

深発地震による地下水中ラドン濃度の変化 —東海地域の遠州灘・紀伊半島南東沖間の地震に対して—

小 鯛 桂 一¹⁾・高 橋 誠¹⁾

1. はじめに

地震発生と地下水中のラドン濃度変化の因果関係についてはまだ不明な点が多い。今のところ、主震に先行した地殻応力変化が岩盤の弾性変形を生み、これが観測地点周辺の帯水層を構成する岩石・鉱物粒子の配列を変え、水中ラドン濃度にも前兆現象として間接的な変化を与えるものと考えられている。この現象の先行時間は地震のマグニチュード (M) と対数的に比例関係にあるとされ (RIKITAKE, 1969), 過去の例からみると、大きな変動幅は認められるものの $M 3$ のときの一日前後から $M 7$ のときの二ヶ月前後まで、現象が先行して表れるものと考えられている。また、水中ラドン濃度が地震前兆の応力変化に感応しうる最小 M は観測地点と地震震央間の距離と深い関係があるとされる。HAUKSSON and GODDARD (1981) は $M > 2.4 \log_{10} D - 0.43$ のような経験的限界式を示した。例えば、この対数曲線式から $M 3$ のときの D (距離) 27km, $M 6$ のときの470kmがそれぞれ得られる。

地質調査所では地震予知研究の一環として、地下水中ラドン濃度の観測を東海・伊豆地域内の8地点において1978年以来行っている。以下ではこれら8地点のうち、大東と袋井の2観測井における地震発生とラドン濃度変化の関係を探ることとする。

2. 観測井の位置とその水理地質学的状況

2.1 大東観測井

御前崎から海岸線沿いに約40km西に位置する静岡県大東町役場の敷地内に大東観測井がある(第3図参照)。この地点の地下地質は井戸掘削時の地質柱状図によると、深度25mから260m(孔底)まで比較的均質な第三紀の泥岩層(掛川層群)からなる。そして、深度144.5-166.5mと210.5-221.5mの間の二ヶ所の井戸スクリーン部からラドン計数率観測のための揚水が行われている。なお、孔底よりもさらに深い部分には内陸側の露頭

で観測される断層が伏在しているとされている。

井戸掘削時に得られている電気検層と揚水試験のデータから、この井戸の物理的および水理解析を試みる。深度25m以深の第三紀の泥岩層は電気検層の比抵抗曲線の形状から、深度25-80mの間の泥岩と80-260m間の砂質泥岩とに大別できる。したがって、上述の井戸スクリーン部はいずれも砂質泥岩中に位置する。

下部の砂質泥岩層を帯水層として揚水する場合、上部の泥岩層が低透水性層の役割を果たすので、水理解析には HANTUSH のリーキー被圧帯水層解析式が使用できる。揚水試験データを用いた計算から、帯水層の透水量係数 T は帯水層の厚層を b 、透水係数を k にすると $T = k \times b$ と表され、 $2.1 \text{ m}^2/\text{day}$ となる。そして、低透水性層の透水量係数はこれよりも小さい $1.6 \text{ m}^2/\text{day}$ となる。これら二つの透水量係数は、第四系の帯水層である高い値と無破砕硬質岩などの低い値の中間的な値である。なお、貯留係数 S は、単井による揚水試験であったため求められないが、 T の値から推察して 10^{-5} のオーダーであるとみられる。

2.2 袋井観測井

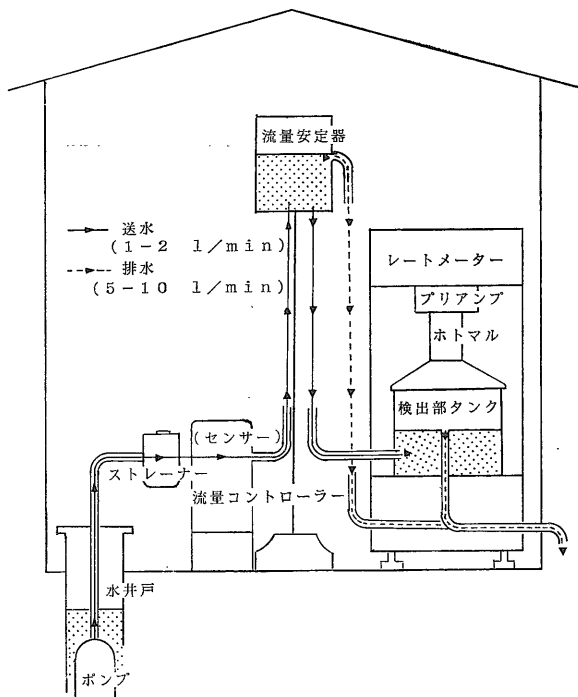
この井戸は大東観測井の北西20km余りの近隣に位置する(第3図参照)。観測井周辺の地下地質は既存の地質柱状図等の資料によれば、丘陵部で600m以上、本地点で370m位の深度まで洪積砂礫層が続くとされる。砂礫層は東方約4kmに位置する小笠山山頂を中心として主に北西方に延び、袋井から磐田原まで広く分布する。本地点の深度100m以浅の小笠砂礫層は西方に多少傾斜するものの、ほぼ水平に推積しているとみなせる。本観測井の水中ラドン濃度はこの小笠砂礫層中の水試料を計測しており、その地下水は主に上流の小笠山丘陵地帯で涵養されている。本帯水層の透水係数は、 10^{-2} - $10^{-3} \text{ cm}/\text{sec}$ と高く、上述のとおり砂礫層も厚いことから貯留性は大きい。

1) 地質調査所 環境地質部

3. 水中ラドン濃度測定およびその濃度変化に関係する地震の特定の方法

第1図に地下水中ラドン濃度測定システムの概略図を示す。水中ラドン濃度測定のための水試料は、水中モーターポンプで5-10 l/min ずつ揚水される。そして、揚水量の約5分の1が流量安定器を経てラドン濃度計測部内のα線検出部と一体となっている水槽に送られ、ラドン計数率 (cpm) として測定される。このラドン計数率が計測上変動する要因として揚水量、流入水量と流入水温の三つが考えられる。停電、点検時や装置故障による送水停止等で極端に大きな変動がない限り、これらは地震発生の前後に生じるラドン計数率の自然的変化に比べて影響の度合いは一般に小さい。

著者らは、得られたデータ情報の範囲内で如何に合理的に地震との関係付けが可能であるかをこれまでに検討してきた。ある観測地点近辺で規模の比較的大きな地震が発生し、その前後にラドン計数率が変化した場合には異論なくこの間の因果関係は是認される。一方、関係しそうな地震がある期間内に二回以上発生した場合、各地震の規模、震央・観測地点間の距離、および地震相互の位置関係等を総合的に考慮することになる。この場合でも、ある地震に関連して観測井毎のラドン計数率が同じ



第1図 水中ラドン測定システムの概略図
流量安定器を含む計測装置本体は ALOKA 社製を使用。

様に変化している場合は、その変化の状態から関係する地震の特定が容易になる。また、時間的に異なって発生し、規模および震央位置的に似た二つの地震に対するラドン計数率変化が似たかたちを示すときも地震とラドン計数率変化の関係を特定できる。逆の見方をすると、規模および震央位置的に似た地震の発生によりラドン計数率が似た変化を示さない場合は関係する地震として特定できない。實際上、東海地域における地震によるラドン計数率変化のメカニズムは、各観測地点毎にその変化が異なることも地震の特定を困難にさせている。

ラドン計数率変化と地震との関係付けをさらに進めていくためには、上述のような特定可能な事例を基にして芋蔓式にその事例を増やしていく方法がとられる。

4. 東海地域の深発地震について

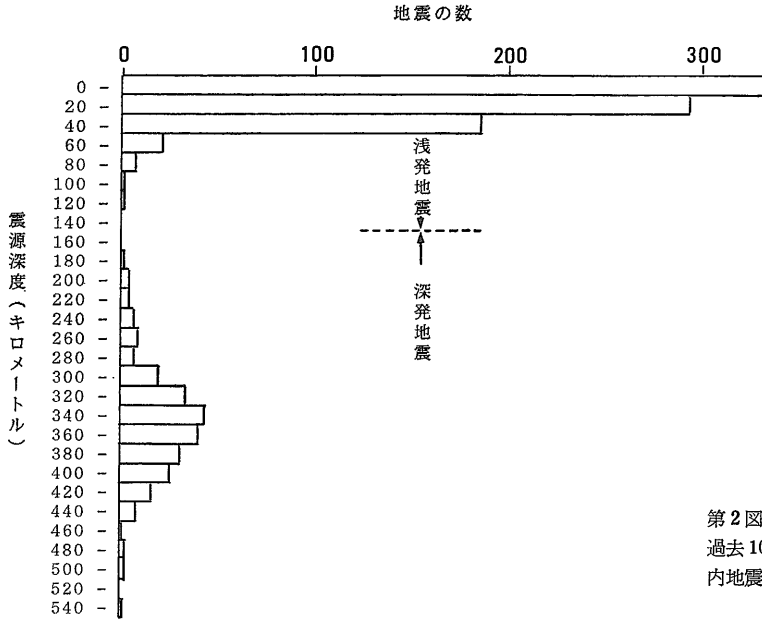
大東・袋井両観測井におけるラドン計数率変化と地震の関係を検討し始めた頃は、南関東からの近畿の一部の地方にかけた内陸部地域 (多くは浅発地震の発生) から、東海地方南方はるか沖に至る海域 (多くは深発地震の発生) までの北緯 33°-36°、東経 136°-140° の比較的大範囲で発生した地震との関係を調べていた。そして、大東観測井のラドン計数率変化はこの地域以外の内陸側の地震との関係が薄いとみられる反面、東海地方南方はるか沖よりもさらに遠方の鳥島付近までの海洋側の地震にも関係するらしいことがわかってきた。最終的には、その変化に関係する深発地震の発生地域を北緯 32°-35°、東経 136.8°-138.4° の範囲まで絞ることが可能になった。しかも、以下で説明する深発地震は、大東観測井におけるラドン計数率変化の多くと袋井観測井における一部とに関係することがわかってきた。

第2図は過去100年間に“中部南方沖¹⁾”地域内で発生した M>3 の地震の震源深度別ヒストグラムである。この図から上述の範囲内で発生した地震は、浅発と深発の二グループに区分でき、これらの地震は発生機構的に異質なものであることが推察できる。

中部地方の主に東海地方に存在する複数のプレートは、駿河、東海と東南海の三つのスラブに分けられ (山崎・大井田, 1985)、これらのスラブ中で発生する地震は以下のように特徴付けられる (大井田, 1988)。

駿河スラブでは深さ 20km 以内のプレート上盤の断層

1) 本文は以下に記す各区域を含む“32°-35°N, 136.8°-138.4° E”の範囲を“中部南方沖”地域と仮称する；鳥島付近、東海地方南方はるか沖、紀伊半島南東沖、静岡県南方沖、新島付近、志摩半島付近、遠州灘、浜名湖付近、静岡県の中・南西部、三河湾、と愛知県中部。



第2図
過去100年間の“中部南方沖”地域
内地震 (M>3) の震源深度

運動に起因し、東海スラブでは深さ 20-140km 間のマントル最上部にあたるフィリピン海プレート内で、東南海スラブでは深さ160km以深の太平洋プレート内でそれぞれ地震が発生する。

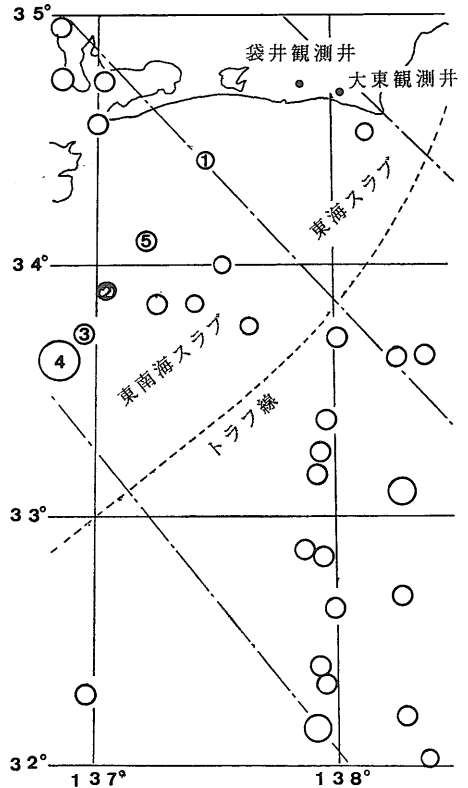
したがって、深さ160-600km間の深発地震は太平洋プレート内で発生するものと言える。東海・東南海の両スラブの境界は、東海地震の西端および東南海地震の東端の破壊域にあたり、地震の発生しやすい場所と考えられている。

第3図は、大東・袋井両観測井のラドン計数率変化に関係する地震の震央分布を示す。それらの地震は、1978年7月から1988年12月までの10年間余に“中部南方沖”地域で発生した M>4 の地震である。この図から、深発地震の多くが遠州灘から紀伊半島南東沖を経て東海地方南方はるか沖まで、東南海スラブ帯に沿って分布していることがわかる。

本文では、とくにトラフ線より北西側の遠州灘-紀伊半島南東沖間で発生した深発地震(第1表参照)とラドン計数率変化の関係についてのみ報告する。なお、地震データの解析は全て石川(1986)による SEIS-PC システムを利用した。

5. 遠州灘・紀伊半島南東沖間深発地震とラドン計数率変化の関係の考察

第4図に、'79.11.10 地震 (no. 1) とその発生前後のラドン計数率変化を示す。1979年の10月から11月にかけて



第3図 ラドン計数率変化に関係する深発地震 (M>4) の震央分布 (地震番号は第1表に対応する。スラブ境界は点鎖線、トラフ線は破線で示す。)

第1表 遠州灘-紀伊半島南東沖間深発地震のリスト

no.	年	月日	時間	緯度	経度	深さ	M	発生海域
1	1979	11/10	19:35	34°25'	137°28'	320	4.5	遠州灘
2	1980	6/14	12:53	33°54'	137°03'	360	4.4	紀伊半島南東沖
3	1983	7/19	3: 9	33°44'	136°57'	386	5.7	紀伊半島南東沖
4	1984	1/ 1	18: 3	33°37'	136°50'	388	7.3	同上
5	1984	2/16	22:41	34°06'	137°12'	350	5.8	遠州灘

てのラドン計数率は非常に大きな低下を示していることがわかる¹⁾。この期間に以下の三つの主要な地震が発生している。

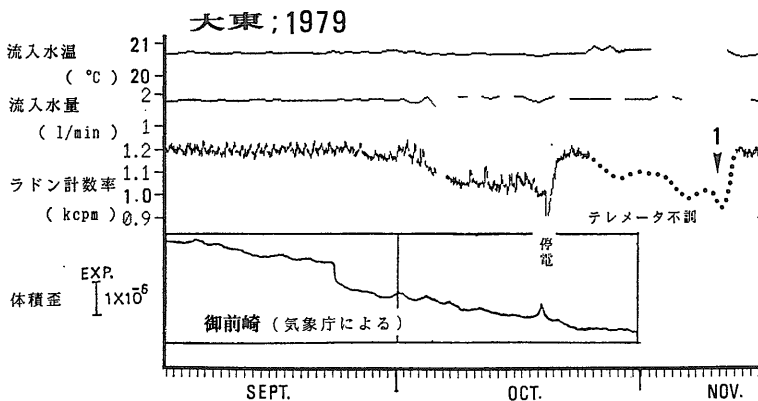
- I) 1979年9月18日5時12分に志摩半島付近で発生したM4.5, D360kmの地震
- II) 1979年11月10日19時35分に遠州灘で発生したM4.5, D320kmの地震
- III) 1979年11月11日0時26分に両観測井から420km南方の鳥島近辺で発生したM5.3, D400kmの地震

これらの地震のうち、I)の地震は震央位置からみて、もしラドン計数率に変化を与えるとすれば、“コサイスマック変化”型に属することがこれまでの調査でわかっている。しかも、観測井から震央までの距離が近いにもかかわらず比較的長日を経た後のラドン計数率低下ということになり、この低下がこの地震によるものである可能性は低く、むしろ、10月初旬から11月中旬まで続いたラドン計数率の低下は、II)かIII)の地震による前兆的な変化とみられる。しかし、III)の地震はM5.3と比較的大規模であるものの、観測井から420kmも離れており、距離的により近い II)の地震による影響を強く受けているものとみられる。なお、図中最下部に示す同一期間の体積歪曲線は気象庁地震予知情報室(1980)によるもので、その変化傾向はラドン計数率変化とよく相似している。このラドン計数率変化と歪の関係は次章で述べる。

第5図に'84.1.1と'84.2.16地震(no.4とno.5)とラドン計数率変化を示す。1978年8月から1988年12月までの10年間における“中部南方沖”地域内で発生した最大規模の地震は、第3図と第1表に示したように、1984年1月1日に紀伊半島南東沖で発生したM7.3の深発地震(no.4)であった。この地震の一ヶ月半後にも、より陸域に近い遠州灘でM5.8の地震(no.5)が発生している。

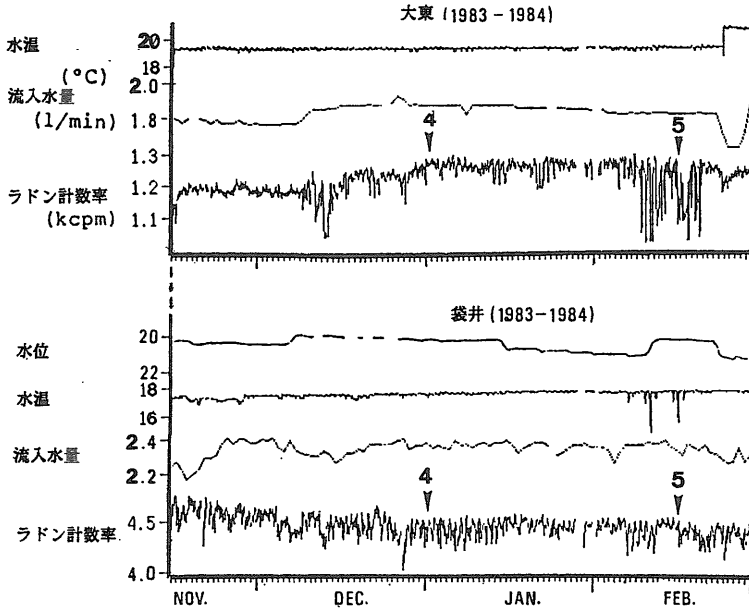
第5図中において、上述のno.4の地震はラドン計数率に約3週間先行する前兆変化を与えているようにみえる。その後、遠州灘で発生したno.5の地震の約一週間前からラドン計数率は激しい上下動を示し、地震と何かの関係がありそうにみえる。さらに、袋井観測井における地下水水温の変化(第5図の下部に示す)が大東観測井のno.5の地震時におけるラドン計数率の急激な上下変動とほぼ同期的に乱れており、測定装置の不調によるものではなく地震と関係する変化である可能性が強まった。また、袋井観測井の水位変化も地震の影響を反映しているとみられるが、そのラドン計数率については変化が認められない。これは透水性と貯留性が大きい第四紀層中の地下水を観測対象にしているため、地殻応力変化を反映する水質濃度の変化信号が上部からの大量の地下水流下により希釈・縮小されるためと解釈される。

遠州灘近辺で発生する地震は、観測井・地震震央間距離と震源深度の関係を幾何学的垂直断面でみれば、全て



第4図 '79.11.10地震(no.1)とラドン計数率変化

1) 途中で停電によるデータの欠損部分があったが、ラドン計測装置内蔵のレコーダー値で補填してある。



第5図(左)
'84.1.1 地震 (no.4), '84.2.16 地震 (no.5) 地震とラドン計数率変化

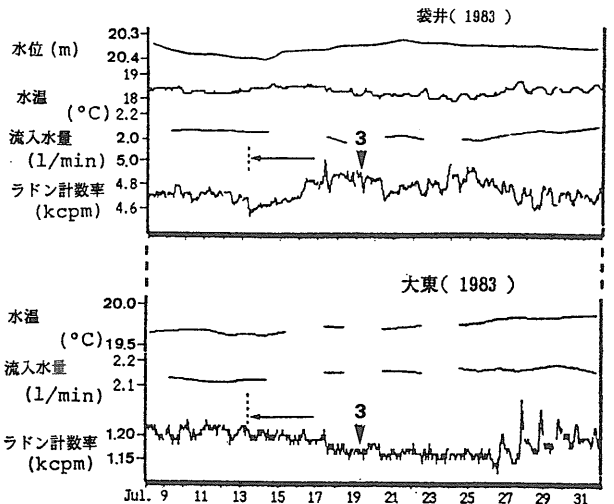
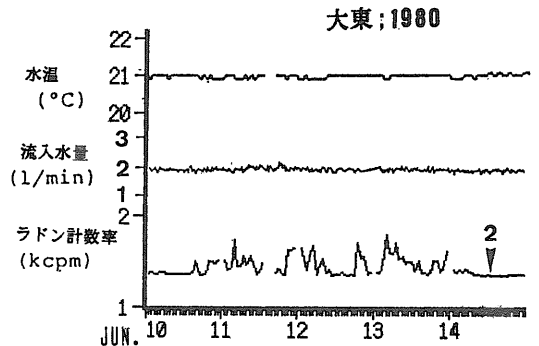
直下型地震に準ずるものといえる。したがって、この種の地震振動がラドン計数率等の観測値に急激な上下変化をもたらすことが容易に推察できる。第5図中 no.5 の地震と関係する事例はその一つと言える。

'80.6.14 地震 (no.2) とラドン計数率変化を第6図に示す。大東観測井のラドン計数率は no.2 の遠州灘地震 (M4.4) 発生の4日前から80%を越える激しいスパイク状の上昇を示した。最初は、これも測定装置系の故障ではないかとの疑問を抱いたものの、その後類似的な事例が見つかり、この変化も地震前兆的応力変化の反映であるとみなされる。

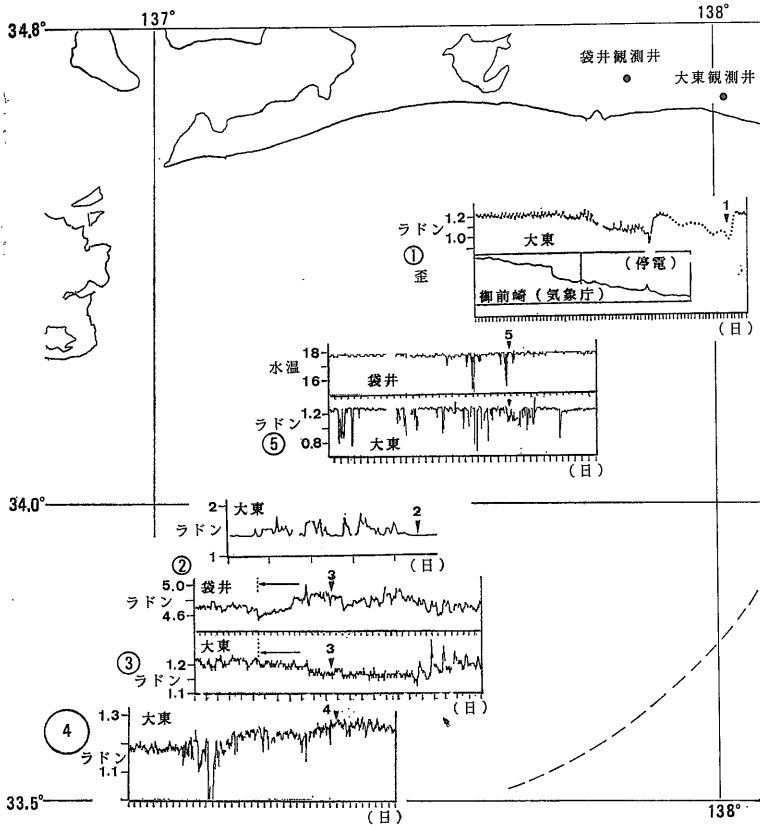
'83.7.19 地震 (no.3) とラドン計数率変化を第7図に示す。上述した no.1, no.2, no.4 と no.5 の各地震の震央は、いずれも遠州灘から紀伊半島南東沖にかけての直線上に分布し (第3図), これらの地震は全てラドン計数率に前兆的影響を与えている。1983年7月19日の M5.7 の地震 (no.3) もこの直線上で発生している。よって、袋井観測井のラドン計数率変化も参考にしながら詳細に再検討を行った結果、ラドン計数率変化の割合は比較的小さい (最大3.5%) もの、地震発生の6日前から前兆的变化を示していることが認められた。

以上、遠州灘・紀伊半島南東沖間で発生した深発地震に関係したとみられるラドン計数率の変化について述べてきた。これらの変化を震央分布図に併記すると第8図のようになる。この図からは、1978-1988年の検討期間中に遠州灘・紀伊半島南東沖間で発生した $M > 4$ の全ての深発地震がラドン計数率に

第6図(下)
'80.6.14 地震 (no.2) とラドン計数率変化



第7図 '83.7.19 地震 (no.3) とラドン計数率変化



第8図
遠州灘・紀伊半島南東沖間深発地震によるラドン計数率変化の形態分布

前兆的变化を与えていることが明瞭である。

各変形態の特徴は地震の規模や震央位置等の相違に基づくものと思われるが、その変形態は様々で法則性はまだ十分に掴めていない。

6. おわりに

第4図で述べたように、気象庁が実施している東海地域の埋め込み式体積歪計による連続観測のうち、御前崎の観測データが1979年9月22日17時35分頃から急に変化し始め、3時間後に 4×10^{-7} に達する異常変化を生じた。この9-10月間の約2オーダー大きい歪異常変化と大東観測所で測定した同時期のラドン計数率を比較すると、両者の変化がよく似ていることがわかる。ラドン計数率の変化部分は主に '79.11.10 地震 (遠州灘, M 4.5) に関する変化である地殻歪によるものであることが証明された。

ラドンの短い半減期、岩層中での小さな拡散・分散の速度、そして非常に低い岩層透水性を考慮すれば、地震の前後で生じる深部震源周辺での岩層破壊によるラドンガス発生とその移動が直接的に地表まで到達することは

考えられない。したがって、地殻変動に伴う地下水中のラドン濃度異常は、多くの場合震源からの直接的作用によるものではなく、地殻応力変化が観測点周辺の地層を歪ませる間接的結果を反映するものと推察される。地殻応力の増大は場所によっては圧縮効果を生み、帯水層を構成する岩石・鉱物粒子の配列を乱し、間隙率を縮小させるため透水性も低減させる。これによって、岩石・鉱物表面から放出され、地下水を移動するラドンガス量も低減する。前兆的に生じた地殻圧縮応力により、上位にある半固結性の粒状堆積物からなる第三紀層は圧縮作用を受け間隙率や透水性を低減させるため、観測井周辺の地下水の流動速度も低下する。最終的にはこれがラドン計数率の低下として表れることになる。遠州灘の深発地震のような準直下型地震の場合、地震に関連する地殻応力変化が地層中に含まれる地下水やメタンガスを振動させる。これは正・負交互の高異常圧を生むことを意味し、この高異常圧時に異常噴出するメタンガスとともにラドンガスもまた高異常値を示すものとみられる。

東海地域におけるラドン観測は大規模地震の予知目的のため現在もなお継続・実施されている。今後集積される新しいデータを分析することにより、本文の内容は検

証されるとともにより一層明確にされることを期待する。

文 献

- 大井田徹 (1988) : 東海地方の最近の地震活動. 地球, 10 (1), 8-13.
- Hauksson, E. and Goddard, J. G. (1981) : Radon earthquake precursor studies in Island. Jour. of Geophys. Research, 86(B8), 7037-7054.
- 石川有三 (1986) : SEIS-PC 改訂版の概要. 情報地質, 11, 65-74.
- 気象庁地震予知情報室 (1980) : 東海地域の歪計連続観測結果について. 地震予知連絡会会報 (建設省国土地理院編), 23, 85-86.
- Rikitake, T. (1969) : An approach to prediction of magnitude and occurrence time of earthquakes. Teconophysics, 8(2), 81-95.
- 地質調査所・静岡県 (1983) : 東海地方東部地域におけるテレメータによる地下水中のラドン濃度観測結果 (1978-1982); 1,

- 地震予知連絡会会報 (建設省国土地理院編) 30, 271-277.
- 地質調査所・静岡県 (1984) : 東海地方東部地域におけるテレメータによる地下水中のラドン濃度観測結果 (1983); 2, 地震予知連絡会会報 (建設省国土地理院編) 32, 270-272.
- 地質調査所・静岡県 (1985) : 東海・伊豆地域におけるテレメータによる地下水中のラドン濃度観測結果 (1984); 3, 地震予知連絡会会報 (建設省国土地理院編), 34, 312-316.
- 地質調査所・静岡県 (1986) : 東海・伊豆地域におけるテレメータによる地下水中のラドン濃度観測結果 (1985); 4, 地震予知連絡会会報 (建設省国土地理院編), 36, 288-291.
- 山崎文人・大井田徹 (1985) : 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震Ⅱ, 38, 193-201.

KODAI Keiichi and TAKAHASHI Makoto (1991) : Effect of deep earthquakes to the changes of radon concentration in groundwater. —For the earthquakes occurred at Ensyunada and SE off Kii Peninsula districts. —

<受付: 1990年9月12日>

豆辞典

マグマ水蒸気爆発

浅海底や海岸部のように豊富な地下水が存在する湿潤地で噴火が起きた場合、水とマグマが反応して爆発的な噴火をもたらすことが知られている。この種の噴火は、マグマ水蒸気爆発 (phreatomagmatic explosion) と呼ばれ、マグマの熱により大量の高圧水蒸気が発生して起こる蒸気爆発 (vapor explosion) の一種である。蒸気爆発は高温流体—水間の伝熱速度が桁外れに大きい沸騰現象で、沸騰時に2流体の機械的混合が起こることにより高速の伝熱過程が維持されている。例えば、沸騰させるのに5分間かかる鍋の水を、0.5秒間で完全に沸騰させるのが蒸気爆発であると見ることもできる。すなわち、マグマ水蒸気爆発はマグマ—水間の伝熱過程に依存しており、本来は穏やかな溶岩噴泉の活動を行う玄武岩マグマであっても、マグマと外来水が効率よく反応すれば破局的な噴火が起こり得る。

近年、国内で起きたマグマ水蒸気爆発としては、伊豆東方沖1989年噴火、福徳岡之場1986年噴火、三宅島1983年噴火、西ノ島新島1973~1974年噴火、明神礁1952年噴火があり、この種の噴火は次の特徴を持っている。1)噴出したマグマは急冷、破碎されている。従って、溶岩流

を伴うことはない。2)高圧水蒸気により運動エネルギーを与えられた噴出物は、噴煙柱や火砕サージとして運搬され、火口周辺に特徴的な火砕丘 (tuff cone, tuffring) を形成する。ただし、噴火の爆発圧は多様で、その強弱は噴煙柱の高度に直接反映される。3)一連の噴火において、間欠的な爆発を繰り返し、噴火の強弱も著しく変動する。また、同一火口においてマグマ噴火 ↔ マグマ水蒸気爆発の変化を行なう場合も多い。2)の火砕サージは、火砕物重力流 (噴出物が一団となって高速度で斜面を流走する現象) のうち流れの密度の希薄なもので、その流動形態は火口から環状に広がる砂嵐として観測されている。火砕サージの流速は数 10 m/s に達し、火口からの最大到達距離 10 km におよんだ事例もある。過去のマグマ水蒸気爆発の事例では、人的被害の大部分が火砕サージによるものであり、この現象は掃過域の決定的破壊をもたらす重要な噴火災害因子の一つである。例えば、Taal 火山1911年の山頂火口湖でのマグマ水蒸気爆発では、火砕サージにより1,335人の死者が出ている。火口から10 km 離れた部落でも生存率は数%で、その死因は窒息死であったらしい。

(地質部 山元孝広)