統計的アプローチによる地殻活動解明

——(I) 統一化された形式をもつ日本列島地殻現象データベース構築——

中部大学地球ウォッチ・市民安全センター* 河村 将
中部大学工学部理学教室** 工藤 健
名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻
附属地震火山・防災研究センター*** 山岡 耕 春
名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻**** 古本 宗 充

Understanding of Crustal Activity with Statistical Approaches:

I. Construction of Spatiotemporal Database with a Unified Data Format

Masashi KAWAMURA

Earth Watch-Safety Net Research Center, Chubu University
Matsumoto-cho 1200, Kasugai, Aichi 487-8501, Japan

Takeshi KUDO

Department of Natural Science and Mathematics, Chubu University
Matsumoto-cho 1200, Kasugai, Aichi 487-8501, Japan

Koshun YAMAOKA

Research Center for Seismology, Volcanology, and Disaster Mitigation, Graduate School of
Environmental Studies, Nagoya University
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

Muneyoshi FURUMOTO

Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Environmental Studies,
Nagoya University
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan

(Received March 27, 2009; Accepted February 18, 2010)

A trial to integrate various datasets obtained by observation into those with a spatially and temporarily high-resolution gridded data format is presented. Compiling, conservation, and share of the database with the unified gridded data format for different seismotectonic indices, such as seismicity, strain rate, gravity anomaly, heat flow, etc., lead to promote further understanding of crustal activity through statistical examination on their spatiotemporal relationships. The use of one seismotectonic index with the gridded data format makes it possible to compare with any other seismotectonic index whether or not this has the gridded data format. Our final goal is comprehensive understanding of crustal activity through the statistical approach using gridded seismotectonic

* 〒487-8501 春日井市松本町 1200

** 〒487-8501 春日井市松本町 1200

*** 〒464-8601 名古屋市千種区不老町

**** 〒464-8601 名古屋市千種区不老町

indices. We here introduce a first attempt to accomplish it. First, we converted the hypocenter catalog compiled by the Japan meteorological Agency and the data of GPS operated by the Geographical Survey Institute, Japan, into various geodetic (e.g., dilatation rate and maximum shear strain rate) and seismic (e.g., seismic energy and the number of earthquakes) indices with the gridded data format. Next, we drew scatter diagrams to overview the relationships between seismic and geodetic indices. Third, we introduced new statistical indices to quantitatively represent the temporal changes in the relationships.

Key words: Crustal activity, Gridded data format, Database, Spatiotemporal relationship

§ 1. はじめに

地球科学における観測・観察により得られるデータはこれまで数多くの研究者によって共有されることにより自然現象の解明に大きな役割を果たしてきた。科学的成果を生み出すのに必要な最低限の解析環境と解析ツールが比較的容易に得られる現代において、各種地球科学データの利用しやすい形式（できれば統一形式）での保存・蓄積・共有はよりいっそう必要なものとなっている。宇宙科学の分野においてはこのような考えがすでに確立・実践され、この分野における研究業績の増加に大きく寄与している [海老沢 (2008)]。地球科学分野では、日本で公開されている地震活動データ（気象庁一元化震源カタログ）、地震波形データ（例えば Hi-net（防災科学技術研究所））[Okada *et al.* (2004)] や GPS データ（国土地理院）[畑中・他 (2003)] がそれぞれ、この考えを反映した例である。現在、防災科学技術研究所は、地下構造データの統合化によるデータベース (Geo-Station) を公開している [防災科学技術研究所 (2009)] が、これもデータの利用しやすい形式での保存・蓄積・共有の 1 例といえる。

あらゆる地殻現象相互の関係を示す物理モデル構築のため、筆者らの共同研究グループは、地殻活動を反映する各種物理データを集積し、指標として整理し、各現象間の時空間関係の統計的精査に着手している。例えば、大規模内陸地震発生に至る物理的諸条件の解明は、科学的要請はもとより、それらの予測を含め、防災・減災の見地からの社会的要請も強い。これらの要請に応えるうえでも、地殻内部の状態に起因する各種物理指標間の因果関係を明らかにし、介在する物理に関する知見を蓄積していく作業は急務である。そのため、異なる観測（観察）量から求まる各種物理指標間の時空間関係を、統一フォーマットによりシームレスに照合できるシステムおよびデータベースの構築が重要となる。

各種物理指標が相互に関連していることを示唆する研究は、これまでも数多く報告されている。これらの研究では通常、(1) 時間変化する物理指標間の比較、または (2) 地下の構造を表す静的な物理指標と時間変化する物

理指標間の比較、(3) 静的な物理指標間の空間的比較、が行われている。

上記 (1) において比較検討されてきた物理指標の例として、GPS データから計算される面積歪み速度や最大せん断歪み速度、地震活動データから計算される地震エネルギーや地震数などが挙げられる。地殻変動と地震活動（大規模内陸地震）の関係という観点からは、Sagiya *et al.* (2000) により、新潟から神戸にかけての帯状領域で特に歪み速度が大きく、歴史上マグニチュード 7 クラス以上の大規模地震に見舞われてきたとされている。これは長い時間スケールで見れば、歪み速度の大小と内陸地震発生との間には非常に密接な関係のあることを示唆している。同じく地殻変動と地震活動の観点から、Oncel and Wilson (2006) は、面積歪み速度と b 値が比例することをトルコ西部の北アナトリア断層に沿った範囲で明らかにしている。また、地震メカニズム解と地震活動（マグニチュード）の観点から、Schorlemmer *et al.* (2005) は逆断層型地震の場合には b 値が小さい傾向にあり、正断層型の地震の場合には b 値が高い傾向にあることを複数の地震カタログについて報告している。地球潮汐による応力と地震活動（浅部プレート間逆断層型地震発生の時刻）の関係から、Cochran *et al.* (2002) は、潮汐応力のピークが地震の断層破壊（すべり）を促進する向きとなる時間に地震が有意に発生しやすいことを明らかにしている。

一方、(2) において検討されてきた構造に関連した指標の例として、地下の密度構造、温度構造、地震波速度構造、地震発生層下限分布、地形分布、電気比抵抗構造などが挙げられる。上部地殻内の密度分布と地震活動の関係という観点からは、西南日本において重力異常急変域で地震活動度が高い傾向 [工藤・河野 (1999)]、日本列島における有効弾性厚と地殻熱流量との逆相関傾向 [Kudo *et al.* (2001)]、地形リニアメントと重力異常 roughness との空間的相関 [Kudo *et al.* (2004)] などが統計的に明らかにされている。さらに、上部地殻温度構造と地殻内地震最大マグニチュードとの関係が提示されている [Kudo *et al.* (2009)]。

(3)に関連した指標の例は(2)に挙げたものと同じである。Sato *et al.* (2004) は、地震波速度構造と電気比抵抗構造を関連づけて、糸魚川-静岡構造線北部周辺地域の地殻内構造の特徴について述べている。Tamura *et al.* (2002) と田村 (2003) は、東北日本の第四紀火山分布、地震波速度分布（マントルウェッジ内の低速度領域）、重力異常分布、地形分布との間の相関関係に注目してマグマおよび火山形成のダイナミクスについて論じている。

本報告では、統計的アプローチによる地殻活動解明のコンセプトを紹介する。そのために必要な統一フォーマットに基づく各種物理指標データベースの構築、新しい指標の導入およびその意味、各指標間の時空間的照合例について述べる。

§ 2. 本研究の流れ

これまで、筆者らの共同研究グループは、(1) 地殻活動の総合的理解のために各種物理指標間の時空間関係に着目する、(2) そのために統計的アプローチをとる、という2つの観点から、各種地球科学データを同一グリッド形式に変換し、相互を比較するためのシステムを構築してきた。並行して、観測データの時空間構造を原因ごとに

分離するため、主成分分析に基づく統計的アプローチの改良 [Kawamura and Yamaoka (2006, 2009)] を行ってきた。

Fig. 1 に、筆者らのプロジェクトのロードマップを示す。ステップ1では、地球科学データ（地震活動、GPS地殻変動、重力、熱など）から作成される同一グリッド形式の物理指標算出が行われデータベース化する。ステップ2では、ステップ1で構築したデータベースから任意の2つの物理指標を照合する。ステップ3では、照合結果を特徴付ける統計指標を新しく定義し（例を§4に示す）、定義した統計指標の時間変化を算出・表示する。ステップ4では、日本列島で発生したある一定マグニチュード以上の内陸地震と統計指標の時間変化との関係を、ある評価関数に基づき検討する。このような手続きをできるだけ多くの統計指標について繰り返すことにより、意味のある案計を見いだすことをめざす。本報告では、モデルケースにおける検討結果を紹介するが、システム構築にあたっては、日本列島全域のあらゆる物理指標間関係への適用（自動処理を含む）を念頭においている。

Fig. 1. Schematic road map to comprehensively understand crustal activity. Step 1: Constructing a database by integrating various datasets obtained by observation into those with a unified gridded data format; Step 2: Choosing any two geophysical measures and comparing between them; Step 3: Calculating any statistical index clearly characterizing the spatiotemporal relationships between the selected two measures for respective inland regions; Step 4: Statistically evaluating the relationships between the temporal changes in the statistical index defined in step 3 and each earthquake occurrence using any evaluation function.

Fig. 2. High-resolution gridded maps for (a) dilatation rate, (b) maximum shear strain rate, (c) seismic energy (Gutenberg and Richter, 1956) within 30 km search radius, (d) the number of earthquakes within 30 km search radius, (e) lower limit of earthquake distribution (D90) (f) gravity anomaly roughness (Kudo *et al.*, 2004), and (g) long wavelength component (>100 km) of geothermal gradient (Tanaka *et al.*, 2004), respectively, over the Japanese islands.

§3. 各種地球科学データのグリッド化 (ステップ 1)

データ形式統一化および共有化のため、各種地球科学データを、高解像度グリッド形式 (本報告では空間軸は $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 、時間軸は半年、各々の日付における各物理指標の値はその日付を中心とした前後 1 年間の地球科学データを使い計算されたものを紹介) で表現された物理指標に変換した。これらをカラー分布図として表現したものの中から 7 例を Fig. 2 に示す。この図の元となるファイルは各グリッドの経度・緯度・物理指標値に関する情報を含むテキスト形式で表される。ファイルの容量は日本列島全域でそれぞれ数 MB~数十 MB 程度である。Fig. 2(a), (b) はそれぞれ GPS による地殻変動データ [畑中・他 (2003)] に基づく面積歪み速度と最大せん断歪み速度 [Jaeger (1964), Savage *et al.* (2001), 河村・他 (2007)] を、Fig. 2(c)-(e) はそれぞれ気象庁一元化震源データによる地震カタログに基づく地震エネルギー [Gutenberg and Richter (1956), 河村・他 (2008)], 地震数 [河村・他 (2008)], 地震の下限分布 (D90) を、Fig. 2(f) は重力データ [地質調査所 (2000), Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)] に基づく重力異常 roughness [Kudo *et al.* (2004)] を、Fig. 2(g) は地温勾配 [田中・他 (2004)] 分布を表示したものである。

以下に、ここに挙げた各物理指標の重要性和導出法について説明する。

・(a) 面積歪み速度 (b) 最大せん断歪み速度

日本列島各地域がどれくらいの速度で歪んでいるかを知ることは、内陸地震発生機構を議論するうえで重要である。面積歪み速度は地表付近の面積の変化を表し、最大せん断歪み速度は地表付近の形の変化を表す。いずれも対象地域において歪みが集中しているかどうかを表す物理指標である。例えば、過去に新潟・神戸歪み集中帯で大規模内陸地震が発生してきた [Sagiya *et al.* (2000)] という報告がなされている。以下に、本研究における面積歪み速度と最大せん断歪み速度の導出過程を示す。

GEONET で得られた観測点変位データからまず変位データの異常値を除去する。除去は、各日付の前後約半月、計約 1 カ月にわたる標準偏差が 3 を上回るデータをあらかじめ除去した。次に、任意の座標における変位速度が観測点における変位速度の一次関数として表現できると仮定した。その場合、観測点における変位速度はグリッドポイントとの位置関係により

$$U_x = A_{11} + A_{12}\Delta x + A_{13}\Delta y + E_x$$

$$U_y = A_{21} + A_{22}\Delta x + A_{23}\Delta y + E_y$$

と表現される。ここで、 (U_x, U_y) はそれぞれの観測点にお

ける変位速度の東西成分と南北成分、 $(\Delta x, \Delta y)$ はそれぞれ観測点のグリッドポイントポイントに対する東西成分と南北成分である。 E_x, E_y は各成分の誤差項である。なお、上式は、Shen *et al.* (1996) および鷲谷 (2003) で用いられているものに表現上の改良を施したものである。上式の各係数またはその組み合わせにより、各種の歪み速度が計算できるが、面積歪み速度 Δ ・最大せん断歪み速度 Σ は以下のようにして得られる。

$$(\Delta, \Sigma) = (A_{12} + A_{23}, ((A_{12} - A_{23})^2 + (A_{13} + A_{22})^2)^{1/2})$$

誤差項 E_x, E_y, E_z に対し、観測点からグリッドポイントまでの距離に応じた重みを考慮した。

$$E_i = \sigma_i \exp(R^2/2D^2) \quad (i=x, y)$$

ここで、 σ_i は各観測点における変位速度の推定誤差、 R は観測点とグリッドポイント間の距離、 D は重みを調整する任意の設定値である。試行範囲 $15 \text{ km} \leq D \leq 30 \text{ km}$ のうち、Fig. 2 には $D=30 \text{ km}$ (今回用いている観測点の間の距離をほぼ代表) の場合を示し、グリッドポイントから $R=60 \text{ km}$ 以内に位置する観測点での変位速度を上記関係式に取り入れた。この重みの設定方法については Shen *et al.* (1996) や鷲谷 (2003) を参照した。

・(c) 地震エネルギー (d) 地震数 (1 年当たりの地震数の場合は地震発生レート)

各地域に蓄積されている歪みのある程度は地震として開放される。地殻内のエネルギー収支をモニターするうえで地震エネルギーは、重要な物理指標である。地震数は、速度・状態依存摩擦構成則 [Dieterich (1994)] から明らかなように、応力変化率を反映した物理指標であり、これまで数多くの研究で用いられてきたため、本研究でも用いるべき基本的な物理指標とする。以下に、これら 2 つの物理指標の導出過程を示す。

日本列島を、グリッド形式で表された面積歪み速度・最大せん断歪み速度データベース作成時に使用したのと同じ大きさのグリッドに分割する。各グリッドポイントに 1 つの値を割り当てるために、グリッドポイントから半径 60 km 以内、深さ 30 km 以浅に存在するマグニチュード 1.0 以上の地震を用いて、地震エネルギーあるいは地震数を計算し足し合わせた。ただし、足し合わせる際にグリッドポイントからの距離に応じた重みを次のように各地震に加えた。

$$P = P_i \exp(-R^2/2R_0^2) \quad (i=1, n)$$

ここで、 P_i は地震 i から計算される物理指標値 (地震エネルギーの場合はエネルギー値、地震数の場合は 1)、 n はグリッドポイントから半径 60 km 以内、深さ 30 km 以浅、マグニチュード 1.0 以上という条件を満たす地震の総数、 R は震源とグリッドポイント間の距離、 R_0 は重

Fig. 3. A series of scatter diagrams showing the relationships between geodetic and seismicity indices for different time periods from (a) October 1, 2001 to September 30, 2003, (b) April 1, 2002 to March 31, 2004, and (c) October 1, 2002 to September 30, 2004. The upper-left panel of each diagram shows the relationship between dilatation rate and seismic energy. The upper-right one denotes between maximum shear strain rate and seismic energy. The lower-left one shows between dilatation rate and the number of earthquakes. The lower-right one denotes between maximum shear strain rate and the number of earthquakes. Black circles in (b) and (c) show that larger seismic energy is released in areas of smaller strain rates during the corresponding time periods.

みを調整する任意の設定値（試行範囲 $10 \text{ km} \leq R_0 \leq 30 \text{ km}$ のうち Fig. 2 には $R_0 = 30 \text{ km}$ の場合を示してある）である。グリッドポイント上の地震エネルギー (E) は、震源のマグニチュード (M) を用いて、以下の関係式 [Gutenberg and Richter (1956)] により算出した。なおここでは、地震エネルギーの単位が原著のように erg でなく、Nm になるように右辺第 2 項を示してある。

$$\log E = 1.5 M + 4.8. \quad (1)$$

気象庁マグニチュードに対する (1) 式適用の妥当性に関する議論は、4.1.1 節で述べる。

• (e) 地震の下限分布 (D90)

地震発生の下限は、日本列島各地域の地震発生層の厚さや大規模内陸地震の破壊開始点を反映していると考えられる [Sibson (1984), Ito (1990, 1992)]。地震発生の下限は、流動による破壊が卓越する深部と摩擦滑りによる破壊が卓越する浅部との境界を表していると考えられている。したがって、地震発生層の下限は、地殻強度、ひいては大規模内陸地震の起こりやすさとも密接に関係してくるため、他の物理指標と照合すべき重要な物理指標である。

地震発生層の下限は、Ito (1990) の手法に従い、浅いほうから数にしてその 90% が存在する深さを、グリッドポイントから半径 30 km 以内、深さ 25 km 以浅の円筒内に存在する全地震に対して計算した。

• (f) 重力異常 roughness

重力異常 roughness は、地下の密度構造の複雑さを反映した物理指標である。地殻の粘弾性構造や過去に各地域が受けてきた破壊の程度を反映するため、大規模内陸地震発生機構を考えるうえで基本的な物理指標である。

各グリッドポイントにおけるサーチ半径 (5~20 km) 内の重力異常標準偏差値・尖度・歪み度などの各種統計量の分布を計算した。参照する重力異常分布は、複数の空間波長成分に分離して検討した。Fig. 2(f) は、標準偏差値（サーチ半径: 20 km, 重力異常分布の短波長成分 < 150 km）の例である。これは、Kudo *et al.* (2004) にならって日本全域について再計算したものである。

• (g) 地温勾配

地温勾配は、地殻の熱構造・粘弾性構造と密接に関係し、ひいては大規模内陸地震の発生機構・発生の有無にも大きく影響する。したがって、地温勾配から得られる情報は各地域の地殻活動を理解するうえで必要不可欠なものである。

局地的な原因による地温勾配値の乱れが解析に影響す

ることを避けるため、深さが 1,000 m 以上のボーリングデータ (1,174 点) によって観測された地温勾配値を選び、値の水平変化から、フーリエ変換を用いて波長 100 km 以上の成分を抽出した (Kudo *et al.* (2009) の Fig. 1 を改変)。

Fig. 2 は、各種物理指標間の時間空間関係解明に向けた解析を、統計的アプローチを介して行うためのデータベースを視覚化したものである。データの種類により観測点密度が異なるため、1 グリッド当たりの各物理指標の誤差が異なってくるという問題は生じるものの、それ以上に、各種地球科学データの構成要素が 1 対 1 に対応している（同じ時間空間グリッドに対応する値をもつ）ことは、誰もが容易に統計的アプローチを介して各物理指標間の空間関係とその時間発展に注目したデータ処理を行えるという点で非常に重要である。

これら 7 つの物理指標に加え、入手可能な地球科学データを随時蓄積していくシステムを構築する。

§ 4. 物理指標間関係の時間発展（ステップ 2・3）

本研究では、これら各々の物理指標を独立に扱うのではなく常に相互の関係に着目し、時間変化を追う。この過程で、新しい統計指標を導入し、物理指標間関係の時間空間的特徴を抽出することは、地殻活動の物理モデル化において極めて有効である。平成 21 年度から始まった地震・噴火予知研究計画の建議の実施内容には「地殻の状態を表す新しい指標を考案し、日本列島における地殻活動の評価を総合的に行うシステムを開発する。」とある。本ステップはこの実施内容にも準拠するものである。各種物理指標間の時間空間関係を明らかにするための解析例を以下に示す。

4.1 地殻変動指標と地震活動指標の間の関係

4.1.1 散布の幾何学パターンから見た空間関係の時間変化

物理指標間の関係を精査した例として、地殻変動指標（例えば、面積歪み速度・最大せん断歪み速度）と地震活動指標（例えば、地震エネルギー・地震数）の間の空間関係が時間とともにどのように変化するかを示す。Fig. 3 は、2004 年新潟県中越地震震源周辺におけるグリッド形式の地殻変動指標データと地震活動指標データとを照合して、散布図に表したものである。プロットに用いた空間グリッド範囲は 2004 年新潟県中越地震の震源周辺矩形領域（経度方向 1° 、緯度方向 1.2° ）である。

ここで地震エネルギー算出の際、気象庁マグニチュード M_j [気象庁地震予知情報課 (2003)] を (1) 式に代入することの妥当性について述べる。

(1) 式は、Gutenberg and Richter (1965) により、も

Fig. 4. Temporal change in a statistical index which indicates the geodetic index averaged over the spatial grids with more than 80% of maxima of seismicity parameters, comparing (a) dilatation rate with seismic energy, (b) maximum shear strain rate with seismic energy, (c) dilatation rate with the number of earthquakes, and (d) maximum shear strain rate with the number of earthquakes. Vertical red lines in panels (a) to (d) show the occurrence time of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake. Grey patches cover the time period in which the statistical index is affected by the 2004 earthquake.

とも地震エネルギーと M_s との関係を表す式として提案されたものである。一方これとは別に、地震モーメントとモーメントマグニチュード M_w との関係式が Kanamori (1977) により提案され、広く用いられている。 M_w は地震の規模が大きくなっても飽和せず、物理的な意味をもつ。 M_s は、一定範囲 (M_w 5.5–8.0) にわたり M_w とほぼ一致する [宇津 (1982)] ことから、このマグニチュード範囲では、(1) 式には M_s を適用するのがよいと考えることができる。しかし、より小規模の地震が多く発生する日本列島内陸地域では、より小さいマグニチュード範囲 (M_w 4.5–7.5) について M_w と一致する M_j [宇津 (1982)] を利用するのが最も妥当と考えられる。以上により (1) 式において地震エネルギーを計算する際に、気象庁マグニチュード M_j を用いることとした。

Fig. 3 における各点の座標は 1 つの時間空間グリッド上で各物理指標がもつ値に対応する。この分布の時間変化に注目することにより各現象間の時間空間的関係に関する情報が得られる。例えば、2004 年新潟県中越地震の場合、本震発生前の期間で地震エネルギー 0.5×10^{12} Nm 以上の地域が出現している (Fig. 3(b), (c) の黒丸)

ことがわかる。これらの解析結果の詳細については次報に譲る。

4.1.2 特徴的な地震活動指標の時間変化

Fig. 4 は、上記矩形領域内で地震開放エネルギーの大きい空間グリッドを選別し、そこでの歪み速度がどのように時間変化するかを表したものである。(1) 式を使ってマグニチュードから計算される地震エネルギーの誤差評価が困難なことから、本稿では結果に関する誤差評価を行わなかった。Fig. 4(a) は、対象空間領域内の最大値の 80% 以上の地震エネルギーが開放されている空間グリッドに注目し、そこでの面積歪み速度平均値を時間とともに追跡したものである。Fig. 4(b) は、最大せん断歪み速度に対して同じ操作を施したものである。一方、Fig. 4(c), (d) は、地震数に関して最大値の 80% 以上の地震が発生している領域に注目し、それぞれ Fig. 4(a), (b) と同じ操作を行ったものである。これらは地殻変動指標と地震活動指標の間の関係を定量的に表現するために導入した統計指標の例である。2004 年新潟県中越地震発生に先立って抽出領域内の地震によるエネルギー開放が歪み速度の小さいグリッドで際立つようになる傾向

(Fig. 4(a), (b))において時間(横軸)とともに平均歪み速度(縦軸)の絶対値が小さくなる傾向)が定量的に表現されている。なお Fig. 4(a)–(d)において赤縦線は本震発生時刻、灰色ハッチで示された期間は、本震発生の影響を受けた範囲である。

4.2 局所的な物理指標変化の抽出・比較

ある物理指標の時間変化が、ある着目空間グリッド(ここでは2004年新潟県中越地震の震源(Fig. 5(a)))近傍領域による現象なのか、それともその領域を含んだより広域にわたる現象なのかを判断する材料を提供するため、新たに統計指標を導入した。この統計指標の作成手順は以下のとおりである。

(1) ある時間について、震源近傍領域(R1: Fig. 5(a)の赤円内)における各物理指標(面積歪み速度・最大せん断歪み速度、地震エネルギー・地震数)の空間平均値(Mean_R1)を計算(Fig. 5(b)–(e)上のパネル中の赤線)。

(2) R1を含む広域(R2: Fig. 5(a)の青円内)における各物理指標の空間平均値(Mean_R2)を計算(Fig. 5(b)–(e)上のパネル中の青線)。

(3) (2)に対する(1)の比($\text{Mean_R2}/\text{Mean_R1}$)を計算(Fig. 5(b)–(e)下のパネル)。

(4) (1)–(3)を繰り返し、時間変化の様子を図にプロット。

(3)のプロセスは、Mean_R1とMean_R2の相対的な時間変化を得るためのものであり、計算される比は着目する物理指標の増加や減少が局所的なものなのか、広域的なものなのかを表す統計指標となる。

R1とR2の値に関してはいくつかの組み合わせを試行した中で、今回は $R1=15\text{ km}$ 、 $R2=60\text{ km}$ に統一したときの結果をFig. 5(b)–(e)に示す。(b)は面積歪み速度、(c)は最大せん断歪み速度、(d)は地震エネルギー、(e)は地震数の場合である。なおこれらの図において赤縦線は本震発生時刻、灰色ハッチで示された期間は、本震発生の影響を受けた範囲である。ここで見られる特徴的な傾向として以下の2点が挙げられる。

(1) 2000年頃より、R2よりもR1における最大せん断歪み速度平均値の相対的に大きな減少(2000年以降比の減少)(Fig. 5(c))。

(2) R1における地震数平均値Mean_R1がR2における地震数平均値Mean_R2に対してほぼ一貫して相対的に増加(ほぼ一貫して比の増加)(Fig. 5(e))。

個々で示した解析は一例であるが、このような新しい統計指標を導入することにより、物理指標間関係の時間変化を新しい視点から比較検討できるようになる。日本列島内陸地域全体に本解析を適用することにより、各地域固有の地殻活動の抽出、さらにはそれらの時空間分布

をモニターすることができる。今回示した例では、特に面積歪み速度・最大せん断歪み速度について、本震前の震源域近傍領域において減少が見られる。今後、他の解析法の探求と同時に、このような事例を蓄積していくことにより、現象の普遍性の評価が統計的に可能となる。これらのモニター・統計の評価体制(Fig. 1におけるステップ4)により、科学的にも防災上も重要な基礎データが導出可能となった。

5. まとめ

地殻活動を総合的に理解するうえで、さまざまな形式をもつ各種地球科学データを誰もが利用しやすい形式の各種物理指標に変換・保存・蓄積・共有することの重要性を提起しつつ、筆者らのロードマップおよびその実践例を示した。この作業により、あらゆる物理指標間の時空間関係の統計的精査および計算機による自動処理をめざす。このような統計的アプローチを通して地殻活動を総合的に理解することが筆者らの研究グループの目標である。具体例として、地震活動データ・地殻変動(GPS)データ・地殻構造データなどを、時空間グリッド形式で表された各種物理指標(地震エネルギー・地震数、面積歪み速度・最大せん断歪み速度など)に変換し、2つの新たな統計指標を用いた統計的アプローチにより地殻活動の総合理解につなげる筆者らの試みを紹介した。統計指標の時間変化の結果についての詳細は、次報で報告する。

謝 辞

本研究は、2006年度に採択された文部科学省私立大学学術研究高度化推進事業(学術フロンティア推進事業)による補助を受けて行われた。本稿の改善にあたっては、楠城一嘉博士と匿名の査読者ならびに編集担当委員の青木陽介博士による適切なコメントがたいへん参考になった。心から感謝申し上げる。筆者の所属する共同研究グループにおけるデータの形式統一化(グリッド化)・共有化に当たっては、気象庁一元化震源データ、国土地理院地殻変動(GPS)データ、産業技術総合研究所の数値地質図内の地温勾配データを使用した。また、愛媛大学大学院理工学研究科の山本明彦教授が開発した重力データ処理システムを用いた。重力データの希薄な地域に関しては、志知龍一中部大学客員教授によって新規に測定されたデータを利用した。ここに記して感謝申し上げます。

Fig. 5. Extraction of and comparison between temporal changes in the characteristics of physical parameters over narrow regions compared to broader regions. Panel (a) shows a map of the region around the epicenter (black cross in (a)) of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake. Each upper panel of (b) to (e) shows the temporal change in a statistical index which indicates respective physical parameters averaged over narrow and broader circular regions with a radius of 15 km (R1: red circle in (a)) and 60 km (R2: blue circle in (a)), respectively, around the epicenter of the 2004 earthquake. The corresponding lower panel denotes another statistical index which indicates the ratio between the averaged parameters over the two regions. The panels of (b) to (e) correspond to the physical parameters of dilatation rate, maximum shear strain rate, seismic energy, and the number of earthquakes. Vertical red lines and grey patches in panels (b) to (e) is the same as in Fig. 4.

文 献

- 防災科学技術研究所, 2009, 「統合化地下構造データベースの公開」〈<http://www.geo-stn.bosai.go.jp/jps/>〉, (参照 2009-9-23).
- 地質調査所(編), 2000, 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- Cochran, E. S., J. E. Vidale, and S. Tanaka, 2002, Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes, *Science*, **306**, 1164-1166.
- Dieterich, J. H., 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601-2618.
- 海老沢 研, 2008, データ共有という概念, *日本物理学会誌*, **63**, 670-677.
- Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Ryuichi Shichi and Akihiko Yamamoto), 2001, Gravity measurements and database in southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya Univ. Museum, Special Rept., No. 9.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1956, Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, **9**, 1-15.
- 畑中雄樹・飯塚豊久・澤田正典・山際敦司・菊田有希枝, 2003, Improvement of the analysis strategy of GEONET, *国土地理院報告*, **49**, 11-37.
- Ito, K., 1990, Regional variations of cutoff-depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquakes, *J. Phys. Earth*, **38**, 223-250.
- Ito, K., 1992, Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, **217**, 11-21.
- Jaeger, J. C., 1964, *Elasticity, Fracture and Flow*, Methuen, New York, 39pp.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- Kawamura, M. and K. Yamaoka, 2006, Spatiotemporal characteristics of the displacement field revealed with principal component analysis and the mode-rotation technique, *Tectonophysics*, **419**, 55-73.
- 河村 将・工藤 健・山岡耕春, 2007, 歪み速度分布図作成 ツールの開発—地下天気図作成へ向けて—, *中部大学工学部紀要*, **43**, 87-90.
- 河村 将・工藤 健・山岡耕春, 2008, 異なる物理指標間関係の時間変化の特徴—地殻活動理解に向けて—, *中部大学工学部紀要*, **44**, 59-62.
- Kawamura, M. and K. Yamaoka, 2009, Temporal relationships between the 2000 Miyake-Kozu seismovolcanic activity and the 2000 Tokai slow-slip event, *Tectonophysics*, **465**, 45-59.
- 気象庁地震予知情報課, 2003, 気象庁マグニチュードの改訂について, *日本地震学会ニュースレター*, Vol. **15**, No. 3, 5-9.
- 工藤 健・河野芳輝, 1999, 西南日本の重力異常勾配と地震活動との関連, *地震*, **52**, 341-350.
- Kudo, T., A. Yamaji, T. Nohara, M. Furumoto, and T. Nagao, 2001, Effective elastic thickness of island arc lithosphere under Japan, *The Island Arc*, **10**, 135-144.
- Kudo, T., A. Yamamoto, T. Nohara, H. Kinoshita, and R. Shichi, 2004, Variations of gravity anomaly roughness in Chugoku district, Japan: Relationship with distributions of topographic lineaments, *Earth Planets Space*, **56**, e5-e8.
- Kudo, T., T. Tanaka, and M. Furumoto, 2009, Estimation of the maximum earthquake magnitude from the geothermal gradient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, doi:10.1785/0120080946.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Oncel, A. O. and T. Wilson, 2006, Evaluation of earthquake potential along the Northern Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea using comparisons of GPS strain and seismotectonic parameters, *Tectonophysics*, **418**, 205-218.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- 鷺谷 威, 2003, 地殻活動観測データ総合解析システムの開発, *国土地理院時報*, No. **101**, 33-43.
- Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, and N. Kato, 2004, Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 1253-1259.
- Savage, J. C., W. Gan, and J. L. Svarc, 2001, Strain accumulation and rotation in the Eastern California Shear Zone, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21,995-22,007.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss, 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, **437**, 539-542.
- Shen, Z., D. D. Jackson, and B. X. Ge, 1996, Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, **101**, 27957-27980.

- Sibson, R. H., 1984, Roughness at the base of the seismogenic zone: Contribution factors, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5791–5799.
- 田中明子・山野 誠・矢野雄策・笹田政克, 2004, 日本列島及びその周辺域の地温勾配分布及び地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGMP-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Tamura, Y., Y. Tatsumi, D. Zhao, Y. Kido, and H. Shukuno, 2002, Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105–116.
- 田村芳彦, 2003, 東北日本弧と大和海盆周辺のマグマの成因関係, *地学雑誌*, **112**(5), 781–793.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の $M6.0$ 以上の地震及び被害地震の表: 1885 年～1980 年, *地震研究所彙報*, **57**, 401–463.