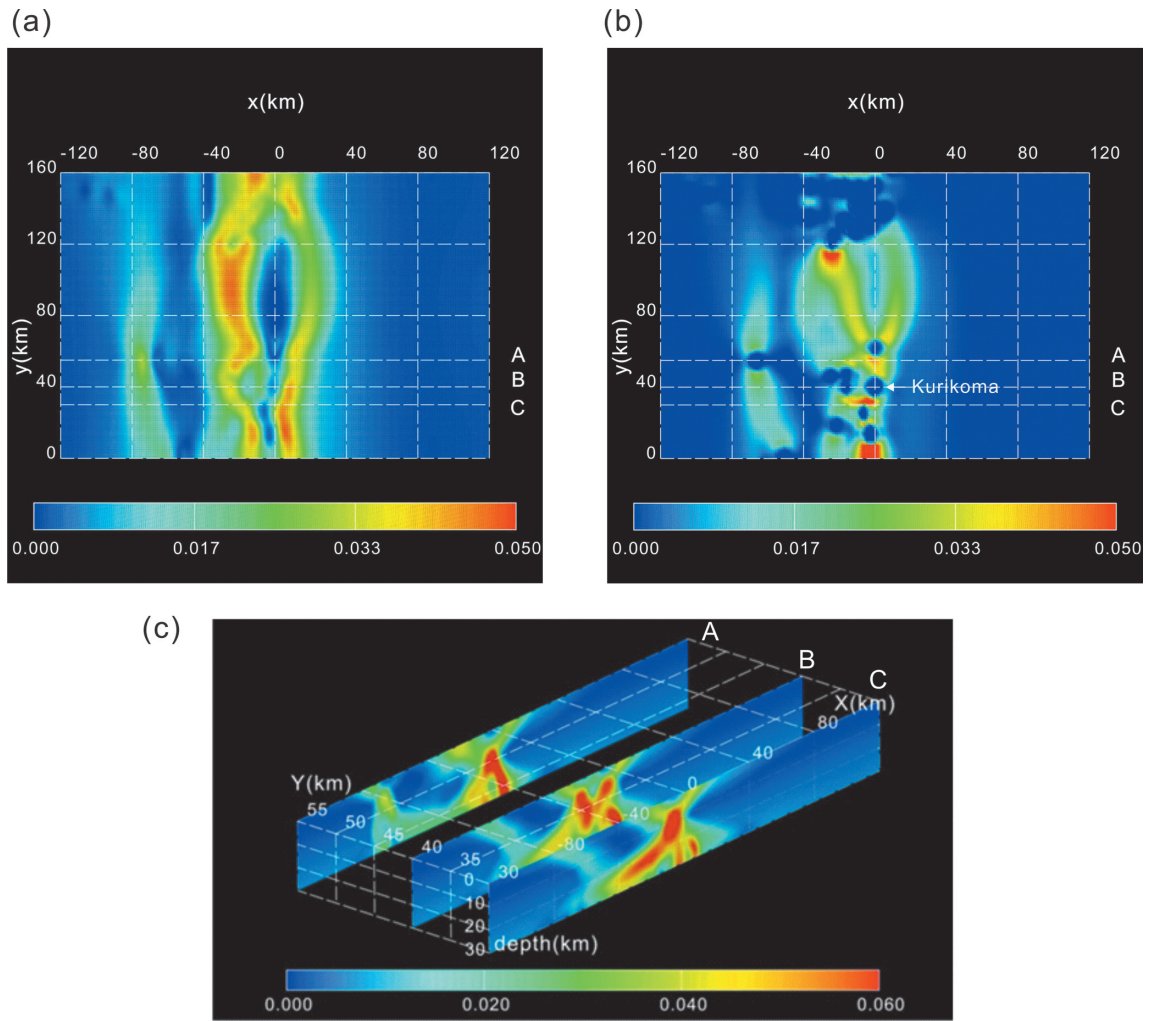
第2図 東北日本における地形と活断層の位置¹⁴⁾。YBT: 横手盆地東縁断層帯, KTS: 北上低地西縁断層帯, KT: 北由利断層, SHT: 庄内平野東縁断層帯。白星印とその周辺の点は, 2008年岩手・宮城内陸地震とその余震の震央(気象庁データによる)。○印は歴史地震の震央¹⁵⁾。小三角及び三角印は, 第4紀火山及び活火山¹⁶⁾。破線は, ホットフィンガーの位置¹⁷⁾。白線の長方形は, 図3aのモデル領域を示す。

Fig. 2 Locations of active faults¹⁴⁾ and topography of the study area in northeastern Japan. YBT: Yokote-bonchitoen fault zone; KTS: Kitakami-teichi-seien fault zone; KT: Kitayuri fault zone; SHT: Shonai-heiyatoen fault zone. A white star and small dots respectively indicate the epicenter of the 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake and its aftershocks (Japan Meteorological Agency). Open circles indicate epicenters of historical large earthquakes¹⁵⁾. Small and large open triangles respectively indicate Quaternary volcanoes and active volcanoes¹⁶⁾. The black curved dashed lines indicate the hot fingers (upwelling regions)¹⁷⁾. The white rectangle indicates the area of the 3D model shown in Fig. 3.



第3図 (a) 地殻の3次元モデルと境界条件⁹⁾。モデル領域は第2図の白線で囲んだ領域に対応する。モデルの左側を固定し、右側から速度を与える。地殻の底では、水平方向に変位が可能。y = 0km 及び y=160 km では、y 方向には固定するが、x、z 方向での変位が可能。(b) 仮定した地温勾配の分布⁹⁾。領域の北部及び南部で地温勾配を高く設定する。火山による局所的に地温勾配の高い領域を設定する。

Fig. 3. (a) 3D model of the crust and boundary conditions⁹⁾. The model area corresponds to the white rectangle in Fig. 2. We applied a velocity to the right of the model. At the base of the crust, we set boundary conditions that enable free horizontal displacement. At the sides of the model (y = 0 and 160 km), the displacement is fixed for the y-direction but is allowed to slip for the x- and z-directions. (b) Assumed distribution of geothermal gradient⁹⁾. In northern and southern volcanic areas, the geothermal gradient reaches higher values. There are local high temperature anomalies caused by volcanoes.



第4図 7.5×10^5 年後のシミュレーション結果⁹⁾. 深さ 0km (a) 及び 7.5km (b) での水平断面における相当塑性歪み. (c) 測線 A,B,C の垂直断面における相当全歪み.
 Fig. 4 Results of 3D modeling after 7.5×10^5 years⁹⁾. Horizontal cross sections of equivalent plastic strain for the deviatoric components of plastic strain at depths of 0 km (a) and 7.5 km (b) . (c) Vertical cross sections of equivalent total strain for the deviatoric components of total strain along A, B, and C.