



Title	深部採炭に伴う微小地震の観測とその予測に関する研究
Author(s)	藤井, 義明
Citation	北海道大学. 博士(工学) 乙第4621号
Issue Date	1994-09-30
DOI	10.11501/3079398
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/32674
Type	theses (doctoral)
File Information	4621.pdf



[Instructions for use](#)

深部採炭に伴う微小地震の観測と

その予測に関する研究

1994 年

藤井 義明

目次

第1章 序論	---	1
1.1 鉾山における微小地震と山はね現象	---	2
1.2 山はねの予知に関する現状	---	3
1.3 本研究の目的と方法	---	4
1.4 関連した従来の研究と本研究の位置付け	---	6
1.4.1 鉾山における微小地震の震源メカニズムに関する研究	---	6
1.4.2 鉾山における微小地震活動の予測に関する研究	---	7
1.4.3 本研究の位置付け	---	9
1.5 論文の構成	---	10
第2章 深部炭鉾における地圧現象	---	11
2.1 はじめに	---	12
2.2 夾炭層岩盤の構造的特徴	---	12
2.3 深部炭鉾で発生する地圧現象	---	12
2.4 幌内炭鉾の地質と地圧現象	---	13
2.5 三池炭鉾の地質と地圧現象	---	20
2.6 本章のまとめ	---	22
第3章 微小地震の計測システム	---	24
3.1 はじめに	---	25
3.2 微小地震の計測システム	---	25
3.3 幌内炭鉾と三池炭鉾における計測システムならびに震源パラメーター解析の可能性と限界	---	26
3.3.1 幌内炭鉾と三池炭鉾における計測システム	---	26
3.3.2 震源パラメーター解析の可能性と限界	---	28
3.4 本章のまとめ	---	32

第4章 震源パラメーターの評価方法	---	33
4.1 はじめに	---	34
4.2 震源位置の評価方法	---	34
4.3 P波速度の評価方法	---	36
4.3.1 方法1	---	40
4.3.2 方法2	---	40
4.3.3 P波速度のばら付きの程度ならびに震源標定の精度	---	42
4.4 地震モーメントテンソルの導入	---	49
4.5 岩盤の粘性を考慮した地震モーメントテンソルの評価	---	52
4.5.1 幌内炭鉱における微小地震波の特徴	---	52
4.5.2 地震モーメントテンソルの評価方法の概略	---	52
4.5.3 見掛け地震モーメント M_a の評価	---	53
4.5.4 見掛け地震モーメント M_a に基づく地震モーメントテ ンソル M_{ij} の評価方法	---	58
4.6 ローカルマグニチュードおよび地震波エネルギー	---	60
4.7 微小地震活動の活発さを表す2つの指標 ー地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解 放率ー	---	64
4.8 本章のまとめ	---	66
第5章 数値シミュレーションの方法	---	68
5.1 はじめに	---	69
5.2 等方弾性体の仮定と弾性応力解析の妥当性	---	69
5.3 三次元変位くい違い法	---	70
5.3.1 三次元変位くい違い法の理論と基本解	---	70
5.3.2 変位くい違い法の定式化と計算方法	---	73
5.3.3 変位くい違いの回転成分を無視したことによる誤差	---	74
5.3.4 板状介在物の解析方法と計算精度	---	78
5.3.5 孤立した長壁式掘周辺の応力分布	---	83

5.3.6	炭層間の距離が小さい場合の近似解法	---	87
5.3.7	炭層内の面内応力の評価方法	---	89
5.4	破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法（その1）		
	－エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数－	---	91
5.4.1	エネルギー解放率	---	91
5.4.2	ひずみエネルギー解放率	---	92
5.4.3	体積余剰せん断応力指数	---	99
5.5	破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法（その2）		
	－最大せん断地震モーメント解放率－	---	99
5.5.1	岩盤要素の最大せん断地震モーメントの評価方法	---	100
5.5.2	炭層要素の最大せん断地震モーメントの評価方法	---	102
5.5.3	最大せん断地震モーメント解放率の定義と評価方法	---	105
5.6	本章のまとめ	---	106
第6章	幌内炭鉱の微小地震活動に関する事例		
	－計測結果と数値シミュレーション結果の比較－	---	108
6.1	はじめに	---	109
6.2	数値シミュレーションにあたっての諸仮定ならびに用いた諸定数	---	110
6.3	西部8片5上層・5層ロング	---	112
	6.3.1 計測結果	---	112
	6.3.2 数値シミュレーションの結果	---	120
6.4	中部8片5上層・5層ロング	---	129
	6.4.1 計測結果	---	129
	6.4.2 数値シミュレーションの結果	---	131
6.5	布引8片5上層・5層ロング	---	147
	6.5.1 計測結果	---	147
	6.5.2 数値シミュレーションの結果	---	149

6.6	西部9片5上層・5層ロング	---	162
6.6.1	計測結果	---	162
6.6.2	数値シミュレーションの結果	---	170
6.7	中部9片5上層・5層ロング	---	179
6.7.1	計測結果	---	179
6.7.2	数値シミュレーションの結果	---	188
6.8	布引9片5上層・5層ロング	---	194
6.8.1	計測結果	---	194
6.8.2	数値シミュレーションの結果	---	200
6.9	考察	---	210
6.9.1	観測システムの耐久性と性能について	---	210
6.9.2	採掘深度および採掘区域と微小地震活動の関係	---	211
6.10	本章のまとめ	---	212
第7章	三池炭鉱の微小地震活動と山はねに関する事例		
	－計測結果と数値シミュレーション結果の比較－	---	214
7.1	はじめに	---	215
7.2	微小地震活動と数値シミュレーション結果の比較	---	217
7.3	本章のまとめ	---	224
第8章	炭鉱の長壁式採における山はねの監視と予測	---	225
8.1	はじめに	---	226
8.2	微小地震活動に関する予測の正確さ	---	226
8.2.1	エネルギー解放率を用いた予測	---	226
8.2.2	ひずみエネルギー解放率を用いた予測	---	227
8.2.3	体積余剰せん断応力指数を用いた予測	---	227
8.2.4	最大せん断地震モーメント解放率を用いた予測	---	228
8.2.5	4つの指標の比較	---	228
8.3	微小地震活動に関する予測の限界	---	229

8.3.1	地層モデルに関する問題	---	229	
8.3.2	最大せん断地震モーメントの評価についての問題	---	230	
8.3.3	数値応力解析における要素分割数の問題	---	230	
8.4	長壁式切羽における炭壁圧出型の山はねの予測	---	231	
8.4.1	緩み域の大きさと山はねの危険性	---	231	
8.4.2	炭壁圧出型の山はねの予知方法	---	232	
8.5	微小地震活動や山はねに影響する要因	---	233	
8.5.1	採掘深度の影響	---	233	
8.5.2	払の幾何学的レイアウト	---	235	
8.5.3	払の前方と後方（払跡）で起る破壊の特徴	---	235	
8.6	微小地震計測と数値シミュレーションによる山はねの監視 と予測	---	236	
8.7	本章のまとめ	---	237	
第9章 結言			---	238
謝辞			---	242
参考文献			---	244
付録 無限弾性体中の正方形要素にくい違いが作用するとき 任意の点に生じる応力・変位の評価			---	251

第1章 序論

1. 1 鉾山における微小地震と山はね現象

鉾山の採掘現場では、古くから「山鳴り」や「岩鳴り」と呼ばれる岩盤の破壊に伴うと考えられる音の存在が知られている。これらは圧風を伴わない点で発破音と区別され、物体が変形・破壊するときに放出される弾性波動、すなわち、アコースティック・エミッション (acoustic emission、略して AE) の一種と考えられる。鉾山において AE を計測したのは Obert が最初といわれている²⁾。彼は、鉾柱を対象とした弾性波速度の計測実験中に、発振をしていないにも関わらず弾性波が受振されることを偶然発見した。

鉾山において観測される AE の内、弾性波の周波数帯域が低いもの (数 kHz 以下) は「微小地震 (microseismic event)」と呼ばれることがある³⁾。微小地震関連の文献には周波数帯域が与えられていない場合があり、常に周波数に基づいて AE と微小地震を区別するのは難しい。このため、本研究においては、便宜的に、数 10 m 以下の領域を対象とした計測で検出されるものを「AE」、一つの採掘区域全体や鉾山全域 (数 100 ~ 数 1,000 m の領域) を対象とした計測により検出されるものを「微小地震」と呼んで区別し、さらに、計測によらず、現場で音響として聞かれるものを「山鳴り」と呼ぶことにする。

地下の空洞掘削現場では、また、岩盤が急激に破壊し音響と共に岩片が作業空間に突出してくる「山はね」と呼ばれる現象の存在が知られている。

大清水トンネルは石英閃緑岩を主体とする堅硬な岩盤中に掘削されたが、玉ねぎ状の岩片が剝離し、作業空間に飛散する形態の山はねが発生した²⁾。発生部位は切羽面や切羽面近傍の周壁等の応力集中部に一致しており、地圧応力が破壊条件を満たした場合に山はねが発生したようである。関越トンネルが掘削された岩盤はホルンフェルスや石英閃緑岩から成り、小規模な断層やシームが 100 m に 1 ~ 2 本の頻度で観察された。当該トンネルにおける山はねも、切羽面で多く発生し、音響とともに岩盤にき裂が生じたり、最大数 ton 程度の岩片が飛散する現象を伴った³⁾。この場合、山はねの発生には、高い地圧に加えて、き裂やシームの存在も影響したようである。これらかぶりの大きな山岳トンネルで発生する山はねの被害については、ロックボルトで岩盤を補強し、金網、ナイロンネット等で岩片の飛散を防ぐことによって最小限に押える技術が開発されている。

深部化した金属鉾山における山はねは、硬岩中に設けられた坑道や切羽において発生し、側壁や天盤の急激な崩壊や踏前の激しい盤ぶくれ等の現象を伴い、近くにある採掘機械を損傷させる威力を持つものもある。この場合にも山はねは応力集中部で発生している。例えば、流紋岩質凝灰岩を母岩に持つ生野鉾山における山はね現場は、応力集中の大きい採掘跡の縁辺部であった⁴⁻⁷⁾。鉾山における山はねの発生機構については、自然地震の断層地震と同様、ダブルカップルモデルが用いられる場合が多い⁶⁻⁸⁾。

深部炭鉾の炭層内に設けた坑道や切羽で発生する山はねは、石炭の圧出や瞬

間的な盤ぶくれを伴い、しばしば、採掘機械の損傷や人的被害を引き起す⁹⁻¹²⁾。山はねの発生には、単に炭層が破壊条件を満たすだけでなく、上下盤からの過剰なエネルギーの供給が必要とされており、この条件は炭層の上下盤が厚く強い砂岩層の場合に満たされやすいといわれている¹³⁾。また、木村¹¹⁾は、これらに加えて、三池炭鉱における山はねの場合には、下位の炭層が厚い部位で多く発生すると指摘している。

菅原他¹⁴⁾は三池炭鉱において、山はねと同程度のエネルギーを有する微小地震が少なくないことを観測し、その経験から、「山はねと微小地震を明確に区別することはできず、両者の区別は作業空間に変状をもたらすか否かという点だけである」としている。このように、両者は密接に関係していると考えられる。

1. 2 山はねの予知に関する現状

山はねは損害を伴うことが多く、また、発生時に退避するのが困難な突発性の現象であるために、発生機構や予知についての研究は、地層制御の分野における重要課題の一つになっている。

地震における前震現象のように、ほとんどの場合、物体の主破壊の前には微小な破壊が現れる。これを検出することによって主破壊の部位や時刻を予知できる可能性があるが、実際に、山はねの発生前に山鳴りが感じられたという報告も数多くなされている^{4,9)}。

山鳴りは発生場所が近接していれば現場で聞くことができる。しかし、音響だけから発生部位や規模について正確に評価することは難しい。このため、山はねが頻発したり、山はねの経験を持つトンネル掘削現場や鉱山では、山はねの予知を目的として微小地震や AE 計測の導入がなされている^{3,15-17)}。

現在とほぼ同様の計測システムを用いて鉱山の微小地震の震源位置や規模を評価したのは Cook が最初で、南アフリカの深部化した金鉱山に 8 台の地震計を設置し、微小地震を観測した¹⁸⁾。そして、震源が水平面上で切羽面の前後 20 m 以内、垂直断面上では鉱床、あるいは、鉱床の 80 m 上位に弱面がある場合にはこれに集中していること、微小地震活動の活発さは採掘活動の活発さに対応していること、を明かにしている。

我国の炭鉱における微小地震の計測は、美唄炭鉱で発生した山はね¹⁰⁾を契機に、山はね予知を目的として磯部により開始された。空知炭鉱、奔別炭鉱、砂川炭鉱、幌内炭鉱での計測を通して、計測システムの開発がなされ、微小地震の震源位置や規模の評価方法、集中部位や活発さの推移と採掘活動との関係等に関する研究がなされた¹⁸⁾。また、これとは別に主にガス突出の予知を目的として、局所的な AE 計測も行われるようになった¹⁹⁾。

これらのうち、微小地震に関する研究では、微小地震の震源が切羽面の近傍にあることや、自然地震と同様に微小地震は規模が小さいものほど多く発生す

ること、また、微小地震が応力集中部位に頻発すること等の知見が得られている。鉾山における微小地震や AE に関する最新の研究成果は、文献 16、17 にみることができる。

山はねの予知につながるような微小地震関連の前兆現象に関しては次のようなものがある。

Brady and Leighton²⁰⁾ は、微小地震が一旦不活発になった後に山はねが発生する現象を Star Mine で観察し、微小地震の計測による山はねの予知のために有用であると提案した。Kaneko et al.¹²⁾ は三池炭鉾における山はねが微小地震活動の不活発な部位で生じていることに注目した。これは、Brady and Leighton と類似の知見といえる。板倉他¹⁹⁾も砂川炭鉾においてガス突出時の AE を計測し、Brady and Leighton と同様の前兆現象を得た。

これらの知見はもちろん有益であるが、経験則であり、理論的な裏付けが不足している。Langstaff²¹⁾ が示しているように、前兆現象が認められなかった例や、これとは逆に前兆現象が認められたのに山はねが発生しなかった例も多い。

しかしながら、微小地震の計測が有用なことは上述した既往の研究から明かであろう。そこで、長壁式払周辺で起る山はね監視を想定した微小地震の計測について考えてみる。

採掘域全体を対象とした微小地震の計測方法では、全体を監視下に置くことはできるが、震源の標定精度が大まかになり、小規模な事象の取りこぼしが生じうる。この場合には、前兆現象を正確に捉えることができない恐れがある。これを防ぐためには局所的な AE 計測と併用せざるを得ないが、これを多数の箇所で行うのは費用や労力の面で問題がある。いずれにしても上述したように、微小地震や AE の計測結果だけから前兆現象を捉え、これに基づいて山はねの発生を予測する方法は的中率が低く、したがって、現段階においては、計測だけで予測の目的が達成できるとは考えられない。

一方、山はねは岩盤の破壊現象であるから、応力解析によって破壊箇所を予測できる可能性がある。しかし、破壊条件を満たすことによって生起する現象は、山はねだけとは限らない。深部鉾山の切羽や坑道周囲の岩盤内では常に破壊が発生しており、その内の一つの破壊形態が山はねと考えられる。したがって、山はねの発生機構が完全に解明されているとはいえない現状の下では、その発生を応力解析だけに基づいて予測することも難しい。

1. 3 本研究の目的と方法

発生件数に比べて詳細な報告数が少ないことは山はねの研究を進める上で阻害要因の一つになっている。一方、微小地震は観測される事象数が多い。例えば、幌内炭鉾の事例では1つの採炭パネルの採掘時に 1,000 ~ 10,000 事象程度の微小地震が計測されている（第6章参照）。また、微小地震は山はねと同様に岩盤の破壊現象そのものとみなすことができるので、上述したように応力

解析の手法に基づいて、微小地震の集中箇所や活発さの消長について予測できる可能性がある。この場合の利点は、微小地震の観測事例数は圧倒的に多いので、予測方法の正確さを確認し、予測精度を向上させることが容易にできることである。

本研究では、上述した現状を踏まえて、微小地震活動を研究対象とし、その観測に基づく監視と、これと並行して、微小地震活動を数値解析に基づいて予測する方法の開発を進めることにした。このために、次に述べる2つの内容からなる研究を行い、目的を達成しようとした。

第一は、微小地震の信頼における測定方法の開発と測定事例の集積である。このために、北海道三笠市の北炭幌内炭鉱において、6事例・12ロングの採掘に伴う微小地震活動の観測を行った。当鉱は稼行深度に関してわが国では最深の記録を持つ炭鉱の一つであり、閉山時には地表下 1,265 m に達した。

幌内炭鉱の採掘空間の周辺では山鳴りが頻繁に聞かれ、山はねも一度発生している²⁾ (2.4節参照)。断層等の地質擾乱は周辺の炭鉱に比べて少なく、地質構造も比較的単純である。当炭鉱はこのような点から研究のサイトとして適していると考えられた。

当鉱における微小地震の計測は、(財)石炭技術研究所、北炭幌内炭鉱、北海道大学工学部資源開発工学科、室蘭工業大学工学部旧開発工学科の協力の下に1980年より本格的に開始され、1989年の閉山直後まで行われた。筆者は最後の6年間この研究グループに参加する機会があり、これが本研究を行う動機となった。

微小地震の震源や規模の正確な評価は以下で述べる数値シミュレーション法の精度を正しく評価するためにも重要である。ところが、幌内炭鉱の微小地震研究グループで従来用いられていた弾性波速度や微小地震の規模の評価方法は正確でない恐れがあった。このために研究の力点は、微小地震の震源位置、規模、消長を正確に評価するための解析方法の開発におかれた。

震源位置の評価精度は弾性波速度の評価精度に依存する。そこで、弾性波速度を各採掘区域毎に沿層発破のデータから評価する方法を開発した。この方法では特別に発破試験を行わずとも弾性波速度が評価できるので費用の点からも有益である。

微小地震の規模については筆者が新しく見いだした発震機構を基に評価し、従来から自然地震について用いられているローカルマグニチュード、地震波エネルギー、あるいは、筆者の開発による最大せん断地震モーメントによって表現する方法を開発した。

第二は、微小地震の集中部位や微小地震活動の消長を応力解析に基づいて予測する有効な方法の開発である。本研究の最大の力点はここに置かれた。このための数値モデルの基礎となる弾性応力解析方法として、間接法タイプの境界要素法の一つである三次元変位くい違い法(Displacement Discontinuity Method、DDM)を用いることにした。この方法自体は筆者の開発によるものでは

ないが、これの計算精度について詳しく検討し、炭層同志が近接しているときの採炭問題に応用する方法や炭層中の面内応力を評価する方法を新たに追加・研究した。

採炭活動を逐次的に進行させる毎に、対応する応力分布を求め、新たな破壊発生の有無を決定し、破壊の消長を表す 4 種類の物理量を評価する一連の解析手法を開発した。この解析を以下、数値シミュレーションと呼ぶことにする。なお、4 つの物理量のうち 2 つは筆者が開発したものである。

数値シミュレーションの精度を評価するために、幌内炭鉱の 12 の採炭パネルを対象にしてこれを実施し、微小地震活動の観測結果と比較した。比較に際しては、震源の集中部位や微小地震活動の規模・消長に注目した。

当鉱では、微小地震の観測期間中、山はねは発生しなかった。そこで、研究対象を、微小地震が観測され、かつ、その期間に山はねの起った三池炭鉱についても拡張し、数値シミュレーションを実施し、微小地震活動の観測結果と比較した。

本研究の目的は本来ならば山はねの監視と予測におくべきであるが、上述したように、山はねについては入手できる資料や観測できる事象が微小地震に比べて圧倒的に少ないために、直接の研究目標とすることは合理的でないと判断した。しかしながら、幌内炭鉱と三池炭鉱を対象とした微小地震活動の研究を通して、山はねの予測に有益と考えられるいくつかの知見が得られた。そこで、これらを基に、山はねの監視と予測の方法について考察し、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた深部炭鉱の山はねの監視と予測に関する提言を行うことで、研究の最終目標の一部を達成しようとした。

1. 4 関連した従来の研究と本研究の位置付け

微小地震の計測に関する既往の研究については 1. 2 節で簡単に述べた（詳しくは、佐藤¹⁵⁾に譲る）。ここでは、鉱山の微小地震の震源メカニズムや微小地震活動の数値シミュレーションに関する研究に限って従来の研究を概括し、本研究の位置付けを行う。

1. 4. 1 鉱山における微小地震の震源メカニズムに関する研究

採掘空洞周辺で発生する微小地震の震源メカニズムに関しては、従来、ダブルカップルモデル（破壊に伴う破断面のずれ運動）を仮定し、地震モーメントをスカラー量として求める試みがなされている（たとえば McGarr²²⁾）。

一方、Sato and Fujii²³⁾ は砂川炭鉱における断層際のガス突出に伴う微小地震の解釈に関して、ダブルカップルモデルを仮定せず、地震モーメントをその定義通り 2 階のテンソル量として求めている。そして、いくつかの例外を除いてダブルカップル型に近い地震モーメントテンソルを得、これを基にガス突出の原因を断層のずれ運動に帰着させて解釈している。同種の試みは Spottis-

woode も行っている²⁹⁾。

その後、Fujii and Sato²⁴⁾ は解の収束性を向上させるために、地震モーメントテンソルの主値の1つが0であるという仮定を設けた場合の解析を行っている。この方法は、幌内炭鉱における長壁式採炭に伴う微小地震、ならびに、前述の砂川炭鉱の微小地震に対して適用された。その結果、砂川炭鉱の微小地震に関しては、得られた地震モーメントテンソルが従来の値よりもさらにダブルカップル型に近い性質を示すことがわかった。ところが、幌内炭鉱の微小地震については、ダブルカップル型の地震モーメントテンソルは得られなかった。

幌内炭鉱の微小地震の特徴の一つとして、大部分の事象のP波初動極性が地表の全てのセンサーで引きであることが示されている²⁵⁾。この特徴はダブルカップル型とは矛盾している。Gibowicz⁸⁾ も非ダブルカップル型の事象を取り上げており、その存在は学会でも認められつつある。例えば、Wong and McGarr²⁶⁾ は全てのセンサーで引き波が生じた事例を幌内炭鉱の事例を含めて5つ挙げ、センサー数が不十分である等計測結果の質があまり良くないために、議論の余地は残るとしながらも、震源メカニズムとして collapse of a tabular cavity (偏平な空洞の崩壊) を提案している。

また、Ahoener²⁷⁾ は旧西ドイツの岩塩鉱山における山はねの事例を報告している。この山はねのマグニチュードは5～6で、震央から半径200 km以遠の90以上の測点において引き波が観測されている。この場合にも震源メカニズムとしてダブルカップル型の適用は難しく、山はねは多数の残塩柱の急激な破壊によってもたらされたと推論している。測定結果の質が高いために、今後の解析の進展が待たれる。

1. 4. 2 鉱山における微小地震活動の予測に関する研究

さて、微小地震に関する数値応力解析に基づく解釈は、南アフリカで精力的に行われている。Cool et al.²⁸⁾ は、南アフリカの深部化した金鉱山の山はねについて研究し、山はねの発生頻度と、数値解析によって計算したエネルギー解放率が略比例関係にあるとしている。ここでのエネルギー解放率とは、線形破壊力学における同名の物理量を流用したものである。そして、山はねの発生頻度を減少させるにはエネルギー解放率を減少させればよく、払跡充填が有効であると論じている。当該国では深部鉱山における採掘計画の立案時に、エネルギー解放率の解析が重要な指針となった。ただし、現在では、より良い指針を見いだすための試みもいくつか行われている。

McGarr and Wiebols²⁹⁾ は East Rand Proprietary の鉱山について、ある期間に発生した微小地震の地震モーメントの合計と volumetric closure との間が良い相関を見いだしている。ここで、volumetric closure はコンバーゼンスと剛性率および採掘された要素の面積の3者の積と定義される。

Ryder³⁰⁾ や Spottiswoode³¹⁾ は、excess shear stress (以後余剰せん断応力と訳し、ESS と略し使用する) と名付けた量に注目し、微小地震活動との

比較をしている。この余剰せん断応力とは、岩盤中の応力を Coulomb の破壊規準と比較したときに破壊規準を越えているせん断応力の余剰値である。彼等はこの量を変位くい違い法による計算結果から求めている。Ryder は断層周辺で発生する微小地震の挙動に注目し、余剰せん断応力の有効性を主張しているが、同文献中の結果をみる限りこの指標の有効性は見いだせない。

Spottiswoode³²⁾ は余剰せん断応力と volume excess shear stress (以後体積余剰せん断応力と訳し、VESS と略し使用する) の2つの指標を、断層が非常に少なく平板状の鉱床を持つ鉱山に応用している。体積余剰せん断応力とは、ある領域内において生じた余剰せん断応力の増加量を採掘開始から採掘終了まで累積した値である。9つの採掘区域について行った解析事例を基に、体積余剰せん断応力は地震モーメントの累積値の約 0.2 倍の値を示すことが明かにされている。

体積余剰せん断応力は、ある区域における全体的な微小地震活動を予測する指標の一つになり得る。しかしながら、余剰せん断応力と同様に物理的な意味が不明確であることが問題である。さらに、この指標と払の進行に伴う微小地震活動の活発さの推移や、微小地震の集中位置との関係については触れられておらず、これらについての検討が今後に残されている。

日本におけるこの分野の研究は、菅原他³³⁾、Kaneko et al.¹²⁾、および、筆者によってなされている。菅原他は三池炭鉱を対象に微小地震の計測結果とエネルギー解放率との関係付けを試みた。すなわち、ある期間に発生した微小地震の地震波エネルギーの合計をその期間の払の進行長で除し、これを無次元化した量(山鳴り強度係数と名付けられている)に着目し、これを払位置の関数として整理している。その結果、エネルギー解放率と山鳴り強度係数は比例せず、エネルギー解放率は山鳴り強度係数の最大値を支配しているだけであるという結論を得ている。また、同時に当該現場の断層が微小地震活動に影響を与えているという指摘もしている。

Kaneko et al. は同区域において山はねが発生したときのデータを示し、微小地震と山はねの関係について論じている。その中で、大きな地圧集中が予想されたにもかかわらず微小地震活動が活発でなかった部位で山はねが発生したことを指摘している。

筆者は幌内炭鉱の2事例について解析を行っている³⁴⁾。この場合、Cook et al. や菅原等が用いたエネルギー解放率と藤井が独自に定義したひずみエネルギー解放率が、微小地震の活発さと直接的な関係を持つ可能性がある量として採用された。

ここで、ひずみエネルギー解放率とは、ある期間に新たに破壊した岩盤における破壊前と破壊後のひずみエネルギーの差の合計を、その期間の払進行長で除した値として定義される(炭層の破壊は考慮されていない)。ひずみエネルギーは三次元変位くい違い法による弾性数値応力解析から評価し、微小地震の計測結果は地震波エネルギー解放率として整理している。この量は、ある期間

に発生した微小地震の地震波エネルギーの合計をその期間の払の進行長で除した値として定義される。菅原等が用いた山鳴り強度係数は、これを無次元化したものである。

地震波エネルギー解放率をエネルギー解放率、およびひずみエネルギー解放率と比較した結果、地震波エネルギー解放率とエネルギー解放率の間に相関関係はほとんど認められなかった。ひずみエネルギー解放率は地震波エネルギー解放率よりオーダーが4程度大きかったが、採掘に伴う増減の挙動は両者で類似していた。

この研究では以下の点が指摘できる。第一に、微小地震のマグニチュードの評価方法が不完全なことである。第二に、ひずみエネルギー解放率の計算精度、ならびに、微小地震の震源位置に関する考察が不足していることである。

その後、筆者は事例を1つ増やし (Ishijima et al.³⁵⁾、ひずみエネルギー解放率の計算精度について検討を加えた (藤井他³⁶⁾)。また、藤井他³⁷⁾は三池炭鉱の事例について、ひずみエネルギー解放率の解析を試みたが、良い結果は得られなかった。

藤井他³⁸⁾では南大夕張炭鉱の事例を対象に、炭層の破壊に注目した AE 活動の予測計算法を開発している。この研究で用いられた炭層の破壊規準は、最大主応力説に基づくもので正確ではないが、破壊した炭層要素の数と AE イベントとの間に良い相関関係を見いだしている。

以上の研究を踏まえて、Fujii and Ishijima³⁹⁾は微小地震活動の活発さを示す指標として最大せん断地震モーメント解放率と名付けた量を新たに採用し、1つの払の事例を対象に観測結果と計算結果を比較した。

最大せん断地震モーメント解放率は、ある期間に新たに破壊した岩盤から解放された最大せん断地震モーメントの合計を、その期間の払進行長で除した値として定義される。ここで、最大せん断地震モーメントとは、地震モーメントテンソルの最大非対角成分の値である。この最大せん断地震モーメント解放率は、微小地震の観測結果からも予測計算結果からも評価することができ、両者を直接比較することが可能である。

破壊規模の指標となるマグニチュードは、地震モーメントテンソルの解析に基づいて評価されている。また、破壊した岩盤要素の位置と微小地震の震源位置の関係についても考察が行われている。

Fujii and Ishijima⁴⁰⁾は、同じ事例についてエネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、最大せん断地震モーメント解放率を評価し、各指標の比較・検討を行って、4つの指標の中で最大せん断地震モーメント解放率が観測結果と最もよく一致することを見いだしている。ここで、体積余剰せん断応力指数とは、ある期間の体積余剰せん断応力をその期間の払進行長で除した値である。

1. 4. 3 本研究の位置付け

本研究は筆者が従来行ってきた微小地震に関する研究を発展させたものである。

微小地震の数値シミュレーションに関しては、変位くい違い法の解析結果から炭層の面内応力を評価する方法を新たに開発し、最大せん断地震モーメントの解析では炭層の破壊も考慮できるようにした。

解析事例数についても大幅に増やし、幌内炭鉱の 6 事例 12 ロング、三池炭鉱の 4 ロングについて予測計算を行い、予測方法の信頼性を高めるように努めた。炭層の破壊が考慮できるようになったために、三池炭鉱の事例を対象とした数値シミュレーションでは、従来に比べ観測結果との一致の程度が大幅に向上していることが確認された。

2 つの炭鉱の事例解析を通じて、山はねの発生条件について具体的な示唆が得られ、また、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの監視と予測に関する提言が導かれた。

1. 5 論文の構成

本論文では、1. 3 節で述べた研究の目的を達成するために実施した研究内容を、全 9 章にわたって述べる。

第 2 章では、観測の対象となった 2 つの深部炭鉱の地質的特徴や地圧現象について述べる。

第 3 章では、微小地震の観測方法について述べる。

第 4 章では、微小地震の観測結果を基に震源・規模を評価する方法について、微小地震の震源標定に必要な弾性波速度と、微小地震の激しさを表すための指標である地震モーメントテンソルの評価方法を中心に述べる。

第 5 章では、数値シミュレーションの基礎となる変位くい違い法による数値応力解析方法について、炭層同志が近接している採炭問題の解法や炭層の面内応力の評価方法を含めて述べる。また、微小地震の活動度や震源の集中位置を予測するための 4 つの指標を評価する方法について説明する。

第 6 章では、幌内炭鉱の 6 事例・12 ロングについて観測された微小地震活動について述べ、また、これと数値シミュレーションの結果を比較する。

第 7 章では、三池炭鉱における山はねが発生した 4 ロングの事例について、数値シミュレーションを行い、観測された微小地震活動と比較する。

第 8 章では、数値シミュレーションで用いた 4 つの指標を比較し、微小地震活動と数値シミュレーションを組み合わせて用いる山はねの予測法について考察する。また、微小地震活動や山はねに影響する要因を明かにした後で、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた深部炭鉱の山はねの監視と予測に関する提言を行う。

第 9 章では、本研究で得られた主な成果について述べる。

第2章 深部炭鉱における地圧現象

2. 1 はじめに

炭鉱の地層は、山岳トンネルや金属鉱山の地層とは構造的に異った特徴を有している。これを反映して、深部炭鉱では、特有の地圧現象が観察される。本章では、これらについて言及した後、研究の対象となった幌内炭鉱、三池炭鉱の地質や採掘条件、および、両炭鉱において観察された地圧現象について述べる。

2. 2 夾炭層岩盤の構造的特徴

諸外国の石炭鉱床は石炭紀に属するものが多いが、我国の石炭鉱床は主に古第三紀に属し、通常厚さ 5 m 以下の板状構造を呈している。

炭層を胚胎する地層は夾炭層と呼ばれ、石炭、砂岩、頁岩等の堆積岩の互層となっている。地層が若いために岩盤の強度は諸外国の炭鉱に比べるとやや小さめであり、単軸圧縮強度が数 10 MPa ~ 100 MPa 程度の中硬岩に分類される。石炭の単軸圧縮強度は 10 数 MPa ~ 数 10 MPa で、上下盤より強度が小さい。夾炭層岩盤の力学的な特徴は、比較的弱い偏平な石炭鉱床が強度の比較的大きい互層をなす構造を有する上下盤に挟まれていることである。

実験室規模の供試体を用いた試験結果によると層間強度は健全な岩石の数分の 1 程度である⁴¹⁾。このため変形係数や弾性波速度にも異方性がみられる。変形係数については、旧砂川炭鉱の海面下 250 m で実施された平板載荷試験において、やや緩んでいる部位で約 2 倍⁴²⁾、健全な部位で 1.3 倍⁴³⁾の異方性がみられた。これは、空洞近傍の局所的な応力分布の評価には、異方性を考慮した方が精度よく行えること、および、空洞を含む大きな領域の解析には、異方性を考慮しなくともある程度精度よく応力分布を評価可能なことを示唆しているものと考えられる。

同現場で採取された砂岩コアの弾性波速度は自然含水状態で 15 % の異方性を示した。幌内炭鉱において、沿層発破のデータを用いて評価された弾性波速度には、10 ~ 20 % のばら付きが認められた(4. 3. 3 項参照)。

2. 3 深部炭鉱で発生する地圧現象

我国における炭鉱の採炭区域は比較的狭いにもかかわらず、平均的な炭層傾斜が大きく、旧西ドイツと同様、炭鉱の深部化が進む条件を持っている。深部化は 1965 ~ 1980 年に急速に進んだが、現在は諸事情から頭打ちになっている。採炭現場の深部化に伴って、空洞の開さくに際して様々な地圧現象が観察されるようになった。

炭層を採掘するとその後ろに偏平な空洞(払跡)が形成され、縁辺部にはトンネルや坑道よりも大きな応力集中が生じる。この結果、払面(採炭対象の炭

壁) 前方、あるいは、採掘側面の炭層や岩盤では、破壊が生じ山鳴りが感じられる。はなはだしい場合には、山はねが発生する場合もある。

長壁式機械化採炭法が採用された払では、払跡は充てんせず放置するのが普通である。払跡は、この中で起る層間剥離や天盤の崩落といった破壊現象に伴う崩落ずりにより充てんされ、崩落ずりは圧密される。Peng and Chiang の文献⁴⁴⁾にはこの事例が示されている(図 2.1)。また、切羽からその前方の最大地圧が生じる位置までの範囲を炭層内の緩み域と考えた場合、稼行丈の 0.5 ~ 2.3 倍までの範囲が緩んでいることを示している(図 2.2)。

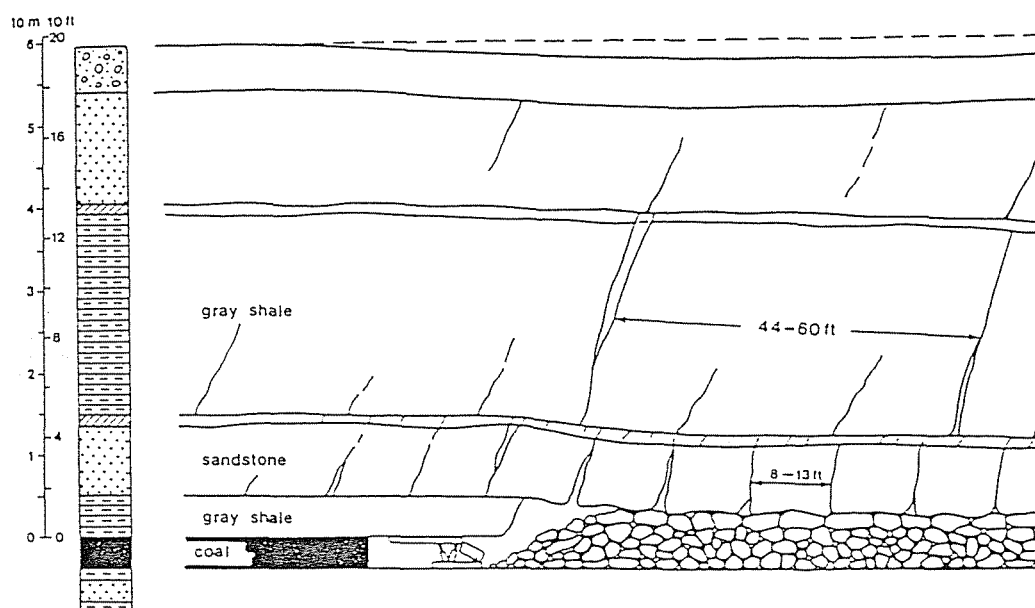


図 2. 1 Lower Kittanning 層の天盤挙動に関する断面模式図⁴⁴⁾

Whittaker and Reddish の文献⁴⁵⁾に掲載されている切羽部分を実際に切断して撮影した写真(図 2.3)では、切羽前方の岩盤に生じた破壊が認められる。なお、炭層部の破壊の有無は画像が不明瞭なため確認できないが、切羽近傍で破壊が発生していることは間違いないと想像される。

沿層坑道は無支保では自立できないが、岩石坑道でも多くの場合、支保を必要とする。周囲が採掘されるにつれて、坑道には大きな応力集中がもたらされるので、著しい狭小化が観察されることが多い。

これらの実情は、深部化した炭鉱の空洞周辺岩盤では、岩石強度に対し地圧が相対的に大きく、程度の差こそあれ必ず破壊が生じることを示している。深部炭鉱で多くの微小地震が発生している背景はここにある。

2. 4 幌内炭鉱の地質と地圧現象

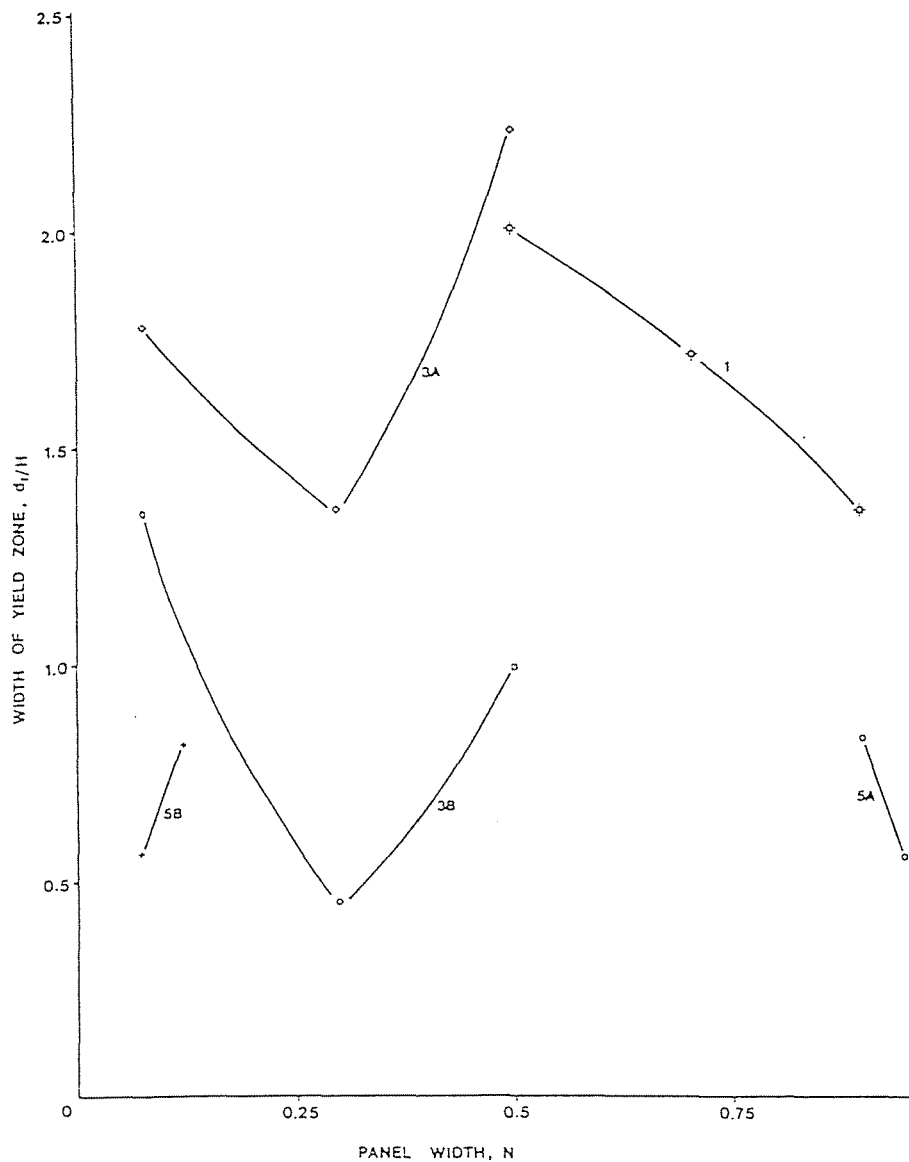


図 2 . 2 切羽面の奥に発達した炭層内の破壊域⁽⁴⁴⁾。d_r は破壊域の奥行き、H は稜行文、N = x/y、x は肩坑道からの距離、y は払面長、1: Valley Comp No.3 Mine (かぶり 263 m)、3: Old Ben No.24 Mine (かぶり 186 m)、5: York Canyon Mine (かぶり 120 m)

幾春別川沿岸の平地に位置している幌内炭鉱の鉱区は夕張炭田の北端を占め、幾春別炭田と呼ばれる区域に属している。

当該鉱区では、基盤の白亜紀層を古第三紀石狩層群が覆い、さらに、これを幌内層群が被覆している。夕張炭田の石狩層群は5層から成っているが、この区域では幾春別層だけが発達している。幌内層は緻密な泥岩層で、約 1,800 m の厚さがあり、幾春別層のキャップロックとなっている。このため坑内では地

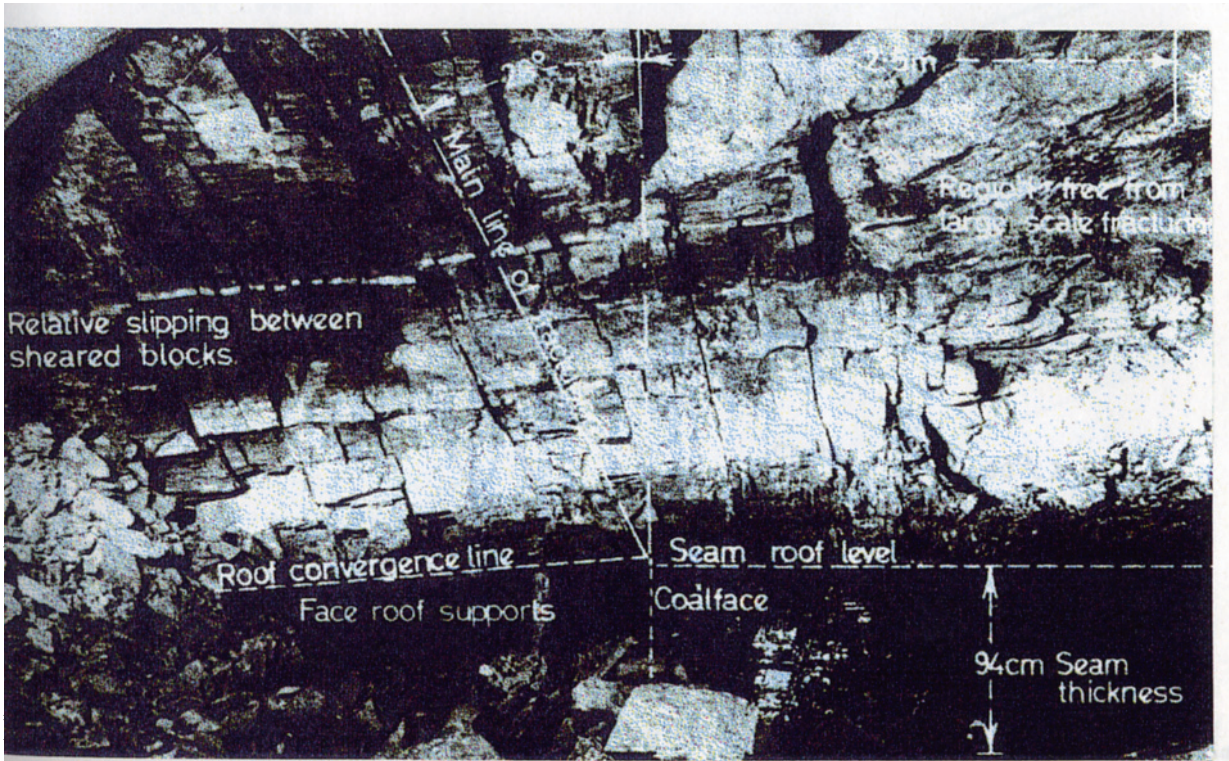


図 2. 3 ある長壁式切羽の断面写真⁴⁵⁾ (かぶり 600 m)

表水の進入が少ない。

幾春別の東方に、石狩炭田の背梁となっている幾春別背斜があり、この区域では略北東-南西の走向となっている。この北側にこれと平行して幌内背斜がある。幌内背斜の北東側の延長は奔別付近で幾春別向斜中に沈んでおり、南西側の延長は幌内断層のため明かにされていない。計測時に稼行していた幌内背斜の北翼の傾斜は、中央部で 20 ~ 30° 位である。

幌内炭鉱周辺では南西部の幌内断層、北東部の新幌内断層が主要な断層である。走向 3 km の稼行区域は 4 つの断層によって 3 つのブロックに分けられている。この 4 つの断層は北から北部断層、布引断層、養老断層、常盤断層と呼ばれ、3 つの採掘区域は北から布引区域、中部区域、西部区域と呼ばれている (図 2.4)。

幾春別層は層厚約 300 m で 10 数枚の炭層を持っているが、このうち、炭丈が 0.8 ~ 2.6 m の 5 上層、5 層、4 上層、4 層、3 層、1 層が稼行対象となった (図 2.5)。5 上層と 5 層、あるいは、4 上層と 4 層の層間距離は約 8 m である。

幌内炭については福田⁴⁶⁾が単軸および三軸試験を行っている。これによると

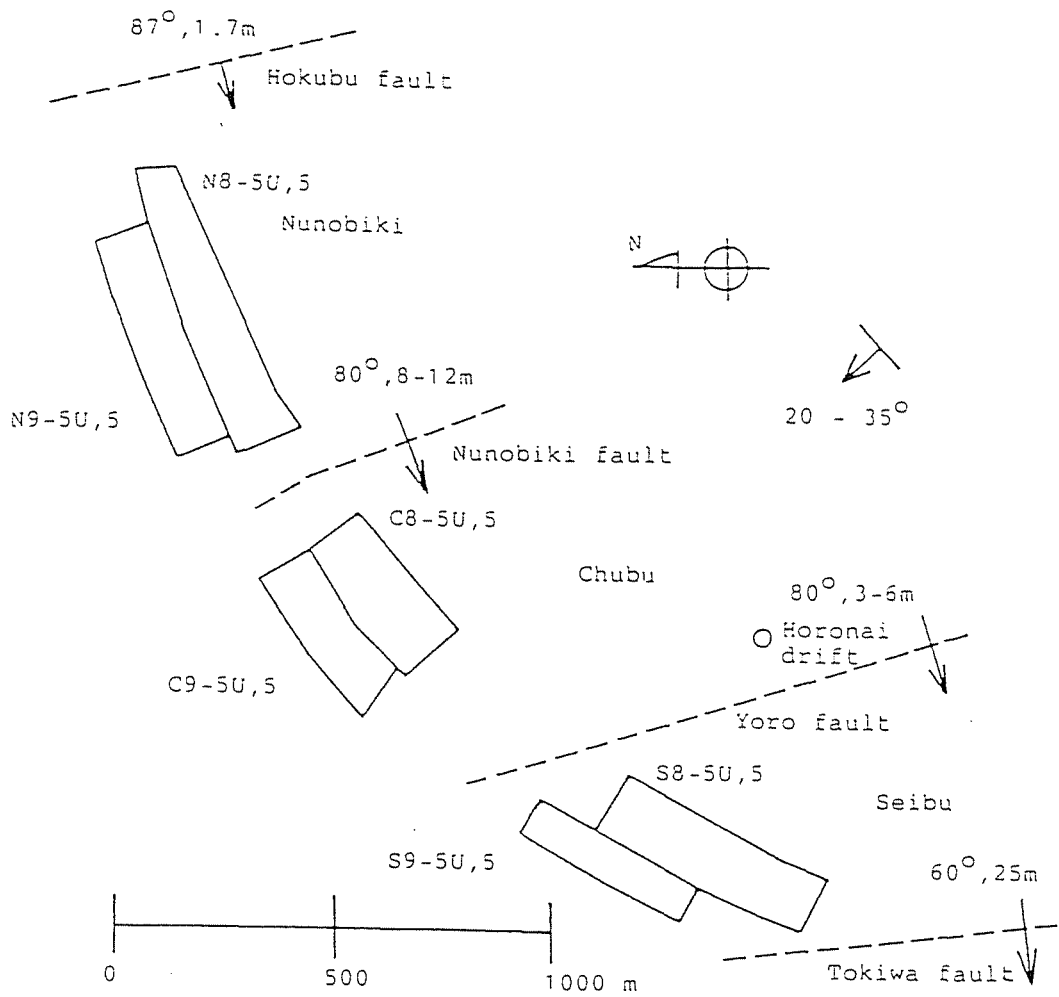


図 2. 4 研究の対象とした採炭切羽

幌内炭の変形特性は単軸下では基本的にクラス I に分類されるが、破壊後でもしばしば大音響と共に急激な応力低下を示す。三軸下では stick-slip 挙動⁴⁷⁾を示す。破壊条件は、

$$\tau = 21 + \sigma \tan 23.5^\circ \quad (2.1)$$

あるいは、

$$\tau = 6.4 \sigma^{0.52} \quad (2.2)$$

と表される。ここで、 τ はせん断応力 (MPa)、 σ は直応力 (MPa) である。

炭層の上下盤は主に砂岩、頁岩、炭質頁岩の互層からなるが、一部には含灰

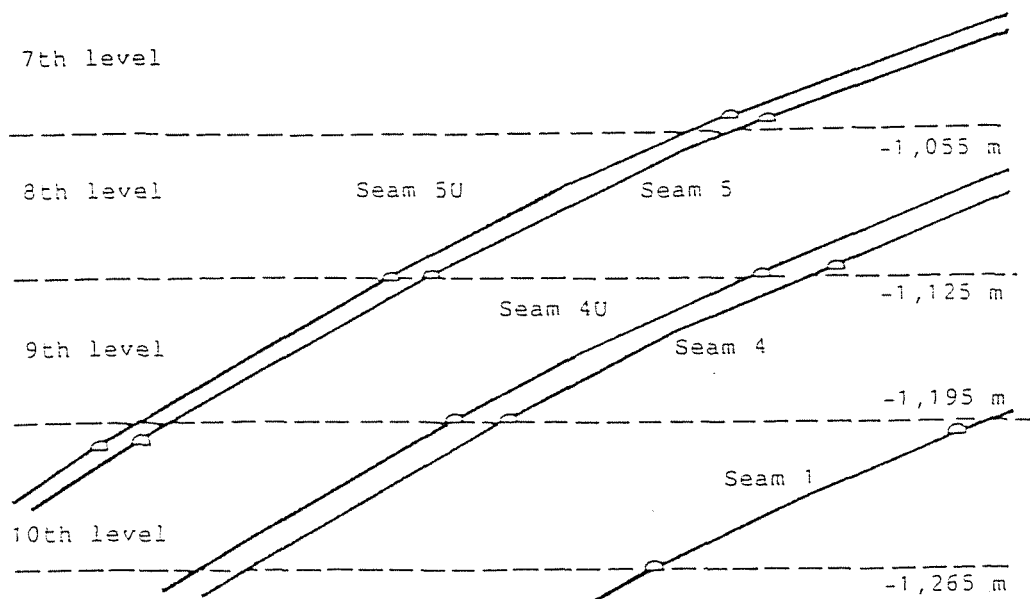


図 2. 5 模式断面図（幌内炭鉱）

層と呼ばれる破碎した炭質頁岩の薄層もある。乾燥状態における砂岩の単軸圧縮強度は約 60 MPa である。頁岩の強度は含水率に敏感であり、気乾状態では砂岩に匹敵する強度を有するものもあるが、水中に放置すると自然に崩壊する場合が多い。

幌内地区の露頭炭の発見は明治元年に遡り、明治 12 年には国営の採掘活動が開始された。昭和 50 年にガス爆発災害が発生し、坑内注水により水没した。その後、生産を再開したが、第 8 次石炭政策により、平成 1 年に閉山を迎えた。閉山直前の採掘深度は 1,265 m に達していた。

計測期間中は専ら片盤向長壁法が採用され、自走枠・ドラムカッターによる機械化総バラシ採炭が実施されていた。切羽面長は 150 ～ 200 m、傾斜は 20 ～ 35°、深度は約 1,055 ～ 1,265 m であった。

計測の対象となった採掘切羽は採掘順に、

- (1) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング
- (2) 中部 8 片 5 上層・5 層ロング
- (3) 布引 8 片 5 上層・5 層ロング
- (4) 西部 9 片 5 上層・5 層ロング
- (5) 中部 9 片 5 上層・5 層ロング
- (6) 布引 9 片 5 上層・5 層ロング

である（長壁式採炭法で稼行される1つの採炭現場はロングと呼称され、地区、深度、炭層名により区別される）。

当該炭鉱では他の深部炭鉱と同様に、坑道の狭小化が観察され⁴⁸⁻⁵⁰⁾、採掘切羽の周囲では山鳴りがしばしば感じられた。また、限定された区域で特定の砂岩層を坑道掘削するときに、鱗辺状の破片を伴う異常破碎と呼ばれる砂岩の突出現象がしばしば発生したが、ガス突出は起らなかった。

深部採炭区域では、山鳴りが頻発した。本研究における計測期間中、筆者は一年に数回の割合で入坑した。その経験によると、採掘現場の近くでは、一時間に数回の頻度で「ズン」というような山鳴りが聞かれた。音質は鈍く響くようであり、岩盤内部から発生しているように感じられた。第6章で詳しく述べるが、微小地震の計測結果によると、これらの震源は、払面近傍に位置していた。注目すべきことに、このように山鳴りが多数発生したにも関わらず、この期間内に山はねの発生はなかった。

地表の立坑近傍でも、一週間に1回程度、突き上げられるような震動を感じた。これらの震度は2～3に相当するが、継続時間は短く、1秒程度で震動はおさまった。微小地震の計測結果によるとこれらの震源は保安炭柱近傍に集中していた。

山はねは一件だけ報告されており⁹⁾、かぶりが915mの西部6片3層ロングで1975年8月2日に発生し、2名が罹災した（死亡1名、重傷1名）。

当該現場では、大きな音とともに炭壁が張り出す現象が日常的に発生していた。山はね発生前の7月22日と26日に、各一回づつ切羽面上部で山鳴りの発生があったと報告されている。7月26日の山鳴りの際には負傷者も出ている。これらは小規模な山はねに分類して然るべきであろうが、幌内炭鉱では、軽度の災害を伴う場合でも単に「山鳴り」、山鳴りが急激な炭壁の張り出し現象を伴う場合には「放圧現象」と呼んでいたことを付記しておく。放圧現象の際には、天盤や下盤際の薄い岩盤層や含灰層が圧碎されて粉状になり、ここに隙間の形成がみられた。

面長208m、稼行文2.3mの当該払では、前進式長壁採炭法が採用されており、山はね発生時に払面は始発部から148m進行していた。傾斜18°の3番層の上下盤は砂岩、頁岩、炭質頁岩の互層になっており、特に天盤の砂岩層が6.7mの厚さを持っていることが注目される（表2.1参照）。この砂岩は硬かったといわれている。炭層自体も、光沢が少なく岩石の挟みを有しているため、硬い部類に属すると想像される。当該採炭パネルの幾何学的特徴は、肩坑道上部の旧坑（西部5片3層ロング）との間に約20mの保安炭柱を残しながら採炭したことである（図2.6）。

現場では、前述の2回の山鳴りが、保安炭柱に生じた応力集中に起因するものと考え、無炭柱採炭に転換するために、始発部から140m付近において26日3番方から切羽準備昇の掘進に着手し、約18.8m掘進して、30日、旧坑に縫着した。その後、切羽面長を約208mに変更し、自走枠より上部の約28.7

表 2. 1 幌内炭鉱の 3 番層とその上下盤の岩種と層厚 (m)⁹⁾

	砂岩	3.7
上盤	頁岩	3.0
	砂岩	6.7
3 番層	炭層	2.0
	砂岩	1.9
下盤	炭質頁岩	0.5
	砂岩	6.3

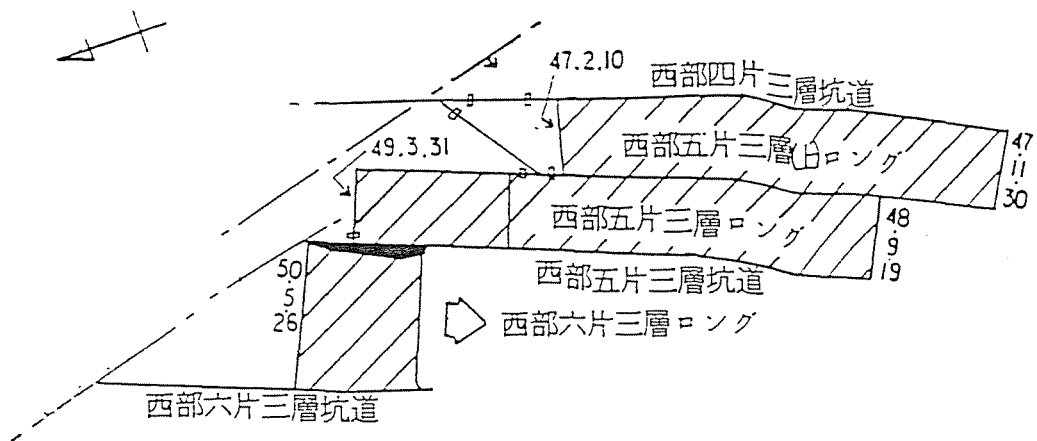


図 2. 6 西部 6 片 3 層 ロング 周辺 の 採 掘 レイ ア ウ ト⁹⁾

m の区間は鉄柱・カッペにより支保し採掘を続けた (図 2.7)。

災害当日、上部ステーブルから約 7 m までカッターにより上り採炭した時に、ドーンという音と同時に上部ステーブルから下部に向かって約 8 m 間の切羽面炭壁が倒壊した。これに伴い、トラフが折れ曲がり、この場所に居合わせた 2 名が罹災した (図 2.8)。負傷した作業員は「ドーンという大きな音とともに、跡山側へ飛ばされた」と報告している。別の数人の作業員も音響について言及し、さらに「発破とは異なり圧風がなかった」ことを指摘している。なお、上記事例のように長壁式切羽で起き、炭壁の一部が突然圧出する破壊現象を、ここでは、炭壁圧出型の山はね (図 2.9) と呼ぶことにする。

山はね発生後、跡バラシ天盤発破、炭壁への緩めボーリング等の対策を施しながら採炭が継続されたが、3 番層の採掘は、この切羽の終掘以降放棄されて

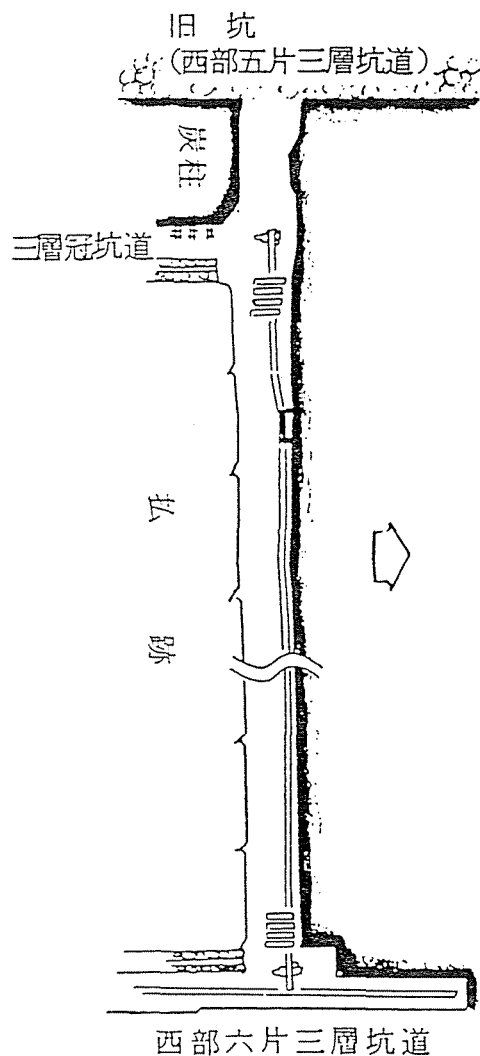


図 2. 7 山はね発生現場周辺の坑内図⁹⁾

いる。

2. 5 三池炭鉱の地質と地圧現象

三池炭鉱の稼行炭層は層間距離約 60 m の上層と本層の 2 枚で、幌内炭鉱と同様に機械化長壁式採炭法が採用されている。本層は厚いのでスライシング採炭法（採掘を上段、下段に分け、金網等を布設しながら上段の採掘を最初行い、その後を下段の採掘が追いかける方法）が用いられている。研究の対象となった払の採掘深度は 600 m 程度で、幌内炭鉱の深度の約 1/2 である。当該払周辺の地層の特徴は、炭層が、厚く強度の大きな砂岩層で挟まれていることで、採掘跡の維持が良く（払跡天盤の崩落が悪く）、その中でキャッチボールがで

きるといわれた程である（高畑稔、1986、私信）。

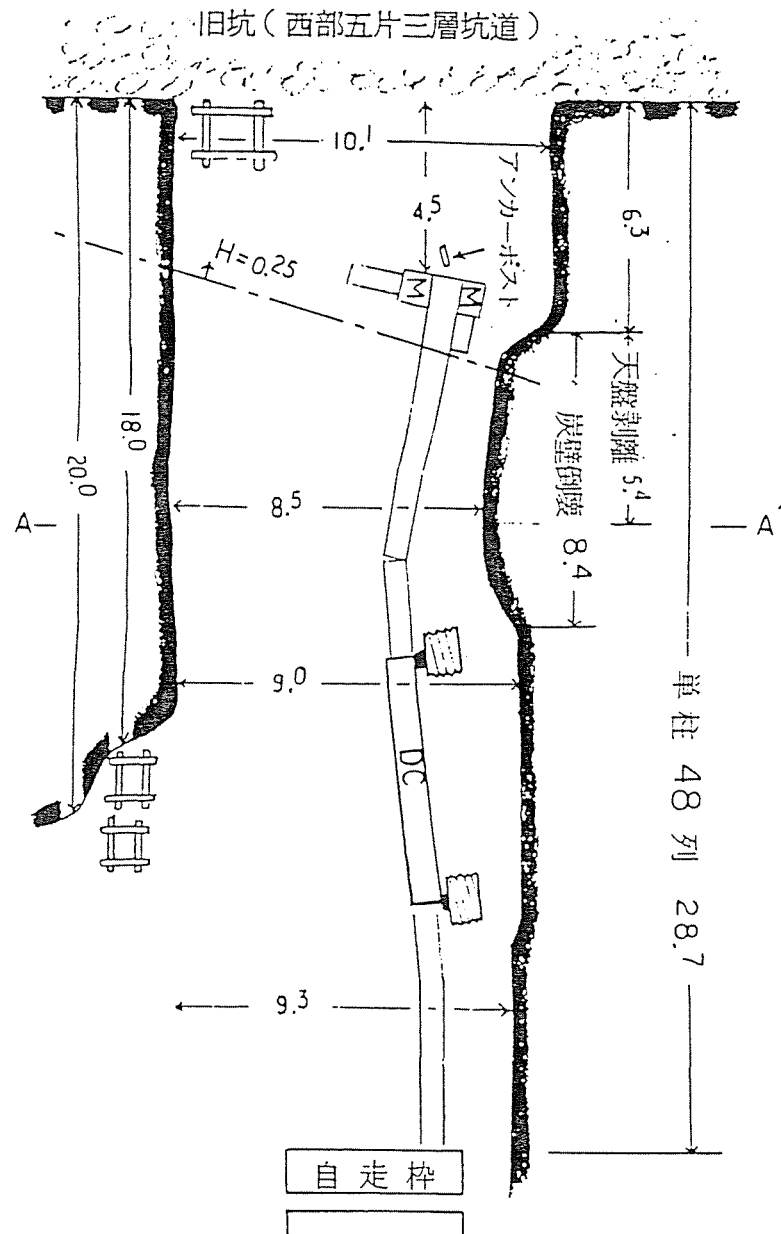


図 2. 8 山はね発生現場の状況⁹⁾

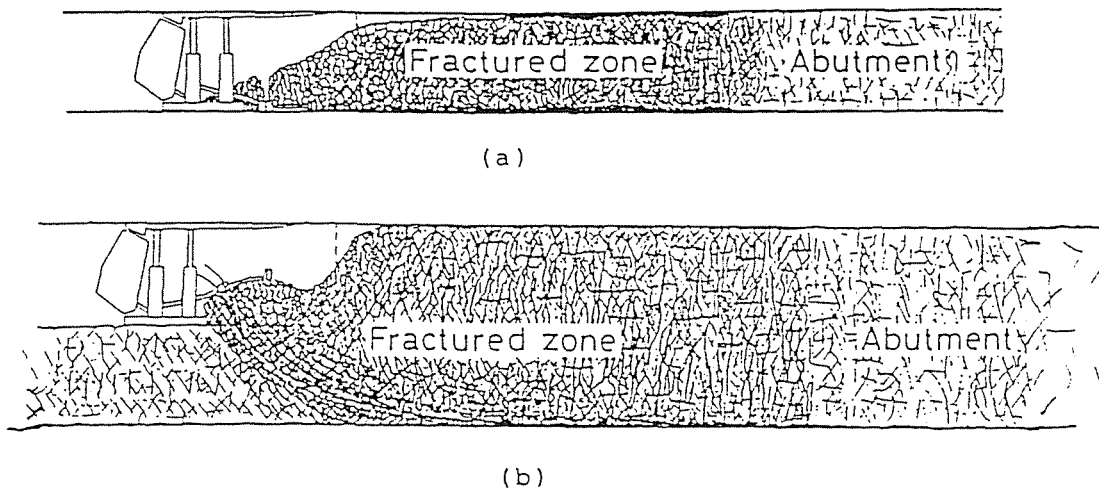


図 2. 9 三池炭鉱における山はねの模式断面図¹²⁾。(a)上層の場合、(b)本層の上段採掘の場合

岩盤はほとんどが砂岩から構成され、乾燥状態の単軸圧縮強度は 76 ~ 103 MPa (湿潤状態で 27 ~ 61 MPa)、圧裂引張強度は 6 ~ 8 MPa (湿潤状態で 3 ~ 4 MPa) である⁵¹⁾。

本払でも他の深部炭鉱と同様に、坑道の狭小化が生じていた。また、山鳴りが聞かれ、炭壁の返りのような山はねに類似した現象がしばしば発生した。山鳴りの頻度は小規模なもの(パカンという音)が1時間に1回程度、大規模なもの(ドーンという音)が1日に1回程度の頻度で聞かれた(金子勝比古、1994、私信)。作業員の報告によれば、これらは切羽の前方の炭層から生じているように聞こえた。採掘区域の深部化に伴い山はねが頻発したので、現在は浅部(かぶり 400 m 程度)で上層のみを対象として採掘を行っている。

木村¹¹⁾、Kaneko et al.¹²⁾によると、山はねの形態は、上下岩盤の破壊を伴わずに、鉛直に自立した切羽面の炭壁が突然大音響と共に破壊・圧出する、いわゆる炭壁圧出型である(図 2.9)。圧出した石炭の大部分は細粒状であったが、粒径 30 cm 程度の石炭塊も少量含まれていた。山はね発生後の観察によると、払面前方の炭層の破壊域の深さは稼行丈よりも大きく、天盤際には最大 6 m の奥行を持つ空洞が生じ、この部分の石炭は摩擦されて表面が赤褐色を呈していた。破壊域の切羽面方向の幅は最大 60 m であった。

山はねはコールカッターによる炭層の切削や、切羽前方炭層を発破によって緩めた直後に多く発生した。この他、自走シールド枠移動時にも少数発生した。これらは、切羽付近で地圧変化のあった時に山はねが多く発生したことを示している。地圧の変化が生じた後、時間の経過と共に発生頻度は低下した。

2. 6 本章のまとめ

本章では、夾炭層岩盤の構造的特徴に言及し、研究の対象となった幌内炭鉱、三池炭鉱の地質や採炭状況、および、両炭鉱における山鳴りの状況や過去に経験された山はねの状況について述べた。主な内容を箇条書に示すと次のようになる。

- (1) 夾炭層岩盤の構造的特徴は、比較的弱い偏平な鉱床が比較的強度の大きい多層構造をなした上下盤に挟まれていることである。層間強度は健全な岩石に比べて小さいが、地山状態における岩盤の変形係数や弾性波速度に関する異方性は意外に小さいことを指摘した。
- (2) 幌内炭鉱の6片の現場では、山鳴りの発生頻度は少ないものの、炭壁圧出型の山はねが発生した。8片や9片では山鳴りの発生頻度が増加したが、山はねの発生は皆無であった。
- (3) 採掘深度が幌内炭鉱8片・9片の約半分の三池炭鉱の採掘現場では、炭壁圧出型の山はねが頻発した。

第3章 微小地震の計測システム

3. 1 はじめに

炭鉱における微小地震はしばしば短時間に多数発生する。また、震源の大部分は岩盤や炭層の内部に分布しているので、ほとんどの場合、肉眼で観察することができない。したがって、微小地震の計測には自然地震と同様に、予想される震源を震動センサーで取り囲み、測定・記録した震動データから震源位置や規模を推定する方法が用いられる。

計測システムについても自然地震の場合と類似している点が多いが、計測の対象となる領域の寸法が小さく、震動の周波数帯域が高いためにいくつか異なる点もある。ここでは、微小地震の計測システムについて概説した後、幌内炭鉱と三池炭鉱の計測システムについて述べる。

3. 2 微小地震の計測システム

微小地震の計測システムは震動の受感部、伝送部、記録部で構成される。

震動を受感するセンサーとしては、以下に述べる理由により、周波数帯域 10 kHz 以下の速度型や加速度型のものが用いられる。すなわち、速度や加速度は変位を時間で微分したものであるため、これらの時間軸上の初動の立上りは変位に比べて鋭く明瞭である。したがって、震源位置の評価に用いられる初動時刻を正確に読み取ることができ、それだけ震源標定の正確さが増す。

炭鉱における微小地震を計測するためのセンサーの配置方法は、設置場所の深度の観点から、地表だけ、坑内だけ、地表と坑内の両方の3つに分類される。

三池炭鉱の場合には、観測対象となった採炭パネルが海底下にあったために、坑内のみに配置せざるを得なかった。一方、幌内炭鉱の場合には、センサーは地表と坑内の両方に配置された。微小地震の計測においては、震源を立体的に取り囲むようにセンサーを配置し、さらに払近傍にいくつかのセンサーを配置することが、震源標定の正確さを増す上で有効であるといわれている (Niewiadomski, 1987, personal communication)。したがって、幌内炭鉱の計測網は、三池炭鉱のものよりも、震源標定の精度の観点から優れているといえる。

地表に配置したセンサーで捉えた震動は高周波成分が減衰していることがあるが、この場合は震源パラメーターの評価に不都合が生じる。また、道路・工場等が近くにある場合には、これらから生じるノイズが信号に混入する可能性がある。

震源の近くに設置した坑内のセンサーで捉えた震動には、震源パラメーターの情報が豊富に含まれている。ただし、坑内の諸作業がしばしばノイズ源になるので注意が必要である。

地熱開発の分野では、微小地震の計測のために、地表から穿孔した下向きボアホール中にセンサーを埋設する方法がしばしば採用される⁵²⁾。この方法は費

用やメンテナンスの面で難点があるものの、種々のノイズを低減する意味では有効と思われる。

センサーで捉えた信号の伝送には電話回線、専用線、無線等が用いられるが、なるべくノイズやトラブルの少ない伝送方法を用いることが肝要である。

記録部は通常、アンプ、AD コンバーター、トリガー装置、CPU、磁気テープやハードディスク等の記録装置から構成される。適切な周波数帯域と振幅に調整された信号は、AD 変換され、常にリング状のメモリーに書き込まれる。震動の振幅が所定のしきい値に達したとき、トリガー装置はトリガー信号を出力し、その時刻の前後数 100 msec ~ 1 sec 程度の間のデータが磁気テープやハードディスクに記録される。計測は常に継続されていることが望ましいが、実際には磁気テープやハードディスクの読取作業中の短時間だけ、計測が中断される方式になっている場合が多い。

微小地震の計測では、計測システムの周波数帯域が十分に広く、数 Hz ~ 1,000 Hz 程度になっていることが望まれる。その理由は、高周波成分が計測できない場合には初動到達時刻の読取精度が悪く、正確な震源標定が行えず、これに付随して規模の評価もあいまいになってしまうからである。また、震動のフーリエスペクトルから震源の寸法を推定することもできるが、このためには数 100 ~ 1,000 Hz 程度の高周波成分を正確に計測することが必要である。逆に、地表のセンサーの低周波数帯域の利得が低すぎる場合には、捉えられた微小地震の信号レベルが小さく、良好な計測ができない恐れがある。

しかしながら、高周波側の測定限界を大きくすると、データの量が多くなるので、大きな記録スペースが必要となり、解析時間も増大する。したがって、ある程度広帯域のシステムを使用した予備試験で震動の周波数を把握し、適切な周波数帯域のシステムを再構築した後、本格的な運用を始めることが望ましい。

3. 3 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システムならびに震源パラメーター解析の可能性と限界

3. 3. 1 幌内炭鉱と三池炭鉱における計測システム

幌内炭鉱で使用した計測システムは地表下 1,000 ~ 1,300 m の採掘切羽周辺を震源とする微小地震活動の観測を対象とした。同システムは、幌内炭鉱の協力の下に、(財)石炭技術研究所、北海道大学工学部資源開発工学科、室蘭工業大学工学部旧開発工学科が共同で設置したものである。

計測システムを図 3.1 に示す。用いた東京測振社製の上下動速度型センサー(形式 QST-112B)の固有周波数は 3 Hz、減衰定数は 0.7 なので、周波数特性は 10 ~ 200 Hz の範囲で平坦である(図 3.2 参照)。合計 10 個のセンサーは図 3.3 に示すように、2 ~ 4 個が計測対象とする払の近傍の坑道の床面に、残りが地表に配置された。地表の場合は表土、坑内の場合は浮き石を取

り除いた後にモルタルを流し込んで土台を作成し、これの上にセンサーを設置した。

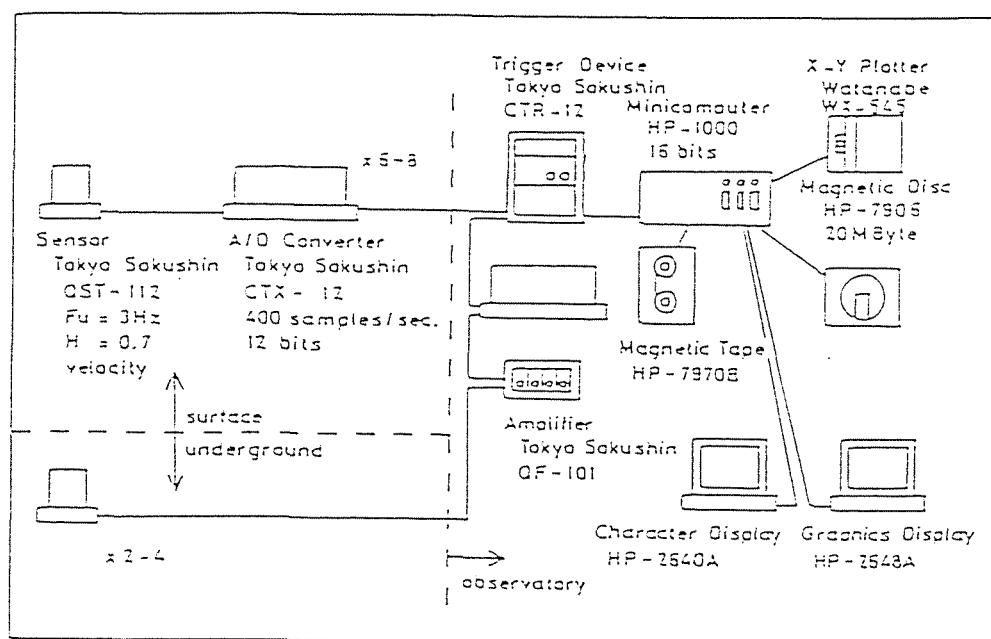


図3. 1 計測システムのブロック図

採用したセンサー網には払近傍に設置したセンサーも含まれているので、地表のセンサーのみから成る配置網よりも震源標定の正確さが増すと考えられる。なお、観測対象とする払の変更に伴いセンサー位置も随時移動させた。

坑内に設置されたセンサーの出力は観測所まで専用ケーブルによりアナログ伝送され、フィルターを内蔵したアンプによって増幅された後、A/D 変換される。フィルターはカットオフ周波数 100 Hz のローパスフィルターを用いた。フルスケールについては、当初 0.1 mm/sec としたが、波形がしばしばスケールオーバーすることがわかったので、フルスケールを 0.3 mm/sec にした。その後、さらに、1 mm/sec に変更した。

地表に設置されたセンサーの出力は、センサーに直結された A/D コンバーターにより A/D 変換された後、観測所までデジタル伝送される。フルスケールは 0.1 mm/sec としたが、全観測事象の 1% 前後は波形がスケールオーバーした。

A/D コンバーターの規格は、地表・観測所内共にサンプリング周波数 400 Hz、分解能 12 bit である。A/D 変換された信号は分岐させ、一方はミニコンピューター (HP-1000E) に接続し、他方はトリガー装置に入力する。トリガー装置では、最大 3 チャンネルまでの信号について、それぞれ所定のしきい値を越えたかどうか判別する。3つの判別結果の論理和、あるいは、論理積がトリ

ガー信号として CPU に入力される。

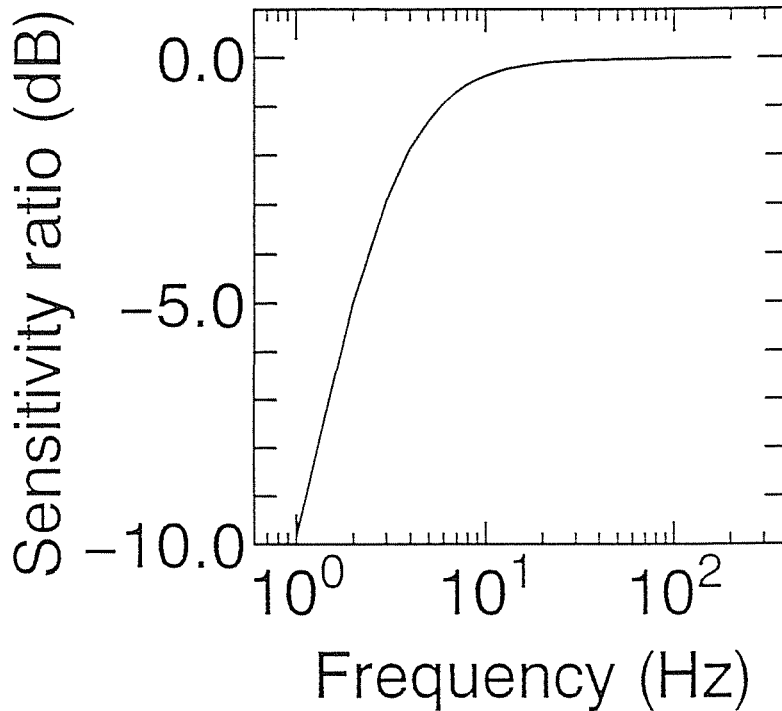


図 3. 2 用いたセンサーの周波数特性

雑音によるデータ取り込みプログラムの作動を防ぐために、トリガー装置には雑音の少ない CH を選んで入力した。しきい値は、微小地震の取りこぼしが少なくなるように、なるべく小さな値にすることが望ましい。その大きさは、雑音のレベルに応じて 0.01 ~ 0.03 mm/sec の範囲で適宜調節した。

トリガー信号が入力されるとデータ取り込みのプログラムが作動し、各チャンネルについてトリガー時刻の 0.5 秒前から 1.0 秒後までの 1.5 秒間の 600 words 分のデータ、および、トリガー時刻が磁気テープに記録される。

海底炭鉱である三池炭鉱の観測網を構成する 12 個の地震計は全て坑内に設置された。計測システムの周波数特性は 10 ~ 60 Hz である¹²⁾。

3. 3. 2 震源パラメーター解析の可能性と限界

幌内炭鉱で用いた計測システムによって検出した微小地震波形の例を、図 3.4 に示す。CH-9、CH-10 は坑内に設置されている。CH-2 は震源までの距離が 2 km 以上あり、入射角も大きいため P 波は検出されていないが、これ以外のセンサーには P 波が記録されている。CH-3、5、7、8、9 では SV 波も検出さ

れている。P 波の立上りは鋭く、また、各センサーの到達時刻差も十分あり、P 波の到達時刻差を用いた震源標定が可能と思われる。これに対し、SV 波の初動は不明瞭であり、震源標定には適していない。

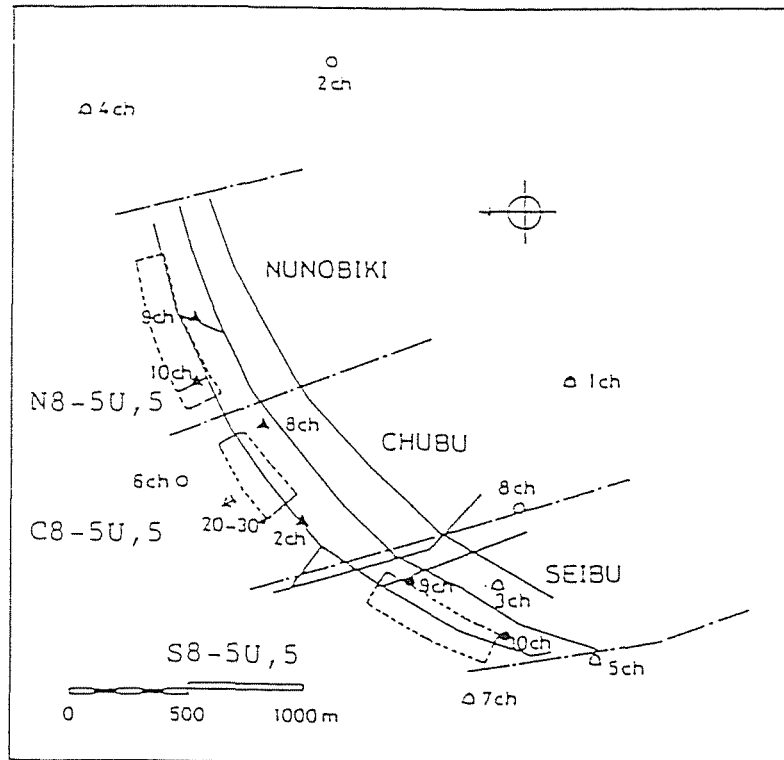
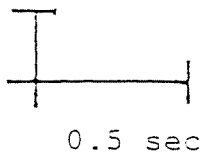


図 3. 3 センサー配置例 (○、●は西部 8 片 5 上層・5 層ロングの計測時、△、▲は中部 8 片 5 上層・5 層ロングの計測時のセンサー配置を表し、また、○、△は地表に、●、▲は坑内に設置されていることを示している)

観測された微小地震波の特徴について述べる。まず、卓越周波数については、地表に設置されたセンサーの信号では数 Hz ~ 数 10 Hz、地下坑道に設置されているセンサーの信号ではカットオフ周波数である 100 Hz 程度であった。これらから、震源における微小地震波の卓越周波数は 100 Hz 以上であると見積もられる。地表のセンサーにおける卓越周波数が地下のセンサーのそれよりも小さいのは、地表に達するまでに伝播経路に現れる岩盤中のき裂や層理面等の不連続面の影響により、高周波成分が減衰するためと考えられる。

まれに (1 カ月に 1 事象程度)、坑内のセンサーにおいて微弱な震動が 0.1 sec 程続いた後に、比較的大きな震動が検出される例があった。この時、地表のセンサーにおいては、微弱な震動は検出されなかった。4. 2 節で述べる手

0.1 mm/sec  Detect time 1983 303 2 51 38 470

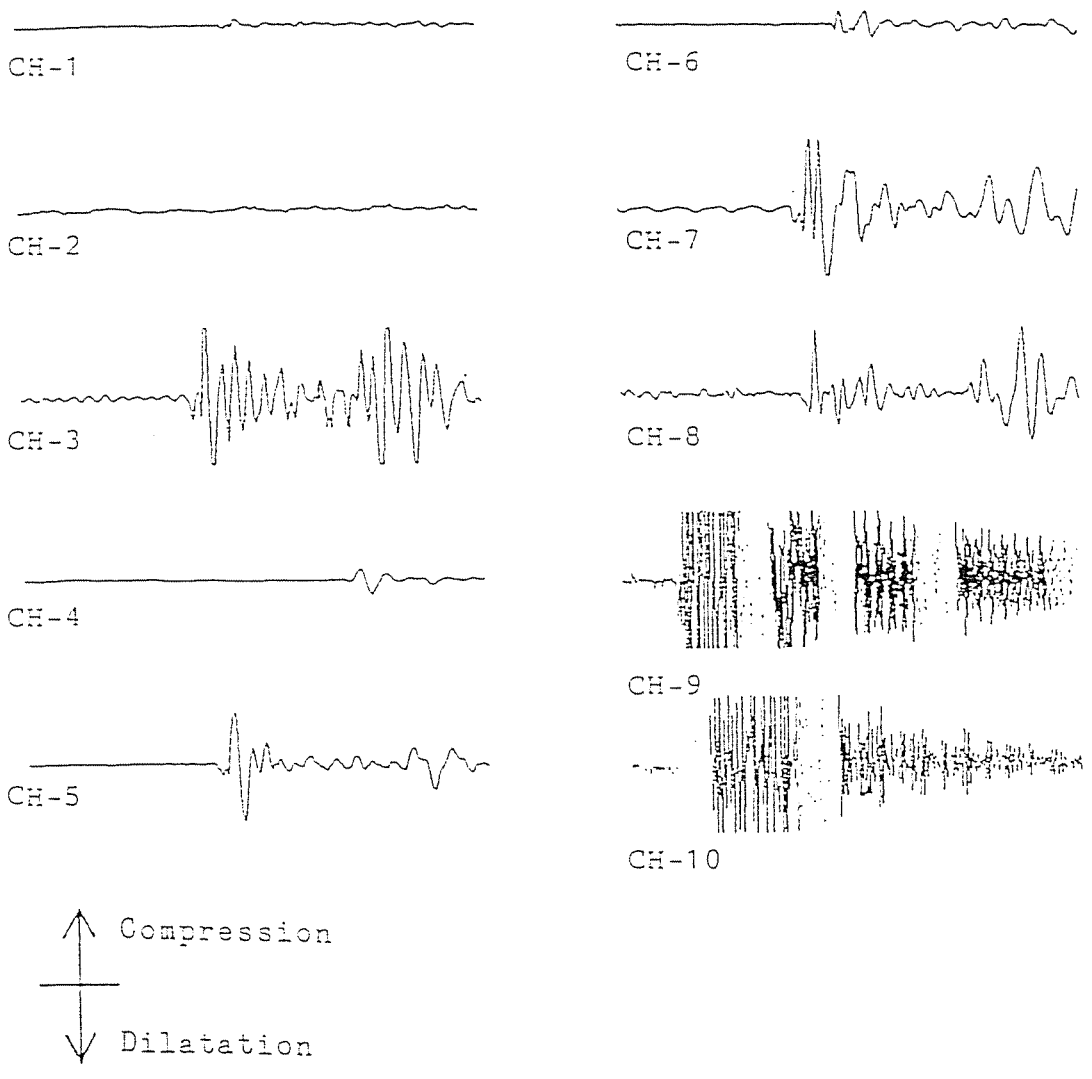


図3.4 西部8片5上層ロング採掘時に検出した波形の例（図3.3に対応）

法を用いて震源の標定を試みると、微小な信号の P 波到達時刻を用いた場合には、それに続く大きな震動の初動時刻を用いた場合に比較して、最小二乗法で評価される震源の最確値に関する誤差が大きくなった。この原因は、坑内のセンサーと地表のセンサーとで異なる事象の初動到達時刻を検出していることにあると考えられる。すなわち、上記事象の発生時には、微小地震の前に、さらに微小な破壊が生じており、後者の微小な破壊に伴う震動は、伝播経路に不連続面が存在するため、地表には到達していないものと推測される。このような事象が発生した場合には、微弱な震動は無視し、相対的に大きな震動だけに注目し、その P 波到達時刻を用いて震源標定を行った。

微小地震や AE は、規模の小さいものほど多数発生することが知られている。上記の現象からもわかるように、あるレベル以下の微弱な震動は、実は、多数生じていたものの、本研究で用いたシステムでは検出されなかったと考えられる。本計測システムで検出し得る微小地震の規模の下限をローカルマグニチュード（4.6 節参照）で表せば -1 程度である（第 6 章参照）。

この限界が、微小地震活動全体の特徴を把握する上で、重大な欠点となる可能性は少ないものと考えられる。なぜならば、各事例について 1,000 ~ 10,000 個もの多数の微小地震の震源、規模が評価されているからである（第 6 章参照）。

システムの周波数帯域が低いために、震源寸法や震源における応力低下量を求めるために重要な情報の 1 つであるコーナー周波数は、評価できなかった。

次に注目されるのが、P 波初動の押し引き分布である。図 3.3 に示す例では、震動が検出されなかった CH-2、および、坑内に設置された CH-9、10 以外の全ての地表のセンサーで引き波が検出され、押し引き分布が現れていない。これは震源メカニズムがダブルカップルモデルに従わないことを示唆している。

なお、保安炭柱近傍で発生する微小地震、および、4 上層や 1 層の採掘に伴う微小地震の P 波初動には押し引き分布が認められている^{25, 53)}。また、砂川炭鉱の計測システムの周波数帯域も本研究で用いた幌内炭鉱のものとはほぼ同じであるが、ガス突出の際の微小地震について押し引き分布が計測されている^{23, 24)}。

したがって、上記の P 波初動極性に関する特徴が観測システムの欠陥によってもたらされた可能性は少なく、むしろ、5 上層の採掘が処女採掘であったという特殊性が原因として考えられる。

坑内のセンサーは、次の 3 つの理由のために、押し引きに関する信頼性は乏しいと判断され、極性の調査もしなかった。

- (1) 上下動を震源とほぼ同深度で検出している。
- (2) 周辺の作業音による雑音レベルが高い。
- (3) サンプリング周波数が十分に高くない。

3.4 本章のまとめ

本章では、微小地震の計測システムについて概説した後、幌内炭鉱、三池炭鉱で用いた計測システムについて述べた。また、幌内炭鉱の計測システムで受振された波形の例を示し、震源標定の可能性や震源パラメーターの解析の可能性と限界について検討した。その結果、P波の初動到達時刻を用いて震源標定ができそうであること、計測できる微小地震の規模に限界があること、震源の寸法や震源における応力低下量の評価は不可能であること、および、震源メカニズムとしてダブルカップル型を採用できそうにないことが明らかになった。

幌内炭鉱と三池炭鉱の計測システムはほぼ同じであるが、前者ではセンサーが地表と坑内に設置されているため、相対的に良い精度の震源標定が期待できる。

第4章 震源パラメーターの評価方法

4. 1 はじめに

ここでは幌内炭鉱の微小地震に関するいくつかの震源パラメーター、すなわち、震源位置、地震モーメントテンソル、ローカルマグニチュード、地震波エネルギーについて、定義と評価方法を述べる。これらは、地震学で採用されている標準的な方法を微小地震の解析に適するように修正したものである。

上記のパラメーターのうち地震モーメントテンソルは、震源における力、あるいは、変形の大きさや方向を表す時間・空間の関数であり、地震のメカニズムを表現するための定量的な物理量である。この量の評価方法の誘導に際しては、幌内炭鉱で観察された震動の特殊性が考慮されている。

4. 2 震源位置の評価方法

解析に用いる座標系を図 4.1 に示す。 x_3 軸は海拔 0 m を基準とし下向きを正とする（震源の x_3 座標は正の値である方が便利のためにこの向きを採用した）。

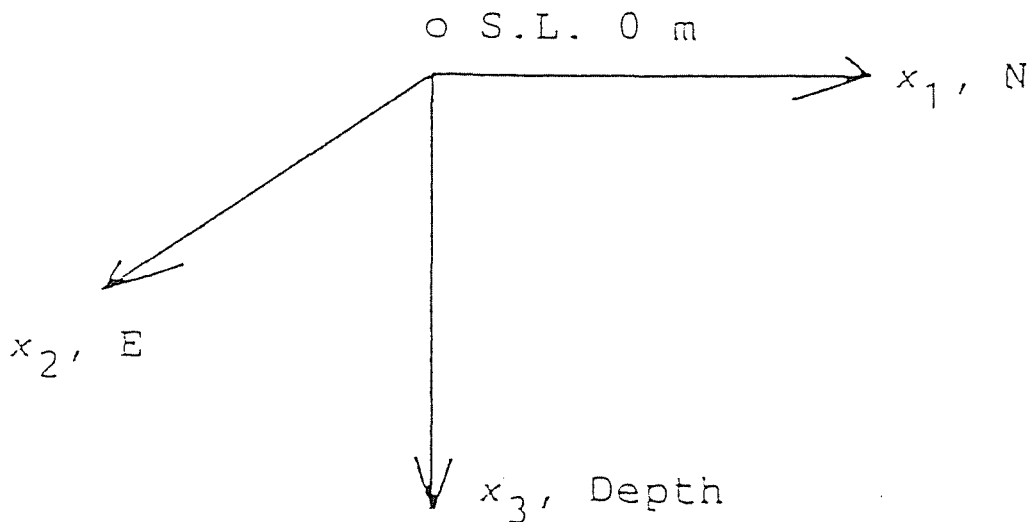


図 4. 1 震源標定に用いた座標系

まず、得られた震動波形から P 波の初動到達時刻を読み取る必要がある。これについては、ソフトウェアで自動的に行ったが、初動到達時刻が正しく読み取れていないと判断される場合には、対話型のソフトウェアを用いてディスプレイ上の波形を目視し、初動到達点をカーソルで指定する方法を用いて、再度読み取りを行った⁵⁴⁾。

前者の場合には必要に応じ非巡回型のデジタルバンドパスフィルターを用いた。フィルターの周波数帯域は、震動部のスペクトルと雑音部のスペクトルを

比較して決定し、10 ~ 100 Hz 程度を用いた。後者の場合にはフィルターは用いず、初動の近傍をディスプレイ上で拡大して初動到達時刻を正確に読み取るように努めた。

両方法で求められた初動到達時刻の差はほとんどの事象について 12.5 msec 以内に収まっていた⁵⁴⁾。

こうして得られた P 波初動の到達時刻を t_s 、微小地震の発生時刻を t_h 、震源座標を x_h 、センサー座標を x_s 、震源からセンサーへ至る P 波速度を V_p とする。P 波が震源からセンサーへ直進すると仮定すれば、以下の観測方程式が成立する。

$$t_s - t_h = r / V_p \quad (4.1)$$

ここに、 r は震源とセンサー間の距離（震源距離）で、総和規約を用いて次式のように表される。

$$r = \{ (x_{s1} - x_{h1}) (x_{s1} - x_{h1}) \}^{1/2} \quad (4.2)$$

未知数を震源の座標と微小地震の発生時刻の 4 つとする。ある微小地震に関し、最低 4 つのセンサーについて測定結果が得られれば、これらを (4.1) 式に代入することにより解が求められる。しかしながら、実際には、P 波到達時刻、P 波速度には誤差が含まれているので、5 個以上の測定結果を得、(4.1) 式を最小二乗法により解き、震源座標を決定することが望ましい。

(4.1) 式は未知数である震源座標について非線形であるので、最小二乗法を用いるためには、以下のように近似的な線形の方程式に変形する必要がある。

震源座標を初期値 x_{ho} と補正值 δx_h により、

$$x_h = x_{ho} + \delta x_h \quad (4.3)$$

と表し、発生時刻を初期値 t_{ho} と補正值 δt_h により、

$$t_h = t_{ho} + \delta t_h \quad (4.4)$$

と表す。(4.3)、(4.4) 式を (4.1) 式に代入し、補正值 δx_h について Taylor 展開を行い、2 次以上の項を十分小さいとして無視すれば、

$$t_s - (t_{ho} + \delta t_h) = r_o / V_p + r_{o,1} \delta x_{h1} / V_p \quad (4.5)$$

$$r_o = \{ (x_{s1} - x_{ho1}) (x_{s1} - x_{ho1}) \}^{1/2} \quad (4.6)$$

なる式が得られる。ここで、 \cdot_i は X_{ho1} による偏微分を表す。(4.5)式の偏微分を実行し、得られた式を整理すると、

$$t_s - t_{ho} - r_o / V_p = \{ (X_{ho1} - X_{s1}) / (r_o V_p) \} \delta X_{h1} + \delta t_h \quad (4.7)$$

なる式が得られる。これは未知数 δX_h 、および、 δt_h に関して線形になっている。

解は以下のような手続きにより求める。

- (1) 適当な初期値を求め、(4.7)式に代入し、最小二乗法によって補正値の最確値を求める。
- (2) 補正値の最確値を初期値に加え新たな初期値とする。
- (3) (2)で求められた初期値を(4.7)式に代入し、最小二乗法によって補正値の最確値、および、標準偏差を求める。
- (4) (2)、(3)を反復し、補正値の標準偏差が十分小さくなれば、解が得られたものとして計算を終了する。

4. 3 P波速度の評価方法

P波速度は速度構造を仮定することなく、各採掘区域、各センサー毎に割り付ける。すなわち、注目する区域内で発生した微小地震波があるセンサー i (i はセンサー番号) に至るP波速度 $V_p(i)$ は全ての事象について同じであると仮定する。

この概念を図 4.2 に示す速度構造を例にとって説明する。微小地震 A1、A2、B1、B2 から放射されたP波は、図中の実線で示される経路を伝播しセンサー CH-1、CH-2 に至る。このときの伝播時間は Snell の法則を用いて計算できる。ここで、震源とセンサーを結ぶ直線を考える。例として、A1 と CH-2 を結ぶ直線を一点鎖線で示してある。見掛け P 波速度はこのような直線長をいま求めた伝播時間で割った値として定義する。このようにして求めた各事象の CH-1、2 への見掛け P 波速度 V_{p1} 、 V_{p2} を図 4.3 に示す。区域 A 内の事象 A1、A2 についての CH-1 の見掛けの P 波速度 V_{p1} はほぼ等しいことがわかる。CH-2 についても同様である。また、区域 B 内の事象 B1、B2 の CH-1、2 への見掛け P 波速度 V_{p1} 、 V_{p2} に関しても同様である。したがって、見掛け P 波速度を各区域、各センサー毎に決定する方法は、震源標定を行う上で有効と考えられる。

微小地震の震源深度は自然地震に比べて小さいので、わずかな低速度層の存在等も震源標定に大きく影響する恐れがある。このため、速度構造から震源標定するには、かなり詳細に速度構造を決定する必要があるだろう。この点、上述の方法は、速度構造を決定する必要がないので有利といえる。

弾性波速度は、各種の発破試験によって決定するのが普通であるが、本フィールドでは特別な発破試験は行わず、採炭に先だって行われる沿層坑道の発破掘進を利用して弾性波速度を決定した。

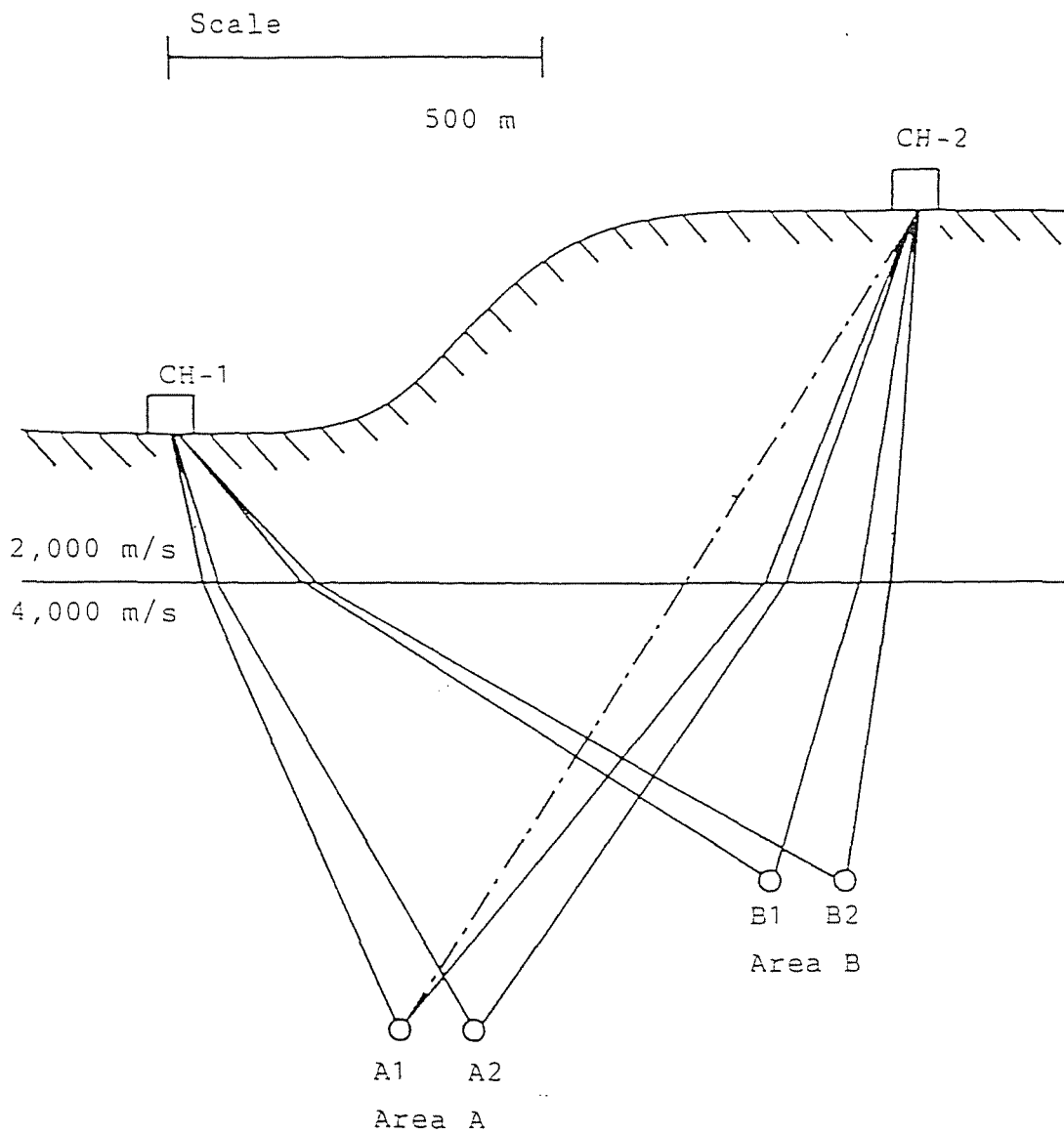


図 4. 2 速度構造の例

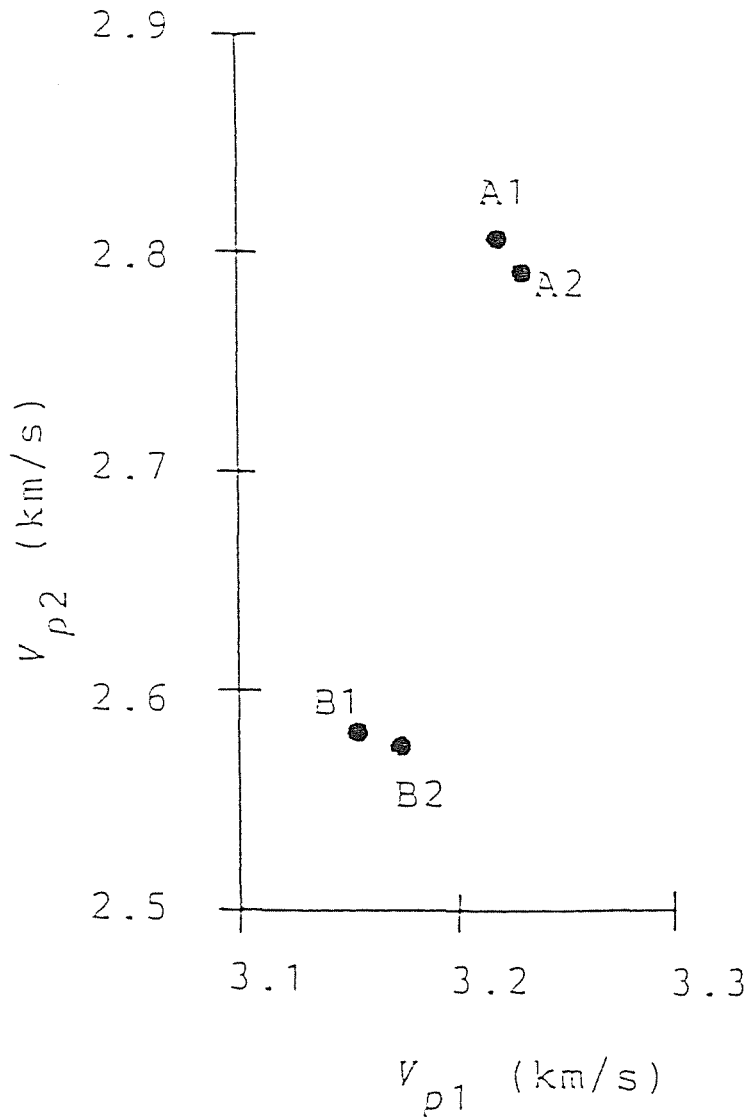


図4.3 見掛け P 波速度 V_{p1} 、 V_{p2}

掘進時の発破が放射する震動の中で、約半分は比較的規模の小さい（ローカルマグニチュード（4.6節参照）で -1 程度）微小地震として計測される（後述する方法2で用いられた波形の例を図4.4に示す）。また、通常、発破に伴って周囲の炭層や岩盤内に、中くらいの規模（ローカルマグニチュードで 0 程度）の微小地震が誘発される。発破によって誘発された微小地震の P 波到達時刻差は、発破のそれとほぼ等しいので、震源位置も発破位置のごく近傍であろうと考えられる。これらの発破自体、ならびに、発破に誘発されて起る微小地震によって放射される弾性波の P 波到達時刻差を利用し、次に述べる2つの方法を用いて P 波速度を決定した。これらの方法は本研究において新しく開発されたものである。なお、P 波速度の評価精度は震源標定精度に直接影響するので、初動到達時刻の読み取りには、会話型のソフトウェアを用い、細心の注意を払った。

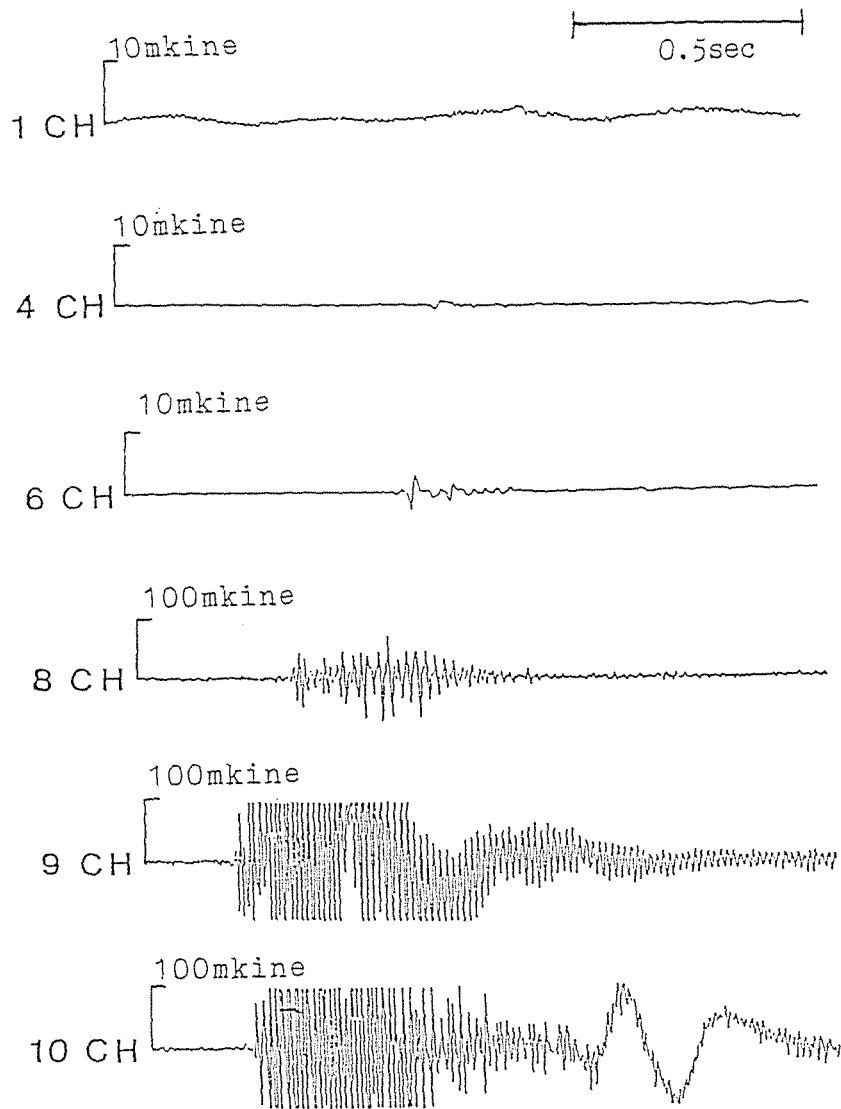


図 4. 4 沿層発破の掘進に伴って得られた波形データの例

4. 3. 1 方法1

坑道の掘進に伴う微小地震の発生時刻を t_n 、P 波到達時刻を t_s 、震源距離を r 、P 波のスローネス (slowness、P 波速度の逆数) を S_p とすれば、

$$t_s = r S_p + t_n \quad (4.8)$$

が成り立つ。各微小地震について震源が掘進切羽に等しいとすれば、 r は既知となり、また、計測から P 波到達時刻 t_s もわかる。未知数は P 波のスローネス S_p と微小地震の発生時刻 t_n である。未知数の数は、解析に用いる事象数を n 、チャンネル数を m として $n + m$ 、連立方程式の元数は $n \times m$ であるから、相異なる 2 箇所以上の掘進切羽で発生する微小地震を計測できれば、最小二乗法により P 波速度が求められることになる。

この方法の利点は、微小地震の発生時刻を知る必要がないこと、および、用いる事象が少なくてもよいことである。欠点は、用いる事象の震源が互いに十分に離れていなければならないことである。そうでない場合は、(4.8)式が悪条件 (ill-conditioned) になり、事実上、解が得られなくなる。

例として、布引 9 片 5 上層・5 層の微小地震に適用した P 波速度の決定について述べる。図 4.5 に P 波速度決定に用いた 2 つの沿層発破の位置を示す。この 2 つの沿層発破から求められた 見掛けの P 波速度を表 4.1 に示す。見掛けの P 波速度は 3,000 m/sec 程度であり、供試体を用いた測定から得られる 3,000 ~ 4,000 m/sec の下限に近い値になっている。

4. 3. 2 方法2

方法 2 は、ある沿層坑道の掘進時に得られる数 10 回の微小地震の測定データを基に P 波速度を評価するもので、発破位置が互いにあまり離れていないときにも適用できるという利点がある。布引 8 片 5 上層・5 層の沿層坑道の掘進時に観測された発破 49 回分のデータを例にとって説明する。

- (1) 震源距離が最小の測点 CH-9 に至る P 波速度を 2,000 m/s と仮定し、発破地点と各センサー間の震源距離 r 、測定された初動時刻 t_s から(4.8)式により発破時刻を計算する。
- (2) CH-9 以外の各センサーに至る P 波のスローネス S_p を、(1)で評価された発破時刻 t_n 、各センサーの震源距離 r 、各センサーの P 波初動時刻 t_s から(4.8)式により計算する。
- (3) (1)、(2)の計算を全測定データについて繰り返し、各センサーについての P 波のスローネス S_p の値の平均値、および、変動係数を求める。
- (4) CH-9 の P 波速度の値を 2,000 m/sec から 4,000 m/sec まで 100 m/sec ずつ変化させながら(1)~(3)の手続きを繰り返す。

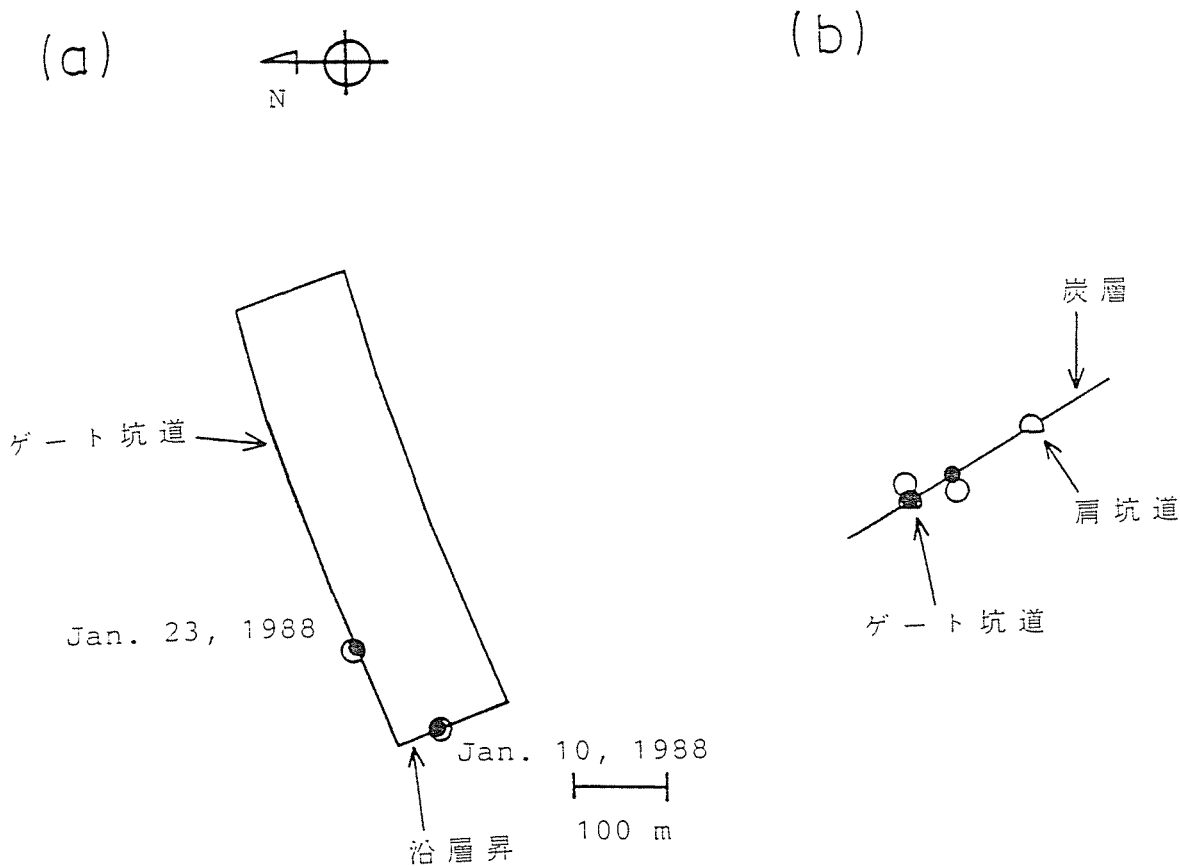


図 4. 5 沿層昇とゲート坑道における発破位置（布引 9 片 5 上層・5 層）、
 a) 平面図、b) 掘進行方向に垂直な断面図、●：掘進切羽位置、○
 ：標定された震源

仮定した P 波速度が真の値に一致する場合、各センサー毎に求めた速度の変動係数は理論的には 0 になる。しかしながら実際には、P 波初動時刻の読取誤差や、弾性波伝播経路の違いがあるので 0 にはならず極小をとる。

上記のステップ(1)において、震源距離が最小のデータを用いない場合には、仮定された P 波速度が大きいときに、震源距離が最小のセンサーについての P 波速度が極端に大きくなったり、負になったりする。これを避けるために、ステップ(1)の方法を用いる。

仮定した P 波速度と、求められた他のセンサーに至るスローネスの変動係数の関係を図 4.6 に示す。変動係数 - CH-9 の P 波速度の線図は下に凸の形状をしており、CH-9 の P 波速度が 3,300 m/sec のときに、全てのセンサーについて変動係数が極小を示している。そこで、このときの各センサーのスローネスの平均の逆数を各センサーに至る P 波速度とする。

このようにして得られた見掛けの P 波速度を表 4.1 に示す。P 波速度は布引 9 片 5 上層・5 層の場合と同様に、3,000 m/sec 程度であり、妥当な値とい

表 4. 1 方法 1、2 を用いて沿層坑道の掘進発破の波形から求められた見掛けの P 波速度の例

CH	P 波速度 (km/sec)		備考
	布引 9 片 5 上層 ・ 5 層 (方法 1)	布引 8 片 5 上層 ・ 5 層 (方法 2)	
1	3.10	2.92	地表
2	3.03	----	坑内
3	3.04	2.92	地表
4	3.19	3.12	地表
5	3.11	2.92	地表
6	3.30	2.92	地表
7	2.97	2.85	地表
8	3.11	3.23	坑内
9	----	3.30	坑内
10	----	2.68	坑内

える。

4. 3. 3 P 波速度のばら付きの程度ならびに震源標定と規模の評価の精度

P 波速度のばら付きの程度は、方法 1 の例で 10 % 程度、方法 2 の例で 20 % 程度である。

方法 1 で得られた P 波速度を用いて計算によって求めた沿層発破の座標と、実際の沿層発破位置を表 4.2、図 4.5 に示す。深さ方向の誤差は 20 m 前後、水平方向の誤差は 11 m 以内に収まっている。

方法 2 で求められた P 波速度を用いて計算した沿層発破の座標と、実際の沿層発破位置とのずれを図 4.7 に示す。ほとんどの事象について、ずれは水平方向で 10 m、深さ方向で 20 m 以内に収まっている。このように、両方法による P 波速度の評価精度は同程度であると考えられる。

次に、実際の微小地震に関する震源標定と規模の評価精度について検討する。震源標定に悪影響を及ぼす要因として、採掘の進行による緩み域の拡大が P 波速度の変化をもたらす可能性、および、初動到達時刻の自動読み取りソフトウェアを用いたことによる誤差が挙げられるので、これについて検討する。

(1) 採掘の進行による緩み域の拡大が P 波速度の変化をもたらす可能性

図 4.8 は、掘面前方で生じた微小地震に伴う震動の卓越周波数と掘進の関係を示したものである。もし、掘の進行と共に卓越周波数が低下

表 4. 2 P波速度決定に利用した沿層発破位置と求められたP波速度を用いて標定された震源(方法1)

記録時刻	1988年 1月10日15時47分 1秒		
発破位置(m)	x_1 : 1,412,	x_2 : 769,	x_3 : 1,114
震源 (m)	x_1 : 1,401,	x_2 : 773,	x_3 : 1,138
発破位置と震源の距離 (m)	27		
発破位置と震源の平面距離(m)	12		
記録時刻	1988年 1月23日 3時 1分 9秒		
発破位置(m)	x_1 : 1,507,	x_2 : 864,	x_3 : 1,140
震源 (m)	x_1 : 1,514,	x_2 : 860,	x_3 : 1,122
発破位置と震源の距離 (m)	20		
発破位置と震源の平面距離(m)	8		

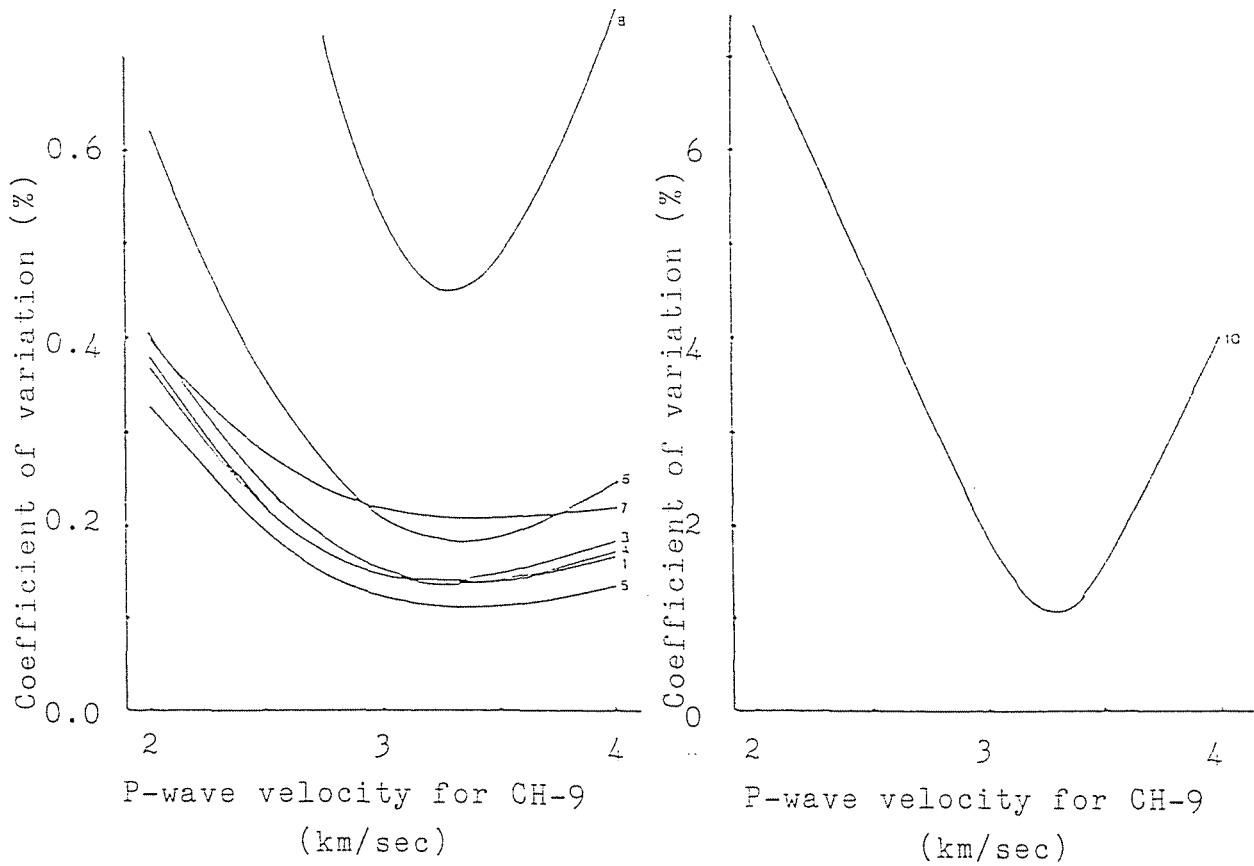


図 4. 6 逆算されたスローネスの変動係数。図中の数字はセンサーの番号を示す

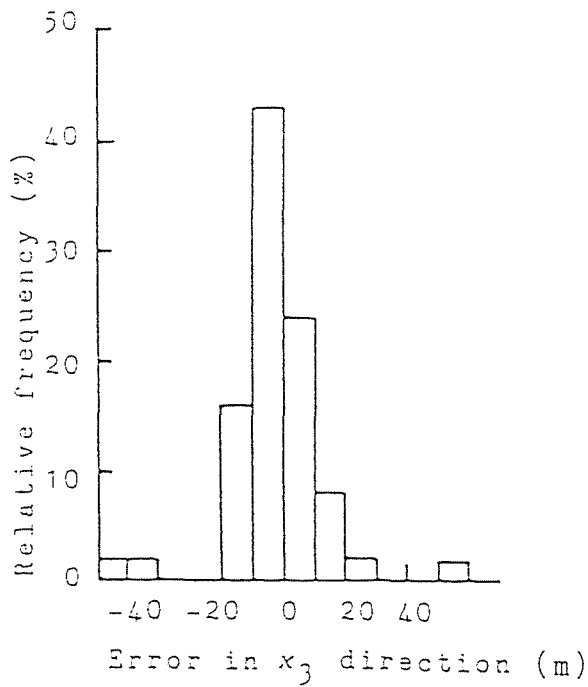
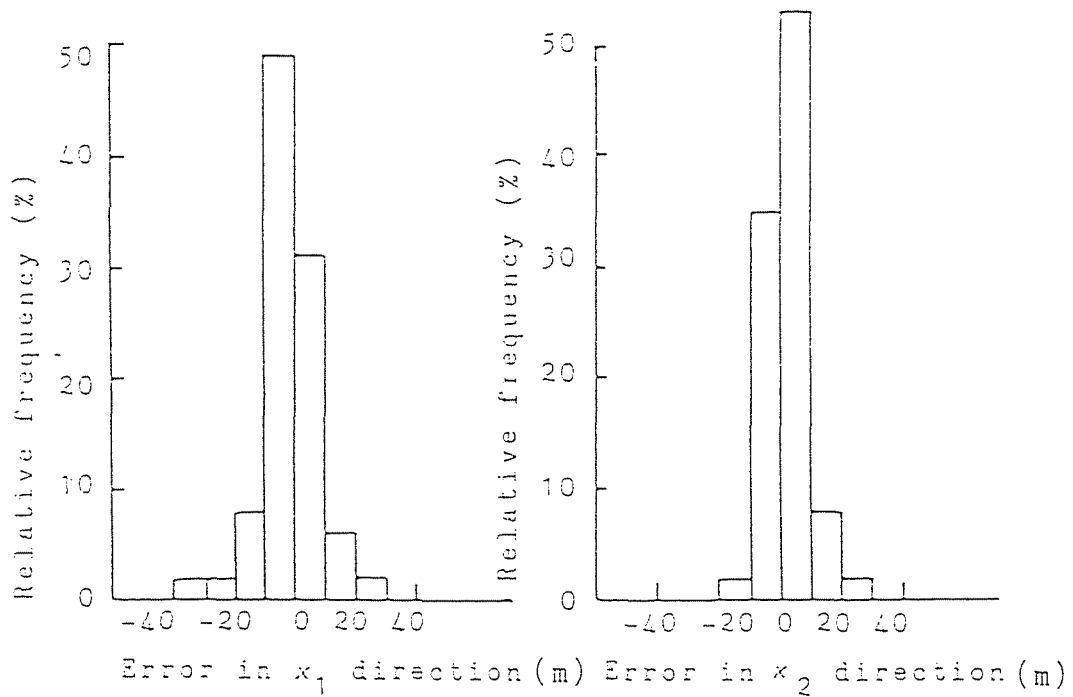


図4.7 発破位置と計算された震源とのずれの相対度数分布。布引8片5上層・5層の沿層坑道の掘進時の結果

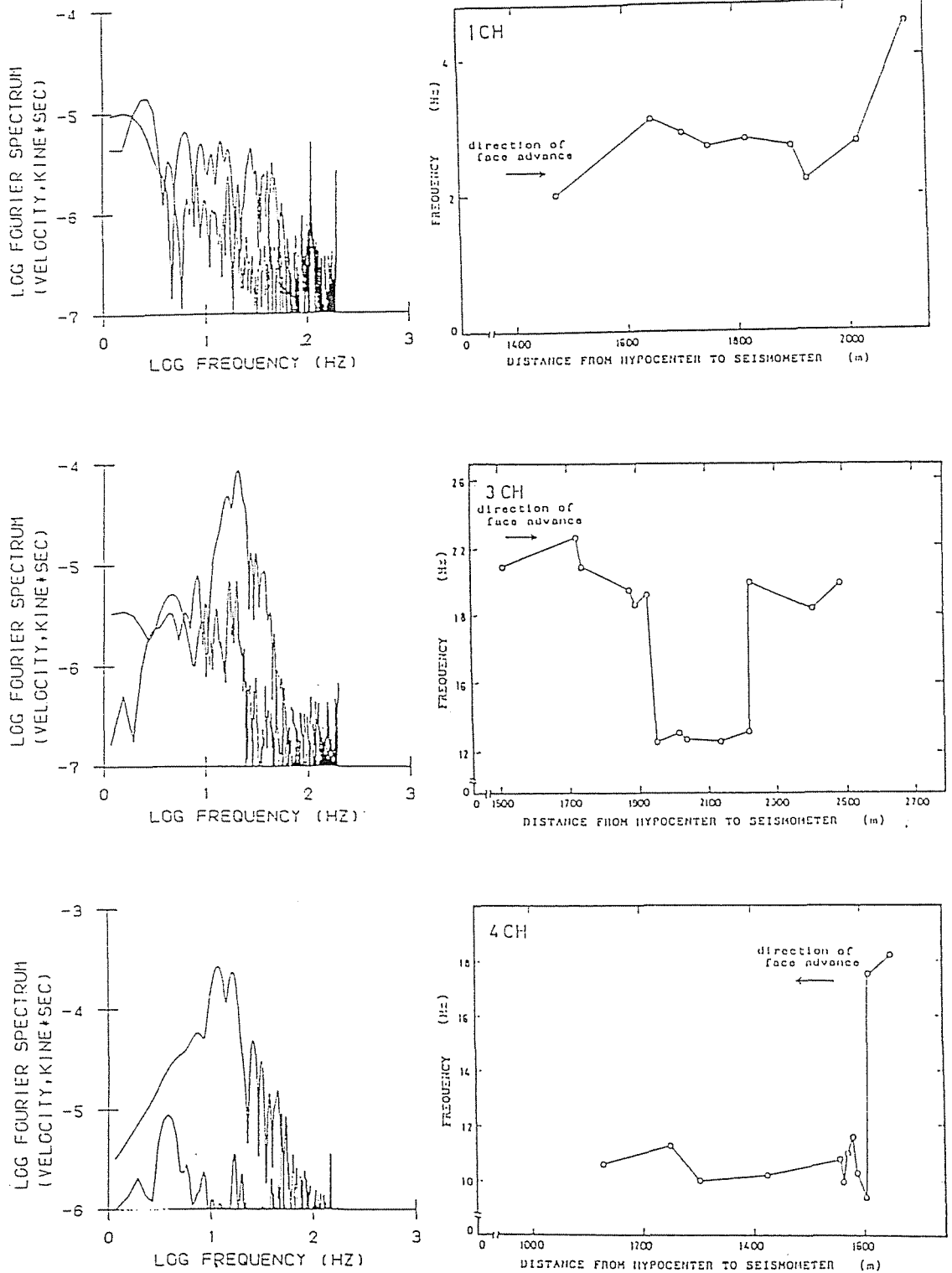


図4. 8 (その1) 布引9片5上層ロングの採掘に伴って掘前方で生じた微小地震のフーリエ振幅スペクトルの例ならびに採掘の進行と卓越周波数の関係。スペクトルは小さいものが雑音部、大きいものが信号部

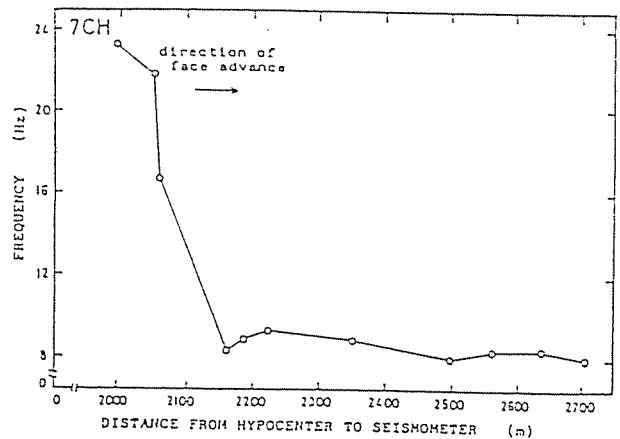
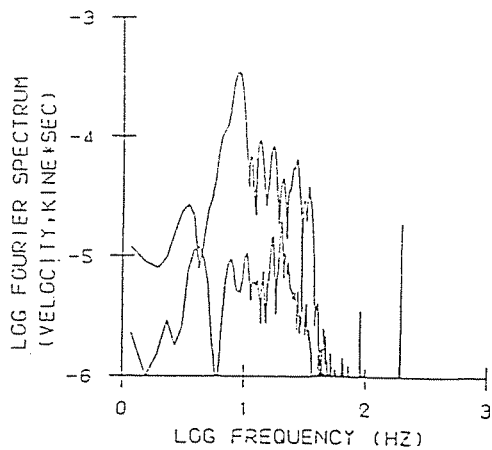
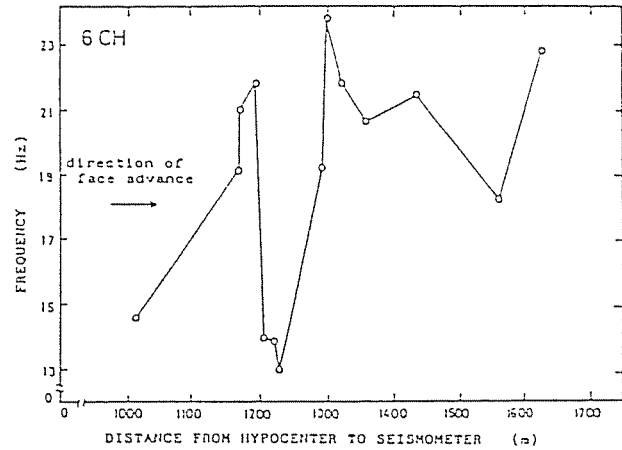
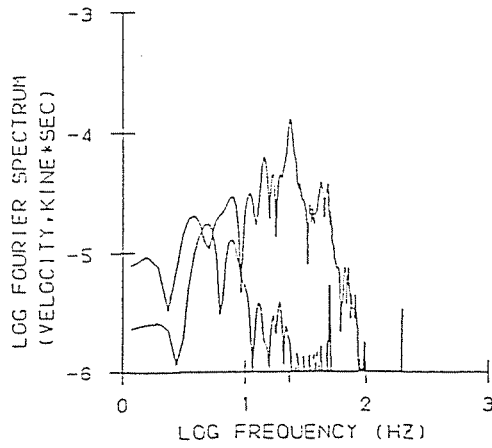
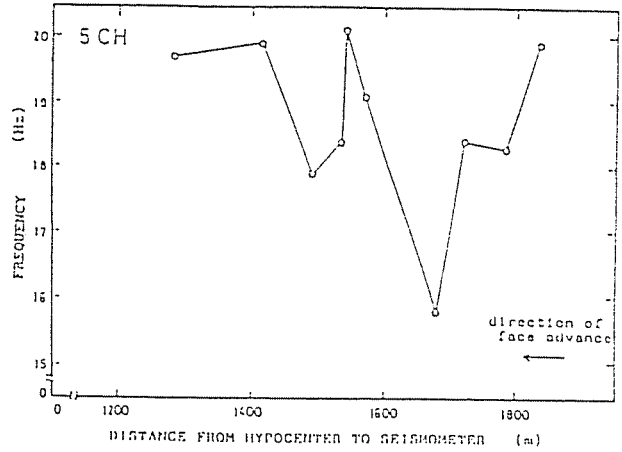
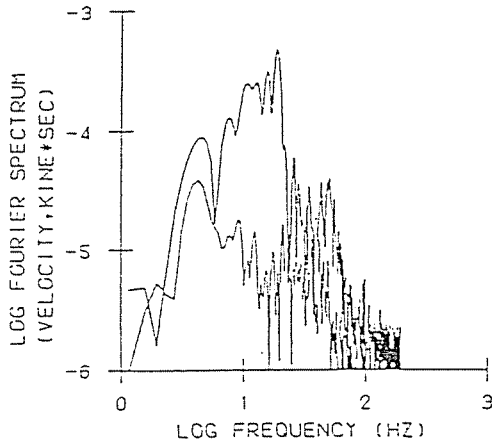


図 4. 8 (その 2)

布引 9 片 5 上層 ロング の 採掘 に 伴っ て 掘 前 方 で 生 じ た 微 小 地 震 の フー リ エ 振 幅 スペ ク ト ル の 例 な ら び に 採 掘 の 進 行 と 卓 越 周 波 数 の 関 係 。 スペ ク ト ル は 小 さ い も の が 雑 音 部 、 大 き い も の が 信 号 部

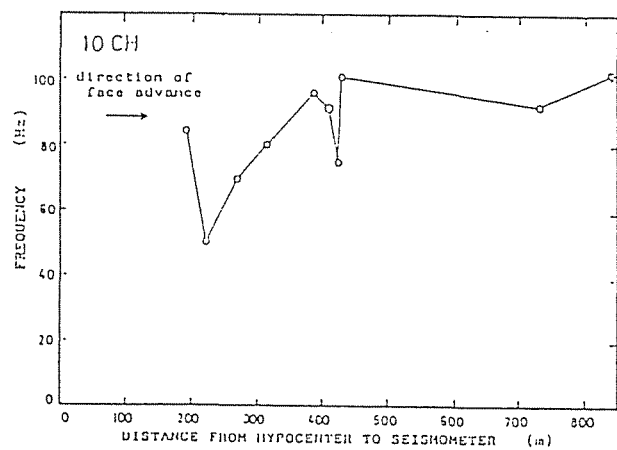
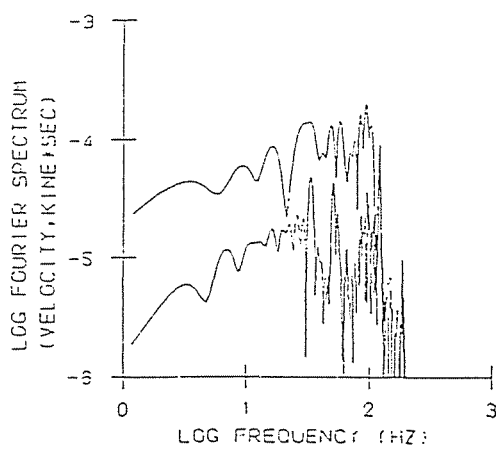
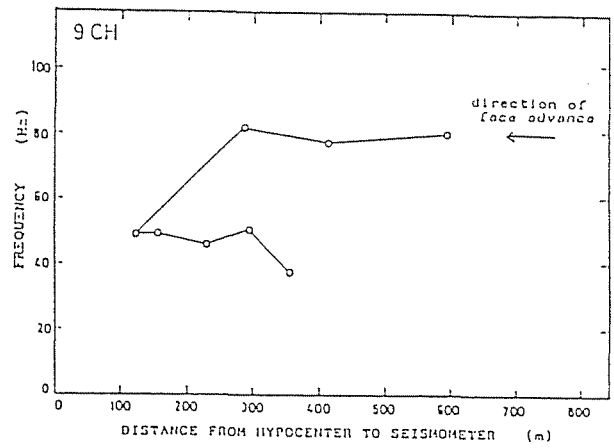
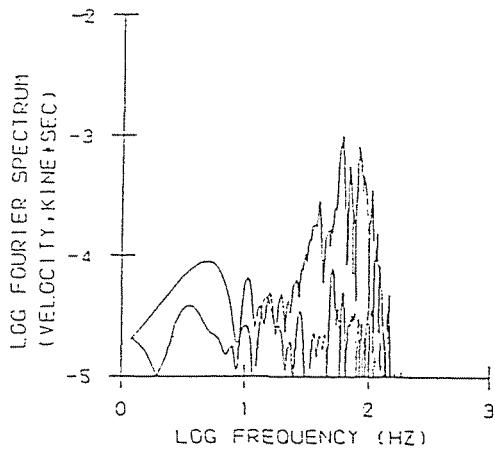
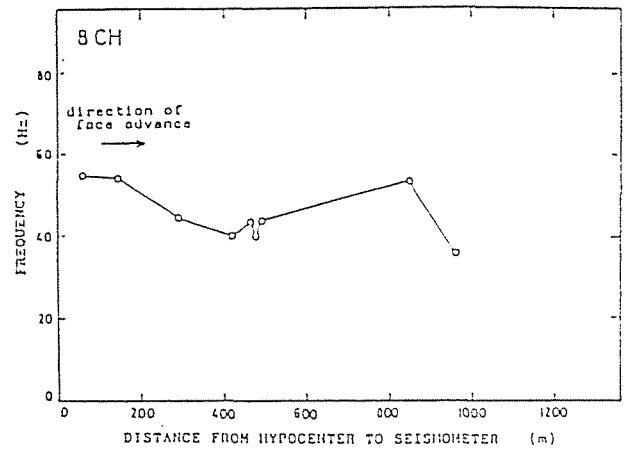
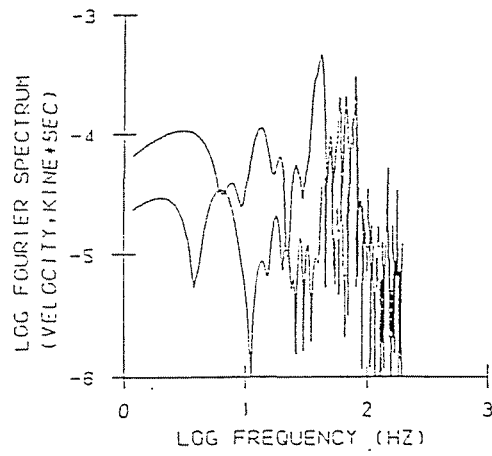


図4. 8 (その3)

布引9片5上層ロングの採掘に伴って掘前方で生じた微小地震のフーリエ振幅スペクトルの例ならびに採掘の進行と卓越周波数の関係。スペクトルは小さいものが雑音部、大きいものが信号部

すれば、緩み域の拡大に伴う高周波成分の減衰があることになり、同時に、P波速度も小さくなることが予想される。ところが、同図では卓越周波数にばらつきはみられるものの、これと掘進行の間に各CHに共通した相関関係はみられない。これは、間接的ではあるが、掘面前方で生じた微小地震のP波速度に対して緩み域があまり影響しないことを示唆しているものと考えられる。

(2) 初動到達時刻の自動読み取りソフトウェアを用いたことによる誤差

目視による読み取りとの差 12.5 msec に起因する震源標定誤差を単純に見積もれば、これにP波速度を乗じて± 20 m と推定される。

以上から、微小地震の震源標定精度は、生じる位置に応じて以下のようなと考えられる。

(1) 震源が掘面前方に位置する場合

周囲に緩み域が少なく、坑道の掘進切羽と同様の状況にあるので、震源標定精度は、掘進発破の誤差と初動の自動読み取りソフトウェアを用いたための誤差を加算したものに等しいと考えられ、水平方向で ± 30 m 以内、垂直方向で ± 40 m 以内と見積もられる。なお、掘面前方の下盤で生じる微小地震については、震動が炭層を伝播するために振幅が小さくなり、規模について過小評価される可能性がある。

(2) 震源が掘跡天盤に位置する場合

2. 3 節で示したように、ここには大きな緩み域が生じている可能性があるため、震源標定精度は(1)よりやや悪く、規模についても過小評価される可能性があると考えられる。

(3) 震源が掘跡下盤に位置する場合

弾性波の伝播経路に採掘跡空洞や緩み域があるので、震源標定精度は悪く、ここで生じた微小地震については震源位置や規模を評価できない恐れがある。

以上のように、掘跡の上下で生じる微小地震については、掘面前方で生じるものよりも震源標定の精度が悪く、規模についても過小評価されるものと考えられる。また、掘面前方の下盤で生じる微小地震についても、規模は過小評価される可能性がある。

しかしながら、山はねの多くは掘の炭壁で発生するので、山はねの監視の観点からすれば、掘面前方で生じる微小地震の方が、掘跡で発生する微小地震よりも重要である。また、掘面の前方の破壊は主に炭層や天盤で生じている(2. 3 節参照)。したがって、掘跡の上下で生じる微小地震について高精度に震源位置や規模の評価を行えないことや、掘面前方下盤で発生する微小地震の規模が過小評価されることが、最終目的の達成に大きく悪影響を及ぼすことはない

と推測される。

掘面前方の炭層や天盤で発生する微小地震に関する震源標定精度（水平方向 ± 30 m、垂直方向 ± 40 m）は、高精度とはいえないが、面長 150 m、スパン 500 m 程度の幌内炭鉱のロングの寸法を考えた場合、微小地震の集中部位の特徴を見いだすことは可能といえる。しかしながら、個々の微小地震が、炭層で発生したか否か、あるいは、掘面のごく近傍で発生したか否か等について判定できるほど正確ではない。

4. 4 地震モーメントテンソルの導入

微小地震がせん断破壊によるものとすれば、震源ではせん断破面、つまり、断層 Σ が発生している。この断層震源の場合の媒質の変位 $u_n(x, t)$ は、地震モーメントテンソル M_{pq} とグリーン関数 $G_{np, q}$ を用いて、

$$u_n(x, t) = \int_{\Sigma} \int (dM_{pq}/d\Sigma) * G_{np, q} d\Sigma \quad (4.9)$$

と表すことができる⁵⁵⁾。ここで、記号 * はコンボリューション、 $.q$ は震源の座標 ξ_q についての偏微分を表す。また、地震モーメントテンソル M_{pq} は、

$$M_{pq} = \int_{\Sigma} \int m_{pq} d\Sigma = \int_{\Sigma} \int [u_i] \nu_j C_{ijpq} d\Sigma \quad (4.10)$$

と定義される⁵⁵⁾。上式で m_{pq} はモーメント密度テンソル、 $[u_i]$ は断層面における変位不連続量、 ν_j は断層の上下（左右）面を Σ^+ 、 Σ^- とした場合の Σ^- から Σ^+ への法線ベクトルである。また、 C_{ijpq} は弾性定数で、媒質の応力を σ_{ij} 、ひずみテンソルを ε_{pq} としたとき、両者の間には Hooke の法則により、

$$\sigma_{ij} = C_{ijpq} \varepsilon_{pq}$$

の関係式が成立する。(4.10)式を(4.9)式に代入して整理することにより、次式が得られる。

$$u_n(x, t) = \int_{\Sigma} \int [u_i] \nu_j C_{ijpq} * G_{np, q} d\Sigma \quad (4.11)$$

もし、震源が三次元的な広がり V の大きさの体積をもつ体積震源の場合、変位 $u_n(x, t)$ は、

$$u_n(x,t) = \int_V \int \int (dM_{pq}/dV) * G_{np,q} dV \quad (4.12)$$

と表すことができる⁵⁵⁾。ここで、地震モーメントテンソル M_{pq} は、

$$M_{pq} = \int_V \int \int C_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} dV \quad (4.13)$$

となる。ただし、 $\Delta \varepsilon_{rs}$ は震源におけるひずみ変化量である。(4.12)、(4.13)式から次式が得られる。

$$u_n(x,t) = \int_V \int \int C_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} * G_{np,q} dV \quad (4.14)$$

(4.14)式中の C_{pqrs} は媒質の弾性定数であることに注意されたい。したがって、たとえば、(4.14)式中の $C_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs}$ は形式上 $\Delta \sigma_{pq}$ となるが、これは応力低下量を意味しない。また、(4.10)、(4.13)式からもわかるように地震モーメントテンソル M_{pq} は通常、2階のテンソルであり、応力・ひずみと同じように座標変換が可能である。

地震モーメントテンソルをいくつかの簡単な例について示す。

(1) 断層のスリップに伴う地震モーメントテンソル

断層が $x_3 = 0$ 上に位置し、上面と下面の変位不連続量が 0 でない成分は $[u_1]$ だけであると仮定する。媒質が等方性の弾性体であるならば、0 でない C_{pqrs} の成分は、

$$C_{1111} = C_{2222} = C_{3333} = \lambda + 2\mu$$

$$C_{1122} = C_{1133} = C_{2211} = C_{2233} = C_{3311} = C_{3322} = \lambda$$

$$C_{1212} = C_{2121} = C_{1313} = C_{3131} = C_{2323} = C_{3232} = \mu$$

$$\mu = E \{ 2(1 + \nu) \}^{-1}$$

$$\lambda = E \nu \{ (1 + \nu)(1 - 2\nu) \}^{-1}$$

E: ヤング率、 ν : ポアソン比

であるから、0 でないモーメント密度テンソルの成分は(4.10)式より、

$$M_{13} = M_{31} = \mu [u_1] \quad (4.15)$$

となる。これを断層の向き、ずれの方向に応じて座標変換すると、ダブルカップルモデルにおけるモーメント密度テンソルとなる。

ダブルカップルモデルは、断層地震の震源メカニズムとして地震学の分野において広く認められている。微小地震波の波長に比べて断層の寸法が十分に小さく、媒質が等方均質な弾性体ならば、(4.10)式右辺の積分記号内の項は外に出すことができ、0 でない地震モーメントテンソルの成分は

$$M_{13} = M_{31} = \mu \bar{u} A \quad (4.16)$$

とかける。ここに、 \bar{u} はずれ量の平均値、 A は断層でずれを生じた部分の面積である。この地震モーメントテンソルの3つの主値はそれぞれ $\mu \bar{u} A$ 、 0 、 $-\mu \bar{u} A$ となる。

- (2) せん断破壊が等方均質な弾性体中で発生し、体積 V の塑性域においてせん断ひずみ成分 ε_{13} のみが増変した場合

せん断ひずみ ε_{13} の変化量 $\Delta \varepsilon_{13}$ が V において一様であり、かつ、微小地震波の波長に比べて塑性域の寸法が十分に小さいと仮定すれば、(4.13)式右辺の積分記号内の項は外に出すことができ、0 でない地震モーメントテンソルの成分は、

$$M_{13} = M_{31} = 2 \mu V \Delta \varepsilon_{13} \quad (4.17)$$

となる。塑性域が厚み l 、面積 A の板状を呈しており、法線が座標軸 ξ_3 に一致するとすれば、 $V = l A$ 、 $\bar{u} = 2 \Delta \varepsilon_{13} l$ により、これらを(4.17)に代入すれば(4.16)が導かれる。したがって、断層震源は体積震源の特殊な場合といえることができる。

- (3) 引張クラック

クラックが $\xi_3 = 0$ 上に位置し、上面と下面の変位不連続量の 0 でない成分は $[u_3]$ だけであると仮定する。媒質が等方均質な弾性体であるならば、0 でないモーメント密度テンソルの成分は、

$$M_{11} = M_{22} = \mu [u_3]、M_{33} = (\lambda + 2 \mu) [u_3] \quad (4.18)$$

となる。微小地震波の波長に比べてクラックの寸法が十分に小さいならば、(4.10)式中の積分記号内の項は外に出すことができ、

$$M_{11} = M_{22} = \mu \bar{u} A、M_{33} = (\lambda + 2 \mu) \bar{u} A \quad (4.19)$$

とかける。ここに、 \bar{u} は開口量の平均値、 A はクラックの面積である。

4. 5 岩盤の粘性を考慮した地震モーメントテンソルの評価

4. 5. 1 幌内炭鉱における微小地震波の特徴

断層地震の地震モーメントテンソルを解析する場合は通常、ダブルカップル型を仮定し、地震モーメントテンソルの3つの主値を M 、 0 、 $-M$ とする。ここで、地震モーメントと呼ばれる量 M (> 0) は、 S 波のフーリエ振幅スペクトル密度における低周波部の平坦部の大きさから評価される。

ところが、幌内炭鉱の5上層の採掘に伴う微小地震波には、以下に述べる諸特徴があり、断層地震に対して一般に用いられている方法の適用は困難である。

- (1) 地表の全てのセンサーにおける初動が引きである事象が 98 % を占めており、震源のメカニズムとしてダブルカップルモデルを仮定する根拠がない。

例として地表のセンサーによって捉えられた波形について、変位の上下動成分を図 4.9 に示す。数 μm ~ 数 $10 \mu\text{m}$ 程度の大きさを持つ振幅は正規化してある。この P 波初動に関する特徴が観測システムの欠陥によりもたらされたものである可能性が少ないことは 3. 3. 2 項で述べた。また、坑内に設置されたセンサーについては、3. 3. 2 項に述べた3つの理由から極性の調査をせず、地震モーメントテンソルの解析にも用いなかった。

- (2) 弾性波の振幅スペクトルにおいて、通常認められるはずの低周波部の平坦部分がはっきりせず、そのレベルを決定することが不可能。

例として図 4.9 中に示した CH-4 の振幅スペクトルを図 4.10 に示す。なお、この原因としては、岩盤の粘性やき裂・層理面等の不連続面による弾性波の減衰が考えられる。

4. 5. 2 地震モーメントテンソルの評価方法の概略

以上の特徴を考慮して、地震モーメントテンソルを解析するために新たに独自の方法を開発することにした。この方法においては、岩盤の粘性による減衰が考慮されている。不連続面の影響については、理論が確立されていないので考慮しなかった。

以下にこの方法を詳しく述べるが、説明が長いので、先に、全体の流れを簡単に述べておく。

- (1) 観測した波形の P 波スペクトルから見掛け地震モーメントを各々の波形について求める。このとき伝播経路の粘性による減衰を考慮する。

(2) 見掛け地震モーメントから地震モーメントテンソルを評価する。

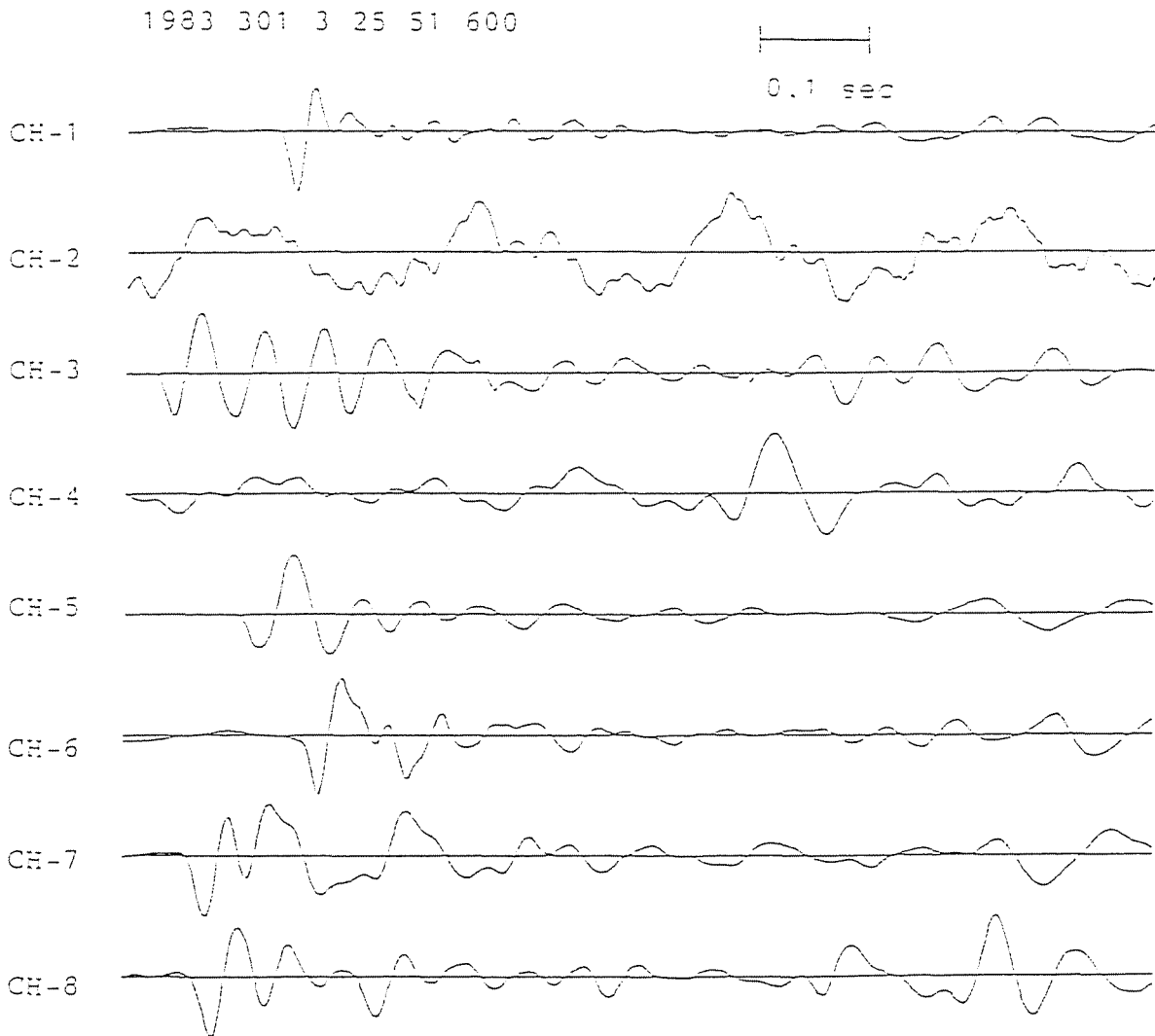


図 4. 9 地表の全てのセンサーで P 波初動が引きを示す波形の例

以上のように解析に当っては、まず、見掛け地震モーメントなる量が求められているが、これは解析の都合上行った措置であり、この量に物理的な意味はない。

4. 5. 3 見掛け地震モーメント M_a の評価

図 4.11 に示す座標系において見掛け地震モーメント M_a を以下のように定義する。

$$M_a = r^{-1} \lambda_i \lambda_j R M_{ij}(t=\tau) \quad (4.20)$$

1983 301 3 25 51 600, CH-4

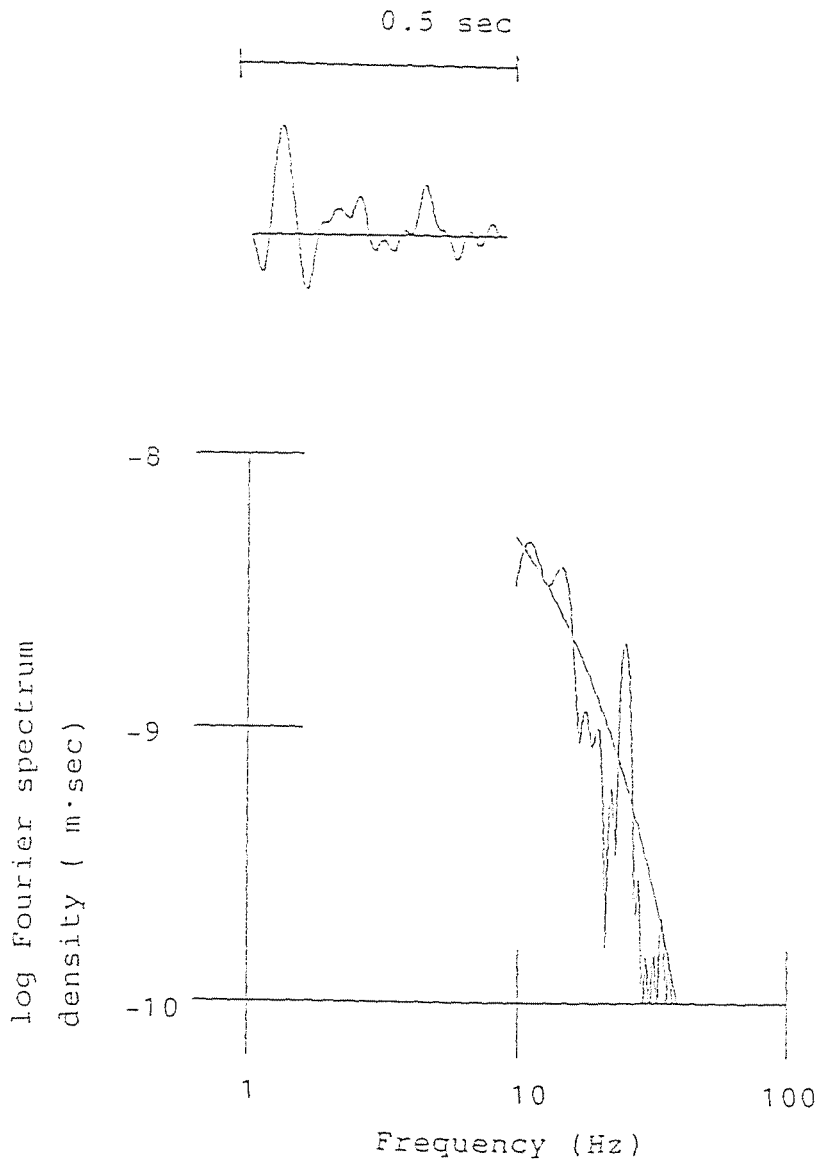


図 4. 1 0 フーリエ振幅スペクトル例 (滑らかな線は(4.25)式による近似曲線)

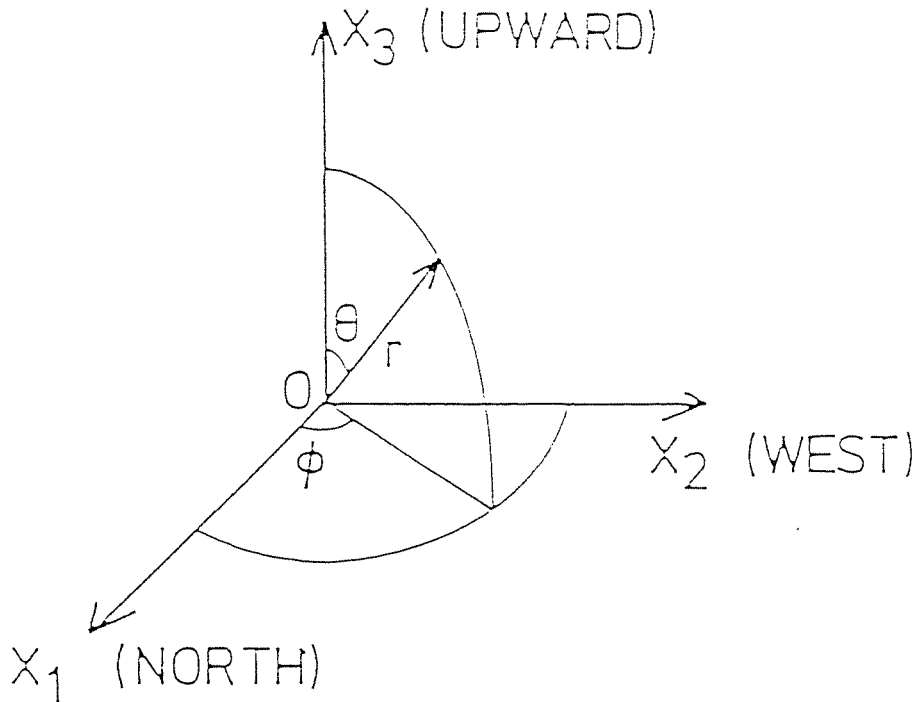


図 4. 1 1 解析に用いた座標系

ここで、 r は震源距離、 $M_{1j}(t=\tau)$ は時刻 $t = \tau$ における地震モーメントテンソル、 λ_1 は x_1 軸に対する方向余弦である。また、 R は地動振幅の垂直方向成分と入射 P 波振幅との比である。

以下、(1)～(7) の順に従って見掛け地震モーメント M_a を評価する。

(1) R の評価

地表のセンサーにおける R は、自由面に P 波が入射する状態を考えているので、P 波の入射角 α と SV 波の反射角 β を用いて以下のように評価できる⁵⁵⁾。

$$R = (1 - A) \cos \alpha + B \sin \beta \quad (4.21)$$

A は反射 P 波の入射 P 波に対する反射係数、 B は反射 SV 波の入射 P 波に対する反射係数である。媒質がポアソンの条件 ($\nu = 0.25$) を満足すると仮定すれば、

$$A = \frac{(\sin 2\alpha \sin 2\beta - 3 \cos^2 2\beta)}{(\sin 2\alpha \sin 2\beta + 3 \cos^2 2\beta)}$$

$$B = 12^{0.5} \sin 2\alpha \cos 2\beta / (\sin 2\alpha \sin 2\beta + 3 \cos^2 2\beta)$$

$$\sin 2\beta = 3^{-0.5} \sin \alpha \quad (4.22)$$

となる⁵⁵⁾。

(2) (4.20)式の展開

地震モーメントテンソルは対称であるから、

$$\lambda_1 = x_1 / r \quad (4.23)$$

より、(4.20)式は次のように展開できる。

$$\begin{aligned} M_a = & M_{11} R x_1^2 / r^3 + M_{22} R x_2^2 / r^3 + M_{33} R x_3^2 / r^3 \\ & + 2 M_{12} R x_1 x_2 / r^3 + 2 M_{23} R x_2 x_3 / r^3 \\ & + 2 M_{31} R x_3 x_1 / r^3 \end{aligned} \quad (4.24)$$

(3) 遠方における P 波のフーリエ振幅スペクトルの見掛け地震モーメント M_a による表示

岩盤伝播中の微小地震波の減衰が減衰定数 Q だけであらわされると仮定すれば、遠方における P 波のフーリエ振幅スペクトル $|U(\omega)|$ は以下のようなになる⁵⁵⁾。

$$\begin{aligned} |U(\omega)| = & 1/(4\pi \rho V_{PP}^3) \sin(\omega \tau / 2) / (\omega \tau / 2) \\ & \exp\{-\omega r / (2 V_{PP} Q)\} |M_a| \end{aligned} \quad (4.25)$$

ここで、 ω は角速度、 ρ は密度、 V_{PP} は P 波の位相速度、 τ は立上り時間である。上式では因果律を満足するために、P 波の分散（速度が周波数によって異なる現象）が考慮されている。

(4) 見掛け地震モーメントー時間関数の仮定

見掛け地震モーメントー時間関数としては図 4.12 に示す傾斜関数⁵⁵⁾を仮定した。微小地震波の減衰が大きくコーナー周波数を決定できないため、立ち上がり時間 τ はサンプリングインターバルと同一であると仮定した。当炭鉱の計測システムの場合、 τ は 2.5 msec となる。次に述べる数値実験により、高周波成分を計算に用いなければ、この仮定は結果にほとんど影響を与えないことがわかっている。すなわち、砂川炭鉱における計測の場合、サンプリングインターバルは 2.0 msec であった。微小地震波について、立上り時間を 0.1 ~ 20.0 msec の範囲で変化させ見掛け地震モーメントを求めた。その結果、見掛け地震モーメントは 3% しか変動しなかった。

(5) 位相速度 V_{PP} の基準角速度 ω_r および減衰定数 Q による表現

位相速度 V_{PP} は以下のようにあらわすことができる⁵⁵⁾。

$$V_{PP} = V_P \{ 1 + \ln (\omega / \omega_r) / (\pi Q) \} \quad (4.26)$$

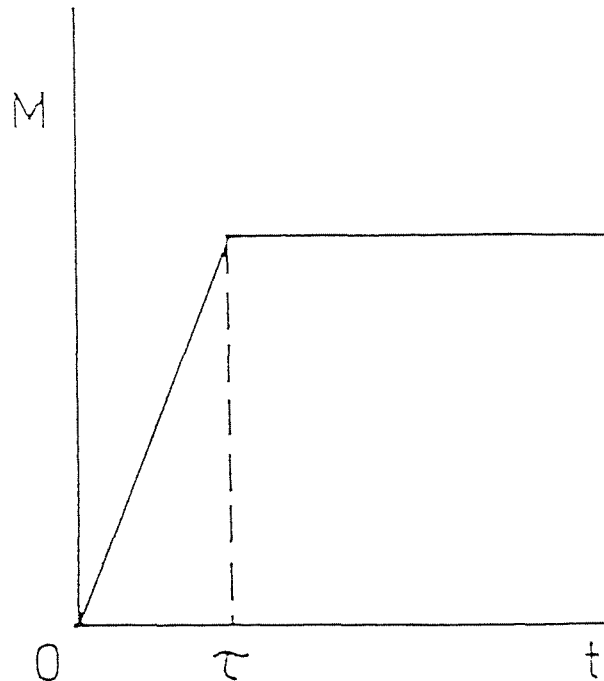


図 4. 1 2 解析に用いた見掛け地震モーメント (M) - 時間 (t) 関数

この式で V_P はいわゆる P 波速度であり、震源距離を伝播時間で除した値である。また、基準角速度 ω_r は、 $\omega = \omega_r$ のときに $V_P = V_{PP}$ となるような値として定義される。言い替えると、基準角速度は、これを用いて理論的に計算した伝播時間が観測された伝播時間と等しくなるような値である。この基準角速度 ω_r は、減衰定数 Q 、見掛け地震モーメント - 時間関数、震源距離の関数となるが、計算結果に大きな影響を与えるものではない。また、所定のフィールドにおいては、これらの変数はほぼ同一であろうから、 ω_r を矩形波に関する理論的な計算から求め、そのフィールド内では一定と考えてもよいと思われる。計算結果、当炭鉱では $\omega_r = 800\pi$ rad/sec とした。

(6) 見掛け地震モーメント M_a を計算する手続き

計算の都合上、減衰定数 Q のかわりに Q^{-1} を未知数とした。2つの未知数 Q^{-1} 、 M_a は(4.25)式に基づき評価する。このとき、震源標定に用いたのと同じ方法で、 Q^{-1} と M_a を初期値と補正值の和として表し、補正值に関する近似的な線形方程式を連立させ、反復最小二乗法によって解を求める。

(7) 見掛け地震モーメント M_a の計算に用いたフーリエ振幅スペクトル

$|U(\omega)|$ の評価

(4.25)式で用いるフーリエ振幅スペクトル $|U(\omega)|$ は、P波の立上りからS波の立上りまでの波形をフーリエ変換して求めた。このとき、反射波が解に若干影響している可能性がある。反復最小二乗法に用いる周波数帯は9.8 ~ 49.6 Hzとした。周波数9.8 Hz未満の低周波部はセンサーの周波数特性が平坦でないために使用しなかった。逆に、周波数が49.6 Hzより大きい高周波部は前述の立上り時間に関する仮定による誤差を避けるために使用しなかった。

以上の手続きにより図4.9、4.10に示した事象に関して、減衰定数 Q と見掛けモーメント M_a を求めた。これを表4.3に示す。 Q は小さい値を示しているが、これは Q が伝播経路の周波数特性を表現するただ一つのパラメーターとなっているためであろう。

表4.3 減衰定数 Q 、および、見掛け地震モーメント M_a の解析例

CH	Q	M_a (MN)
3	4.37	-30.2
4	0.95	-15.2
5	1.64	-24.3
6	3.31	-3.0
7	6.14	-7.7
8	5.69	-7.7

減衰定数 Q と見掛け地震モーメント M_a を(4.25)式に代入し計算で求めたフーリエ振幅スペクトルと、実際の微小地震波から計算されたフーリエ振幅スペクトルを図4.10に示す。両者の一致の程度は良く、計算されたフーリエ振幅スペクトルは、実際の微小地震波から得られたフーリエ振幅スペクトルをよく近似しているといえる。

4.5.4 見掛け地震モーメント M_a に基づく地震モーメントテンソル M_{1j} の評価方法

6つ以上のセンサーについて、それぞれ見掛けモーメント M_a の値が評価されたならば、(4.20)式を連立させることにより、地震モーメントテンソルの独立な6成分が計算できるはずである。ところが実際には、計算誤差やセンサーが全ての方向を網羅していない等の理由により、安定した解を得ることは難しい。

そこで、安定した解を得るために、解の自由度を減少させ、地震モーメントテンソルの主値の1つが0であると仮定することにした。この仮定はダブルカップル型でないような地震モーメントテンソルに対しては、解の精度に影響するが、ダブルカップル型の地震モーメントテンソルの場合、もともと主値の1つが0であるので影響しない。したがって、本解析法によってダブルカップル型の解が得られなかった場合、少なくともその事象はダブルカップル型ではないといえる。

地震モーメントテンソル M_{1j} はその主値、 M^I 、 M^{II} 、 M^{III} を用いて以下のようにあらわすことができる。

$$M_{1j} = C_{1k} M'_{km} C_{jm} \quad (4.27)$$

M'_{km} は対角行列で、 $M'_{11} = M^I$ 、 $M'_{22} = M^{II}$ 、 $M'_{33} = M^{III}$ である。 C_{1k} は k 番目の主軸の x_1 軸に対する方向余弦である。上述したように地震モーメントテンソルの主値 M^{III} を

$$M^{III} = 0$$

とする。これを(4.27)式に代入すれば以下の式が得られる。

$$M_{11} = C_{11}^2 M^I + C_{12}^2 M^{II}$$

$$M_{22} = C_{21}^2 M^I + C_{22}^2 M^{II}$$

$$M_{33} = C_{31}^2 M^I + C_{32}^2 M^{II}$$

$$M_{12} = M_{21} = C_{11} C_{21} M^I + C_{12} C_{22} M^{II}$$

$$M_{23} = M_{32} = C_{21} C_{31} M^I + C_{22} C_{32} M^{II}$$

$$M_{31} = M_{13} = C_{31} C_{11} M^I + C_{32} C_{12} M^{II} \quad (4.28)$$

主軸の角度が決まれば、残り2つの地震モーメントテンソルの主値は(4.28)式を(4.20)式に代入することにより求められる。そこで、主軸の角度を少しずつ変化させ、それぞれの角度について主値を求めた。そして、 M^I 、 M^{II} の二乗和が最小となる主値の組を解とした。表 4.3 に示した見掛け地震モーメントに対し、このようにして求めた地震モーメントテンソルの最大、中間、最小主値、 M_1 、 M_2 、 M_3 を表 4.4 に示す。

以上の方法を用いて西部8片5上層・5層の16個の微小地震の地震モーメ

ントテンソルを解析した結果の一部を図 4.13 に示す。図には、微小地震の震源（平面図に投影）と、地震モーメントテンソルの主軸および震源からセンサーへの方向（上半球ステレオ投影）が示されている。また、図中には CH-1 の極性が示されているが、A/D コンバーターの故障により振幅が正確でなかった。

表 4. 4 地震モーメントテンソルの解析例

	Principal value (GN·m)	ϕ (degree)	θ (degree)
M_1	0.0	243.2	74.8
M_2	-6.2	140.0	50.0
M_3	-14.9	-10.5	44.0

たので、CH-1 の信号は地震モーメントテンソルの解析には用いてない。

地震モーメントテンソルの主値を図 4.14 に示す。全事象がダブルカップル型とは異なっている。このような特徴を持つ地震モーメントテンソルに対応する震源機構についての検討は今後に残された重要な課題であるといえる（1. 4. 1 項参照）。

なお、砂川炭鉱における断層近傍で発生したガス突出²⁴⁾の際に観測された微小地震に関し、地震モーメントテンソルを本方法で解析したところ、図 4.15 に示すようにダブルカップルに近い地震モーメントテンソルが得られた。

4. 6 ローカルマグニチュードおよび地震波エネルギー

自然地震の規模は、実用的には、マグニチュードで表される場合が多い。マグニチュードには、

- (1) ローカルマグニチュード M_L
- (2) 表面波マグニチュード M_S
- (3) 実体波マグニチュード M_B

の 3 種類ある⁵⁶⁾。同一の地震に対する 3 者の値は互いに若干異り、様々な換算式が提案されている。例えば、Gutenberg-Richter によれば、

$$M_B = 2.5 + 0.63 M_S$$

$$M_B = 1.7 + 0.8 M_L - 0.01 M_L^2$$

○ Up or Positive

● Down or Negative

◇ Null

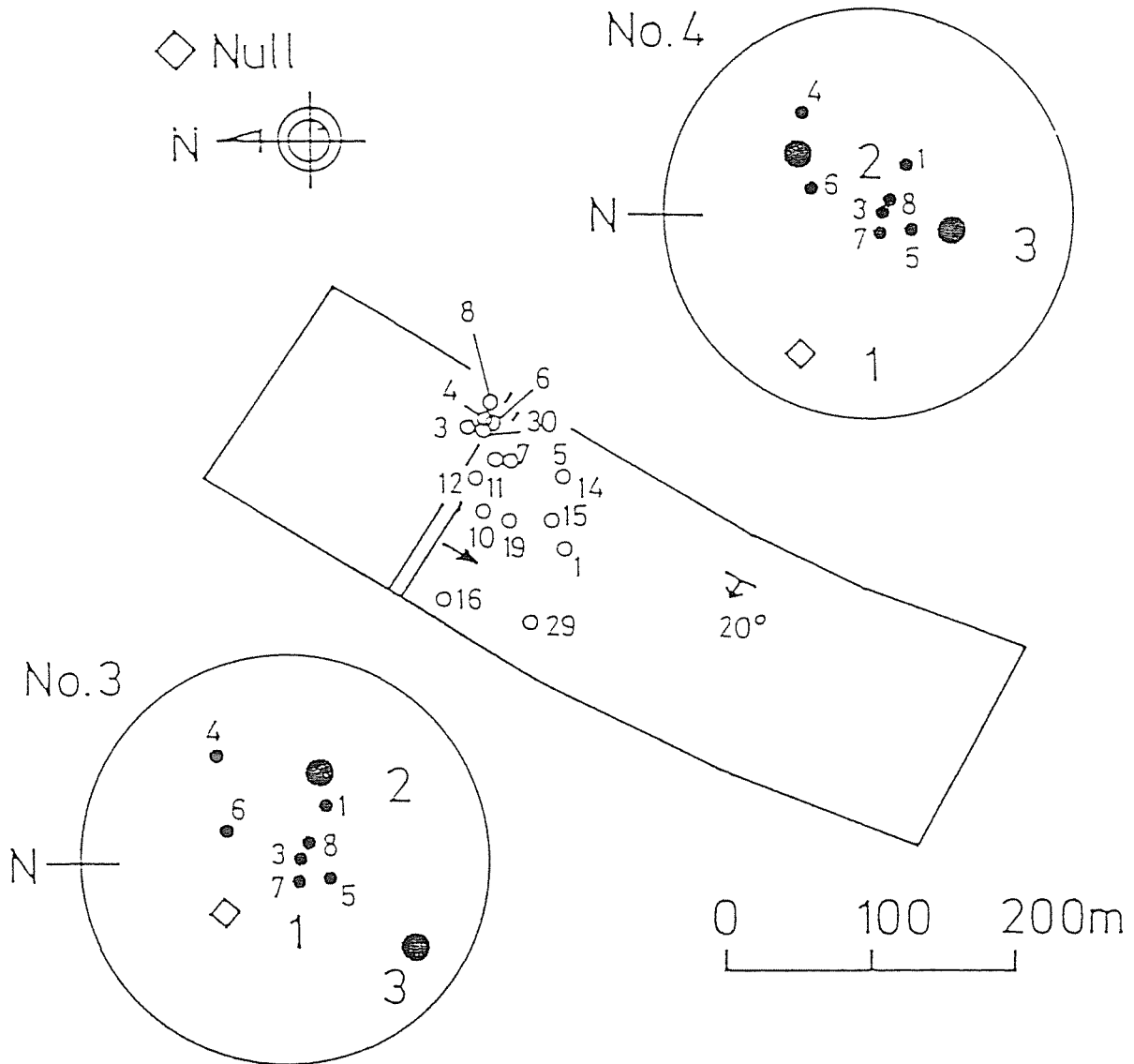
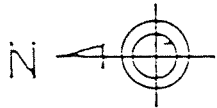


図4. 13 微小地震の震源と事象 3、4 の地震モーメントテンソルの主軸
(大きなシンボルは主軸、小さなシンボルは測点をあらわす)

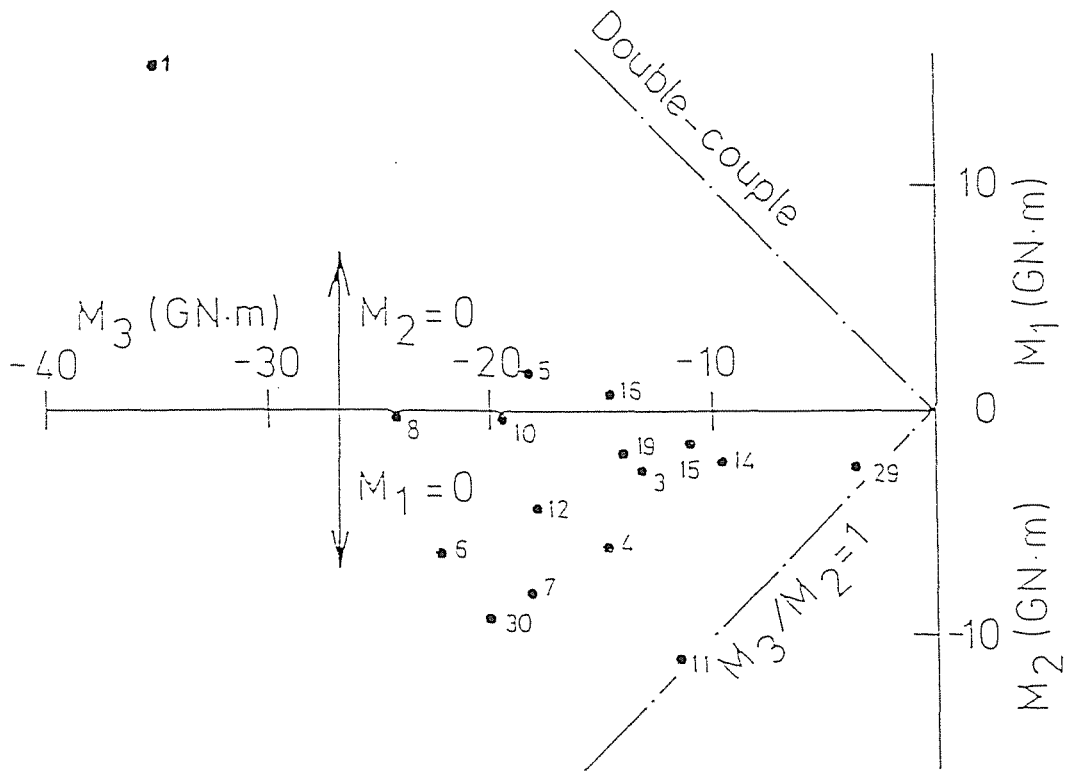


図4. 14地震モーメントテンソルの3つの主値の関係

である⁵⁶⁾。

本研究ではローカルマグニチュード M_L を用いているが、この理由は、Gibowicz が微小地震の地震モーメント $M(N\cdot m)$ とローカルマグニチュード M_L の関係を以下のように求めているからである⁵⁷⁾。

$$M_L = \log M - 10.16 \quad (4.29)$$

本研究ではローカルマグニチュードの評価にこの式を使うことにする。ただし、この式には地震モーメントテンソルを直接代入できないので、最大せん断地震モーメント M_S というスカラー量を、

$$M_S = (M_1 - M_3) / 2 \quad (4.30)$$

と定義し、これを地震モーメント M の代りに用いることにした。最大せん断地震モーメント M_s は地震モーメントテンソルがダブルカップル型の場合には地震モーメント M に一致する。したがって、この考え方はある程度妥当と考えられる。

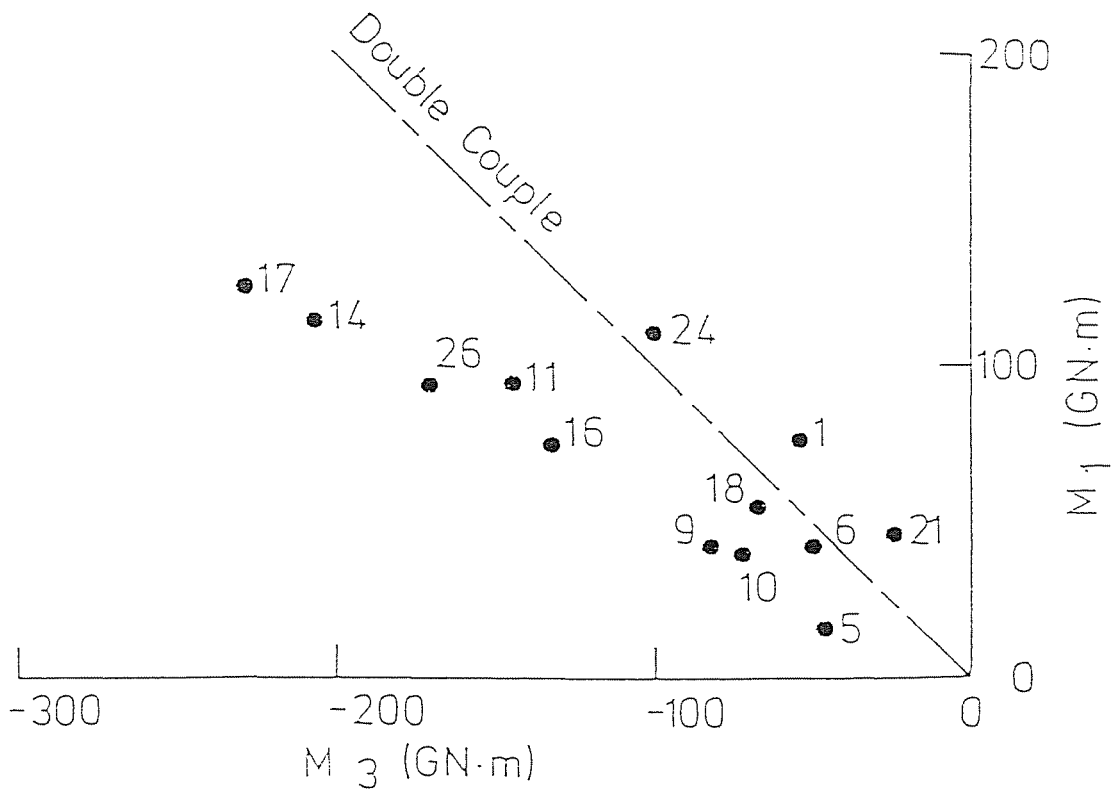


図4. 15 砂川炭鉱の断層際のガス突出に伴って発生した微小地震の地震モーメントテンソルの3つの主値間の関係

このように、地震モーメントテンソルが評価されれば、微小地震のローカルマグニチュード M_L を評価できる。しかしながら、膨大な数の微小地震に対し、いちいち地震モーメントテンソルを求めることは事実上不可能である。そこで、先ほどの 16 事象について、最大地動速度 A_m (m/s)、震源距離 r (m)、ローカルマグニチュード M_L の間に成立する次のような関係式を求め、他の事象のローカルマグニチュード M_L は、この関係式を用いて評価することにした。

$$M_L = 2.0 \log A_m + 2.5 \log r + 1.4 \quad (4.31)$$

式の誘導過程から明かなように、上式は、本研究で計測された幌内炭鉱における微小地震についてのみ有効である。

我国の自然地震の規模は表面波マグニチュードで表されることが多い。表面波マグニチュード M_S とローカルマグニチュード M_L の関係は、前述の換算式より、

$$M_S = -1.3 + 1.3 M_L - 0.2 M_L^2$$

となり、第6章で示す微小地震のローカルマグニチュードの範囲、 $-1 \sim +1.5$ は表面波マグニチュードで $-2.8 \sim +0.2$ に対応する。

地震波エネルギーは、地震により放射された弾性波の持つ震動エネルギーとして定義される⁵⁶⁾。ローカルマグニチュードと地震波エネルギー $E(J)$ の間には以下の関係がある⁵⁶⁾。

$$\log E = 2.9 + 1.9 M_L - 0.024 M_L^2 \quad (4.32)$$

4.7 微小地震活動の活発さの推移を表す2つの指標

—地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解放率—

微小地震活動の活発さを表すために、次の2つの指標を導入した。

- (1) 地震波エネルギー解放率
- (2) 最大せん断地震モーメント解放率

地震波エネルギー解放率は、ある期間に発生した微小地震の地震波エネルギーの合計をその期間の払進行長で除した値として定義される。

最大せん断地震モーメント解放率は、ある期間に発生した微小地震の最大せん断地震モーメントの合計 M_{stotal} をその期間の払進行長で除した値として定義される。

なお、指標の一つである最大せん断地震モーメント解放率は観測システムを撤収してから導入した。このために、個々の事象のデータは失われた状態になっていたので、この量は、以下の方法を用いて地震波エネルギーから間接的に評価した。

微小地震のローカルマグニチュード M_L と発生頻度 N の間には、

$$N = a - b M_L \quad (4.33)$$

の関係が近似的に成立している（図 6.2、6.16、6.29、6.42、6.55、6.68 参照）。したがって、最大ローカルマグニチュード M_{Lmax} から最小マグニチュード M_{Lmin} までの微小地震を計測した場合、地震波エネルギーの合計 E_{total} 、最大せん断地震モーメントの合計 M_{stotal} は、ほぼ以下のように評価できる。

$$\begin{aligned}
 E_{total} &= \int_{M_{Lmin}}^{M_{Lmax}} E N dM_L \\
 &= 10^{2.9+a} [A]_{M_L=M_{Lmin}}^{M_L=M_{Lmax}} \quad (4.34)
 \end{aligned}$$

ここで、

$$\begin{aligned}
 A &= \frac{1}{10^{(1.9-b-0.048M_L)\ln 10}} \int_{M_L=M_{Lmin}}^{M_L=M_{Lmax}} 10^{(1.9-b)M_L-0.024M_L^2} dM_L \\
 M_{stotal} &= \int_{M_{Lmin}}^{M_{Lmax}} M_s N dM_L \\
 &= \left[10^{10.16+a} M_L \right]_{M_L=M_{Lmin}}^{M_L=M_{Lmax}}, \quad b=1 \\
 &= 10^{10.16+a} \left[\frac{10^{(1-b)M_L}}{(1-b)\ln 10} \right]_{M_L=M_{Lmin}}^{M_L=M_{Lmax}}, \quad b \neq 1
 \end{aligned} \quad (4.35)$$

ただし、 $a = b M_{Lmax}$ である。

観測結果から、 b と M_{Lmin} の値はほぼ $b = 1$ 、 $M_{Lmin} = -1$ となる。これらを用いて、 M_{Lmax} を -1 から 2.4 まで変化させたときの E_{total} と M_{stotal} の関係は図 4.16 のようになる。この図から、

$$M_{stotal} (\text{GN}\cdot\text{m}) = 0.45 E_{total} (\text{J})^{0.63} \quad (4.36)$$

が得られる。この式に、 E_{total} を代入すると M_{stotal} が評価される。

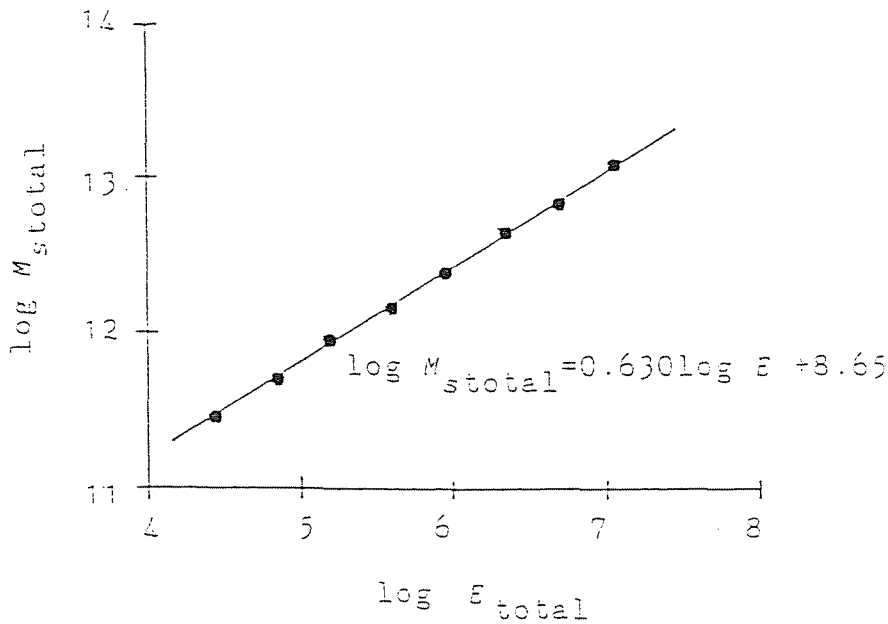


図4.16 地震波エネルギーの合計 E_{total} (J) と最大せん断地震モーメントの合計 M_{stotal} (N·m) の関係

4.8 本章のまとめ

本章では、震源パラメーターの評価方法について検討した。得られた主な結果を以下に示す。

- (1) 沿層発破掘進、あるいは、これに伴う微小地震のデータを用いて P 波速度を評価する2つの方法を新たに開発した。これらの方法により、幌内炭鉱の岩盤の平均的な P 波速度は 2,600 ~ 3,300 m/sec 程度であると評価された。ばらつきの程度は 10 ~ 20 % であった。
- (2) 微小地震の震源標定方法を用いて発破位置を推定したところ、ほとんどの事象について、実際の発破位置とのずれは、水平方向で 10 m 以内、垂直方向で 20 m 以内に収まっていた。実際の微小地震の震源の標定精度は、本研究に重要と考えられる払面前方の炭層や天盤で生じるものについては、水平方向で 30 m 以内、垂直方向で 40 m 以内と見積もられる。
- (3) 微小地震の観測データから地震モーメントテンソルを評価する方法を新たに開発した。評価に際しては、岩盤の粘性を考慮し、主値の1つを 0 と仮定した。
- (4) この方法によって幌内炭鉱で観測された微小地震を解析したところ、岩盤の減衰定数 Q は、1 ~ 6 程度の低い値を示した。地震モーメントテ

ンソルの主値の大きさは最大で 40 GN·m 程度であった。地震モーメントテンソルの 0 でない主値の組み合わせは、大きい負の値と小さい負の値、あるいは、大きい負の値と小さい正の値であり、これらの特徴はダブルカップル型とは異っている。

- (5) 最大せん断地震モーメントと名付けた微小地震の規模を表すスカラー量を定義し、幌内炭鉱の微小地震に関して、これを最大地動速度、震源距離で表現する式を地震モーメントテンソルの解析に基づいて導いた。

第5章 数値シミュレーションの方法

5. 1 はじめに

本章では微小地震活動を力学的現象として捉え、次に述べる考えに基づいてモデル化する。すなわち、採掘活動の進行につれて変化する採掘空洞周囲の応力が破壊規準を満たすか否かに着目する。満たす場合には、弾性波の放射を伴う破壊が生じ、これが微小地震現象であると解釈する。

各採掘過程に対応した応力分布の決定、破壊の有無の判定、破壊が生じた場合の破壊規模の評価を数値応力解析手法を用いて逐次行う一連の作業を、ここでは、数値シミュレーションと呼ぶことにする。本章ではこの数値シミュレーションの方法について検討する。

なお、数値シミュレーションの結果として、各採掘ステップ毎に、破壊の発生位置、および、破壊の激しさの程度に関する情報が得られる。これらは観測結果と比較・検討できるが、それについての事例研究は次の第6、7章で述べる。

数値シミュレーションを実行する際の応力解析には、三次元変位くい違い法を用いることにした。変位くい違い法は間接法タイプの境界要素法に分類される数値応力解析方法である。この方法を用いると、同一のアルゴリズムで、炭層のような板状介在物やき裂の解析を実行することができ、この種の解析でしばしば重要になるき裂または介在物の上下面の相対変位を直接評価できる上に、必要ならばき裂の応力拡大係数も得られる。また、要素分割は介在物だけを対象として行えばよく、短時間でデータの準備作業が済む。しかも、十分に正確な結果を短時間の計算の実行で得ることができるという利点もある。このように、板状介在物問題の数値解析法として優れているために同方法を採用した。

以下では、まず、夾炭層岩盤に弾性応力解析を応用することの妥当性を確認する。その後、三次元変位くい違い法の理論について述べ、計算精度について考察する。また、炭層面内の応力の評価方法や、計測対象となった幌内炭鉱のように、炭層が近接して存在する場合に適した解法を開発したので、これについても言及する。最後に、数値シミュレーションを構成する要素、すなわち、破壊規準、破壊規模の評価方法等について述べる。

5. 2 等方弾性体の仮定と弾性応力解析の妥当性

数値シミュレーションで応力解析を実行する変位くい違い法では、等方均質な弾性体中に弾性定数の異なる板状の弾性的な介在物、すなわち、炭層が存在するモデルを仮定する。ところが、夾炭層岩盤の弾性的性質には、2. 2節で述べたように、若干の異方性がみられる。そこで、応力解析に際して夾炭層岩盤を等方均質な弾性体と仮定することの妥当性に関して考察する。

5. 3. 5項、第6、7章に示すように、弾性の仮定に基づく数値応力解析で得られる長壁式採炭掘り周辺の地圧分布には以下のような特徴がみられる。

- (1) 採掘跡縁辺（払面を含む）には応力集中が生じる。
- (2) 採掘跡内は応力が小さい。
- (3) 採掘跡内中央部では初期地圧よりやや小さい程度の地圧の伝達が生じる。
- (4) 採掘跡の下の層では(1)～(3)と同様な地圧分布が生じるが、応力の変化量は少ない。

これらの特徴は地層模型試験結果^{41)・58)}や従来経験的にいわれているものと同じである。応力の大きさについても、採掘の初期段階で塑性域の大きさが小さい場合には等方・均質を仮定した弾性解と地層模型試験結果は一致する⁴¹⁾。

Fujii et al.⁵⁹⁾、藤井他⁶⁰⁾は旧赤平炭鉱の保安炭柱周辺の採掘に伴う立坑軸の変位について、計測結果と変位くい違い法に基づく弾性計算結果の比較をしている。長さ約 600 m の立坑は、周辺の採掘の進行に伴い相当な損傷を生じた。しかしながら、予測と計測結果は良く一致していた。菅原他⁶¹⁾は長壁式採炭払周辺の地圧の計測結果と、初期地圧としてかぶり圧を仮定して実施した弾性計算結果が、互いによく一致することを示している。

以上の諸事例が示すように、深部炭鉱における採掘領域周辺の応力状態に関して、等方均質弾性体の仮定の下での計算結果は妥当な評価を与えていると考えられる。

5. 3 三次元変位くい違い法

5. 3. 1 三次元変位くい違い法の理論と基本解

間接法タイプの境界要素法においては、ある基本解を境界条件を満足させるように重ね合わせることによって解が導かれる。変位くい違い法を最初に研究した Salamon⁶²⁾ は基本解を独自の方法で導いているが、実は、この基本解は無限弾性体中の力学的な変位くい違いによって生じる応力・変位の解 (Dislocation theory) に一致する。後者の方がより一般性があるので、これに基づいて研究を進めることにした。

ここでいうくい違いとは次のようなものである (図 5.1)。無限弾性媒体中に Σ なる面を考える。 Σ に沿って切れ目をいれ、切れ目の上下面 (Σ^+ 、 Σ^-) に分布力を与える。その結果、物体は Σ 近傍で変位を生じるが、そのままの状態では切れ目をのり付けする。そうすると、この物体には外部からなんら力が作用していないにもかかわらず、 Σ の近傍には弾性的にひずんだ状態が出現し、切れ目 Σ の上下面は相対的に移動した状態になっている。これを面 Σ のくい違いと呼ぶ。

このくい違いは、許容される自由度の数に応じ、3種類ある⁶³⁾。このうちで、くい違いを境界面に沿って離散的に分布させようとする境界要素法の考え方からすれば、その基本解として Volterra のくい違いと呼ばれるものを採用する

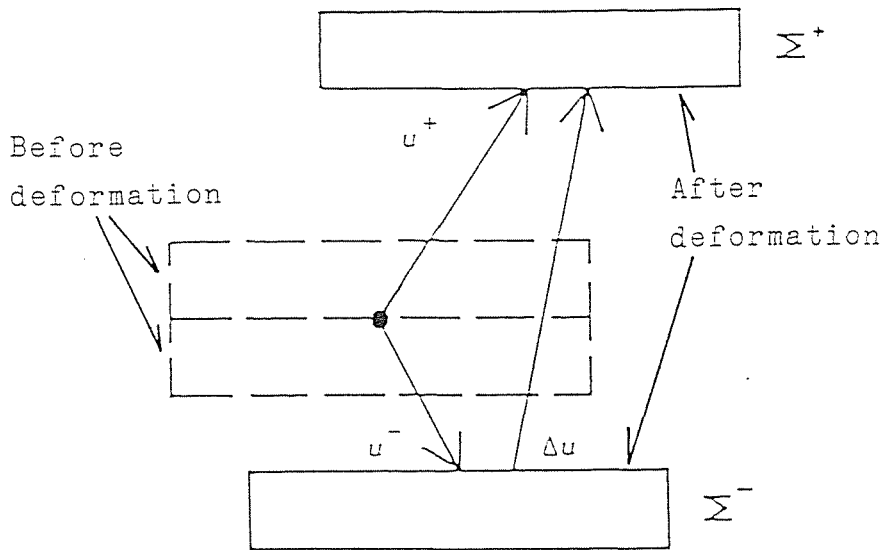


図 5. 1 変位くい違いの概念

のが妥当であろうと考えられる。このくい違いは総和規約を用いて次のように表される (Weingarten の関係式と呼ばれる)。

$$\Delta u_k = u_k^+ - u_k^- = b_k + \Omega_{kj} \xi_j, \quad \Omega_{kj} = -\Omega_{jk} \quad (5.1)$$

ここで u_k^+ 、 u_k^- は面 Σ における上下面の変位成分を、 ξ_j は面 Σ 上の点の座標を表す。また、 b_k は定数、 Ω_{kj} は $k = j$ なら 0、 $k \neq j$ なら 0 でない値をとる定数である。したがって、三次元場では独立な定数は 6 つある。これらに対応する変形モードを、面 Σ の法線が x_3 軸に一致する場合について示したのが図 5.2 である。図からわかるように、 Ω_{kj} は回転、 b_1 、 b_2 はせん断ずれ、 b_3 は開口変位に関する定数である。

面 Σ に分布するくい違いによって任意点 Q に誘起される静的な応力場と変位場は、Volterra の定理⁶⁴⁾ によって計算することができる。なお、このくい違いの作用により発生する全ての応力成分は、 Σ において連続になることがわかっている。

今、くい違い成分の中で回転成分 Ω_{kj} を 0 と仮定し、上下面の平行移動成分のみを許すと仮定する。この場合、変量であるくい違いは、き裂の上下面の相対変位に一致するという物理的に明確な意味を持っている。これに対応して発生する変位 u 、応力 σ は、 Σ 上の点を $P(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ 、任意点を $Q(x_1, x_2, x_3)$ として次式のように表される。なお、面 Σ の法線は x_3 軸に一致するも

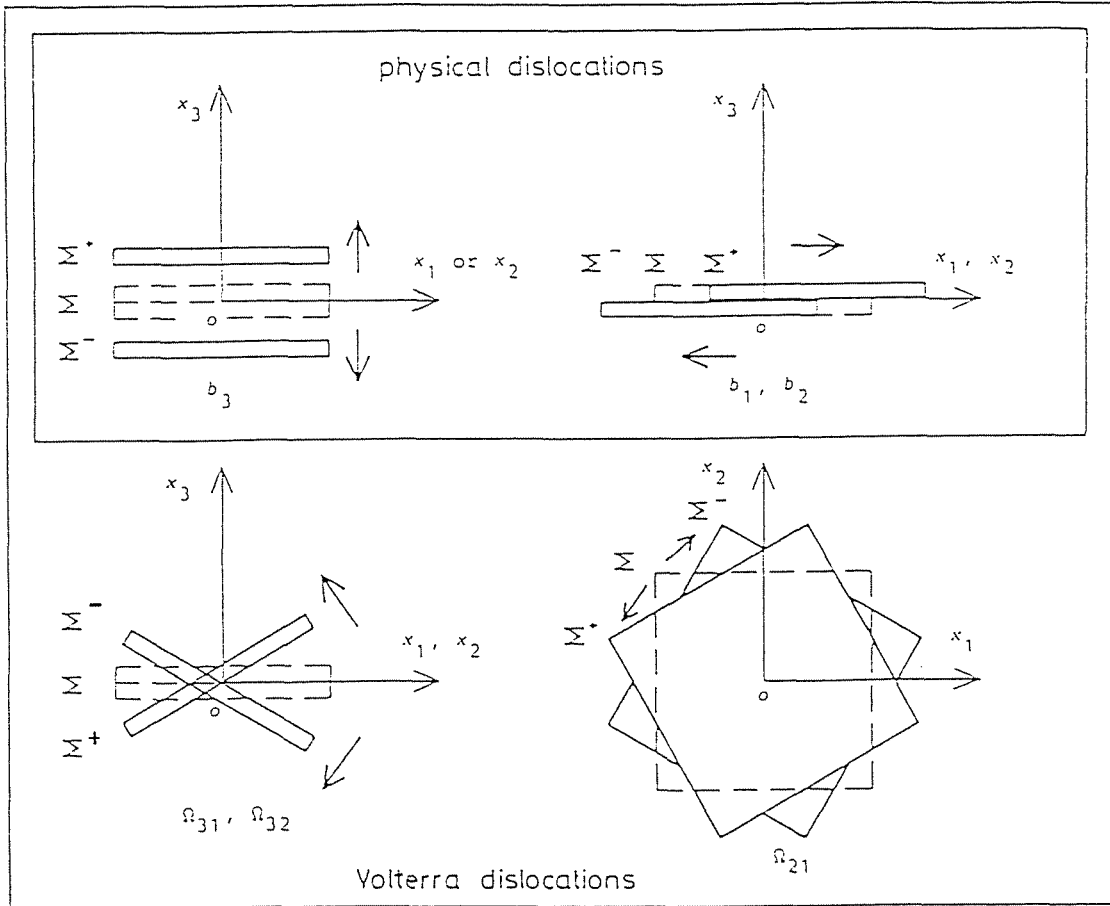


図5.2 変位くい違いのモードと定数の関係

のとする。

$$u_m(Q) = \int b_k T_k^m(P, Q) d\Sigma \quad (5.2)$$

$$\sigma_{mn}(Q) = \int b_k H_k^{mn}(P, Q) d\Sigma \quad (5.3)$$

ここに、

$$T_k^m(P, Q) = 1 / (4\pi) \{ (1 - \alpha) (-\delta_{k3} \Gamma_m r^{-3} + \delta_{mk} \Gamma_3 r^{-3} + \delta_{3m} \Gamma_k r^{-3}) + 3\alpha \Gamma_k \Gamma_m \Gamma_3 r^{-5} \} \quad (5.4)$$

$$H_k^{mn}(P, Q) = \lambda \delta_{mn} T_k^{h,h} + \mu (T_k^{m,n} + T_k^{n,m}) \quad (5.5)$$

$$\alpha = (\lambda + \mu) / (\lambda + 2\mu)$$

$$\Gamma_k = \bar{X}_k - \xi_k$$

$$r = (\Gamma_k \Gamma_k)^{1/2}$$

であり、 λ 、 μ はラーメの定数、 δ はクロネッカーのデルタ、 $T_k^{m \cdot n}$ は T_k^m の ξ_n に関する偏微分を表す。

5. 3. 2 変位くい違い法の定式化と計算方法

いま、面 (Σ) に沿って応力型の境界条件が指定されているような問題を考える。境界条件を満たすために面 (Σ) を有限個の微小領域 ($\Delta \Sigma$) に分け (これを要素と呼ぶ)、各要素中心の応力が所定の境界条件に一致するようにする。このためには、要素中心の応力を (5.3)式によって評価する必要がある。ところが、(5.3)式の被積分関数は $r = 0$ で特異点を持つ。そのため、この積分を陽な形で求めておかななくてはならない。これについては要素の形状が正方形、または、矩形の場合の解が文献に与えられており⁶⁵⁾、三角形の場合についても研究が行われている^{66,67)}。

炭層の場合は境界面 Σ がほぼ平面になっている。特に、長壁式採掘跡の形状は略矩形のため、正方形の集合として近似しやすい。さらに、境界を同一大きさの正方形要素の集合として表現すれば、以下で述べるような計算時間とメモリーサイズを節約する手法が適用でき、かつ、計算結果の表示も容易である。以上のような理由から本研究では正方形要素を採用した。

以下に、(5.2)、(5.3)式に基づいて、正方形要素中心で境界条件を満たすような変位くい違い法の定式化を行う。

平面状の境界面を n 個の要素の集合として近似し各要素にくい違い量を作用させるものとする。このとき、第 i 要素中心の表面力成分を $T_m(i)$ 、くい違いを $b_k(i)$ とすれば、 $3n$ 個の $b_k(j)$ に対して、以下の $3n$ 個の連立方程式が成り立つ。

$$T_m(i) = \sum_j \{ [W_k^m(Q)]_j b_k(j) \}, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (5.6)$$

ただし、

$$[W_k^m(Q)]_j = \int H_k^{m3}(P, Q) d\Sigma \quad (5.7)$$

Q: 要素 i の中心

P: 要素 j 上の点

$\int d\Sigma$: 要素 j 上の積分

である。

境界条件として、全ての要素について、表面力あるいはくい違いのいずれかが与えられていれば、これを(5.6)式に代入して解くことにより、未知の表面力成分 T_m 、または、変位くい違い b_k が求められる。

正方形要素に所定のくい違いが作用する場合の任意の点 $P(x_1, x_2, x_3)$ に生じる応力・変位は、付録に示すように陽な形で表現されている。

以上の作業手順に従って計算コードを作成し、コンピューターを用いて計算を実行すれば応力・変位が評価できる。実用的な問題を解く際には、計算時間やメモリーサイズを節約するために、以下の方法を用いることができる。

境界面を $k \times j$ 個の要素に分割するものとする。この場合、(5.7)式中の $W_k^m(Q)$ の数は $(3kj)^2$ となる。しかし、 $W_k^m(Q)$ は要素間の相対座標だけの関数となっていることを考慮すれば、この数を $3(2k-1)(2j-1)$ に縮小できる。

また、境界面を図 5.3 のように、さらに、 $K \times J$ 個のより粗いブロックの集合として表す。 K, J は、 $K = k/5, J = j/5$ とする。ある要素中心の表面力を計算する際に、その要素が属するブロック、および、このブロックに隣接するブロックのいずれかに属する要素に関しては、この要素が与える影響は(5.6)式をそのまま用いて計算する。その他のブロックに属する要素が与える影響については、そのブロックに属する要素の平均くい違い量を考え、このくい違い量がそのブロックに一様に分布しているものとする。そして、(5.6)式中の $b_k(j)$ としてこの平均くい違い量、(5.7)式中の積分領域としてそのブロックを採用して計算する。

この方法を用いれば、要素に関する $W_k^m(Q)$ の数は、 k, j の相対値が $-14 \sim 14$ に限られるので、 $3 \times 29 \times 29$ 、ブロックに関しては $3(2K-1)(2J-1)$ となる。また、連立方程式の計算ステップも $216 / (kj) + 0.04$ 倍程度に減少させることができる。たとえば、 $k = 50, j = 70$ の場合、 $W_k^m(Q)$ のメモリーサイズは何も処理しない場合の約 $1/30,000$ 、連立方程式の計算ステップ数は約 $1/10$ となる。

この連立方程式の解法としては、次に述べる2つの理由から、ガウス・ザイデル法のような反復法を用いる。

- (1) 上述の計算法に反復法が適している。
- (2) 5.3.4項で述べるような、上下盤の接触を考慮した幾何学的に非線形な問題を扱うにも反復法が適している。

5.3.3 変位くい違いの回転成分を無視したことによる誤差

定式化の過程で明かになったように、変位くい違い法では回転成分のくい違いが無視されている。したがって、変位くい違い法は、回転型の変形モードを

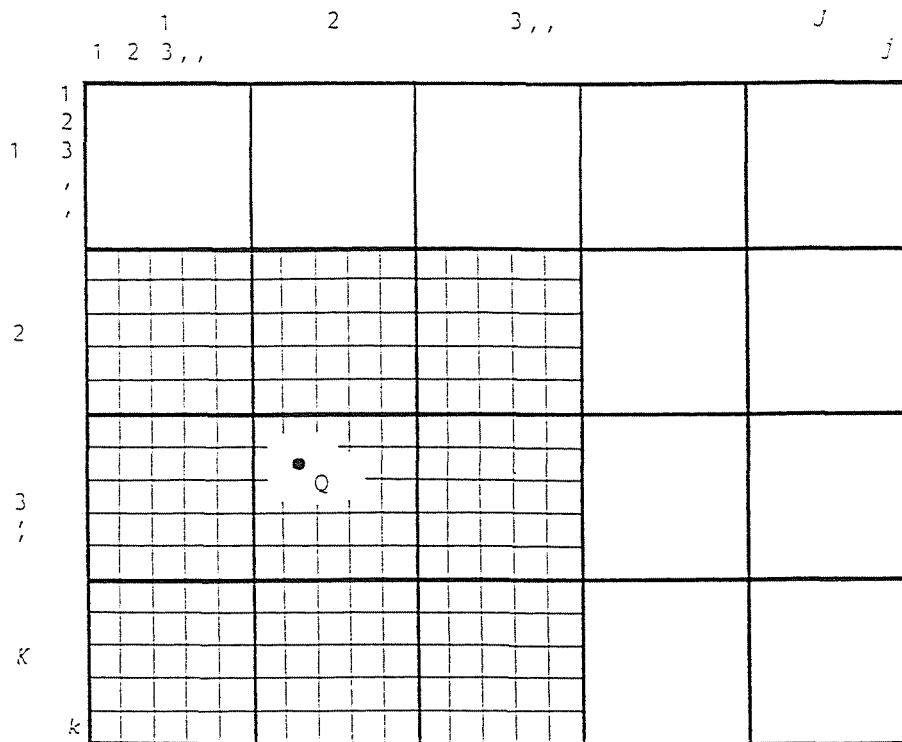


図5.3 注目している点Qとその周囲の要素、および、ブロック（ブロックは太線で囲ってある）

用いると適切に表現されるような変位場に対しては不正確な評価しか与えない可能性がある。次に、この可能性が実際に起こり得ることを、半無限体表面の一点で面に平行な集中力が作用する問題、すなわち、Cerruti の問題の場合について示す。

この問題を変位くい違い法で解くために、半無限体に一致する境界面 ($z = 0$) を 625 個の正方形要素の集合として近似した (図 5.4 参照)。また、水平方向の集中力は、中央の一つの要素にだけ分布する水平方向 (x 方向) の一様なせん断力 (S) に置き換えた。

計算の結果、次のことが明らかとなった。ポアソン比を 0.2 とした場合には、応力・変位の全成分について、数値解と解析解との間に比較的良い一致が認められた。ところが、ポアソン比を 0.0 とした場合には、 y 方向、すなわち、集中力と直角方向の変位の分布に関し、図 5.5 に示すように、かなりの差異が認められた。図 5.6 は半無限体表面における着力点近傍の正方形領域 B (図 5.4 参照) の変形を示したものであるが、これを見ると、厳密解においては回転型の変位が現れているのに対し、数値解においてはそれがないのがわかる。この差異の生じた原因は、変位くい違い法において回転型の変形モードを無視していることにあると考えられる。また、変位成分 u_y の差異も同じ原因によるものと推察される。

ただし、この変位成分 u_y は他の変位成分に比べると値が小さいので、全体

の変位分布や、応力分布は正解にかなり近いといえる。

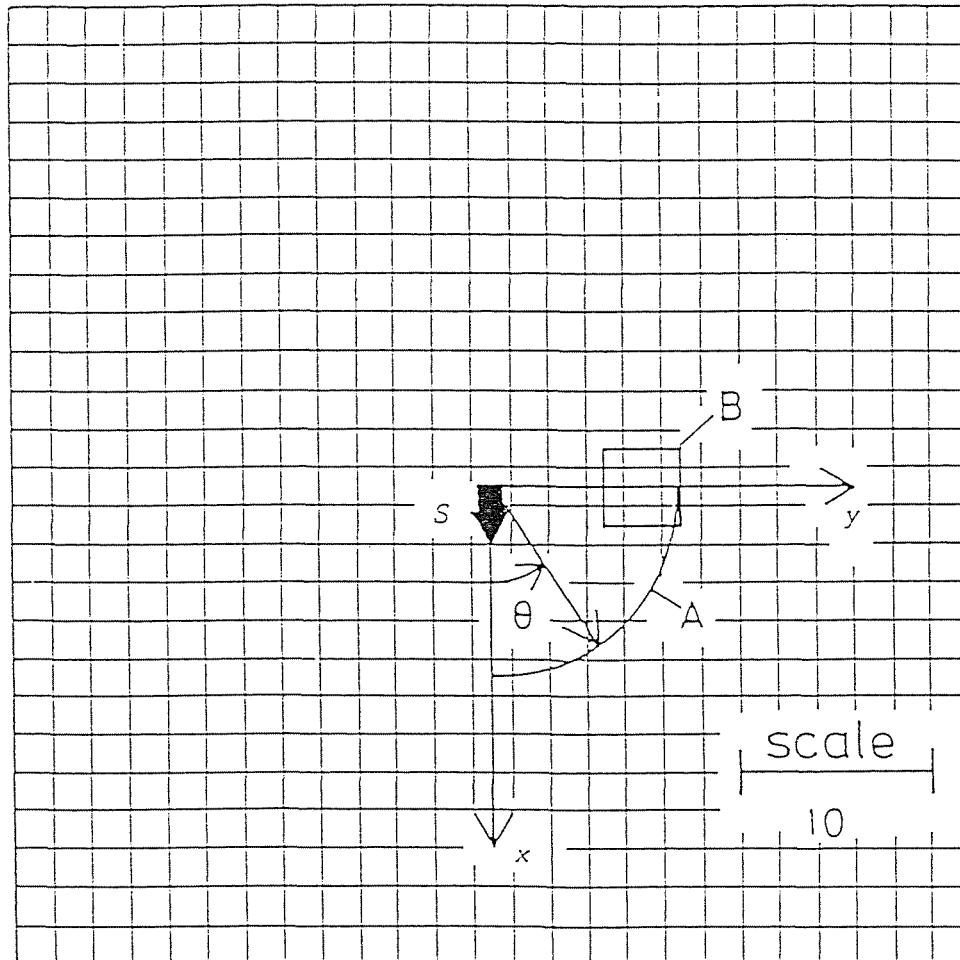


図5.4 Cerrutiの問題のモデル(荷重、ヤング率はそれぞれ1 N、1 Pa)

なお、半無限体の表面に垂直に作用する集中力の問題(Boussinesqの問題)の場合には、全ての変位、応力成分について数値解と解析解は良い一致を示すことが確認された。

き裂問題に関する変位くい違い法を用いた数値解と解析解との比較は、円盤型クラックの場合について行われている⁶⁵⁾。境界条件に関しては、き裂にせん断力が作用する場合⁶⁹⁾と内圧が作用する場合⁷⁰⁾の2つを扱っているが、そのいずれについても、応力・変位の各成分について、両者は良い一致を示している。

なお、線形破壊力学における重要な物理量である応力拡大係数も、本方法に

よって高い精度で評価できることが確認されている⁶⁵⁾。

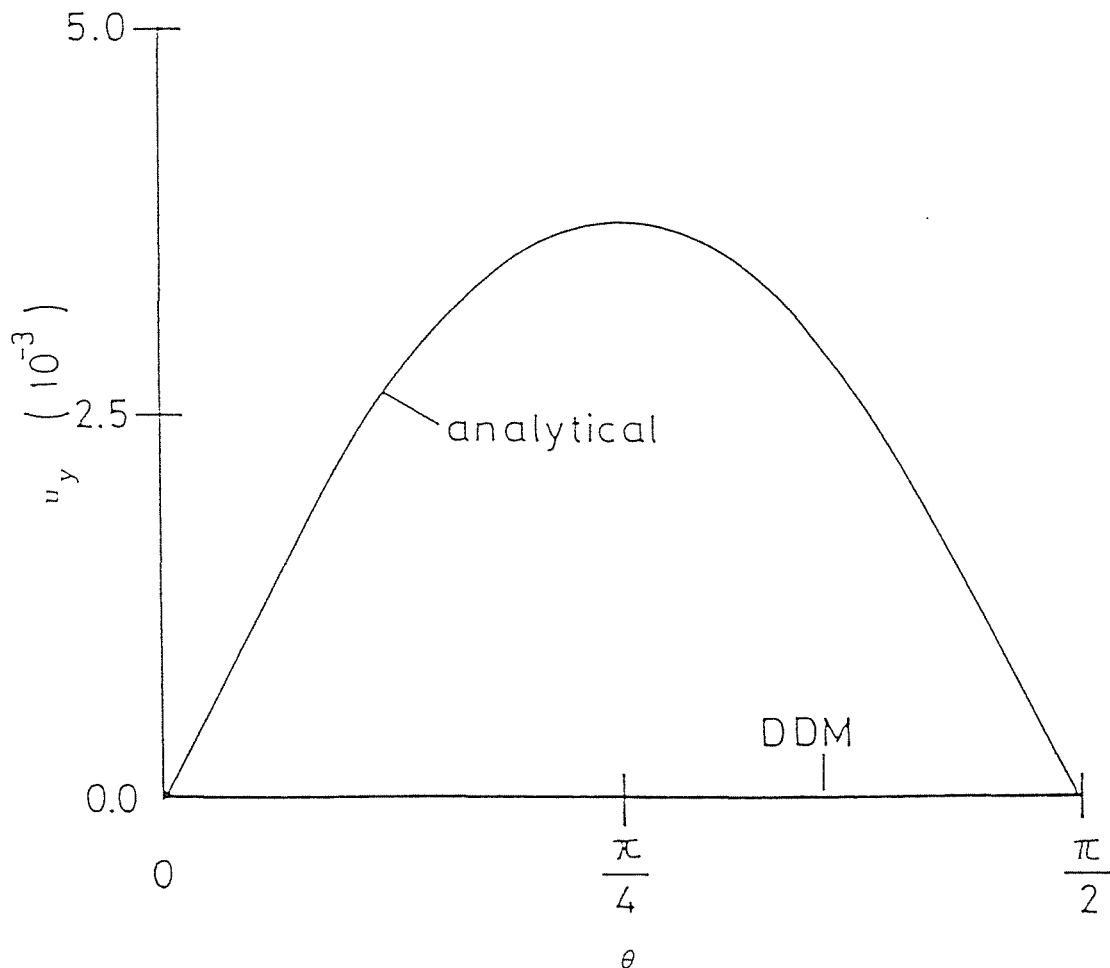


図5.5 弧A (図5.4参照)に沿った変位成分 u_y の分布。変位くい違い法による u_y (DDM) は θ に関わらず 0 で、厳密解 (analytical) と異なっている

以上述べた2つの事例計算から次のことがいえよう。すなわち、Cerrutiの問題のように領域の一部が回転型の変形モードを示す場合には、計算結果の一部に若干の不都合が生じるようである。しかし、全体としてみた場合、正解との差異は小さい。一方、そうでない場合には精度の高い結果が得られる。

特別な問題を除けば、き裂問題で上下面に相対的に大きな回転変位が発生することはないものと考えられる。したがって、この種の応力解析に変位くい違い法を用いることは妥当と考えられる。

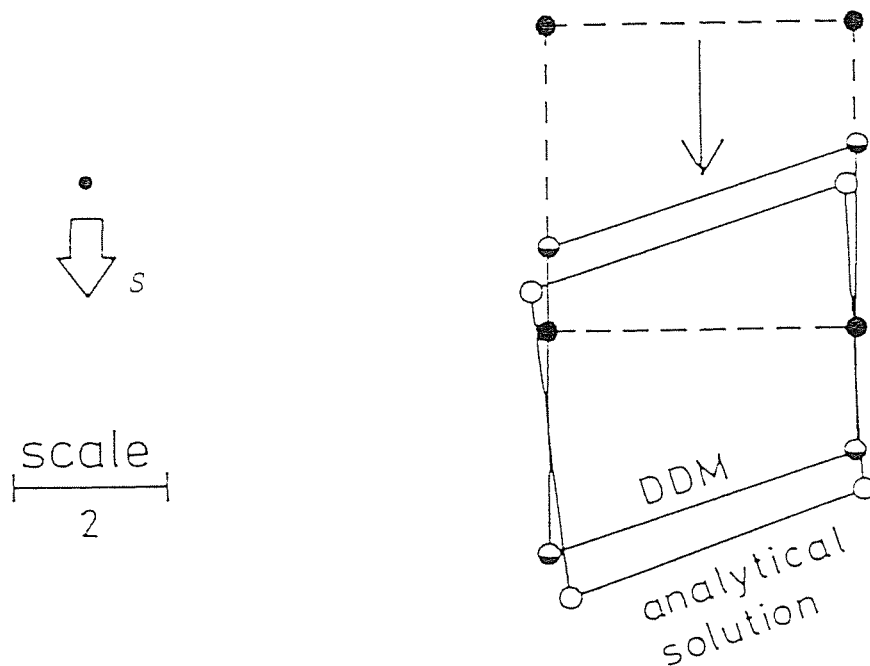


図5.6 正方形B（図5.4参照）の変形と移動。変位は実際の7倍に強調している

5.3.4 板状介在物の解析方法と計算精度

変位くい違い法は一般の介在物問題に適用可能であるが⁷²⁾、以下に述べるように、特に、板状介在物の問題に対しては、数値計算の実行が極めて容易になる。

まず、寸法が有限な板状介在物（ただし、ヤング率を E' 、剛性率を G' とする）の取り扱い方法について説明する。

今、代表的な幅が 1、高さが t （ただし、 $t \ll 1$ とする）であるような板状の介在物を含む無限弾性媒体が、遠方で $\{\sigma^\infty\}$ なる大きさの応力状態になっている問題を考える。これを解くために次のような手続きを用いる。

- (1) 無限媒体中に設けた $(1, t)$ の寸法をもつ空洞が変位しないように空洞壁面を拘束しつつ載荷する。このときに必要な拘束力を $\{\sigma^I\}$ とする。次に、拘束したままで空洞内に、空洞と同一大きさの介在物をはめ込み、のり付けする。このときの応力状態を $\{\sigma^{II}\}$ とする。
- (2) 遠方で無応力状態に保ちつつ、拘束力を解放する。これに伴って生じる応力分布を $\{\sigma^{III}\}$ とする。

2つの応力状態 $\{\sigma^I\}$ と $\{\sigma^{III}\}$ を重ね合わせたものは明かに求めようとする問題の解 $\{\sigma\}$ を与える。

さて、空洞形状が $t \ll 1$ であれば、これを近似的にき裂とみなすことができるので、拘束力は $\{\sigma^c\} = \{\sigma^\infty\}$ と評価される。この場合、(1) に対応する介在物と媒体の境界上の表面力は次のようになる。

$$\text{媒体側} : T_m^I(i) = \sigma_{m3}^\infty \quad (5.8)$$

$$\text{介在物側} : T_m^I(i) = 0 \quad (5.9)$$

次に、(2) に対応して生じる介在物と媒体の境界上の表面力であるが、この場合には、介在物と媒体がのり付けされており、両者の境界は一体となって変位することに注意されたい。したがって、第 i 要素の厚みを $t(i)$ とし、発生するくい違いを $b_k(i)$ とするとき、次のような関係式が得られる。

媒体側 ((5.6)式参照) :

$$T_m^{II}(i) = \sum_j \{ [W_k^m(Q)]_j b_k(j) \}$$

介在物側 :

$$T_1^{II}(i) = G' b_1(i) / t(i)$$

$$T_2^{II}(i) = G' b_2(i) / t(i)$$

$$T_3^{II}(i) = E' b_3(i) / t(i) \quad (5.10)$$

ただし、介在物側における変位は要素毎にそれぞれ独立に挙動するものと仮定している。

結局、求めようとする応力 $\{\sigma\}$ は、 $\{\sigma^I\}$ と $\{\sigma^{II}\}$ の和であるから、

媒体側 :

$$T_m(i) = \sigma_{m3}^\infty + \sum_j \{ [W_k^m(Q)]_j b_k(j) \}$$

介在物側 :

$$T_1(i) = G' b_1(i) / t(i)$$

$$T_2(i) = G' b_2(i) / t(i)$$

$$T_3(i) = E' b_3(i) / t(i) \quad (5.11)$$

となる。介在物と媒体はのり付けされているために、境界上で両者の表面力が等しく、

$$G' b_1(i) / t(i) - \sigma_{13\infty} = \sum_j \{ [W_k^1(Q)]_j b_k(j) \}$$

$$G' b_2(i) / t(i) - \sigma_{23\infty} = \sum_j \{ [W_k^2(Q)]_j b_k(j) \}$$

$$E' b_3(i) / t(i) - \sigma_{33\infty} = \sum_j \{ [W_k^3(Q)]_j b_k(j) \} \quad (5.12)$$

が各要素について成り立つ。これを解くことにより、 $\{ b_k(i) \}$ が全ての要素について求められるので、介在物中の面外応力成分 (σ_{12} , σ_{13} , σ_{33})、および、媒体中の全ての応力成分が計算できる（板状介在物の法線は x_3 軸に一致するものと仮定する）。

このようにして、板状介在物を含む領域の数値解は容易に得ることができる。ここで注意すべき点を2つ挙げておきたい。

- (1) 上式は付加項を除けばき裂問題に対応する式に一致するので、き裂と同一の取り扱いが可能である。
- (2) 介在物の定数 (E' , G') は場所毎に変化してもかまわない。したがって、介在物の一部が空洞で置換されているような問題も扱うことができる。

今度は、無限の広がりを持つ板状介在物の問題を考えてみる。この場合には、介在物が均質な材料でできており、一様な状態で詰まっていれば、力のつり合いから介在物中の応力 $\{\sigma\}$ の内で、 σ_{13} 、 σ_{23} 、 σ_{33} については、明かに、 $\sigma_{13} = \sigma_{13\infty}$ 、 $\sigma_{23} = \sigma_{23\infty}$ 、 $\sigma_{33} = \sigma_{33\infty}$ となり、自動的に決ってしまう。

応用的には、介在物の一部を切り取る時に生じる応力変化の評価が重要となる。これを求めるには、(5.6)式において、

- (1) 切り取られる部分（または、採掘部分）では、

$$T_m(i) = -\sigma_{m3\infty} \quad (5.13)$$

(2) 介在物の部分（または、未採掘部分）では、

$$\begin{aligned} T_1(i) &= G' / t(i) b_1(i) \\ T_2(i) &= G' / t(i) b_2(i) \\ T_3(i) &= E' / t(i) b_3(i) \end{aligned} \quad (5.14)$$

として解けばよい。なお、(5.14)式は Crouch らにより板状鉱床の採掘に伴う応力変化の評価方法としてはじめて提案された⁶⁸⁾。

切り取られる部分で上下盤が接触する場合の扱いは、Salamon⁶²⁾ が詳しく論じている。接触後のすべりを無視すれば、以下のようなになる。

$b_3(i) \leq -t$ のとき、

$$\begin{aligned} b_3(i) &= -t(i) \\ b_1(i) &= -t(i) b_1'(i) / b_3'(i) \\ b_2(i) &= -t(i) b_2'(i) / b_3'(i) \end{aligned} \quad (5.15)$$

b' : 上下盤が接触しないと仮定して計算したくい違い量

ただし、接触後も反復の過程で $T_3(i) > -\sigma_{33\infty}$ となった場合は、再び(5.13)式を採用する。

上述の解析方法にはいくつかの仮定や近似が含まれている。したがって、得られた結果には誤差が含まれている可能性がある。そこで、その大きさを評価する目安を得るために、厳密解が既知の偏平な回転楕円体状介在物を持つ無限弾性媒体の問題⁷²⁾に本方法を適用した。偏平な回転楕円体状介在物は 0.03333 のアスペクト比を持つ形状を有し、遠方で一様な応力場を受けるものとし、その応力場として、 $\sigma_{zz\infty} = 1$ （残りは 0）、 $\sigma_{xz\infty} = 1$ （残りは 0）の 2 通りを仮定した。また、介在物は 1,589 個の要素の集合としてモデル化した（図 5.7 参照）。

得られた結果の一部を図 5.8 に示す。これを見ると介在物中の応力は、端部のごく近傍を除くと、厳密解に 9% 以下の誤差で一致していることがわかる。また、媒体中の応力分布もこの程度の誤差内で厳密解に一致している。

したがって、ここで述べた方法は、板状介在物の数値解析法として実用に耐

えると判断される。

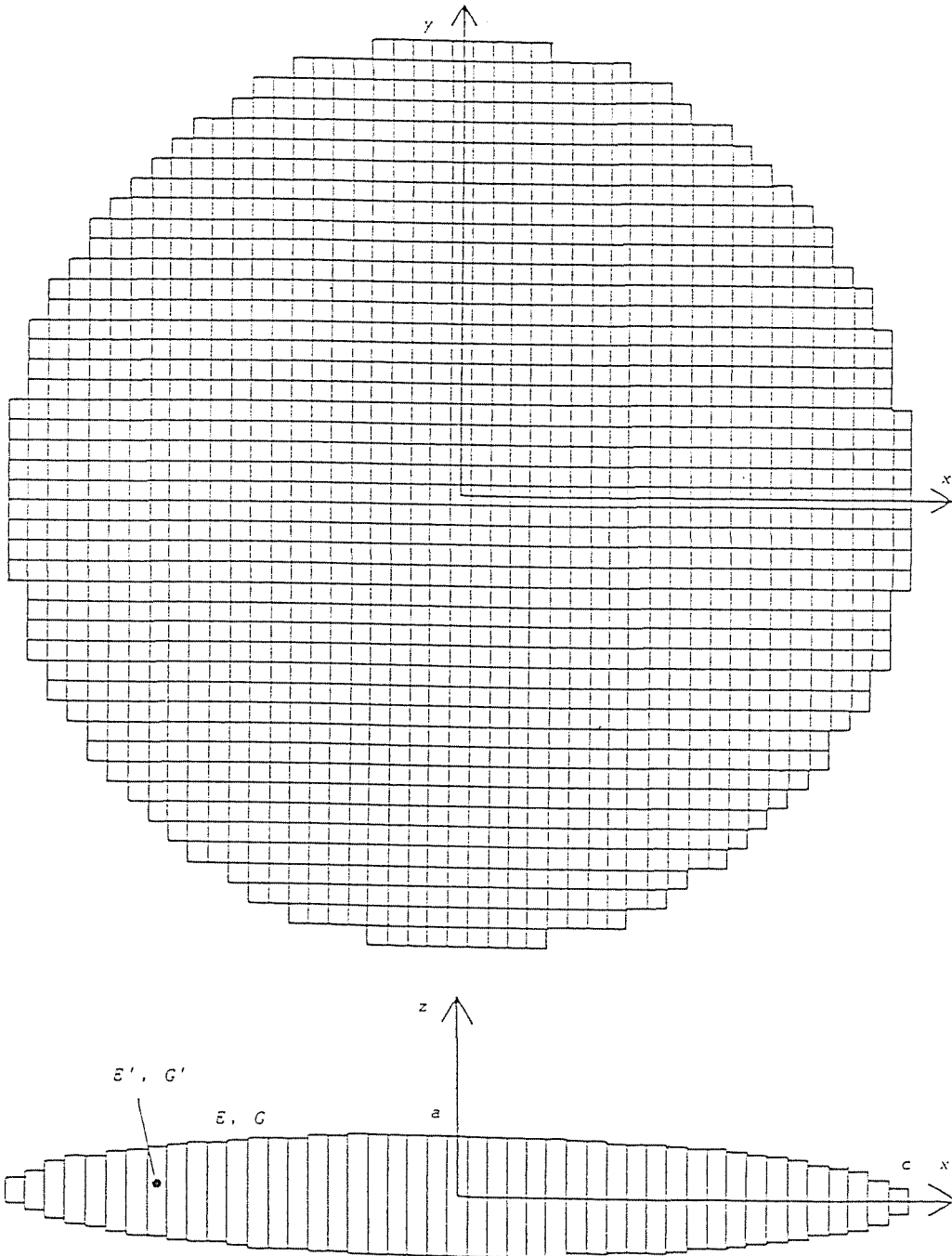


図 5. 7 回転楕円体介在物のモデル (厚さは 4 倍に拡大してあり、 $a / c = 0.03333$ である)

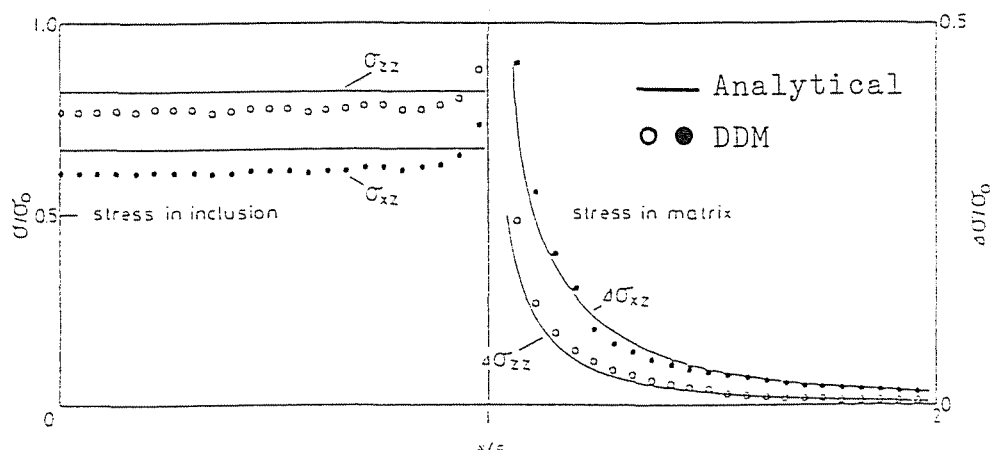


図5.8 x軸に沿った回転楕円体介在物中の応力 σ と周囲の媒体中の応力変化 $\Delta\sigma$ ($E/E' = 10$, $E'/G' = E/G = 2.4$, σ_0 は無窮遠で作用する応力で、一様な引張場の場合は σ_{zz} 、一様なせん断場の場合は σ_{xz} を意味する)

5.3.5 孤立した長壁式払周辺の応力分布

前項の方法を応用し、平層中に孤立して存在する長壁式払を対象として、払周辺の応力分布とこれに対する岩盤の弾性定数の影響を解析した。

解析に用いた岩盤や炭層の弾性定数ならびに採炭パネルの諸元を表5.1に示す。初期地圧は垂直成分としてかぶり圧、水平成分として垂直成分に側圧係数を乗じた値を用いた。

このパネルの終掘時における炭層に垂直な応力 σ_v の分布を図5.9に示す(岩盤のヤング率を2 GPa、ポアソン比を0.2とした場合)。同図では、地圧の大きさを以下のように0~9までの10段階に分けて表している。

- 0: $\sigma_v > -10$ (MPa)
- 1: $-10 \geq \sigma_v > -20$ (MPa)
- 2: $-20 \geq \sigma_v > -30$ (MPa)
- 3: $-30 \geq \sigma_v > -40$ (MPa)
- 4: $-40 \geq \sigma_v > -50$ (MPa)
- 5: $-50 \geq \sigma_v > -60$ (MPa)
- 6: $-60 \geq \sigma_v > -70$ (MPa)
- 7: $-70 \geq \sigma_v > -80$ (MPa)
- 8: $-80 \geq \sigma_v > -90$ (MPa)
- 9: $-90 \geq \sigma_v$ (MPa)

表5. 1 孤立した長壁払の応力解析に用いた岩盤や炭層の諸定数と払の諸元ならびに要素の寸法 (E_C/E_R は炭層と岩盤のヤング率の比、 ν_C/ν_R は炭層と岩盤のポアソン比の比)

岩盤の単位体積重量 (N/m^3)	25,000
採掘深度 (m)	1,000
側圧係数	0.25
岩盤のヤング率 (GPa)	0.2 ~ 10
岩盤のポアソン比	0.0 ~ 0.4
E_C/E_R	0.5
ν_C/ν_R	1
払面長 (m)	140
払スパン (m)	500
稼行丈 (m)	2
要素辺長 (m)	20

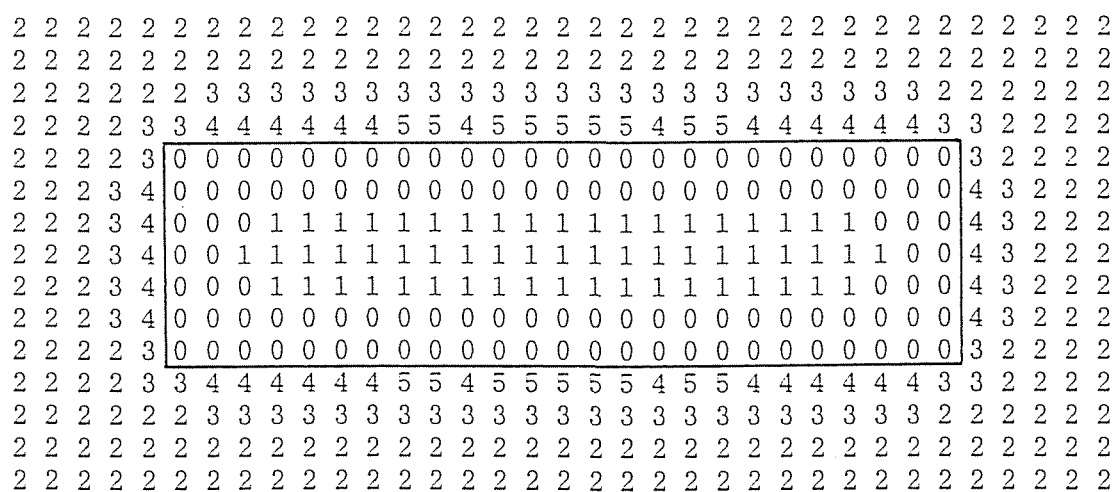


図5. 9 払周辺の応力分布。図中の数字は応力の大きさを表している (本文5. 3. 5項参照)

採掘跡の縁辺には応力の集中が認められる。応力集中の程度は、矩形の採掘跡の長辺で大きく、短辺で小さい。一つの辺に沿う応力集中の程度は中央部で大きい。また、払跡の端部では地圧は 0 であるが、中央部では上下盤が接触し、かぶり圧よりやや小さい程度の地圧が伝達されている。

図 5.10 は、払面から 10 m 前方の地圧に注目し、採掘の進行に伴う推移を示したものである。地圧は払面中央部の方が、端部より大きいこと、および、両地点とも、地圧は採掘開始直後は小さいが、払進行長が面長 (140 m) と等し

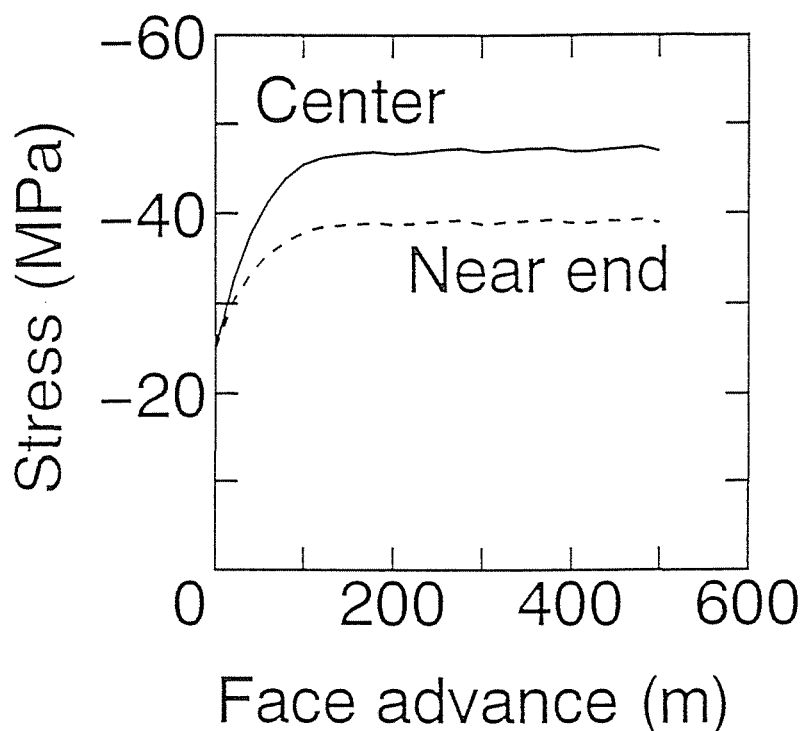


図 5. 1 0 払中央部 (Center) と払端部 (Near end) における払面から 10 m 前方の鉛直地圧成分の採掘の進行に伴う推移

くなるまで増加し、その後は、ほぼ一定値を取っていることがわかる。この応力の平衡状態は、払がある程度進行すると、上下盤が接触し、払跡における開口部の長さが払の進行に関わらず一定になるためにもたらされる。

終掘時における払面中央部 10 m 前方および払跡中央部の地圧に対するヤング率の影響を示したのが図 5.11 である (ポアソン比は岩盤、炭層ともに 0.2 とした)。ヤング率が 4 GPa より小さい場合には、払面から 10 m 前方の地圧はヤング率とともに大きくなり、採掘跡中央部の地圧は小さくなる。ヤング率が 4 GPa より大きい場合には、両者とも一定値を示している。この原因はヤング率が 4 GPa より大きい場合には上下盤の接触がなくなるためである。このときの地圧は、払面中央部で初期地圧の 2 倍程度の大きさを持ち、採掘跡の中央部で 0 である。図 5.12 に示すように、応力に及ぼすポアソン比の影響は 10 % 以下である (ヤング率は岩盤を 2 GPa、炭層を 1 GPa とした)。

通常弾性計算では、ヤング率は変位のみに影響し、応力には影響しない。ところが、上述のように、板状鉱床の問題の場合、ヤング率の大きさは上下盤の接触状況に影響するために、応力状態にも影響を与える。2. 3 節で示したように、払跡では崩落ずりの圧密によってある程度の地圧の伝達が生じていると予想されるが、変位くい違い法では、これが上下盤の接触によって近似的にモデル化されている。したがって、岩盤のヤング率は、現場の観察に基づいて合理的に決めることができると考えられる。

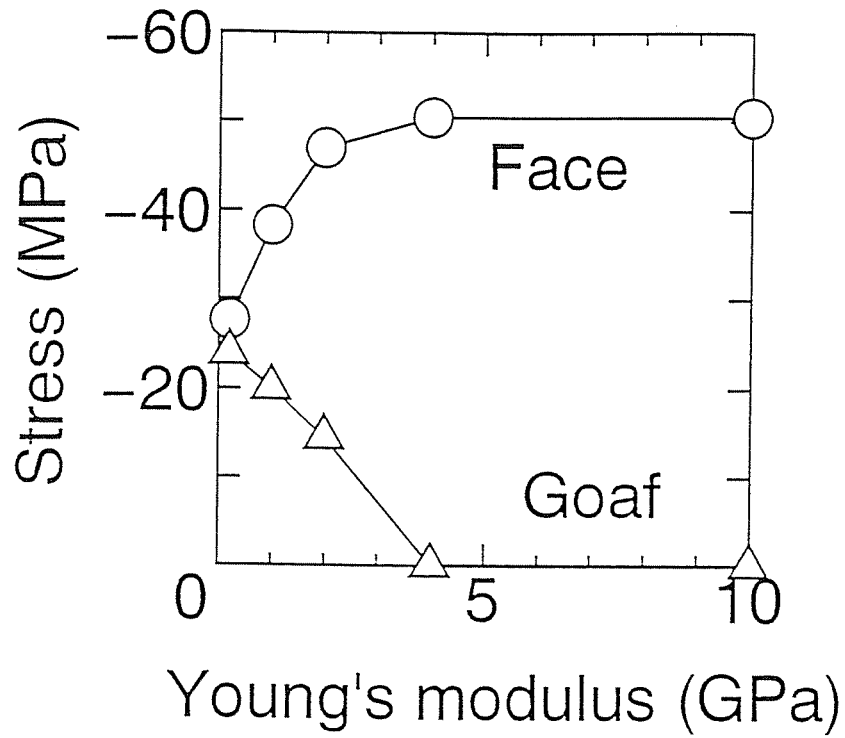


図 5. 1 1 終掘時における払面中央部 (Face) と払跡中央部 (Goaf) の地圧に対するヤング率の影響

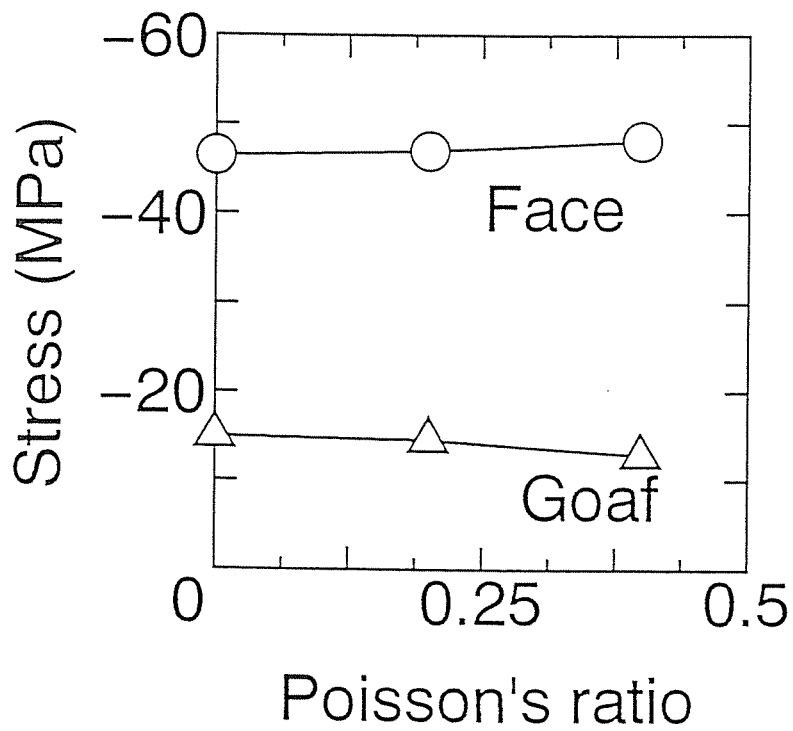


図 5. 1 2 終掘時における払面中央部 (Face) と払跡中央部 (Goaf) の地圧に対するポアソン比の影響

杉浦は、模型試験結果や三池炭鉱の観察に基づいて、天盤の層間強度が大きく、払跡で層間剝離や天盤崩落が生じにくい場合に山はねが生じやすいことを示している⁴²⁾。この状況は、変位くい違い法を用いた弾性解析においては、岩盤のヤング率が大きい場合に対応する。このとき、払面の地圧は大きく、破壊が生じる場合には激しい現象を伴うことが予想される。

5.3.6 炭層間の距離が小さい場合の近似解法

互いの距離が小さい2枚の炭層を掘削する問題を通常の方法で取り扱うと、計算時間が大幅に増したり、得られる解の精度が極端に悪くなったりする。そこで、この問題を解決する一つの方法として、接近し合う層を一体化して取り扱うことを試みる。具体的には、図 5.13(a) の例題を解析するために、図 5.13(b) のように近似する。この近似モデルにおける境界条件は、(5.6)式中の T_m 、 b_k を用いて表現すると、表 5.2 のようになる。

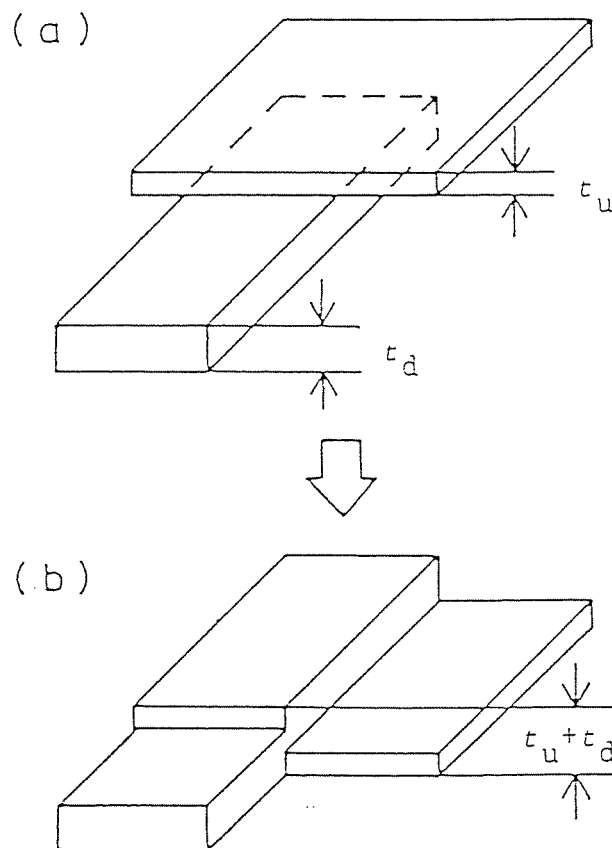


図 5.13 炭層同志が近接している採炭のモデル (t_u は上層、 t_d は下層の稼行丈)

表 5. 2 近似解法における境界条件。σ∞は無遠方における応力（初期地圧）を表す

condition of mining		condition of closure	
upper seam	lower seam	no contact	contact
mined	mined	when $b'_3(i) > -(t_u(i) + t_d(i))$, $T_1(i) = -\sigma_{13}^{\infty}$ $T_2(i) = -\sigma_{23}^{\infty}$ $T_3(i) = -\sigma_{33}^{\infty}$	when $b'_3(i) \leq -(t_u(i) + t_d(i))$, $b_1(i) = -\frac{t_u(i) + t_d(i)}{b'_3(i)} \cdot b'_1(i)$ $b_2(i) = -\frac{t_u(i) + t_d(i)}{b'_3(i)} \cdot b'_2(i)$ $b_3(i) = -(t_u(i) + t_d(i))$
mined	unmined	when $b'_3(i) > -(t_u(i) + \frac{\sigma_{33}^{\infty}}{E'} \cdot t_d(i))$, $T_1(i) = -\sigma_{13}^{\infty}$ $T_2(i) = -\sigma_{23}^{\infty}$ $T_3(i) = -\sigma_{33}^{\infty}$	when $b'_3(i) \leq -(t_u(i) + \frac{\sigma_{33}^{\infty}}{E'} \cdot t_d(i))$, $T_1(i) = (b_1(i) + \frac{t_u(i)}{b'_3(i)} \cdot b_1(i)) \cdot \frac{G'}{t_d(i)}$ $T_2(i) = (b_2(i) + \frac{t_u(i)}{b'_3(i)} \cdot b_2(i)) \cdot \frac{G'}{t_d(i)}$ $T_3(i) = (b_3(i) + t_u(i)) \cdot \frac{E'}{t_d(i)}$
unmined	mined	when $b'_3(i) > -(t_d(i) + \frac{\sigma_{33}^{\infty}}{E'} \cdot t_u(i))$, $T_1(i) = -\sigma_{13}^{\infty}$ $T_2(i) = -\sigma_{23}^{\infty}$ $T_3(i) = -\sigma_{33}^{\infty}$	when $b'_3(i) \leq -(t_d(i) + \frac{\sigma_{33}^{\infty}}{E'} \cdot t_u(i))$, $T_1(i) = (b_1(i) + \frac{t_d(i)}{b'_3(i)} \cdot b_1(i)) \cdot \frac{G'}{t_u(i)}$ $T_2(i) = (b_2(i) + \frac{t_d(i)}{b'_3(i)} \cdot b_2(i)) \cdot \frac{G'}{t_u(i)}$ $T_3(i) = (b_3(i) + t_d(i)) \cdot \frac{E'}{t_u(i)}$
unmined	unmined	$T_1(i) = b_1(i) \cdot \frac{G'}{t_u(i) + t_d(i)}$ $T_2(i) = b_2(i) \cdot \frac{G'}{t_u(i) + t_d(i)}$ $T_3(i) = b_3(i) \cdot \frac{E'}{t_u(i) + t_d(i)}$	

この近似モデルの妥当性を検討するために、図 5.14 に示すように 10 m の層間距離を持つ 2 層問題を近似解法と通常の方法で解いてみた。なお、通常の方法でも解が得られるように、要素の辺長は 10 m とし、十分小さくした。

計算結果の中で、上層と下層の掘面前方における鉛直圧分布を 図 5.15 に示した。両者は良い一致を示しており、ここで提案した近似方法は十分な精度を有しているといえる。なお、近似解法による計算時間は、通常の方法の約 1/6 であった。

いくつかの計算事例を基に、層間距離 d が、

$$d = h \tag{5.16}$$

のとき、ここで提案した近似法の解は、通常の方法による解とほぼ等しくなることがわかった（ただし、2 h は要素の辺長）。d がこれよりも大きい場合は通常の方法で解けばよい。なお、3 層以上の複数のパネルが互いに近接して存在する場合にもこの近似法を使うことができる。

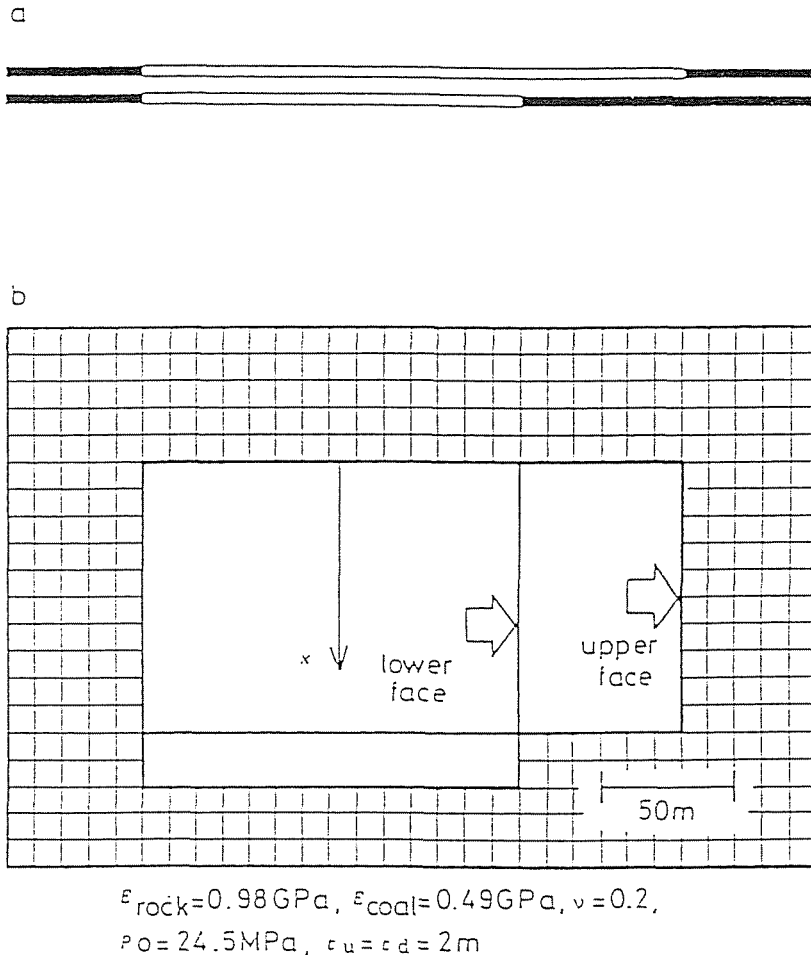


図5. 1 4 採掘跡の位置関係 (a は断面図、b は平面図)

5. 3. 7 炭層内の面内応力の評価方法

従来の変位くい違い法では炭層の面内応力が評価できない。払面ごく近傍の応力分布については藤井他⁷⁹⁾が詳しく検討しているが、炭層要素の中心のように払面から稼行丈の数倍以上離れた点の面内応力については、炭層内の応力・ひずみが厚み方向に一定と仮定して、以下のように評価することができる。

変位くい違い法では炭層要素の面外応力 (τ_{13} 、 τ_{23} 、 σ_3) および炭層と接する岩盤表面の炭層に平行な応力成分 (σ_{1R} 、 σ_{2R} 、 τ_{12R}) が与えられる (炭層の法線は x_3 軸に一致すると仮定する)。炭層と岩盤が完全に接着されているものと仮定すれば、炭層要素は偏平なので、払面のごく近傍を除いて岩盤内のひずみ ϵ_{1R} 、 ϵ_{2R} 、 γ_{12R} と炭層内のひずみ ϵ_{1C} 、 ϵ_{2C} 、 γ_{12C} は等しい。これを用いると、炭層内の応力 σ_{1C} 、 σ_{2C} 、 τ_{12C} と岩盤のひずみの間に以下の関係が成立する。

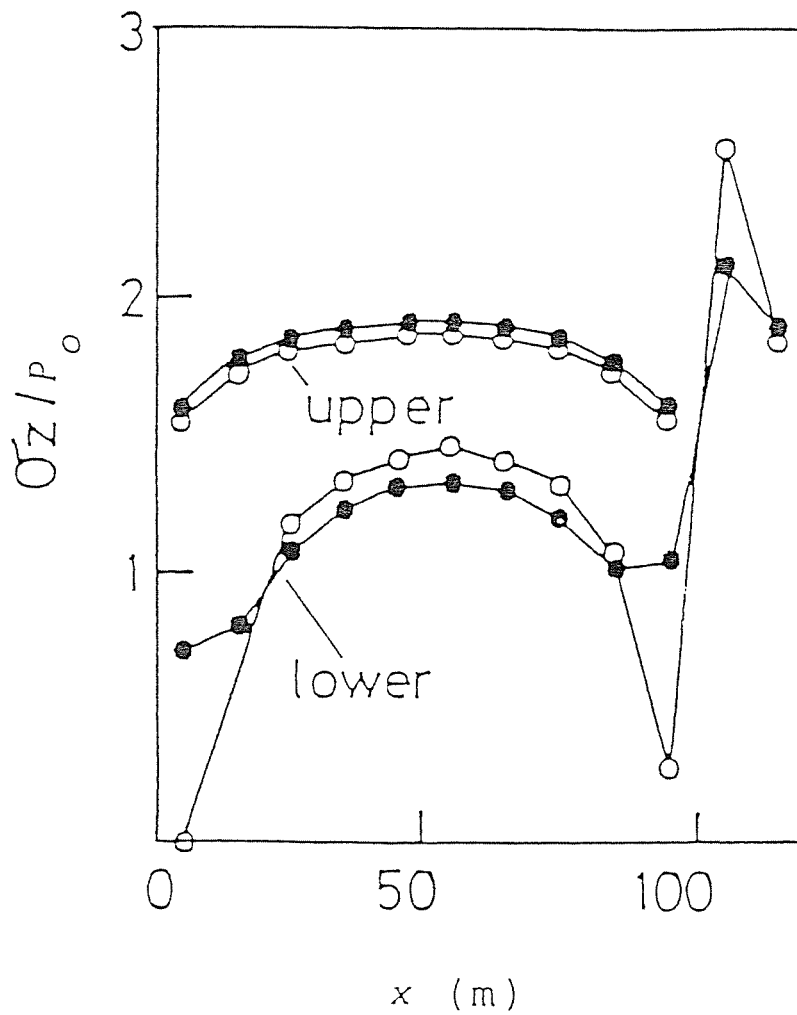


図5.15 払面から5m前方の垂直地圧 σ_z の分布(●は通常の解法による解、○は近似解法による解)

$$\sigma_{1c} = (\lambda_c + 2\mu_c)\varepsilon_{1R} + \lambda_c\varepsilon_{2R} + \lambda_c\varepsilon_{3c} \quad (5.17)$$

$$\sigma_{2c} = (\lambda_c + 2\mu_c)\varepsilon_{2R} + \lambda_c\varepsilon_{1R} + \lambda_c\varepsilon_{3c} \quad (5.18)$$

$$\tau_{12c} = \mu_c\gamma_{12R} \quad (5.19)$$

$$\varepsilon_{3c} = \sigma_3 / E_c - \nu_c(\sigma_{1c} + \sigma_{2c}) / E_c \quad (5.20)$$

ここで、 λ_c 、 μ_c は炭層のラメの定数、 ε_{3c} は炭層内のひずみ、 E_c 、 ν_c は炭層のヤング率、ポアソン比である。

当然ながら、岩盤中の応力とひずみは以下の関係で表される。

$$\varepsilon_{1R} = \sigma_{1R} / E_R - \nu_R (\sigma_{2R} + \sigma_3) / E_R \quad (5.21)$$

$$\varepsilon_{2R} = \sigma_{2R} / E_R - \nu_R (\sigma_{1R} + \sigma_3) / E_R \quad (5.22)$$

$$\gamma_{12R} = \tau_{12R} / G_R \quad (5.23)$$

ここで、 E_R 、 ν_R 、 G_R は岩盤のヤング率、ポアソン比、剛性率である。

(5.17)、(5.18)式に(5.20)～(5.22)式、(5.19)式に(5.23)式を代入し、 $\nu_C = \nu_R = \nu$ を仮定すれば、炭層の面内応力に関して次の評価が得られる。

$$\sigma_{1C} = E_C/E_R \{ \sigma_{1R} - \nu/(1-\nu)\sigma_3 \} + \nu/(1-\nu)\sigma_3 \quad (5.24)$$

$$\sigma_{2C} = E_C/E_R \{ \sigma_{2R} - \nu/(1-\nu)\sigma_3 \} + \nu/(1-\nu)\sigma_3 \quad (5.25)$$

$$\tau_{12C} = E_C/E_R \tau_{12R} \quad (5.26)$$

5. 4 破壊の激しさを表す指標の定義と評価の方法 (その1)

－エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数－

採掘活動に伴って岩盤内の応力や変位が変化し、あるいは、破壊が発生するときには、岩盤の持つエネルギーの一部が解放される等、状態量に変化する。これを的確に表示する量が見いだされれば、観測結果から得られる地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率等、破壊の激しさを表す測定量と対応させることができ、破壊の激しさを予測する指標として使うことができるであろう。

ここでは、採掘に伴う変化量として、4つの指標、すなわち、

- (1) エネルギー解放率
- (2) ひずみエネルギー解放率
- (3) 体積余剰せん断応力指数
- (4) 最大せん断地震モーメント解放率

に注目し、これらを応力解析結果を基に評価する方法を検討することにした。なお、このうちで(4)の最大せん断地震モーメント解放率は、本研究で新たに導入されたものであるが、説明が長くなるので次節で独立に述べることにした。

5. 4. 1 エネルギー解放率

解放エネルギーはクラックの進展に伴うエネルギー減少量を無限領域で積分した値として定義されている。これを炭層等の板状鉱床に流用した場合、鉱床の一部を採掘することに伴って生じる解放エネルギーは、採掘直前にその採掘部分に作用していた荷重、採掘に伴って生じる上下盤の相対変位量、採掘された要素面積の3つの積に0.5を乗じたものとして簡単に求めることができる¹³⁾。単位払進行長当たりの解放エネルギー量を、エネルギー解放率と呼ぶことにする。

5. 4. 2 ひずみエネルギー解放率

払進行に伴って新たに破壊が生じるとき、その破壊領域におけるひずみエネルギーの減少量を解放ひずみエネルギーと定義する。単位払進行長当たりの解放ひずみエネルギー量は、ひずみエネルギー解放率と呼ぶことにする。

したがって、この量の一部、つまり、この量に地震効率⁷⁴⁾を乗じた値は、地震波エネルギー解放率となる。この量の解析に付随して岩盤の破壊箇所に関する予想も得られるが、これについては微小地震の集中部位と一致することが期待される。

ひずみエネルギー解放率は、本来、弾塑性解析をもとに評価すべきである。しかし、三次元領域を対象とした弾塑性解析は、現段階では困難である。そこで、ここでは弾性を仮定した三次元変位くい違い法による計算結果を用いて、次に述べる仮定の下に、ひずみエネルギー解放率を近似的に評価する。

- (1) 破壊域は、弾性計算によって得られた応力状態が破壊条件を満たしている領域に一致する。
- (2) この破壊域の応力は弾性計算で得られた状態から直ちに残留状態へと移行する。このとき、破壊域における応力変化は破壊域外部の応力・ひずみ状態になんら影響を及ぼさない。
- (3) 破壊後も、岩盤の弾性定数は変らない。

破壊規準としては Coulomb の破壊規準に引張破壊の規準を付け加えた Paul の破壊規準¹³⁾を用いる(図 5.16 参照)。残留強度の条件も Paul の破壊規準と同様な形で表されるものと仮定する。一般的には、破壊前の内部摩擦角と破壊後の内部摩擦角は必ずしも一致しないが、簡単のために両者は等しいとする。この仮定の下で、岩盤は破壊前の応力状態に応じ、図 5.16 に示すように4つの様式に従って破壊する。なお、第6章で述べる事例については、I (せん断または縦割れ)型と III (引張)型の破壊様式が卓越し、残りの II、IV型はほとんど認められなかった。

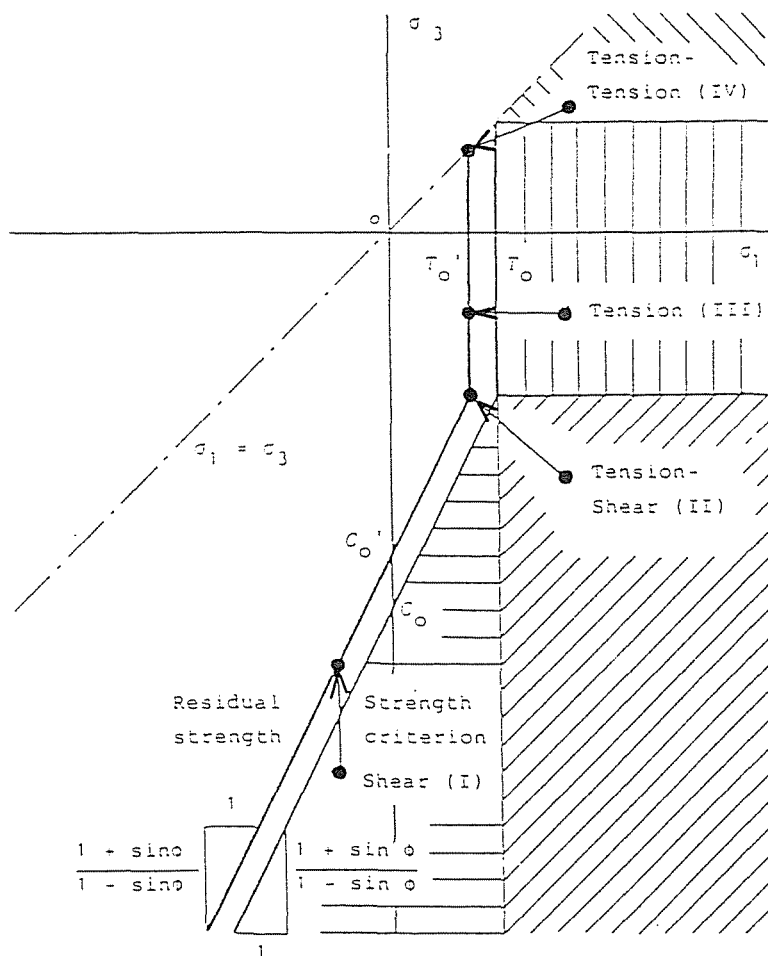


図 5. 1 6 岩盤の破壊条件と残留強度条件 (σ_1 : 最大主応力、 σ_3 : 最小主応力、 C_0 : 単軸圧縮強度、 C_0' : 残留強度、 T_0 : 引張強度、 T_0' : 残留引張強度、 ϕ : 内部摩擦角)

計算手順について説明する前に、岩盤要素と炭層要素では、破壊に伴う解放ひずみエネルギーに大きな差異があることを指摘しておく。このため、次のような強度・変形特性を持つ辺長 20 m の岩盤要素と炭層要素が単軸圧縮破壊する場合を取り上げる。

- ・ 岩盤要素：高さ 20 m、単軸圧縮強度 50 MPa、残留強度 45 MPa、ヤング率 2 GPa
- ・ 炭層要素：稜行丈 2 m、単軸圧縮強度 18 MPa、残留強度 16.2 MPa、ヤング率 1 GPa

このときの解放ひずみエネルギーを計算すると、岩盤要素は 0.95 GJ、炭層

要素は 0.02 GJ となる。炭層要素の破壊に伴う解放ひずみエネルギーは、強度や厚さが小さいことを反映し、岩盤要素に比べて無視し得るほど小さい。そこで、簡単のためにひずみエネルギー解放率の計算においては、炭層要素の破壊を考慮しないことにする。このため、以下では岩盤要素の破壊に限定して、これに伴う解放ひずみエネルギーの評価方法を説明する。

変位くい違い法による応力解析に先立ち、解析の対象となる炭層の上下盤を、辺長がくい違い要素の辺長に等しい立方体要素（以下では岩盤要素と呼ぶ）に分割しておく。岩盤要素は炭層を中心として上下方向に数段重ねて設けるが、これらの要素の集合からなる領域は破壊領域より大きいことが必要である。本研究では数回の試行錯誤の結果、この領域の厚みを炭層から上下に各 80 m とした。各岩盤要素に破壊の有無と破壊する場合の様式を表す破壊パラメータとして 0（未破壊）を割り付けておく。1回の採掘ステップにおける払進行長は、くい違い要素の辺長（20 m）と等しくした。

計算ステップは以下のようなものである。

- (1) 旧採掘跡のみが存在する採掘形状について、各岩盤要素中心における応力を計算し、破壊条件を満たしているかどうかを判定する。破壊条件を満たしていれば、その岩盤要素は破壊したものと考え、破壊様式に応じて破壊パラメータを 1～4 に変更する。
- (2) くい違い要素の辺長分だけ払を新たに進行させ、このときの各要素の応力状態を計算する。次に、未破壊要素（破壊パラメータが 0）について、前ステップと同様に破壊判定と破壊パラメータの変更を行う。同時に、新たに破壊した各岩盤要素について、解放ひずみエネルギー量を計算する。各要素の解放ひずみエネルギーを合計し、払進行長（くい違い要素辺長）で除した値をこのステップにおけるひずみエネルギー解放率とする。
- (3) (2)を終掘に至るまで繰り返す。

ここで採用した近似的な解法の計算精度を、計算結果に影響すると予想されるいくつかの因子に着目し、それぞれの因子の検討に適した解析解を用いて、個別に考察しておく。

- (1) 弾塑性解の代りに弾性解を用いることがひずみエネルギー解放率の計算結果に与える影響

遠方で等方圧が作用する有孔無限板に関する弾性解と弾塑性解⁷⁵⁾を用い、それぞれひずみエネルギー解放率を求め両者を比較した。なお、この場合、ひずみエネルギー解放率を円孔壁の単位面積拡大に伴う解放ひずみエネルギーとして定義した。

計算結果を図 5.17 に示す。図 5.17(a) は単軸圧縮強度と等方圧の比

(C_0/P)、および、残留単軸圧縮強度と単軸圧縮強度の比 (C_0'/C_0) をパラメータにしている。強度が等方圧に比較して大きい程、また、破壊に伴う応力低下量が小さい程、弾性解から求めたひずみエネルギー解放率と弾塑性解から求めたひずみエネルギー解放率の差は小さくなっている。

ポアソン比がひずみエネルギー解放率に及ぼす影響は、図 5.17(b) に示す通りであり、その大小は計算精度に余り影響しない。

(2) 変位くい違い法において要素分割の粗さが応力解析精度に与える影響

円形をした採掘跡は無限弾性体中の円形クラックとして近似できる。境界条件として遠方の状態が一軸引張応力、せん断応力の 2 通りを考え数値解析を実行すると、クラック先端のごく近傍以外では良好な解が得られる⁶⁵⁾ことは既に述べた。ここでは、同じ問題について要素分割を粗くしていった場合、数値解の精度がどのように変化するかを一軸引張応力下の境界条件に対して検討する。

要素数は、直径方向に並んだ数字で表して 5、9、15 個とした (図 5.18 に解析領域の 1/4 を示す)。図中の ER は円形クラック面積に対する総採掘面積の誤差である。要素分割を粗くする程、数値解析の精度は変位、応力共に悪くなっている。要素分割が極端に粗い場合 ($n = 5$)、 $r/a = 1.2$ (a は円形クラックの半径) における応力変化量 (応力値と遠方の応力値の差) は、同図 (b) に示すように解析解の約 2 倍である。しかしながら、ひずみエネルギー解放率の評価には絶対的な応力値が用いられること、また、総採掘面積が円形クラックの面積に対して 7% 大きいことを考え合わせれば、要素分割を粗くしたための誤差がひずみエネルギー解放率の計算精度を著しく悪くすることはないと推察される。

(3) 1 回の掘進行長の長さや岩盤要素の辺長 (ともに大きさは L) がひずみエネルギー解放率の計算結果に与える影響

解析解⁷⁶⁾を用い、遠方から応力 (σ_x 、 σ_y) を受ける二次元クラックの一端を次第に拡大していくときの、これに伴うひずみエネルギー解放率を計算した (単位厚さ、平面ひずみを仮定)。実際には、圧縮応力を受けるクラックはすぐに閉鎖してしまうが、ここでは便宜的にクラックの閉鎖はないものと仮定し、引張応力下の解析解をそのまま使用した。

図 5.19 にひずみエネルギー解放率の計算結果を示す。 L が 3.125 m の場合、ひずみエネルギー解放率は掘の進行に伴ってほぼ単調に増加している。なお、クラック長約 430 m でひずみエネルギー解放率は急に増加している。これは、このときに静止したクラック端付近の岩盤要素が一度に破壊条件を満たしたためである。 L が 30 m でもほぼ同様で、 L が 3.125 m の場合と大体同じ結果を示している。

両解析結果から得られた破壊要素の分布を図 5.20 に示す。 L が 30 m の場合、岩盤要素が大きいために幾分大まかな結果が得られているが、

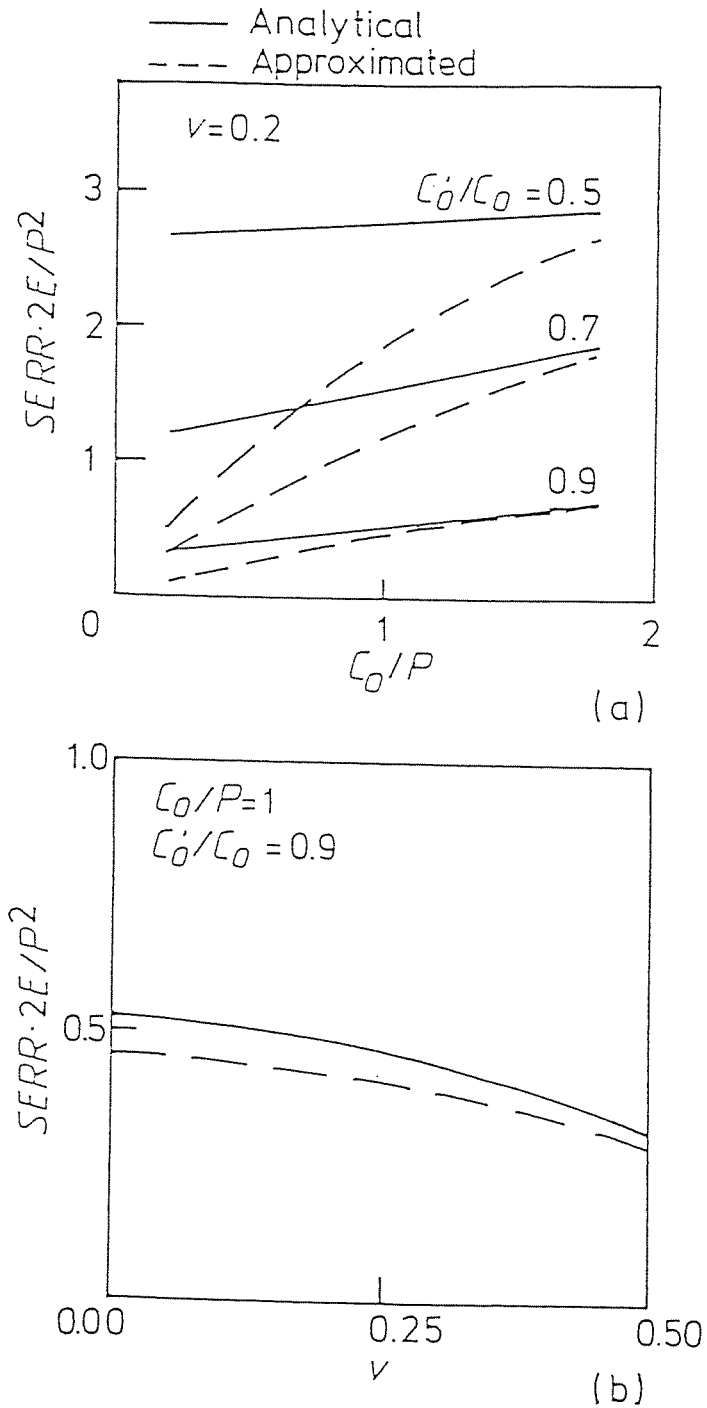


図5. 17 無限板中の円孔の拡大に伴うひずみエネルギー解放率 (SERR: ひずみエネルギー解放率、P: 静水圧)、(a)単軸圧縮強度と残留強度の影響、(b)ポアソン比の影響

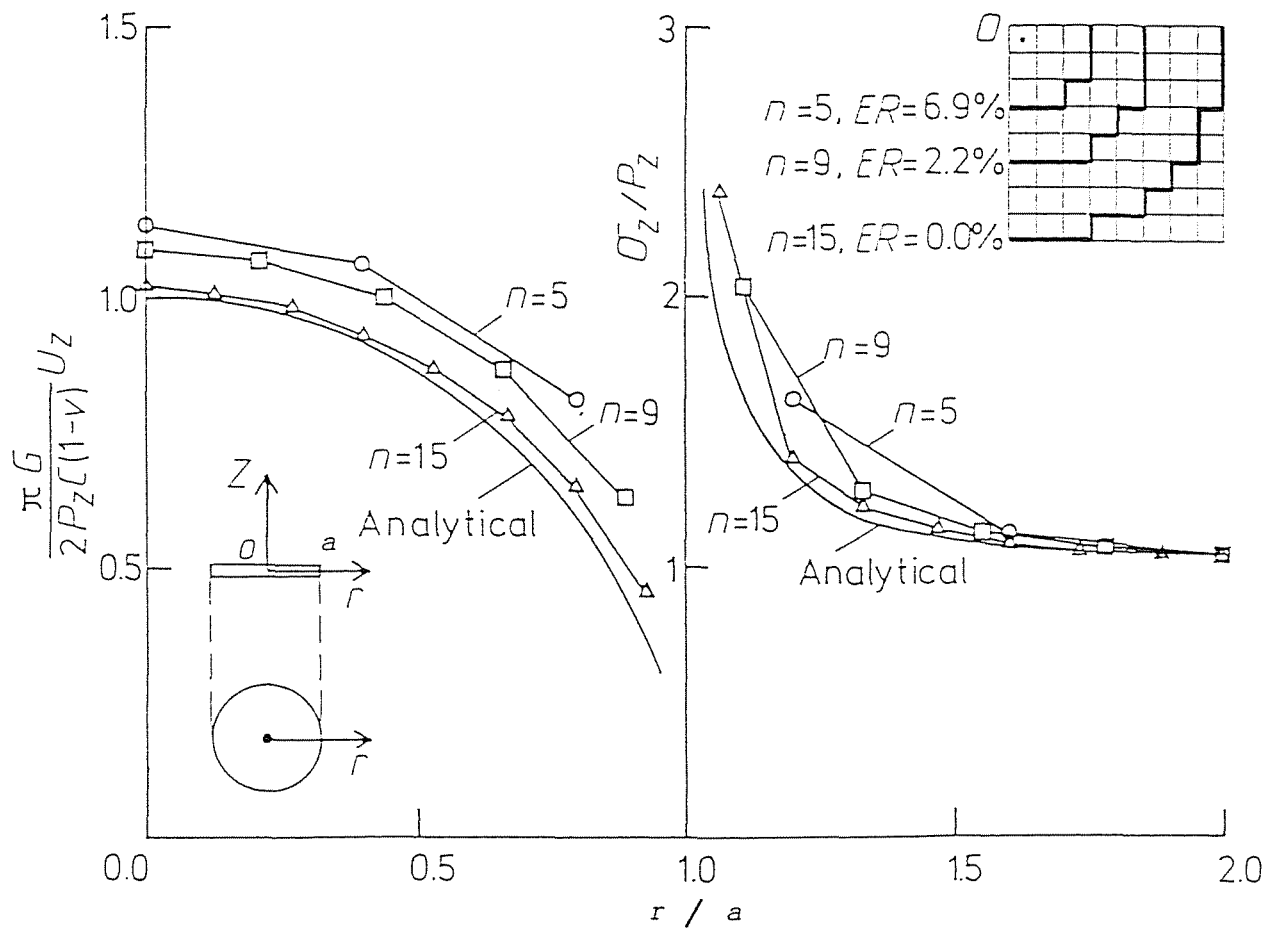


図5. 18 円形クラック周辺の z 方向の変位 U_z と z 方向の直応力 σ_z (n : 直径方向の要素数、 P_z : 遠方の引張応力、 a : クラック半径、 ER : 円形クラックの面積に対する総採掘面積の誤差の割合)

破壊要素の分布の特徴は確実に捉えているのがわかる。

以上の結果より、ひずみエネルギー解放率の解析精度に与える影響に関しては、当然のことながら、弾塑性解のかわりに弾性解を使用することに伴う誤差が最も大きいと予想される。しかしながら、次章の計算では、 C_0/P を 1.6 ~ 2.0、 C_0'/C_0 を 0.9 としたので、誤差は小さく（図 5.17(a) 参照）、弾塑性解を用いた場合とほぼ同様な結果が得られるものと期待される。

なお、上述の仮定は岩石のき裂先端の塑性域の大きさを近似的に評価するときにも使われており、厳密な解と多少の差異はあるものの、工学的には広く受け入れられている⁷⁷⁾。また、金属材料の場合については、次の2点が明かにされている⁷⁷⁾。

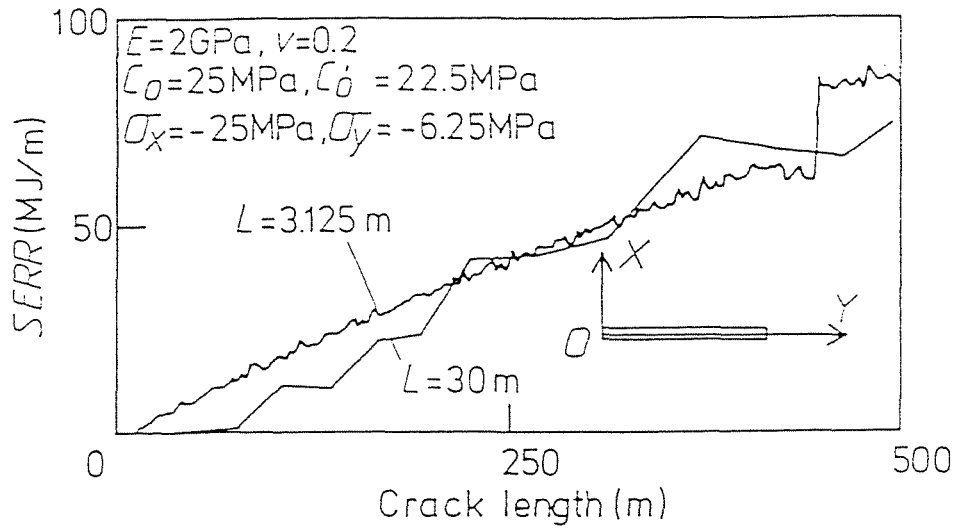


図 5. 19 二次元クラックの拡大に伴うひずみエネルギー解放率 SERR の変化

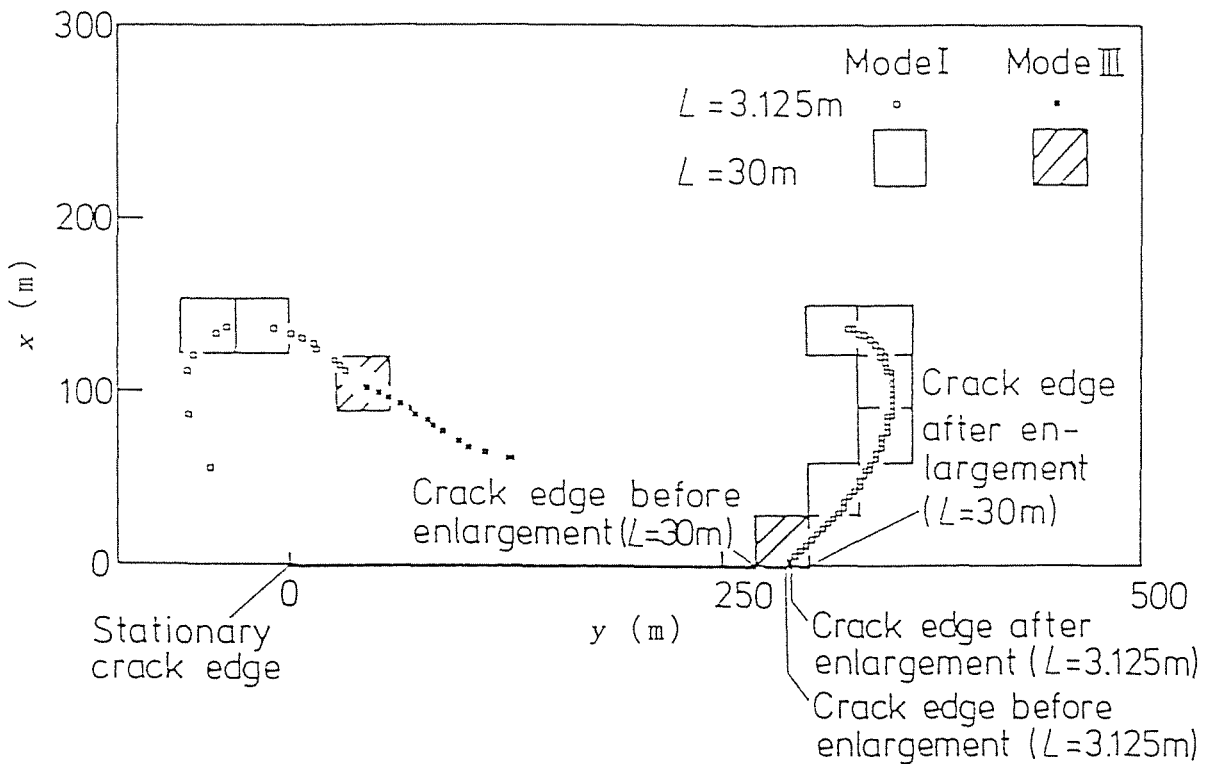


図 5. 20 新しく破壊した要素 (モード I: せん断または縦割れ、モード III: 引張、L は要素辺長で 1 回の拡大長さと等しい)

- (1) 上述の仮定の下で求めた塑性域の大きさは、厳密な方法により評価された大きさの約 1/2 になる。
- (2) 塑性域を無視して評価された応力拡大係数は、クラックの長さが塑性域の大きさの 10 倍のときには厳密解の値よりも約 20 % 小さい。また、クラックの長さが塑性域の寸法の 25 倍以上の場合には厳密解の値とほぼ等しくなる。

5. 4. 3 体積余剰せん断応力指数

余剰せん断応力は最大せん断応力に注目し、これと破壊条件に対応するせん断応力の値との差として定義される（図 5.21 参照）。引張破壊は考慮されていない。

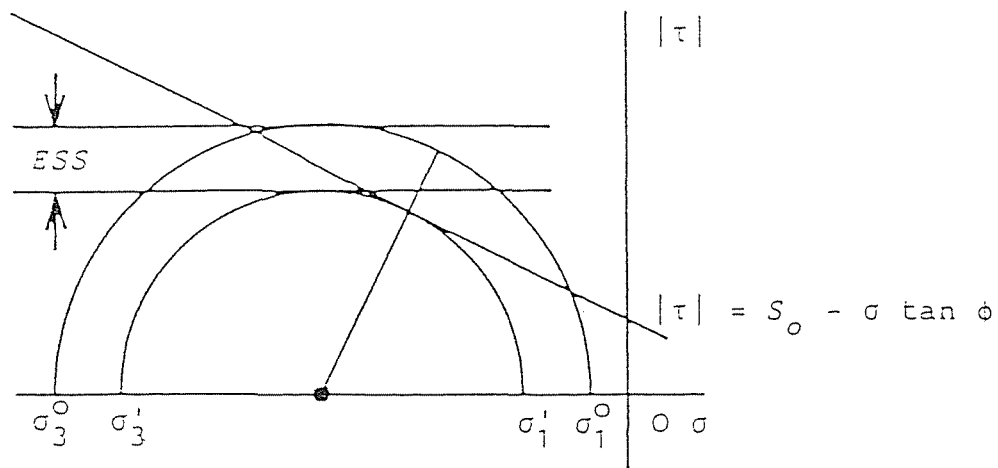


図 5. 2 1 弾性解析で、ある点の応力が (σ_1^0, σ_3^0) と評価されたときの余剰せん断応力 ESS の定義 (S_0 : 粘着力、 ϕ : 内部摩擦角)

余剰せん断応力は払の進行に伴い変化する。ある期間の払の進行に伴う余剰せん断応力の増加量を領域全体で積分し、払進行長さで除した値を体積余剰せん断応力指数と定義する。体積余剰せん断応力指数の計算精度は、ひずみエネルギー解放率の精度とほぼ同程度と考えられる。

5. 5 破壊の激しさを表す指標の定義と評価方法（その 2）

－最大せん断地震モーメント解放率－

後述するように、ひずみエネルギー解放率の場合と異なり、この指標については、炭層の破壊がもたらす値の大きさを無視できない。そこで、岩盤要素、

炭層要素の順に、破壊に伴う最大せん断地震モーメントの評価方法を説明する。

5. 5. 1 岩盤要素の最大せん断地震モーメントの評価方法

体積が V 、辺長が a であるような立方体状の岩盤要素 (図 5.22) が破壊するときの地震モーメントテンソルは、

$$M_{pq} = \int \int \int_V c_{pqrs} \Delta \varepsilon_{rs} dV \quad (5.27)$$

となる ((4.13)式再掲)。ここで、 $\Delta \varepsilon_{rs}$ は破壊に伴うひずみ変化であり、これが評価できれば地震モーメントテンソルが計算できる。ここでは、第4章で述べた地震モーメントテンソルの解析結果 (ダブルカップル型ではなく、大きな負の主値と小さな負の主値、あるいは、大きな負の主値と小さな正の主値の組み合わせ) を考慮し、また、解析を簡単にするため、以下の仮定を設けて地震モーメントテンソルの数値的な評価を行うことにする。

仮定： 新たに破壊条件を満たした岩盤要素に作用する最大主圧縮応力軸に x_1 軸を取り、また、一对の面 S_1^+ 、 S_1^- をこの軸に直交させて取る。破壊に伴い要素内で x_1 方向の圧縮応力が $\Delta \sigma_{11}$ だけ減少し、岩盤要素はこの方向に $\Delta \varepsilon_{11}$ だけ縮むが、他のひずみや応力成分はなんら変化しない。

図 5.16 で示した破壊規準を採用するが、鉾山における微小地震の震源メカニズムとして引張破壊が卓越している可能性は少ないと思われるので、簡単のため引張破壊は考慮しない。

破壊する岩盤要素の面 S_1 とこれに接する弾性岩盤の面 S_2 における x_1 方向の平均的な相対変位量と荷重の関係は図 5.23 に示す通りとする。荷重を面 S_1 の面積で除し、面 S_1^+ 、 S_1^- 、あるいは、面 S_2^+ 、 S_2^- 間の x_1 方向の相対変位量を要素の辺長 a で除す。すると、 S_1 に関しては応力-ひずみ、 S_2 に関しては見掛けの応力-ひずみの関係が得られる (図 5.24)。破壊した要素内の ε_{11} の変化量 $\Delta \varepsilon_{11}$ は、 σ_{11} の変化量 $\Delta \sigma_{11}$ と S_2 の見掛けのヤング率 E' (応力-ひずみ線図の傾き) から次式により計算できる。

$$\Delta \varepsilon_{11} = \Delta \sigma_{11} / E' \quad (5.28)$$

見掛けのヤング率 E' は、図 5.25 に示す構造体について三次元変位くい違い法による応力解析を実施し近似的に評価する。すなわち、一辺が a の立方体状の空洞を持つヤング率、ポアソン比が E 、 ν の無限弾性体について、空洞の

上下面 S_2^+ 、 S_2^- に面に垂直な表面力 F を与えたときの x_1 方向の相対的な変位の平均値 Δu を応力解析によって求める。このために、 S_2 を 5×5 に要素分割したモデルを用いて応力解析を行う。面 S_2 に対し、これと垂直な表面力 F を与えた場合の変位くい違いの分布を示したのが図 5.26 である。これを Δu とし、見掛けのヤング率 E' を求める次式に代入する。

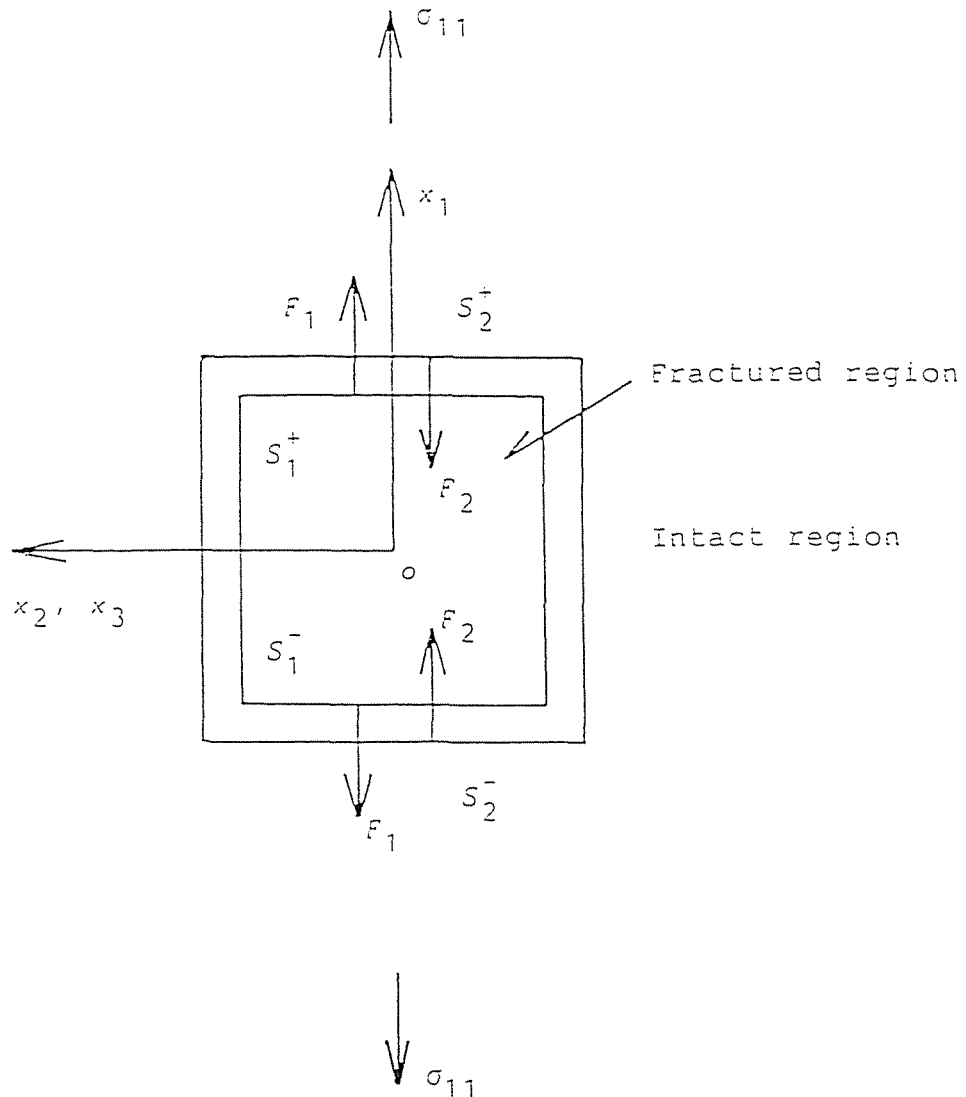


図 5. 2 2 立方体状の塑性域を含む岩盤。 S_1 : 塑性域の表面、 S_2 : 塑性域に接する弾性岩盤の表面、 F_1 : S_1 に作用する表面力、 F_2 : S_2 に作用する表面力。作図の都合上、 S_1 と S_2 の間に隙間があるように見えるが、両表面は実際は接している

$$E' = F / (\Delta u / a) \quad (5.29)$$

その結果、 E' については

$$E' = - E / 1.30 \quad (5.30)$$

が得られた。E' を (5.28) 式に代入すれば x_1 方向のひずみ $\Delta \varepsilon_{11}$ の平均値が評価される。これらを (5.27) 式に代入すれば、空洞の寸法が十分小さいという仮定の下で、 M_{pq} の主値 M_{11} 、 M_{22} 、 M_{33} について次の評価が得られる。

$$M_{11} = - 1.30 \Delta \sigma_{11} / V \quad (5.31)$$

$$M_{22} = M_{33} = 0 \quad (5.32)$$

したがって、これらを (4.30) 式に代入することにより最大せん断地震モーメント M_s は次のように見積られる。

$$M_s = 0.65 \Delta \sigma_{11} V \quad (5.33)$$

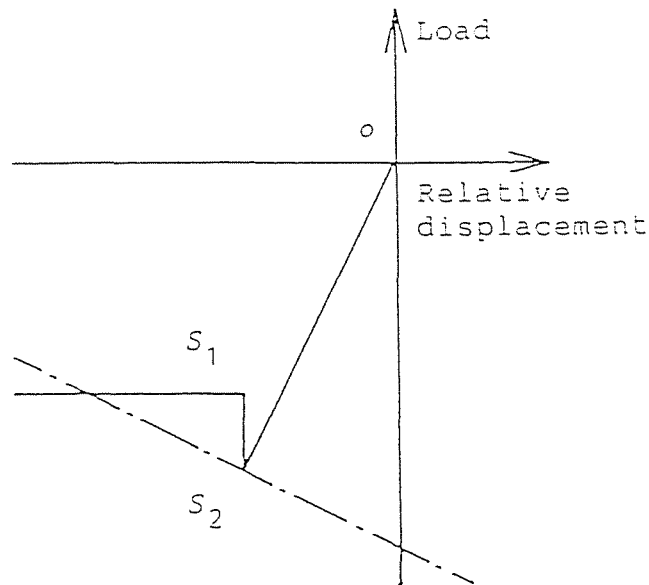


図 5. 2 3 荷重 - 相対変位線図、 S_1 : 塑性域の表面、 S_2 : 塑性域に接する弾性岩盤の表面

5. 5. 2 炭層要素の最大せん断地震モーメントの評価方法

炭層要素の見掛けのヤング率 E' も上記と同様な方法で評価できる。(5.29) 式に用いる相対変位量 Δu は、かぶり 400 m、払面長 100 m の孤立した採炭パネルについて 100 ~ 500 m の進行長を考え (表 5.3)、この中のある一つの炭層要素を取り除いて空洞 (これを破壊炭層要素と呼ぶ) とし、空洞の上下

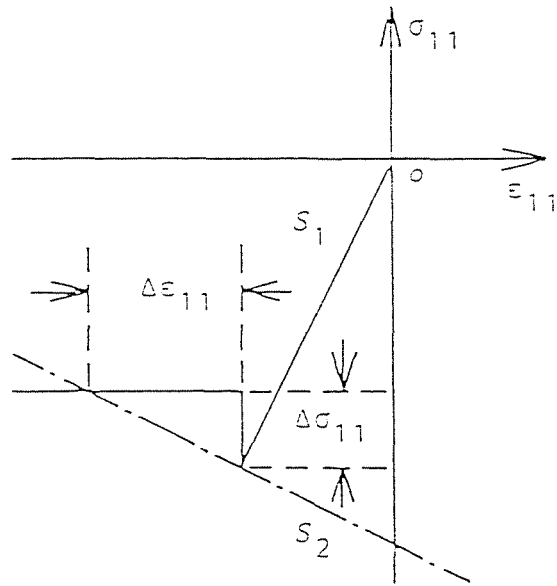


図 5. 2 4 塑性域の表面 S_1 上の応力-ひずみ線図、および、塑性域に接する弾性岩盤の面 S_2 上の見掛けの応力-ひずみ線図

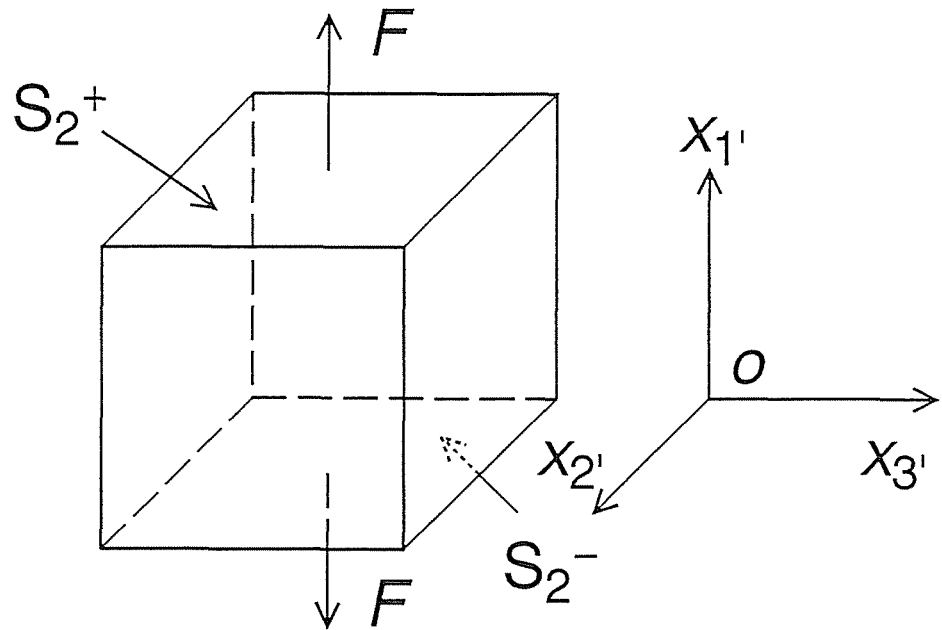


図 5. 2 5 見掛けのヤング率を評価するための立方体形空洞を持つ無限岩盤領域

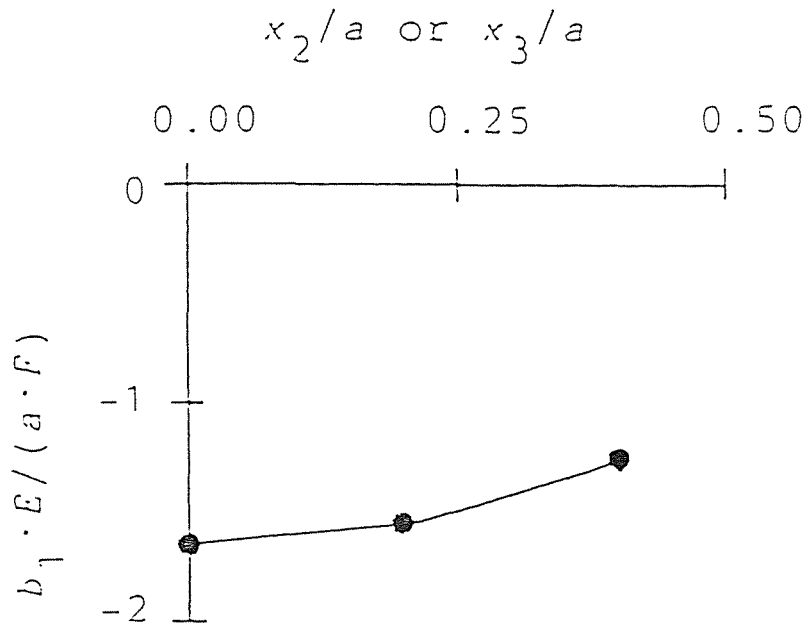


図5.26 面 S_2 上の変位くい違い b_1 の分布

面に表面力 F を与えたときに生じるコンバーゼンスの平均値として評価する (図 5.27)。なお、(5.29)式の使用に際しては、 a の代わりに稜行丈 t を用いる。

相対変位 Δu は、岩盤や炭層の弾性定数以外に、採炭パネルの形状や破壊炭層要素と採炭パネルの相対位置にも依存する。特に、破壊炭層要素が払跡に接する場合と、払跡に接していない、つまり、周囲を未採掘要素で囲まれている場合では大きく異なる。そこで、この二つの場合について最大せん断地震モーメント M_s の平均的な値を求め、次のような結果を得た。

- (1) 破壊炭層要素が払跡に接している場合

$$M_s = 17 \Delta \sigma_{11} V \quad (5.34)$$

- (2) 破壊炭層要素の周囲が未採掘要素に囲まれている場合

$$M_s = 9 \Delta \sigma_{11} V \quad (5.35)$$

払跡に接している炭層要素と岩盤要素とを比べた場合、応力低下量と要素の体積が同じとき、最大せん断地震モーメント M_s は、前者の方が後者より約 30

倍大きい。前者の M_0 が大きいのは、要素の形状が扁平で、しかも、払跡に接しているために、表面力の変化に対する上下盤の変形の割合が大きいことに起因する。

表 5. 3 炭層要素の破壊に伴う最大せん断地震モーメントの評価に用いた採炭パネルの諸元

岩盤の単位体積重量 (N/m^3)	25,000
側圧係数	0.25
採掘深度 (m)	400
岩盤のヤング率 (GPa)	2
岩盤のポアソン比	0.2
炭層のヤング率 (GPa)	1
炭層のポアソン比	0.2
要素辺長 (m)	20
払面長 (m)	100
払進行長 (m)	100~500

第 6、7 章では、稼行丈を 2 m 前後、炭層の応力低下量を岩盤の 0.2 ~ 0.4 倍としているので、解放ひずみエネルギーと異なり、最大せん断地震モーメントは炭層要素の値の方が岩盤要素の値より大きい場合がある。したがって、全体の最大せん断地震モーメントを評価するために、双方とも考慮する必要がある。

5. 5. 3 最大せん断地震モーメント解放率の定義と評価方法

ある採掘ステップにおける最大せん断地震モーメント解放率は、そのステップにおいて新たに破壊した岩盤要素と炭層要素から解放される最大せん断地震モーメントの合計を、その採掘ステップにおける払進行長で除した値として定義する。

応力分布は三次元変位くい違い法による弾性数値応力解析により求め、ひずみエネルギー解放率の計算と同様に、ある要素の破壊は他の要素の応力、ひずみになんら影響を及ぼさないと仮定し、要素中心の応力値を基に破壊判定と最大せん断地震モーメントを評価する。

このようにして求められる最大せん断地震モーメント解放率とひずみエネルギー解放率の計算精度は、両者の評価法が類似しているためにはほぼ同様であると考えられる。また、ひずみエネルギー解放率の解析と同様に、この指標の計算に付随して、岩盤と炭層の破壊箇所の予想が得られる。

上記の数値応力解析で得られる最大せん断地震モーメント解放率は、モデル

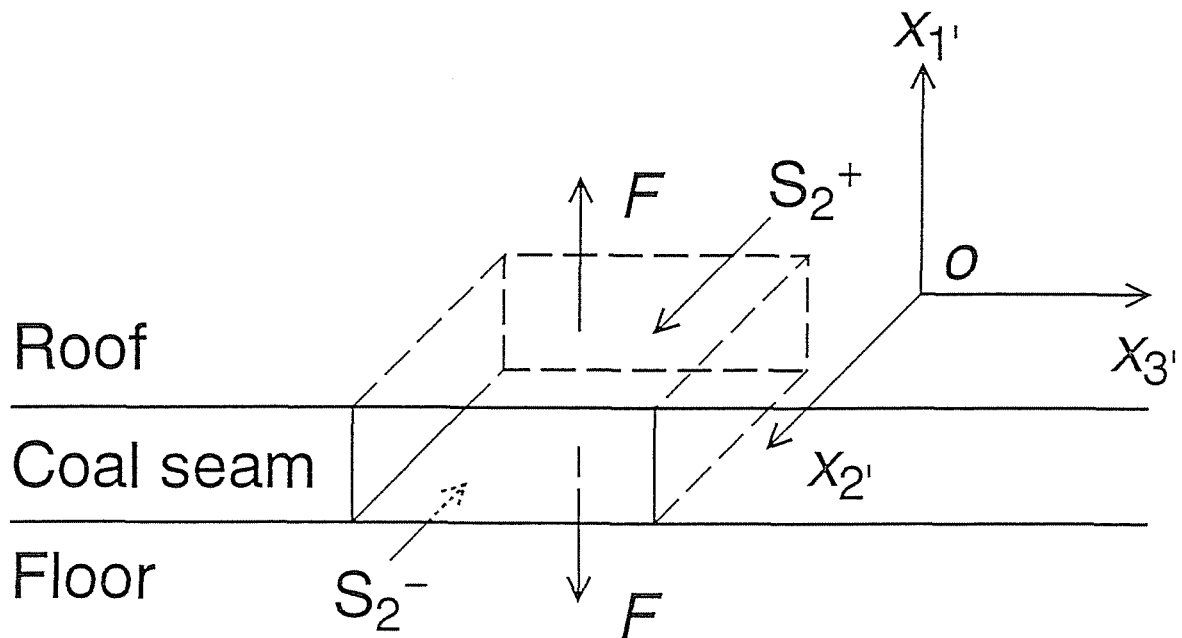


図 5. 2 7 見掛けのヤング率を評価するための直方体形空洞を持つ炭層を含む無限岩盤領域

の諸仮定が正しく、計算精度が十分高ければ、観測値と一致するはずである。

5. 6 本章のまとめ

本章は数値シミュレーションの方法を述べたもので、主な結論を箇条書に示すと以下ようになる。

- (1) 弾性の仮定に基づいて長壁式払周辺における応力解析をすることの妥当性を確認した。
- (2) 数値シミュレーションの基礎となる変位くい違い法を dislocation theory に基づいて定式化し、その精度について詳しく検討した。特に、変位くい違い法により、板状介在物の問題に対して十分正確な解が得られることを明かにした。
- (3) 炭層同志が近接している問題に対しては、新たに開発した解析方法を用いることにより、通常の方法の 1/6 の CPU 時間で解が導けることを示した。また、炭層の面内応力を評価する方法を新たに開発した。
- (4) 長壁式払の採掘に伴う破壊活動の激しさを表す 4 つの指標の評価方法を

示した。これらの指標の内の一つであるひずみエネルギー解放率の評価の際には、炭層の破壊が無視できることを示した。

- (5) 本研究で新たに導入した指標である最大せん断地震モーメント解放率の具体的な評価方法を示した。また、この値は、炭層要素と岩盤要素で同一のオーダーになることを明かにした。

第6章 幌内炭鉱の微小地震活動に関する事例

—計測結果と数値シミュレーション結果の比較—

6. 1 はじめに

ここでは、幌内炭鉱の8片と9片の採掘レベル、すなわち、地表下 1,000 m から 1,200 m の間に設定された 12 の採掘パネル（表 6.1）で観測された微小地震活動に関する計測結果と数値シミュレーションの結果を比較する。2. 4 節で示したように、6片、すなわち、かぶり 915 m の採炭現場では、山はねやこれに類似した現象がしばしば発生した。しかし、より深部に移行した採炭現場では、少なくとも計測期間中にこれらの現象の発生はなかった。

微小地震の計測結果は、採掘に伴って発生する微小地震の震央分布と、全体の地震活動の活発さの推移の2つに注目して整理した。これらは、岩盤や炭層の破壊状況を表す情報として重要であると同時に、予測計算で得られる諸量と直接的な比較が可能である。また、これらの結果はあえて全て述べることにした。これによって、計測の信頼性や予測の正確さを検討する資料が得られるものと考えたからである。

表 6. 1 観測と解析の対象としたロングの状況（幌内炭鉱）

	山丈 (m)	傾斜 (°)	面長 (m)	原炭生産量 (ton/day)	採掘深度 (m)
西部 8 片 5 上層	2.16	31	155	1,420	
西部 8 片 5 層	2.20	30	129	1,461	
中部 8 片 5 上層	2.15	22	167	1,187	
中部 8 片 5 層	2.12	24	164	1,620	1,055~1,125
布引 8 片 5 上層	1.87	28	123	1,335	
布引 8 片 5 層	2.30	26	138	1,754	
西部 9 片 5 上層	2.11	36	105	1,761	
西部 9 片 5 層	2.26	32	120	1,568	
中部 9 片 5 上層	2.12	32	155	1,048	
中部 9 片 5 層	2.07	31	150	2,227	1,125~1,195
布引 9 片 5 上層	2.07	31	154	1,879	
布引 9 片 5 層	2.14	32	146	1,070	

震央については破壊箇所の予測と対比させる。また、微小地震活動の活発さの程度を表す2つの指標(4.7節参照)は、5.4、5.5節で述べた4つの予測指標とそれぞれ対応させる。すなわち、地震波エネルギー解放率をエネルギー解放率、および、ひずみエネルギー解放率と、計測された最大せん断地震モーメント解放率(SMRR)を体積余剰せん断応力指数、および、最大せん断地震モーメント解放率(SSMRR)とそれぞれ対比させる。

6.2 数値シミュレーションにあたっての諸仮定ならびに用いた諸定数

初期地圧はかぶり圧と側圧係数で与えた。くい違いは全成分を考慮し、炭層の傾斜の影響が解析結果に反映するようにした。5上層ロングと5層ロングの層間距離は2.4節で述べたように小さいため、スライディング払として取り扱った。古洞は稼行払の上部に連続的、かつ、広範囲に分布している。数値解析に際しては、解析対象の払よりも2片以上浅い古洞は影響が小さいと考えて、それらの存在は無視し、1片浅い古洞だけを考慮した。

数値解析に用いた岩盤の単位体積重量、側圧係数、岩盤や炭層の変形係数、要素寸法を表6.2に、岩盤の強度特性値を表6.3に示す。

地層の弾性定数は各事例に共通の値を用いることにした。岩盤のヤング率は、いくつかの値を仮定して予備計算を行い、5.3.5項の考察に基づいて、ある程度の上下盤の接触を生じるような値に決めた。

表6.2 応力解析に用いた岩盤や炭層の諸定数と要素の寸法

岩盤の単位体積重量 (N/m ³)	25,000
側圧係数	0.25
岩盤のヤング率 (GPa)	2
岩盤のポアソン比	0.2
炭層のヤング率 (GPa)	1
炭層のポアソン比	0.2
要素辺長 (m)	20

表 6. 3 予測計算に用いた強度特性値。布引 8 片、中部 9 片については岩盤の単軸圧縮強度のみが他の事例と異なる。 C_o'/C_o 、 T_o'/T_o はそれぞれ残留単軸圧縮強度の単軸圧縮強度に対する比、破壊後の引張強度の引張強度に対する比を示す。SERR、VESSI、SSMRR はそれぞれひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、最大せん断地震モーメント解放率である。

		SERR	VESSI	SSMRR
岩盤	単軸圧縮強度 (MPa)	45.0	45.0	45.0
	西部 8 片 C_o'/C_o	0.9	----	0.85
	中部 8 片 内部摩擦角 (°)	30.0	30.0	30.0
	西部 9 片 破壊後の摩擦角 (°)	30.0	----	30.0
	布引 9 片 引張強度 (MPa)	10.0	----	----
	T_o'/T_o	0.9	----	----
布引 8 片	単軸圧縮強度 (MPa)	40.0	40.0	40.0
中部 9 片	単軸圧縮強度 (MPa)	50.0	50.0	50.0
炭層	単軸圧縮強度 (MPa)	----	----	18.0
	C_o'/C_o	----	----	0.85
	内部摩擦角 (°)	----	----	20.0
	破壊後の摩擦角 (°)	----	----	20.0
	引張強度 (MPa)	----	----	----
	T_o'/T_o	----	----	----

強度特性値については幾通りかの値を仮定して計算を行い、計測結果と計算結果の一致が最も良くなるように決めた。このようにして求められた炭層の強度は全ての事例に共通であるが、岩盤の単軸圧縮強度には 3 通りの値を用いることにした。ただし、表 6.3 に示すように、その値は 40 ~ 50 MPa の範囲内ではらついているだけで、最大でも 20 % の差異しかない。求められた値の範囲は、実験室で得られる値（砂岩で 60 MPa 程度）よりやや小さめになっているが、この差異は寸法効果の観点から妥当といえる。すなわち、数値シミュレーションのモデルでは、一辺が 20 m の要素が用いられているが、このような大きな要素には、いくつか弱部が含まれているであろうから、強度はその分低下するものと考えられる。これよりも小さい単軸圧縮強度を用いると、採掘

域と離れた箇所でも破壊が発生し、逆に、大きい単軸圧縮強度を用いるとほとんど破壊が発生しなくなるという予測が得られる。これらは、後で述べるような観測された微小地震の震源分布の特徴と一致しない。

逆に、残留強度を規定する圧縮強度は大きめに取っている。大きな寸法の岩盤要素は、いわゆる、多面せん断型の破壊形態を取ると推定される。そうした場合、これらの個々の破壊面での応力低下は大きいかもしれないが、要素全体としての応力低下量は小さくなるであろう。大きめの残留強度を用いると計算と実測の一致が良くなる原因は、このように説明することができる。

引張強度は、室内で得られる値に比べ約2倍大きめに設定した。これは以下の理由からである。5上層ロングの払跡の上下に位置する岩盤においては、応力が引張になることが多い。したがって、引張強度を小さくすると、これらの要素はすべて破壊してしまう。その結果、5層ロングの採掘に伴って破壊し得る岩盤要素の数が極端に少なくなる。しかし、実際には5層ロングの採掘に伴う微小地震は、図 6.3 にみられるように5上層ロングの払跡でも発生している。したがって、5層ロングで観測された微小地震活動に対応した解析結果を得るためには、引張強度を大きめに設定して、5層ロングの採掘に伴って新たに破壊する岩盤要素を残しておく必要がある。

引張強度の設定は上述のように若干合理的でない。これは当シミュレーションにおける弾塑性解析方法が近似的なものであり、特に、払跡における力学的状況の表現が正確でないことに起因していると考えられる。

6.3 西部8片5上層・5層ロング

西部8片5上層と5層における2つの採炭払の状況を、図 6.1(a)、表 6.1 に示す(1984年4月分実績)。図に示すように、5層ロング払には西部7片5層ロングの払跡が隣接している。

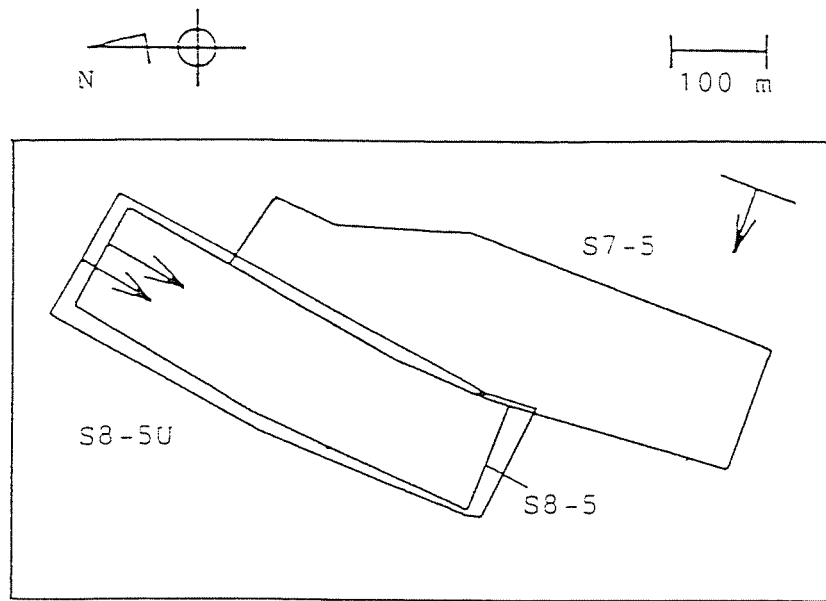
6.3.1 計測結果

この2つの払の採掘時に発生した微小地震の中で、11,035個の事象について震源、規模が評価された。微小地震のローカルマグニチュードは図 6.2 に示すように $-1.0 \sim +1.5$ 程度であった。

採掘期間をほぼ1カ月毎に区切り、各期間毎の払面の位置と、その間に発生したローカルマグニチュードが0以上の微小地震の震央を示したのが図 6.3 である。

5上層の採掘の初期段階の状況を示した図 6.3(a) から、震央は払面近傍やや肩坑道寄りに集中していることがわかる。なお、払面から離れた位置にも微小地震の震央が少数分布している。この原因は、震源が精度良く求められなかったためであり、実際にこのような位置で微小地震が生じることはないものと

(a)



(b)

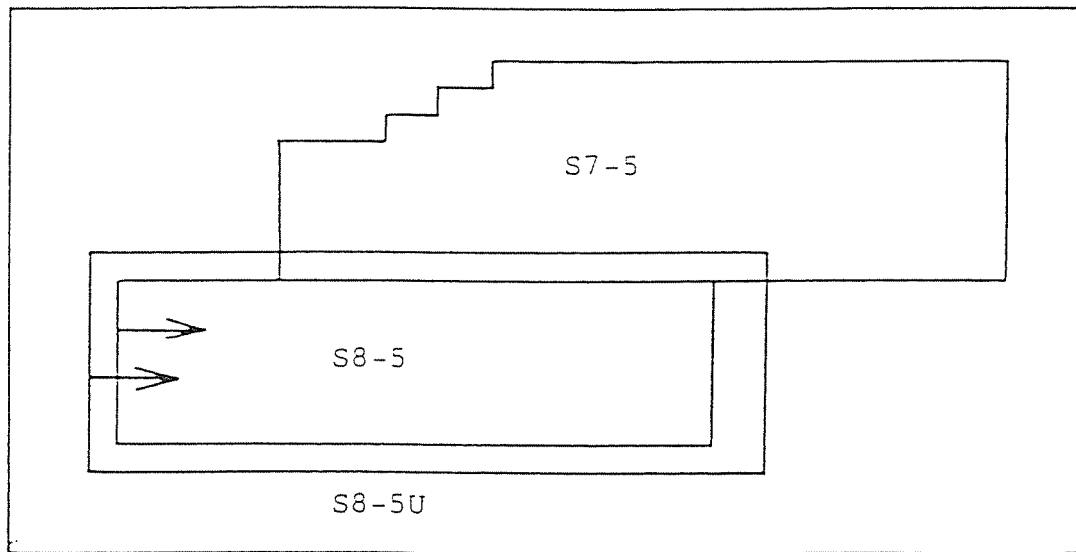


図6.1 (a)西部8片5上層・5層ロング周辺の状況（平面図）、(b)数値解析に用いたモデル

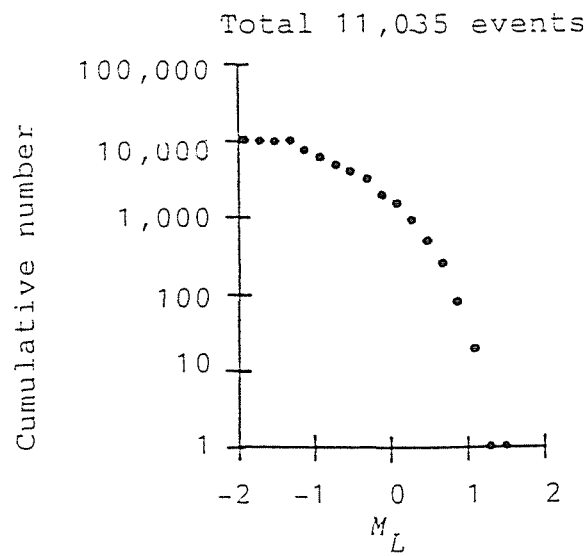


図 6. 2 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布

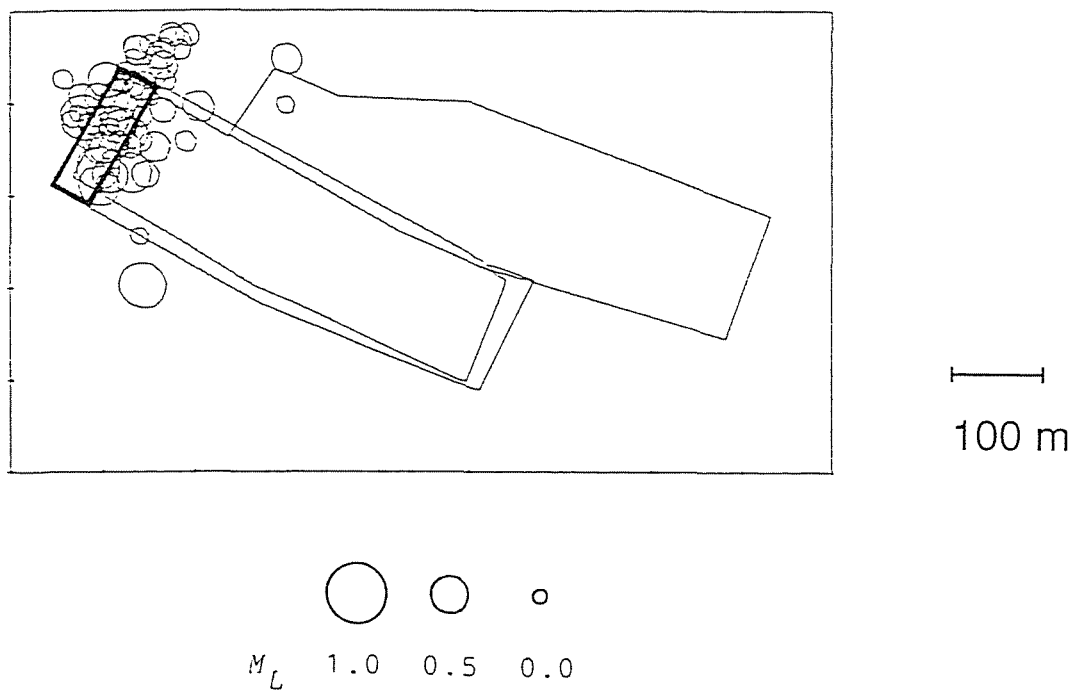


図 6. 3 (a) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1983年 8月 1日 ~1983年 8月 31日)。太線で囲った部分を採掘したときに生じた事象が示されている (以下同様)。

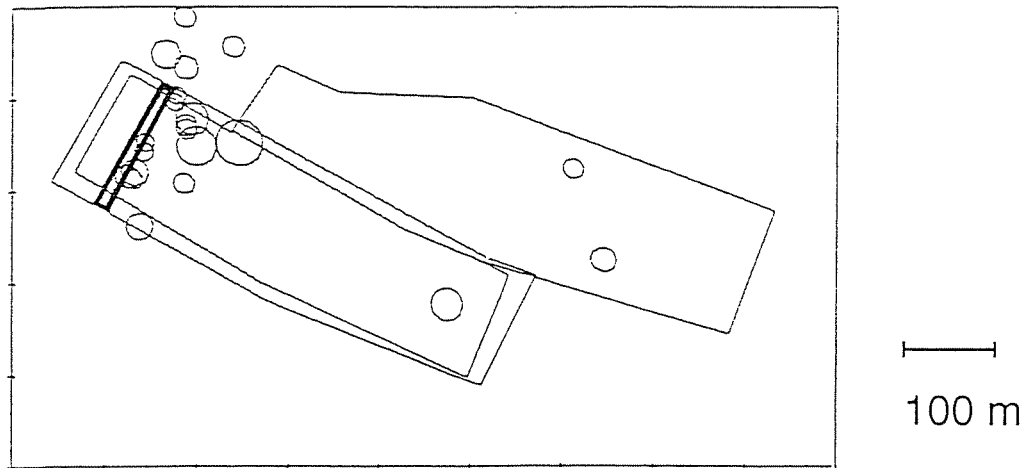


図 6 . 3 (b) 西部 8 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1983 年 9 月 1 日 ~ 9 月 30 日)

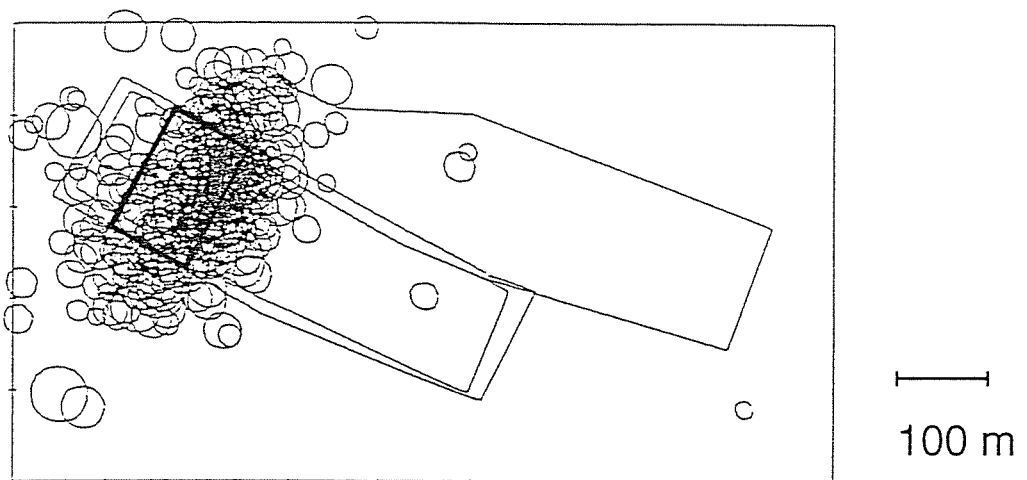


図 6 . 3 (c) 西部 8 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1983 年 10 月 1 日 ~ 1983 年 10 月 31 日)

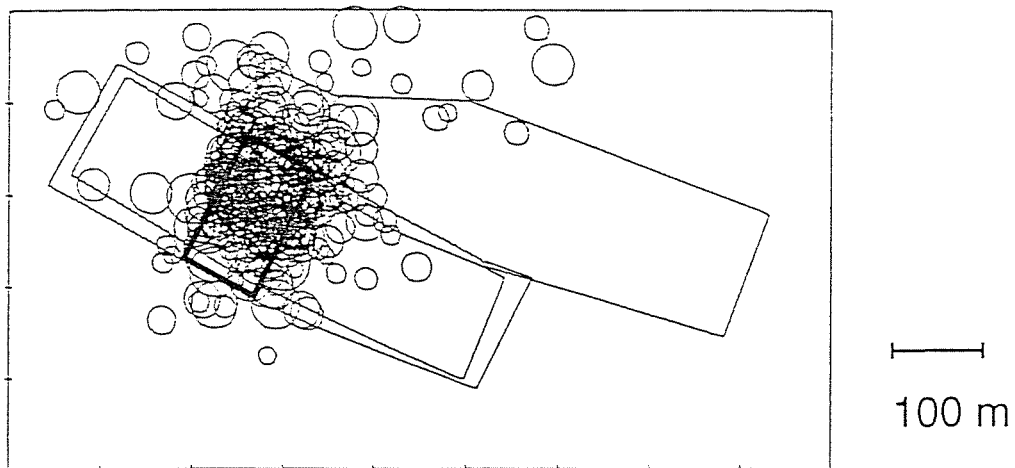


図 6 . 3 (d) 西部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1983年11月 1日
 ~ 1983年11月30日)

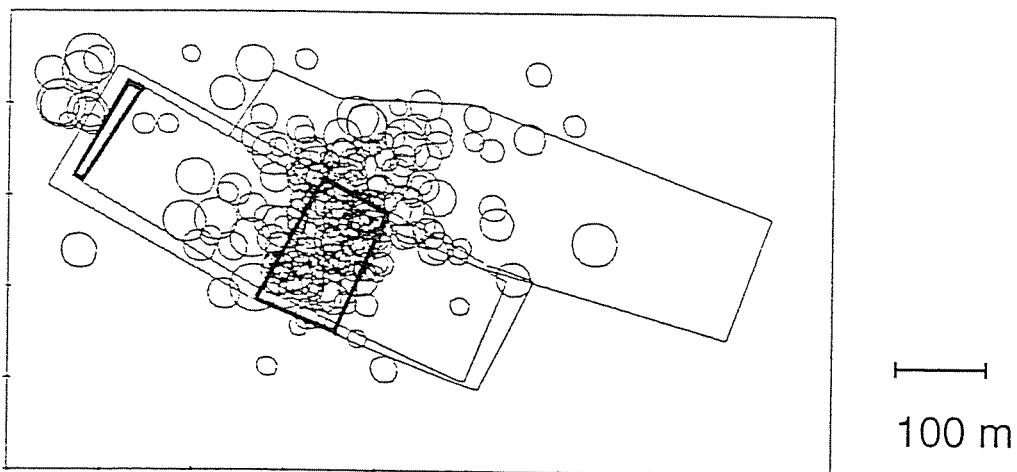


図 6 . 3 (e) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1983年12月 1日~1983年12月31日)。この時点で5層ロングの採掘が始まった。図の左側の太線で囲まれた領域が5層ロングの採掘領域を示す。

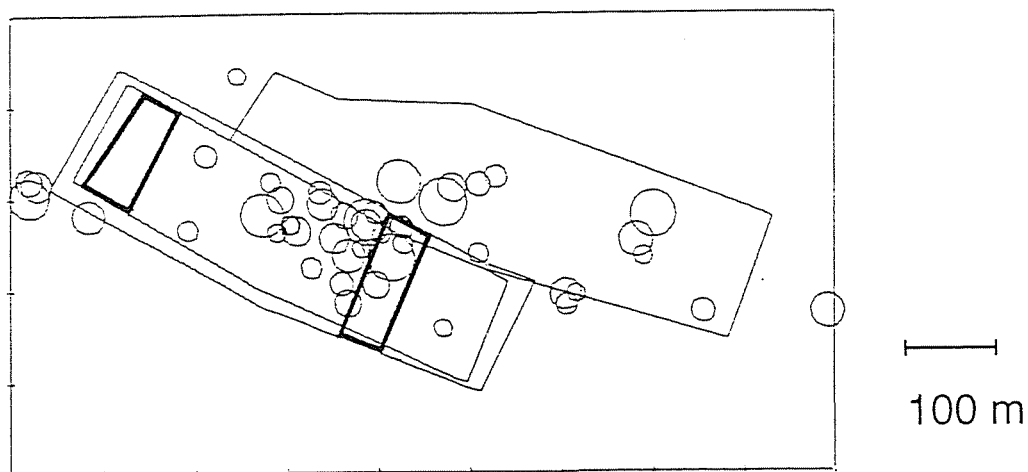


図 6. 3 (f) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 1 月 1日～1984年 1月31日)

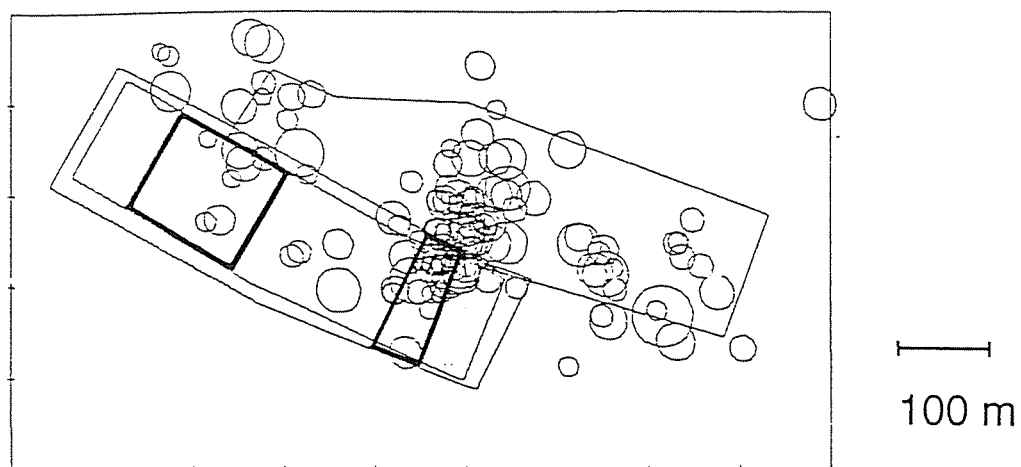


図 6. 3 (g) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 2 月 1日～1984年 2月29日)

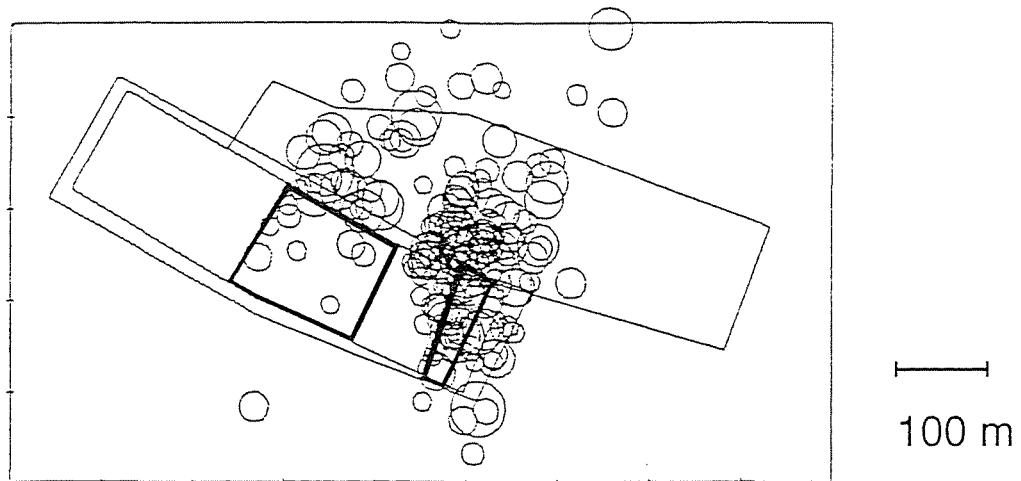


図 6. 3 (h) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 3 月 1日~1984年 3月 31日)

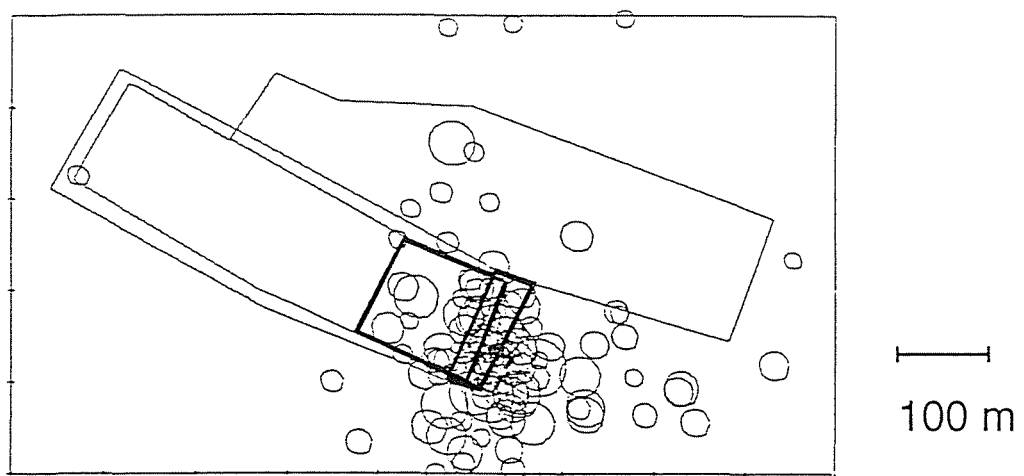


図 6. 3 (i) 西部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 4 月 1日~1984年 4月 29日)

考えられる。図 6.3(b) に示す段階では、微小地震活動はあまり活発でなく、震央は払前方の肩坑道付近に分布している。図 6.3(c) に示す段階に入ると微小地震活動が活発になっている。震央分布の中心は払面のやや前方に位置している。図 6.3(d) に示す段階でも微小地震活動は依然として活発で、震央は払面近傍のやや肩坑道寄りに分布している。図 6.3(e) に示す段階では、5 層における採掘に伴う微小地震も発生している。5 上層ロングにおける採掘に伴う微小地震の多くは、払面近傍のやや肩坑道寄りに分布しているが、払面後方にも若干の微小地震がみられる。5 層ロングの採掘に伴う微小地震は、当該払の払面近傍より、むしろ、5 上層ロングの始発部の縁辺に集中している。図 6.3(f) に示す段階では、微小地震活動は不活発で、震央の集中が顕著ではない。5 上層ロングの採掘に伴う微小地震は、払面やや後方の肩坑道寄りに分布している。図 6.3(g)、(h) に示す段階では、震央が肩坑道付近に集中している。図 6.3(i) に示す段階では、微小地震の震央分布の中心は払面近傍のやや深坑道寄りに移動している。このように微小地震活動の活発さの程度は、採掘の進行とともに変化することがわかる。

FROM 1993 293 15 TO 1993 295 9

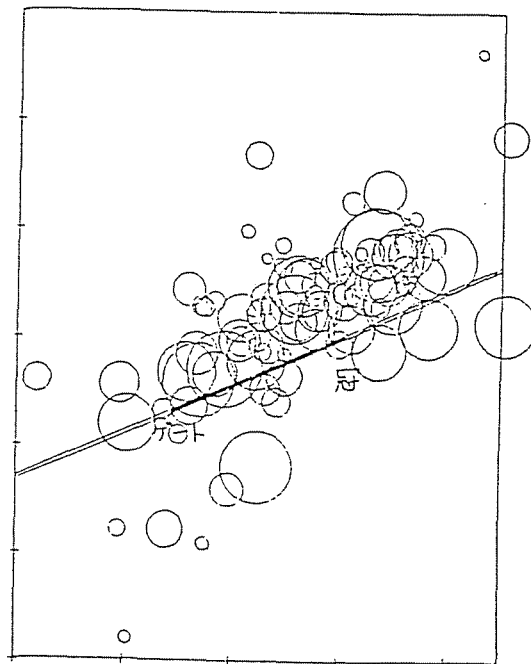


図 6. 4 払進行方向に垂直な断面上の微小地震の分布の例（西部 8 片 5 上層ロング、マグニチュードは正確ではない）

震源の分布を払進行方向に垂直な断面図上に示したのが図 6.4 である。微小地震は天盤に多く、炭層から上方の約 100 m の範囲に分布している。しかしながら、深度方向の震源標定の精度は水平面内よりも悪い。また、下盤で発生した微小地震については規模が過小評価されている可能性もある（4. 3. 3 項

参照)。以上の理由から、深度方向の分布に関するこれ以上の検討は行わないことにする。

地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率の各指標について、採掘に伴う推移を図 6.5、6.6 に示す。5 上層ロングにおける両解放率は、図 6.5 に示すように、採掘の初期段階では小さいが、その後、増加し、払進行長が 100 ～ 150 m のときに明瞭なピークを示した後、減少している。5 上層ロングに比べ、5 層ロングの両解放率は小さい。

6. 3. 2 数値シミュレーションの結果

図 6.1(b) に示すモデルを用いた数値シミュレーションの結果について述べる。まず、各採掘段階における炭層内の炭層に垂直な地圧成分 (σ_v) の分布を図 6.7 に示す。図中の数字は次に示すように垂直地圧の大きさを表している。

- 0: $\sigma_v > -10$ (MPa)
- 1: $-10 \geq \sigma_v > -20$ (MPa)
- 2: $-20 \geq \sigma_v > -30$ (MPa)
- 3: $-30 \geq \sigma_v > -40$ (MPa)
- 4: $-40 \geq \sigma_v > -50$ (MPa)
- 5: $-50 \geq \sigma_v > -60$ (MPa)
- 6: $-60 \geq \sigma_v > -70$ (MPa)
- 7: $-70 \geq \sigma_v > -80$ (MPa)
- 8: $-80 \geq \sigma_v > -90$ (MPa)
- 9: $-90 \geq \sigma_v$ (MPa)

図 6.7(a) は 5 上層ロングを採掘する前、すなわち、古洞だけが存在しているときの状態を示したもので、7 片 5 層ロングの縁辺部に応力集中が認められる。図 6.7(b) は 5 上層ロングが進行し、7 片 5 層ロングの古洞に達したときの状況である。7 片 5 層ロング始発部の深側、および、8 片 5 上層ロング払面の肩側に地圧が集中している。図 6.7(c) は 5 上層ロングがほぼ終掘し、5 層ロングが採掘の中盤にかかったときの状況を示したものである。5 上層ロング払面周辺の地圧分布は、図 6.7(b) とあまり変わらない。5 層ロングの払面には、5 上層がすでに採掘されているにもかかわらず、若干の地圧の集中が認められる。これは、5 上層ロングの払跡において上下盤の接触が起り、ある程度の大きさの地圧を伝達していることに対応している。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) に注目し、採掘に伴う推移の状況を示したのが図 6.8 で、5 上層ロングと 5 層ロングの両方について示されて

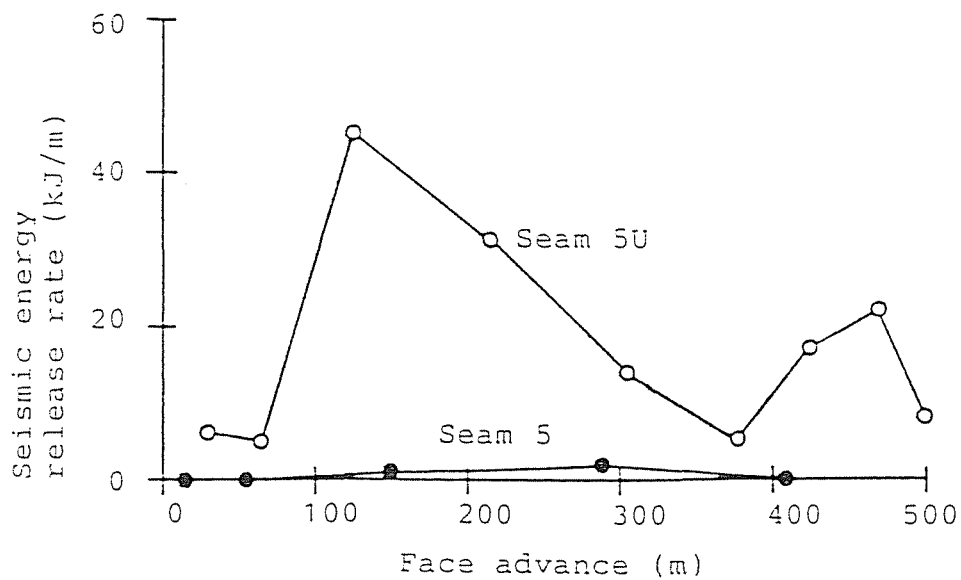


図 6. 5 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

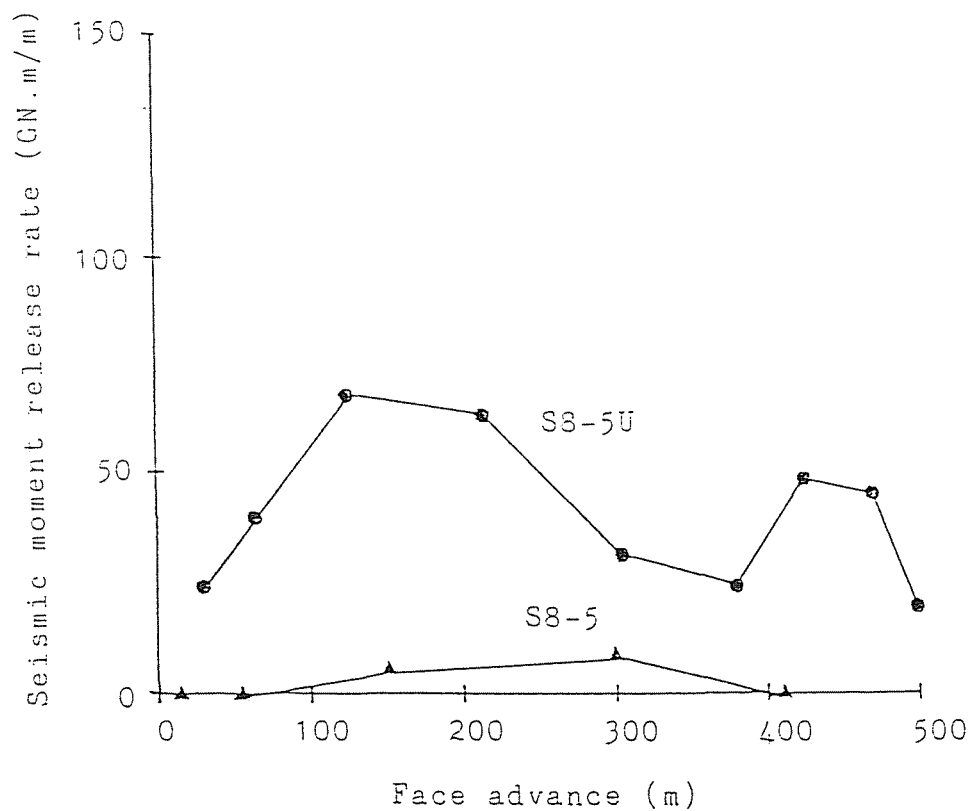


図 6. 6 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移

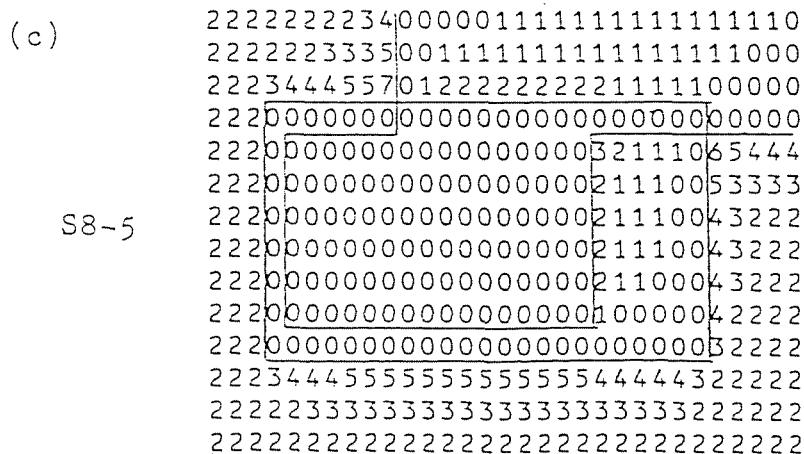


図 6. 7 炭層の垂直地圧分布の採掘に伴う推移（続き）

いる。5 上層ロングでは中央部と深部の地圧 σ_v は、払が始発部から 100 m 程進行するまで緩やかに増加し、その後ほぼ一定値を取りながら推移している。肩部の地圧は払進行長が約 200 m になるまで増加し、その後ほぼ一定値を示している。地圧は採掘の初期段階を除き、肩部、中央部、深部の順に大きい。5 層ロングでは、採掘の中盤以前は増加、中盤以降は減少傾向を示している。地圧の大きさは、採掘の初期段階を除いて、肩部と中央部がほぼ等しく、深部では小さい。

また、2 つのロングで応力の大きさを比較すると、5 上層を追いかけた 5 層の方が全体的に小さく、最大値を比較すると約半分である。

次に、破壊の活動の活発さの推移に関する計算結果について述べる。

まず、エネルギー解放率の採掘に伴う推移を図 6.9 に示す。5 上層の払が 100 m まで進行する間は比較的急激な増加を示し、その後は、緩やかな増加に転じている。この挙動は払面の地圧（図 6.8(a)参照）に類似しているが、地震波エネルギー解放率（図 6.5）の挙動とは異なっている。なお、本論文で取り上げた 6 事例 1 2 ロング全てについて、エネルギー解放率の挙動は払面の地圧の挙動と類似していたが、これはこの指標の評価方法から考えて当然だと思われる。

次に、ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移を図 6.10 に示す。5 上層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率と挙動が類似している。なお、5 上層の採掘に伴うエネルギー解放率とひずみエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率に比べ、それぞれ約 10^5 倍、 10^4 倍の大きさになっている。この大小関係は 6 事例全てに共通している。

5 層の採掘に伴うエネルギー解放率とひずみエネルギー解放率は、いずれも 5 上層の採掘時の値に比べて小さいという点では計測結果と一致している。し

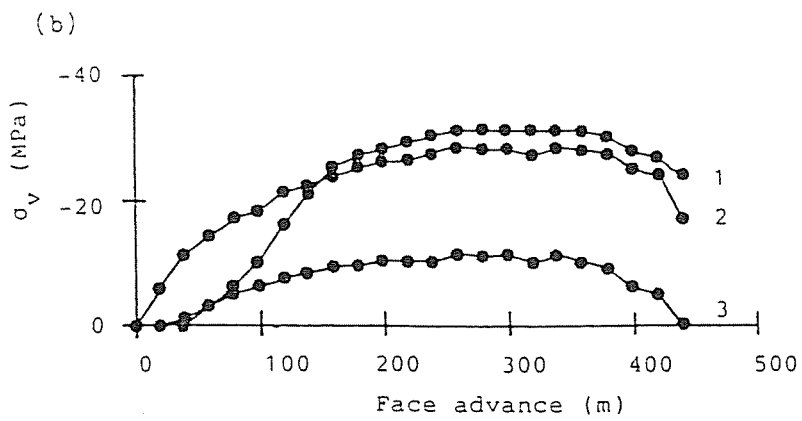
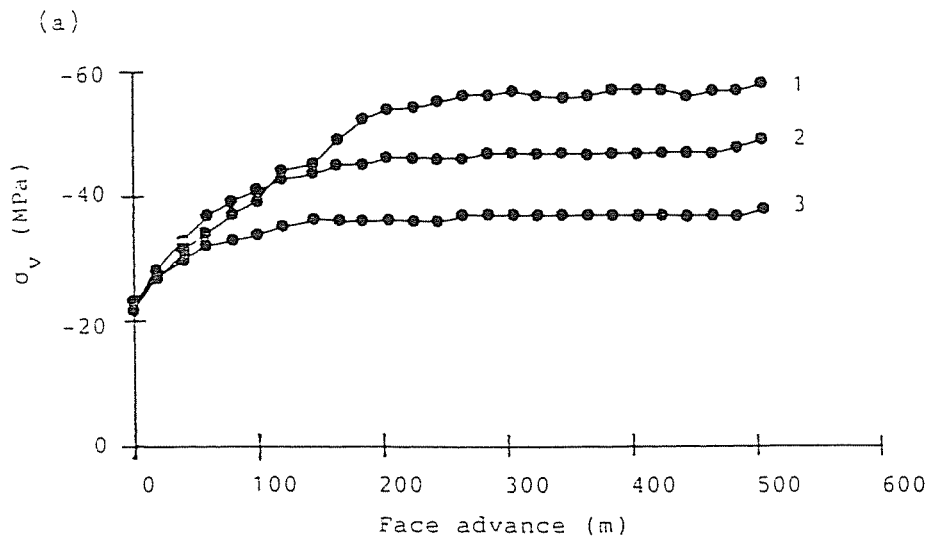


図 6. 8 掘面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移。
 (a)は 5 上層ロング、(b)は 5 層ロング。グラフの 1、2、3 はそれぞれ
 肩部、中央部、深部をあらわす

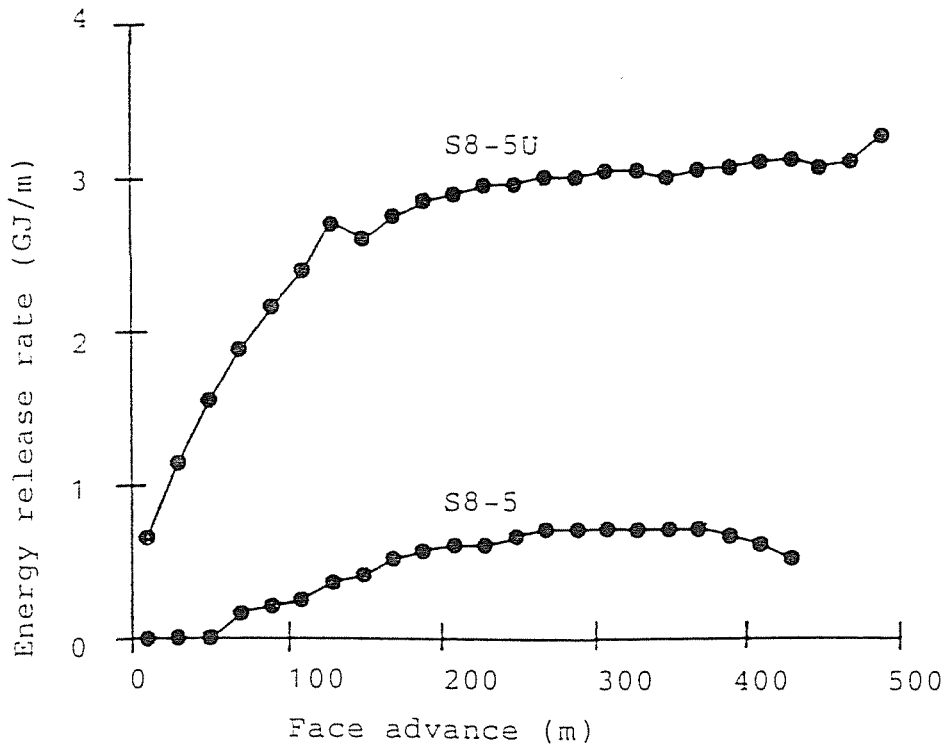


図 6. 9 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

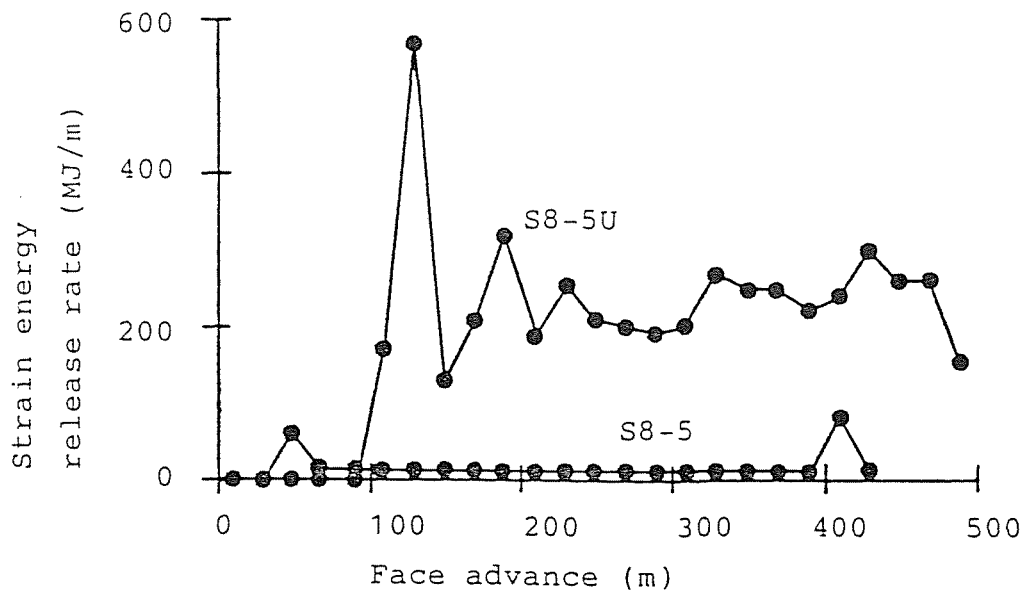


図 6. 10 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

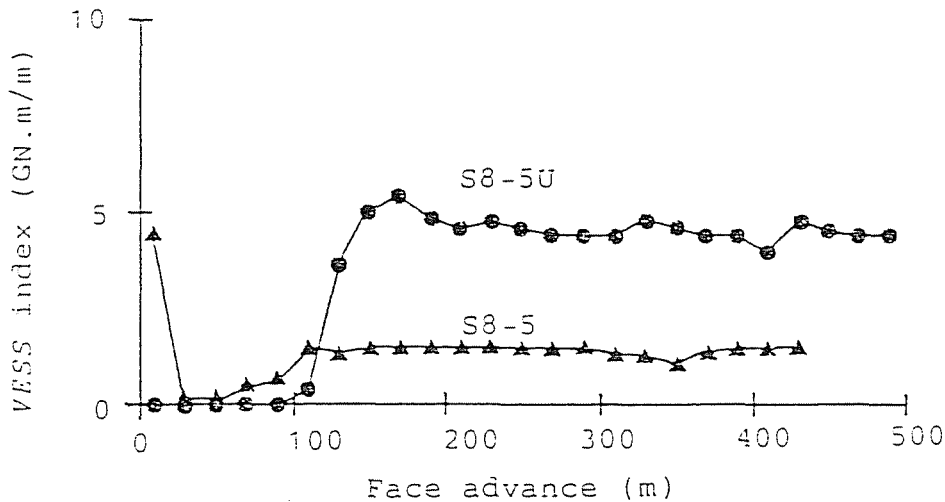


図6.11 体積余剰せん断応力指数 (VESS index)の採掘に伴う推移

かし、払進行に伴う挙動は類似していない。

5上層の採掘に伴う体積余剰せん断応力指数の推移を図6.11に示す。これと最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) との間には類似点がほとんど認められない。ただし、体積余剰せん断応力指数の大きさは最大せん断地震モーメント解放率の約1/10程度であり、この点では、エネルギー解放率やひずみエネルギー解放率よりも観測値に近いといえる。この大小関係は6事例全てについて共通している。

最後に、数値シミュレーションで得られた最大せん断地震モーメント解放率 (SSMRR) の推移を図6.12に示す。同図には最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与も示されている。炭層の寄与は5上層の採掘の初期段階でやや大きいですが、すぐに定常状態となりその後の採掘の過程ではほぼ一定値を保っている。この定常状態における炭層と岩盤の寄与の割合は1:5程度になっている。最大せん断地震モーメント解放率に占める炭層の破壊の寄与 (予測値) と観測値に関し、両者の挙動の間に類似点は見いだせない。これは、炭層の破壊の最大せん断地震モーメント解放率に対する寄与の割合が小さいことと併せて、当該パネルの破壊挙動が岩盤の破壊に支配されていることを示唆していると考えられる。以上の特徴は布引地区の事例を除いて共通していた。

この指標の大きさと挙動について、測定結果と予測結果を比べると、両者は大体一致していることがわかる。なお、各事例について調べたところ、採掘に伴う推移については一致しない場合もあったが、平均的な大きさについては全ての事例について観測値と予測値との間に良い一致がみられた。

岩盤の破壊の様式と破壊箇所の予測について述べる。ひずみエネルギー解放率の解析において得られた岩盤要素の破壊様式は、未採掘領域では主にせん断

または縦割れ破壊、既採掘領域では主に引張破壊であった。これは全ての事例に共通していた。なお、引張破壊が起るときの最大引張応力の方向は層理に平行であった。これは、層間剝離現象とは対応せず、むしろ、掘の前方で生じる破断面が掘跡において開口したり成長する現象（図 2.1 参照）に対応しているものと考えられる。

5 上層のひずみエネルギー解放率がピークを示した採掘ステップにおいて、破壊が生じた岩盤要素を図 6.13(a) に示す。破壊は主に肩坑道付近に集中している。ひずみエネルギー解放率がほぼ一定値を示す採掘の中盤以降では図 6.13(b) に示すように、破壊は主に掘前方肩坑道寄りに分布している。

予測された破壊箇所の分布は、図 6.8 に示す炭層の垂直地圧分布と良く符合しているが、微小地震の震源分布と比較すると、両者の一致の程度が非常に良いとはいえない。しかし、微小地震の震源がしばしば肩坑道寄りに分布してい

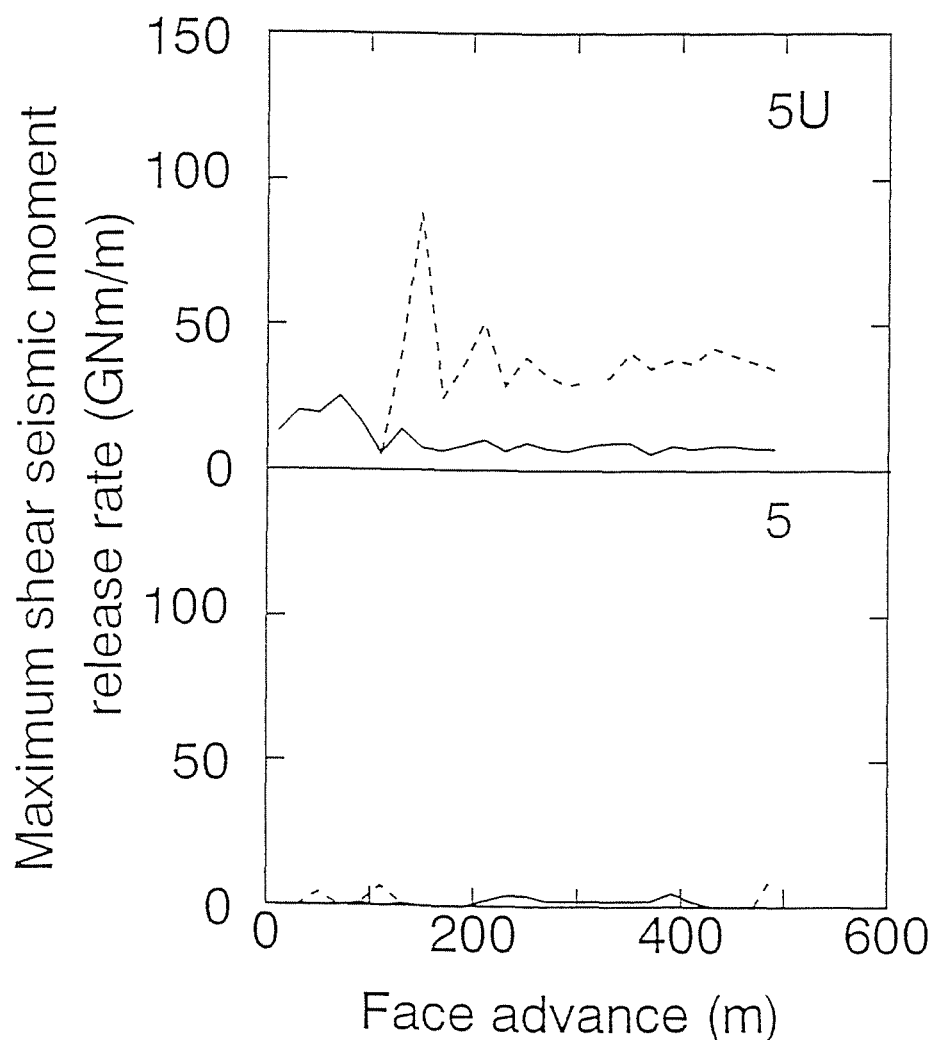


図 6. 1 2 数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移（実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す）

ることと、予測された破壊の多くが肩坑道寄りに分布していることとは調和的である。

なお、岩盤要素の破壊位置の予測は、最大せん断地震モーメント解放率の解析結果とひずみエネルギー解放率の解析結果とでほぼ同じであったが、これは6事例に共通に認められた。両解析においては同じ破壊規準を用いているので、この一致は当然といえよう。

また、体積余剰せん断応力指数の解析では、一旦破壊した岩盤要素は終掘まで破壊を生じ続けることになるが、これは微小地震の集中箇所に関する観測結果とは異なっている。

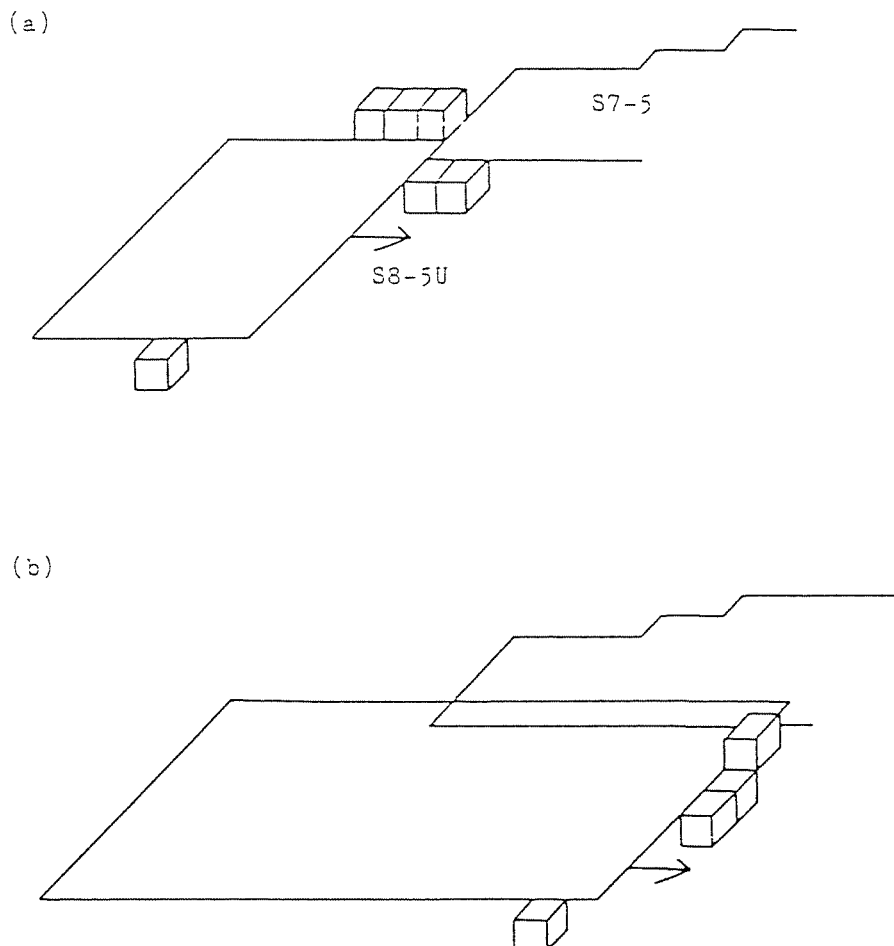
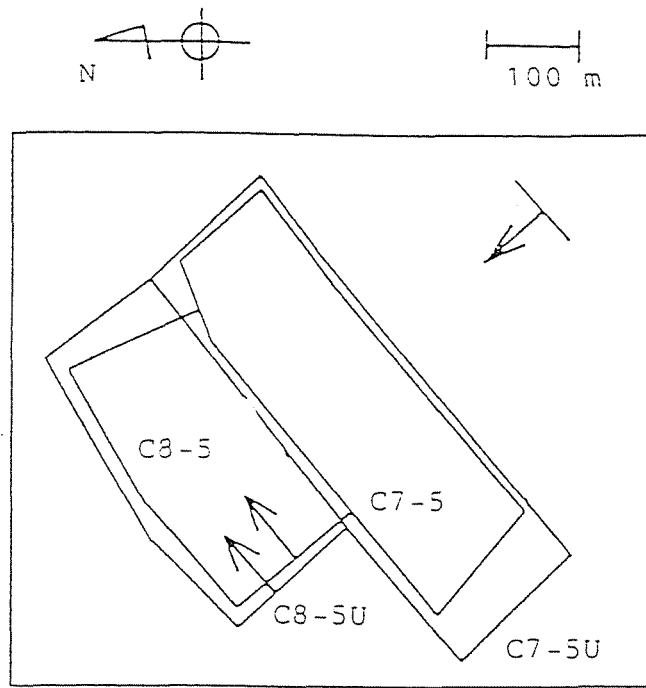


図6.13 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（立方体ブロックで表している）。(a)、(b)に対応する採掘ステップについては6.3.2項を参照されたい。

(a)



(b)

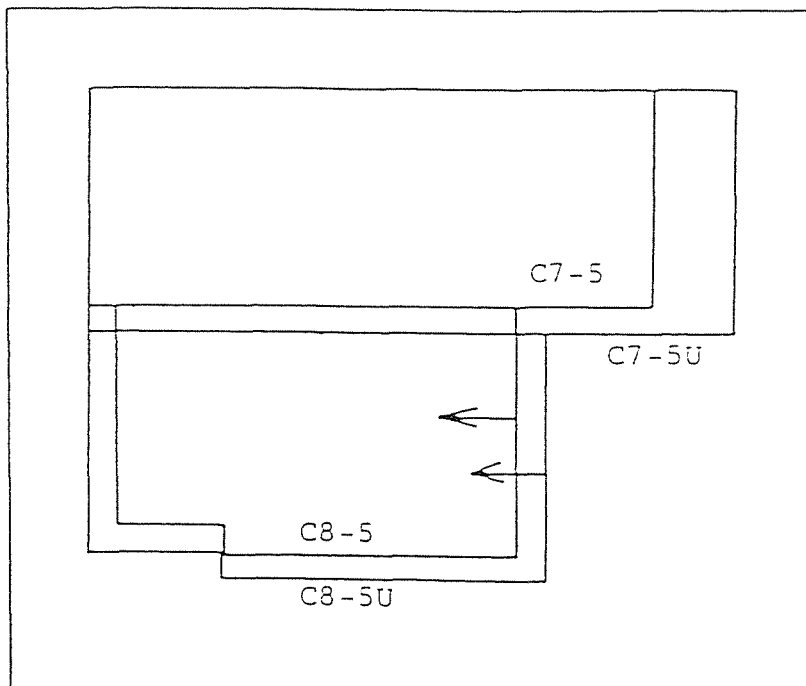


図 6. 1 5 (a)中部 8 片 5 上層・5 層ロング周辺の状況 (平面図)、
(b) 数値解析に用いたモデル

ら + 1.5 の範囲に収まっていた (図 6.16)。

採掘期間をほぼ 1 カ月毎に区切って払面の位置とローカルマグニチュードが 0 以上の微小地震の震央を示したものが図 6.17 である。

図 6.17(a) は採掘の初期段階の状況を示したものである。微小地震は払面近傍、および、払面前方の肩坑道沿いに多く発生しているが、払始発部後方や肩坑道寄りにも若干生じている。図 6.17(b)、(c) に示す段階では、払面前方や肩坑道寄りに微小地震の集中がみられるが、払始発部後方の肩坑道寄りにも若干分布している。図 6.17(d) に示す段階になると、微小地震活動はあまり活発でなくなり、震央は払面の前方に疎らに分布している程度である。図 6.17(e) に示す段階では、払面前方や深坑道寄りに微小地震が集中している。

図 6.17(f) に示す段階で、5 層の採掘が開始された。これに対応して発生した微小地震の震央は、5 上層ロング始発部と深坑道の交差する付近の未採掘領域に集中している。また、5 上層の採掘に伴う微小地震は、払面前方深坑道側に分布している。図 6.17(g) に示す段階では、5 上層の採掘に伴う微小地震は払面前方に、5 層の採掘に伴う微小地震は払面近傍にそれぞれ分布している。図 6.17(h) に示す段階では、5 上層ロングが終掘したが、微小地震は払面前方や肩坑道寄りに集中している。一方、5 層ロングの採掘に伴う微小地震活動は認められない。図 6.17(i)、(j) に示す段階で、5 層ロングが終掘した。微小地震はごくわずかししか発生しておらず、集中傾向もみられない。

地震波エネルギー解放率と最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移を、それぞれ図 6.18、図 6.19 に示す。両解放率とも、5 上層ロングの採掘の初期段階では緩やかな増加傾向を示し、その後、かなり急激な減少と増加を 2～3 度繰り返している。また、両解放率とも、5 層ロングの採掘時の値と 5 上層ロングの採掘時の値を比較すると、前者の方が後者より小さい。これは、6.3 節で述べた西部 8 片 5 上層・5 層の事例と同様である。

6.4.2 数値シミュレーションの結果

図 6.15(b) に示すモデルの解析によって得られた炭層の垂直地圧 (σ_v) の分布を図 6.20 に示す。

図 6.20(a) は 5 上層ロングを採掘する前、すなわち、古洞だけが存在しているときの状態を示している。7 片の採掘跡の縁辺に地圧の集中がみられる。集中の程度は西部 8 片 5 上層・5 層ロングの場合と比較して大きい。この原因として、後者の場合には、古洞は 7 片 5 層ロングだけだったのに対し、本事例の場合は 7 片 5 上層ロングの払跡も存在していたことが挙げられる。

図 6.20(b) は 5 上層ロングの採掘の初期段階における状態を示している。5 上層の採掘に伴い 2 箇所に地圧の集中の発生がみられる。1 つは 5 上層ロング始発部後方であり、5 上層ロング始発部と肩坑道の交点で最大値を示している。もう 1 つは、5 上層ロング払面前方であり、5 上層ロング払面と肩坑道の交点で最大値を示している。図 6.20(c) は 5 上層ロングが採掘の中盤に差しかかっ

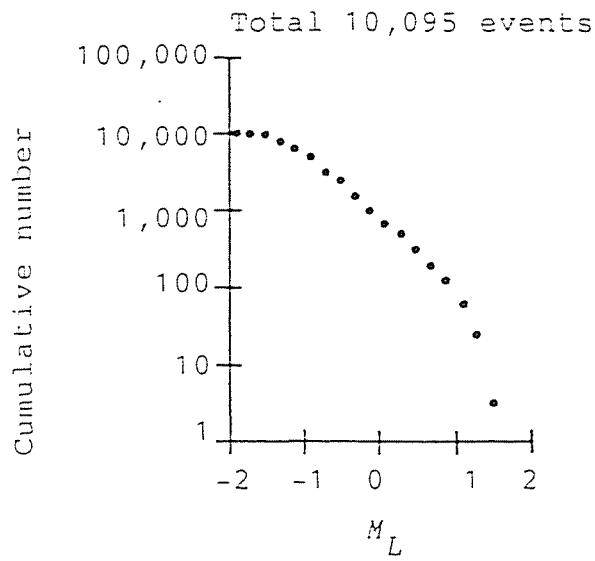


図 6. 1 6 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布

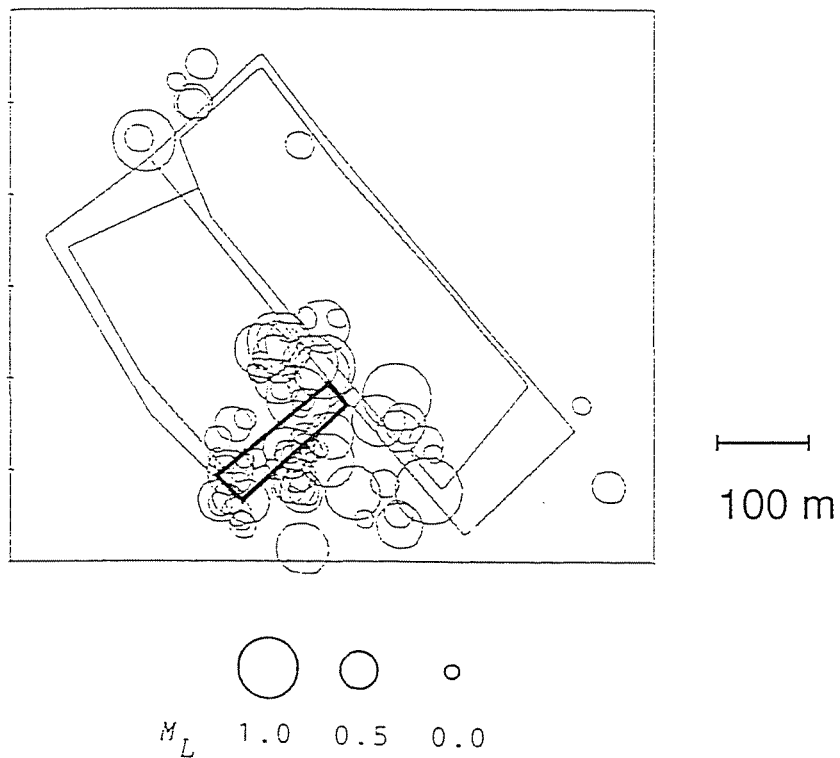


図 6. 1 7 (a) 中部 8 片 5 上層 ロング 採掘 時の 震央 分布 (1984 年 4 月 2 日 ~ 1984 年 4 月 29 日)。太線 で 囲った 部分 を 採掘 した とき に 生じた 事象 が 示さ れて いる。

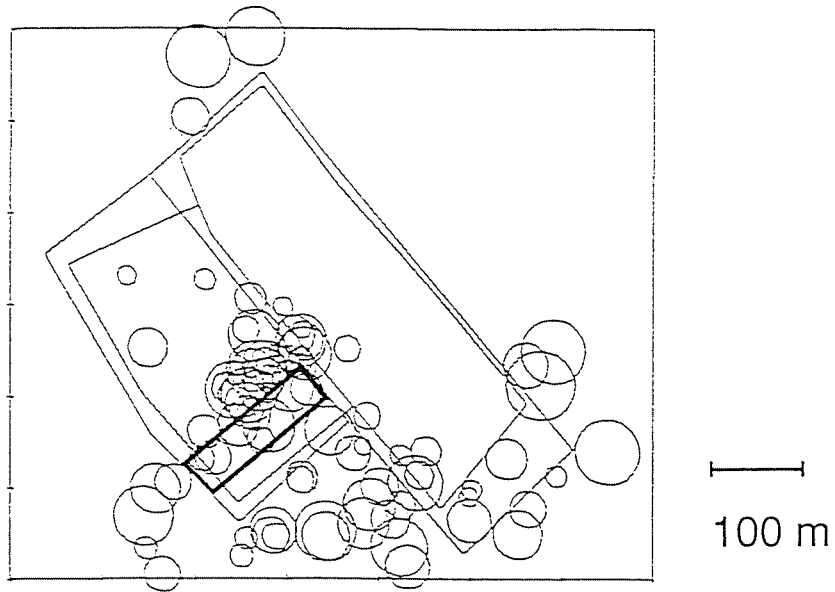


図 6 . 1 7 (b) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1984年 4月 30日
 ~1984年 5月 26日)

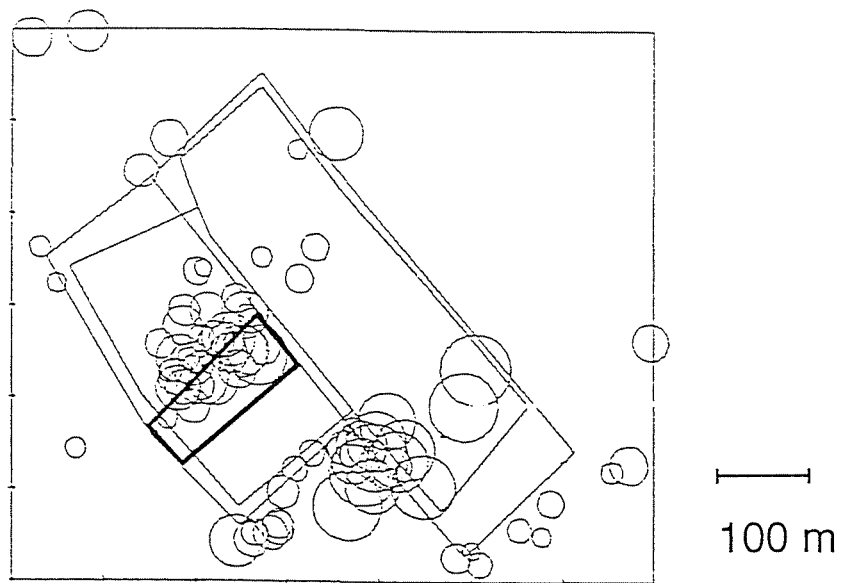


図 6 . 1 7 (c) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1984年 5月 27日
 ~1984年 6月 30日)

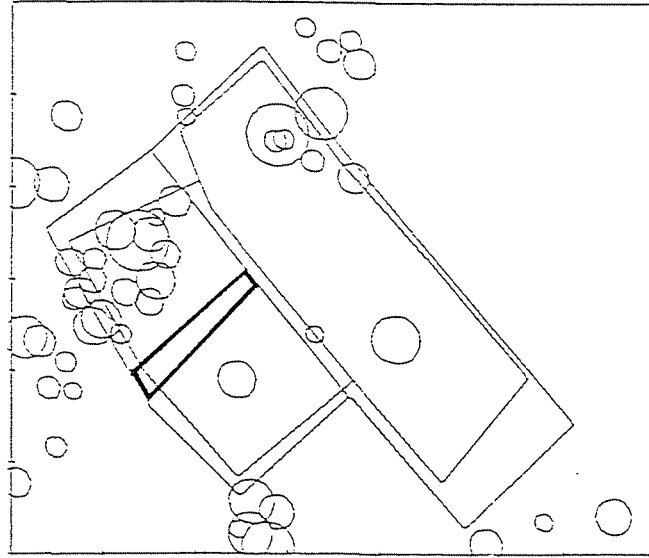


図 6. 1 7 (d) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1984年 7月 1日
 ~1984年 7月 28日)

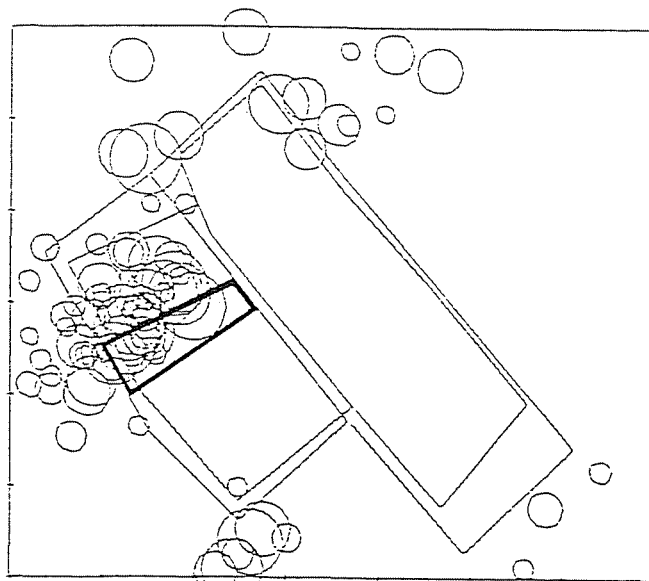


図 6. 1 7 (e) 中部 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1984年 7月 29日
 ~1984年 9月 1日)

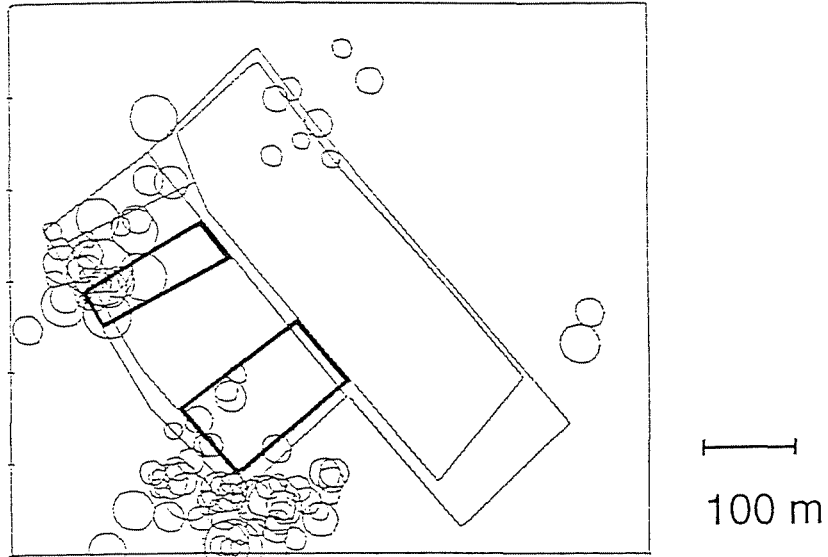


図 6. 17 (f) 中部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 9 月 2日~1984年 9月29日)

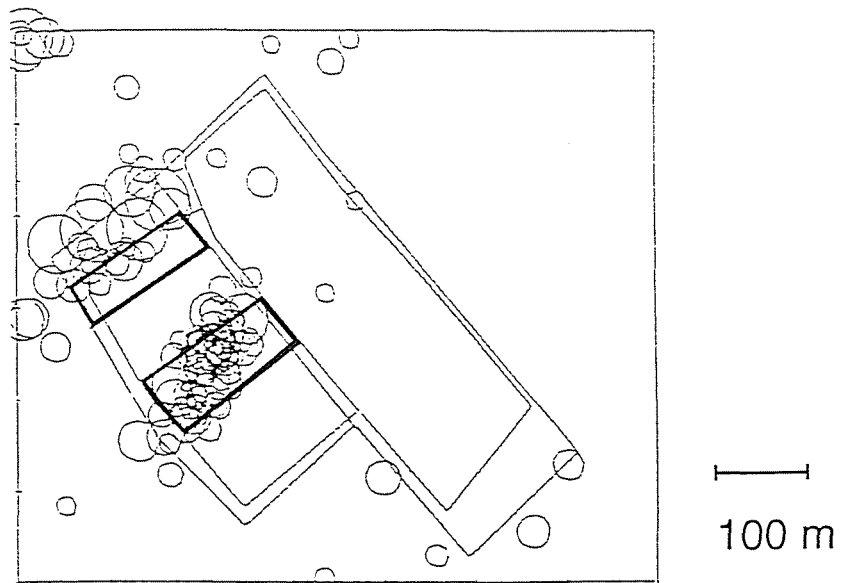


図 6. 17 (g) 中部 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布 (1984年 9 月30日~1984年10月27日)

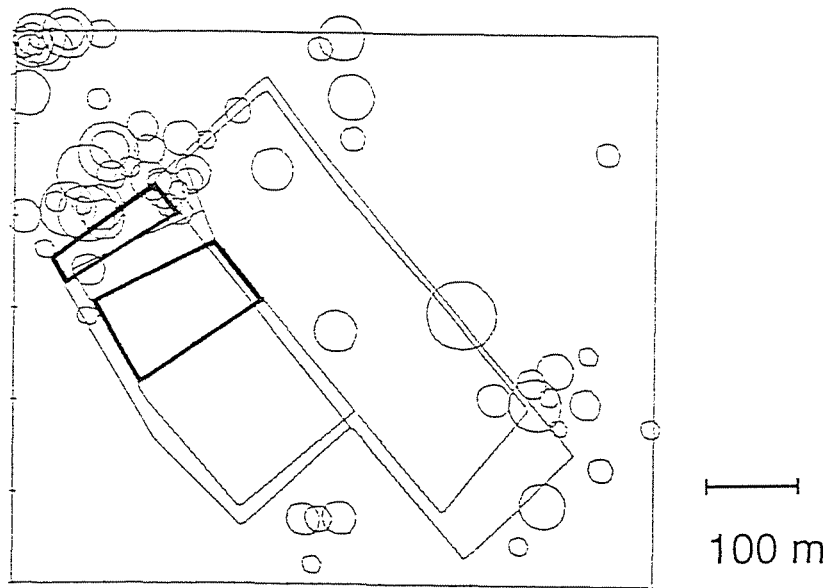


図6. 17 (h) 中部8片5上層・5層ロング採掘時の震央分布（1984年10月28日～1984年12月1日）

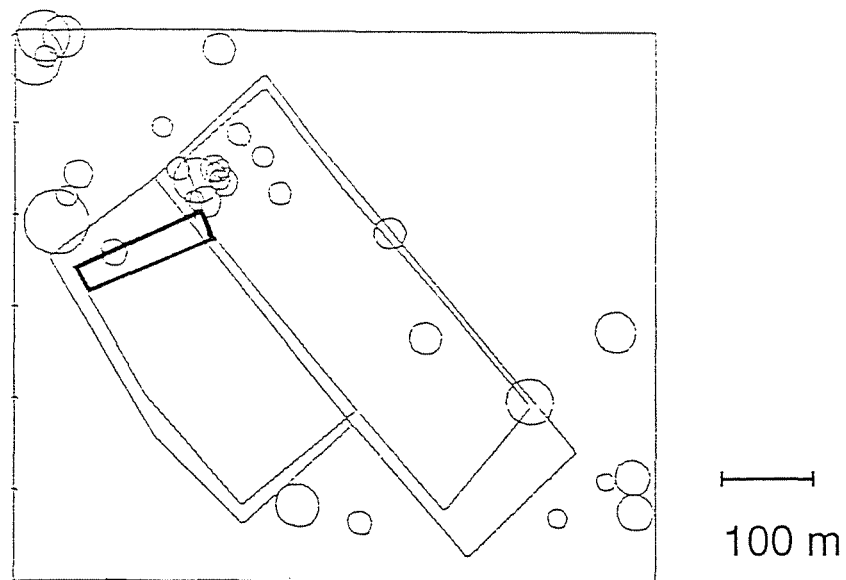


図6. 17 (i) 中部8片5層ロング採掘時の震央分布（1984年12月2日～1984年12月30日）

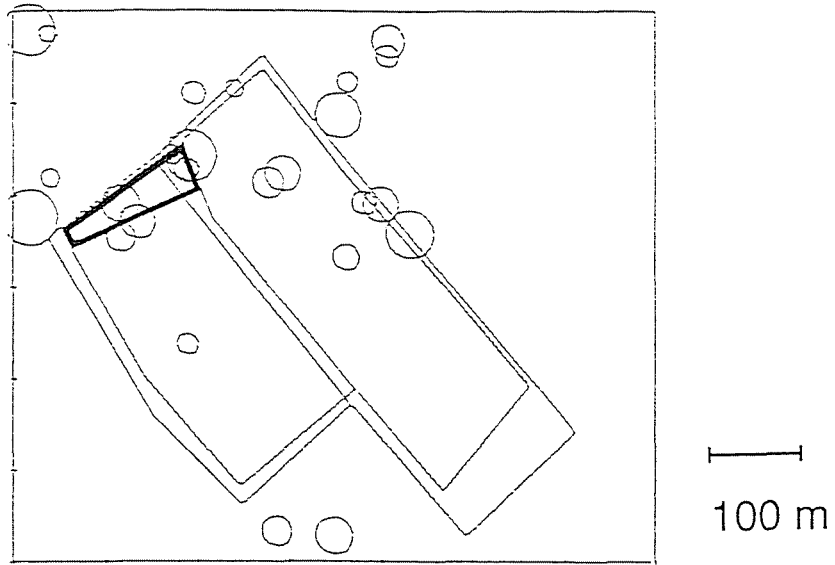


図 6. 17 (j) 中部 8 片 5 層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1984 年 12 月 31 日 ~ 1985 年 1 月 26 日)

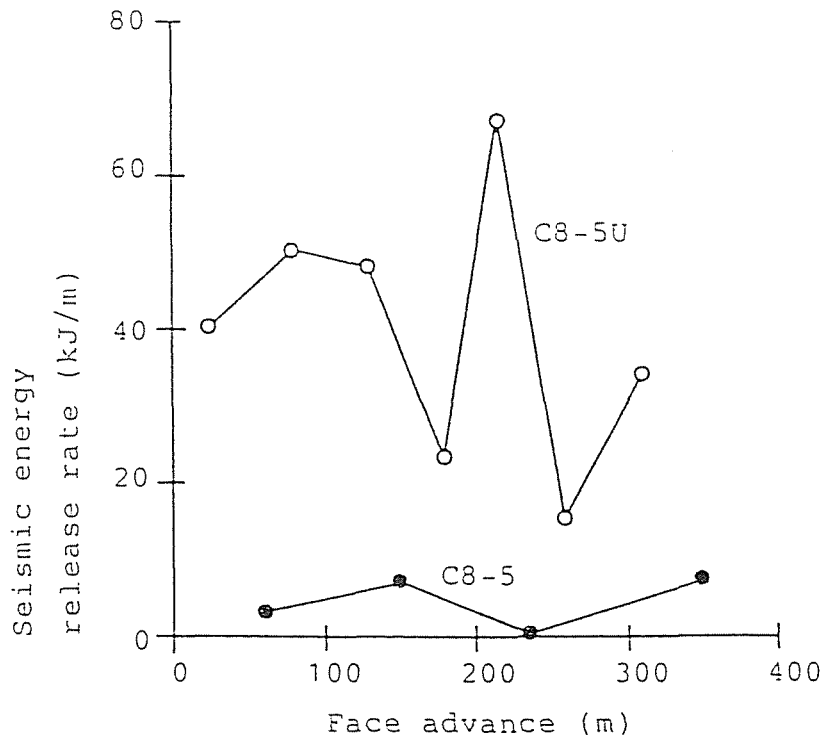


図 6. 18 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

たときの状況を示している。地圧分布状況は図 6.20(b) の場合とあまり変わっていない。図 6.20(d) は 5 層ロングの採掘初期の段階における状態を示している。5 層ロング掘面前方に地圧の集中がみられる。掘面では深側よりも肩坑道側の地圧の方が大きい。5 上層ロング始発部後方の地圧は、前段階に比べ増加している。図 6.20(e) は 5 上層ロングが終掘し、5 層ロングが採掘の中盤にかかったときの状況を示しているが、図 6.20(d) に示した状態に比べ余り変わっていない。

掘面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) の採掘進行に伴う変化を図 6.21 に示す。5 上層ロングでは肩部、中央部、深部のいずれにおいても、共に掘が始発部から 100 m 程進行するまでは増加を示し、その後、ほぼ一定値となっている。肩部の地圧だけは掘が 250 m 程進行した時点から減少している。地圧は、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。5 層ロングの地圧-掘進行線図は上に凸の形状を示している。掘面上の地圧の分布は 5 上層の場合と同様、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

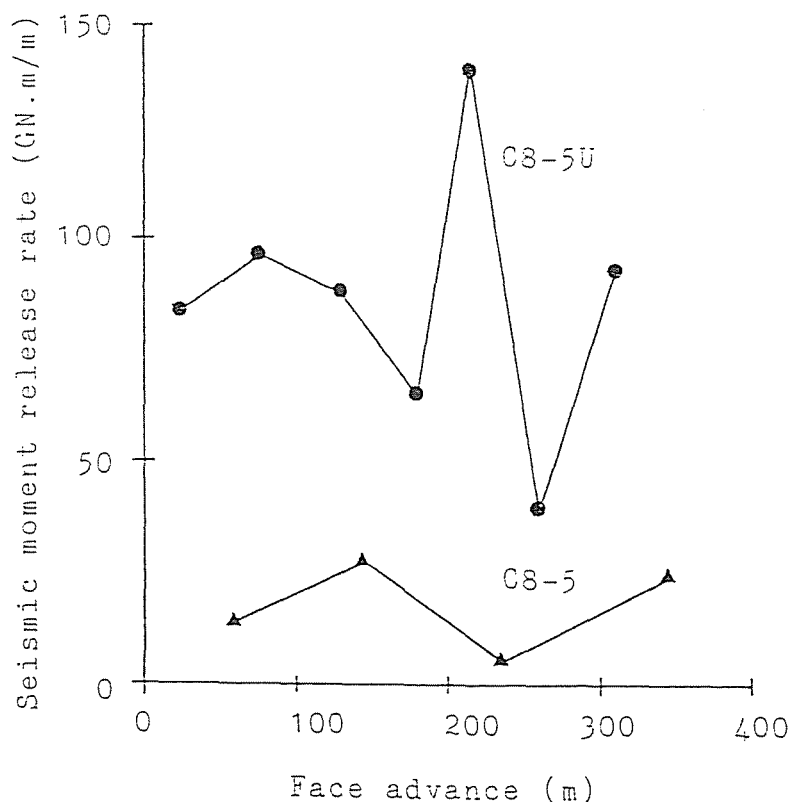


図 6. 1 9 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移

(a)

```

222222222222333333322222222222
2222333333333333333333332222
223345555555555555555555443322
2240000000000000000000000000322
2340000000000000000000000000432
2340000000000000000000000000100432
2350000000000000000000000000200432
2350000000000000000000000000200432
2350000000000000000000000000200432
2350000000000000000000000000200432
2340000000000000000000000000100432
23400000000000000000000000000000432
223445555555555555555555555544322
222333333333333333333333333333222
22222333333333333333333333332222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222
2222222222222222222222222222222

```

(b)

```

2350000000000000000000000000
2350000000000000000000000000 C7-5
2340000000000000000000000000
23400000000001123332100 C7-5U
22344555555666701210765
22233333333344601110543
2222233333333501110533
22222222223333500100533
22222222223333500100533 C8-5U
22222222222333500100533
22222222222233400000433
22222222222233400000433
2222222222223400000432
22222222222223344444332
2222222222222233333322
2222222222222223332222

```

図 6 . 2 0 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移。採掘パネルについては図 6 . 1 5 参照、図中の数字は地圧の大きさを表す（本文 6 . 3 . 2 項参照）。また、(a)～(e) に対応する採掘の進行状況については 6 . 4 . 2 項参照。

(c)

2350	0000000000000000000000
2350	0000000000000000000000
2340	0000000000000000000000
2340	00000001133333332100
2234	4555566702222210765
2233	3333344601122110643
2222	333333501111110533
2222	222333500111100533
2222	222333500111100533
2222	222333500111100533
2222	222333500111100533
2222	222333500111100533
2222	22233400000000433
2222	222340000000432
2222	2223344455444332
2222	22233333333322
2222	222333333322

(d)

3350	0000000000000000000000
3350	0000000000000000000000
2350	0000000000000000000000
2340	0023334460000004210
2334	5701222340000002866
2333	4501122240000001644
2233	3501122240000001643
2223	3501112230000000633
2223	3500112230000000533
2223	3500111230000000533
2223	3400111230000000533
2223	3400001120000000533
2222	334500000000000433
2222	2333455555555554332
2222	2333333333333333332
2222	233333333333333332

C8-5

(e)

3350	0000000000000000000000
3350	0000000000000000000000
3350	0000000000000000000000
3350	1233460000000005210
3350	1222340000000002866
3350	1122240000000001644
3350	0122240000000001643
3350	0112240000000001633
3350	0112230000000000533
3350	0111230000000000533
3340	0011130000000000533
3340	0000010000000000533
2334	455600000000000433
2233	33334455566655554333
2223	3333333333333333332
2222	233333333333333332

図 6 . 2 0 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移 (続き)

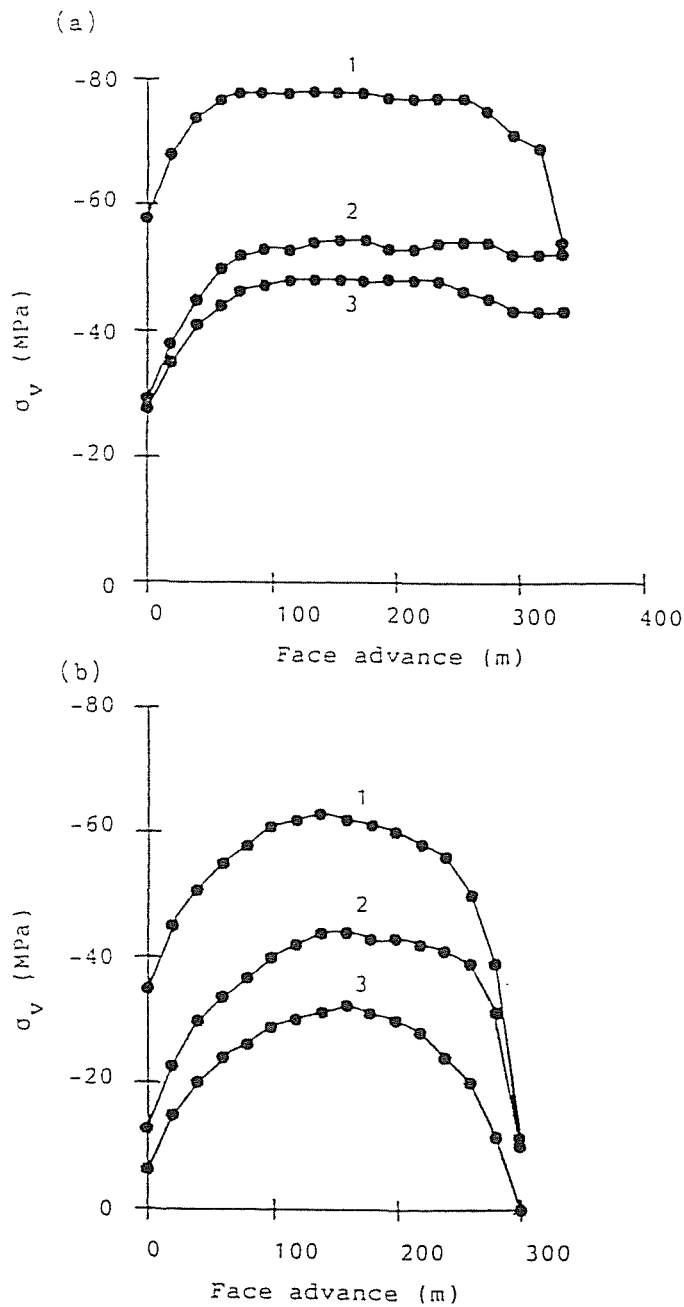


図 6. 2 1 採掘に伴う垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移、(a)は5上層ロング、(b)は5層ロング。グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す

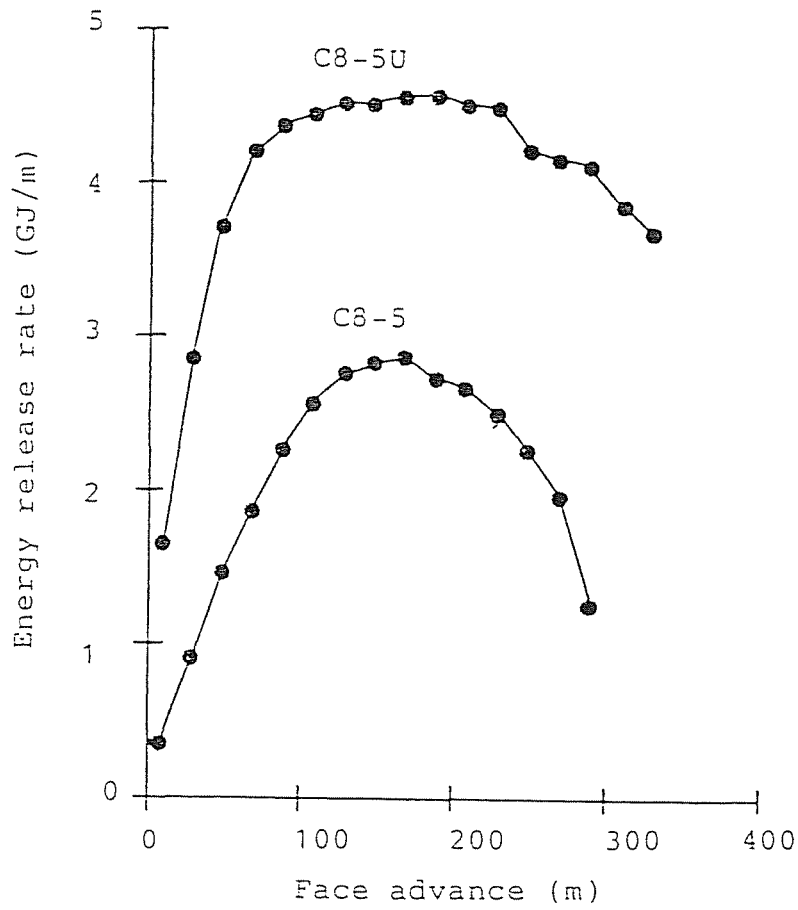


図 6. 2 2 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

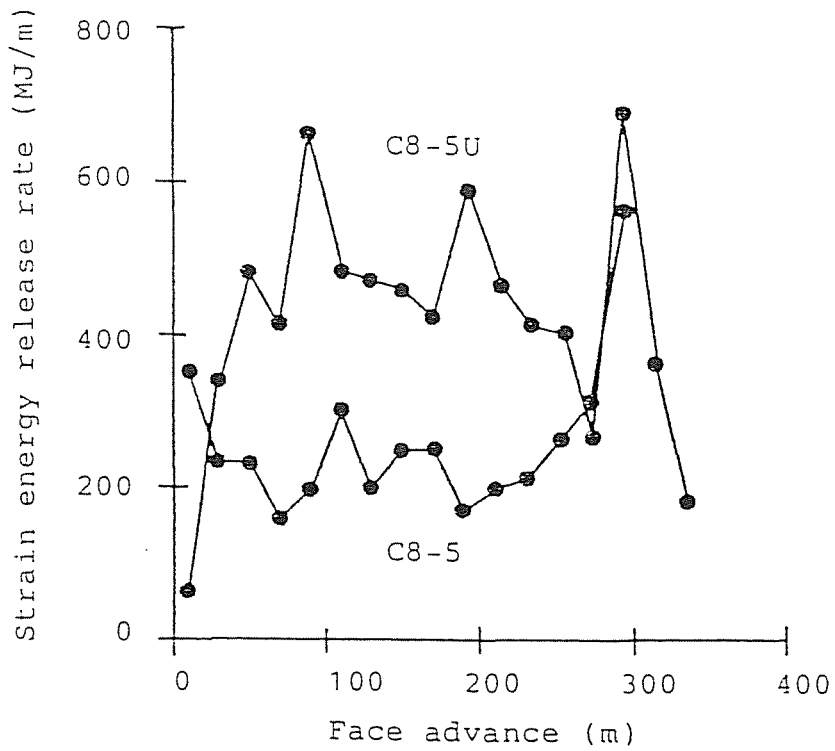


図 6. 2 3 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

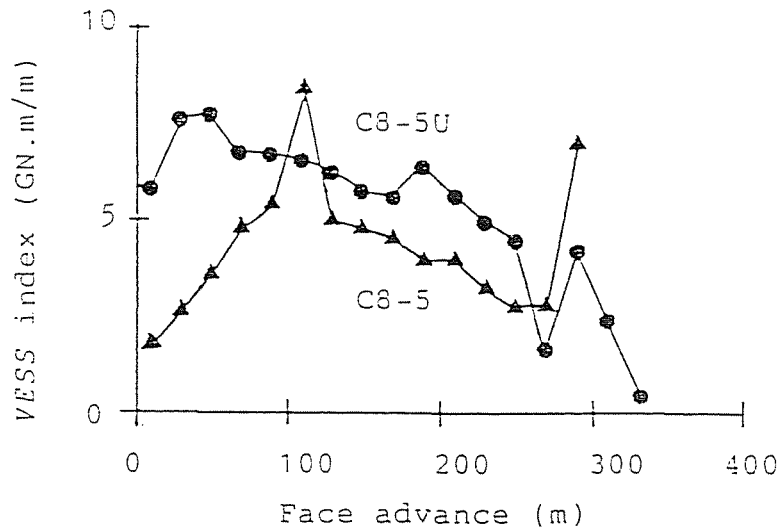


図 6. 2 4 体積余剰せん断応力指数 (VESS index) の採掘に伴う推移

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

まず、エネルギー解放率であるが、図 6.22 に示すように、これと地震波エネルギー解放率 (図 6.18) の間に類似点は認められない。体積余剰せん断応力指数 (図 6.24) と最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR、図 6.19) との関係についても同様である。

一方、5 上層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率の推移をみると、図 6.23 に示すように、地震波エネルギー解放率の場合とほぼ同じ箇所 (払進行長約 100、200、300 m の 3 地点) で値にピークが認められる。また、5 層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率の挙動については、採掘の中盤における減少傾向と採掘終盤における増加傾向が、地震波エネルギー解放率の挙動と共通している。

最大せん断地震モーメント解放率に関して、予測値 (SSMRR、図 6.25) と計測値 (SMRR) の大きさはほぼ同じであり、挙動については、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率の間に成立するのとほぼ同程度の類似が認められる。

岩盤の破壊箇所に関する予測結果を図 6.26 に示す。図 6.26(a) は、5 上層ロングの払面が始発部より 80 m から 100 m まで進行する間に新たに生じた破壊箇所を示している。ひずみエネルギー解放率は、この段階で、最初のピークを示している。破壊は払前方、払始発部後方、および深坑道縁辺部に分布している。図 6.26(b) は 5 上層が採掘の中盤に達したときの状況であるが、破壊のほとんどは払前方肩坑道側に集まっている。図 6.26(c) は 5 層ロングの採掘の初期段階の状況を示したものであるが、破壊箇所は払の深坑道付近と 5 上層ロング始発部後方の深坑道に密に分布している。図 6.26(d) は既に 5 上層ロングが終掘し、5 層ロングが採掘の中盤に差しかけたときの状況を示している。

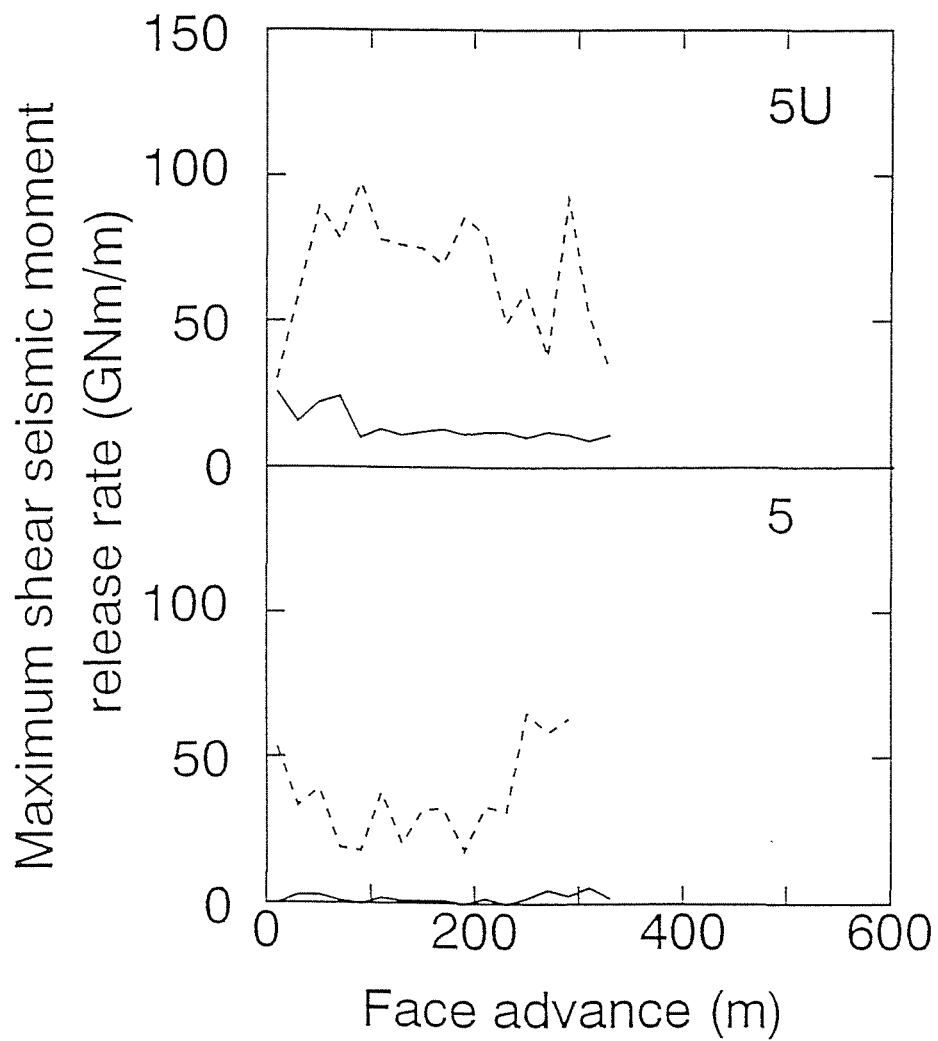
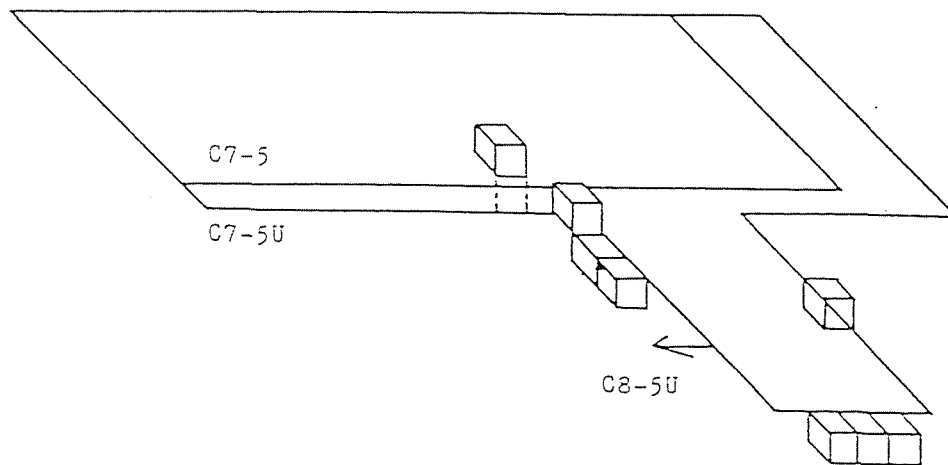


図 6. 2 5

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移（実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す）

(a)



(b)

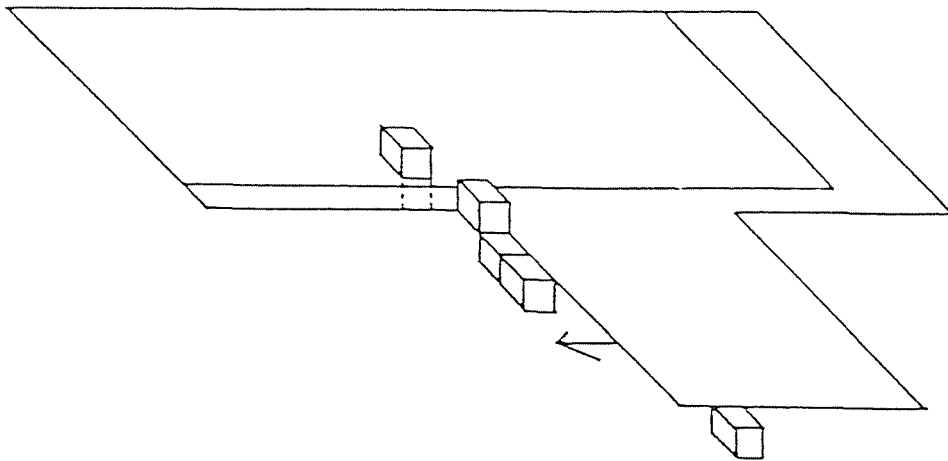


図 6 . 2 6 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（立方体ブロックで表している）。(a)～(d)における切羽の位置は矢印で示されている。

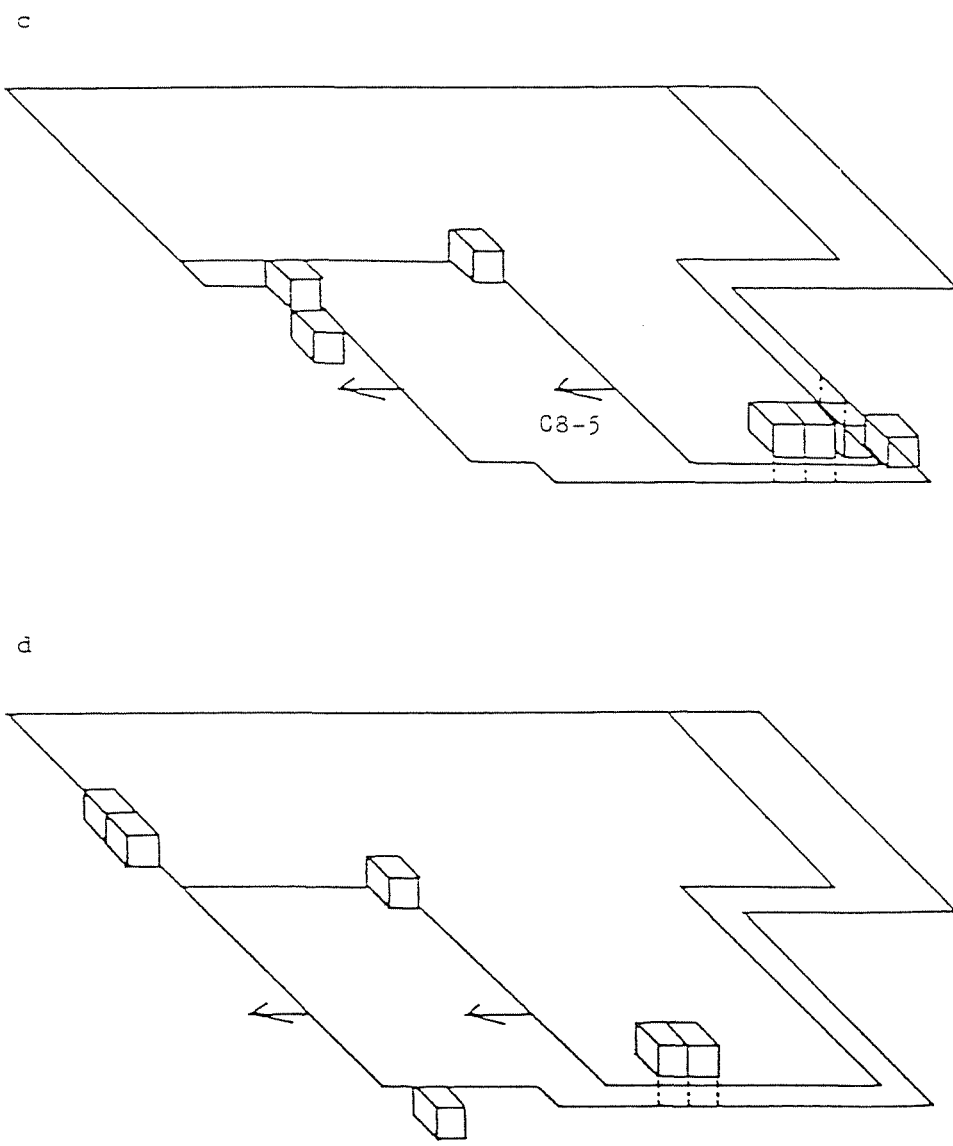


図 6 . 2 6 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（続き）

5 上層ロング始発部の後方では破壊はみられない。

払面近傍における微小地震は、しばしば肩坑道寄りに集まっているが、図 6.26 に示した予測結果も同様である。この原因として、図 6.20、6.21 に示すように、肩坑道側の地圧が深坑道側よりも大きいことが挙げられる。

5 上層の採掘の初期段階では、微小地震は払の前方のみならず、払始発部の後方（主に肩坑道側）にも分布していることが注目される。この原因については以下のように考えられる。本ロングのように払始発部が旧採掘跡の縁辺部に位置する場合、払面と旧採掘跡の干渉によって応力集中部が払の前方だけでなく、始発部の後方にも形成される（図 6.20(b)参照）。5 上層ロングの採掘の初期段階では、採掘の進行に伴う応力の増加量が大きく、払始発部後方においても微小地震が発生する（図 6.17(c)、6.26(a)参照）。払始発部後方の微小地震は、地圧の大きい肩坑道寄りで発生する。採掘がある程度進行すると、払始発部後方の地圧はほぼ一定値に収束するので（図 6.20(c)）、ここでの微小地震の発生は少なくなる（図 6.17(d)、6.26(b)参照）。

5 層における採掘の初期段階でも、払始発部の後方において微小地震が発生しているが（図 6.17(f)、6.26(c)）、これらの震源は当該払の深坑道と 5 上層ロング始発部の交差する付近の未採掘部に集中している。これに対し、5 上層の場合、肩坑道寄りに集中している。この原因については以下のように考えられる。5 層の採掘に伴い、5 上層の払始発部後方の地圧が増加する（図 6.20(d)）。このとき、払始発部後方の未採掘領域の中で、肩坑道寄りの領域では岩盤や炭層が既に破壊しており、まだ破壊していない深坑道の縁辺部で新たな破壊が起きる。

払面がある程度進行すれば、応力はあまり増加しなくなり（図 6.20(e)）、これに伴い、払始発部後方での微小地震の発生はなくなる（図 6.17(g)、6.26(d)）。

図 6.27 は炭層の破壊の状況を破壊の生じた採掘ステップとともに示したものである。払前方の破壊域の広がりには 20 ～ 60 m となっており、西部 8 片 5 上層・5 層ロングと同様な傾向が認められる。

6. 5 布引 8 片 5 上層・5 層ロング

布引 8 片 5 上層・5 層におけるロングの状況を図 6.28(a)、表 6.1 に示す（1985年11月分実績）。図に示すように、当該採掘パネルと隣接する古洞とは複雑な位置関係になっている。なお、5 上層の採掘と同時期に、7 片 5 上層・5 層ロングの下部に設定された 4 上層・4 層ロングの採掘も行われた。

6. 5. 1 計測結果

この 2 つのロングの採掘時に発生した微小地震の中で、6,791 個の事象について震源、規模が解析された。微小地震のローカルマグニチュードは -1.0 ～

+ 1.5 の範囲に収まっていた (図 6.29)。

採掘期間をほぼ2カ月毎に区切って、払面の位置とローカルマグニチュードが0以上の微小地震の震央を示したのが図 6.30 である。

図 6.30(a) は、5上層ロングの採掘初期の段階における状況を示したものである。微小地震は払面近傍やや肩坑道寄りから払始発部後方肩坑道側に分布している。なお、図に示す微小地震活動については、個々の事象が5上層ロングの採掘により発生したのか、4上層ロングの採掘により発生したのかを区別できない。図 6.30(b) に示す段階では、微小地震は払面前方や肩坑道寄りに集まっている。図 6.30(c) に示す段階では、分布の中心が若干、深坑道寄りに移っている。図 6.30(d) についても同様である。

図 6.30(e) に示す段階では、5上層ロングがほぼ終掘し、5層ロングの採掘が開始された。微小地震はあまり活発でない。図 6.30(f) に示す段階では、5上層ロングが終掘しているが、これの採掘に伴う微小地震は認められない。5層ロングの採掘に伴う微小地震は、肩坑道周辺を中心に分布している。図 6.30(g) に示す段階で、5層ロングが終掘した。5層ロング周辺に若干の微小地震がみられるが、規模は小さい。7片古洞の上部にみられる規模の大きな微小地震は、4上層ロングの採掘に伴って生じたものと思われる。

地震波エネルギー解放率 (図 6.31) と最大せん断地震モーメント解放率 (図 6.32) の採掘に伴う推移について述べる。5上層ロングの両解放率は、採掘開始時に最大値を示し、その後、払の進行と共に減少している。両解放率の最大値は、前2事例と比較して約2倍大きい。各微小地震については、4上層の採掘に伴うものか5上層の採掘に伴うものかを区別することができなかつたため、この最大値は実際よりも若干大きめに評価された可能性がある。しかし、このことを考慮に入れても、微小地震活動は非常に活発であったといえる。5層ロングの採掘時の両解放率は、採掘の進行に伴い増加する傾向を示しているが、その大きさは5上層ロングと比べて小さい。

6.5.2 数値シミュレーションの結果

当初、他の事例と同様、稼行炭層の傾斜を考慮した解析を行ったが、得られた結果は計測結果と良い一致を示さなかつた。そこで、解析に際して、この事例についてのみ傾斜を無視した。

図 6.28(b) に示すモデルを用いた計算によって得られた炭層の垂直地圧 (σ_v) の分布状況を図 6.33 に示す。図 6.33(a) は、5上層ロングの採掘の初期段階における状況を示したものである。5上層ロング払面前方の肩坑道側と、5上層ロング始発部後方の肩坑道側に、地圧の集中が認められる。図 6.33(b) は、5層ロングの採掘が中盤に差しかけたときの状況を示したものである。

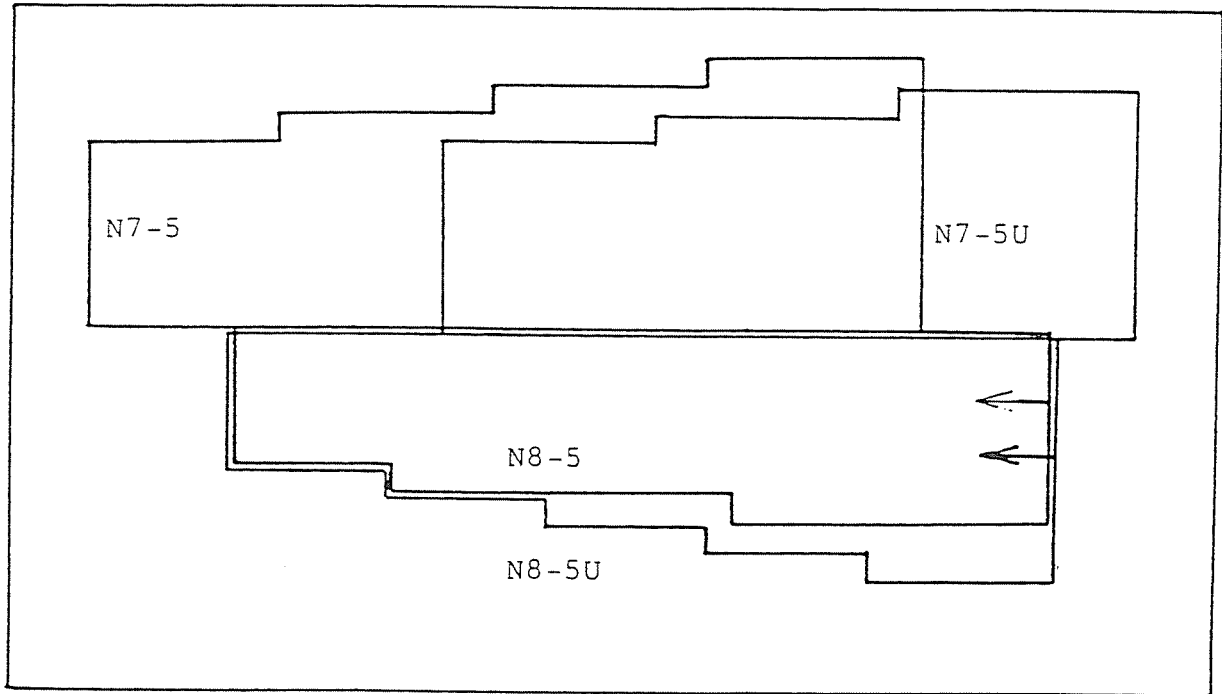


図 6. 2 8 (b) 数値解析に用いたモデル

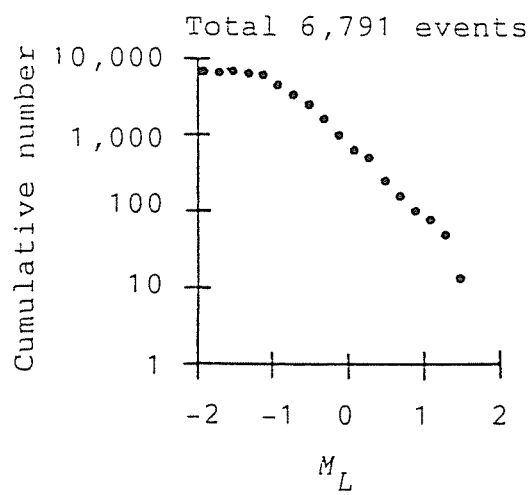
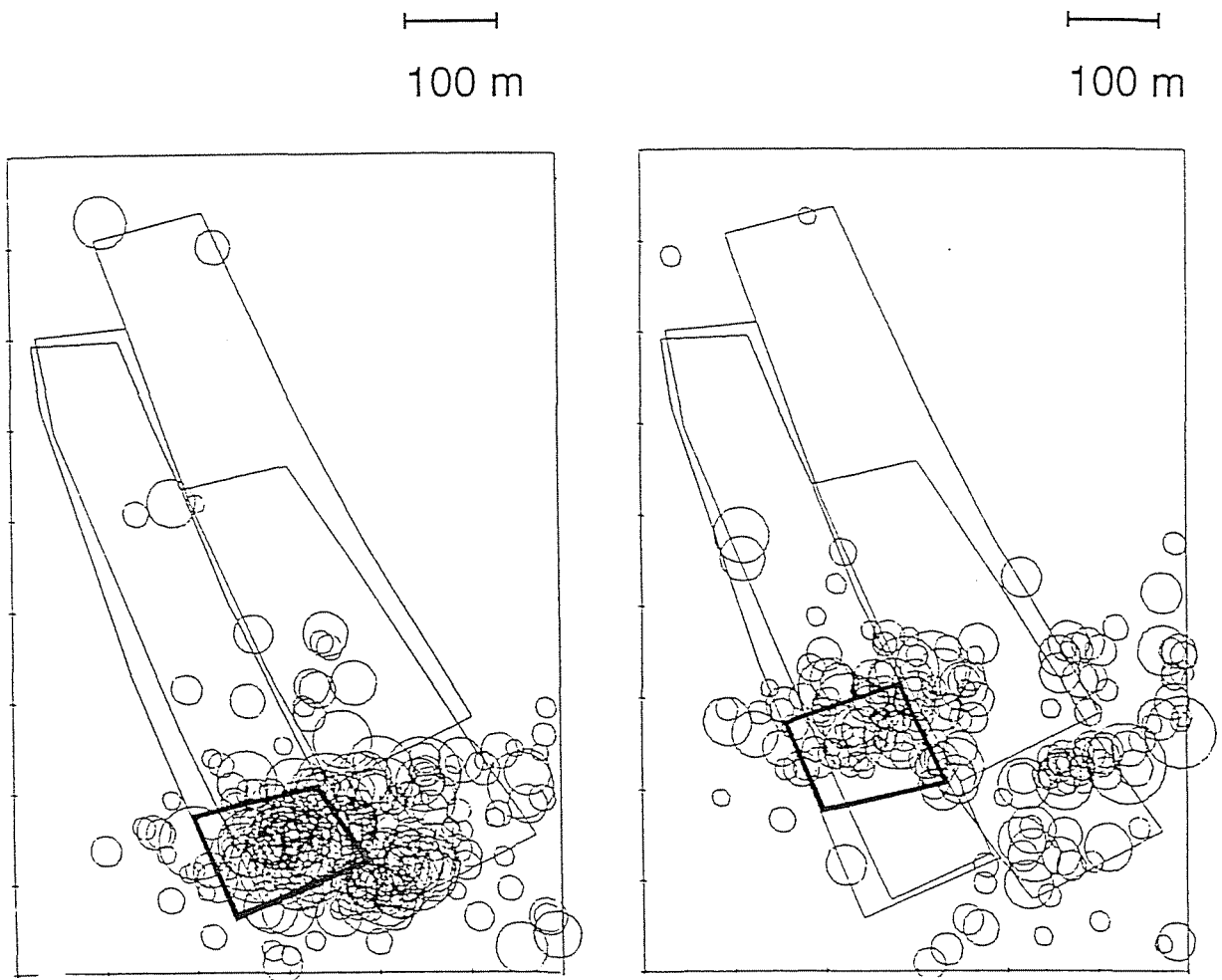


図 6. 2 9 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布



M_L

 1.0 0.5 0.0

(a)

(b)

図 6 . 3 0 布引 8 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 、 (a) 1 9 8 5 年 2 月 1 0 日 ~ 1 9 8 5 年 3 月 3 0 日 、 (b) 1 9 8 5 年 3 月 3 1 日 ~ 1 9 8 5 年 5 月 3 1 日 。 太 線 で 囲 っ た 部 分 を 採 掘 し た と き に 生 じ た 事 象 が 示 さ れ て い る 。

5層ロング掘削前方の肩坑道側に、地圧の集中が認められる。

掘削から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) の採掘に伴う推移を図 6.34 に示す。5 上層ロングの中央部と深部の地圧 σ_v は、掘削が始発部から 100 m 程度進行するまで増加し、その後はほぼ一定値を保っている。掘削の肩部の地圧もほぼ同様な挙動を示すが、掘削進行長が 100 から 400 m のときに大きな値を示している。これは、この部分で7片5上層ロングと7片5層ロングの掘跡が重なっているためである。5層ロングでは、地圧 (σ_v) - 掘削進行長の線図は全体的に上に凸の形状を呈しているが、最後のステップで地圧が急激に増加している。また、5上層ロングと同様、掘削の肩部の地圧は掘削進行長が 100 から 400 m のときに大きな値を示している。最後のステップにおける地圧の急激な増加は、

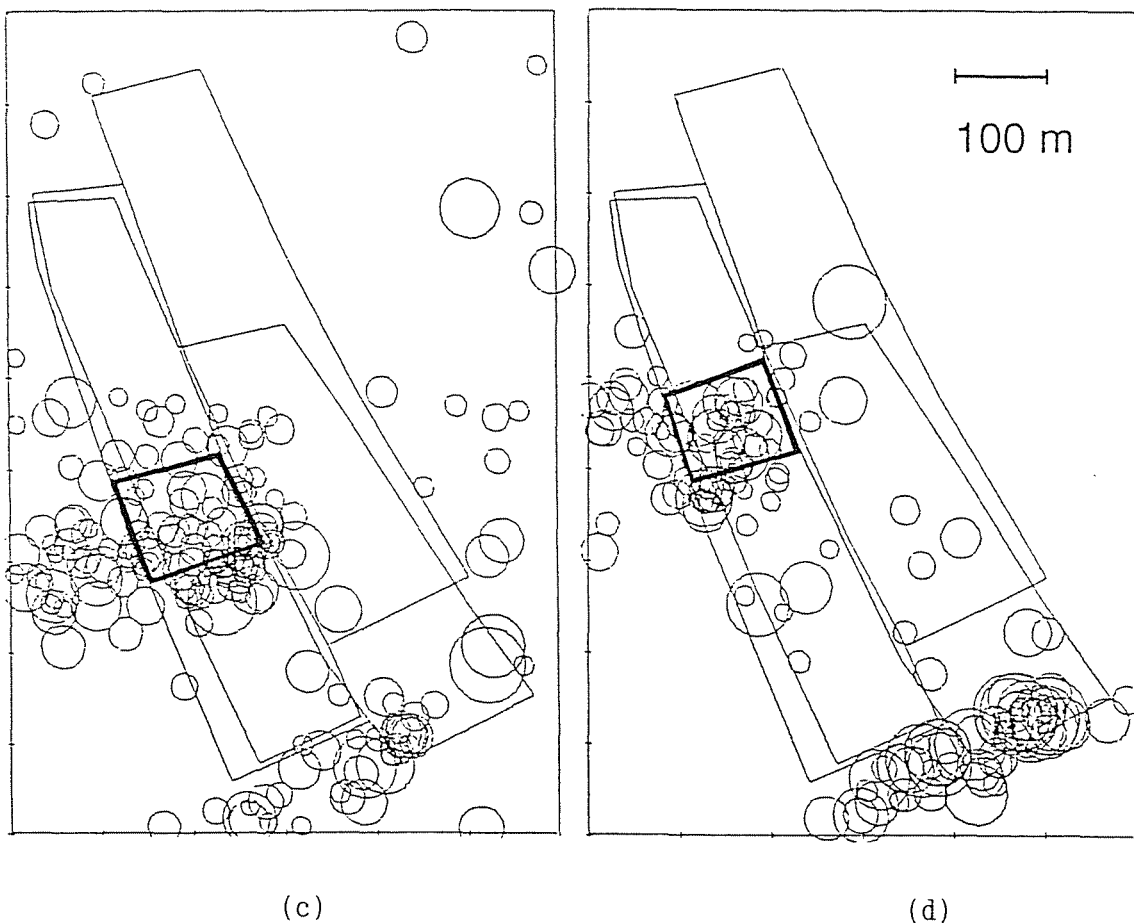


図 6. 3 0 布引 8 片 5 上層ロング採掘時の震央分布、(c) 1985年 6月 1日~1985年 7月 31日、(d) 1985年 8月 1日~1985年 9月 30日

払面が5上層ロングの終掘部に達したためである。5上層と5層ロングのいずれにおいても肩部、中央部、深部の順に地圧は小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

図 6.35、6.36 に示すように、エネルギー解放率と地震波エネルギー解放率との間、および、体積余剰せん断応力指数と最大せん断地震モーメント解放率との間には、採掘に伴う挙動に関し類似点がほとんど認められない。

採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、図 6.37 に示すように採掘の初期段階で最大値を示し、その後減少している。これは地震波エネルギー解放率と類似した挙動といえる。一方、5層の採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、採掘の初期段階で小さく、その後増加しほぼ一定値を保っているが、これも地震

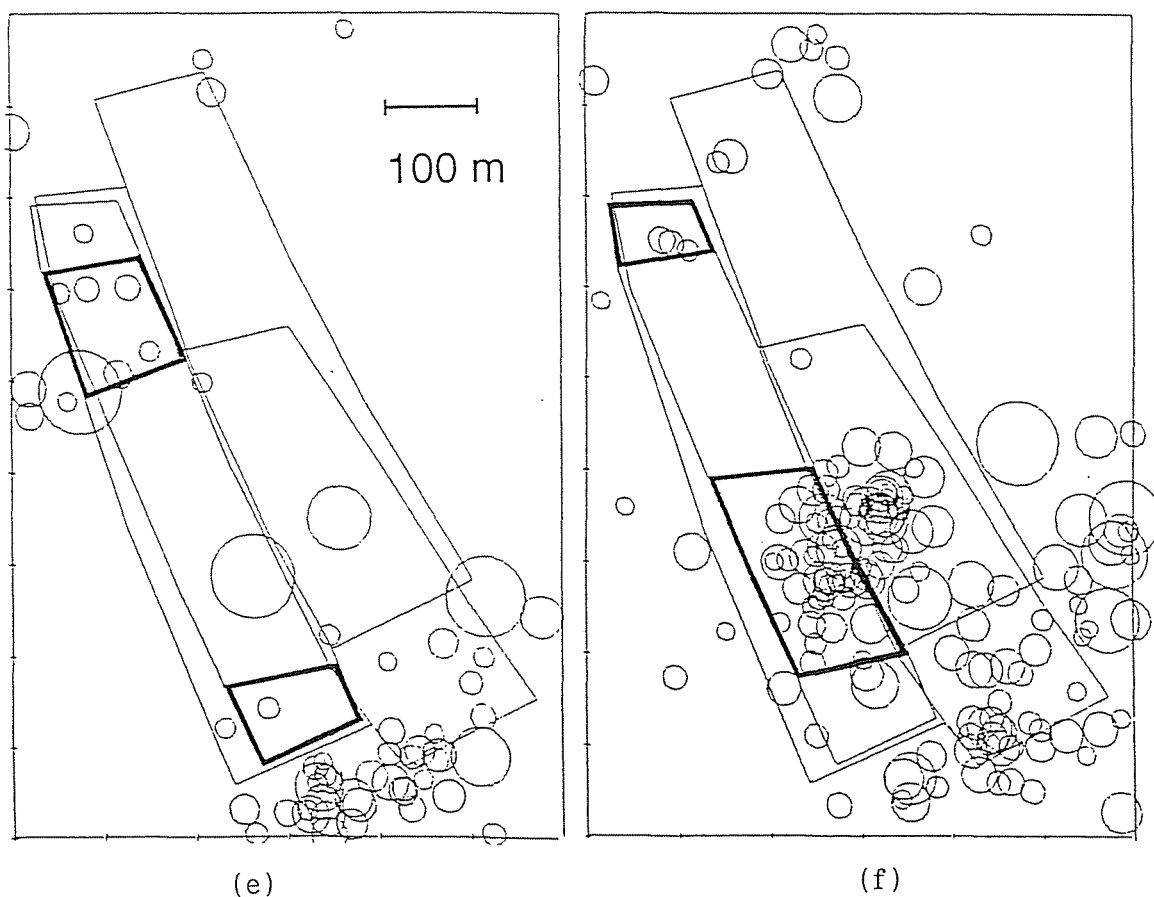


図 6. 3 0 布引 8 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布、(e) 1985 年 10 月 1 日～1985 年 11 月 30 日、(f) 1985 年 12 月 1 日～1986 年 1 月 31 日)

波エネルギー解放率の挙動と類似している。採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、5上層の方が5層よりも大きい。この傾向も地震波エネルギー解放率と同じである。

最大せん断地震モーメント解放率は、図 6.38 に示すように、予測値 (SSMRR) と計測値 (SMRR) はほぼ同じ大きさになっている。また、採掘の進行に伴う挙動は、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率との間に成立するのと同程度の類似を示している。

最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与は約5割で、前2事例より大きい。また、採掘に伴う増減の傾向は、計測値と類似している。

岩盤の破壊箇所に関する予測結果を図 6.39 に示す。図 6.39(a) は、5上層



図 6. 3 0 布引 8 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 、 (g) 1986 年 2 月 1 日 ~ 1986 年 6 月 30 日)

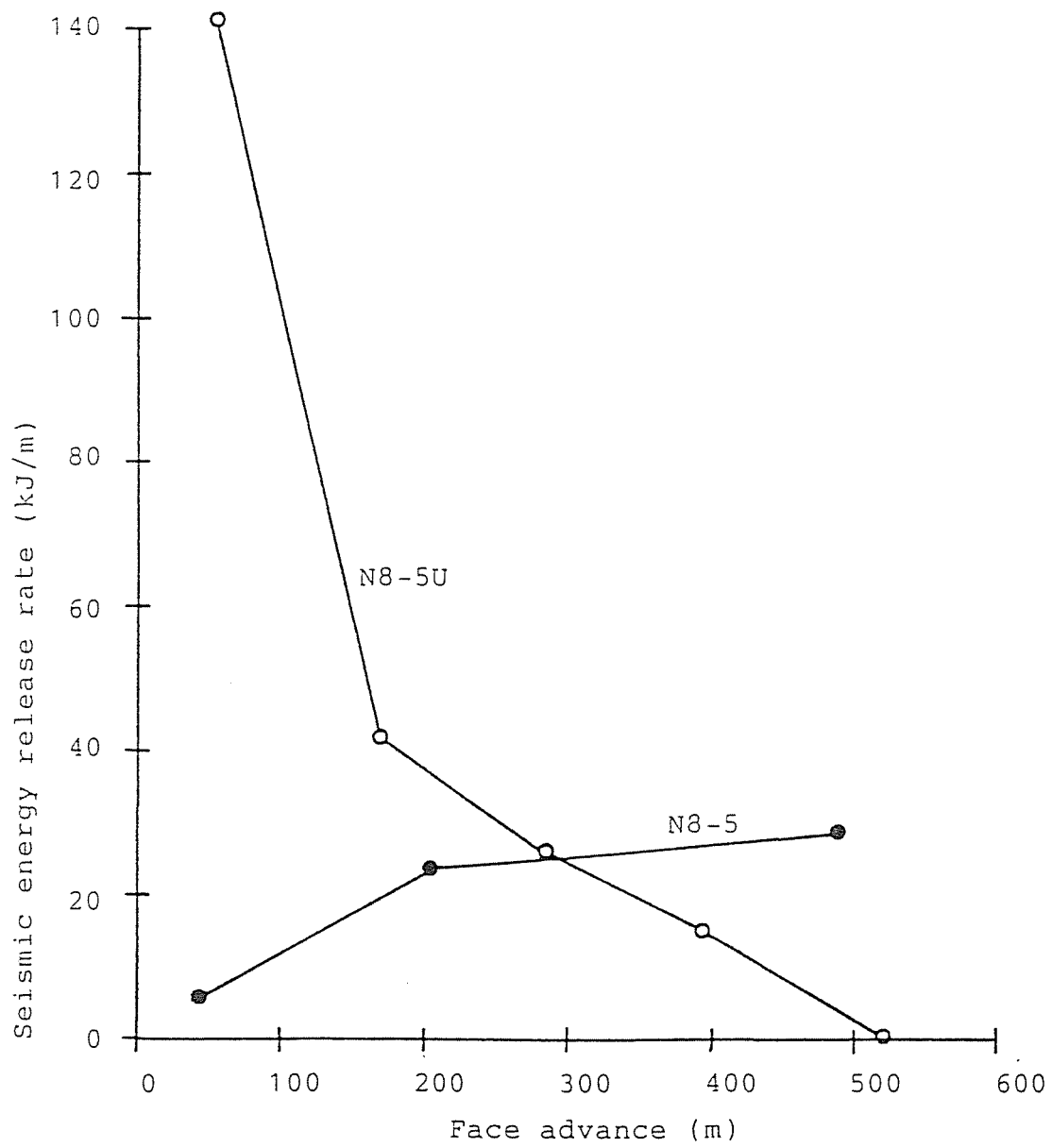


図 6. 3 1 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

ロングにおける採掘の初期段階の状況を示したものである。破壊箇所は掘面前方の肩坑道側のみならず、掘始発部後方の肩坑道側にも分布している。図 6.39(b) は、5層ロングの採掘が中盤に差しかかったときの状況を示したもので、破壊箇所は主に5層ロング掘面前方の肩坑道側に集中している。

微小地震活動は5上層の採掘の初期段階で活発であった。その原因として、7片5層ロングの採掘跡の影響により、8片5上層ロング掘面肩部に応力集中が起ったことに加え、7片5上層ロングの採掘跡の影響により、8片5上層ロング始発部の肩坑道に地圧が集中したことの2つが考えられる（図 6.33(a)参照）。微小地震が5上層ロング掘面のみならず、5上層ロング始発部後方の肩坑道に分布していること（図 6.30(a)）、また、破壊箇所が掘面前方の肩坑道

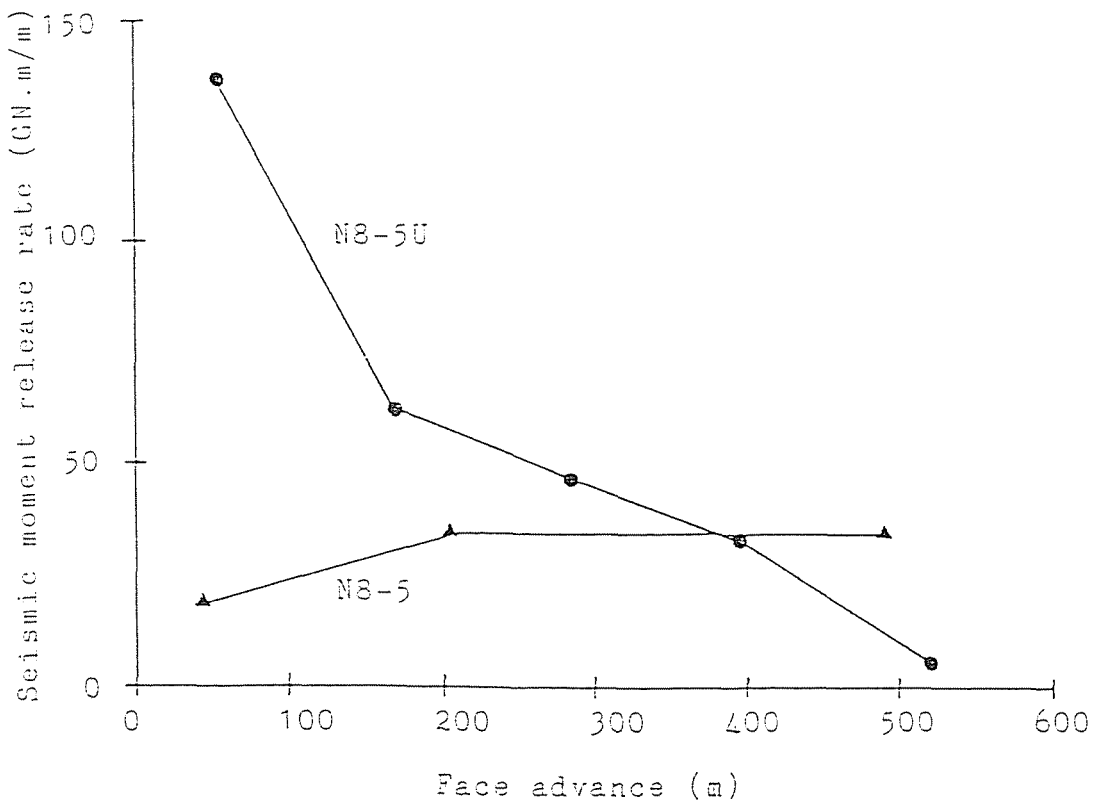


図 6. 3 2 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移

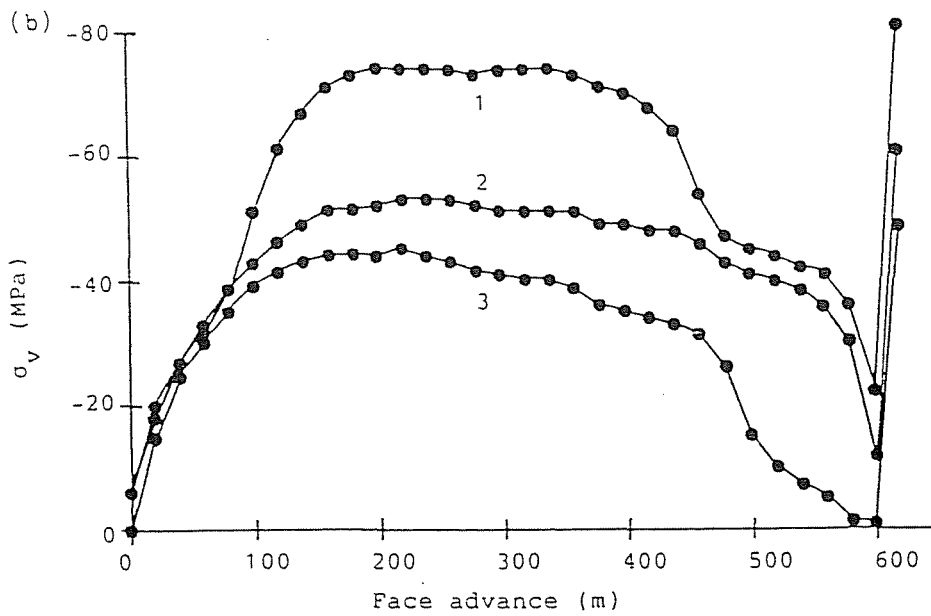
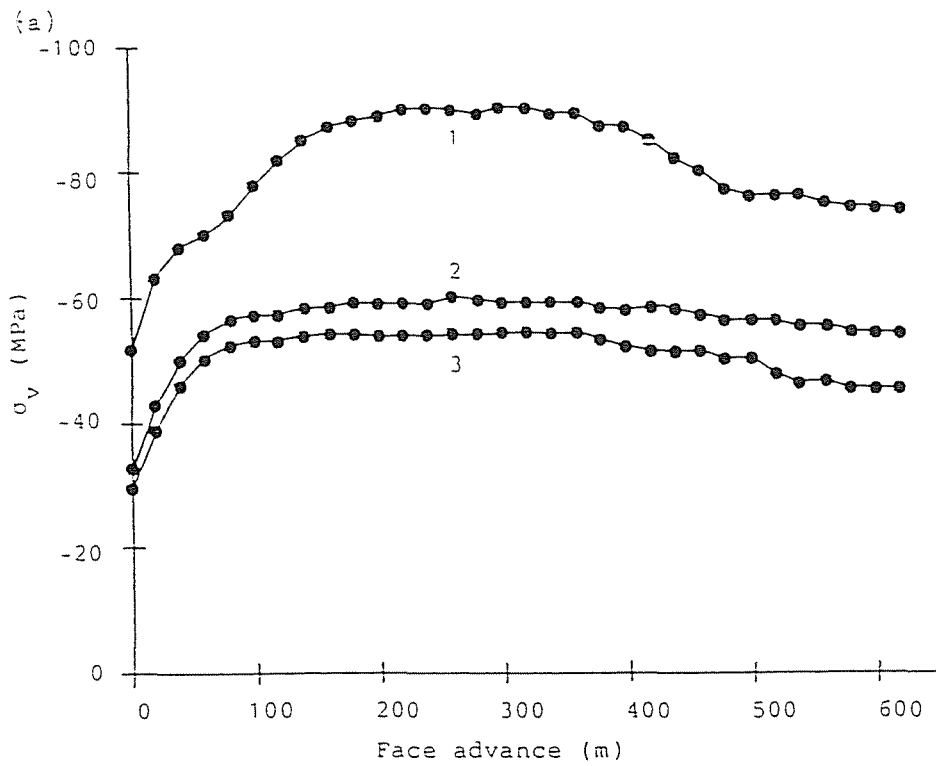


図 6. 3 4 掘面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移。(a)は 5 上層ロング、(b)は 5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。

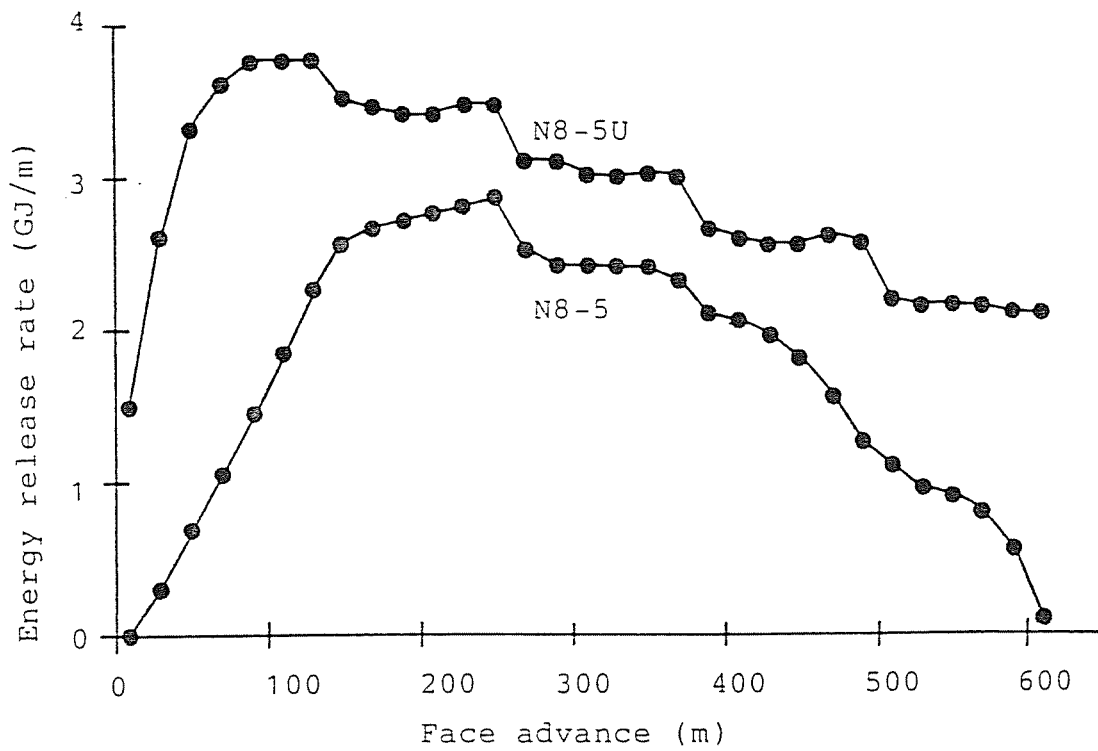


図 6. 3 5 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

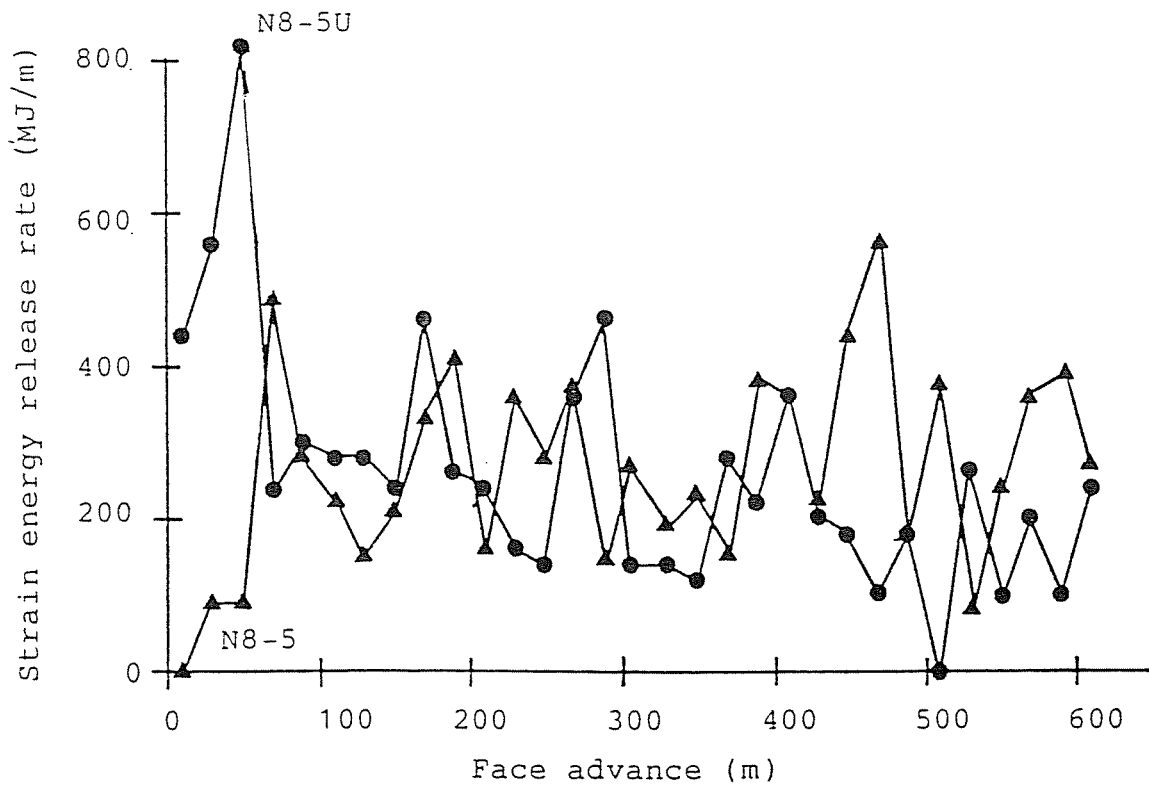


図 6. 3 6 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

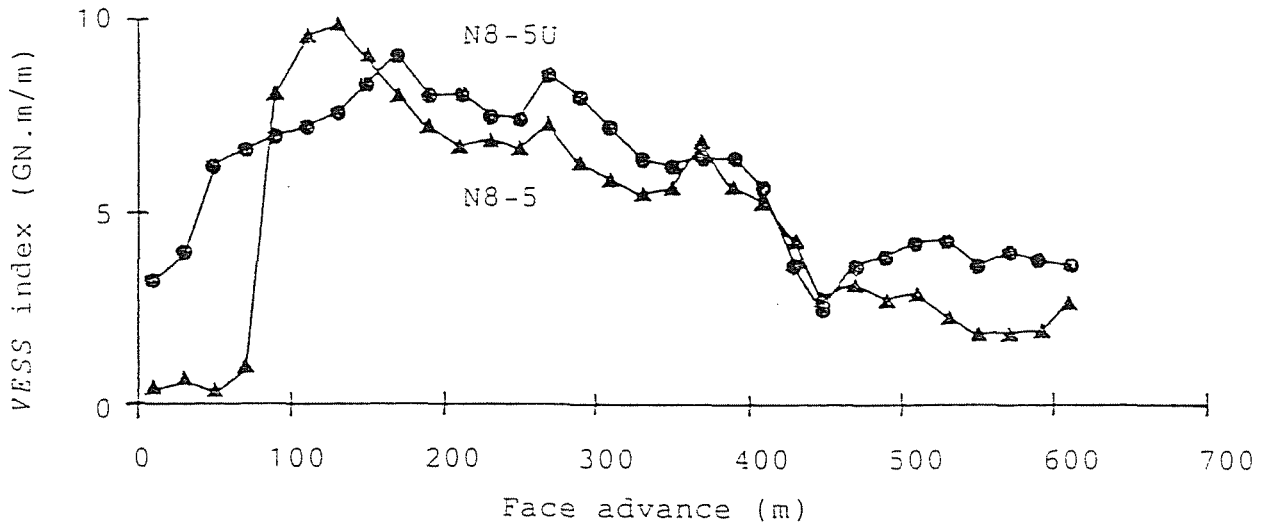


図 6. 3 7 体積余剰せん断応力指数 (VESS index) の採掘に伴う推移

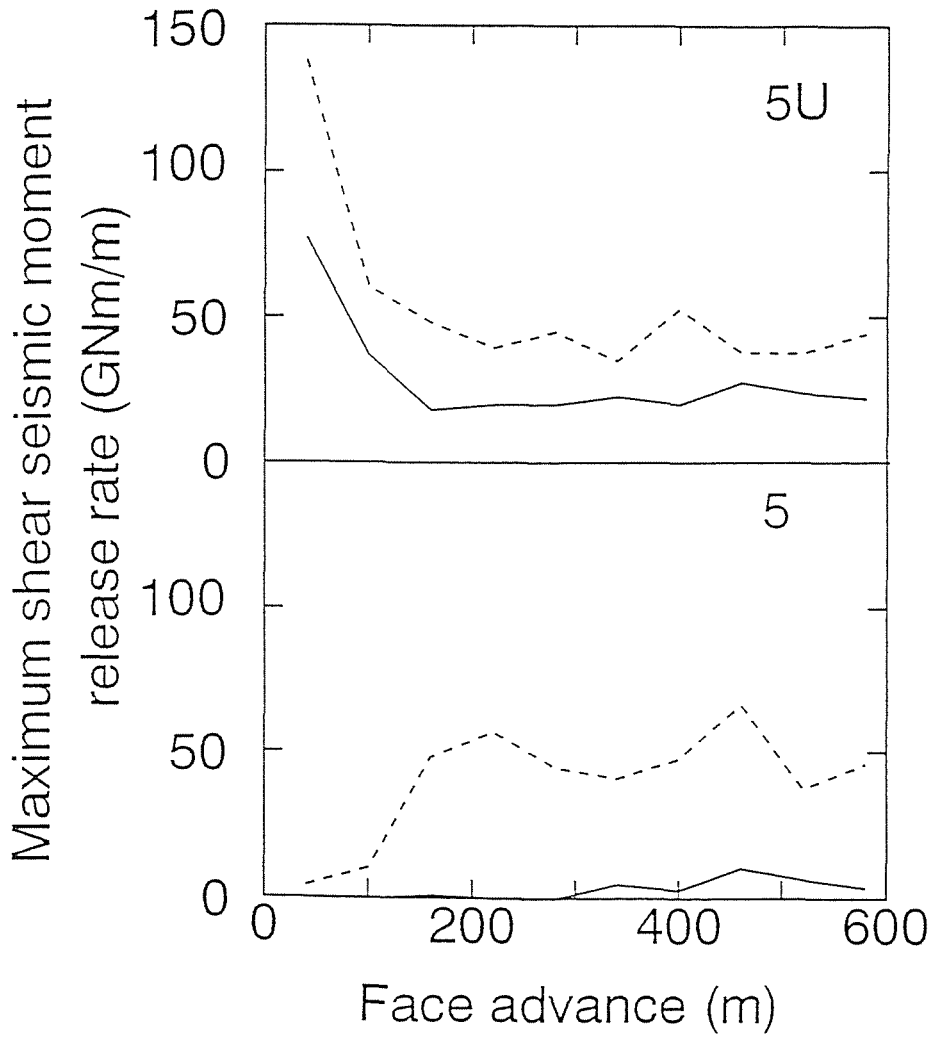


図 6. 3 8 数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移 (実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)

寄りと払始発部後方の肩坑道に位置していること（図 6.39(a)）もこの考察の妥当性を裏付けているように思われる。

5 層ロングの採掘の中盤になると、肩坑道側に微小地震の集中がみられた。これは 5 層ロング払面前方の肩坑道に地圧が集中したためであろう（図 6.33(b)）。破壊箇所も主に払面前方の肩坑道に分布しており、微小地震の分布と調和的である（図 6.39(b)）。

炭層の破壊は、他の事例と同様、払の前方 20 ～ 60 m の範囲に分布している（図 6.40）。

6. 6 西部 9 片 5 上層・5 層ロング

西部 9 片 5 上層・5 層におけるロングの状況を図 6.41(a)、表 6.1 に示す（1987年 4 月分実績）。図に示すように、当該採掘パネルと隣接する旧払跡との位置関係は、西部 8 片 5 上層・5 層ロングの場合と類似している。

6. 6. 1 計測結果

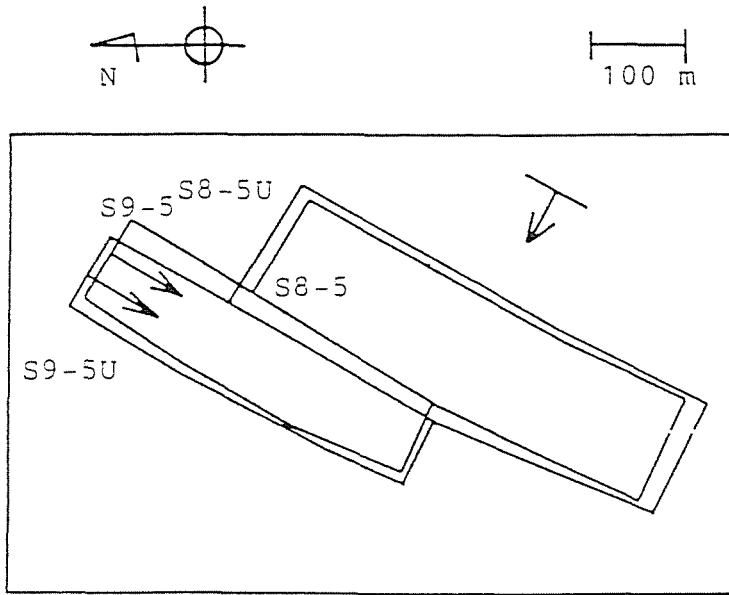
この 2 つのロングの採掘時に発生した微小地震の中で、1,712 個の事象について震源、規模が評価された。微小地震のローカルマグニチュードは -1.0 ～ + 1.5 の範囲に収まっていた（図 6.42）。

当該払は当鉱における最深のレベルである 9 片レベルに初めて設定されたわけであるが、最大ローカルマグニチュードは、8 片で得られた計測値とほぼ同じ値しか観測されなかった。さらに、予想に反し、微小地震の発生数は 8 片における前 3 事例と比べて約 1/5 に減っていた。採掘深度が増加したのに事象の数が減少したわけである。この原因については、以下の 3 つが考えられる。第 1 は、採掘区域が地震観測網の端部へ移動したことである。これは震源標定精度の悪化を招く。第 2 は、採掘区域が深部化したために弾性波の減衰が大きくなったことである。これによって、P 波初動を判別しにくくなり、特に、規模の小さな事象については、震源標定が難しくなった。以上の 2 つの原因があいまって、震源標定の成功率が減少した。第 3 に、震源標定の方法の変更が挙げられる。8 片以浅では自動震源標定ソフトと手動解析ソフトを組み合わせで用いたが、9 片では専ら自動震源標定ソフトに依存した。本計測システムの場合、手動解析ソフトによる方が初動の読み間違いが少なく、震源標定数も多くなるのが経験的にわかっている。

採掘期間をほぼ 1 カ月毎に区切り、払面の位置とローカルマグニチュードが 0 以上の微小地震の震央を示したものが図 6.43 である。

採掘の初期段階の状況を示した図 6.43(a) から、微小地震は、払上部の未採掘領域と払面中央部の 2 つに集中していることがわかる。図 6.43(b)、(c) に示す段階になると、微小地震は払前方の肩坑道付近に集中している。図 6.43(d) に示す段階で、5 上層ロングが終掘したが、微小地震は払面やや後方

(a)



(b)

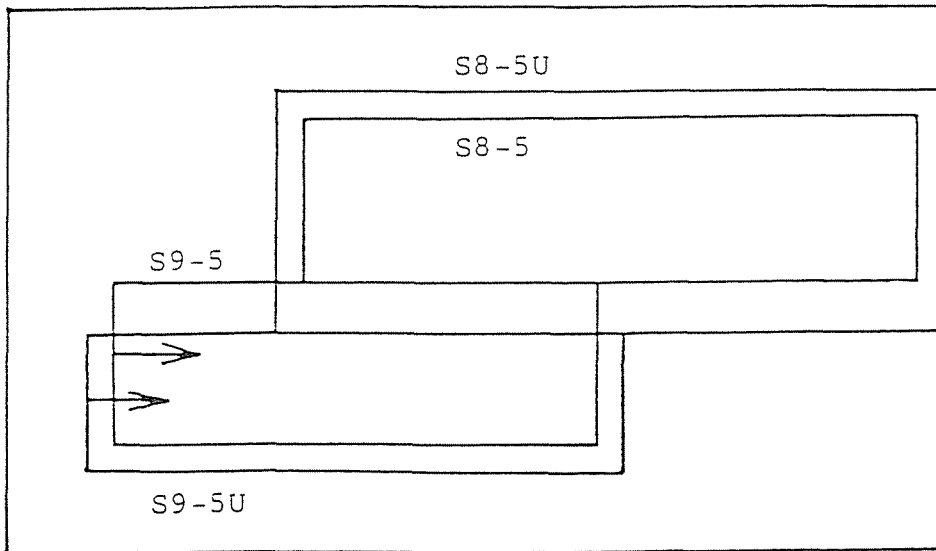


図6.41 (a)西部9片5上層・5層ロング周辺の状況(平面図)、
(b)数値解析に用いたモデル

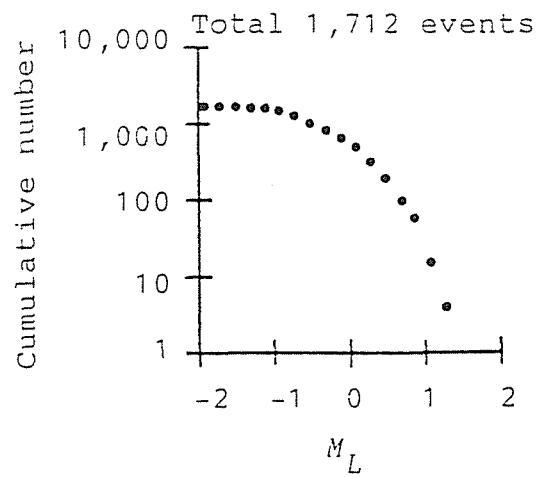


図 6. 4 2 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布

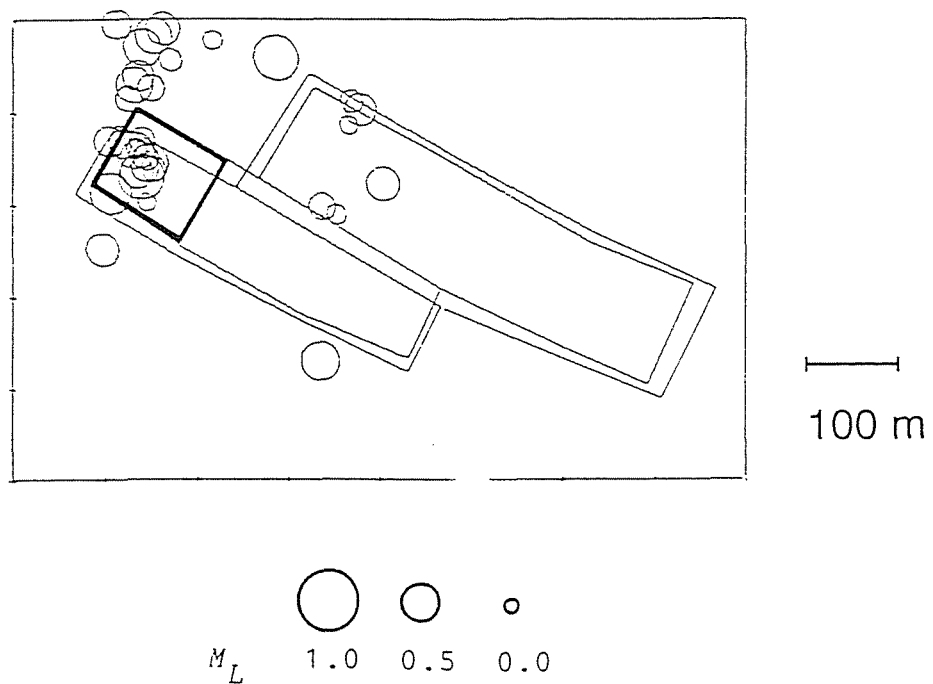


図 6. 4 3 (a) 西部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1986年 11 月 3 日 ~ 1987年 1 月 1 日)。太線で囲った部分を採掘したときに生じた事象が示されている。

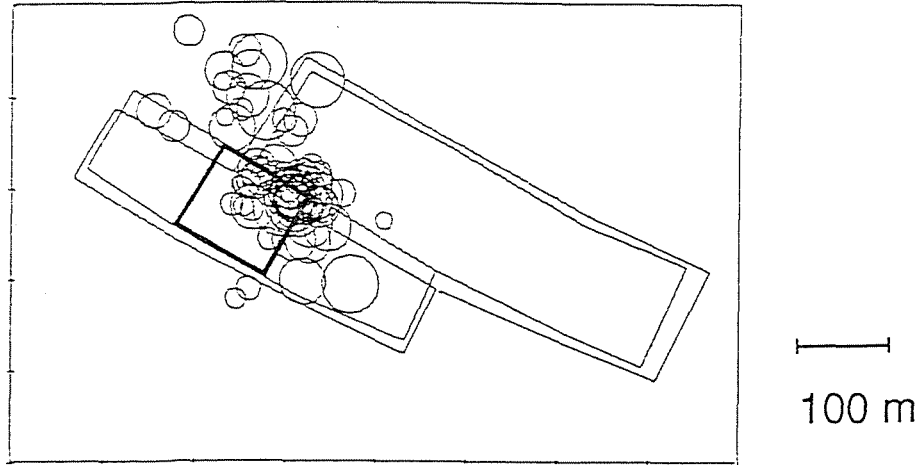


図 6 . 4 3 (b) 西部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 1 月 2 日
 ~1987 年 2 月 1 日)

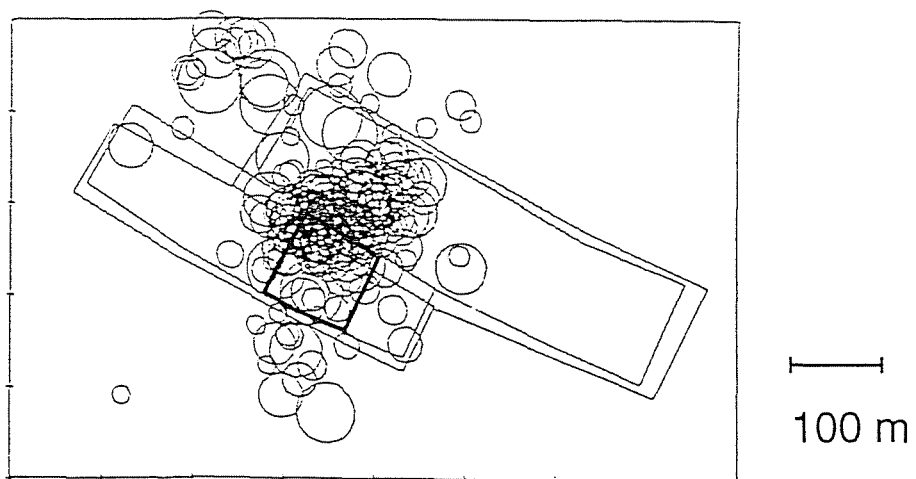


図 6 . 4 3 (c) 西部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 2 月 2 日
 ~1987 年 3 月 1 日)

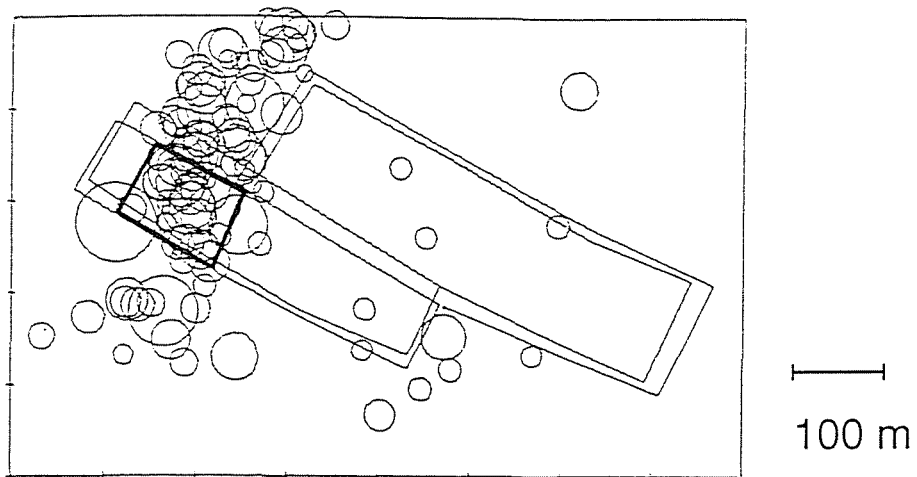


図 6. 4 3 (f) 西部 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 5 月 2 日 ~ 1987 年 6 月 1 日)

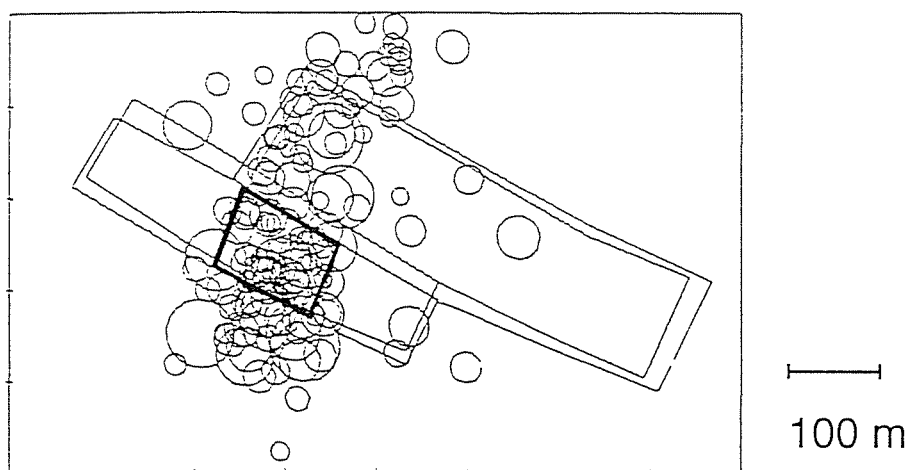


図 6. 4 3 (g) 西部 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 6 月 2 日 ~ 1987 年 7 月 1 日)

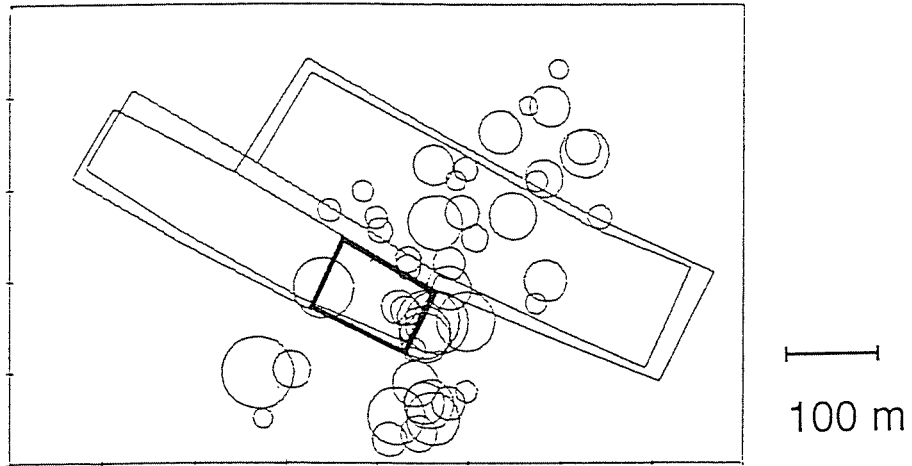


図 6. 4 3 (h) 西部 9 片 5 層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1987 年 7 月 2 日 ~ 1987 年 8 月 8 日)

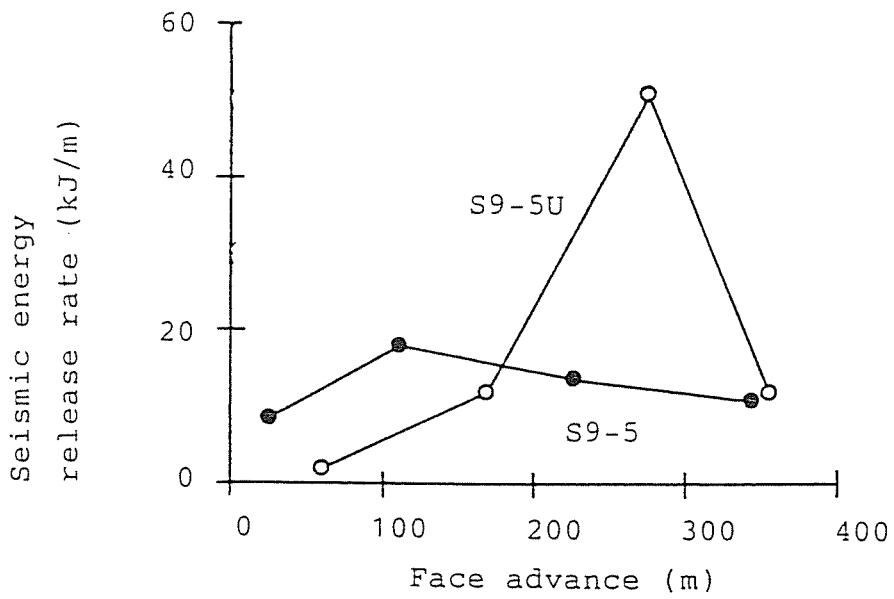


図 6. 4 4 地 震 波 エ ネ ル ギ ー 解 放 率 の 採 掘 に 伴 う 推 移

6. 6. 2 数値シミュレーションの結果

図 6.41(b) に示すモデルの解析によって得られた炭層の垂直地圧 (σ_v) の分布の状況を図 6.46 に示す。

図 6.46(a) は、5 上層ロングが採掘の中盤に差しかけたときの状況を示している。8 片 5 上層ロングの場合と同様、次に示す 2 つの位置に高地圧帯の存在が認められる。1 つは 8 片 5 上層ロングの始発部と 9 片 5 上層ロングの肩坑道が交差する付近、もう 1 つは 9 片 5 上層ロングの払面と肩坑道が交差する付近である。図 6.46(b) は 5 上層ロングが終掘し、5 層ロングが採掘を開始して間もないときの状況を示している。5 層ロングの払面前方の肩坑道寄りに、新たな高地圧帯が発生している。図 6.46(c) は 5 層ロングが採掘の中盤に差しかけた状況を示したもので、払面前方にはわずかな大きさの応力集中がみられる。図 6.46(d) は 5 層ロングが終掘する直前の状況を示したもので、払面前方の地圧は 1 つ前の段階に比べ若干大きくなっている。

払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) の採掘進行に伴う推移を図 6.47 に示す。5 上層ロングの肩部の地圧は、払が 100 m 程進行した時点から急激に増加し、払進行長約 200 m からほぼ一定値を保っている。払の中央部では、払進行長が約 250 m になるまで緩やかに増加し、その後はほぼ一定値を保っている。払の深部では、払が始発部から 100 m 程進行するまでの間は増加を示し、その後、ほぼ一定値となっている。地圧は、採掘の初期段階を除けば、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

5 層ロングの地圧 (σ_v) の挙動は 5 上層ロングに比べて複雑である。払の肩部の地圧は、払進行長が 100 m になり、8 片 5 上層ロングの払跡に達するまではかなり急激な増加を示している。その後、払が 8 片 5 上層ロングの払跡の下を通過している間、地圧は小さい値に留まっている。それから払の進行とともに再び増加しているが、終掘直前では減少傾向に転じている。払の中央部では払進行長が 100 m に達するまでは地圧のない状態が続き、その後、増加しているが、終掘直前から減少している。払の深部は中央部と類似した挙動を示しているが、変化量は中央部に比べて小さい。地圧は、全体的に、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

エネルギー解放率 (図 6.48 参照) と地震波エネルギー解放率との間、体積余剰せん断応力指数 (図 6.50 参照) と最大せん断地震モーメント解放率との間には、採掘の進行に伴う挙動について類似点が認められない。

これに対して、採掘に伴うひずみエネルギー解放率 (図 6.49 参照) は、5 上層と 5 層の両方とも、地震波エネルギー解放率と良く似た挙動を示している。

最大せん断地震モーメント解放率 (図 6.51 参照) については、計測値 (SMRR) と予測値 (SSMRR) がほぼ同じ大きさになっている。計測値と予測値の類似の程度は、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率の間にみられる類似の程度に比べてやや悪い。

(c)

2222222235	0	0000000000000000
2222223335	0	0000000000000000
2222344457	0	0000000000000000
2223	0000000000000000	3222222211
2234	0000012	000022111110000
223	0000000000000000	21111110655
224	0000000000000000	21111100533
224	0000000000000000	21111000432
224	0000000000000000	00000000422
223	0000000000000000	00000000322
222344445555	444444443322	
222223333333333333333333	22222	
222222222222222222222222		

(d)

2222222235	0	0000000000000000
2222223335	0	0000000000000000
2222344457	0	0000000000000000
2223	0000000000000000	43222211
2234	0000112	000000032111000
223	0000000000000000	21110655
224	0000000000000000	21100533
224	0000000000000000	21000432
224	0000000000000000	10000432
223	0000000000000000	00000000322
22234444555555555555	44443322	
222223333333333333333333	22222	
222222222222222222222222		

図 6 . 4 6 炭層の垂直地圧分布状況の採掘に伴う推移 (続き)

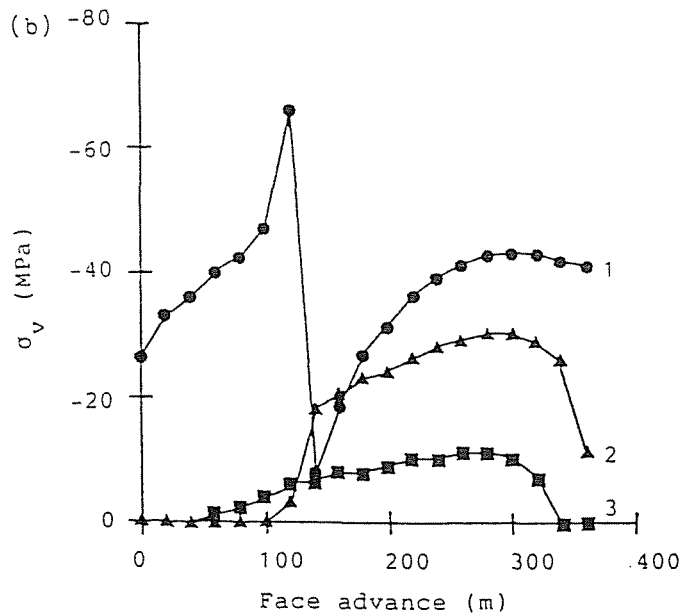
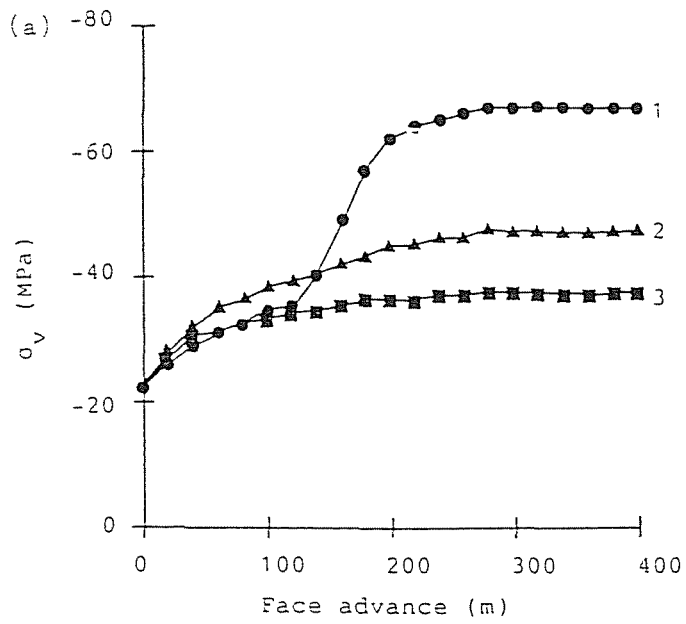


図 6. 4 7 掘面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移。(a)は 5 上層 ロング、(b)は 5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。

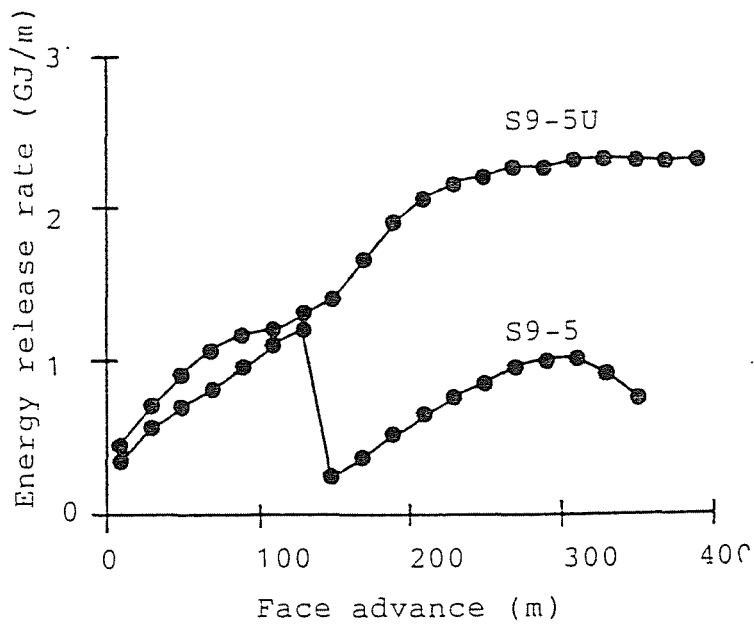


図 6. 4 8 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

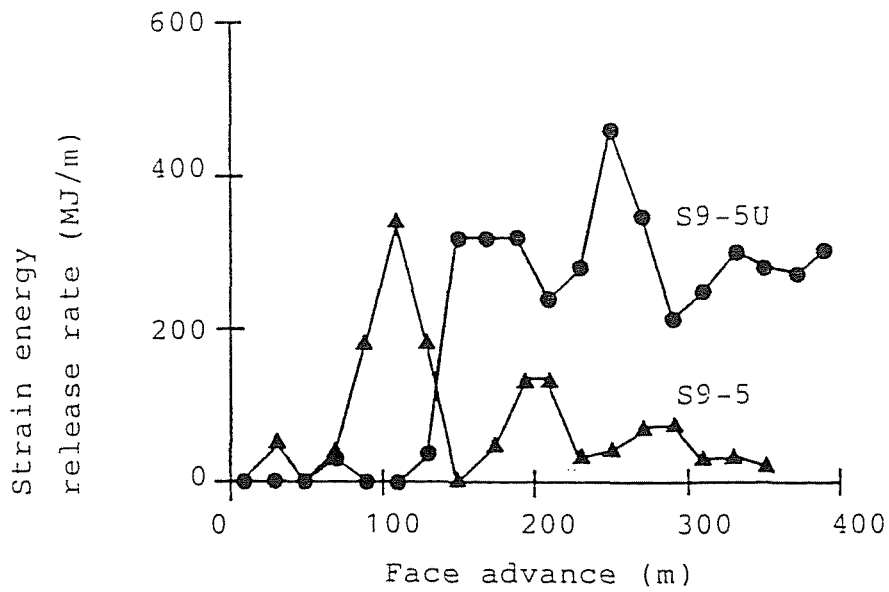


図 6. 4 9 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

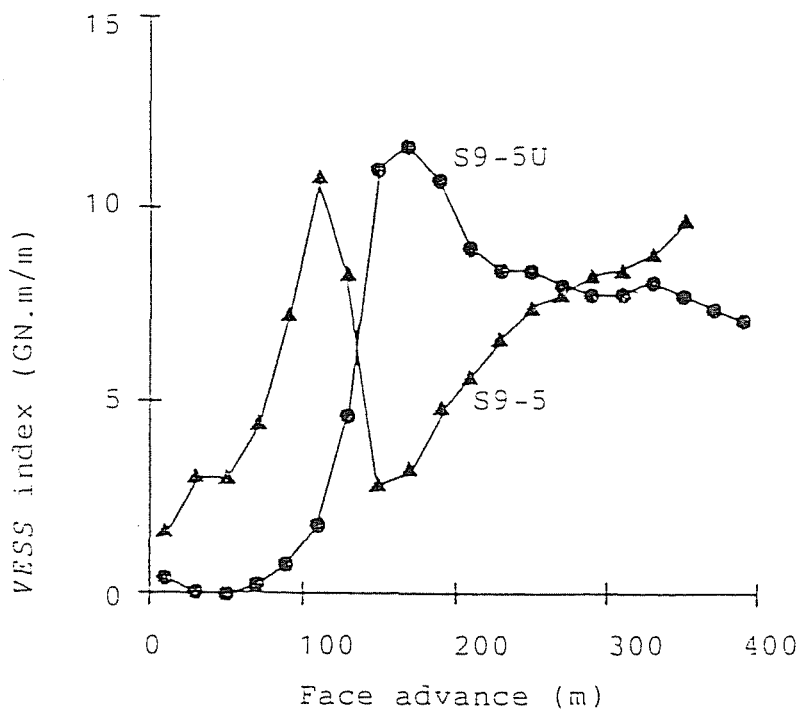


図 6. 5 0 体積余剰せん断応力指数 (VESS index) の採掘に伴う推移

岩盤や炭層で生じた破壊箇所に関する予測結果を、図 6.52、53 に示す。5 上層ロングの採掘に伴うひずみエネルギー解放率は、図 6.52(a) に示すステップにおいて、最初のピークに達している。このときの破壊箇所は、主に掘前方の肩坑道付近に集中している。図 6.52(b) は 5 上層が終掘し、5 層が採掘の初期段階にあるときの状況を示したものである。破壊箇所は、掘面近傍の肩坑道付近に分布している。図 6.52(c) は 5 層ロングの採掘の中盤に差しかけたときの状況を示したものであるが、破壊箇所は掘面近傍の深坑道付近に多く分布している。図 6.52(d) は 5 層ロングが終掘に近付いているときの状況を示したものである。破壊箇所の分布に集中傾向はみられない。

既述したように、微小地震は掘面近傍、あるいは、掘面やや前方の肩坑道周辺に集中するが多かった。これは、図 6.46(a)、(b)、図 6.47 に示すように、掘の進行に伴う地圧の増加が、肩坑道周辺で大きいためであろう。図 6.52(a)、(b) に示すように、予測された破壊の位置も同じ場所に分布している。

5 層ロングの採掘の中盤における微小地震は、図 6.43(g) に示すように、深坑道側にやや多く分布している。この原因として、以下の諸点が考えられる。まず、掘が採掘跡の下を通過するために、掘先端における地圧増加は少ない (図 6.46(c) 参照)。次に、肩坑道付近の岩盤または炭層、あるいは、両者とも、5 上層ロングの採掘時に活発な微小地震活動を経験し、すでに破壊している領域が多く、新たに微小地震が発生する可能性のある箇所は少ない。これに対して、深坑道縁辺部では 5 上層ロングの採掘時にあまり破壊していな

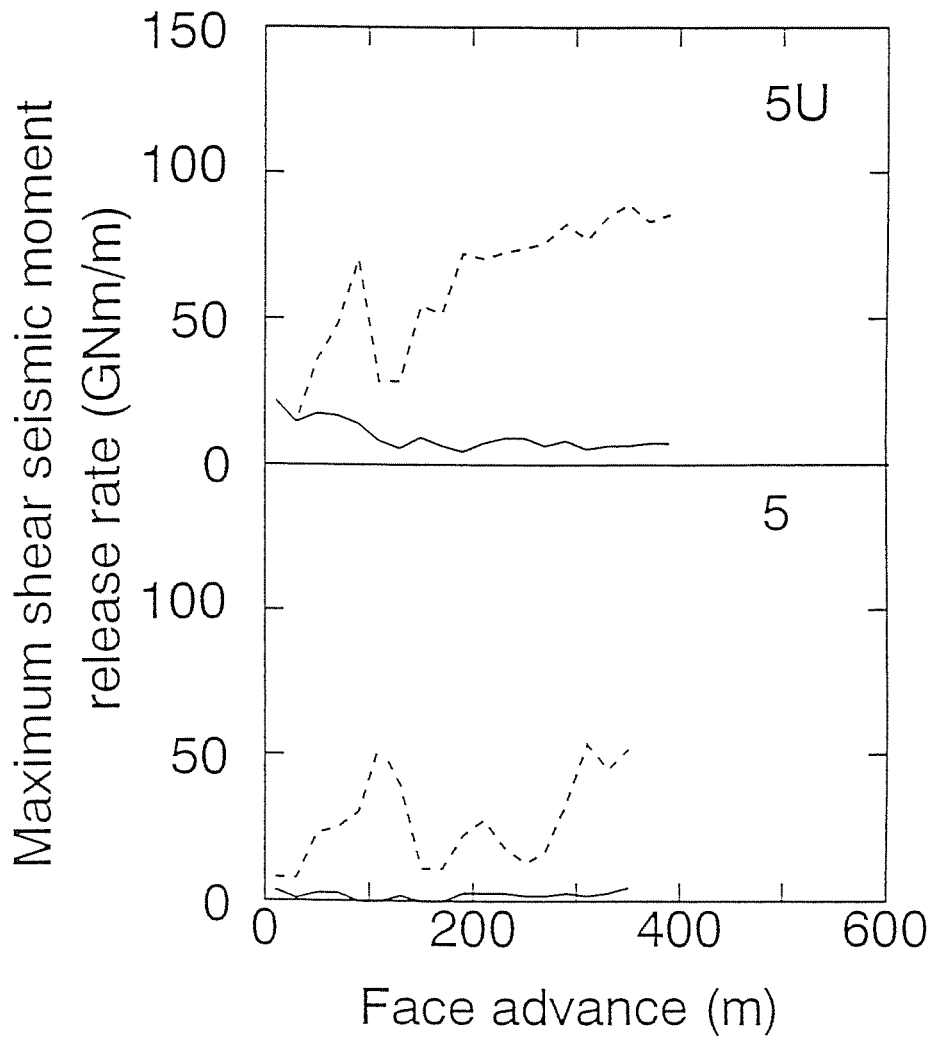


図 6. 5 1

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移（実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す）

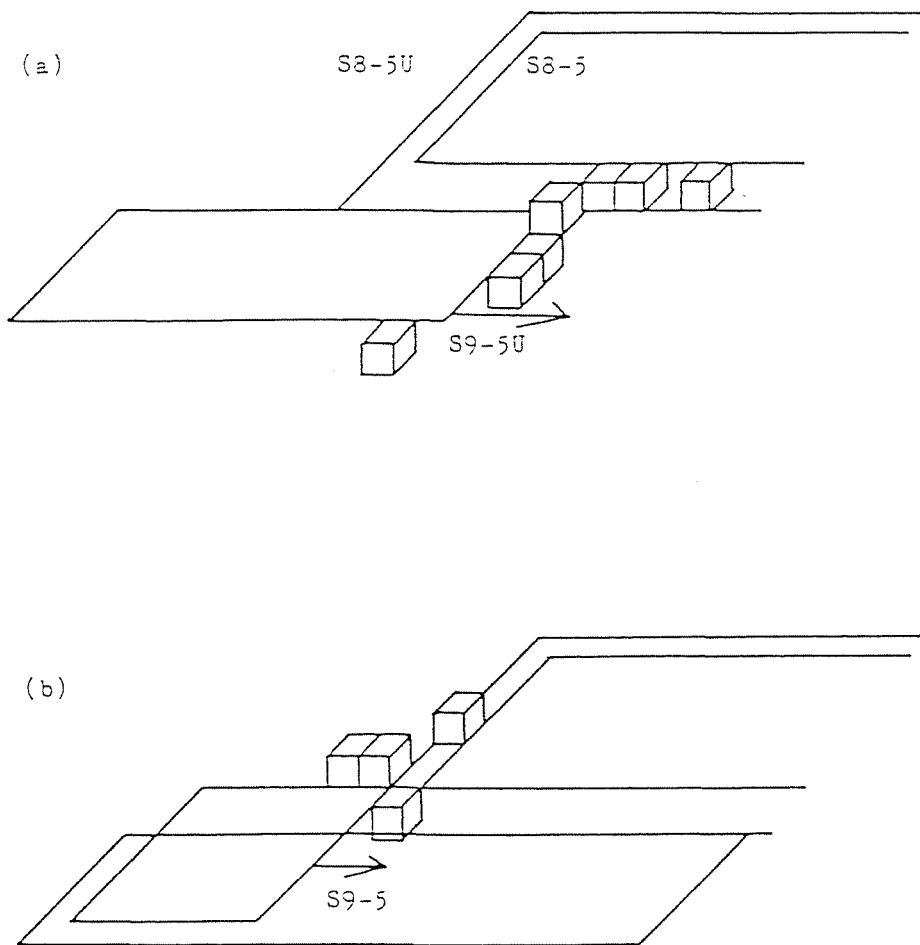


図 6. 5 2 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（立方体ブロックで表している）。(a)、(b)における切羽の位置は矢印で示されている。

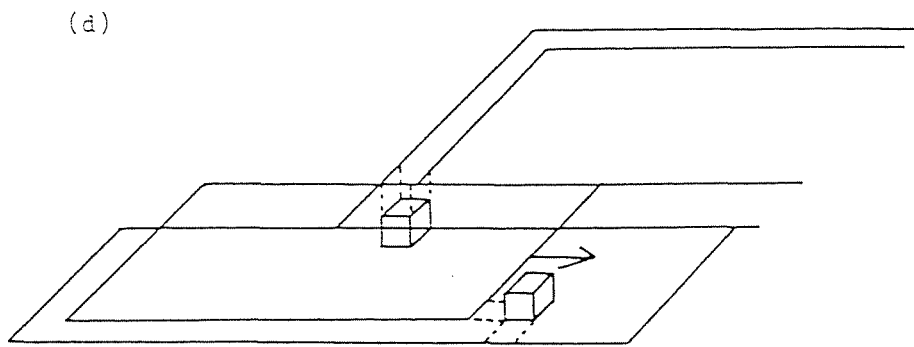
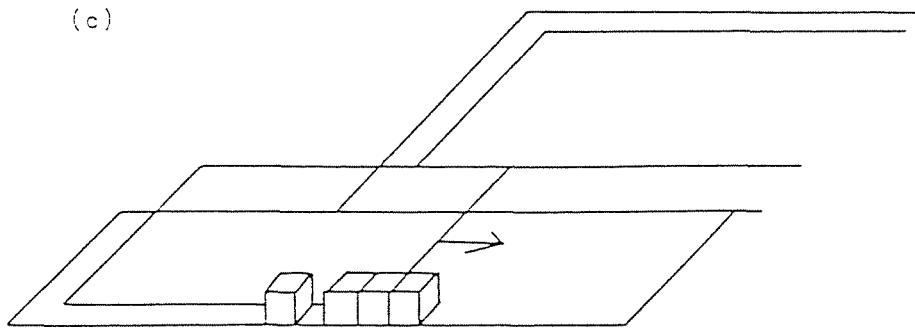
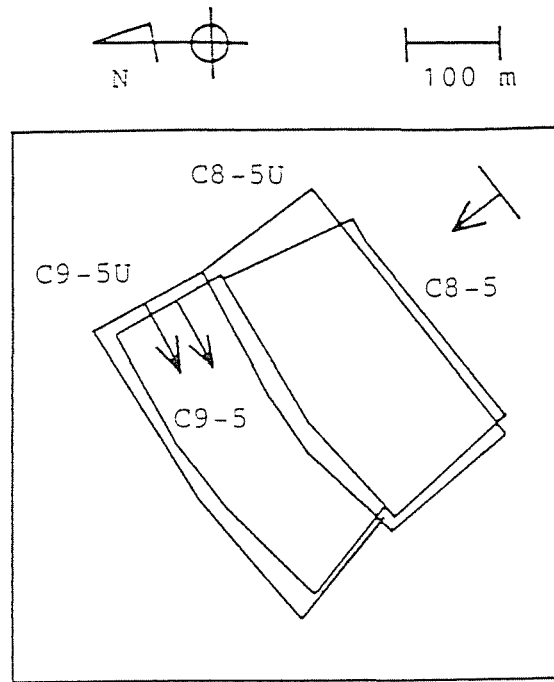


図 6 . 5 2 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所 (続き)

(a)



(b)

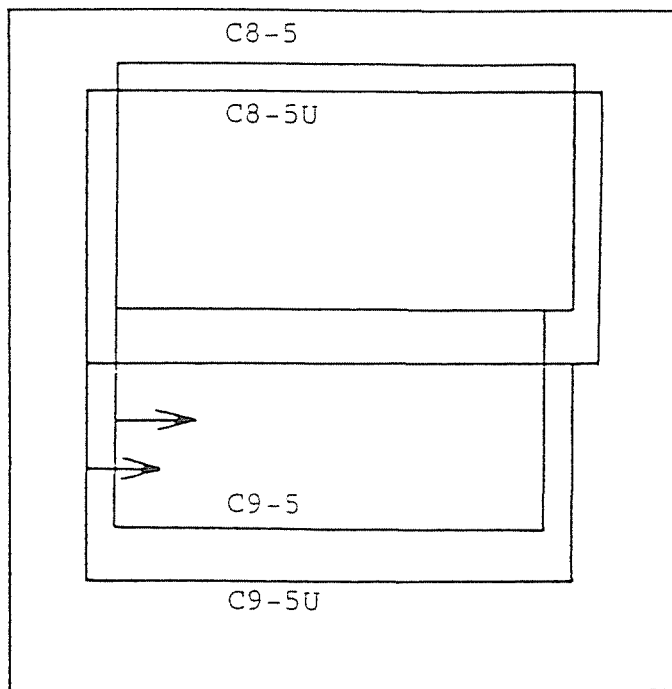


図 6 . 5 4 (a)中部 9 片 5 上層・5 層ロング周辺の状況 (平面図)、
(b) 数値解析に用いたモデル

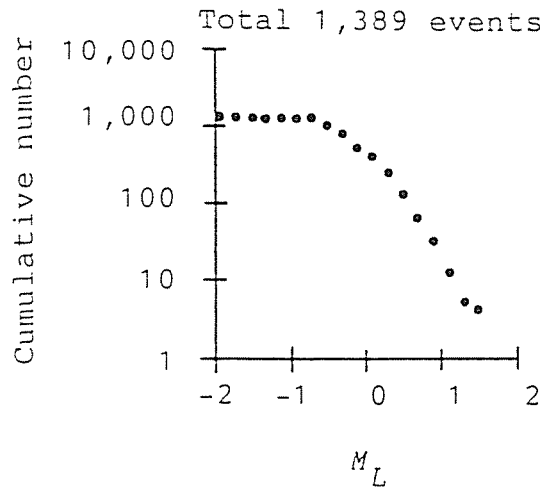


図 6. 5 5 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布

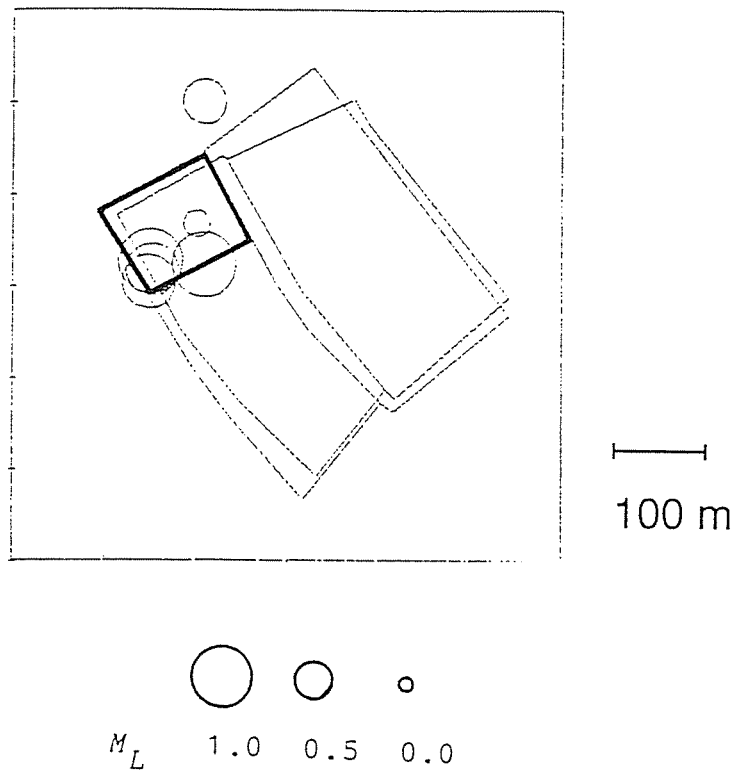


図 6. 5 6 (a) 中部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1987年 3月 2日 ~ 1987年 3月 31日)。太線で囲った部分を採掘したときに生じた事象が示されている。

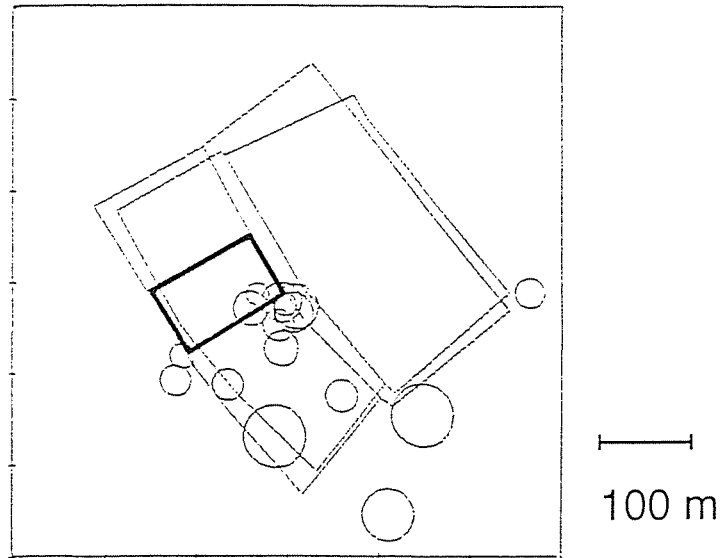


図 6 . 5 6 (b) 中部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1987 年 4 月 1 日 ~1987 年 4 月 25 日)

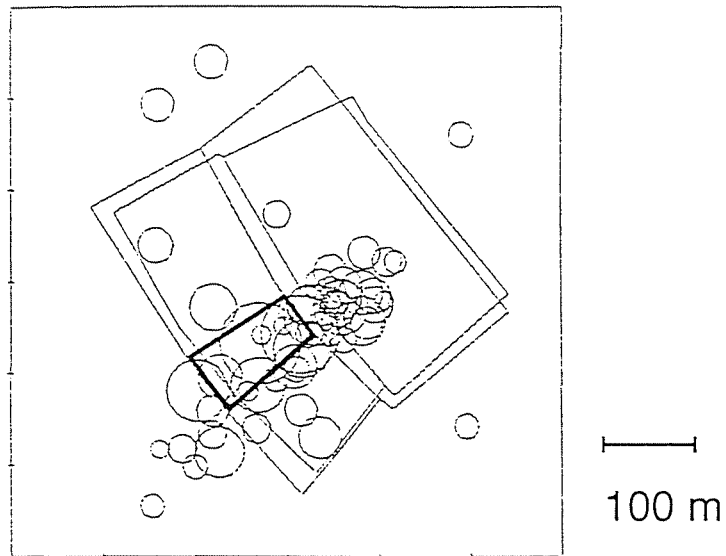


図 6 . 5 6 (c) 中部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1987 年 4 月 26 日 ~1987 年 5 月 30 日)

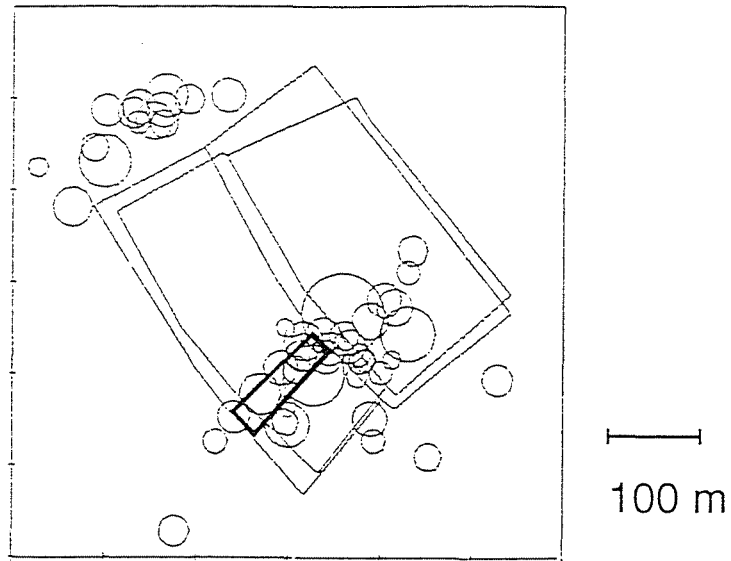


図 6. 5 6 (d) 中部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1987 年 5 月 31 日 ~1987 年 6 月 27 日)

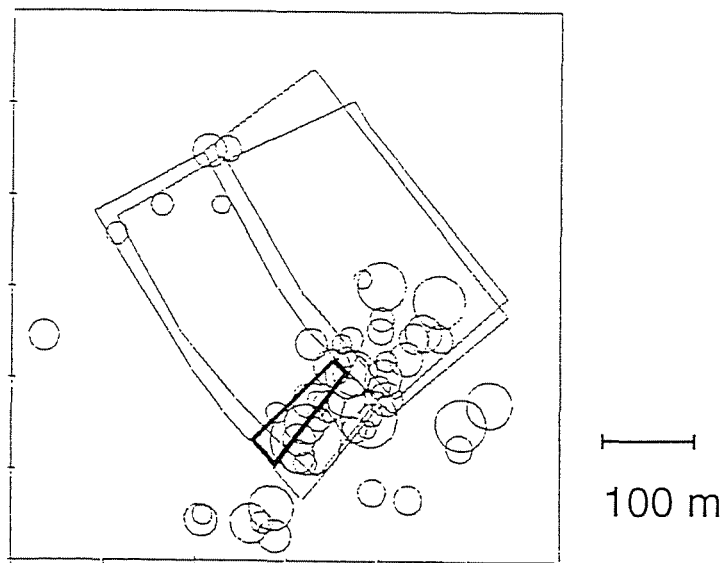


図 6. 5 6 (e) 中部 9 片 5 上層 ロング 採掘 時の 震 央 分 布 (1987 年 6 月 28 日 ~1987 年 7 月 31 日)

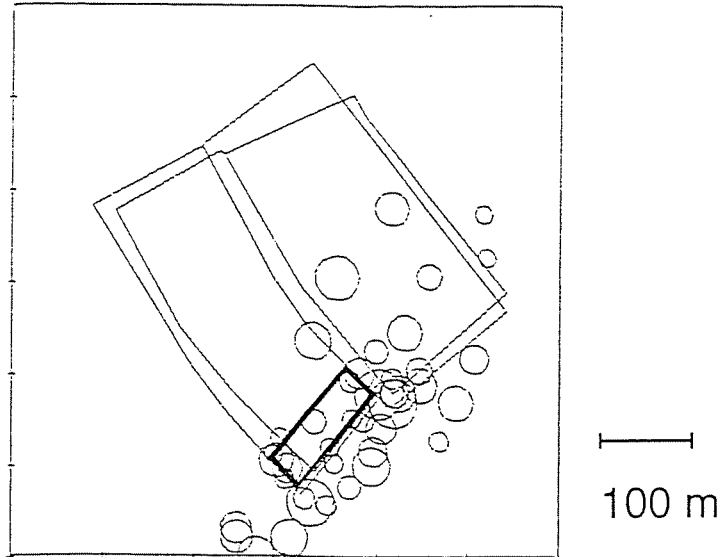


図 6 . 5 6 (f) 中部 9 片 5 上層ロング採掘時の震央分布 (1987年 8月 1日
~1987年 8月 29日)

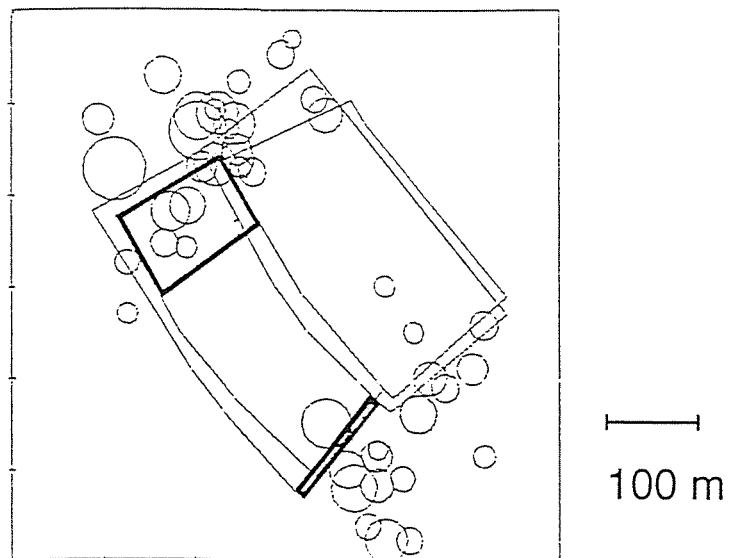


図 6 . 5 6 (g) 中部 9 片 5 上層・5層ロング採掘時の震央分布 (1987年 8
月 30日~1987年 9月 30日)

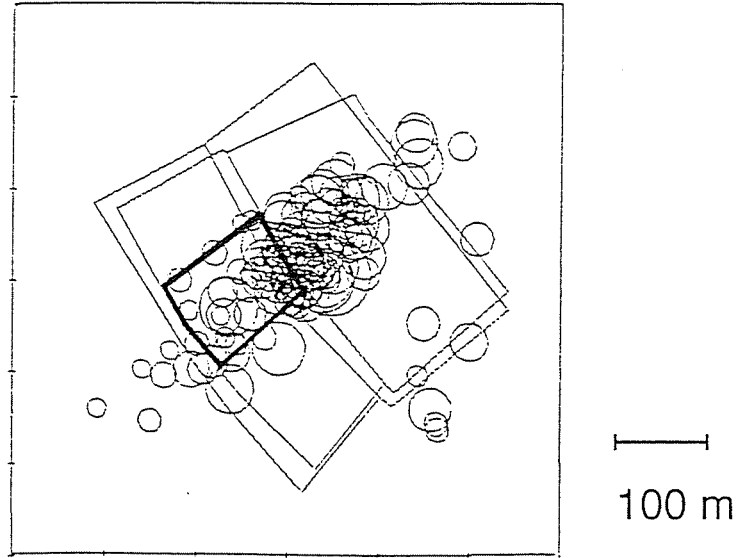


図 6. 5 6 (h) 中部 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 10 月 1 日 ~ 1987 年 10 月 31 日)

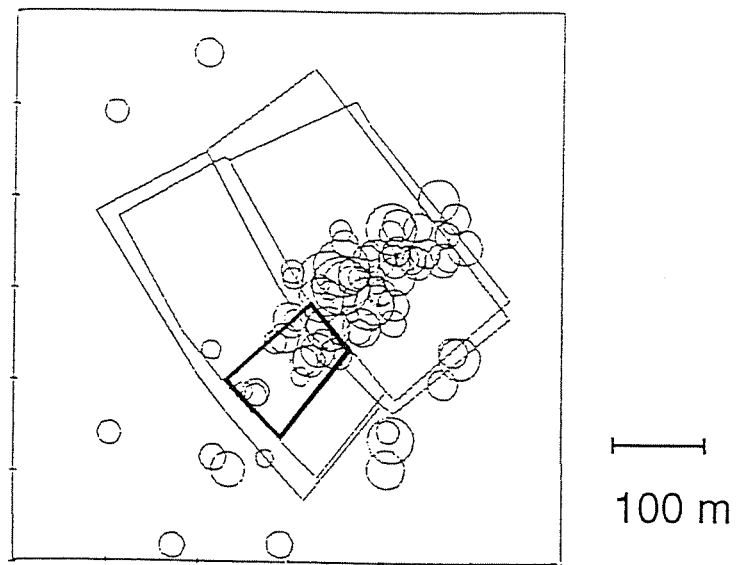


図 6. 5 6 (i) 中部 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 11 月 1 日 ~ 1987 年 11 月 30 日)

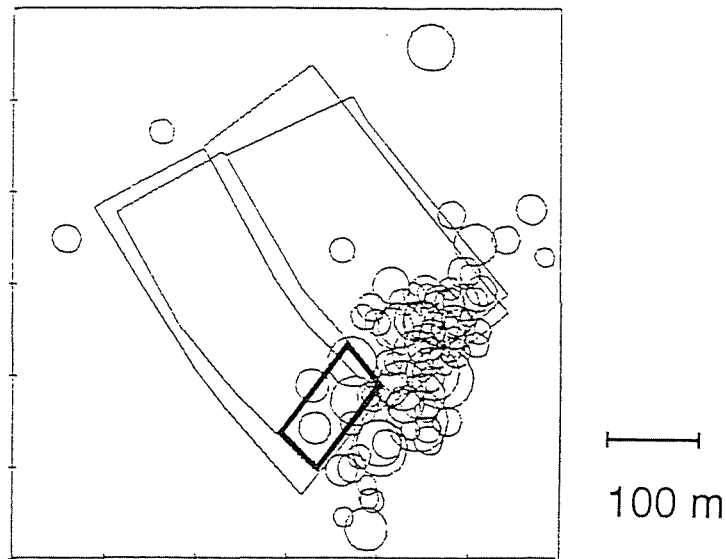


図 6. 5 6 (j) 中部 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 (1987 年 12 月 1 日 ~ 1987 年 12 月 26 日)

図 6.56(a) は、5 上層 ロング の 採掘 の 初 期 段 階 に お け る 状 況 を 示 し た も の で、微 小 地 震 活 動 は あ ま り 活 発 で ない。図 6.56(b) に 示 す 段 階 で は、払 面 前 方 の 肩 坑 道 付 近 に 微 小 地 震 の 集 中 が 見 ら れ る。微 小 地 震 は、図 6.56(c)、(d) に 示 す 段 階 で は、払 面 近 傍 の 肩 坑 道 周 辺 に、図 6.56(e) で は 払 面 前 方 の や や 肩 坑 道 寄 り に、そ れ ぞ れ 集 中 し て い る。図 6.56(f) に 示 す 段 階 に な る と、そ の 前 の 段 階 と 異 な り、微 小 地 震 は 払 前 方 の 広 い 範 囲 に 分 布 し て い る。図 6.56(g) は 5 上 層 ロング が 終 掘 し、5 層 ロング の 採 掘 が 開 始 し た 時 点 の 状 況 を 示 し て い る。5 上 層 ロング の 採 掘 に 伴 う 微 小 地 震 の 分 布 に は 特 別 な 集 中 傾 向 は み ら れ ない。一 方、5 層 ロング の 採 掘 に 伴 う 微 小 地 震 は、肩 坑 道 と ロング 始 発 部 の 交 点 付 近 に 集 中 し て い る。図 6.56(h)、(i) に 示 す 段 階 で は、払 面 近 傍 の 肩 坑 道 付 近 に 微 小 地 震 の 集 中 が み ら れ る が、払 の 進 行 と 共 に、震 央 は 浅 部 へ 移 動 し て い る。図 6.56(j) は、5 層 ロング の 終 掘 時 の 状 況 を 示 し た も の で あ る。微 小 地 震 は 払 面 前 方 や、払 面 より 浅 部 に 分 布 し て い る。

5 上 層 ロング の 地 震 波 エ ネ ル ギ ー 解 放 率、最 大 せん断 地 震 モ ー メ ン ト 解 放 率 は、図 6.57、6.58 に 示 す よ う に、始 発 部 で は 小 さ い が 払 の 進 行 と 共 に 増 加 し、進 行 長 が 200 m 付 近 に な っ た と き 最 大 値 を 示 し、そ の 後 減 少 し て い る。5 層 ロング の 両 解 放 率 も ほ ぼ 同 様 の 挙 動 を 示 し、払 進 行 長 が 150 m 付 近 で 最 大 値 を 取 っ た 後、減 少 し て い る。値 は 5 層 ロング の 方 が 5 上 層 ロング に 比 べ や や 小 さ い。

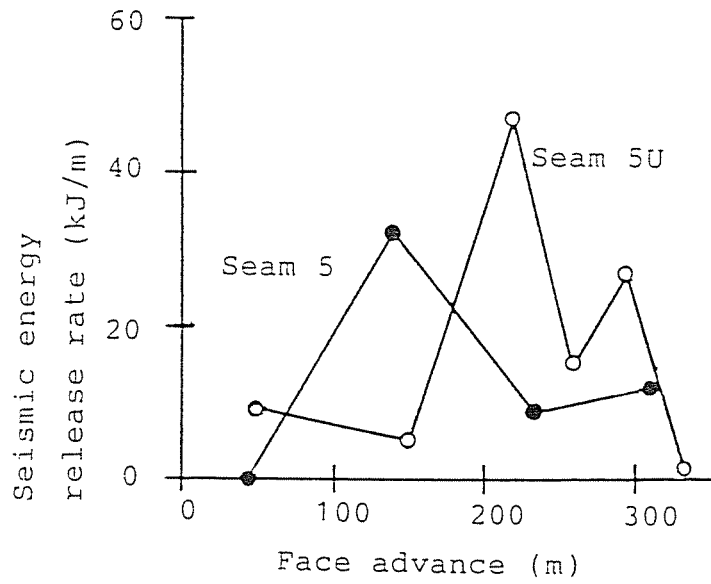


図 6. 5 7 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

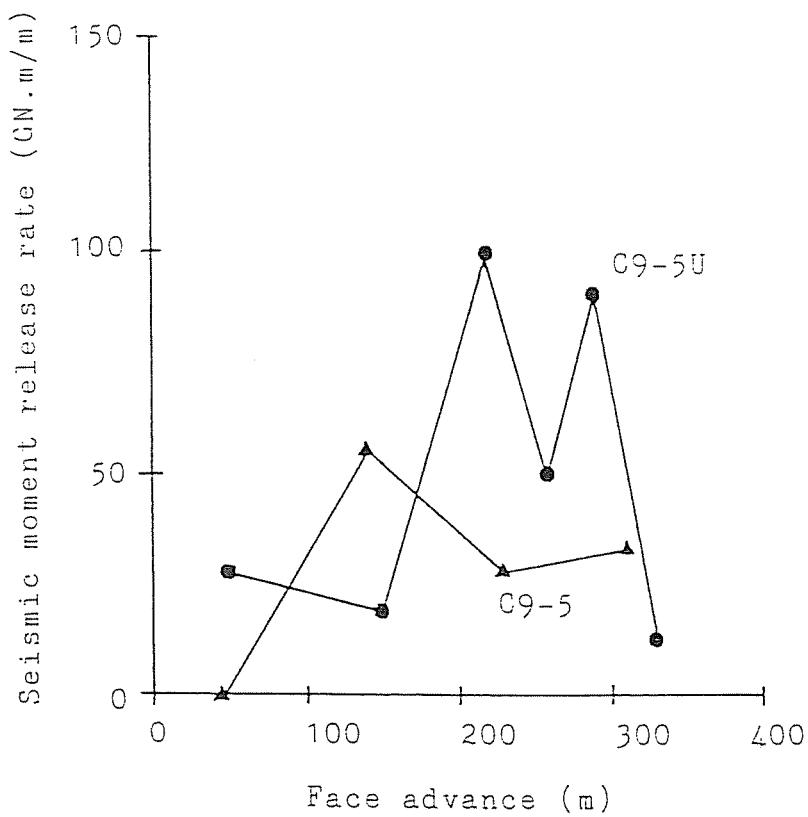


図 6. 5 8 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移

6. 7. 2 数値シミュレーションの結果

応力解析は図 6.54(b) に示すモデルで行った。図 6.59 は 5 上層ロングの採掘の中盤における炭層の垂直地圧 (σ_v) の分布状況を示したものである。9 片 5 上層ロングの払面と肩坑道の交差する付近に高地圧帯が認められる。また、9 片 5 層ロング払の前方における当該払の肩部、すなわち、8 片 5 層ロングの深坑道縁辺にもそれほど大きくないが地圧の集中が認められる。

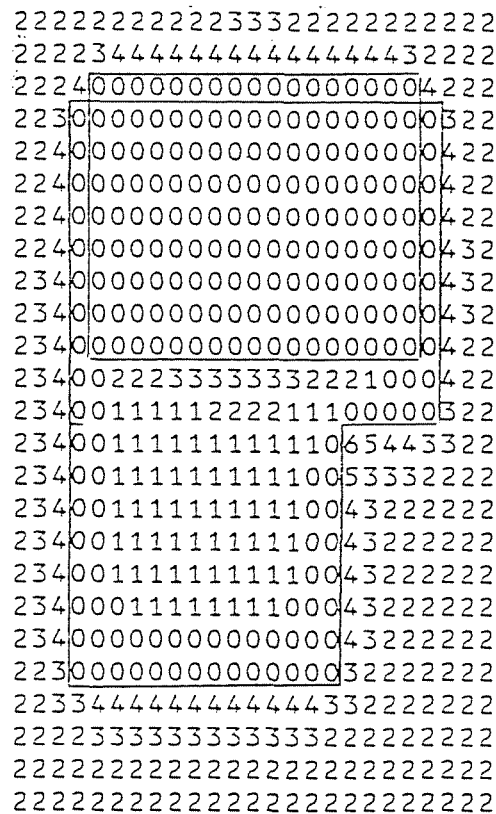


図 6. 5 9 炭層の垂直地圧分布状況（採掘パネルについては図 6. 5 4 参照、図中の数字は地圧の大きさを表す（本文 6. 3. 2 項参照））

5 上層ロングと5層ロングについて、払面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) に注目し、採掘に伴う推移状況を示したのが図 6.60 である。5 上層ロングの中央部・深部における地圧は、払が始発部から 100 m 程進行する間は増加し、その後、ほぼ一定値を保っている。肩部の地圧は、払面が 100 m 程進行するまでは増加し、その後 300 m までほぼ一定値を保った後、減少している。地圧は肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。5 層ロングの地圧は、採掘の中盤まで増加し、その後、減少している。地圧は5 上層ロングと同様に、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

エネルギー解放率 (図 6.61 参照) と地震波エネルギー解放率との間、体積余剰せん断応力指数 (図 6.63 参照) と最大せん断地震モーメント解放率との間には、挙動に類似点が認められない。

5 上層の採掘に伴う挙動に関する、ひずみエネルギー解放率 (図 6.62 参照) と地震波エネルギー解放率の間の類似の程度は、上記4 事例に比べると良くない。しかし、払進行長が 220 m 付近と 300 m 付近に達したときに観測された地震波エネルギー解放率のピークは、予測でも捉えられている。5 層の採掘時のひずみエネルギー解放率の挙動は、地震波エネルギー解放率の挙動と類似している。

最大せん断地震モーメント解放率の大きさは、実測と予測でほぼ同じである。また、両者の挙動の間には、ひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率との間に成立するのと同程度の類似が認められる。

払進行長が約 220 m に達し、地震波エネルギー解放率やひずみエネルギー解放率がピークを示したときの破壊箇所は、予測によると、払前方の肩坑道付近を中心に分布している (図 6.65)。

図 6.59、図 6.60 に示すように、払の進行に伴う地圧の増加は肩坑道周辺で大きく、破壊箇所もこの辺りに集中している (図 6.65)。既述したように、微小地震は払面近傍か、やや前方の肩坑道周辺に集中する場合が多かった。予測はこの現象と符合した結果を与えているといえる。

採掘の進行に伴う炭層の破壊箇所については、図 6.66 に示すように、前4 例と同様の予測結果が得られている。

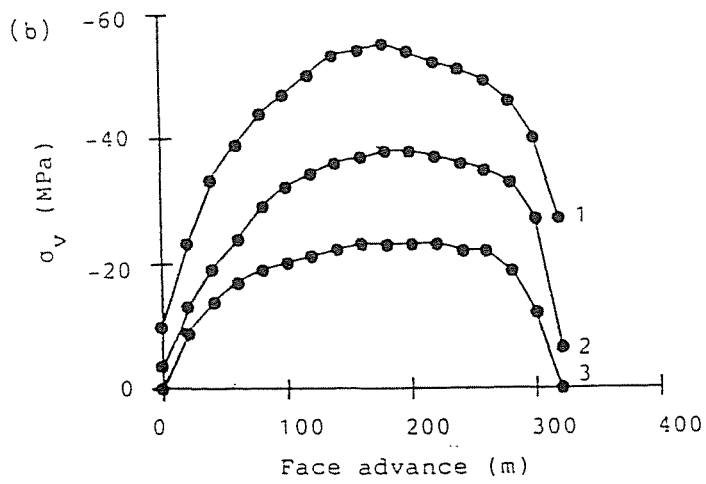
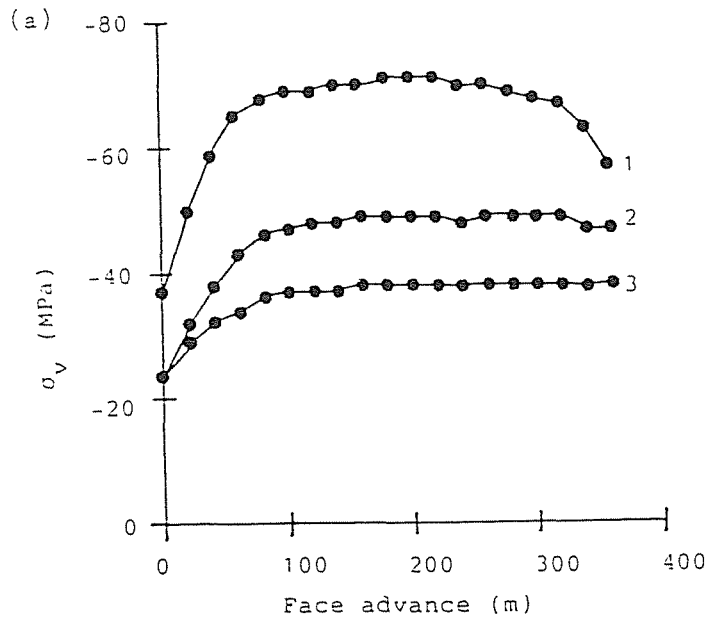


図 6. 6 0 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移。(a)は 5 上層 ロング、(b)は 5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部を表す。

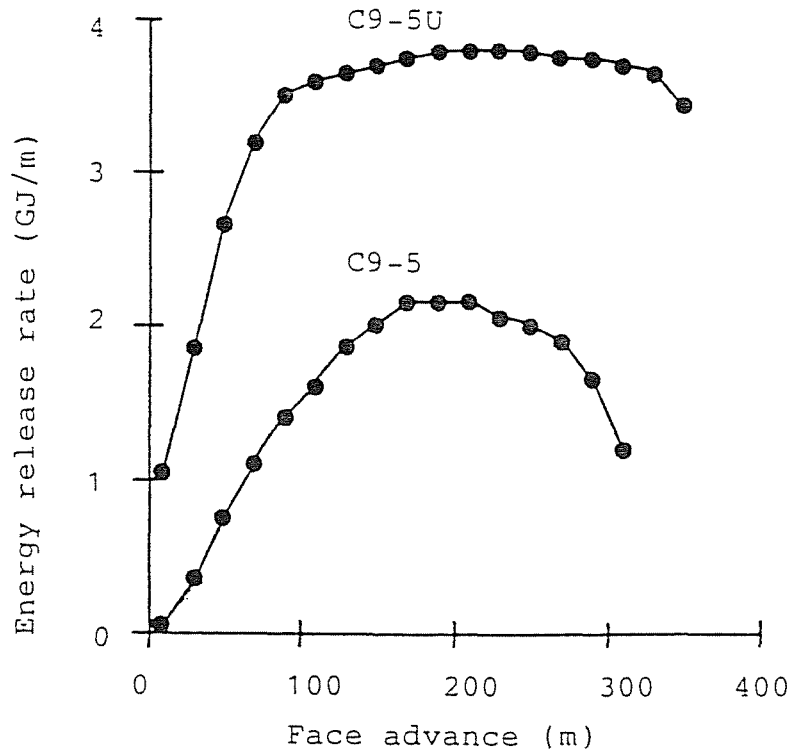


図 6. 6 1 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

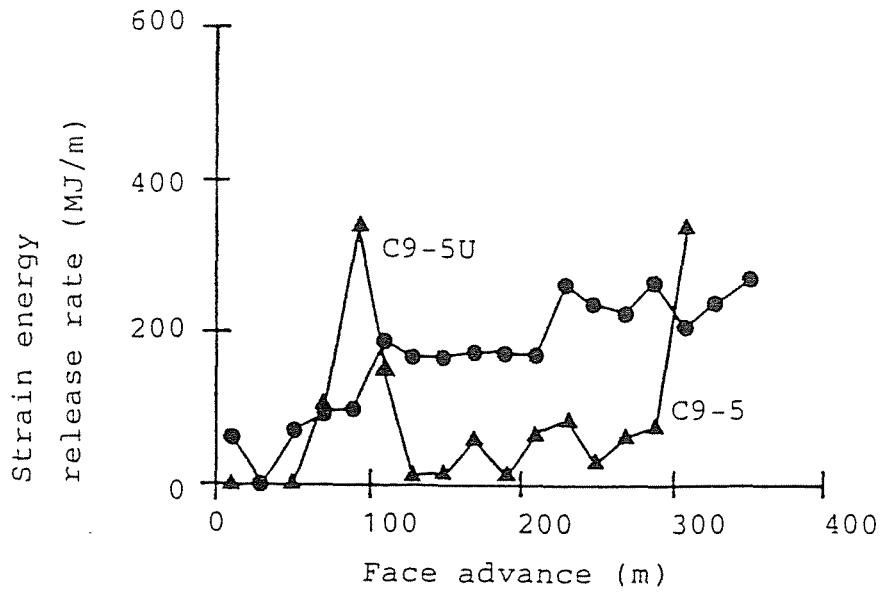


図 6. 6 2 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

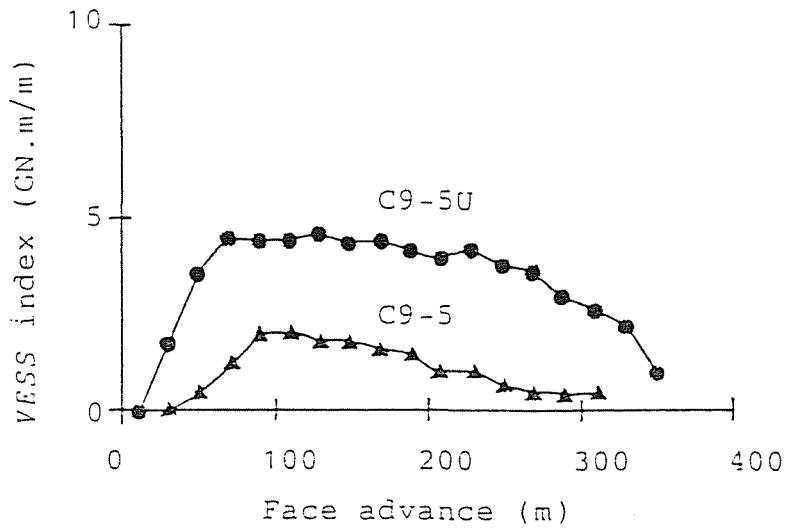


図 6. 6 3 体積余剰せん断応力指数 (VESS index) の採掘に伴う推移

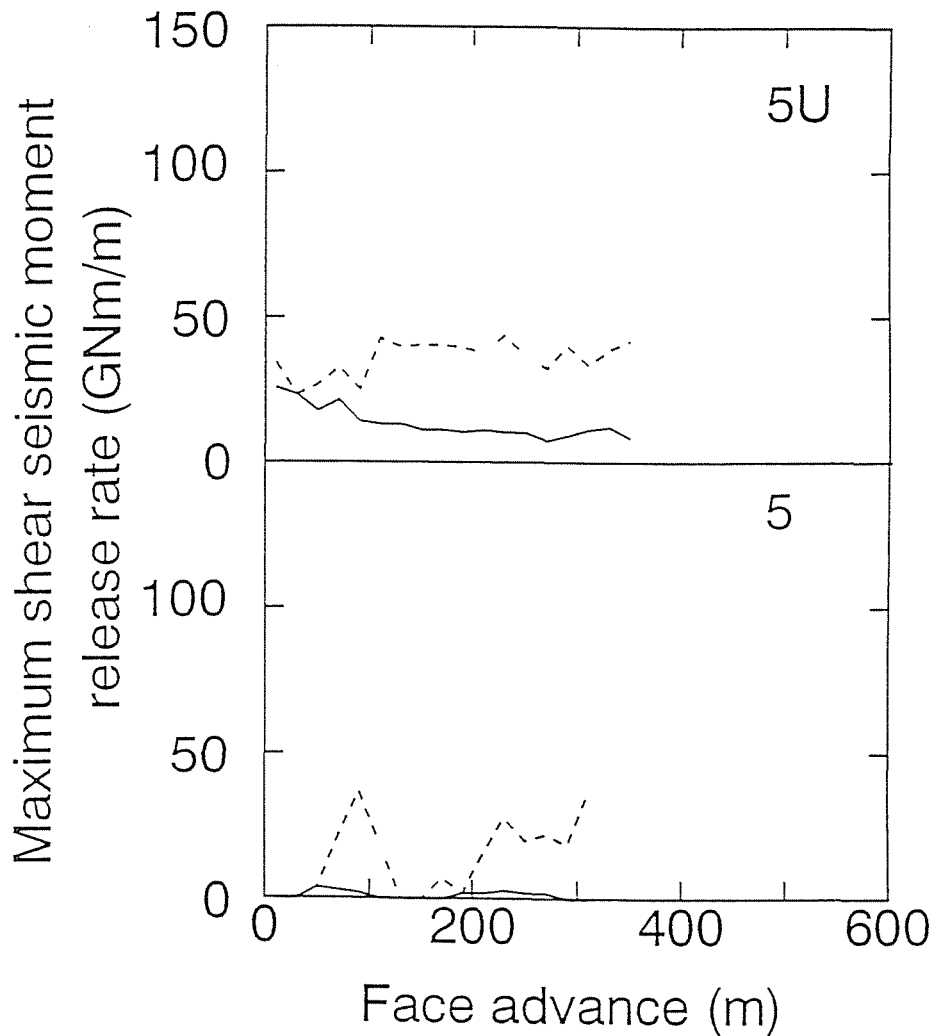


図 6. 6 4 数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移 (実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す)

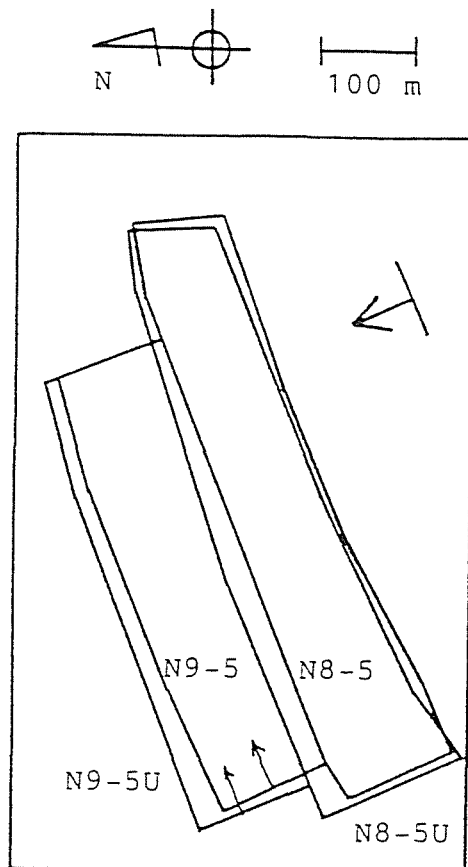


図 6.67 (a) 布引 9 片 5 上層・5 層ロング周辺の様況 (平面図)

6.8 布引 9 片 5 上層・5 層ロング

布引 9 片 5 上層・5 層におけるロングの様況を表 6.1 に示す (1988 年 11 月分実績)。図 6.67(a) に示すように当該採掘パネルには布引 8 片 5 上層・5 層ロングが隣接していた。

6.8.1 計測結果

この 2 つのロングの採掘時に発生した微小地震の中で、1,304 個の事象について震源、規模が解析された。微小地震のローカルマグニチュードは $-0.5 \sim +2.0$ の範囲に収まっていた (図 6.68)。

採掘期間をほぼ 2 カ月毎に区切り払面の位置とローカルマグニチュードが 0 以上の微小地震の震央を示したのが図 6.69 である。

5 上層ロングの採掘の初期段階の様況を示した図 6.69(a) から、微小地震は深坑道周辺を除く払面周辺に集中していることがわかる。図 6.69(b) に示す段階では、微小地震は払面近傍の肩坑道周辺、および、5 上層ロング始発部肩坑道側に分布している。図 6.69(c) に示す段階になると、微小地震の多発域は払

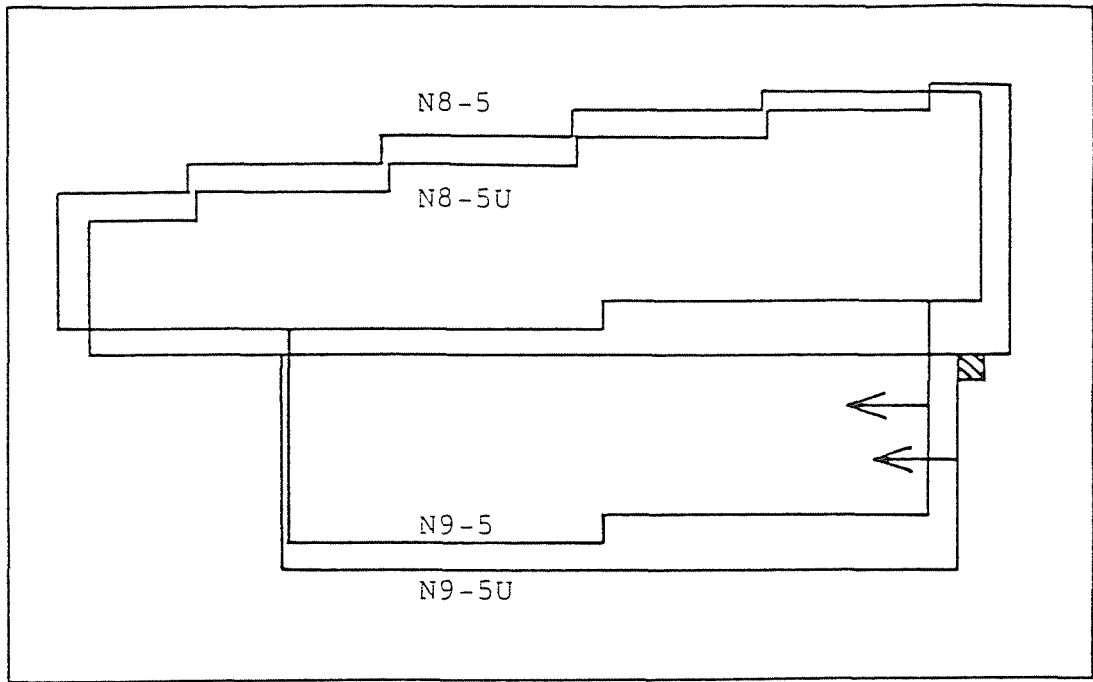


図 6. 6 7 (b) 数値解析に用いたモデル

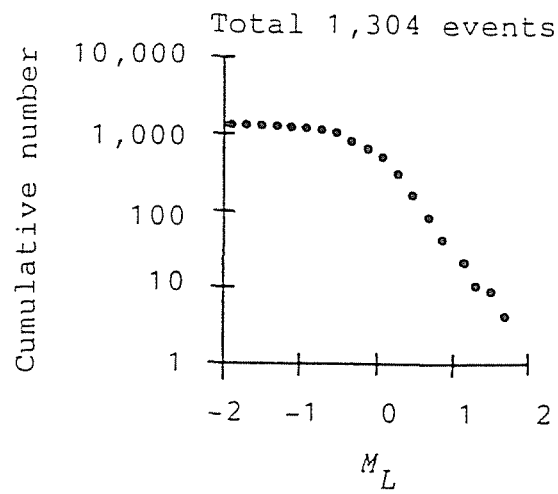


図 6. 6 8 微小地震のローカルマグニチュード M_L の累積頻度分布

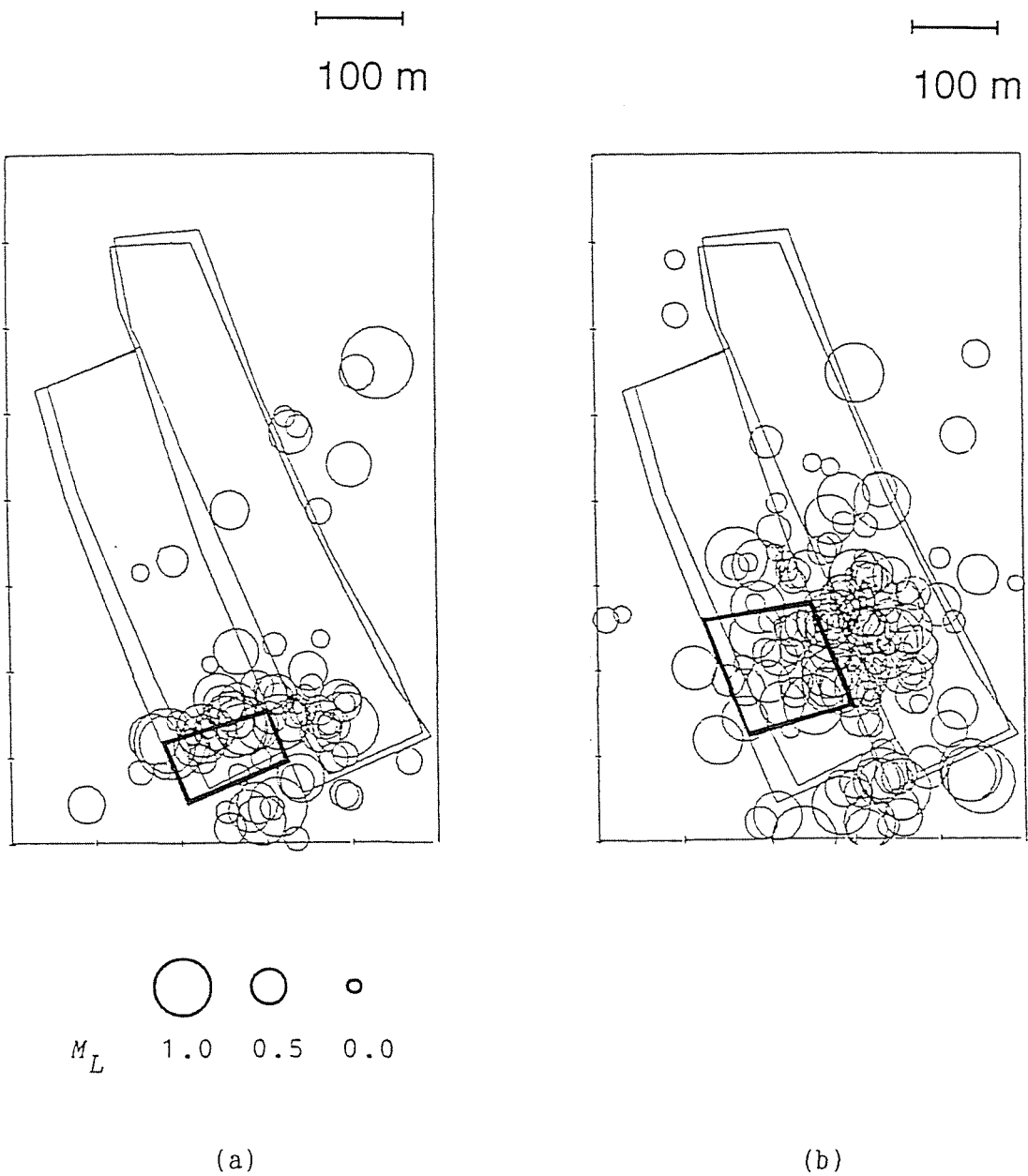


図 6. 6 9 布引 9 片 5 上層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布 、 (a) 1988 年 4 月 4 日 ~ 1988 年 5 月 28 日 、 (b) 1988 年 5 月 29 日 ~ 1988 年 7 月 30 日) 。 太 線 で 囲 っ た 部 分 を 採 掘 し た と き に 生 じ た 事 象 が 示 さ れ て い る 。

面やや後方の肩坑道周辺、および、5上層ロング始発部の肩坑道側に現れ、前と少し異っている。5上層ロング始発部の肩坑道側にみられる微小地震は、5層ロングの昇の掘進に伴って生じたものと思われる。図6.69(d)に示す段階では、5上層ロングの採掘に伴う微小地震はあまり活発でなく、震源にも集中傾向はみられない。一方、5層ロングの採掘開始に伴う微小地震は、5上層ロン

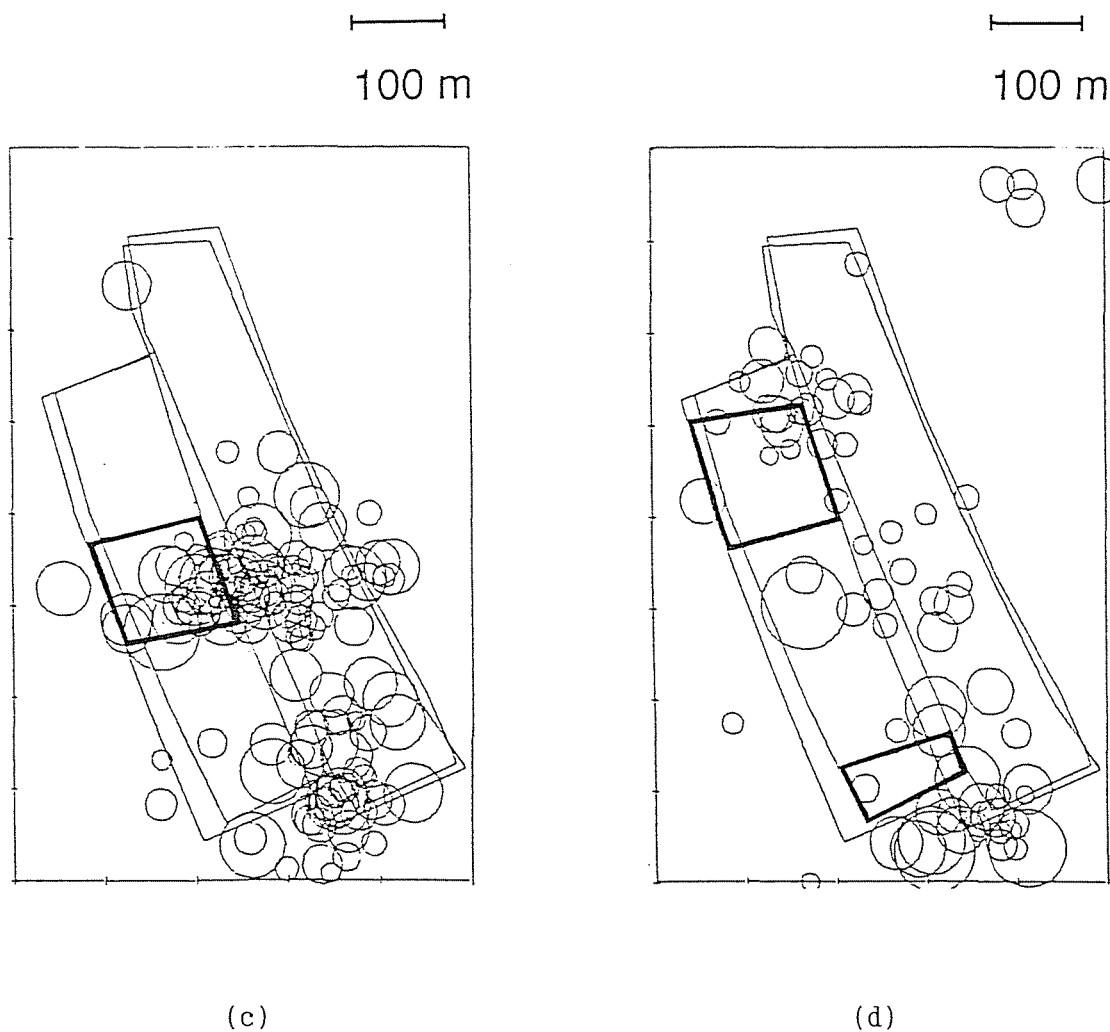


図6.69 布引9片5上層・5層ロング採掘時の震央分布、(c)1988年7月31日～1988年9月23日、(d)1988年9月24日～1988年11月26日)

グ始発部の肩坑道側に集中している。図 6.69(e) は 5 上層ロングの終掘時の状況を示している。5 上層ロングの採掘に伴う微小地震は、払近傍に集中している。一方、5 層ロングの採掘に伴う微小地震は、払面近傍の肩坑道周辺に集っている。図 6.69(f) には震央が 1 つしか示されていないが、これは A/D コンバーターの故障が相次いで発生し、満足な計測が行えなかったためである。5

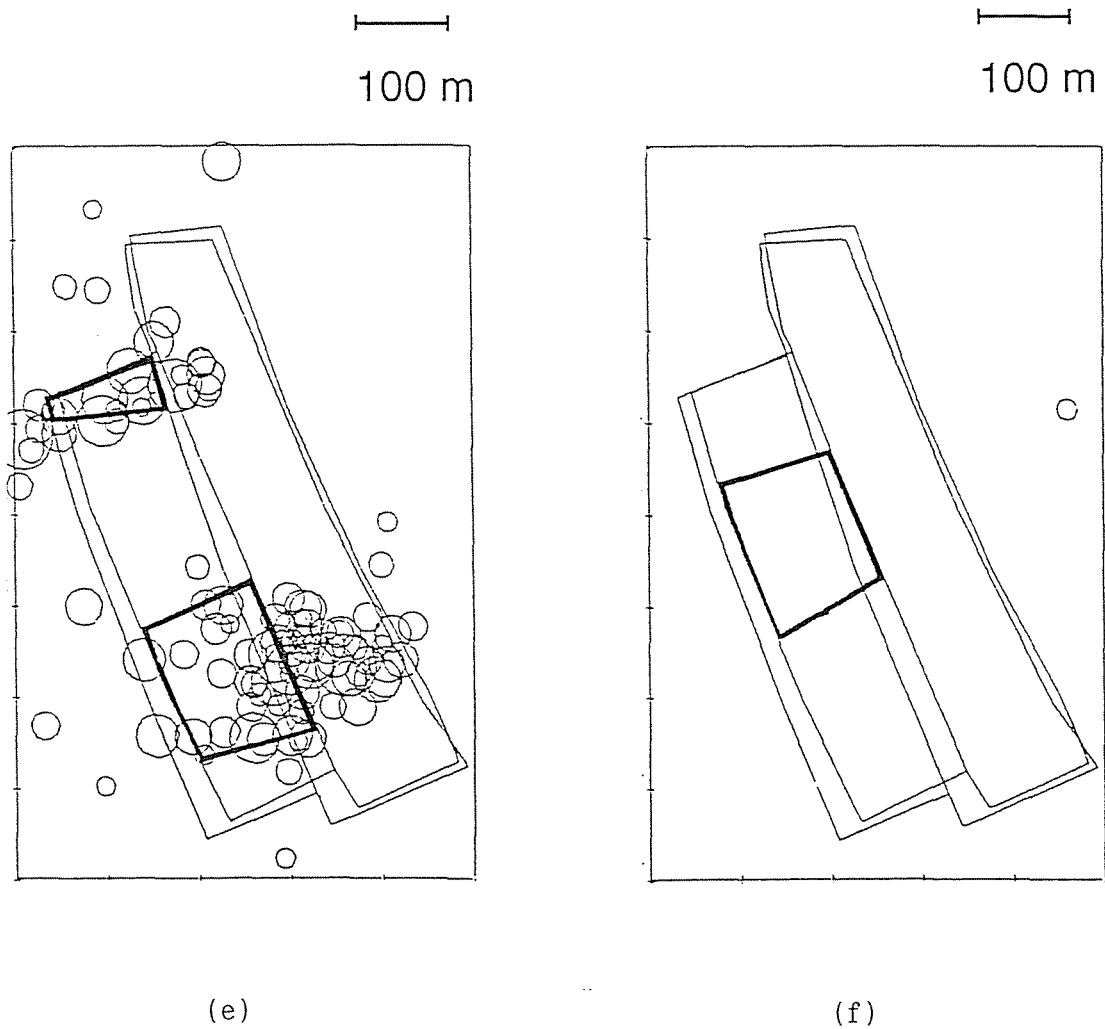
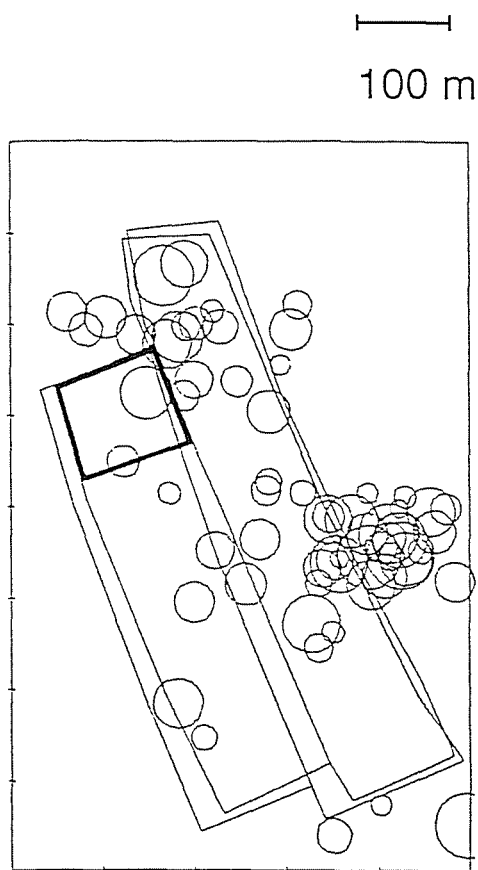


図 6. 6 9 布引 9 片 5 上層・5 層ロング採掘時の震央分布、(e)1988 年 11 月 27 日～1989 年 1 月 31 日、(f)1989 年 2 月 1 日～1989 年 3 月 31 日)

層ロングの終掘時においては、図 6.69(g) に示すように、微小地震の震央が特定の場所に集まる傾向は認められない。8片ロングの中央付近の微小地震は、この 70 m 下で行われた4上層ロングの採掘に伴って発生したと思われる。

採掘に伴う5上層ロングの地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率の推移は、図 6.70、6.71 に示すように、布引8片5上層ロングに



(g)

図 6. 6 9 布引 9 片 5 層 ロング 採掘 時 の 震 央 分 布、(g)1989 年 4 月 1 日 ~ 1989 年 5 月 27 日

おけるこれらの挙動と類似している。すなわち、始発部で最大値を示し、その後減少している。5上層ロングに比べ、5層ロングの両解放率は小さい。

6. 8. 2 数値シミュレーションの結果

応力解析は、図 6.67(b) に示すモデルを用いて行われた。図 6.72 は5上層ロングの採掘の初期段階における炭層の垂直地圧 (σ_v) の分布状況を示したもので、払面の肩坑道側、および払始発部の肩坑道側に地圧の集中が認められる。

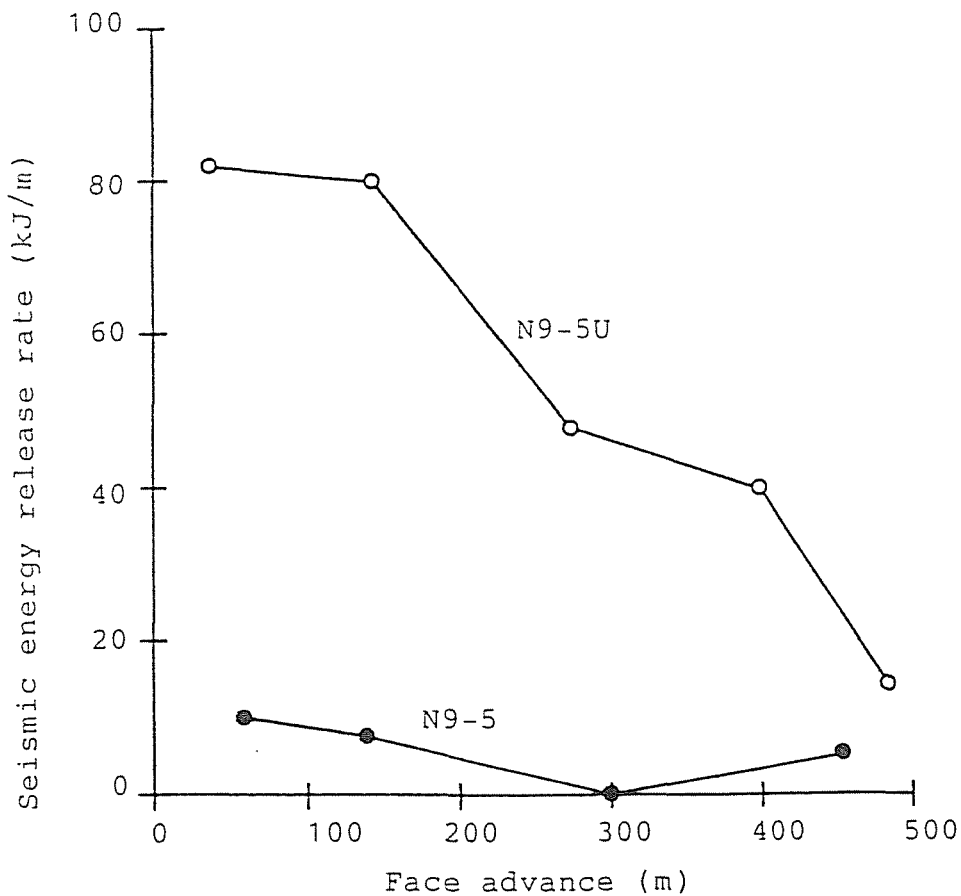


図 6. 7 0 地震波エネルギー解放率の採掘に伴う推移

掘面から 10 m 前方の炭層の垂直地圧 (σ_v) の採掘に伴う推移を図 6.73 に示す。5 上層ロングの地圧は、肩部、中央部、深部ともに掘が始発部から 100 m 程進行するまで増加を示し、その後、ほぼ一定値となっている。地圧は肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。5 層ロングの地圧は、採掘の中盤まで増加、その後、減少している。掘の中央部と深部の地圧は、終掘時に急激な増加を示している。地圧は終掘時を除き、肩部、中央部、深部の順に小さくなっている。図 6.74 は地圧の大きい掘始発部の肩坑道側に注目し、採掘に伴う推移を示したもので、5 上層・5 層の採掘に伴って地圧が増加する様子が示されている。

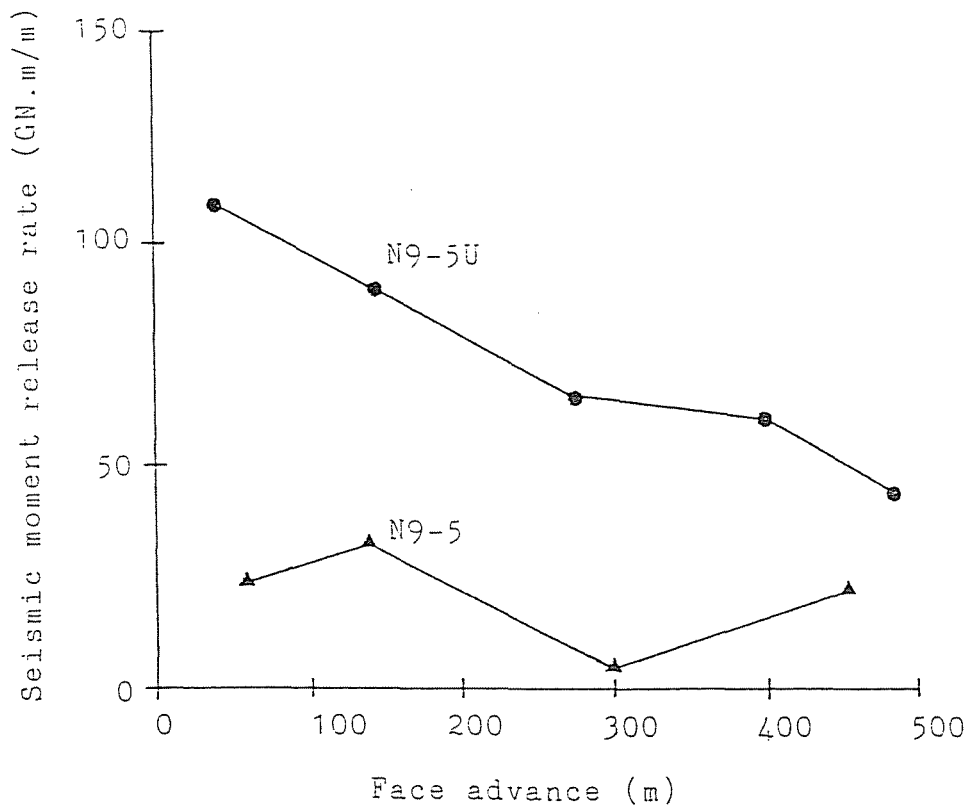


図 6. 7 1 最大せん断地震モーメント解放率 (SMRR) の採掘に伴う推移

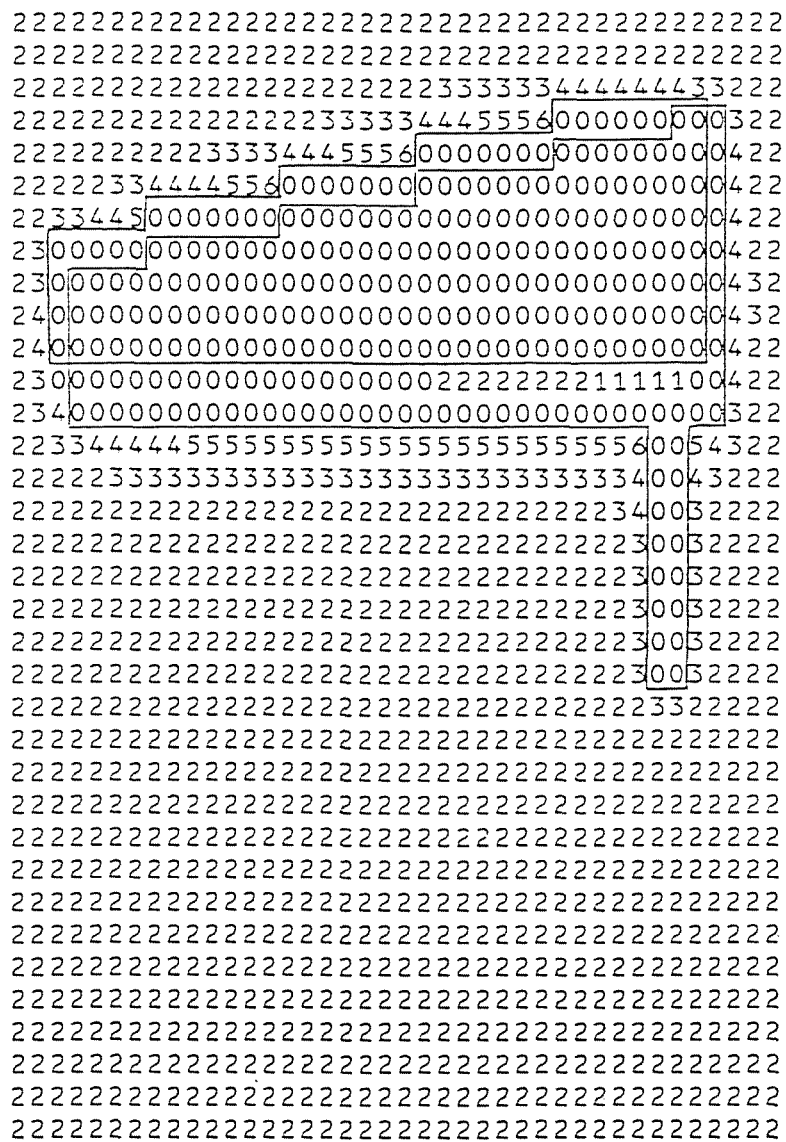


図 6 . 7 2 炭層の垂直地圧分布状況（採掘パネルについては図 6 . 6 7 参照、図中の数字は地圧の大きさを表す（本文 6 . 3 . 2 項参照））

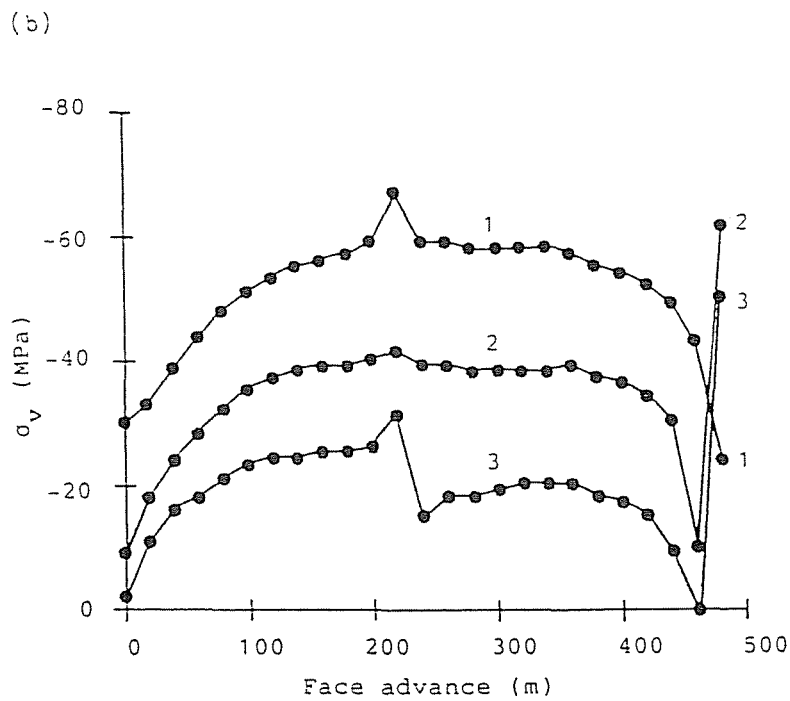
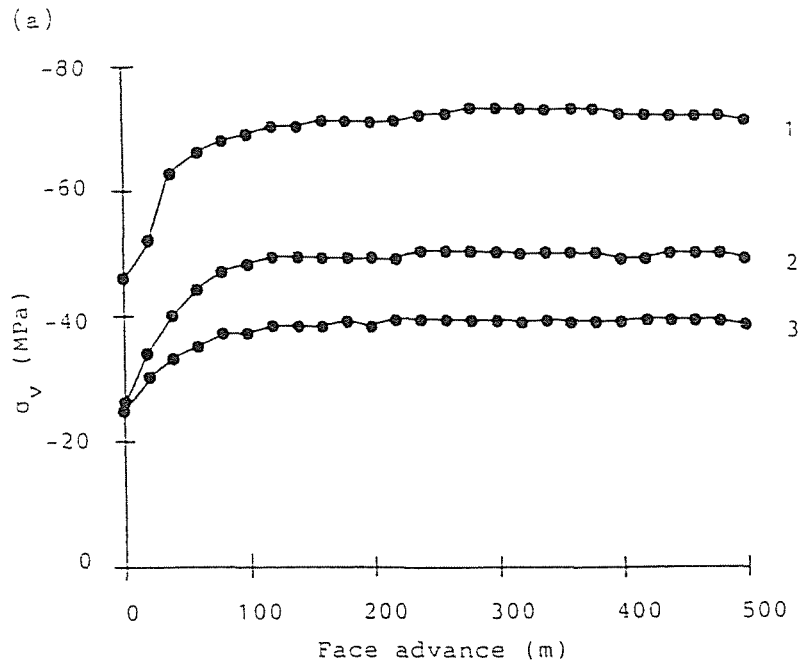


図 6. 7 3 払面から 10 m 前方の炭層内の垂直地圧 σ_v の採掘に伴う推移、(a)は 5 上層 ロング、(b)は 5 層ロング、グラフの 1、2、3 はそれぞれ肩部、中央部、深部をあらわす

次に、数値シミュレーションの結果について述べる。

最大せん断地震モーメント解放率に関しては、図 6.78 に示す予測値と実測値（図 6.71）の大きさがほぼ同じであることがわかる。また、5 上層ロングの掘進行長が 100 m に達した以降に値が減少する傾向についても、予測と実際は合っている。最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与に注目し、採掘に伴う推移をみると、計測値と類似の傾向を示していることがわかる。

エネルギー解放率、ひずみエネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数の 3 つの指標についての採掘の進行に伴う挙動を、図 6.75 ～ 6.77 に示す。いずれの指標も図 6.70、6.71 に示す計測結果との一致は認められない。

岩盤および炭層の破壊箇所に関する予測結果を図 6.79、80 に示す。図 6.79(a) は、5 上層ロングにおける採掘の初期段階のときの状況を示したもので、岩盤の破壊は掘面の肩坑道側、および掘始発部の肩坑道側にみられる。図 6.79(b) は 5 上層ロングが採掘の中盤に差しかけたときの状況である。破壊箇所は主に肩坑道の掘面付近にみられる。図 6.79(c) は、5 層ロングの採掘の初期段階のときの状況を示したもので、5 上層ロングの採掘に伴う破壊は掘面の肩坑道側に生じている。一方、5 層ロングの採掘に伴う破壊は、5 上層ロング始発部中央のやや肩坑道寄りで起っており、掘面前方には生じていない。図 6.79(d) は、5 層ロングが採掘の中盤に差しかけたときの状況を示したもので、破壊は掘面肩坑道側、および、掘面と深坑道の交差部にみられる。

微小地震の集中する領域として以下の 2 つが注目される。1 つは掘面近傍の肩坑道周辺であり、採掘のほとんど全期間を通じてここに微小地震が集中している。この原因として、図 6.72、図 6.73 に示すように、掘の接近に伴う地圧の増加が掘面の肩坑道側で大きいことが挙げられる。この付近では図 6.79 に示すように、破壊の発生も予測されている。

もう 1 つは掘始発部の肩坑道側であり、5 上層・5 層の両ロングの採掘の初期段階において、ここに微小地震が集中している。この箇所は既述したように地圧が大きく（図 6.74 参照）、また、図 6.79 に示すように、破壊の予測箇所とも一致している。

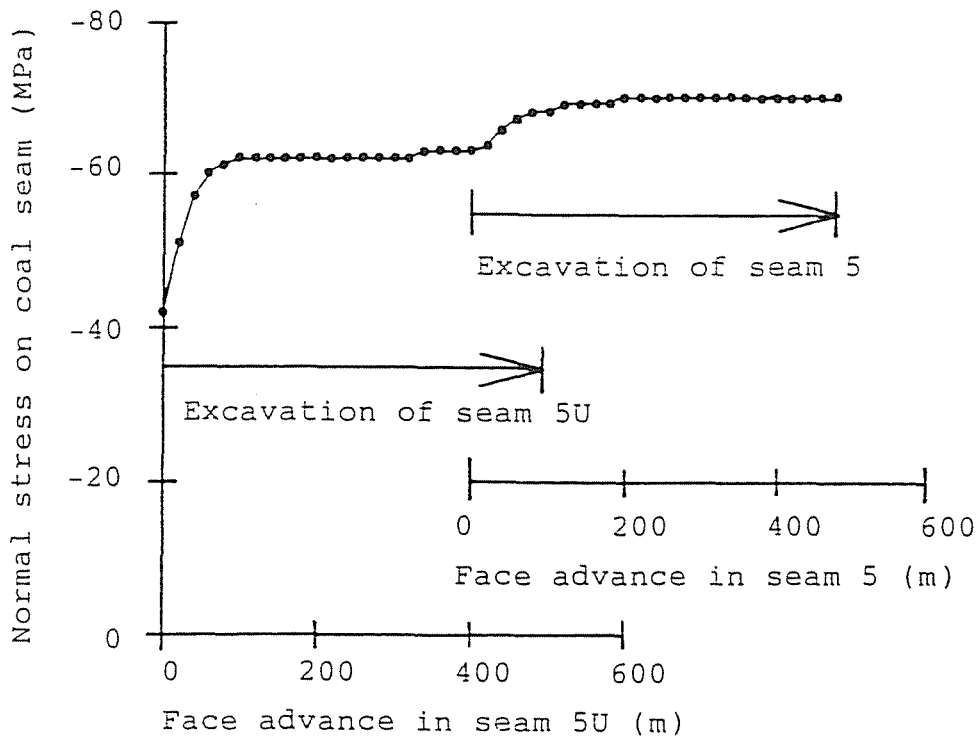


図6.74 払始発部肩坑道側 (図6.67(b) に斜線で示した要素) の炭層の垂直地圧

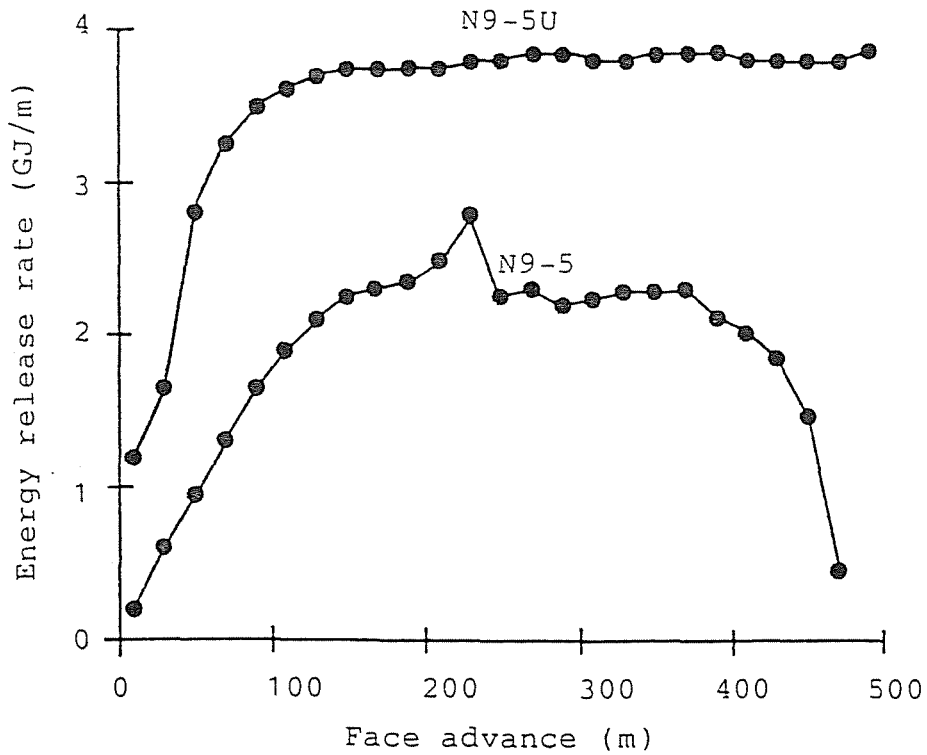


図6.75 エネルギー解放率の採掘に伴う推移

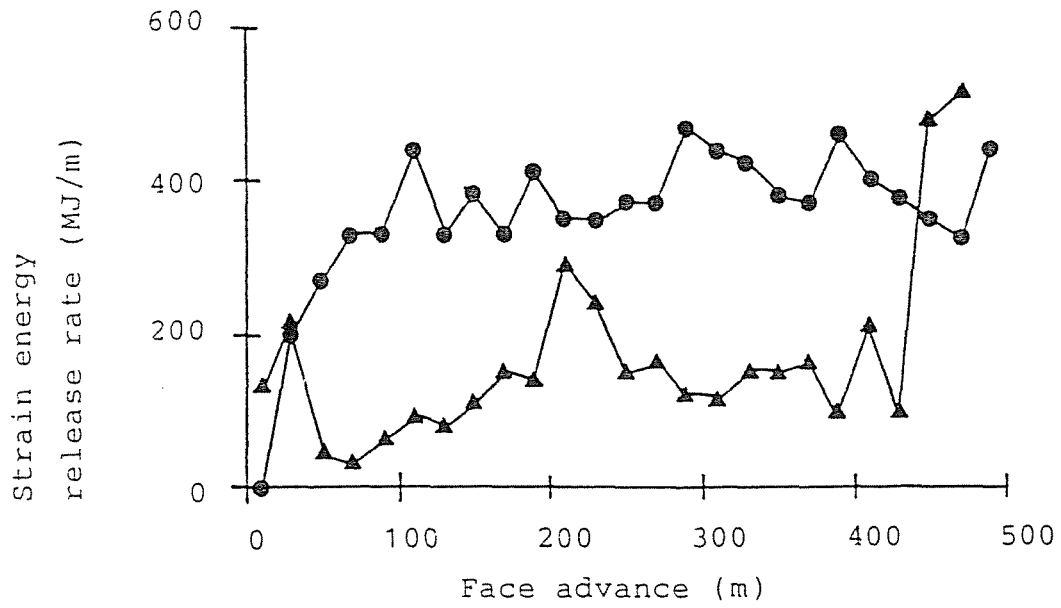


図 6. 7 6 ひずみエネルギー解放率の採掘に伴う推移

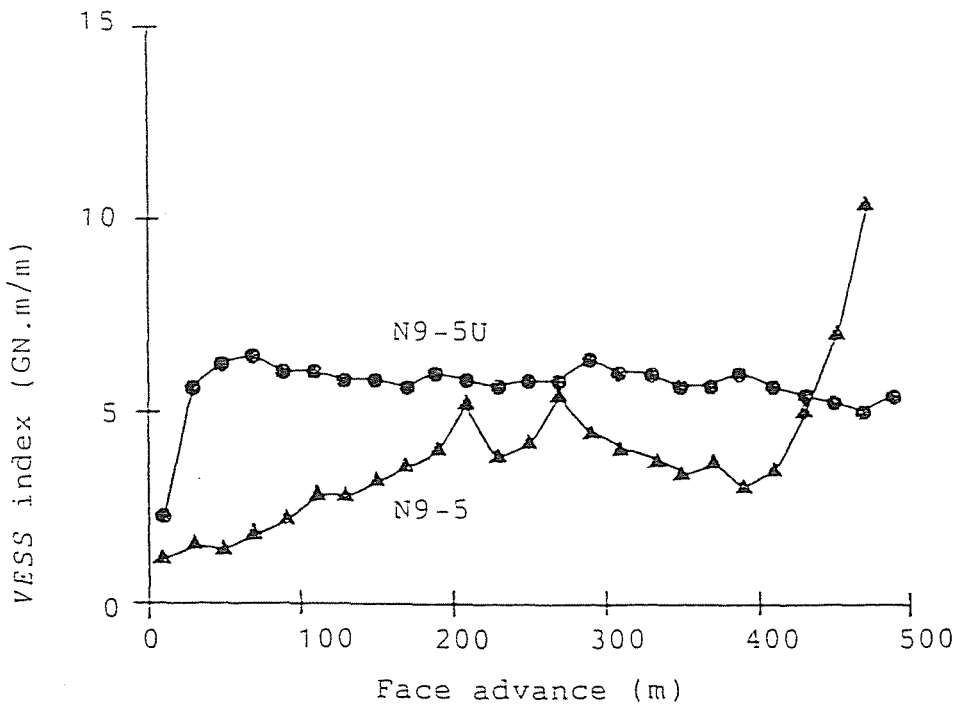


図 6. 7 7 体積余剰せん断応力指数 (VESS index) の採掘に伴う推移

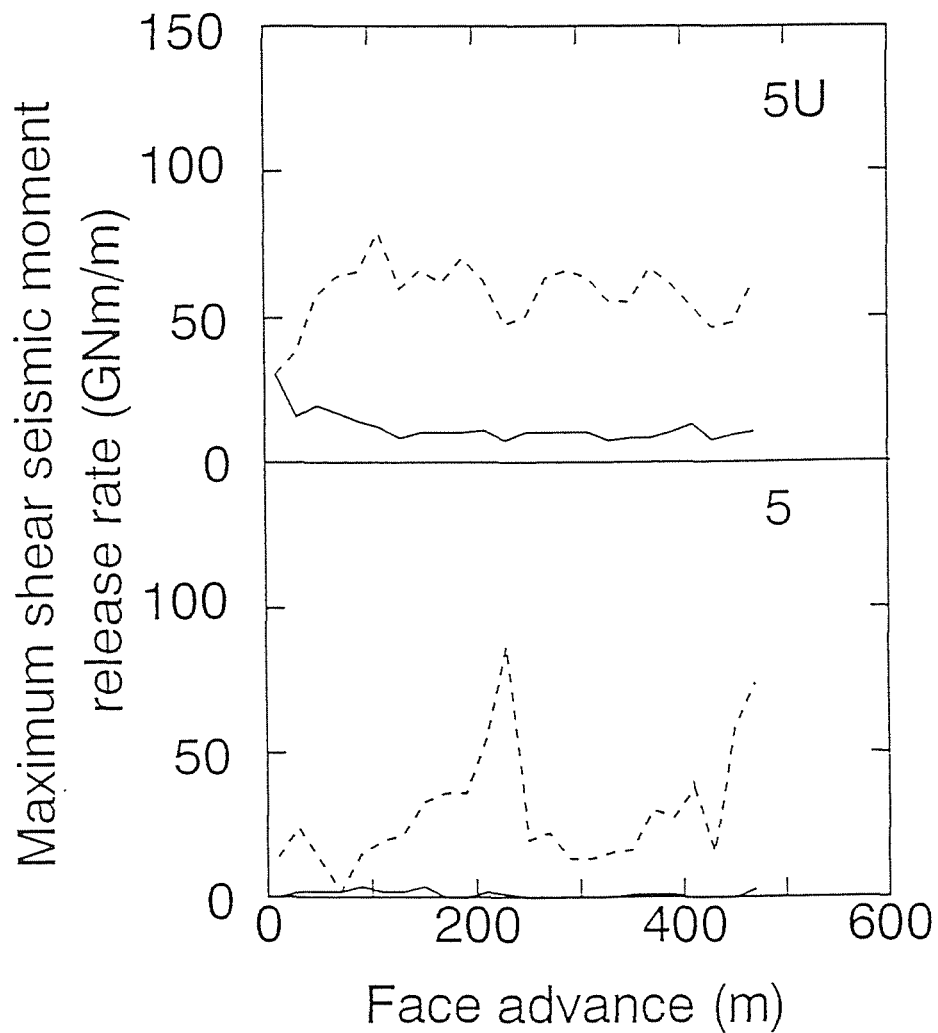


図 6. 7 8

数値的にシミュレートされた最大せん断地震モーメント解放率の採掘に伴う推移（実線は炭層要素の寄与、破線は炭層要素と岩盤要素の寄与の合計を示す）

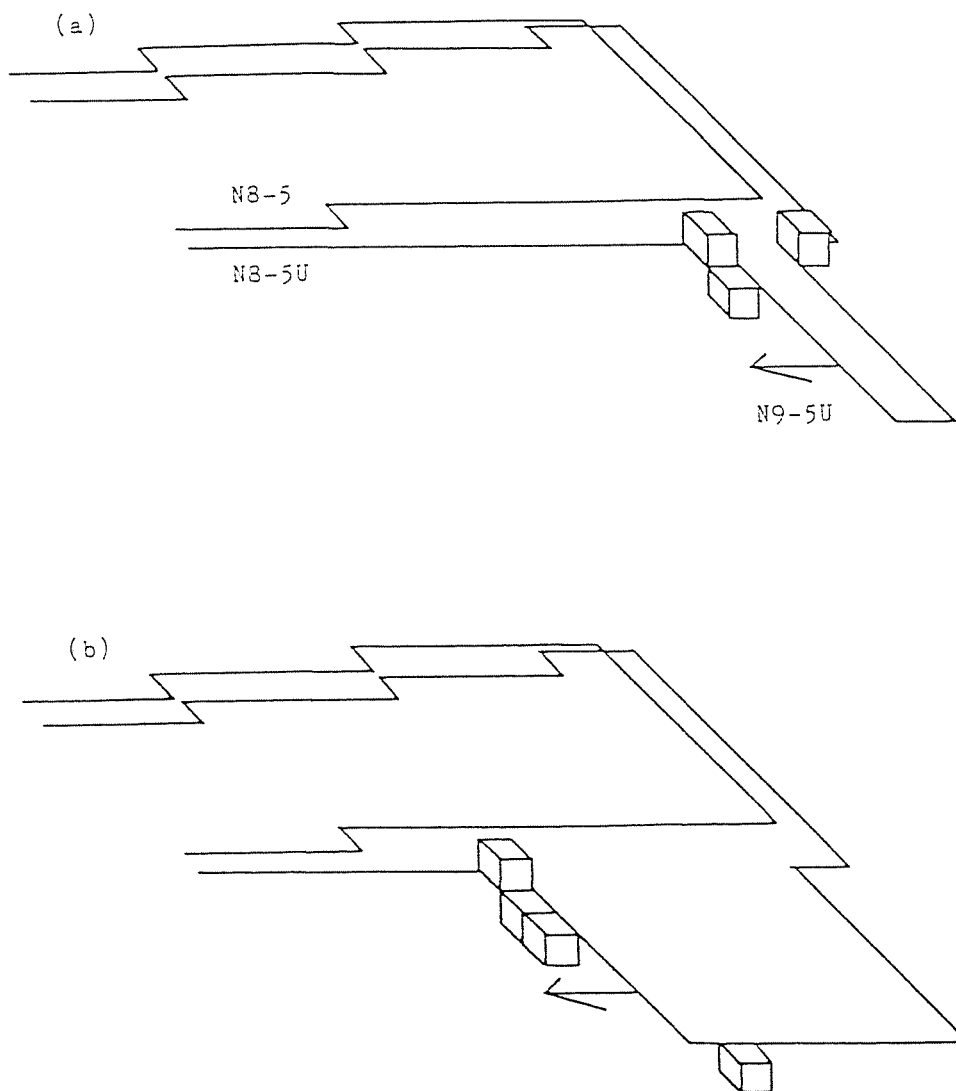


図 6. 7 9 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（立方体ブロックで表している）。(a)～(d)における切羽の位置は矢印で示されている。

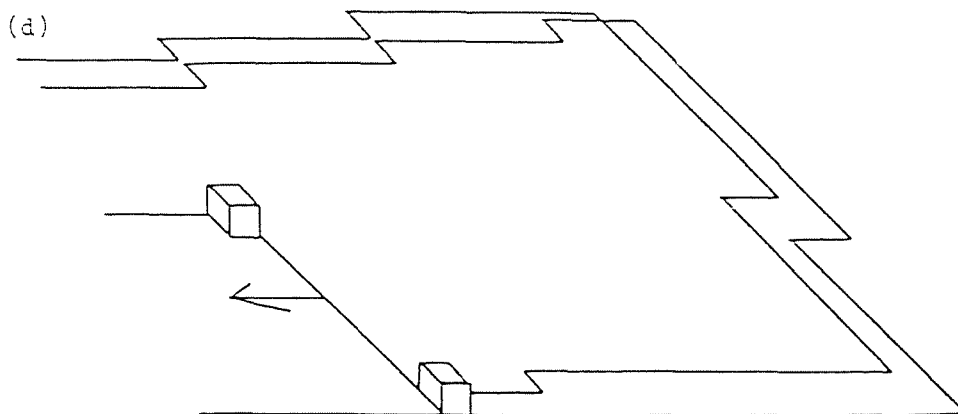
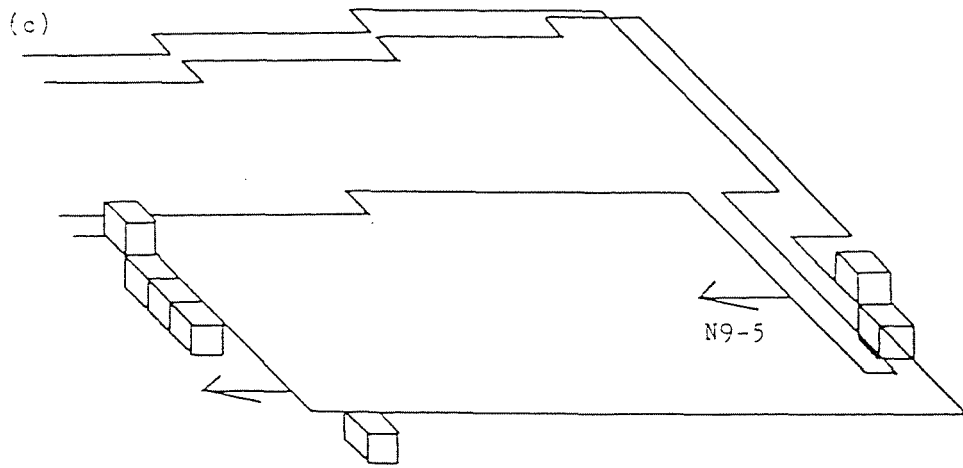


図 6. 7 9 採掘に伴って新たに生じた岩盤の破壊箇所（続き）

等の導入により十分な記憶容量を装備し、複数の CPU を用いることにより計測の連続性を確保する必要がある。

払面前方の炭層や天盤で生じる微小地震の震源精度に含まれる誤差は、水平方向で 30 m、鉛直方向で 40 m 以内と見積もられた（4. 3. 3 項参照）。面長約 150 m、払進行長 500 m 程度の大きさを有する一つの採掘区域内で、微小地震の集中位置を監視する目的には十分な精度であろう。

微小地震の規模については、ローカルマグニチュードで最小 - 1 までの範囲がカバーできた。一部の大規模な事象の発生時には振幅が振り切れた。微小地震は自然地震と同様に、規模の小さいもの程発生数が多いので、もし、測定の対象を大規模な事象のみに限定すれば、解析する事象数が少なくなり、また、初動到達時刻の読み取りもたやすくなるので解析作業が楽になる。しかしながら、この場合には沿層発破のデータが採取できないので、弾性波速度の決定に支障をきたすことが予想される。

6. 9. 2 採掘深度および採掘区域と微小地震活動の関係

9 片は 8 片よりも 70 m だけ深い。ところが、微小地震の数、最大ローカルマグニチュード、地震波エネルギー解放率、最大せん断地震モーメント解放率のいずれについても、9 片の採掘時の観測値は 8 片の採掘時の値を越えなかった。この理由は、採掘深度の差に起因するかぶり圧の差が 6 % しかないためと考えられる。したがって、払周辺の地圧分布に対しては、採掘深度よりも、採掘形状や古洞との位置関係の方が大きな影響を及ぼすと考えられる。

計測対象の払と古洞との位置関係やロング長には、8 片・9 片に共通して各区域毎の特徴が認められる。これらは、採掘区域を区切っている、傾斜方向と斜交した断層を避けて採掘が行われたことに起因するものであり、以下のよう
にまとめることができる。

- ・西部区域：始発部は処女区域であり、ある程度払が進行すると採掘は古洞に隣接して行われる。
- ・中部区域：全期間にわたって古洞に隣接した炭層が採掘される。ロング長は小さい。
- ・布引区域：全期間にわたって古洞に隣接した炭層が採掘される。ロング長は大きい。

5 上層ロングの採掘の進行に伴う微小地震活動の消長に関し、8 片・9 片の採掘深度に関わらず、西部・中部・布引の各区域毎に特徴がみられた。それらを、考えられる原因と共に以下にまとめて示す。

- ・西部区域：地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率は、払進行がある長さに達したときピークを示し、その後減少した。

この特徴は、採掘が古洞に接近するときには生じる応力集中によりもたらされたと考えられる。

- ・ 中部区域：地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率には、特別の特徴は見られなかった。当該区域ではロング長が小さいために、古洞の応力集中が布引地区に比べて小さく、かつ、応力的な定常状態に達する前に採掘が終了してしまう。これが、布引区域と同様な古洞との位置関係を有するにも関わらず、微小地震活動に同区域と同様な特徴が見られなかった原因と考えられる。
- ・ 布引区域：地震波エネルギー解放率や最大せん断地震モーメント解放率は、払始発部で最大値を示し、その後減少した。これは、払始発部がロング長の大きい古洞に隣接しているために、払の始発段階で大きな応力集中が生じ、その後の定常状態に比べて活発な微小地震が生じるためと考えられる。

6. 10 本章のまとめ

本章では、地表下 1,055 ~ 1,195 m に位置する幌内炭鉱の 6 事例、12 ロングの採掘に伴う微小地震の計測結果について述べ、第 5 章で述べた方法に従って実施した数値シミュレーション結果と比較した。

観測された微小地震活動の特徴を挙げると次のようになる。

- (1) 一つの事例について、1,000 ~ 10,000 個程度の微小地震の震源・規模が評価された。計測の下限はローカルマグニチュードに換算して - 1、最大ローカルマグニチュードは + 1.5 程度であった。
- (2) 微小地震は多くの場合、払面の近傍に集中し、払面の進行とともに移動した。
- (3) 各事例について、5 上層ロングを採掘した後で 8 m 下の 5 層ロングの採掘が行われた。両者を比べると、最大せん断地震モーメント解放率の値は前者の方が後者より 2 ~ 10 倍大きく、微小地震活動はそれだけ活発であった。
- (4) 5 上層の採掘に伴う微小地震は、払面の肩坑道側に集中するケースが多かった。また、払始発部後方の肩坑道側の未採掘部に集中するケースもあった。これに対して、5 層の採掘時の微小地震は、払面の深坑道側や払始発部後方の深坑道側の未採掘部に集中するケースがしばしばみられた。
- (5) 微小地震活動の消長については、5 層ロングでは明瞭な傾向が伺えなかったが、5 上層ロングでは、西部、中部、布引の各区域毎に特徴がみられた。

数値シミュレーションに関しては以下のような知見が得られた。

- (1) 5 上層ロングの払面の地圧は、採掘開始直後は小さいが、払が 100 ～ 200 m 程度進行するまで増加し、その後、ほぼ一定値を保つ場合が多かった。払面に沿う地圧分布には、肩部に古洞が隣接している場合にはここで大きく、そうでない場合には、中央部で大きいという特徴が見いだされた。
- (2) 5 層ロングの場合、払面の地圧－進行長線図の多くは上に凸の形状をしていた。払面に沿う地圧の分布状況は、5 上層ロングの場合とほぼ同様であった。
- (3) 払面の地圧の大きさは5 上層の場合は 60 ～ 80 MPa 程度、5 層の場合は 10 ～ 60 MPa 程度であり、前者の方が大きかった。
- (4) 微小地震の規模や消長をシミュレートするために導入された4つの指標について、採掘に伴う値を5 上層ロングと5 層ロングで比べると、前者の方が後者よりも大きいという傾向が得られた。
- (5) 予測されたエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率の約 10^5 倍の値を示した。その増減の傾向は払面の地圧と類似していたが、地震波エネルギー解放率との類似はみられなかった。
- (6) ひずみエネルギー解放率は、地震波エネルギー解放率の約 10^4 倍の値を示した。その増減は地震波エネルギー解放率と類似している場合が多かった。予測された岩盤の破壊箇所と微小地震の集中箇所についても一致する場合が多かった。
- (7) 体積余剰せん断応力指数は、観測による最大せん断地震モーメント解放率の約 1/10 の値を示した。この指数と最大せん断地震モーメント解放率との間には、採掘に伴う増減の傾向に類似点はみられなかった。
- (8) 最大せん断地震モーメント解放率に関しては、数値的に評価された値と観測による値がほぼ同じであり、増減の傾向も類似している場合が多かった。また、予測された岩盤の破壊箇所と微小地震の集中箇所が一致する場合が多かった。
- (9) 最大せん断地震モーメント解放率に占める炭層の破壊の寄与は 2 ～ 5 割と評価された。
- (10) 採掘跡を囲むように発達した炭層の破壊領域は、20 ～ 60 m の奥行きを持ち、採掘の進行とともに順次移動した。

第7章 三池炭鉱の微小地震活動と山はねに関する事例

—計測結果と数値シミュレーション結果の比較—

7. 1 はじめに

前章においては幌内炭鉱を対象として、採炭活動に伴う微小地震活動について観測を実施し、また開発した予測手法を応用して、実測と予測の比較・検討を行った。その結果、観測システムの有効性が確認された。また、数値シミュレーションは微小地震の震源分布や採炭に伴う活動の推移等について、概ねよい予測を与えることがわかった。しかしながら、これらの観測手段や予測手段が工学的に有用であるためには、山はねが頻発するような炭鉱に応用し、有効性を検証する必要がある。

幌内炭鉱では本研究の期間内に山はねの発生がなかった。このために、微小地震の観測中に山はねが起った三池炭鉱の事例について、本研究の解析手法を応用し、有効性について検討することにした。

三池炭鉱では採掘区域の深部化に伴い山はねが頻発したために（2. 5 節参照）、山はねの予知・予防に資することを目的として微小地震の計測システム（3. 3. 1 項参照）が導入された^{12, 33)}。同鉱では、炭層上に震源が位置すると仮定した二次元震源標定が行われた。この仮定は、天盤に破壊がほとんどみられず、山鳴りが炭層から聞こえることや、センサー網が平面的であることを背景に設定された。微小地震の規模はローカルマグニチュードで最大 - 1 程度であったと推定されたが、幌内炭鉱よりも 2.5 も小さい。この理由については、以下の可能性が考えられる。

- (1) 山鳴りの発生は幌内炭鉱の場合が1時間に数回の頻度であったのに対して、三池炭鉱では1日に1回程度であった。したがって、実際に微小地震活動が不活発であった。
- (2) 震源位置と同レベルで上下動を検出しているために、正しい振幅が測定されていなかった。

菅原他や Kaneko et al. は、地震エネルギーの評価が正確になされていない恐れがあると考え、微小地震活動の活発さを示す指標として、地震波エネルギー解放率を無次元化した山鳴り強度係数を用いている。弾性波速度については、払面炭壁の放圧発破や、作業員からの大規模な山鳴りの報告を参考にして、これらが実際に生じた位置に標定されるように決定されており、実際の発破と標定された震源のずれは 20 m 以内であった。

ここでは、比較的まとまった資料が入手できた四山坑本層西 60 卸の東 3 片～東 6 片の 4 つの払（図 7.1 参照）における事例を研究対象に取り上げる。これら 4 つの払はいずれもスライジング採炭（2. 5 節参照）の上段採掘切羽である。採掘深度は 600 ～ 650 m、面長は 100 m、稼行丈は 2.3 m であった。本層の天盤は厚い砂岩層になっており、約 60 m 上方には上層と呼ばれる炭層

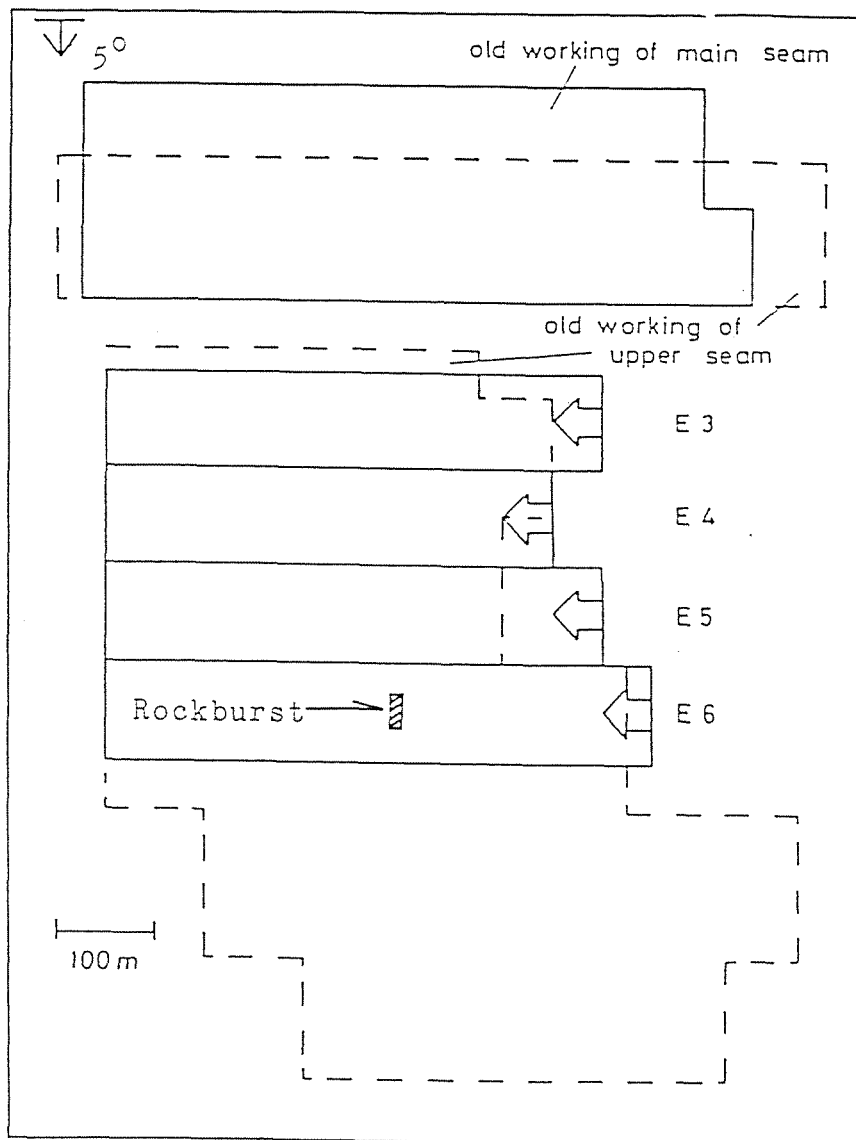


図7. 1 三池炭鉱東3片～6片の採掘レイアウト

の採掘跡があった。

東3片～東6片の順に採掘が進むにつれて、隣接する古洞の数が多くなるために、払面の地圧が大きくなることが予想される。また、切羽が上層の古洞縁辺部の下に差しかかると大きな応力集中が生じること、古洞の下に入ると応力が低減されること、古洞中央部の下に達すると崩落ずりが圧密されているために、地圧が再び大きくなること等が予想される。

これらの予想に対応して、東5片の採掘時には払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で数回の小規模な炭壁倒壊が発生した⁵¹⁾。

東6片の採掘時には払進行長 220 m で山はねが発生し¹²⁾、そこで払の切り替えが行われた。山はねの発生時に、この部位を挟んで一方の側では、キーンという音と圧風を感じ、反対側ではドーンという音響が聞かれた。これは、ドップラー効果と同様の現象と考えられる。山はね発生時に記録された震動から

標定した震源は、炭壁の山はねで損傷を受けた部分の端部に位置していた。以上から、少なくともこの山はねにおいては、破壊がある部位で発生し、それが払面に沿って一方向に伝播したものと推定される。また、この震動のローカルマグニチュードは当鉱の微小地震の最大規模に等しい - 1 程度であったと推定される。

7. 2 微小地震活動と数値シミュレーション結果の比較

観測された微小地震の震央の全てを図 7.2(a) に示す。また、この内、払面の前方 40 m から後方 10 m に位置する震央を図 7.2(b)、その他の震央を図 7.2(c) に示す。図 7.2(b)、(c)中の直線 AA ~ FF は Kaneko et al. が推定した断層である。

震央は東 3 片の中央部、東 5 片の払進行長 100 m 付近と中央部、東 6 片の山はねの発生した部位に集中している（図 7.2(a)、東 6 片では図に示す位置で山はねが発生し、払の切り替えが行われた）。東 3 片の場合、微小地震の払近傍への集中はみられない（図 7.2(b)）。払面から離れた部位で生じた微小地震の震源分布には、断層の影響が認められる（図 7.2(c)）。

表 7.1 に示す物性値を用いて数値シミュレーションを実行し、最大せん断地震モーメント解放率を評価した。使用した物性値は、炭層の単軸圧縮強度を除き、幌内炭鉱の解析に用いた値と同じである。炭層の単軸圧縮強度も同じ値にすると破壊が全く生じないことがわかった。そこで、試行錯誤的な計算を経た上で、炭層の単軸圧縮強度として幌内炭鉱の 0.6 倍の値を採用した。

予測計算で得られた岩盤と炭層の破壊の状況を図 7.3 に示す。実際には採掘は東 6 片の途中で中断されているが、数値シミュレーションでは予定されていた終掘位置まで採掘を進行させた。炭層の破壊はゲート坑道上や払始発部でも生じているが、以下の払の進行に伴う擾乱を対象とした検討に際しては、これらを見捨てた。その理由は、これらの箇所の炭層の破壊はゲート坑道やロング昇の掘進時に生じたと考えられるためである。

予測結果によると、岩盤の破壊は、東 5 片の採掘の際に肩坑道付近で発生したのみであった。この部分は上層の払跡端部の下に位置しており、応力集中があったことに対応した現象であると解釈できる。炭層の破壊は東 3 片や東 4 片の採掘時にはほとんど発生せず、東 5 片の払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で数多く生じた。その後の、東 6 片の採炭における初期の段階では、炭層の破壊はあまりなかったが、山はねが発生した部位に払面が差しかかったときに、そこで炭層の破壊が生じた（図 7.3 中の 84）。この部分は上層の払跡の中央部の下に位置しており、予測計算によると払跡の上下盤が接触していた。このために払跡の下に位置しているにもかかわらず地圧はある程度大きくなっており、炭層が破壊条件を満たしたのであろう。

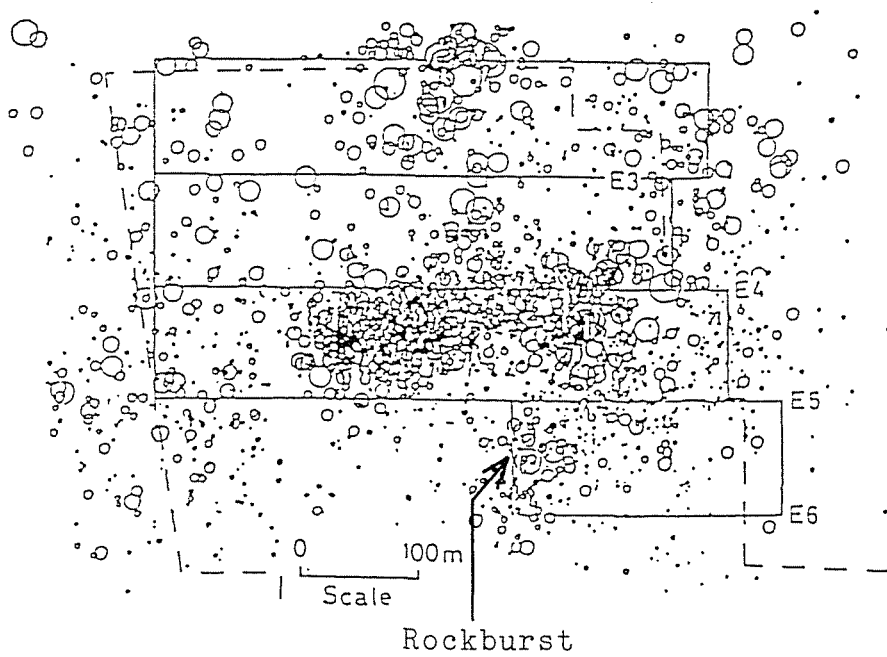


図7. 2 (a) 東3片～東6片の採掘に伴って観察された微小地震の震央分布¹²⁾

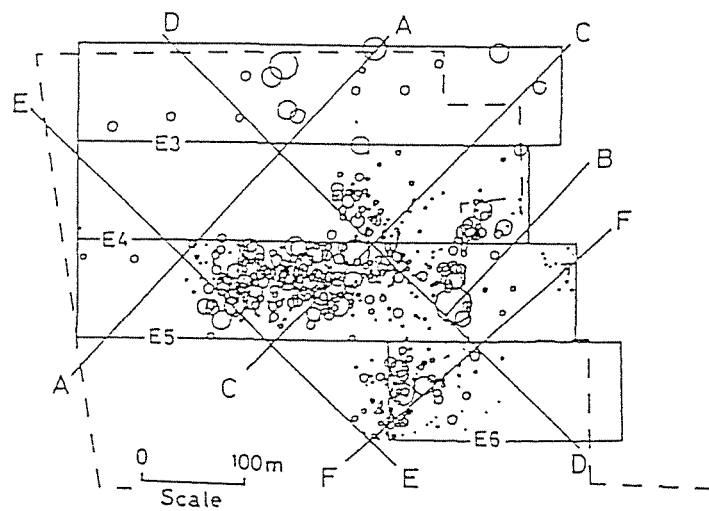


図7. 2 (b) 東3片～東6片の採掘に伴って観察された掘近傍の微小地震の震央分布¹²⁾

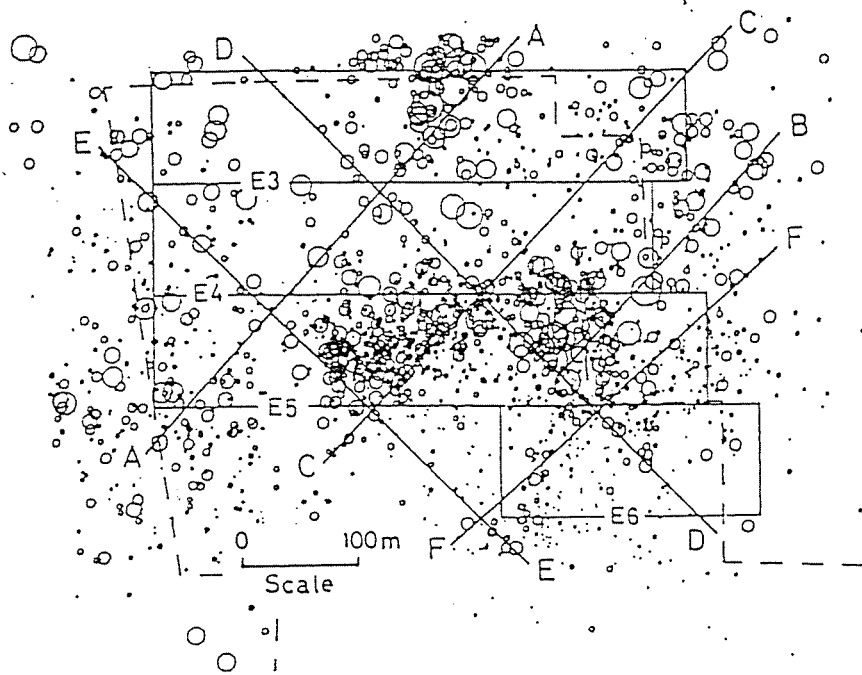


図7. 2 (c) 東3片～東6片の採掘に伴って観察された払面から離れた位置の微小地震の震央分布¹²⁾

東3片～東6片の採掘の過程で観測された山鳴り強度係数、および、予測された最大せん断地震モーメント解放率について、それらの採掘に伴う推移を図7.4、7.5に示す。東5片の採掘に伴う山鳴り強度係数は東3片に比較して大きくなっている。これに対応して、最大せん断地震モーメント解放率も東5片では東3片に比較して大きい。また、東5片の採掘時に、払進行長100m付近と200～400m(数回の小規模な炭壁倒壊が観察された部位)で山鳴り強度係数が大きくなっているが、最大せん断地震モーメント解放率もこの部分で大きい。東6片の採掘時には払進行長200mを過ぎてから山鳴り強度係数が大きくなっているが、数値シミュレーションでも同様のことが予測されている。

このように、東5片における数回の炭壁倒壊現象と東6片における1回の山はねのいずれについても、発生した場所で観測と予測の両方が異常を示している。

なお、図7.5に示すように、最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の寄与は岩盤の寄与に比べ大きく、したがって、微小地震は主に炭層の破壊に起因していると推定される。これは、幌内炭鉱の場合と全く逆になっており注目すべき点である。

出口他⁷⁹⁾は三池炭鉱における放圧ボーリング時の排出線粉量と微小地震のエネルギーの間に正の相関関係を見いだしている。これは上記の、微小地震が主に炭層の破壊に起因しているという予測が妥当なことを示す一つの証左を与え

表 7. 1 三池炭鉱の微小地震活動の数値シミュレーションに用いた諸物性値 (C_0'/C_0 は残留単軸圧縮強度の単軸圧縮強度に対する比)

要素辺長	(m)	20
岩盤の単位体積重量	(N/m^3)	25,000
側圧係数		0.25
ヤング率	(GPa)	2
ポアソン比		0.2
単軸圧縮強度	(MPa)	45
岩盤 C_0'/C_0		0.85
内部摩擦角	($^{\circ}$)	30
破壊後の摩擦角	($^{\circ}$)	30
ヤング率	(GPa)	1
ポアソン比		0.2
単軸圧縮強度	(MPa)	11
炭層 C_0'/C_0		0.85
内部摩擦角	($^{\circ}$)	20
破壊後の摩擦角	($^{\circ}$)	20

ている。

東 5 片の最大せん断地震モーメント解放率一切羽進行長線図には、採掘前半にピークがみられるが、岩盤の破壊はこれに寄与している。これ以外には、岩盤要素の破壊はない。これを反映して、最大せん断地震モーメント解放率の大きさは、幌内炭鉱の事例に比べて約 1/10 の値にしかならなかった。微小地震の最大ローカルマグニチュードについても、三池炭鉱のほうが幌内炭鉱よりも 2.5 も小さいが、これは最大せん断地震モーメント解放率にみられる傾向と符合している。

以上述べたように、炭層要素の破壊位置と微小地震震源の集中位置により一致がみられ、山鳴り強度係数と最大せん断地震モーメント解放率の挙動も互いに類似している。したがって、数値シミュレーションの手法は、山はねを含む微小地震活動を予測する上で、三池炭鉱においても有効と判断される。

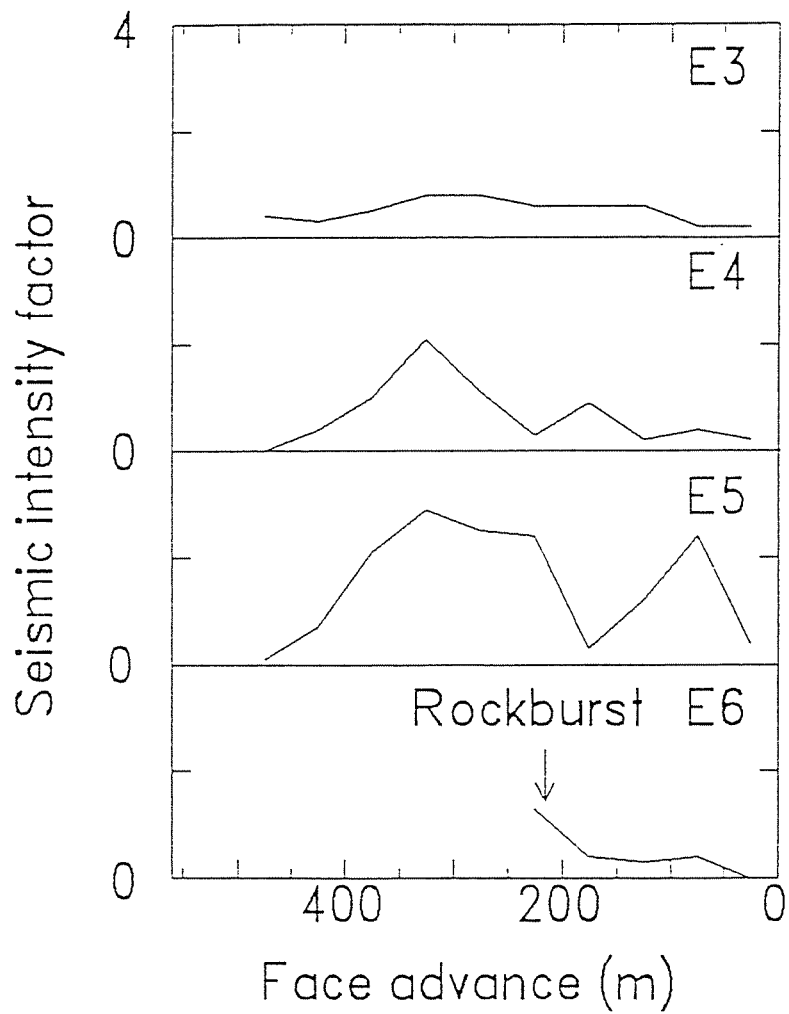


図7. 4 東3片～東6片の採掘に伴う山鳴り強度係数の推移¹²⁾。払は図7. 1に対応して右から左に進行している

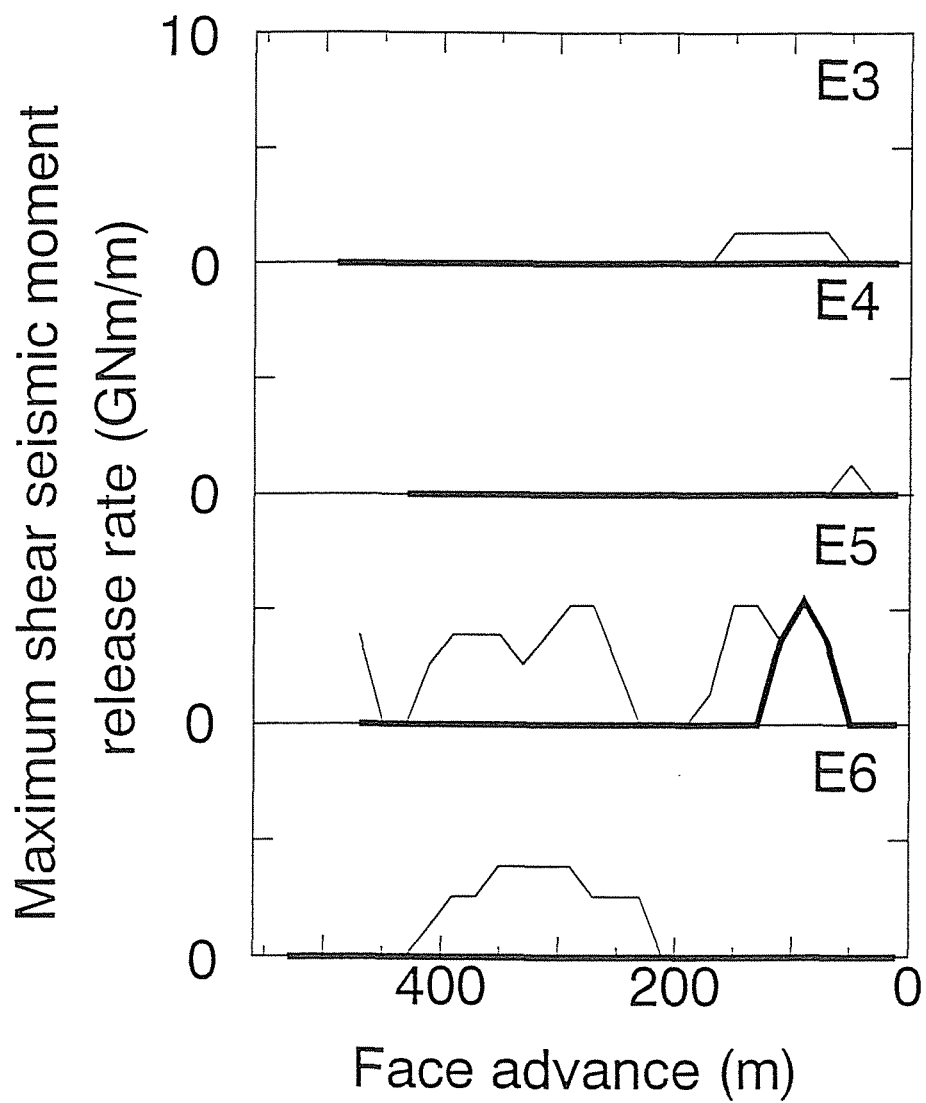


図7. 5 東3片～東6片の採掘に伴う最大せん断地震モーメント解放率に関する予測計算結果（太線は岩盤の破壊の寄与、細線は岩盤・炭層の寄与の合計）

7. 3 本章のまとめ

本章では、本研究で開発した数値シミュレーションの手法を、微小地震の計測がなされ、かつ、計測期間中に山はねが発生した三池炭鉱の事例に応用し、同手法の有効性について検討した。得られた結果は以下のようである。

- (1) 予測された炭層や岩盤の破壊箇所ならびに最大せん断地震モーメント解放率の増減の挙動は、観測された微小地震の集中部位や山鳴り強度係数の増減の挙動と類似していた。したがって、数値シミュレーションの手法は山はねが頻発する三池炭鉱に対しても有効である。
- (2) 三池炭鉱における微小地震活動はほとんどが炭層の破壊によりもたらされること、その活動には上位の古洞と切羽の相対的な位置が大きく関係していることが推定された。
- (3) 三池炭鉱における微小地震活動は幌内炭鉱と比べて全体的に不活発であることが、観測と予測の両方で示された。
- (4) 数回の炭壁倒壊や山はねが生じた部位では、山鳴り強度係数、最大せん断地震モーメント解放率が共に大きく、払面に接する炭層要素の破壊が予測された。

第8章 炭鉱の長壁式払における山はねの監視と 予測

8. 1 はじめに

本研究では、微小地震は岩盤や炭層の破壊に伴って生じるという考えに立脚し、その活動の予測方法について研究し、幌内炭鉱と三池炭鉱のいくつかの採炭パネルを対象に、微小地震活動の実測と予測の比較を進めてきた。本研究の最終目的は、第1章でも述べたように、重大な災害を引き起こす危険のある山はねの予測にある。山はねを空洞近傍で起る微小地震であると考えれば、山はねに対して、微小地震の観測と数値シミュレーションに基づく予測方法を適用できるはずである。

本章では、長壁式払周辺で起る山はねに検討の対象を限定し、微小地震の観測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの予測方法の可能性と限界について、幌内・三池両炭鉱の事例を基に検討する。考察は次の順序で行う。

- (1) 微小地震に関する予測の正確さと限界に関する検討 (8. 2、8. 3節)
- (2) 山はねに関する予測方法の検討 (8. 4節)

微小地震と山はねが同じ破壊現象であるとするれば、観測した件数の圧倒的に多い微小地震について、予測の正確さを検討した方が、誤った結論や推定をすする危険が減るであろう。これが、少し間接的にみえる考察の進め方をする理由である。

検討の対象となった2炭鉱における微小地震活動や山はねは、深度や地質に関して限定された条件の下で起っている可能性が否定できない。そこで、予測について一般性を持たせるために、炭鉱における微小地震活動や山はねに影響を与える要因に関して検討を加える (8. 5節)。換言すると、この考察は、炭鉱における微小地震や山はね活動に対して、幌内炭鉱や三池炭鉱における事例を位置付ける試みであるともいえる。

最後に、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの監視と予測の方法についての提言を行う (8. 6節)。

8. 2 微小地震活動に関する予測の正確さ

微小地震活動の規模、活発さの推移、および、微小地震の集中箇所の3つに注目し、本研究で採用した4つの指標がこれらをどの程度正確に予測できるかについて、予測と実測を比較し、検討する。

8. 2. 1 エネルギー解放率を用いた予測

幌内炭鉱の事例では、エネルギー解放率は、計測された地震波エネルギー解放率に比べ約 10^5 倍大きい値を示した。

払の進行に伴う増減に関しては、次のただ一つの例外を除き、地震波エネル

ギー解放率との間に、類似点が全くみられなかった。例外とは、5層ロングと5上層ロングの採掘に伴う値の差異に関してであり、前者は地圧が解放されていることを反映して、後者より小さかった。三池炭鉱の事例でも私の進行に伴う増減に関し、エネルギー解放率と山鳴り強度係数との間に類似点はみられなかった³⁷⁾。

この数値モデルでは炭層や岩盤の破壊は考慮されていないので、微小地震の震源位置についての予測は得られない。

同指標は、本来、き裂の進展等の解析の際に用いられる弾性体のエネルギー変化に対応する量である。このような指標を微小地震活動のような圧縮応力下の破壊に起因する現象に結び付けることには無理があると考えられる。

8. 2. 2 ひずみエネルギー解放率を用いた予測

同指標は塑性域内におけるエネルギー減少量に注目している。幌内炭鉱の事例では、この指標は計測された地震波エネルギー解放率の約 10^4 倍の値を示した。自然地震の場合、震源におけるひずみエネルギー減少量のうちで、震動エネルギーとなる量は、通常、数 % 程度（この割合は地震効率と呼ばれる⁷⁴⁾）であることがわかっているので、ひずみエネルギー解放率が地震波エネルギー解放率よりも大きいことは不自然ではない。

私の進行に伴うひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率に関する増減の挙動は、幌内炭鉱の場合、5上層ロングでは6つの内5つ、5層ロングでは6つの内2つについて、互いに類似していた。

この指標に対する炭層の破壊の寄与は小さく、したがって、無視されている。このため、炭層の破壊が微小地震の主な原因と推測される三池炭鉱の事例³⁷⁾では、この指標と山鳴り強度係数の採掘に伴う増減に関する類似の程度は悪かった。

幌内炭鉱の5上層ロングの事例では、予測された岩盤の破壊の位置と微小地震の集中する箇所が一致する場合が多数あった。したがって、ひずみエネルギー解放率の解析は、5上層ロングのような上下に払跡がない状況下での震源の集中部位を予測するために有効といえる。ところが、三池炭鉱の事例³⁷⁾については、第7章で述べたように、予測された岩盤の破壊の位置と微小地震の集中部位とは、わずかの一致しか認められなかった。これは上記と同じ原因に帰着すると考えられる。

8. 2. 3 体積余剰せん断応力指数を用いた予測

幌内炭鉱の事例では、体積余剰せん断応力指数の値は最大せん断地震モーメント解放率の値の約 $1/10$ の大きさになっている。この指標の物理的な意味は不明確である。しかし、物理量としてモーメントを採用したことが、エネルギー解放率やひずみエネルギー解放率よりは正確に微小地震活動の規模を評価できた理由ではないかと考えられる（4. 4節で示したように、地震の規模は

地震モーメントにより最も定量的に表現される)。

上述したように微小地震活動の激しさを表す値の大きさについては、相対的に予測の精度は良好であるが、採掘に伴う値の推移に関しては、両者の間に、ほとんど類似点が認められなかった。

予測された岩盤の破壊箇所は、微小地震の震源位置とほとんど一致していなかった。

8. 2. 4 最大せん断地震モーメント解放率を用いた予測

最大せん断地震モーメント解放率の大きさに関して、幌内炭鉱のいずれの事例についても、予測値と計測値とで大体の一致がみられた。予測と計測はともに全く同一の物理量を対象にしているので、計算精度が十分高ければ両者が一致するのは当然である。両者が略一致したことは、予測計算が実際の現象を記述する上で満足すべき精度を有していることを示していると考えられる。また、この量の採掘に伴う増減に関して、実測値と予測値はひずみエネルギー解放率と地震波エネルギー解放率の間に成立するのと同じ程度に類似していた。

三池炭鉱の事例では、最大せん断地震モーメント解放率の方がひずみエネルギー解放率よりも山鳴り強度係数との一致の程度が格段に良かった。

以上のように、採掘の進行に伴う微小地震活動の消長に関する予測の正確さは、4つの指標の中でこの指標が最も優れている。

幌内炭鉱の事例では、予測された岩盤の破壊の位置と微小地震の集中部位が一致する例が多数あった。三池炭鉱の事例では、予測された炭層の破壊の位置と微小地震の集中部位がよく一致していた。したがって、微小地震の震源位置の推定に関してもこの指標は優れていることがわかる。

この指標は、新たに破壊した領域の外側境界の変位の増分に比例する。これは、試験機剛性が小さい場合に試験機から過剰なエネルギーが供給されて供試体が激しく破壊するという理論¹³⁾と原理的に類似している。ひずみエネルギー解放率の解析で無視できた炭層の破壊の寄与が、本指標の評価の際には無視できなくなった原因もここにある。

このように、破壊の激しさの程度に関する評価について、他の3つの指標に比べ、最大せん断地震モーメント解放率がより正確である可能性が高い。

8. 2. 5 4つの指標の比較

8. 2. 1～8. 2. 4項の結果を基に、微小地震活動の予測に関する4つの指標の比較をまとめれば、以下のようなになる(表 8.1)。

微小地震活動の規模に関する予測の正確さは、最大せん断地震モーメント解放率が最も優れ、体積余剰せん断応力指数がこれに次いでいる。エネルギー解放率やひずみエネルギー解放率の精度は悪い。

微小地震活動の消長に関する予測の的中率は、最大せん断地震モーメント解放率が最も高く、ひずみエネルギー解放率がこれに次いでいる。エネルギー解

放率や体積余剰せん断応力指数の予測の的中率は悪い。

微小地震の集中箇所に関する予測の的中率は、最大せん断地震モーメント解放率が最も高く、ひずみエネルギー解放率がこれに次いでいる。体積余剰せん断応力指数を用いた方法による予測は正確ではなく、エネルギー解放率を用いた方法では破壊箇所の予測ができない。

表 8. 1 微小地震活動に関する 4 つの予測指標の比較 (○：適している、
△：やや適している、×：適していない、-：情報が得られない)

	規模	消長	集中部位
エネルギー 解放率	×	×	-
ひずみエネルギー 解放率	×	△	△
体積余剰せん断 応力指数	△	×	×
最大せん断地震 モーメント解放率	○	○	○

以上要するに、微小地震活動に関し、規模、発生箇所、消長を予測する上で、本研究で新たに開発した最大せん断地震モーメント解放率は他に比べ断然優れていると結論できる。以下の検討では、専らこの指標を用いることにする。

8. 3 微小地震活動に関する予測の限界

前節では、実際と予測の比較を行い、最大せん断地震モーメントによる微小地震活動の予測は実際の計測結果との一致の程度がよく、したがって、微小地震活動の予測法として有望であることを述べた。しかし、数値シミュレーションのモデルは多くの仮定と簡略化を経て構築されているので、当然、正確さや精度には限度がある。そこで、数値シミュレーションにおける問題について整理し、予測の限界を検討しておく。

8. 3. 1 地層モデルに関する問題

数値シミュレーションでは、地層を炭層と均一な母岩の 2 種類から構成され

た弾塑性体と仮定しているが、実際の母岩は多数の単層が積層構造をなし、単層間には層理面が介在する。5. 2節で述べた検討で、この差異は応力や変位の分布に対して余り大きな影響を及ぼしていないことが予想された。微小地震活動に関する実際と予測の一致は、結果的にこの簡略化が決定的な誤差をもたらさなかったことを示しているといえる。

モデルの簡略化がもたらす欠点として、また、数値モデルで層間剥離が予想されないことを挙げるができる。しかし、8. 5. 3項で述べるように、全体の破壊規模に及ぼす払跡で起る層間剥離の影響は小さいと考えられる。

強度定数と弾性定数は、6. 2節で述べたように、微小地震の観測結果や現場の状況に合うように決めた。現在のところ、諸定数の決定にはこのような試行錯誤的な方法が良いと考えられるが、このためにも、微小地震の観測やその他の現場測定が必要である。

諸定数に関する幌内炭鉱と三池炭鉱の差異は、炭層の単軸圧縮強度を除けば結果的に僅少であった。両炭鉱の地層は同じ地質年代に属する堆積岩であること、供試体レベルでの測定値にも大きな差異はないことを併せて考えると、諸定数の差が僅少であることはもっともらしいといえる。

現段階のモデルでは、断層等の不連続面や炭層ガスによる間隙圧を考慮できないので、これらの制約も予測精度の低下の要因になる。実際に、三池炭鉱の事例では微小地震の震源が断層に集中する傾向が若干みられた(7. 2節)。結果的に、数値シミュレーションによる予測が精度良く行えたことは、少なくとも本論文で研究対象とした事例については、これらの影響が、採掘の幾何学的レイアウトや深度の影響に比べて相対的に小さく、シミュレーションの正確さを大幅に減じるものではないことを示しているものと考えられる。しかしながら、これらの制約がシミュレーションの精度を大きく低下させる可能性は否定できないので、今後、数値シミュレーションの適用事例の集積を計り、それらの結果を基に精度について検討を進めていく必要がある。

8. 3. 2 最大せん断地震モーメントの評価についての問題

最大せん断地震モーメント解放率の評価の正確度に関する問題点として、地震モーメントテンソルの主値の1つが負で残りの2つが0であるという仮定を用いていることが挙げられる。これについても、深部炭鉱の微小地震の震源メカニズムに関する将来の研究成果を取り入れて、実情に合うように適宜改良する必要があるものと考えられる。

8. 3. 3 数値応力解析における要素分割数の問題

本研究のシミュレーションで採用した炭層と岩盤要素の寸法は20 mで、その中では応力が一様と仮定した。すなわち、破壊箇所の予測の分解能は20 mである。したがって、本研究における予測のシステムは、8. 4. 2項で示す炭壁圧出型の山はねの予測にはかろうじて使える精度であるといえる。応力解

析に関しては、要素内の応力分布を考慮した解析法の開発を進め、予測精度を向上させる余地が残されている。

8. 4 長壁式切羽における炭壁圧出型の山はねの予測

8. 4. 1 緩み域の大きさと山はねの危険性

幌内炭鉱における微小地震の集中箇所は、平面図上では払近傍に、払進行方向に垂直な断面図上では払上部の天盤に位置していた。

幌内炭鉱を対象とした数値シミュレーション結果によると、炭層の破壊は多くの場合、払面から 40 ～ 60 m 前方で払に沿って一様に生じていた。この傾向に対応して、炭層の破壊に起因する最大せん断地震モーメント解放率の切羽の進行に伴う推移は、始発部でやや大きいもののすぐに減少しほぼ定常状態になった。

岩盤の破壊は払面から 0 ～ 40 m 前方で発生していた。最大せん断地震モーメント解放率に及ぼす寄与は岩盤の方が炭層よりも約 4 倍大きかった。つまり、激しい破壊は専ら岩盤内で発生していた。

福田⁴⁶⁾は同鉱のかぶり 990 ～ 1,060 m の炭柱部や払前方の炭層内において油圧カプセル⁸⁰⁾を用いた地圧計測を行い、炭壁から 3.8 ～ 60 m 奥部が緩んでいることを示唆するデータを 6 例、5.6 ～ 50 m 奥部までの間で緩みがなかったことを示唆するデータを 3 例示している。この測定結果は、上記の予測を概ね支持するものといえる。

三池炭鉱の事例では、詳細な震源分布は公表されていないが、震源は払面近傍と断層の周辺に集中する傾向がみられる(7. 2 節参照)。現場の報告によれば、山鳴りは払前方の炭壁から聞こえた。

三池炭鉱の事例を想定した数値シミュレーションでは、炭層の破壊域は払面の近傍に限定され、切羽近傍の炭層の緩み域の深さは 0 ～ 20 m と予測された。また、岩盤の破壊はほとんど発生せず、最大せん断地震モーメント解放率に対する炭層の破壊の寄与は、ごく一部の採掘期間を除いて 100 % であった。

木村¹¹⁾は三池炭鉱において、払面から切羽進行方向に向けて実施したテストボーリングの結果について述べている。それによると、穿孔作業はある深さまではスムーズであったが、それを越えるとジャミングが発生し穿孔不能となった。スムーズに穿孔できる範囲を緩み域と考えると、緩み域の幅は、稼行丈の 0.6 ～ 2.8 倍程度と見積もられる。緩み域の大きさと山はねの発生頻度の間には明確な関係が認められ、緩み域が稼行丈の約 1 倍以下の場合には山はねが頻発し、2 倍以上の場合には皆無であった。

以上から、幌内炭鉱の 8 片、9 片では払面前方の炭層や岩盤はかなり大きな範囲が緩んでおり、このために、山はねが発生しなかったという推定が可能である。

一方、三池炭鉱では切羽前方の炭層の緩み域の奥行きが浅く、炭層の破壊が

払面近傍で生じる可能性が高い状態にあったといえる。厚い砂岩層で構成された天盤に破壊が生じていないことも、切羽炭壁での山はねの発生に寄与する側に作用したであろう。

8. 4. 2 炭壁圧出型の山はねの予知方法

三池炭鉱の山はねを例に取り、観測された現象と予測とを対比してみる。

東5片の採掘では、払進行長 100 m 付近と 200 ~ 400 m で小規模な山はねとみなせる炭壁の返りが発生した。この部位の山鳴り強度係数は大きかった。数値シミュレーションでも、ここで大きな最大せん断地震モーメント解放率が生じており、また、払面に接した炭層要素の破壊が予測された。

東6片の採掘では、払進行長約 220 m で山はねが発生した。このとき、山鳴り強度係数は値の小さい状態から増加に転じる傾向にあった。予測された最大せん断地震モーメント解放率はそれまで 0 であったが、この部位で増加し始めた。払面に接する炭層要素は、それまで破壊しない状態であったが、ちょうど山はねが発生した部位で破壊に転じた。

以上の知見を基に、次のような山はねの予知方法を提案したい。

(1) 微小地震の観測に基づく山はねの予知方法

微小地震が活発に生じるときに炭壁圧出型の山はねが発生する危険性がある。

(2) 数値シミュレーションに基づく山はねの予知方法

払面に接する炭層要素が破壊するとき、その部位で炭壁圧出型の山はねが生じる危険性がある。

東5片の数回の炭壁倒壊や東6片の山はねの発生は (1)、(2) のいずれの判断基準を用いても予測できたことになる。特に、(2)では数値シミュレーションの精度が十分高ければ、山はねの激しさについても予測できる可能性がある。

ところが、(1)の方法に関しては以下のような欠点がある。すなわち、三池炭鉱の場合、東4片では山鳴り強度係数が大きかったにも関わらず、山はねが生じなかった。また、幌内炭鉱の場合、しばしば活発な微小地震活動が生じたにも関わらず、山はねが生じなかった。

また、6. 2節で述べたように、(2)の方法による予測の結果は用いる変形定数や強度定数によって影響され、また、現状では、断層や局所的な地質の擾乱を考慮することはできない。

以上の検討結果によれば、微小地震の計測や数値シミュレーションは、いずれも炭壁圧出型の山はねを予測する上で有効ではあるものの、両方法とも欠点と限界を有している。したがって、少なくとも現時点では、両方法を組み合わせ、互いの短所を補って用いるのが、山はねを予測するために最も有効であるといえよう。

今後、多くの事例について上記予測法の有効性を確認し、また、改良を加えていく必要があることは言うまでもない。

8. 5 微小地震活動や山はねに影響する要因

第6章、第7章で述べたように微小地震活動の計測結果や数値シミュレーションの結果によると、長壁式採炭払周辺で起る微小地震の震源、あるいは、破壊要素は、多くの場合、払面近傍の応力集中箇所に分布している。したがって、地圧応力の大きな応力集中部を的確に探すことが、微小地震や山はねの予測につながるといえる。

炭鉱の場合、応力分布を支配する要因は限られている。最も影響力の大きな要因として、初期地圧と採炭パネルの幾何学的レイアウトの2つが挙げられる。そこで、本節では、この2つの要因に限定して微小地震活動や山はねに与える影響を考察する。なお、地質条件等を含めた山はねの発生条件についてのより一般的な考察は他⁸¹⁾に譲る。

8. 5. 1 採掘深度の影響

石炭の堆積環境は地質学的に不活発であると考えられるが、これを反映してか、我国の炭鉱の場合、初期地圧の側圧係数が1を越えない例が多数報告されている^{81,82)}。また、炭層に垂直な直応力成分は他の成分に比べ、払周辺の応力集中に対してはるかに大きく影響する。したがって、0～30°の緩傾斜を持つ炭層の場合、初期地圧としては鉛直成分が重要である。周知のように、この成分はかぶり圧に等しい。この意味で、炭鉱における初期地圧は深度に比例すると考えてよい。そこで、採掘深度と微小地震活動や山はねの関係について検討する。

(1) 採掘深度が浅い場合

採掘深度が浅い場合には、炭層や岩盤の破壊はほとんど起らないであろう。例えば、豪州のWambo炭鉱ではかぶり80～160mの浅部の採掘区域で長壁式採炭が行われているが、払面炭壁は健全で自立しており、特別の地圧現象はみられない。古洞が隣接している区域では、地圧が集中して炭壁が緩み、これに伴って採掘能率が向上したとする研究結果も発表されている⁸³⁾。

(2) かぶりが400～900mの場合

採掘深度がある程度大きくなると、破壊は積層した単層の中で強度的に最も弱い炭層で集中的に発生し、これに起因する微小地震が生じるものと予想される。三池炭鉱の事例を対象とした数値シミュレーション結果でも、岩盤の破壊はほとんど起らず、微小地震活動の活発さの推移は炭層要素の破壊の消長に一致していた(7.2節参照)。このように、

岩盤が破壊せず、掘面前方の炭層の緩み域も小さいと、炭壁圧出型の山はねが発生しやすくなる状況が作り出される。北海道の炭鉱における過去の山はねの発生状況⁹⁾をみると、山はねのほとんどはかぶり 400 ～ 900 m の深度で発生しているが、その多くは上記の状況の下で起っているようである。

ただし、微小地震活動は、より深部の採掘に比べると活発ではない。例えば、最大ローカルマグニチュードは、幌内炭鉱の 8、9 片で +1.5 なのに対して、三池炭鉱の場合は -1 程度であった。2.4 節で述べた幌内炭鉱のかぶり 915 m の採掘現場で発生した山はねの場合にも、山はね発生前の 10 日間に 2 回の山鳴りしか報告されていない。

(3) かぶりが 1,000 m を越える場合

かぶりが 1,000 m を越えた幌内炭鉱の採掘現場では、炭層や岩盤の破壊が頻発し、現場では山鳴りが 1 日に数 10 回聞かれた。山鳴りの音質は鈍く響くようであり、筆者が聞いた限りでは、岩盤の内部から生じるように感じられた。既述したように、最大ローカルマグニチュードは三池炭鉱の事例より 2.5 も大きかった。数値シミュレーション結果においても、微小地震活動の消長は岩盤要素の破壊の消長によく対応していた。予測された最大せん断地震モーメント解放率は三池炭鉱の事例と比べ約 10 倍の値を示した。

(2)の深度を越えると破壊の頻度や規模は相当大きくなるにも関わらず、少なくとも幌内炭鉱の場合には、山はねやこれに類似した現象は発生しなかった。これには、8.4.1 項で述べたように、空洞を厚い緩み域が取り囲み、破壊はその外で生じていたという背景が考えられる。

ただし、坑道の山はねに対しては上述の考察は適用されない。また、緩み域内の既に破壊を起した石炭でも stick-slip 的な挙動に伴い、さらに応力低下を起す能力を持っている⁴⁷⁾ことに注意する必要がある。実際に、旧南大夕張炭鉱におけるかぶり約 1,400 m の採掘現場ではこのタイプの山はねが生じた可能性がある。同現場周辺では、山鳴りが一時間に数回程度の頻度で生じていたが、これらは炭壁から生じているように感じられた。そして、これらの山鳴りの音質は筆者が聞いた限りでは封圧試験下の破壊後状態にある石炭が応力低下時に示す、高音を含む独特の音響と似ていた。

したがって、採掘深度がある限界を越えると山はねに関し安全になるとは言えない。幌内炭鉱の場合は、諸条件が重なって、深度が 1,000 ～ 1,300 m 間では山はねの起りにくい状態が作り出されたと解釈される。

なお、旧西ドイツの深部炭鉱における長壁式掘の炭壁圧出型の山はねは、採掘深度 1,000 m 前後でも多数生じている。この山はね発生の深度に関する差異は、旧西ドイツにおける夾炭層の強度が古第三紀に属する我国のものより大きいことに起因していると考えられる。

8. 5. 2 払の幾何学的レイアウト

幌内炭鉱の8片と9片の事例では、70 mの採掘深度の差よりも、計測の対象パネルと隣接する古洞との位置関係の方が、微小地震活動に対して大きな影響を与えていることが示唆された(6. 9. 2項)。三池炭鉱の事例では、上位の古洞の存在が微小地震活動に大きな影響を与えていた(7. 2節)。

このように、稼行中の払とその周辺に存在する採掘済の払、つまり、古洞との位置関係によって、当該払の周辺に著しく大きな地圧がもたらされることがある。

例えば、採掘切羽が古洞縁辺の応力集中部を通過する際には、払面の古洞側に大きな応力集中が生じる。幌内炭鉱における6片の山はねはこのような状況の下で生じている。ところが、三池炭鉱の事例^{21, 22)}をみると、古洞の近くで山はねが生じていない場合もある。このような場合は、その炭層が払の接近前に緩んでしまったものと解釈できる。

稼行している炭層よりも上位の層に古洞がある場合、払周辺に形成される応力分布は複雑になる。三池炭鉱の事例(7. 2節参照)では、東5片の切羽が古洞縁辺の下部を通過する際に炭層や岩盤の破壊が予測された。実際、比較的活発な微小地震活動とともに、切羽で炭壁の返りが生じた。

払が地圧の抜けた古洞の下部に入ると、通常は破壊が起りにくくなる。しかし、古洞中央部の下では、しばしば崩落ずりが圧密された状態になっており、そのような所では地圧が回復している。東5片の払において比較的活発な微小地震活動を伴って、炭壁の返りが生じた事例はこれに該当していると考えられる。数値シミュレーションでも、ここで切羽前方の炭層の破壊が予測された。また、東6片の山はねは、東5片の炭壁の返りと同様、古洞中央部に払面が接近する状況下で発生した。

8. 5. 3 払の前方と後方(払跡)で起る破壊の特徴

山はねとの関係は少ないが、払前方と後方では、微小地震の数や発震機構に差異があるように思われる。また、払前方に比べて、払跡の微小地震の発生数は少ない。これらの背景として以下の諸点が考えられる。

払跡は応力が解放された状態になっており、破壊をまぬがれた岩盤がここで新たに圧縮破壊する条件は整っていない。したがって、払跡にみられる破壊は、主に、層間剝離や崩落である。これらの破壊は引張破壊に分類される。破壊に伴う応力低下量は小さいので地震モーメントテンソルの大きさは小さいであろう。さらに、払跡の上下盤は緩んでいるため弾性波の減衰が大きく、微小地震波が外に伝わりにくい環境にあることも考えられる(4. 3. 3参照)。放出される弾性波のP波初動は、震源から遠ざかる向きに記録されるはずであるが、幌内炭鉱の事例ではこのような記録は少ない(2%以下)²⁵⁾。

8. 6 微小地震計測と数値シミュレーションによる山はねの監視と予測

微小地震の計測と数値シミュレーション結果との比較から、炭壁圧出型の山はねの予測方法に関する知見が得られた。そこで、徐々に深部化が進行しつつある炭鉱があるとして、上記の2つの手段を利用して山はねの監視と予測を行う方法についての提言を行いたい。

まず、採掘領域全体を対象とした微小地震観測システムを導入する。測定の開始は早ければ早いほどよい。これは、実際に山はね災害の危険が迫る前に、計測方法やデータ解析技術を確立していることが望ましいためである。また、微小地震観測による全山監視体制を敷けば、保安炭柱、断層等、採掘区域から離れてはいるが要注意の箇所でも異常が発生した場合にも迅速に対応することが可能となるであろう。

計測システムの周波数帯域は、数 Hz ~ 1,000 Hz の範囲内で平坦であることが望ましいと考えられる。幌内炭鉱では結果的に比較的低周波を対象としたシステム（10 ~ 200 Hz）が導入されたが、かかる周波数帯域では震源の寸法や応力低下量を評価できなかった。また、震源の標定精度を向上させるために、配置するセンサー間の高低差はできるだけ大きくすることが望ましい。採掘区域が海底下に位置しているような場合にも、排気立坑を活用する等の工夫が可能であろう。

微小地震の計測と並行して、採掘の進行に伴う最大せん断地震モーメント解放率や破壊発生箇所を予測できるように、数値シミュレーションを実行できるような環境を準備する。すなわち、予備計算を行い、計測結果や現場の観察と比較して、各種パラメーターを調整し、数値シミュレーションの精度を向上させておく。

微小地震が頻発したり、あるいは、小規模な山はねが発生する等、本格的な山はねの危険が迫った場合には、以下のように対応する。まず、採掘計画に基づいた数値シミュレーションを実行し、危険箇所を拾い出すとともに、それらについて危険な状態が終息に向うのか、あるいは、危険がいつそう増していくのかについての情報を掴む。また、払面近傍における炭層の破壊の有無についての詳細な情報の収集に努める（8. 4. 1項参照）。次に、これらの情報や従来得られている山はねの発生に関する知見（上下盤の剛性、炭層の厚さ、採掘速度等）を基にして、監視強化地点を絞り込み、そこで、テストボーリング、AE 計測等による局所的な監視を集中して行う。特に、緩み域の広がりへの把握は重要である。異常が見られた場合には、緩めボーリング、注水、放圧発破等で対処する。

また、採掘のレイアウト、順序、方向についていくつか数値シミュレーションを行い、比較的安全と思われる方法を選択することも山はね発生の危険を低減するうえで有効と思われる。

8.7 本章のまとめ

本章では、微小地震活動の予測方法の精度や限界について検討した後、これを応用して山はねの予測を行う方法を示した。また、炭鉱における微小地震活動や山はねに影響を及ぼす要因について考察した後、微小地震の計測と数値シミュレーションを組み合わせた山はねの監視と予測の方法に関する提言を行った。主な結果を箇条書に示す。

- (1) 微小地震活動の規模、採掘に伴う消長、微小地震の集中箇所を予測する4つの指標に関し、実測との差異を比較・検討した。その結果、最大せん断地震モーメント解放率による予測が、最も優れていることが明かにされた。
- (2) 微小地震活動が活発な場合には、炭壁圧出型の山はねの生じる危険性が高くなることを事例と共に示した。
- (3) 炭壁圧出型の山はねを予測するために数値シミュレーションをする場合には、払面に接する炭層要素の破壊の有無に注目すべきであることを指摘した。
- (4) 上記2つの方法の欠点を明かにし、山はね危険区域を予測する上で、両者を組み合わせて用いる方法が現時点では最も有効であることを示した。
- (5) 採掘深度がある程度大きい場合に、炭層の破壊に起因した微小地震活動とともに炭壁圧出型の山はねが発生しやすいこと、採掘深度がこれより深くなれば、岩盤の破壊に起因する活発な微小地震活動が生じるが、緩み域が大きいため山はねが発生しにくいこと、採掘深度がさらに大きくなれば、別の機構に基づく山はねが起り得ることを示した。
- (6) 微小地震の監視とともに、その計測結果や現場の観察を基にパラメータを調整することによって、精度の高い数値シミュレーションを実現し、山はねの危険箇所を予測する方法を提案した。

第9章 結言

本論文は、幌内・三池の両炭鉱の深部採掘に伴って生じる微小地震活動を研究対象として、観測を行い、得られた結果をまとめ、現象を数値シミュレーションによって解釈したものである。論文の構成に従って、各章で得られた主な成果を概括する。

第1章では、研究の目的について述べた。また、深部採掘に伴う微小地震の震源メカニズム、および、数値解析に基づく微小地震活動の解釈に関する従来の研究について述べ、本研究の位置付けを行った。

第2章では、我国の深部炭鉱の地質的特徴と地層の力学的特徴について述べるとともに、幌内・三池両炭鉱の現場の概況や山はねの状況について述べた。

第3章では、微小地震の計測システムについて説明するとともに、得られた波形例を示し、震源パラメーター解析の可能性とその限界について述べた。

第4章では、震源パラメーターの解析方法について述べた。まず、微小地震の震源標定に必要なP波速度を沿層坑道の掘進発破を利用して求める方法について説明した。本研究で新しく開発されたこの方法は、発破の大体の時刻を知るだけで適用可能である。逆算した発破位置の誤差は、水平方向では10 m以内、垂直方向では20 m以内である。特に重要な観測事象である払前方で生じる微小地震の震源の標定精度は、初動の自動読み取りに伴う誤差を考慮して、水平方向では30 m以内、垂直方向では40 m以内と見積もられた。面長約150 m、スパン約500 mの大きさを持つロング払を計測対象とする場合、この程度の精度があれば、微小地震の集中部位の特徴を見いだすことが可能と考えられる。

次に、微小地震の激しさを表す指標として、地震モーメントテンソルを導入した。そして、この地震モーメントテンソルを、P波のフーリエ振幅スペクトルを利用して、岩盤の粘性を考慮し評価する方法を考案した。このとき、幌内炭鉱の状況に合わせて主値の1つが0であるという拘束を設けた。16個の微小地震にこの方法を適用したところ、いずれも非ダブルカップル型の地震モーメントテンソルが得られた。

最後に、微小地震のマグニチュードを地震モーメントテンソルから評価する方法について述べた。このようにして得られた値は、従来の方法で求めた値とほぼ同じになった。

第5章では、数値応力解析方法の一つである三次元変位くい違い法の理論に関して詳細な検討をした後、本解析法を応用した微小地震の活動に関する数値シミュレーションの方法について説明した。

まず、三次元変位くい違い法によって板状介在物問題を簡便に解く方法、2枚の稼行炭層が近接する問題に対して安定解を得るための近似的な方法、炭層内の面内応力を評価する方法を研究した。これらにより、複雑な幾何学的形状と配置を持つ採炭パネルの弾性応力状態を能率的に計算できることを明かにした。

次に、微小地震活動の活発さを予測する指標として、エネルギー解放率、体積余剰せん断応力指数、ひずみエネルギー解放率、最大せん断地震モーメント

解放率の4つの指標を取り上げ、それらの数値計算に基づく評価方法について研究した。これら4つの指標の中で、第3、第4番目の指標は本研究において新たに導入されたものである。

第6章では、幌内炭鉱の6事例について12の採掘パネルを対象に微小地震の計測を6年間連続的に実施して得た観測結果について述べた。また、数値シミュレーションを実行して、採炭に伴う微小地震活動に関して予測と実際の比較検討を行った。

一つの事例について、ローカルマグニチュードで $-1 \sim +1.5$ までの微小地震の震源・規模が1,000～10,000個程度評価された。

多くの場合、微小地震は払面の近傍に集中し、払面の進行と共に移動した。各事例について、5上層ロングを採掘した後で5層ロングの採掘が行われたが、両者を比べると地圧の小さい後の方が微小地震活動は不活発であった。

5上層の採掘に伴う微小地震は、多くの場合、払面の肩坑道側に集中したが、払始発部後方の未採掘部に集中する場合もあった。これに対して、5層の採掘時の微小地震は、しばしば払面の深坑道側や払始発部後方の未採掘部に集中した。微小地震活動の採掘の進行に伴う消長については、採掘深度にかかわらず、3つの採掘区域毎に互いに異なる特徴がみられた。

第7章では、最大せん断地震モーメントの解析を、山はねの起こった三池炭鉱東3片～東6片の事例に適用し、その有効性を確認した。また、微小地震活動に関して、幌内炭鉱との次のような相違点を明かにした。すなわち、幌内炭鉱においては炭層要素の破壊が払面の前方数10mまで広がっており、かつ、岩盤要素が多数破壊したのに対し、三池炭鉱の場合には、払前方の緩み域が狭く、払面前方で炭層要素が未破壊の場合もあり、岩盤要素はほとんど破壊しなかった。

第8章では、数値シミュレーションで評価した4つの指標の比較、数値シミュレーションによる微小地震活動や山はねの予測の可能性、微小地震や山はねの発生に影響する要因についての考察を行った。

この結果、微小地震活動を予測する指標として最大せん断地震モーメント解放率が最も適しており、これにより、採掘に伴う微小地震活動の消長をある程度定量的に予測し得ることが明かにされた。

また、炭壁圧出型の山はねの予測に関して、観測においては微小地震活動の活発さの推移に注目すべきこと、数値シミュレーションにおいては、払面に接する炭層要素の破壊に注意すべきことを指摘した。そして、三池炭鉱では、これらの要件を満たす箇所でも数回の山はねが生じたことを示した。

最後に、微小地震の観測と数値シミュレーションを組み合わせる長壁式払の炭壁圧出型の山はねの監視と予測を行う方法を提案した。

以上が本研究の内容である。ここで述べた数値シミュレーションや微小地震の観測システムは、炭鉱に限らず板状鉱床の鉱山に対しては応用できると考え

られる。今後、本研究で提案した山はねの監視と予測の方法が多くの深部化した鉱山に応用されることを望みたい。

微小地震の観測データの集積が進めば震源メカニズムの詳細が明かになり、最大せん断地震モーメントの評価もより正確になるであろう。また、数値シミュレーションのシステムに、従来から提案されている山はねの発生条件、すなわち、上下盤の剛性や炭層と直接天盤の厚さの比、採掘速度等が組み込めるようになれば、予測はより正確になるものと期待される。

これらの研究開発を通じて、山はね災害について、より有効な予防対策が構築されることを願っている。

謝 辭

本研究は、北海道大学工学部石島洋二教授の御指導の下に行われたものである。親身な御指導、御激励に対し、深く感謝の意を表す。

論文をまとめるにあたっては、佐藤壽一教授、樋口澄志教授、石山祐二教授、井野智教授、鏡味洋史教授、土岐祥介教授、三田地利之教授に貴重な御議論と御助言を頂いた。長壁式払周辺の地圧現象における炭層の破壊の重要性についての認識とこの分野における研究成果は中島巖教授の御指摘によるところが大きい。山はねの文献調査は田中威教授、西村茂樹氏（西松建設（株））、藤島泰隆氏（川崎地質（株））の御協力の下に実施された。室蘭工業大学工学部佐藤一彦教授からは、多大な御助言とともに、折に触れ貴重な文献の提供を賜った。また、三池炭鉱の事例については、熊本大学工学部金子勝比古助教授に貴重な文献の提供と懇切丁寧な御指導を受けた。山はねの発生条件に関する考察は同大学菅原勝彦教授ならびに木村治氏（三井石炭鉱業（株））の研究成果に負うところが大きい。石炭の破壊挙動に関する認識は室蘭工業大学工学部後藤龍彦助教授の親身な御指導によりもたらされた。

幌内炭鉱における微小地震計測に関連して以下の方々に謝意を表したい。（財）石炭技術研究所の福島篤氏、出口剛太氏からは旧北炭幌内炭鉱（株）の宇野慈朗氏とともに様々な便宜を計っていただいた。辰巳司氏（現セキスイ（株））には資料収集、断線修理等で多大の協力を受けた。特に、観測所の撤収作業（平成元年10月）は心に残る思い出である。北海道大学工学部の高畑稔助手ならびに大学院生であった佐川篤夫氏（現三井鉱山（株））、室蘭工業大学工学部の学生であった川島一志氏（現ティアック（株））、鈴木良昭氏、熊倉聡氏（現北海道開発コンサルタント（株））とは観測所で生活を共にし、データ解析でお世話になった。

深部炭鉱の微小地震に関しては、北海道大学工学部資源開発工学科の卒業論文として取り組んで以来、同大学大学院修士課程、博士後期課程、室蘭工業大学工学部に助手として在籍した3年半、そして北海道大学工学部に転任して現在に至るまで研究を続け、ようやく一応の区切りを付けることができた。

この間、北海道大学大学院在籍時の折は、木下重教教授（現北海道大学名誉教授、北海道情報学院学長）をはじめとする資源開発工学科の諸先生方に御指導を賜った。中村章助手、菅原隆之技官には現場試験や室内実験で御世話になった。当時の大学院生、特に、木山保氏（現三井建設（株）技術研究所）、辻應米氏（現北海道開発コンサルタント（株））には御世話になると共に同じ立場の研究者の卵として互いに励まし合った。室蘭工業大学工学部に助手として在籍していた折には佐藤干城教授、武藤章教授、吉田豊助教授、板倉賢一助教授をはじめとする諸先生方、北海道大学工学部に転任してからは北海道大学工学部の諸先生方に再び御世話になった。

参 考 文 献

- 1) Obert, L., The Microseismic Method: Discovery and Early History, Proc. 1st. Conf. on Acoustic Emission / Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, 1977
- 2) 下河内稔・小田重雄・木沢恒雄、大清水トンネルにおける山はね現象からの一考察、pp.79-84
- 3) 猪間英俊、関越トンネルにおける山はね、応用地質22巻3号、pp.26-35、1981
- 4) 生野鉱業所、生野鉱山金香瀬下部における山はね現象、鉱山部報、No.101、1971
- 5) 田中豊・西田良平、生野鉱山内の山はねによる震動、京都大学防災研究所年報第14号、1971
- 6) 西田良平・田中豊、生野鉱山内の山はねによる震動（続報）、京都大学防災研究所年報第15号、1972
- 7) 田中豊・西田良平、生野鉱山内の山はねによる震動、地震学会秋季大会講演予稿集、p.61、1971
- 8) Gibowicz, S.J., The Mechanism of Seismic Events Induced by Mining: A Review, Keynote Presentations, Second International Symposium of Rockbursts and Seismicity in Mines, Jun. 8 - Jun. 10, 1988, University Radisson Hotel - Minneapolis, Minnesota, pp.2 - 121, 1988
- 9) 札幌鉱山保安監督局監修、山はね事例集、北海道炭鉱技術振興会発行、1983
- 10) 磯部俊郎、山はねの機構と防止対策、第3回岩の力学国内シンポジウム講演要旨集、pp.207-212、1970
- 11) 木村治、長壁式採炭切羽における山はね災害防止に関する研究、熊本大学工学部博士論文、1989
- 12) Kaneko, K., Sugawara, K. and Obara, Y., Microseismic Monitoring for Coal Burst Prediction in the Miike Coal Mine, Induced Seismicity, pp.79-92, A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1992
- 13) Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W., Fundamentals of Rock Mechanics, Third Edition, Chapman and Hall, London, 1979
- 14) 菅原勝彦・金子勝比古・岡村宏、長壁式採炭の山はね、昭和61年度全国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[G]炭鉱保安、pp.1-4、1986
- 15) 佐藤一彦、採掘に伴う微小地震の観測、札幌鉱山保安監督局講習会テキスト、1982
- 16) Rockbursts and Seismicity in Mines, ed. by Fairhurst, C., A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1990
- 17) Progress in Acoustic Emission V, Eds. by Yamaguchi, K.,

- Takahashi, H. and Niitsuma, H., The Japanese Society for Non-destructive Inspection, Tokyo, 1990
- 18) 例えば、磯部俊郎・森訓保・佐藤一彦・後藤隆司、累層採炭に伴う地震活動－盤圧制御を考慮した採炭計画の設計に関する考察(1)－、日本鉱業会誌、pp.1169-1174、1981
 - 19) 例えば、板倉賢一・中島巖・渡邊慶輝、着炭際の立入掘進における AE 活動の計測－ガス突出に伴う AE 活動に関する研究(第1報)－、日本鉱業会誌、Vol.104、pp.495-503、1988
 - 20) Brady, B.T. and Leighton, F.W., Seismicity Anomaly Prior to a Moderate Rock Burst, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., pp.169-179, 1977
 - 21) Langstaff, J.T., Interpretation of Acoustic Emission Data - Star Mine, Proc. 2nd. Conf. on Acoustic Emission / Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, 1980
 - 22) McGarr, J.A., Bicknell, J. Sembera, E., and Green, R.W.E., Analysis of Exceptionally Large Tremors in Two Gold Mining Districts of South Africa, Preprints of Fred Leighton Memorial Workshop on Mining Induced Seismicity, pp.23-38, 1987
 - 23) Sato, K. and Fujii, Y., Source Mechanism of a Large Scale Gas Outburst at Sunagawa Coal Mine in Japan, PAGEOPH, Vol.129, Nos.3/4, pp.325-343, 1989
 - 24) Fujii, Y. and Sato, K., Difference in Seismic Moment Tensors between Microseismic Events Associated with a Gas Outburst and Those Induced by Longwall Mining Activity, Proc. 2nd. Intl. Symp. of Rockbursts and Seismicity in Mines, A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp.71-75, 1990
 - 25) 藤井義明・木下重教・石島洋二、山鳴りの発生機構について、昭和60年度日本鉱業会春季大会講演要旨集、pp.217-218、1985
 - 26) Wong, I.G. and McGarr, A., Implosional Failure in Mining-Induced Seismicity: A Critical Review, Pre-Printed Papers, Second International Symposium of Rockbursts and Seismicity in Mines, Jun. 8 - Jun. 10, 1988, University Radisson Hotel - Minneapolis, Minnesota, pp.13 - 28, 1988
 - 27) Ahorner, L., Seismologische Untersuchung des Gebirgsschlages am 13. März 1989 im Kalisalzbergbau bei Volkershausen, DDR, Gluckauf-Forschungshefte, 50, Nr.4, pp.224-230, 1989
 - 28) Cook, N.G.W., Hoek, E., Pretorius, J.P.G., Ortlepp, W.D. and Salamon, M.D.G., Rock Mechanics Applied to the Study of Rockburst, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., Vol.66, No.10, pp.435-528,

1966

- 29) McGarr, A. and Wiebols, G.A., Influence of Mine Geometry and Closure Volume on Seismicity in a Deep-Level Mine, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 14, pp.139-145, 1977
- 30) Ryder, J.A., Excess Shear Stress in the Assessment of Geologically Hazardous Situations, *J. S. Afr. Inst. Min. Metall.*, Vol.88, No.1, pp.27-39, 1988
- 31) Spottiswoode, S.M., Total Seismicity, and the Application of ESS Analysis to Mine Layouts, *J. S. Afr. Inst. Min. Metall.*, Vol.88, No.4, pp.109-116, 1988
- 32) Spottiswoode, S.M., Volume Excess Shear Stress and Cumulative Seismic Moments, *Pre-printed Papers, 2nd. Intl Symp. of Rockbursts and Seismicity in Mines*, pp.1 - 12, 1988
- 33) 菅原勝彦・尾原祐三・金子勝比古、長壁採炭に伴う山鳴り活動の予測、*日本鉱業会春季大会講演要旨集*、pp.283-284、1986
- 34) 藤井義明、幌内炭鉱の山鳴り活動に関する研究－地震波エネルギー解放率の評価を中心として－、昭和60年度北海道大学工学部修士論文、1986
- 35) Ishijima, Y., Fujii, Y. and Sato, K., Microseismicity Induced by Deep Coal Mining Activity, *Proc. 6th. ISRM Symp.*, Vol.2, Theme IV, A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp.987-990, 1987
- 36) 藤井義明・石島洋二、深部採炭に伴う微小地震活動とそのシミュレーション、*日本鉱業会誌*、Vol.104、No.1204、pp.345-351、1988
- 37) 藤井義明・石島洋二、三池炭鉱四山坑本層60卸東部内東3片～東6片払の採掘に伴う山鳴り挙動について－山鳴り強度係数とひずみエネルギー解放率の比較－、1986
- 38) 藤井義明・谷口正毅・今野雅博・石島洋二、長壁式採炭払周辺の地圧現象の計測－南大夕張炭鉱3卸7片下層3号払における事例－、*日本鉱業会昭和63年度春季大会講演要旨集*、pp.169-170、1988
- 39) Fujii, Y. and Ishijima, Y., Numerical Analysis of Maximum Shear Seismic Moment Release for Microseismicity Induced by Deep Coal Mining, *Progress in Acoustic Emission V*, pp.252-259, 1990
- 40) Fujii, Y. and Ishijima, Y., Numerical Simulation on Microseismicity Induced by Deep Longwall Coal Mining, *Min. Sci. & Tech.*, Vol.12, No.3, pp.265-285, 1991
- 41) 杉浦高広、平成5年度北海道大学工学部博士論文、1994
- 42) (財)新エネルギー財団、平成3年度新型負荷平準化電源環境影響評価技術調査報告書、1992
- 43) (財)新エネルギー財団、平成4年度新型負荷平準化電源環境影響評価技術調査報告書、1993

- 44) Peng, S.S. and Chiang, H.S., Longwall Mining, John Wiley and Sons, New York, 1984
- 45) Whittaker, B.N. and Reddish, D.J., Subsidence, Occurrence, Prediction and Control, Elsevier, Amsterdam, 1989
- 46) 福田和寛、採炭に伴う岩盤の変形挙動に関する研究、北海道大学工学部博士論文、1983
- 47) 後藤龍彦・佐藤干城・吉田豊・藤井義明、石炭の突出型破壊に関する実験的研究、日本鉱業会誌、Vol.104、No.1199、pp.17-22、1988
- 48) 宇野慈朗・辰巳司・石島洋二・藤井義明・辻応米・木山保、幌内炭鉱における盤下坑道の変形挙動とその計測・解析、北海道炭鉱技術会主催第7回岩盤・炭層の挙動と計測シンポジウム、pp.7-10、1986
- 49) 木山保、深部炭鉱における坑道変形に関する研究、北海道大学昭和58年度修士論文、1984
- 50) 藤井義明・後藤龍彦・石島洋二・佐藤干城・出口剛太、深部炭鉱における坑道に作用する地圧と坑道変形量に関する事例研究、資源と素材、Vol.108、No.3、pp.193-198、1992
- 51) 菅原勝彦・金子勝比古・岡村宏、山はねの予知と防止、昭和60年度全国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[D]最近の炭鉱保安技術、pp.22-25、1985
- 52) Asamuna, H., Niitsuma, H. and Chubachi, N, An Analysis of Three Dimensional AE Lissajou Pattern during Well-drilling and Estimation of Source Direction, Progress in Acoustic Emission V, The Japanese Society for Non-destructive Inspection, Tokyo, pp.436-443, 1990
- 53) 野崎豊也、幌内炭鉱における岩盤震動の発生機構について、北海道大学工学部修士論文、1982
- 54) 佐川篤夫、採炭に伴う山鳴り活動、－幌内炭鉱における観測事例－、北海道大学工学部修士論文、1985
- 55) Aki, K. and Richards, P.G., Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol.1, W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1980
- 56) 宇津徳治、地震学、共立出版、1977
- 57) Gibowicz, S.J., Variation of Source Properties, The Inangahua, New Zealand, Aftershocks of 1968, Bull. Seism. Soc. Am. Vol.65, pp.261-276, 1975
- 58) 藤井義明・佐藤干城・後藤龍彦・南部泰生、長壁式採炭切羽周辺の地圧変化挙動、－地層模型試験と数値解析の比較－、昭和62年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、1987
- 59) Fujii, Y., Ishijima, Y. and Igarashi, M., Shaft Damages due to Mining, Proc. 7th. ISRM Symp., Vol.2, Theme 4, Ed. by Wittke, W.,

- pp.1293-1296, 1991
- 60) 藤井義明・石島洋二、変位くい違い法の断層問題に対する応用、資源・素材学会平成3年度春季大会講演要旨集、pp.19-20、1991
 - 61) 菅原勝彦・金子勝比古、長壁式採炭における地圧と破壊音、日本鉱業会誌、Vol.102、No.1177、pp.143-148、1986
 - 62) Salamon, M.D.G., Elastic Analysis of Displacement and Stresses Induced by Mining of Seam or Reef Deposits, Part IV, Inclined Reef, J. S. Afr. Inst. Min. Metall., 65(5), pp.319-338, 1964
 - 63) Maruyama, T., Statical Elastic Dislocations in an Infinite and Semi-infinite Medium, Bull. Earthquake Res. Inst., Vol.42, pp.289-368, 1964
 - 64) Steketee, J.A., On Volterra's Dislocations in a Semi-infinite Elastic Medium, Can. J. Phys., 36, pp.192-205, 1958
 - 65) Ishijima, Y., Sato, K. and Kinoshita, S., Application of the Displacement Discontinuity Method to Some Crack Problems, Theo. Appl. Mech., Vol.28, pp.167-186, 1980
 - 66) 渡部智一・栗山憲・水田義明・茂住洋史、三角形面要素を用いた三次元仮想応力法-変位くい違い法連成解析コードの開発、平成5年度資源・素材学会春季大会講演要旨集、pp.271-272、1993
 - 67) 水田義明・栗山憲・渡部智一、解析的積分と、岩盤力学における3次元境界要素法、平成5年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[E]岩盤力学と情報化採鉱、pp.17-20、1993
 - 68) Crouch, S.L. and Fairhurst, C., The Mechanics of Coal Mine Bumps and the Interaction between Coal Pillars, Mine Roof and Floor, U.S.B.M. Contract Report, H0101778, 1973
 - 69) 佐藤一彦・木下重教、圧縮変形におけるグリフィス軌跡、日本鉱業会誌、Vol.92、pp.409-414、1976
 - 70) 宮本博、三次元弾性論、裳書房、1967
 - 71) 石島洋二・木下重教、変位くい違い法の非均質問題への応用、昭和53年度日本鉱業会春季大会講演要旨集、pp.125-126、1978
 - 72) 小出仁、介在物からの割れ目の発生条件、I. やわらかい介在物および空げきの場合、材料科学、Vol.7, No.4, pp.252-263, 1970
 - 73) 藤井義明・石島洋二、長壁式採炭における払面近傍の応力状態を簡便に評価し得る近似式、資源と素材(掲載決定済)
 - 74) 笠原慶一、地震の力学、鹿島出版会、1983
 - 75) Goodman, R.E., Introduction to Rock Mechanics, John Wiley & Sons, 1980
 - 76) 岡本弘之、線形破壊力学入門、培風館、1976
 - 77) Schmit, R.A. and Rossmanith, H.P., Basics of Rock Fracture

- Mechanics, Rock Fracture Mechanics, CISM Courses and Lectures No.275, Intl. Center for Mechanical Sci., pp.1-29, Springer-Verlag, Wien-New York, 1983
- 78) Sato, K. and Fujii, Y., Induced Seismicity Associated with Long-wall Coal Mining, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol.25, No.5, pp.253-262, 1988
- 79) 出口剛太・小田仁平次・松本広市、山はねに関する現場測定、昭和 61 年度全国地下資源関係学協会合同秋季大会分科研究会資料、[G]炭鉱保安、pp.9-12、1986
- 80) 石島洋二・福田和寛・佐藤謙司・木下重教、地圧監視用油圧カプセルの諸特性について、日本鉱業会誌、Vol.101、No.1165、pp.139-144、1985
- 81) Bräuner, G., Some Aspects of the Prevention of Rockbursts, Technical Reports, 6th. Intl. Strata Control Conf., 1977
- 82) Strata Control Technology Pty. Ltd., Report (KUS0167), 1992
- 83) 藤井義明・藤岡昌司・石島洋二、ワンボ炭鉱における払面の地圧と採掘速度の関係について、資源・素材学会平成 5 年度春季大会講演要旨集、pp.17-18、1993

付録 無限弾性体中の正方形要素に*く*い違いが作用するとき任意の点に生じる応力・変位の評価

正方形要素の中心が $(0,0,0)$ で、要素の法線は x_3 軸、各辺は x_1, x_2 軸に一致し、辺長は $2h$ であるとする。要素に変位くい違い b_j が作用するとき、任意点 $P (r_1, r_2, r_3)$ に生じる変位 u_i と応力ベクトル σ_i は総和規約を用いて以下のように表される。

$$u_i = A_{ij} b_j \quad (A.1)$$

$$\sigma_i = B_{ij} b_j \quad (A.2)$$

応力ベクトル σ_i は応力テンソル σ_{ij} と次の関係で結ばれている。

$$\sigma_1 = \sigma_{11}$$

$$\sigma_2 = \sigma_{22}$$

$$\sigma_3 = \sigma_{33}$$

$$\sigma_4 = \sigma_{12}$$

$$\sigma_5 = \sigma_{23}$$

$$\sigma_6 = \sigma_{31} \quad (A.3)$$

媒質の剛性率、ポアソン比を G, ν として、上式の諸係数は次式で与えられる。

$$2 G A_{11} = 2 (1 - \nu) (F_3^{++} + F_3^{--} - F_3^{+-} - F_3^{-+}) - r_3 (F_{11}^{++} + F_{11}^{--} - F_{11}^{+-} - F_{11}^{-+})$$

$$2 G A_{12} = -r_3 (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{12}^{-+})$$

$$2 G A_{13} = (1 - 2\nu) (F_1^{++} + F_1^{--} - F_1^{+-} - F_1^{-+}) - r_3 (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+})$$

$$2 G A_{21} = 2 G A_{12}$$

$$2 G A_{22} = 2 (1 - \nu) (F_3^{++} + F_3^{--} - F_3^{+-} - F_3^{-+}) - r_3 (F_{22}^{++} + F_{22}^{--} - F_{22}^{+-} - F_{22}^{-+})$$

$$\begin{aligned}
2 G A_{23} &= (1 - 2\nu) (F_2^{++} + F_2^{--} - F_2^{+-} - F_2^{-+}) \\
&\quad - r_3 (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{-+}) \\
2 G A_{31} &= - (1 - 2\nu) (F_1^{++} + F_1^{--} - F_1^{+-} - F_1^{-+}) \\
&\quad - r_3 (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+}) \\
2 G A_{32} &= - (1 - 2\nu) (F_2^{++} + F_2^{--} - F_2^{+-} - F_2^{-+}) \\
&\quad - r_3 (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{-+}) \\
2 G A_{33} &= 2 (1 - \nu) (F_3^{++} + F_3^{--} - F_3^{+-} - F_3^{-+}) \\
&\quad - r_3 (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+})
\end{aligned} \tag{A.4}$$

$$\begin{aligned}
B_{11} &= 2 (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+}) \\
&\quad - (F_{333}^{++} + F_{333}^{--} - F_{333}^{+-} - F_{333}^{-+}) \\
B_{12} &= 2\nu (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{-+}) \\
&\quad - (F_{112}^{++} + F_{112}^{--} - F_{112}^{+-} - F_{112}^{-+}) \\
B_{13} &= (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+}) \\
&\quad + (1 - 2\nu) (F_{22}^{++} + F_{22}^{--} - F_{22}^{+-} - F_{22}^{-+}) \\
&\quad - (F_{113}^{++} + F_{113}^{--} - F_{113}^{+-} - F_{113}^{-+}) \\
B_{21} &= (1 - \nu) (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{-+}) \\
&\quad - (F_{112}^{++} + F_{112}^{--} - F_{112}^{+-} - F_{112}^{-+}) \\
B_{22} &= (1 - \nu) (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+}) \\
&\quad - (F_{122}^{++} + F_{122}^{--} - F_{122}^{+-} - F_{122}^{-+}) \\
B_{23} &= - (1 - 2\nu) (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{12}^{-+}) \\
&\quad - (F_{123}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{-+}) \\
B_{31} &= (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+}) \\
&\quad + \nu (F_{22}^{++} + F_{22}^{--} - F_{22}^{+-} - F_{22}^{-+}) \\
&\quad - (F_{113}^{++} + F_{113}^{--} - F_{113}^{+-} - F_{113}^{-+}) \\
B_{32} &= -\nu (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{12}^{-+}) \\
&\quad - (F_{123}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{-+})
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
B_{33} &= - (F_{133}^{++} + F_{133}^{--} - F_{133}^{+-} - F_{133}^{-+}) \\
B_{41} &= 2 \nu (F_{31}^{++} + F_{31}^{--} - F_{31}^{+-} - F_{31}^{-+}) \\
&\quad - (F_{122}^{++} + F_{122}^{--} - F_{122}^{+-} - F_{122}^{-+}) \\
B_{42} &= 2 (F_{23}^{++} + F_{23}^{--} - F_{23}^{+-} - F_{23}^{-+}) \\
&\quad - (F_{222}^{++} + F_{222}^{--} - F_{222}^{+-} - F_{222}^{-+}) \\
B_{43} &= (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+}) \\
&\quad + (1 - 2 \nu) (F_{11}^{++} + F_{11}^{--} - F_{11}^{+-} - F_{11}^{-+}) \\
&\quad - (F_{223}^{++} + F_{223}^{--} - F_{223}^{+-} - F_{223}^{-+}) \\
B_{51} &= - \nu (F_{12}^{++} + F_{12}^{--} - F_{12}^{+-} - F_{12}^{-+}) \\
&\quad - (F_{123}^{++} + F_{123}^{--} - F_{123}^{+-} - F_{123}^{-+}) \\
B_{52} &= (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+}) \\
&\quad + \nu (F_{11}^{++} + F_{11}^{--} - F_{11}^{+-} - F_{11}^{-+}) \\
&\quad - (F_{223}^{++} + F_{223}^{--} - F_{223}^{+-} - F_{223}^{-+}) \\
B_{53} &= - (F_{233}^{++} + F_{233}^{--} - F_{233}^{+-} - F_{233}^{-+}) \\
B_{61} &= B_{33} \\
B_{62} &= B_{53} \\
B_{63} &= (F_{33}^{++} + F_{33}^{--} - F_{33}^{+-} - F_{33}^{-+}) \\
&\quad - (F_{333}^{++} + F_{333}^{--} - F_{333}^{+-} - F_{333}^{-+}) \quad (A.5)
\end{aligned}$$

上式で F^{++} 、 F^{--} 、 F^{+-} 、 F^{-+} は、次のように定義される。

$$\begin{aligned}
F^{++} &= F (r_1 - h, r_2 - h, r_3) \\
F^{--} &= F (r_1 + h, r_2 + h, r_3) \\
F^{+-} &= F (r_1 - h, r_2 + h, r_3) \\
F^{-+} &= F (r_1 + h, r_2 - h, r_3) \quad (A.6)
\end{aligned}$$

ここで、関数 $F (r_1, r_2, r_3)$ は、

$$r = (r_1 r_2)^{0.5} \quad (\text{A.7})$$

$$W = G / \{ 4 \pi / (1 - \nu) \} \quad (\text{A.8})$$

として以下のように表される。

$$F_1 = -W \ln (| r_2 + r |)$$

$$F_2 = -W \ln (| r_1 + r |)$$

$$F_3 = W \tan^{-1} \{ (r_1 r_2) / (r_3 r) \}$$

$$F_{11} = W r_1 r_2 / (r_1 r_3^2 r)$$

$$F_{22} = W r_1 r_2 / (r_2 r_3^2 r)$$

$$F_{33} = -W r_1 r_2 (r^2 + r_3^2) / (r_1 r_3^2 r_2 r_3^2 r)$$

$$F_{12} = -W / r$$

$$F_{23} = W r_1 r_3 / (r_2 r_3^2 r)$$

$$F_{31} = W r_2 r_3 / (r_1 r_3^2 r)$$

$$F_{111} = W r_2 r_3 (r_1 r_2 r_3^4 - 2 r_1^2 r^2) / (r_1^2 r_3^4 r^3)$$

$$F_{222} = W r_1 r_3 (r_1 r_2 r_3^4 - 2 r_2^2 r^2) / (r_2^2 r_3^4 r^3)$$

$$F_{112} = W r_1 r_3 / r^3$$

$$F_{122} = W r_2 r_3 / r^3$$

$$F_{113} = -W r_1 r_2 r_3^2 (3 r^2 - r_2) / (r_1^2 r_3^4 r^3)$$

$$F_{123} = W r_3^2 / r^3$$

$$F_{133} = W r_2 r_3 \{ (r_1^2 + r_2^2) r_1 r_3^2 - 2 r_3^2 r^2 \} / (r_1^2 r_3^4 r^3)$$

$$\begin{aligned}
F_{223} &= -F_{123} r_1 r_2 (3 r^2 - r_1^2) / (r_2^2 r_3^4) \\
F_{233} &= W r_1 r_3 \{ (r_1^2 + r_2^2) r_2 r_3^2 - 2 r_3^2 r^2 \} \\
&\quad / (r_2^2 r_3^4 r^3) \\
F_{333} &= F_{123} r_1 r_2 \\
&\quad \{ 2 r^2 (r_3^2 + r^2)^2 - r_1 r_2 r_3^4 (3 r^2 - r_3^2) \} \\
&\quad / (r_1^2 r_2^2 r_3^4) \qquad (A.9)
\end{aligned}$$