一軸圧縮試験における岩石からの電磁波の発生*

福井 勝則¹ 大久保 誠介² 寺嶋 卓文³

Electromagnetic Wave Emission in Uniaxial Compression Testing

by Katsunori FUKUI^a, Seisuke OKUBO^a and Takafumi TERASHIMA^a

a. Department of Geosystem Engineering, The University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8656, Japan

A number of studies on electromagnetic wave emission from fractured rocks have been heretofore carried out. By many authors it was pointed out that rock fracturing or acoustic emission could be concerned with electromagnetic wave emission. However, the origin of electromagnetic wave emission is still not well understood.

In this study electromagnetic wave from rocks was measured with a radio interference measuring apparatus during uniaxial compression testing under several kinds of loading conditions.

Firstly, the uniaxial compression testing under constant strain rate of 10^{-4} s^{-1} was conducted for seven rocks. It was found that Inada granite, Honkomatsu andesite and Kuzuu dolomite emit electromagnetic wave. However electromagnetic wave cannot be detected for Sanjome andesite, Akiyoshi marble, Kimachi sandstone and mortar.

Secondly, electromagnetic wave emission was investigated under several experimental conditions. It was found that Inada granite emits electromagnetic wave during uniaxial compression testing under a constant strain rate of 10^{-5} s^{-1} and under a constant rate of (stress – strain / Young's modulus).

In most cases, electromagnetic wave emission was accompanied with sudden decrease of stress. By analysis on results of the uniaxial compression testing under constant strain rate, it was found that electromagnetic wave emission is closely related to cracking or crack extension.

The main results in this study can be summarized as follows;

1) Amplitude of electromagnetic wave is relatively large for strong rock.

2) For Inada granite, the larger the stress drop occurred in uniaxial compression test is, the larger the amplitude of electromagnetic wave.

KEY WORDS : Rock, Uniaxial Compression Testing, Electromagnetic Wave, Crack, Post-Failure Region

1. はじめに

岩石・岩盤の電磁気的特性を利用した地殻の調査（物理探査）は、石油や鉱物などの資源探査を目的として古くから研究されてきている。また、地震の発生に際して電磁気的な変化がみられることを利用して、地震の予知を行おうとする研究が、近年みられるようになってきた（Gokhberg ら, 1982 ; Warwick ら, 1982）。例えば、VAN 法と呼ばれるギリシャで実施されている手法は、地盤中の電位差の異常を観測し、経験的に発生位置や大きさの予知を行っている（Varotsos and Alexopoulos-1984 ; 深尾・石橋, 1996）。日本でも、阪神・淡路大震災の直前に電磁気的異常が観測されたとの報告（Ikeya and Takaki, 1996 ; 深尾・石橋, 1996）もある。地震以外の小規模な岩盤崩壊に関連した研究も最近いくつかみられ、Tomizawa and Yamada(1995)は深さ 50 m 程度のボーリングを行い、その中で発破を行った際に発生した電磁波を地上で観測するのに成功した。Frid(1997)は鉱山の坑内において 100 kHz 付近の電磁波を観測し、それにより山はねの予知を試みている。

上記の現象を検討するために、室内での力学試験により、岩石

の破壊過程における電磁気的特性を解明しようとする研究がみられる。例えば、Ogawa ら (1985) は花崗岩をハンマーや重錘で打撃したとき、10 Hz ~ 100 kHz の電磁波を観測した。Cress ら (1987) は、数種類の岩石を用い圧縮試験を実施し、900 Hz ~ 5 kHz の電磁波を観測した。Yoshida ら (1997) は花崗岩を用い、すべり破壊時の電位差の発生を観測した。Rabinovitch ら (2000) は強度破壊点以前および以降の両方において 100 kHz 付近の電磁波の発生を確認した。この他にも、数多くの報告で岩石の破壊過程において電磁波の観測が指摘されている。また、Rabinovitch ら (1995) は、岩石の破壊過程において電磁波と AE を観測し、電磁波と AE はほぼ同じタイミングで発生しているとしており、このほかにも同様の報告がいくつかみられる（例えば O'Keefe ら : 1995）。電磁波の発生は、AE の発生機構、すなわち亀裂進展と深く関係しているとして、次のような仮説が提案されている。

1) 圧電現象説 (Nitsan, 1977 ; Ogawa ら, 1985) : 亀裂の進展によって岩石内部に応力変化が生じる。石英のような圧電鉱物を多く含む岩石では、その応力変化による電圧変化に伴って、電磁波が発生する。

2) 電荷分離説 (Ogawa ら, 1985) : 亀裂が形成される際に、電荷が対向する亀裂表面上に不均等に分離されて電氣的釣りがくずれ、双極子モーメントが作用するために電磁波が発生する。また、亀裂が開く際にも双極子モーメントが変化するため、電磁波が発生するという説もある。

3) 摩擦帯電荷説 (Tomizawa and Yamada, 1995) : 対向する亀裂

* 2001 年 1 月 25 日受付 6 月 29 日受理 資源・素材学会平成 11 年度春季大会において一部発表

1. 正会員 工博 東京大学助教授 工学系研究科地球システム工学専攻
2. 正会員 工博 東京大学教授 工学系研究科地球システム工学専攻
3. 東京大学大学院生 修士課程 工学系研究科地球システム工学専攻 (現 住友金属鉱山(株))

[著者連絡先] FAX 03-5841-7035 (東大・地球システム)

E-mail : fukui@geosys.t.u-tokyo.ac.jp

キーワード : 岩石, 一軸圧縮試験, 電磁波, 亀裂, 強度破壊点以降

面間の摩擦すべりによって電荷の分布が不均等となり、亀裂の両面の電氣的釣りがくずれるため電磁波が発生する。

室内力学試験において AE の発生を伴う亀裂進展と同時に、電磁波が発生することはわかっているが、どのような機構で電磁波が発生しているのかについては特定されていない。そのため、室内試験の結果をどのように原位置に適用するのかに関しては不明である。例えば、本当に地震の前兆として電磁波が発生しているのかについて、まだ多くの議論が残されており、VAN 法に関してもその真偽が議論されているところである（深尾・石橋，1996）。

著者らの最終的な研究目標は、原位置での電磁波の観測により、鉱山や土木分野における岩盤構造物（坑道や岩盤斜面など）の崩壊予測法や危険度指標を確立することであり、既報において静的（前野ら，1998）および動的（福井ら，1996）に載荷した岩石の圧電現象に関する結果について報告している。

本研究では、一軸圧縮荷重下で岩種や試験条件を変化させ、破壊過程における電磁波の発生を観測した結果について述べるが、以下の点が従来の研究と異なる点であり、本研究の特徴と考える。

1) Cress ら（1987）は、3 種類（花崗岩、玄武岩、大理石）を用いて電磁波の測定を行っているが、物性値との比較は行っておらず、その他の報告の多くは 1 種類の岩石による結果である。本研究では 7 種類の試料を用い、電磁波の発生と岩石の物性値との関係を明らかにする。

2) Rabinovitch ら（2000）は、従来の研究では剛性の低い試験機を用いているため、強度破壊点以降急激に破壊している試験であり、剛性の高い試験機によって、強度破壊点以降の電磁波の発生状況を調べるべきであると述べている。このように、従来の研究では載荷方法による影響はほとんどわかっていない。本研究では載荷方法などの試験条件と電磁波の発生条件との関係を明らかにする。

2. 実験装置および試料岩石

2・1 実験装置

従来の研究では、観測された電磁波の周波数は数 Hz ～ 数十 MHz と広範囲にわたる帯域であり、特に卓越した周波数が存在するとの報告はなされていない。本研究の応用として将来的には岩盤構造物の崩壊予知を想定しているため、原位置での測定が容易な周波数を選択することとした。一般に周波数が高いほど、アンテナや測定装置の小型化が可能である。しかしながら、高周波数では減衰が大きくなることと、携帯電話・TV・ラジオなどの雑音源が多く存在するため、両者を考慮して、数百 kHz の電磁波を測定することとした。この数百 kHz において効率的に電磁波を測定できるアンテナとして、図 1 に示すようなコイル状ループアンテナ（直径 7 cm、高さ 8 cm のアクリル製の円筒に 100 回銅線を巻きつけたもの）を自作した。

図 1 ループアンテナ

(a) 模式図

(b) バンドパスフィルタの特性

図 2 測定系

次に測定装置であるが、アンテナでの電位をオシロスコープやスペクトルアナライザなどで直接測定する方法もあるが、数百 kHz 付近ではラジオなどの特定周波数の雑音が大きいため、電磁シールド室で実験を行うなどして、雑音を除去する必要がある。例えば、Rabinovitch ら（2000）は、鋼製のベッセルをシールド室としてその中で試験を行っている。これにより、室内試験は可能となるが、原位置への適用を考えた場合には、シールドを実施することは不可能であり、特定周波数の雑音が問題となる。そこで、本研究では、周波数帯域を限定した測定（バンドパスフィルタを入れた測定）が望ましいと考えた。この特性を持った妨害波強度測定器（協立電子工業社製 KNM-2401）を使用することとした。妨害波強度測定器は、一種の周波数同調型高周波電圧計であるため、任意の周波数を選択でき、しかもバンドパスフィルタを搭載しているため、特定の雑音には対応しやすいとも考えた。実験室内の雑音を調査し、雑音の少ない帯域を調べ、本研究では 500 kHz を測定周波数とした。

アンテナと妨害波強度測定器の測定系を模式的に示すと図 2(a) のようになる。アンテナ部における電磁波の電界強度を $E(\mu\text{V}/\text{m})$ 、測定部における入力端子電圧を $V(\mu\text{V})$ 、アンテナの実効高を $H(\text{m})$ 、整合変成器の分圧比を k とする。 H および k はアンテナの構造、寸法、測定器のインピーダンスなどによって決まる値であり、周波数によっても変化する。入力端子電圧 V は、

$$V = \frac{EH}{k}$$

となる。ここで、 $K=H/k$ とおけば電界強度は、

$$E = \frac{V}{K}$$

で表される。 $K(\text{m})$ は一般に校正係数と呼ばれる値である。

電界強度は、通常 dB 表示 $[20 \log(E)]$ で表現する（清水・杉浦，1995）ため、本研究もこれにならうこととする。 E の単位を $\mu\text{V}/\text{m}$ としたので、 $\text{dB}\mu\text{V}/\text{m}$ として表現する。

妨害波強度測定器（仁田ら，1999）には、尖頭値、平均値および準尖頭値の 3 つの測定モードがある。尖頭値モードは極大値を求めるモードであるが、経時変化が判読しにくい。他方、平均値モードは値をならしてしまい、電磁波が観測できなくなるおそれがある。そのため、本研究ではその中間的なモードである準尖頭値を

図3 実験装置の概略図

用いることとした。500 kHz の周波数帯域における妨害波強度測定器の準尖頭値の過渡応答特性は規格で定められており、図 2(b) に示すようなバンドパスフィルタの特性を有する。検波効率は 0.970 であり、検波された電界強度は、dB 単位に変換された後、充電時定数 1 ms、放電時定数 160 ms のバッファに入力される。この動作によって単発的な電界強度でも検知できるようになっている。充電時定数に比べ放電時定数が大きいので、時定数 160 ms の 1 次遅れ系とみなすことができる。次に、妨害波強度測定器からの出力（動特性）と合わせるために、2 次遅れ系が付加されている。以上のように、アンテナで受信した電界強度は、dB 単位に変換された後、3 次遅れ系となって出力されることとなる。すなわち、dB 表示した電界強度の伝達関数は次のようになる。

$$\frac{1}{Ts+1} \cdot \frac{1}{s^2 + 2\zeta\omega_n s + \omega_n^2} \cdots \cdots \cdots (1)$$

ただし、 T は放電時定数 160 ms、 ζ は減衰係数比 0.95、 ω_n は固有円振動数 5.0 s^{-1} である。なお、この測定系に関しては、3. で改めて得られた結果を用いて再度検討することとする。

本研究で使用した実験装置の概略図を図 3 に示す。荷重装置としては、1,500 kN サーボコントロール試験機 (MTS 社製) を用い、実験室内にはシールドなどの特別な雑音対策はとらず、通常の環境で実験を行った。実験を行う前に、実験室内の雑音を測定した結果、500 kHz の周波数帯域において、65 ~ 68 dB $\mu\text{V}/\text{m}$ であった。発生した電磁波は、コイル状ループアンテナで受信し、妨害波強度測定器に取りこみ、その経時変化をオシロスコープ（横河電機製 DL708）に取りこんだ。サンプリング時間は主に 0.01 s としたが、実験条件などによっては実験時間が長期となるため、最大で 1 s とした。

2・2 試料岩石

本研究で使用した試料は、稲田花崗岩、本小松安山岩、葛生苦灰岩、秋芳大理石、来待砂岩、三城目安山岩、モルタルの 7 種類である。各試料の物性値を表 1 に示す。稲田花崗岩は、茨城県笠間市に産したもので、中生代の黒雲母、長石、石英からなり、空隙率は 1 % 程度である。本小松安山岩は、神奈川県足柄下郡真鶴町で産出される安山岩で比較的硬質な岩石である。葛生苦灰岩は、栃木県安蘇郡葛生町に産したものであり、大理石を形成する炭酸カルシウムの Ca の半分以上がほぼ完全に Mg に置き換わったものである。秋芳大理石は、山口県美祿郡秋吉台に産する古生代の白色大

理石で、各粒子内にへき開割れ目が著しく発達している。来待砂岩は、島根県八束郡宍道町で産出される凝灰岩質砂岩である。三城目安山岩は、福島県西白川郡矢吹町字三城目に産し、空隙を多量に有する灰白色の凝灰岩質安山岩である。緑泥石、ガラス質の石英中に、大きさ 0.1 ~ 数 mm の輝石、斜長石の斑晶を含んでいる。モルタルはロックボルト用のケーエフシー製ドライモルタルを使用し、セメント：砂：水 = 1 : 0.5 : 0.5 の混合比で調製したものであり、製作後、約 20 年経過したものである。

試験片の寸法は直径 25 mm × 高さ 50 mm であり、端面の平行度は $\pm 0.02 \text{ mm}$ 以内である。また、試験片は整形後実験室に 2 週間以上放置された気乾状態のものを使用した。実験は、温度が $20 \pm 5^\circ\text{C}$ 、湿度が $70 \pm 15 \%$ に保たれた実験室において行った。

3. 岩石ごとの特徴

3. では、岩石の種類による電磁波の発生状況の違いを調べるために、 10^{-4} s^{-1} の定歪速度で一軸圧縮試験を行った結果を、3 つのグループに分けて述べることにする。

3・1 稲田花崗岩

図 4 に稲田花崗岩を用いた結果の一例を示す。荷重開始から強度破壊点にいたるまでの応力では、雑音より大きい電界強度は観測されていないが、強度破壊点を過ぎ、応力が急激に低下する際に電磁波が観測されている。強度破壊点を過ぎて完全に破壊した後では、荷重し続けても電磁波は観測されなかった。図 5 は、図 4 の強度破壊点付近の拡大図である。同図から本試験片では強度破壊点に達した直後に 220 MPa から 170 MPa まで応力が急激に低下し、それに合わせて、電界強度に 1 回目の極大値 (81 dB $\mu\text{V}/\text{m}$) がみられる。その後、一旦応力低下が緩やかになって、応力が 150 MPa 付近からはほぼ 0 MPa に達するまで、再度急激に応力が低下しており、そのとき、電界強度に最も大きな値 (87 dB $\mu\text{V}/\text{m}$) が観測された。図 5 に示した例では 2 回の急激な破壊がみられている。電界強度の立ち上がりは、応力が低下し始める時点とほぼ一致している。しかし、電界強度がピークとなるときは、応力低下が最も激しいときに比べ、200 ms 程度の遅れがみられる。稲田花崗岩の定歪速度試験における破壊様式は、強度破壊点以降、まず試験片側面で縦割れ状に破壊が生じ、応力の減少を数回繰り返した後、最終的に上下にコーン状のものが残る。また、クリープ試験における 3 次クリープにおいても、1, 2 回急激な微小破壊を繰り返した後、最終的な破壊が生じる (福井ら, 1989)。

このほかに同一の試験条件で 2 本の試験を行ったが、1) 強度破壊点以前では雑音以上の電界強度は測定できなかった、2) 応力が低下し始めると同時に電界強度は増加し始めた、3) 応力が急激に低下してから 200 ms 程度経過してから電界強度は最大値となった、という点は共通してみられた。

3・2 本小松安山岩・葛生苦灰岩

本小松安山岩は同一条件で 3 回の試験を行ったが、そのうち 1 回は電磁波の発生を観測することができなかった。図 6 は電磁波の発生がみられた 2 回の試験における実験結果である。図 6(a)、(b) とともに強度破壊点以前において電磁波は観測されなかったため、

表 1 試料の物性値

	稲田花崗岩	本小松安山岩	葛生苦灰岩	秋芳大理石	来待砂岩	三城目安山岩	モルタル
一軸圧縮強度 (MPa)	205	274	207	102	35.3	78.0	65.7
圧裂引張強度 (MPa)	12.3	12.1	—	7.9	3.2	5.8	5.3
ヤング率 (GPa)	56.5	30.8	70.6	51.5	7.8	9.9	23.2
ポアソン比	0.22	0.27	—	0.27	—	0.21	—
Schmidt Hammer 反発値	68.6	67.0	—	60.2	—	62.0	—
ぜい性度	16.7	22.6	—	12.9	11.1	13.4	12.4
強度破壊点以降の応力-歪関係	脆性的	脆性的	脆性的	延性的	延性的	中間的	中間的

図4 応力と電界強度の経時変化(稲田花崗岩)。図中に破壊様式の概略を示す。

(a) 事例1(図中に破壊様式の概略を示す)

(b) 事例2

図6 応力と電界強度の経時変化(本小松安山岩)

図5 図4の強度破壊点付近の拡大図

(a) 事例1(図中に破壊様式の概略を示す)

(b) 事例2

図7 応力と電界強度の経時変化(葛生苦灰岩)

強度破壊点付近の実験結果を示した。図6(a)では141s付近で破壊が生じており、応力は250MPaから急激に低下している。それに伴い、電界強度は67dB μ V/m(雑音レベル)から82dB μ V/mに増加しており、破壊時に電磁波が発生しているのわかる。図6(b)では144s付近で破壊が生じており、そのときに電界強度は69dB μ V/mを観測している。このように本小松安山岩では、3個の試験片から発生した電磁波の大きさはそれぞれかなり異なる結果となった。なお、本小松安山岩の定歪速度試験における破壊様式は、強度破壊点に達したところで急激に破壊し、最終的に上下に2つの円錐形が残るコーン状破壊である。

葛生苦灰岩においても3回中2回の試験で電磁波が観測された。図7にその2つの事例を示す。図7(a)では56.5s付近で応力は200MPaからほぼ0MPaまで急激に低下している。この急激な応力低下に伴い、電界強度は65dB μ V/m(雑音レベル)から73dB μ V/mまで増加しており、電磁波が観測されている。図7(b)では68s付近で破壊が生じ、その時点で71dB μ V/mの電界強度を観測している。なお、電磁波の発生を確認できなかった試験片の強度は、150MPaと他の2回の試験における強度に比べてやや小さかった。葛生苦灰岩の定歪速度試験における破壊様式は、縦割れに近い形であり、応力の低下が始まると急激に破壊してしまう。

また、本小松安山岩と葛生苦灰岩の両岩石ともに、応力の低下とほぼ同時に電界強度が増加し始めることと、急激に応力が低下するときに比べて電界強度が最大になるときの遅れることは、稲田花崗岩と同じである。以上のように、本小松安山岩と葛生苦灰岩は、稲田花崗岩の実験結果同様に電磁波が観測されたが、発生する電界強度は稲田花崗岩より小さいことがわかった。

さて、式(1)によって観測された電界強度には遅れが生じているので、仮に応力が低下しているときに、デルタ関数状に電磁波

が発生したとする。そのインパルス応答を図7(a)に示したが、実際に観測された電界強度の波形とはほぼ一致していることがわかる。よって、図5～7でみられた「応力が急激に低下してから200ms程度経過してから電界強度は最大値となった」は、式(1)による測定系の遅れによるものであることがわかる。

3・3 秋芳大理石・来待砂岩・三城目安山岩・モルタル

秋芳大理石の試験結果を図8に示す。40s付近で100MPaのピーク強度を示しており、その後徐々に応力が低下しているが、明瞭な電磁波の発生は認められない。秋芳大理石では、強度破壊点直前から、試験片側面で網目状の微細なせん断すべりがみられるようになり、強度破壊点以降、徐々に側面が破壊していき、コーン状の破壊に至る。

図9に示した来待砂岩は、秋芳大理石と比較的似た応力-歪曲線となっている。この場合も電磁波の発生を確認できなかった。来待砂岩の破壊様式は一面せん断破壊であるが、せん断面に凹凸が認められる。

三城目安山岩の結果を図10に示す。図では強度破壊点以降、急激に応力が低下しており、秋芳大理石および来待砂岩に比べて、脆性的である。応力が低下している90～110sの間でわずかに電界強度の増加が現れているようにもみられるが、明確な電界強度の変化は認められない。三城目安山岩は縦割れとコーン状破壊の中間的で両者の特徴がみられるが、明瞭ではない。

モルタルの結果を図11に示すが、応力-歪曲線の形状は三城目安山岩に似ており、この場合も電界強度の変化は観測されていない。モルタルは側面が破壊し、最終的にコーン状破壊となる。

秋芳大理石、来待砂岩、三城目安山岩およびモルタルの4試料では、雑音レベル(65dB μ V/m)以上の電磁波の発生を確認することができなかった。

図8 応力と電界強度の経時変化(秋芳大理石)。図中に破壊様式の概略を示す。

図9 応力と電界強度の経時変化(来待砂岩)。図中に破壊様式の概略を示す。

図10 応力と電界強度の経時変化(三城目安山岩)。図中に破壊様式の概略を示す。

4. 試験条件の影響

3. では、定歪速度試験における電磁波の発生状況を調べたが、試験条件によって電磁波の発生が変化する可能性がある。そこで4. では、試験条件(载荷速度、応力帰還制御、端面の整形の有無)による電磁波の発生状況を調べた結果について述べる。

4・1 载荷速度(歪速度)

3. では、歪速度を 10^{-4} s^{-1} として試験を行ったが、ここでは 10^{-5} s^{-1} と1桁遅くして試験を行った稲田花崗岩の結果を図12に示す。歪速度が 10^{-4} s^{-1} のときと同様に、最終破壊する過程において電磁波が観測されている。図12をみると、約730 sにおいて急激な応力の低下はみられていないが、電磁波が観測されており、そのとき耳で聞こえる亀裂音がした。その他の電磁波が観測されるときには、歪速度 10^{-4} s^{-1} と同様に、応力の急激な低下がみられた。736 s付近では応力が213 MPaから207 MPaと低下したとき、電界強度は最大で70 dB $\mu\text{V/m}$ となり、740 s付近では応力が200 MPaから180 MPaへの低下時に75 dB $\mu\text{V/m}$ となっている。742 sに急激に破壊が生じ、応力は150 MPaからほぼ0となり、電界強度は80 dB $\mu\text{V/m}$ に達している。この他、同一条件で3回の試験を行ったが、ほぼ同様の結果となった。このように、歪速度を小さくしても稲田花崗岩では電磁波の発生を確認することができた。また、歪速度 10^{-4} s^{-1} と 10^{-5} s^{-1} の両者とも、発生した電界強度が最大となったのは、応力が150 MPa付近で急激に破壊が生じ、応力がほぼ0まで低下したときであった。このときに発生した電界強度は、歪速度 10^{-4} s^{-1} および 10^{-5} s^{-1} でそれぞれ85 dB $\mu\text{V/m}$ 、80 dB $\mu\text{V/m}$ であり、歪速度 10^{-4} s^{-1} の方が、 10^{-5} s^{-1} に比べて発生する電界強度が大きい結果となった。

4・2 応力帰還制御

式(2)で示される、応力帰還制御(Okubo and Nishimatsu, 1985)を用いれば、応力の帰還量を決定する定数 α を調整することによって巨視的に破壊を制御することが可能である。すなわち、 α を大きくするとゆっくりと破壊させることができ、逆に小さく(マイナス)するとクラスI特性を有する岩石でも急激な破壊を生じさせることが可能である。

$$\varepsilon - \alpha \frac{\sigma}{E} = C \cdot t \quad \dots\dots\dots (2)$$

ただし、 ε , σ , E , C , t はそれぞれ、歪、応力(Pa)、初期ヤング率(Pa)、载荷速度(s^{-1})、時間(s)である。

(1) $\alpha = 0.6$ の場合 $C = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $\alpha = 0.6$ としたときの稲田花崗岩の応力-歪線図を図13(a)に、電界強度と応力の経時変化を図13(b)に示す。図13(a)では強度破壊点以降、クラスII特性を示しながら、ゆっくりと破壊が進行している様子がわかる。図13(b)

では、38 sあたりで強度破壊点に達した後、徐々に破壊が進行している過程において、70 dB $\mu\text{V/m}$ 強の電界強度が数回観測されており、電磁波が断続的に発生していることがわかる。

次に、 C を 10^{-5} s^{-1} とした場合における電界強度と応力の経時変化を図14に示す。図では応力が急激に低下しているようにみえる箇所が3箇所あるが、すべて2 s以上の時間を要しており、この場合も、比較的ゆっくりとした破壊が生じていた。図では、強度破壊点以降の10回程度電磁波が発生しており、特に電界強度の変化が観測できた場合には、応力の低下がみられている。このように比較的ゆっくりと破壊が進行する条件においても、電磁波の発生を確認することができた。

以上のように、稲田花崗岩で $\alpha = 0.6$ とした場合、70～75 dB $\mu\text{V/m}$ の電界強度の電磁波が数回発生した。他方、3. で述べたように定歪速度($\alpha = 0$)では80～85 dB $\mu\text{V/m}$ の電界強度の電磁波が1, 2回発生した。このように α をプラスにとることによって、破壊の進行が急激に生じず、数回から十数回にわたった形で応力の低下が生じるようになる。電磁波もこれに応じて、数回から十数回発生するが、それぞれの応力低下時に発生する電界強度は小さくなることがわかった。この結果から、電磁波は応力の低下に伴って発生し、その大きさも応力の低下量による可能性が高いことがわかる。

(2) $\alpha = -0.6$ の場合 α をマイナスにすることによってクラスI特性を持つ岩石でも、強度破壊点以降で急激に破壊をさせることができる。そこで、定歪速度試験で電磁波を観測することができなかった三城目安山岩とモルタルを用いて、 $\alpha = -0.6$ として試験を行った。この場合、両岩石とも強度破壊点以降で急激な破壊が生じたが、雑音レベル(65 dB $\mu\text{V/m}$)以上の電界強度を測定することはできなかった。三城目安山岩で、 $\alpha = 0$ では強度破壊点以降、残留強度となるまで十数 s 程度要していたが、 $\alpha = -0.6$ では強度の70 % 付近から0.02 s以内に残留強度となっており、数百倍程度の速さで破壊が進行しているが、電磁波の発生は観測できなかった。

4・3 端面

次に、端面整形の有無の影響について述べる。一般的に端面の整形をしていない試験片を用いると、载荷当初から局所的に不均等な応力が作用しやすい。このような場合での電磁波の発生を確認することを目的として試験を行った。

端面を整形していない稲田花崗岩(カットで切断したままの状態)で、端面の凹凸は最大で0.5 mm程度)について、 10^{-4} s^{-1} の定歪速度で一軸圧縮試験を行った結果を図15に示す。図では端面を整形していないため、一軸圧縮強度は70 MPaとなり、端面整形を施した試験片に比して大きく強度が低下していることがわかる。6 sの時点で応力が35 MPaに達したあたりで、最初の電磁波

図 11 応力と電界強度の経時変化（モルタル）。図中に破壊様式の概略を示す。

(a) 応力-歪線図

図 14 応力と電界強度の経時変化（稲田花崗岩， $C=10^{-5}\text{s}^{-1}$ ， $\alpha=0.6$ ）

図 12 応力と電界強度の経時変化（稲田花崗岩，歪速度 10^{-3}s^{-1} ）

(b) 応力と電界強度の経時変化
図 13 応力帰還制御による稲田花崗岩の結果（ $C=10^{-4}\text{s}^{-1}$ ， $\alpha=0.6$ ）

図 15 応力と電界強度の経時変化（稲田花崗岩，端面非整形）

(70 dB $\mu\text{V}/\text{m}$ 強) が観測されている。このときには、耳ではっきり聞こえる程度の亀裂音を確認した。また、図から強度破壊点に達する直前でも電磁波が観測されることがわかる。強度破壊点に達した後、端面を整形した試験片で実験を行ったときと同様に、応力が急激に下がるところで最も強い電磁波が観測された。以上のように、強度破壊点以降でなくとも、微小破壊時にも電磁波の発生がみられることがわかった。

5. 考 察

3.，4. での実験結果をまとめながら、一軸圧縮試験における電磁波の発生に関して考察を加える。

5・1 電磁波の発生しやすい岩石とそうでない岩石

本研究で使用した 7 種類の試料を、電磁波の発生量によって分類すると、次のようになる。

- 1) 高い電界強度の電磁波を発生する岩石（グループ 1） 稲田花崗岩はグループ 1 に分類され、試験を行ったすべての試験片で、強度破壊点付近において電磁波の発生が観測された。
- 2) 電磁波は発生するが、グループ 1 ほど大きくない岩石（グループ 2） 本小松安山岩と葛生苦灰岩はグループ 2 に分類され、試験に供した 3 本中 2 本の試験片で電磁波の発生が観測された。観測された試験片でも、グループ 1 の稲田花崗岩に比べて電界強度は小さかった。
- 3) 電磁波が観測できなかった岩石（グループ 3） 秋芳大理石、来待砂岩、三城目安山岩およびモルタルがグループ 3 に分類される。すべての試験片で雑音 (65 dB $\mu\text{V}/\text{m}$) 以上の電磁波は観測できなかった。なお、雑音レベル以下の電磁波が発生している可能性があるため、雑音以上の電磁波が観測されなかったということは、必ずしも電磁波が発生していないという意味ではないこと

を指摘しておく。

ここで、表 1 の試料の物性値により、グループごとの力学的特徴の共通性を考えてみる。

- a) 一軸圧縮強度：一軸圧縮強度を比較すると、グループ 1，2 は 200 MPa 以上と大きいものに対して、グループ 3 は 110 MPa 以下である。一軸圧縮強度が大きいほど、電磁波が発生しやすい傾向がみられる。
- b) 圧裂引張強度：グループ 1，2 の圧裂引張強度は 10 MPa 以上であるのに対して、グループ 3 は 10 MPa 以下である。一軸圧縮強度と同様に、圧裂引張強度が大きいほど、電磁波が発生しやすい傾向がみられる。
- c) ヤング率：グループ 1 および 2 のヤング率は 30 GPa 以上であるのに対して、グループ 3 は秋芳大理石を除いて 25 GPa 以下である。
- d) ポアソン比：ポアソン比の測定は別途に試験を実施する必要があったため、欠損データが多いが、0.21 ～ 0.27 の範囲にあり、グループによる特徴はみられない。
- e) Schmidt Hammer 反発値：Schmidt Hammer 反発値は試験片を作製する前に、岩石ブロックに対して試験を行う必要があるが、事前に調べていない試料もあったため、欠損データが多い。しかしながら、グループ 1，2 は 68.6，67.0 であるのに対して、グループ 3 は 60.2，62.0 と差がみられる。Schmidt Hammer 打撃試験は原位置で実施しやすいため、Schmidt Hammer 反発値は、原位置における岩盤について電磁波の発生しやすさを分類する指標となる可能性はあると考えられる。
- f) 脆性度（ここでは、一軸圧縮強度 / 圧裂引張強度とした）：グループ 1，2 の脆性度は 16 以上であるのに対して、グループ 3 は 14 以下である。

図 16 稲田花崗岩から発生した電界強度

g) 強度破壊点以降での応力-歪曲線の形状：グループ 3 は定歪速度試験においても強度破壊点以降、ほぼ安定に破壊が進行しているのに対して、グループ 1, 2 は急激な破壊が生じている。なお、応力帰還試験を行うと、グループ 1, 2 はクラス II 特性を示す。このようにクラス II 特性を有する岩石、あるいは脆性的な変形特性を示す岩石の方が、電磁波が発生しやすいという傾向がみられる。

以上の結果をまとめると、本研究の範囲内では、一軸圧縮強度が 200 MPa 以上、圧裂引張強度 10 MPa 以上の岩石で、しかも脆性的な変形特性を示す岩石ほど、強度破壊点付近で発生する電磁波は大きいということがわかった。従来の研究では、AE の発生と関連させた報告がいくつかあり、亀裂進展に関連して電磁波が発生することは指摘されている (Rabinovitch ら, 1995)。今回の結果と合わせ考えると、脆性的な変形特性を示す岩石では、強度破壊点付近で急激に亀裂が進展しており、その際、大きな電磁波が発生した可能性があると考えられる。他方、グループ 1 および 2 に比べ、延性的な変形特性を示すグループ 3 に分類される岩石では強度破壊点以降でも亀裂の進展は徐々に進行するため、雑音 (65 dB μ V/m) 以上の大きさの電磁波が観測できなかったものと考えられることができる。

5・2 実験条件による電磁波の発生状況

稲田花崗岩を用いて電磁波の発生に及ぼす、実験条件 (歪速度、制御方法、端面の仕上げ) の影響を調べたが、試験条件を変化させても電磁波の発生を確認することができた。

稲田花崗岩を用いた試験では、 α を 0 と 0.6、荷重速度 C を 10^{-4} と 10^{-5} s^{-1} 、計 4 条件の試験を行った。ここで、発生した電界強度と応力の低下量の関係を調べるために、発生した電磁波の電界強度の極大値と応力低下量の関係を図 16(a) に示す。同図に示すように、ばらつきは大きいものの、同一条件であれば、応力低下量が大きくなるほど、電界強度が大きくなる傾向が認められる。

一軸圧縮試験での応力低下量は生成された亀裂の進展長に強く影響を受けること (何ら, 1989) を考えると、この点からも本研究で観測した電磁波は亀裂の不安定成長によって発生した可能性が高いと類推できる。図では、荷重速度 10^{-4} s^{-1} 、 $\alpha = 0$ の結果がほぼ直線上に並んでいるので、これを点線で結んだ。この点線の傾きは、応力低下量が 2 桁増加すると、電界強度は 20 dB μ V/m 増加することを示している。すなわち、応力低下量が 2 桁増加すると、電界強度は 1 桁増加していることがわかる。式で示すと次のようになる。

$$\text{電界強度} \propto (\text{応力低下量})^{0.5} \quad \dots\dots\dots (3)$$

荷重速度の影響であるが、 $\alpha = 0, 0.6$ とともに、荷重速度によって応力低下量はさほど変化していないが、荷重速度 10^{-5} s^{-1} に比べ、 10^{-4} s^{-1} の方が発生する電界強度が大きい傾向がみられる。

α による影響は、 α を 0 から 0.6 とすることによって、荷重速度 10^{-4} 、 10^{-5} s^{-1} とともに応力低下量が減少していることがまずわかる。そのときに発生する電界強度の大きさであるが、応力低下量が同じであれば、 α が 0.6 の方が小さい傾向がみられる。このように安定的に破壊した方が、電界強度は小さくなることがわかった。

なお、式 (1) で示したように、実際に発生する電界強度に対して、測定器から得られる電界強度は、3 次遅れとなるため、ゆっくりとした破壊では極大値となる電界強度は実際の電界強度に比べ小さくなる。しかしながら、電界強度が発生したときの応力の急激な低下は数 s 以内には終了するため、電界強度の極大値にさほど大きな影響は現れないことが式 (1) を使った検討からいえる。

同じ応力の低下量に対して発生する電界強度の大きさを試験条件によって順位付けを行うと次のようになる。

$$10^{-4} \text{ s}^{-1}, 0 > 10^{-5} \text{ s}^{-1}, 0 \\ > 10^{-4} \text{ s}^{-1}, 0.6 > 10^{-4} \text{ s}^{-1}, 0.6 \quad (\text{荷重速度}, \alpha)$$

強度破壊点以降、亀裂の発生や進展が進行して、徐々に応力が低下していくが、 $\alpha = 0$ の場合には、頻度は少ないが大規模な亀裂の発生・進展が生じ、 $\alpha = 0.6$ の場合には小規模な亀裂の発生・進展が高い頻度で生ずる。その結果、観察される電磁波の強度は、 $\alpha = 0$ の方が強いのであろう。次に、荷重速度の影響について考えてみる。これまでの実験結果と同様に、荷重速度が早いときと遅いときの応力-歪曲線は相似形で、速いときのそれが遅いときの応力-歪曲線を内包する。以上のように、応力-歪曲線が相似形であること、また試験片の破壊状況に差がないことから、亀裂の発生・進展過程にも差がないと考えられるが、荷重速度が速いときには亀裂の発生・進展に伴う応力低下や対向する亀裂間の滑りは大きいはずであり、その結果、荷重速度の速いときの方が、電磁波の強度はやや強くなるものと考えられる。

図 16(a) の横軸の応力低下量を応力低下率 (= 応力低下量 / 低下開始応力) としたものを図 16(b) に示す。この場合も傾向は、図 16(a) とほぼ同様であるが、若干ばらつきが大きくなっているようにみえる。図には、図 16(a) と同様に荷重速度 10^{-4} s^{-1} 、 $\alpha = 0$ の結果を点線で結んだが、傾きはほとんど同じである。

電磁波の発生機構として、圧電現象が卓越しているのなら、その機構から、応力低下率より低下した応力の絶対値による影響を受けることが考えられる。他方、電荷分離あるいは摩擦帯電荷が卓越しているのなら、応力の低下量ではなく、コンプライアンスの変化、すなわち応力の低下率に影響を受けるとの考えから、図 16 の (a)、(b) を描いてみたが、明瞭な結論を得ることができなかった。

定歪速度試験で電磁波の発生を観測できなかった 2 種類の試料を、 $\alpha = -0.6$ の応力帰還制御で急激に破壊させても、電磁波を観測することができなかった。定歪速度試験で電磁波の発生を観測できなかった試料は、雑音レベル (65 dB μ V/m) に比べ発生する電

界強度が小さいだけで、電磁波は発生していると考え、花崗岩同様に急激に破壊を誘発させれば、電界強度が大きくなり測定できるかと考えたが、雑音 ($65 \text{ dB}\mu\text{V/m}$) 以下のレベルであったものと思われる。このように、稲田花崗岩ではわずかな破壊によっても比較的大きな電磁波が発生するのに対して、発生しにくい岩石では電磁波の発生レベルがかなり小さい可能性が高いと考えられる。この点は、今後、原位置への適用を考えた場合、重要な情報となるであろう。

6. 可能性のある応用分野の提言とまとめ

本研究の最終的な目的は原位置での電磁波の観測により、鉱山や土木分野における岩盤構造物（坑道や岩盤斜面など）の崩壊予測法や危険度指標を確立することである。本研究の結果から、原位置においても亀裂の不安定成長が生じた場合には、電磁波が発生しているのではないかと考えることができる。本研究によれば、電磁波の異常な発生を観測することにより、岩盤構造物を破壊に至らしめる亀裂の不安定成長を把握できる可能性がある。なお、岩盤構造物の崩壊は瞬間的に発生するのではなく徐々に加速的に進行していくため、その初期段階の亀裂進展を把握できれば、実被害が生じるまでに対策や避難が可能であると考えられる。

電磁波の発生機構ははっきりとはわかっていないが、応用するにあたって本研究で得られた重要な結果は、強度が大きく、脆性的な変形特性を示す岩石では電界強度が大きいく、ことである。比較的大きな電界強度を有する電磁波を発生しやすい花崗岩、安山岩、苦灰岩などの岩盤構造物に適用しやすいこととなる。

花崗岩は様々な岩盤構造物で利用されており、坑道やトンネルでの山はねがしばしば問題となる。山はねの予知への利用は十分考えられる。安山岩は花崗岩ほどではないが、様々な場所に分布しているので、岩盤崩壊の監視への応用が可能と思われる。苦灰岩が対象となるのは主に露天掘鉱山での鉱石として採取する場合であるため、苦灰岩の斜面崩壊の監視に応用できる可能性がある。

岩盤斜面などの自然災害では、風化した砂岩などのように軟弱化した箇所が発生することが多い。このように、強度が小さいと予想される岩盤では花崗岩などに比べて、電磁波の発生は小さいものと思われる。また大谷石採掘跡に関しても、グループ 3 にあたる岩石であるため、発生しても電磁波の強度は比較的弱いものと思われる。

本研究でのもう一つの結論は、応力の低下量が大きいほど、発生する電界強度が大きいくことである。同じ岩石であれば、応力の低下量はおそらく生じる亀裂の大きさと密接なかわりをもって

いるはずである。試験片の大きさを変えた実験を行わなかったもので、確かなことはいえないが、原位置においては、試験片規模よりはるかに大きな亀裂が発生するはずであり、その結果、観察可能な電界強度の電磁波が発生する可能性がある。また、大規模な斜面崩壊などでは、複数箇所でも何回も電磁波が発生する可能性もある。以上の推測が正しければ、原位置における電磁波の応用は早期に実現できるかもしれない。

実用上問題となるのは、雑音であるが、地表での雑音対策はほぼ不可能であり、対策としては、できるだけ雑音の少ない周波数帯域を探し、その帯域で電磁波を観測することになるであろう。他方、坑道やトンネルの場合には、外部からの雑音は進入しにくい環境であるため、機械関係などの内部の発生源に雑音対策を施せば、雑音はかなり小さくすることが可能であろう。したがって、この場合には、比較的小規模の崩壊も予測できる可能性がある。

本研究はまだ室内試験について検討しただけであり、原位置への適用には、まだ多くのハードルが残されている。しかしながら、AE センサーなどのように岩盤に直接設置しなければならない観測装置に比べ、電磁波は非接触型であるアンテナで観測できるため、設置が容易であり、費用的にも安価ですむことも予想され、今後さらなる検討を進めていく価値はあると考えられる。

引用文献

- Cress, G.O., Brady, B.T. and Rowell, B.T. (1987) : Geophys. Res. Lett., Vol. 14, p. 331–334
 深尾良夫・石橋克彦編 (1996) : 阪神・淡路大震災と地震の予測, p. 207–223, 岩波書店
 福井勝則・大久保誠介・西松裕一 (1989) : 資源と素材, Vol. 105, No. 7, p. 521–526
 福井勝則・大久保誠介・齋藤貴英 (1996) : 資源・素材学会秋季大会講演要旨集, p. 1
 Frid, V. (1997) : Rock Mech. and Rock. Engng, Vol. 30, p. 229–236
 Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Yoshino, T. and Tomizawa, I. (1982) : J. of Geophys. Res. Lett, Vol. 87, p. 7824–7828
 何昌榮・大久保誠介・西松裕一 : 資源と素材, Vol. 105, No. 8, p. 591–596
 Ikeya, M. and Takaki, S. (1996) : Jpn J. Appl. Phys., Vol. 35, p. 355–357
 前野沢郎・大久保誠介・福井勝則 (1998) : 資源・素材学会春季大会講演要旨集, Vol. 1, p. 113
 仁田周一・上 芳夫・佐藤由郎・杉浦 行・瀬戸信二・藤原 修編 (1999) : 環境電磁ノイズハンドブック, p. 458–463, 朝倉書店
 Nitsan, U. (1977) : Geophys. Res. Lett., Vol. 4, p. 333–336
 O'Keefe, S.G. and Thiel, D. V. (1995) : Phys. of the Earth and Planet. Inter., Vol. 89, p. 127–135
 Okubo S. and Nishimatsu Y. (1985) : Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech., Vol. 22, No. 5, p. 323–330
 Ogawa, T., Oike, K. and Miura, T. (1985) : J. Geophys. Res., Vol. 90, No. D4, p. 6245–6249
 Rabinovitch, A., Bahat, D. and Frid, V. (1995) : Int. J. of Fracture, Vol. 71, R33–R41
 Rabinovitch, A., Frid, V., Bahat, D. and Goldbaum, J. (2000) : Int. J. of Rock Mech. & Min. Sci., Vol. 37, p. 1149–1154
 清水康敬・杉浦 行編 (1995) : 電磁妨害波の基本と対策, p. 7–8, 電子情報通信学会
 Tomizawa, I. and Yamada, I. (1995) : J. Geomag. Geoelectr., Vol. 47, p. 313–324
 Varotsos, P. and Alexopoulos, K. (1984) : Tectonophysics, Vol. 110, p. 73–98
 Warwick, J. W., Stoker, C. and Meyer, T. R. (1982) : J. Geophys. Res., Vol. 87, No. B4, p. 2851–2859
 Yoshida, S., Uyeshima, M. and Natakani, M. (1997) : J. Geophys. Res., Vol. 102, No. B7, p. 14883–14897