

宍道地溝帯と地震

沢田順弘*

The Shinji Rift System and earthquakes

Yoshihiro Sawada*

Abstract

The Shinji Rift System forms a half graben more than 160 km long from Lake Shinji to Tottori offshore. The rift graben contacts with Shimane Peninsula block in faults with throws exceeded 1000 m. Faults and folds are existed in Shimane Peninsula. Volcanic activities took place intermittently during early Miocene up to late Pleistocene along the Rift. Several Pliocene and Pleistocene eruptive centers are aligned along the axial zone of the Shinji Rift System, indicating presence of a deep fracture zone originally formed by rifting related to opening of the Japan Sea.

There are few microearthquake in the Shinji Rift System and its northern area in contrast to the southern area, San'in-Chugoku district, where many microearthquakes took place. The basements of the Shinji Rift System and its northern area may have a stable continental character, and are different from those of the southern area.

Key words: earthquake, fault, deep fracture, graben, Shimane Peninsula, volcanic activity

はじめに

2000 年 10 月 6 日、鳥取県西部を震源とするマグニチュード 7.3 の地震が発生した。この地震に対して多方面からの調査、研究がなされている。筆者は地震学の専門家ではなく、地質学と火山学を専門とするものである。地震について述べることはできないが、山陰地方における大規模な構造帯である宍道地溝帯、およびそれと微小地震との関連について私見を述べる。

宍道湖から中海にかけて落差が 1000 m を越す断層で落ち込んだ低地帯があり、また、その北側の相対的隆起帯である島根半島には、活断層の可能性が高い宍道断層を含む幾つかの東西性の断層や褶曲が存在する(第 1 図)。このような傷、すなわち断層や褶曲をもつ地帯で、今後、大きな地震が起こるのかどうかは我々にとって重大な関心事である。「どのような規模の地震がいつ、どこで起こるのか」を予測するのが研究者の任務であるが、残念ながら我々の現在の知識はそこには至っておらず、目標は遙か彼方にあるのが現状である。ここでは宍道湖から中海にかけての低地帯(宍道地溝帯と呼ぶ)の地質の諸特徴を述べ、山陰-中国地方の微小地震の震源分布との関係について述べる。

宍道地溝帯

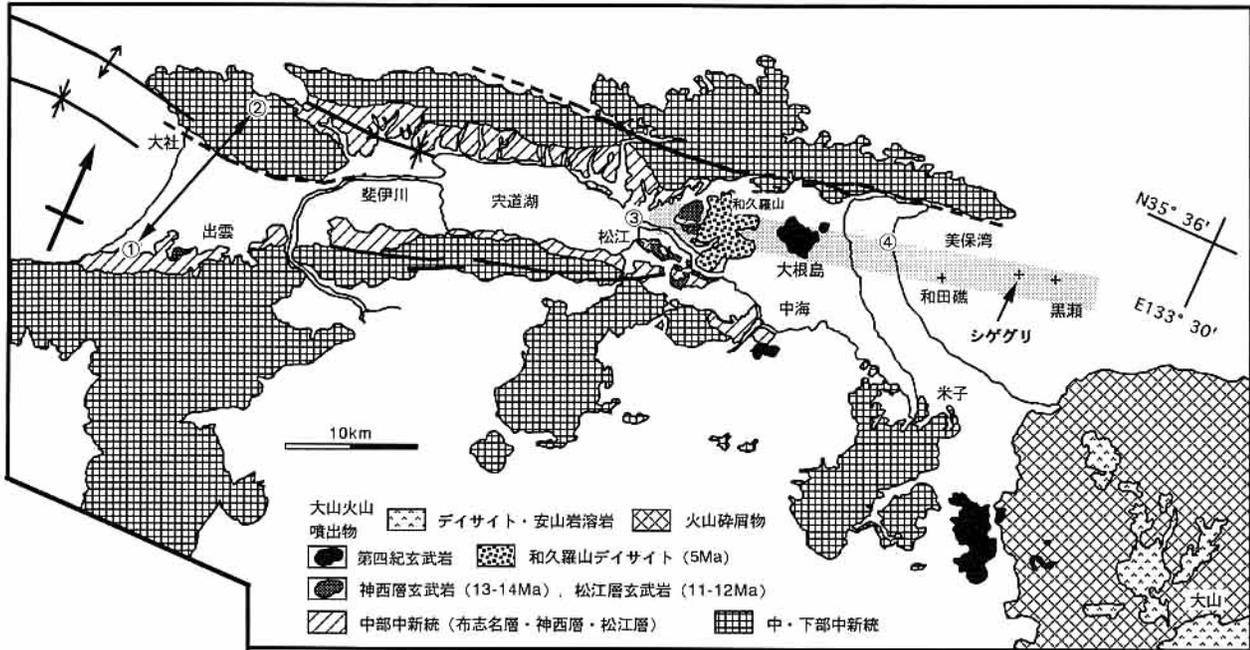
島根半島は主に中新世の火山岩類や堆積岩類から構成され、それらには東西方向の断層や褶曲構造が見られる。一方、

宍道湖南岸の同時代の地層があまり変形を受けていないことから、Otuka (1939) はそれを宍道褶曲帯と呼んだ。褶曲構造は漸新世から中新世初期にかけて形成されたとする考え(Tomita, 1938; Otuka, 1939; 大塚, 1952 など)に対し、多井(1973) は島根半島の地質を基にして、中新世末頃までに形成されたとした。宍道湖から中海にかけての低地帯は北側の地塁状の隆起部である島根半島に対し、地溝状の凹地であることから、「最新地理学辞典」(藤岡編, 1979) では日本列島の代表的な地溝帯として、「宍道地溝帯」の名で紹介している。また、宍道湖から中海にかけてを宍道低地帯と呼ぶこともある。沢田ほか(2001) は宍道褶曲帯とその南の宍道湖-中海の低地帯は地溝帯としての性格を備えていることから、「宍道地溝帯」として定義した。以下に宍道地溝帯の範囲、活動時期および地質構造的諸特徴を沢田ほか(2001) から引用する。宍道地溝帯の地質図を第 1 図に示した。

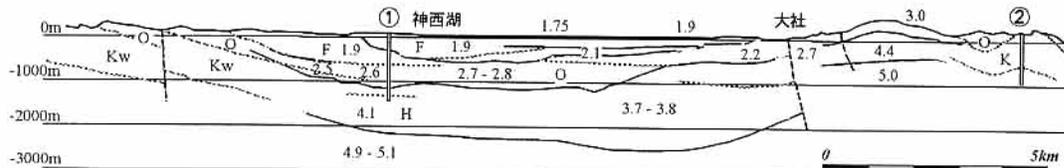
1) 範囲：斐川平野-宍道湖-中海-弓ヶ浜を結ぶ低地帯(長さ約 60 km)、およびその東方延長約 100 km、鳥取県の日本海の海岸からその沖合の幅最大約 20 km の海域(第 3 図参照)。幅は斐川平野では約 5 km であるが、中海では約 13 km である。海域では幅は第 3 図で示したように Line-F では 13 km、Line-D では 18 km (ただし、幅は地溝部と地塁部を含めた宍道褶曲帯全体では約 37 km) (田中・小草, 1981) である。

2) 活動時期：大社衝上断層(多井, 1973) を境にして下部中新統の層厚が北側の 600-700 m から南側の 1200-2000 m へと急変する(通商産業省, 1970) ことから、南側の盆地の形成は少なくとも初期中新世に遡る。変形運動は中期中新世には始まり、松江累層形成期の初期には著しくなり、末期中新世の和久羅山安山岩噴出時には完了していた(多井, 1973;)

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
〒690-8504 松江市西川津町 1060
Department of Geoscience, Shimane University



第1図 山陰中央部，宍道地溝帯，およびその周辺地域における中新世以降の火山岩類の分布とシゲグリの位置を示す図。①～③は掘削地点（本文参照）。地質図は新編島根県地質図編集委員会（1996）と農水省中国四国農政局計西部（1981）から作成。年代の引用については本文参照。美保湾中の+印は岩礁の位置を示す。網かけ部分は宍道地溝帯における鮮新世～更新世火山の集中域を示す。（沢田ほか，2001）



第2図 神西湖から大社にかけての地震波探査の解析結果（通商産業省，1970）。断面線は第1図の①～②に示した。H：波多層とその相当層，Kw：川合層とその相当層，K：久利層とその相当層，O：大森層とその相当層，F：古江層（沢田ほか，2001）

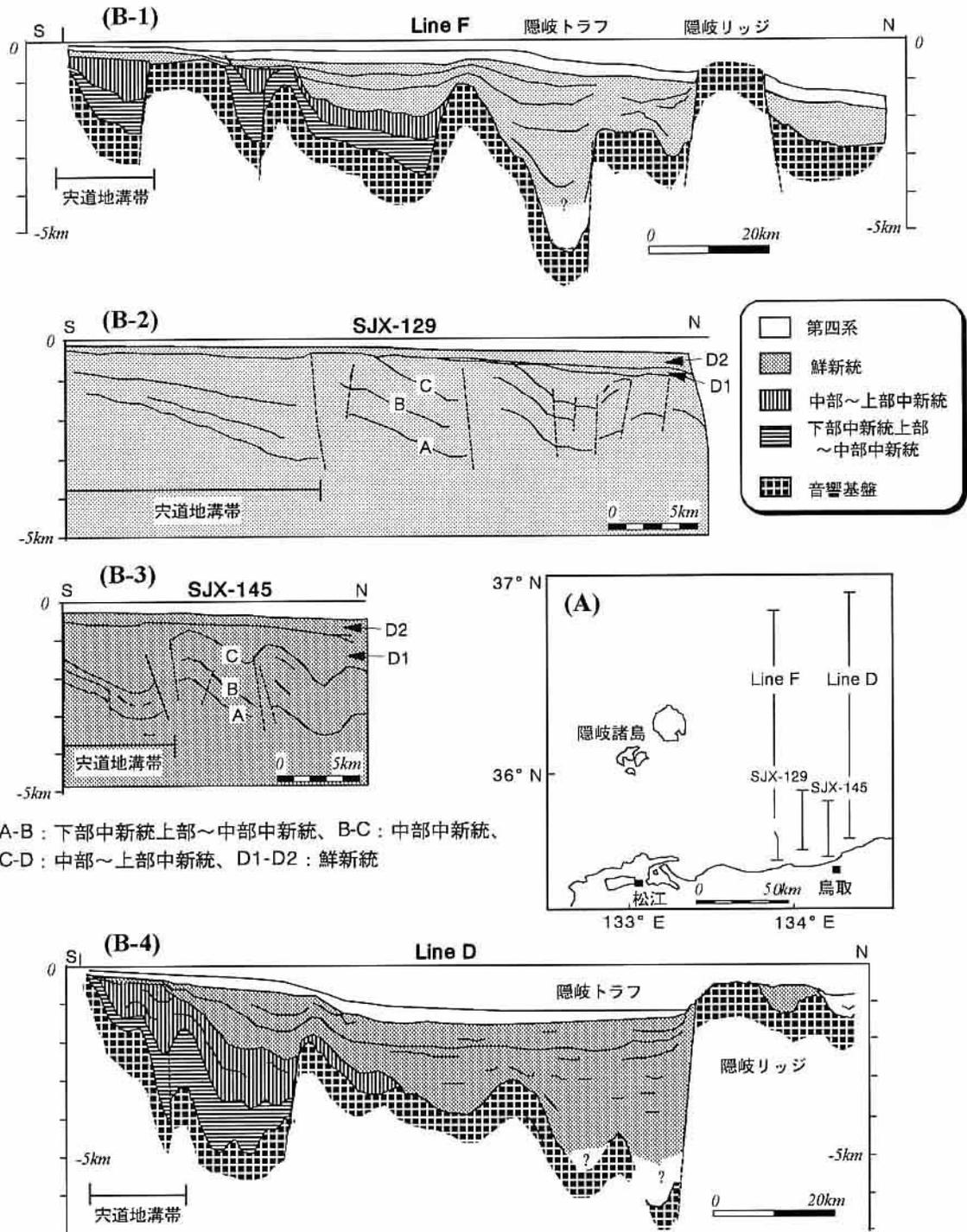
山内ほか，1980；鹿野・吉田，1985）。島根半島やその南限にみられる逆断層の形成は後期中新世におけるN-S～NNW-SSE方向の最大水平圧縮応力条件下で形成されたと推定されている（小林，1979；鹿野・吉田，1985）。しかし，断層運動は第四紀まで継続している。

3) 構造的特徴：北の島根半島との間は高角な断層で境され，大社断層や宍道断層は逆断層（通商産業省，1970；鹿野ほか，1991，1994）である（第2図）が，宍道断層から派生した断層には正断層がある（鹿野・吉田，1985）。南の中国山地北縁との境界には小規模な断層はあるものの大規模なものではなく，新第三系の層厚は北に向かって急激に増加し，その境界部は基本的には撓曲である（鹿野ほか，1991，1994）。すなわち宍道地溝帯はhalf graben（半地溝帯）である。このような半地溝帯は鳥取の沖合の日本海底まで少なくとも100km以上にわたって続く（田中・小草，1981）（第3図）。

斐川平野の地下構造については掘削や物理探査によって推定されている。神西湖における掘削（第1図の①）では，-1400mで下部中新統の波多層が推定されている（通商産

業省，1970；鹿野ほか，1991）。近年の掘削では，松江温泉下（②）において-1300mで中期中新世成相寺層が推定され，また弓ヶ浜半島北東部竹内団地下（③）では-1500mで中期中新世牛切層が推定されている（山内・岩田，1998）。すなわち，宍道湖から中海にかけての低地帯には，厚さ1300-1500m以上の中新統が厚く埋積していると考えてよい。大社町と神西湖の間で地震探査が行われた（通商産業省，1970）が，斐川平野側が島根半島に対して落ち込んだ，落差1000mに及ぶ東西性の高角逆断層が推定された（第1，2図）。また中新統の基底は-2500mに達すると推定された。

ブーゲー重力異常では島根半島側は相対的に高い重力値（50-60mgal）を示すのに対し，宍道湖から中海にかけての低地帯は11-20mgalで，両者の間に50mgal近い差がある（新編島根県地質図編集委員会，1996）。これらの資料は島根半島と南部の丘陵部の間の地帯は相対的に沈降し，周囲より相対的に低密度の地層が埋積していることを示している。このブロック状に落ち込んでいる部分の幅は約6-10kmである。



A-B: 下部中新統上部～中部中新統、B-C: 中部中新統、
C-D: 中部～上部中新統、D1-D2: 鮮新統

第3図 鳥取県沖の音響探査による地下構造の推定(田中・小草, 1981). 田中・小草(1981)による宍道褶曲帯のうち、地溝帯のところを宍道地溝帯と呼ぶ。(沢田ほか, 2001)

宍道地溝帯における火山活動と深部断裂

宍道地溝帯周辺では中新世の初期以降, 更新世後期に至るまで, 断続的に火山活動が続いている。前中期中新世の火山活動は山陰のいわゆる「グリーンタフ」地域で起こった活動の一部であるが, 出雲市西方に分布する神西層のアルカリ玄

武岩(全岩 K-Ar 年代: 13.2 ± 0.3 Ma; 高安・沢田, 1989), 松江累層のアルカリ玄武岩(全岩 K-Ar 年代: $10.8-11.2 \pm 0.6$ Ma; Morris *et al.*, 1990) 以降の活動は宍道地溝帯周辺にのみ見られるものである。すなわち, 和久羅山のデイサイト(全岩 K-Ar 年代: 4.98 ± 0.25 Ma; Morris *et al.*, 1990), 大根島と江島えしほのカンラン石玄武岩(全岩 K-Ar 年代: 約 200 ky BP;

Morris *et al.*, 1999), そして最近, 宍道地溝帯中軸部に相当する美保湾の海底(シゲグリ岩礁)から発見された更新世の安山岩火山(シゲグリ安山岩体)の活動(160±40 kyBP)である(沢田ほか, 2001). 美保湾にはシゲグリ岩礁の他, 黒瀬や和田礁(ワダグリ)などの地形的高まりが存在し, またそれらは宍道地溝帯の中軸部に相当する位置に帯状に配列する(第1図). それらが火山であるかどうかは現時点で確認はされていないが, その可能性は高い. シゲグリ安山岩中にはマンテルでの生成を特徴づけるCrブロンザイト, Cr透輝石, Crスピネルが含まれることと, ピジョン輝石やCaに乏しい普通輝石を包有する篩状組織を示すマンテル部を持った自形斜長石斑晶, 多種多様な鉱物を含む分解した自形オパサイトの存在は, マンテルから分離したマグマが別個のマグマと遭遇し, それらから晶出した結晶を分解しながらも完全には平衡に達することなく急速に上昇, 固化したことを示している. 鮮新世-更新世火山が帯状配列をすることも考え合わせると, これらの火山の分布域には深い断裂帯の存在が推定できる. さらに, このような断裂帯の存在は, 松江市街地東部(第1図)における比抵抗値から推定される地下断面図(山内・岩田, 1998)からも読み取れ, シゲグリ岩礁, 大根島, 和久羅山の延長上に落差1000 m以上の高角な正断層によって落ち込んだ幅600-1000 mの地溝が推定されている.

宍道地溝帯と東アフリカ大地溝帯が以下のような諸点で類似している(沢田ほか, 2001). (1) いずれも half graben (半地溝)である. (2) 主断層に対して, それと斜交する雁行状の断層や褶曲が存在する. 宍道地溝帯では主要な断層は島根半島方向, すなわちENE-WSWであるのに対し, E-W方向の宍道断層(多井1973; 鹿野・中野, 1985; 新編島根県地質図編集委員会, 1996)や平田-松江向斜, 日野岬背斜, 斐伊川向斜(多井1973)が存在する(第1図). (3) リフトフランクやフロアにおける火山活動とともに, 中軸部には単成火山群が存在する. 大根島, 江島の東, 弓ヶ浜の北端の下に伏在する玄武岩岩体やシゲグリ安山岩体などは単成火山群に相当する. (4) 松江市から大根島にかけては中期中新世, 中新-鮮新世境界, 更新世の火山が集中し, この相対的隆起部をバリアーとして, 宍道地溝帯は西側の宍道湖と東側の美保湾に分断される. このような火山岩からなる隆起部は東アフリカ大地溝帯のリフト底に特徴的なものである. すなわち, 火山活動を伴う地溝帯は火山活動の集中域である相対的隆起部によって幾つかの盆地に区分されるが, このことも典型的な地溝帯がもつ特徴を宍道地溝帯がもっていると考えてよい. (5) ケニア・リフトでは主断層に沿って多数の構造湖や高温の温泉(例えばボゴリア湖)が存在する. 宍道地溝帯においては宍道湖や中海の低地帯, そして皆生, 松江, 玉造等の80℃以上を示す高温の温泉が存在する. すなわち, ここで述べてきた宍道地溝帯の地質構造, 相対的隆起帯としての島根半島, 宍道湖から中海にかけての低地帯の存在, 山陰地方の他地域では見られない断続的, かつ長期に亘って発生する火山活動とその集中域など, 高温の温泉などすべてが地溝帯を特徴づけるものであると結論できる.

宍道地溝帯は日本海形成に伴われるリフト帯の縁辺として

形成されたと考えられるが, そのリフトとしての諸特徴は地球上の第一級のリフト帯として認知されている東アフリカ大地溝帯と比較して本質的な類似点が多い. 火山活動は少なくとも後期更新世まで続いており, マグマは深部断裂帯に沿って上昇したと考えられることから, リフト系の断裂帯が古傷として第四紀まで引き継がれていることは間違いない.

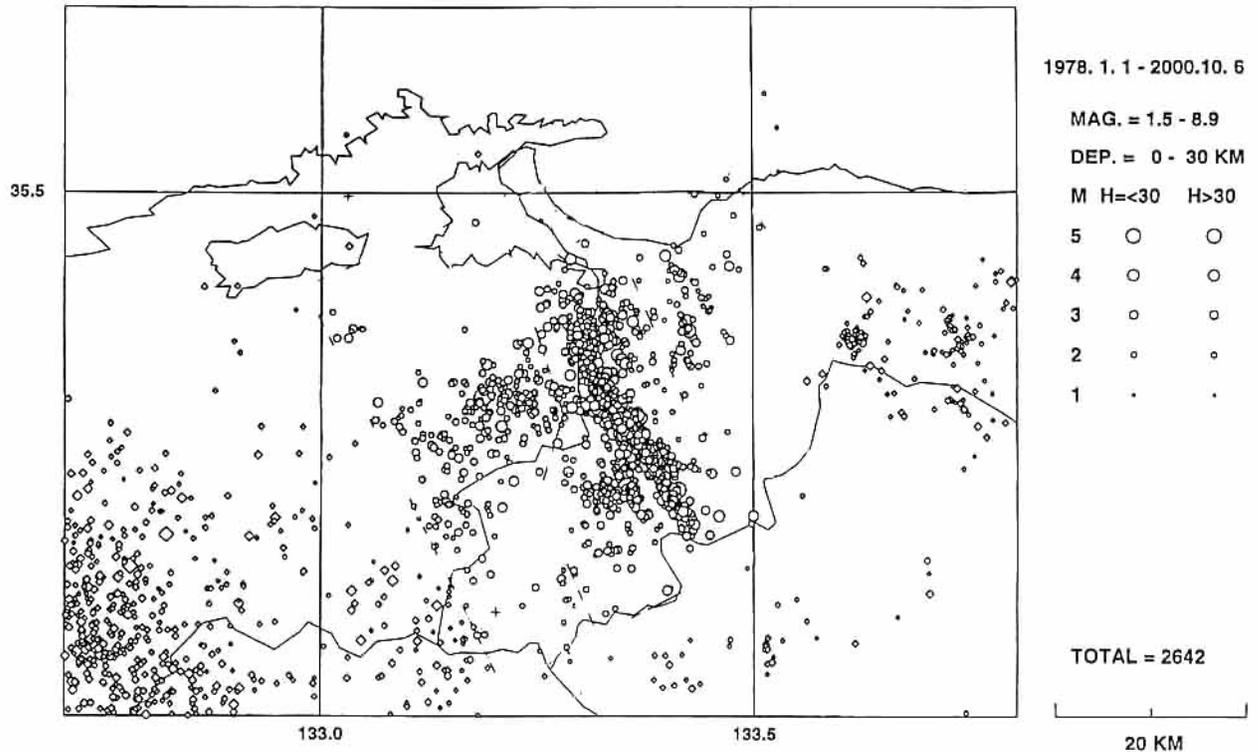
山陰地方の震源分布と宍道地溝帯

山陰-中国地方の震央分布(第4図)を見ると興味ある事実が指摘できる. すなわち, 宍道地溝帯より南側の山陰-中国地方では, 一部空白域はあるものの全体として地震が発生している. 一方, 宍道地溝帯も含めてその北側では観測網の外域にあたるので検知能力に問題があるものの, 地震は皆無に近い点である. 地震が発生しないことの解釈として, まったく対立する次のような二つの解釈ができる. (1) 宍道地溝帯とその北側, 特にグリーンタフ地域は破碎が顕著な地域であるため, その内部では地震が発生しない. (2) 宍道地溝帯を境にその北方と南方で基盤構造が異なり, 北側は安定地塊的な性格を有する.

バソリス級の花崗岩体が存在するところで, しばしば, 地震の空白域が存在する. 一例をあげると琵琶湖南部の後期白亜紀花崗岩類分布域である. 沢田ほか(1991)や沢田(1998)は京都大学防災研究所の微小地震観測網のデータと花崗岩体やコールドロンの地質学的特徴との関連を提起した. 第5図に琵琶湖周辺の1980年から1997年にかけての京都大学防災研究所の微小地震観測網による震源分布と地質図を示した. この図でわかるように, 琵琶湖とその南方地域には地震の極端に低い空白域が存在することが知られている. 黒磯・岡野(1990)は地震の空白域の解釈として「この地域全体が歪を蓄積できない延性的な状態にあるのか, 反対に均質で壊れにくい大きなブロックを形成しているために, 内部では地震がおこらないのか, 興味深い場所である」と述べている. この地域には長径約60 km, 短径約40 kmにおよぶ楕円形の大規模なコールドロンの環状断層に沿って形成されたと考えられる巨大な環状岩体があり, その地下にそれらを供給したマグマ溜まりを形成していたシリンダー状の大きな花崗岩質岩体の存在が推定されている(沢田・板谷, 1993; 沢田ほか, 1994). すなわち黒磯・岡野(1990)の後者の解釈である. おそらくはメランジェを伴うような美濃・丹波帯の付加コンプレックス中に塊状の岩体が存在することによって, 地震の空白域ができていたものと考えられる.

このような点も参考に, 震源分布から見た宍道地溝帯を境にした顕著な相違について上記の解釈(1)と(2)のいずれが妥当であるかを検討する. (1)については震源は地下10 km程度までである. 一方, 中新統とその基盤との境界は斐川平野で約2.5 km(通商産業省, 1970), 鳥取沖で最深で5 km程度(田中・小草, 1981)と推定されている. これらのことから, グリーンタフ地域を構成する火山岩類や堆積岩類に起因するものではないと考えられる. (2)については飛騨帯の南限は大山西方の溝口町あたりと推定されており(石賀ほか,

RESEARCH CENTER FOR EARTHQUAKE PREDICTION, D.P.R.I., KYOTO UNIV.



第4図 鳥取・島根県境における地震分布図(1978年1月1日~2000年10月5日)。梅田ほか(2001)から引用

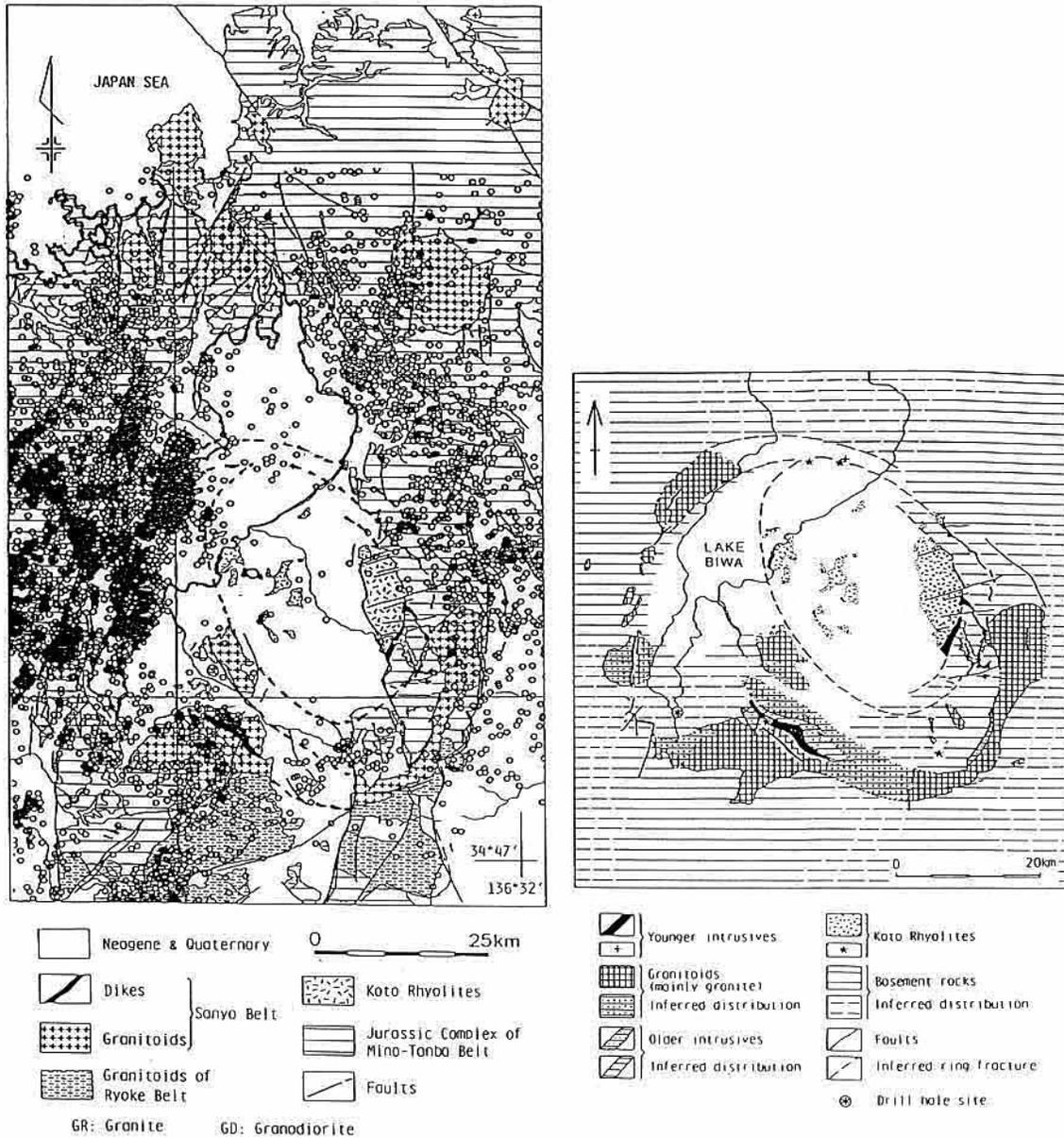
1989), 少なくとも, 基盤としての飛騨帯の存在によるものとは考えにくい。つまり, もっと深い基盤に相違があり, そこは安定地塊的な性格を有していると考えるのが妥当であろう。また深部断裂帯を伴う宍道地溝帯はその南部で発生する地震に対して一種の緩衝帯になっているのかもしれない。

島根半島には宍道地溝帯の主断層と斜交する東西性の断層群が存在する。中には宍道断層のような活断層の可能性の高いものもある。これら断層運動, 地震についての未来予測が我々に課せられた課題であるが, 現状では予測が困難と言わざるをえない。今後, 地質学, 地球物理学の分野から総合的に検討することが望まれる。

文 献

藤岡謙二郎編, 1979, 最新地理学辞典, 大明堂, 622 p.
 石賀裕明・鈴木盛久・飯泉 滋・西村貢一・加々美寛雄・田中 忍, 1989, 飛騨帯の西方延長: とくに鳥取県大山西方溝口町で発見された片麻岩類と圧砕岩について。地質雑, 95, 129-132.
 鹿野和彦・中野 俊, 1985, 美保関地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57 p.
 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79 p.
 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遥秋, 1994, 松江地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126 p.
 鹿野和彦・吉田史郎, 1985, 境港地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 28 p.
 小林洋二, 1979, 西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広

域応力場, 火山, 24, 153-168.
 黒磯幸夫・岡野健之助, 1990, 琵琶湖周辺の地震活動と近畿北部の地殻構造。月刊地球, 12, 362-368.
 Morris, P.A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S., 1990, Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, 4, 125-131.
 Morris, P. A., Miyake, Y., Furuyama, K. and Puelles, P., 1999, Chronology and petrology of the Daikonjima basalt, Nakaumi Lagoon, eastern Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, 94, 442-452.
 農水省中国四国農政局計画部, 1981, 鳥取県水理地質図。
 Otuka, Y., 1939, Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Publ. Commemo. Prof. H. Yabe's 60th Birthday*, 481-519.
 大塚彌之助, 1952, 地質構造とその研究。朋文堂, 275 p.
 沢田順弘, 1998, 中国地方における白亜紀以降の火成活動と地殻の進化。地学団体研究会第52回総会シンポジウム要旨集, 171-176。
 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩体のK-Ar年代-巨大コールドロンにおける冷却史-。地質学雑誌, 99, 975-990。
 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン。地質学雑誌, 100, 217-233。
 沢田順弘・加々美寛雄・西村敬一・筒井智樹・松本一郎・周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1991, 琵琶湖南部後期白亜紀珪長質巨大マグマ溜り, 日本火山学会春季大会講演予稿集, 59。
 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和, 2001, 宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義。地質学雑誌, 107, 392-405。
 新編島根県地質図編集委員会, 1996, 新編島根県地質図付島根県重力異常図。内外地図。
 多井義郎, 1973, いわゆる宍道褶曲帯について。地質学論集, No.9, 137-146。
 高安克己・沢田順弘, 1989, 出雲層群のアルカリ玄武岩の活動時期



第5図 琵琶湖南部における後期白亜紀巨大コールドロンと微小地震震源分布(1980-1997)の関係(沢田, 1998)

についての新知見. 小林巖雄・立石雅昭編, 古日本海-日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境の変遷. 新潟大学理学部地質鉱物学教室, 78-79.

田中 隆・小笠原治, 1981, 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, 87, 725-736.

Tomita, T., 1938, Cenozoic geology of the Huzina-Kimati District, Izumo Province, Japan - A contribution to the igneous geology of the east-Asiatic province of Cenozoic alkaline rocks. *Jour. Shanghai Inst.*, Sec. 2, 2, 147-204.

通商産業省, 1970, 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」, 44 p.

梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・大見士朗・片尾 浩, 2001, 2000年鳥取県西部地震-前駆的群発地震・本震・余震. 自然災害科学, 19-4, 501-502.

山内靖喜・岩田昭夫, 1998, 突道低地帯東部における熱水資源評価. 応用地質, 39, 361-371.

山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎, 1980, 島根半島の中新統. 日本地質学会第87年総会・年会見学旅行案内書第2班, 39 p.