

なく たとえば地震学会の研究会とその会誌のように一般に併用というか混用されているのである。これこそ rock mechanics とは何であるかの答えであろう。岩石物性といえば 岩石の物理的性質を単に正確に求めることと思われるかも知れない。しかしこれに“何かあるもの”が加わるのである。あるものとは鉱山関係では究極的に岩盤保持や坑道掘削に関係した“力学”であり 地震関係では地震機構にまで結ばれるはずの(岩石の)“物理”である。それでは地質学では何であろうか。地質調査所では何が something more であろうか。地質学会では1966年3月に岩石力学と構造地質学と題するシンポジウムを行なった。このシンポジウムはまことに時宜に適した計画であったが 基礎部門から鉱床 土木までの幅広い分野からの講演は当時の司会者が述べたように rock mechanics の地質学における重

要性はますます増加して行くに違いないが 地質学の内部に有機的に滲透し 固着するにはまだまだある道のりを要するだろうという印象を多くの参会者に与えた。

われわれは今もその道を歩みつつけている。残念ながら 前途に続く道は1966年の当時と比較してまだまだ遠いようである。本特集の表題“岩石・岩盤の力学と地殻構造の探査”は1970年における地質調査所での吾々のグループの道標であると解して頂きたい。編集期日の関係で2/3の原稿は掲載することができなかった。また 頁数の関係で今後の連載に回したのものもある。

最後に今回ご多忙中にもかかわらず快くご協力をいただいた所外の寄稿者の方々に 誌上をかりて厚く感謝の意を表する次第である。

本邦産第三系堆積岩の
高封圧下における変形挙動
(1)

星野一男・井波和夫・小出 仁・岩村茂男¹⁾
三井 忍²⁾

1. ま え が き

地質調査所に昭和41年高圧岩石変形試験機が作られて以来対象とした岩石はおもに第三系の堆積岩であった。地殻内部では 岩石はどのような変形をするのかという疑問は おそらく地質学が始まると同時に芽生えたに違いないが、本当にその様な状態が実験室で作りだされるようになったのは きわめて最近のことで、第2次大戦後のことである。しかも 最初のころは弾性率の測定など“純物理学的”問題の研究がほとんどであった。

Handin 等によって初めて地質学的立場から高圧 高温下の岩石の変形挙動の実態が明らかにされたのが1957年であるから、それからまだ10年も経っていない。Handin 等は1957年から1963年に至る一連の高圧実験によって 砂岩 頁岩 粘板岩 大理石 石灰岩 ドロマイト ハライトなど 23種の堆積岩について 測圧2000 barsまでの実験を行なった。1957年に20-25%に達する歪みまでの高圧実験がなされて 地質的考察の対象となり得る変形挙動の資料が示されたのである。高圧実験に引続いて高温高圧 および孔隙圧実験が行なわれ、これによって 始めて堆積岩の地殻下における変形挙動

のデータがわれわれの前に現われた。堆積岩以外 たとえば花崗岩 玄武岩などの火成岩についても Handin 以来 いろいろのデータが発表されてきている。

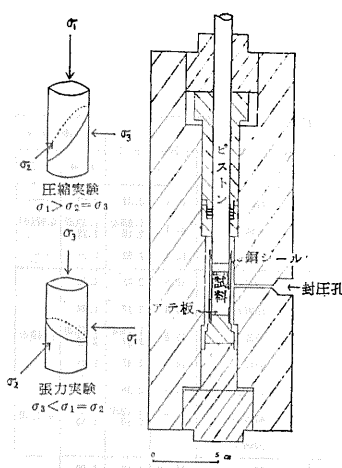
しかし これらの研究はまだわれわれが知りたいことのほんの入口をのぞいただけであるといってもいい過ぎではあるまい。たとえば 三原山の安山岩の化学組成が判ったからといって これを以って(すべての)安山岩の化学組成と考える人がいるだろうか。Handin は1957年の実験ではアメリカ産の産地 年代の異なる堆積岩を扱った。そのとき 石灰岩類の変形挙動は産地差 年代差に関係なく似ているが、砂岩 頁岩は著しく多様であると言っている。アメリカでは 日本に比較して地質構造は単純な所が多い。地層の分布も単純である。石油の貯留岩として有名なダコタ砂岩というのがあるが コロラド州のデンバーで見たダコタ砂岩は延々と1,000km 以上にわたって 日本のような激しい褶曲もみずにテキサスまで続く。テキサスで見るダコタ砂岩は デンバーのそれと外見では全く変わらない。このアメリカですら一口に“砂岩”と呼ばれているものの間に 高圧物性的には人間1人1人の性質が違ってくるような違いがあるのである。

地質調査所でわれわれが最初に堆積岩を取り上げたのも この最も激しい多様性の故であって、まず第三系の泥質岩 砂岩を中心に日本の代表的な地層の岩石の変形挙動のデータを出すこと、そしてその地域的 年代的な特質をできるだけ 体系化してみたいと思ったからである。堆積岩は現在2面的に分類されている。1つは年代分類である。化石あるいは同位元素によってこれは第三系の中新世であるとか、あるいはA層とB層は同

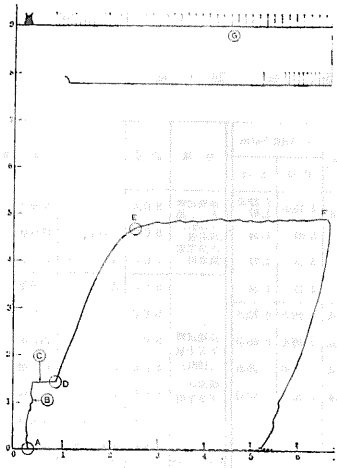
第1表 実験試料一覽

地域	記号	岩質	地層名	採取場所	孔隙率 %	密度	弾性伝速度 km/sec		地域	記号	岩質	地層名	採取場所	孔隙率 %	密度	弾性伝速度 km/sec			
							P波	S波								P波	S波		
鋼路	KSA	泥岩	香割層群茶路層	北海道白糠町茶路	19.7	2.12 2.08(d)	3.06(d)	2.22(d) 2.07	基礎試錐 大-深淵 (1967) 新潟県 北蒲原郡 霞架町	SDA	泥岩	椎谷層	2026m	23.4	2.32	2.82	—		
	KSB	細粒砂岩	香割層群大曲層	白糠町大曲	5.34	2.58	3.63	2.34		SDB	凝灰岩	椎谷層	2485m	25.1	1.95(d)	1.33(d)	0.97(d)		
	KSC	頁岩	浦幌層群尺別層	白糠町大曲	3.98	2.62	5.04	2.77		SDC	凝結質泥岩	椎谷層	3585m	11.2	2.53	3.72	—		
	KSD	中粒砂岩	浦幌層群尺別層	白糠町大曲	6.40	2.51	3.20	2.24		SEA	泥岩	灰爪層	1001m	38.9	2.09	2.30	—		
常	JD	細粒砂岩	多賀層群	広野町北釜	55.3	1.18(d)	1.06(d)	0.73(d)		SEB	頁岩	灰爪層	1507m	35.4	2.17	1.88	—		
	JZ	頁岩	多賀層群	久之浜	58.6	1.09(d)	0.98(d)	0.66(d)		SEC	砂岩	西山層	2522m	25.8	1.79(d)	0.71(d)	0.49(d)		
	JN	泥岩	下高久層	いわき市下高久	63.9	1.08(d)	1.87(d)	1.29(d)		SED	泥岩	西山層	3515m	18.3	2.47	2.09	—		
	JM	シルト岩	沼の内層	いわき市下高久	55.9	1.39(d)	2.35(d)	1.37(d)		SEE	砂岩	西山層	3999m	23.9	2.36	2.35	—		
	JL	泥岩	中山層	いわき市上高久	—	—	—	—		SEF	頁岩、凝灰砂岩	椎谷層	4500m	17.7	2.12(d)	1.82	0.98(d)		
	IC	頁岩	本谷層	霞島町三沢	—	—	—	—		SEG	細粒砂岩	椎谷層	5006m	—	—	—	—		
	JE	頁岩	水野谷層	檜葉町大海鏡岬	—	—	—	—		SFA	泥岩	西山層	2501m	16.42	2.38	1.92	—		
	IB	頁岩	本谷層	湯本町下長具	—	—	—	—		SFB	凝灰岩	椎谷層	4006m	—	2.23	3.60	1.54		
	JB	凝灰岩	滝層	志野町下北通西沢入ル	22.82	1.85	3.09	1.86		SFC	凝灰岩	七谷層	4510m	—	2.15	3.71	2.24		
	JT	泥岩	白飯層	いわき市南郷沢入ル	18.13	2.25	3.17	1.80		SFD	緑色凝灰岩	津川層	5000m	—	2.57	3.58	1.70		
JG	頁岩	長具層	檜葉町下寺南	—	—	—	—		XQ	泥岩	西山層最下部	2405m	20.40	2.18	2.43	1.77			
JO	砂岩	石城層	いわき市湯本、湯本川成	30.3	1.87 dry	1.81 dry	1.25 dry		XR	頁岩	浜忠層	2700m	7.0	2.53	—	—			
能代 (能代市 下流)	XVA	泥岩	上部天徳寺	1001m	32.5	1.93(d)	1.61(d)	1.24(d)		XS	砂岩	浜忠層下部	3365m	24.50	2.23	—	—		
	XVB	頁岩	下部天徳寺	1802m	33.6	1.90(d)	2.11(d)	1.22(d)		XO	凝灰岩	西山層	2097m	—	—	—	—		
	XV	頁岩	船川	3200m	12.33	2.29	3.74	2.39		XP	安山岩	西山層	2313 2040m	10.74	2.26	4.28	2.32		
基礎試錐 西目沖 (1967) 秋田県 由利郡 西目村沖	SAA	泥岩	上部天徳寺	501m	47.0	1.94	1.98	—		XZ	泥岩	吉川層群虫崎層	122m	58.7	1.63	—	—		
	SAB	頁岩	下部天徳寺	994m	36.2	2.03	1.68	—		XIL	頁岩	別所層	松代町	2.56	2.87 2.64(d)	5.13 6.81	—	—	
	SAC	頁岩	船川層最上部	1506m	38.6	2.03	2.39	—		XIM	玄武岩	若徳町保科	0.86	2.90(d)	6.43(d)	—	—		
基礎試錐 野石沖 (1968) 秋田県 南秋田郡 除原村沖	SAD	頁岩	船川層	1811m	26.5	2.17	3.01	—		XIN	凝灰岩	奇砂山	7.76	2.45 2.37(d)	4.50 4.36(d)	—	—		
	SBA	泥岩	天徳寺上部	601m	—	1.28	1.11(d)	0.73(d)		XIP	安山岩	磐神山	16.38	2.14 1.97(d)	3.07 3.07(d)	—	—		
	SBB	凝灰岩	天徳寺下部	1008m	55.2	1.74(d)	1.70(d)	0.83(d)		YP	泥岩	三浦層群池子層	横原貫	33.1	1.74 1.74(d)	2.61 2.26	1.51(d)	—	
基礎試錐 白目沖 (1968) 秋田県 山本郡 峰原村沖	SBC	頁岩	女川層	1801m	26.3	2.22	3.02(d)	1.70(d)		YO	頁岩	三浦市須崎	43.0	1.66 1.59(d)	2.26 2.52(d)	1.56(d)	—		
	SBD	頁岩	女川層	2100m	0	2.75	6.22(d)	0.85		YX	頁岩	三浦市須崎	36.6	1.85 1.87(d)	1.77 1.78(d)	1.22(d)	—		
	SCA	泥岩	天徳寺上部	900m	—	1.87	1.94	1.26		ZM	頁岩	三浦層群三崎層	三浦市須崎	43.2	1.91	1.81	1.12	—	
基礎試錐 山本郡 峰原村沖	SCB	頁岩	船川層	1702m	—	2.08	2.81	1.67		ZN	シルト岩	三浦市宮下	—	—	—	—	—		
	SCC	頁岩	女川層	200m	—	2.16	2.79	1.54		ZO	頁岩	三浦市通り矢	42.7	1.60	1.88	1.11	—		
	SCD	砂岩	女川層	2232m	—	—	—	—		ZP	頁岩	三浦市城ヶ島	30.2	1.751	1.58	—	—		
男鹿半島 南岸	SCE	玄武岩	西黒沢層	2503m	—	2.23	2.46	1.60		ZQ	頁岩	三浦市海外	40.3	1.44	1.87	1.44	—		
	NJ	頁岩	女川層	男鹿市女川	1.81	2.71	5.48(d)	3.51(d)		ZR	頁岩	三浦市造船所	45.1	1.63	1.92	1.53	—		
	NK	泥岩	船川層	男鹿市船川	60.1	1.20(d)	1.65(d)	1.05(d)		ZS	頁岩	三浦市須崎	43.4	1.64	2.29	1.26	—		
山形県	NL	凝灰岩	船川層	男鹿市南平沢	39.7	1.59(d)	2.00(d)	1.56(d)		ZT	頁岩	三浦市油壺	41.2	1.72	2.36	1.30	—		
	ZK	頁岩、凝灰岩	青沢層	島海市大沢村	21.3	2.10	—	—		ZU	凝灰質泥岩	養山層群	現子市武山	36.3	1.67	3.00	1.79	—	
	ZL	泥岩	椎谷層	3053 - 3051m	6.9	2.38	—	—		ZW	頁岩	望子山架崎	36.3	1.99	3.31	1.70	—		
新潟 県 山 地 部	ZC	頁岩	七谷層	北浦原全塚七谷	8.6	2.45 2.38(d)	5.54(d) 4.76	2.85(d)		HSA	砂岩	佐世保層群根田層	北松岡田西川内	6.52	2.43	3.46	2.32	—	
	NF	頁岩、凝灰岩	寺泊下部	寺泊町白岩	15.6	2.22	2.87	2.07		HSB	頁岩	佐世保層群柚木層	小佐々町	10.20	2.36	2.83	1.95	—	
	NE	砂岩	寺泊上部	寺泊町須野野	30.5	1.88(d)	1.67(d)	1.09(d)		HSC	頁岩	佐世保層群世知加層	平田山	12.72	2.18	2.88	1.75	—	
	NB	泥岩	西山層	三島郡三島町東入ル	48.4	1.50(d)	1.67(d)	0.99(d)		HSD	頁岩	佐世保層群榎井層	加勢	13.2	2.33(d)	2.43(d)	1.39(d)	—	
	NC	頁岩	西山層	高家崎町長具付近	63.8	1.12(d)	1.77(d)	1.08(d)		HSE	頁岩	佐世保層群細瀬層	古川	3.21	2.63	4.16	2.76	—	
	ND	頁岩	西山層	長岡市長浦瀬	44.3	1.63(d)	1.56(d)	1.04(d)		HSF	頁岩	杵島層群古川層	古川	3.85	2.62	4.60	2.76	—	
	NG	凝灰岩	寺泊上部	出雲崎町穂積	17.9	2.23(d) 2.27	2.29	1.52		HSH	砂質頁岩	杵島層群みかり層	黒石	5.13	2.55	4.60	3.27	—	
	NH	頁岩	寺泊上部	出雲崎町長具	—	—	—	—		HSG	砂岩	杵島層群黒石層	黒石	4.06	2.61	4.25	2.42	—	
	NI	頁岩	寺泊、椎谷境	出雲崎町石地	15.6	2.45 2.42(d)	2.38	1.44		XA	頁岩	西彼村層群徳方層	西彼村大島町	2.15	2.56	5.58	3.35	—	
	ZD	頁岩	輝石山層	高田市龍波山	—	2.46 2.44(d)	3.37	2.30		XB	砂岩	間瀬層	—	2.89	2.50	3.86	2.59	—	
新潟 県									XC	頁岩	—	—	—	2.66	5.27	2.90	—		
									XD	凝灰質砂岩	塩田層	—	—	—	—	—	—	—	
									XE	砂岩	間瀬層	—	12.30	2.56	4.67	2.71	—		
									XF	凝灰岩	百合岳層	—	3.11	2.43	5.58	3.39	—		
									XG	砂岩	間瀬層	—	2.40	2.63	4.30	2.95	—		
									XH	頁岩	—	—	—	—	2.74 2.72(d)	5.05	2.98	—	
									XI	玄武岩	第四系	—	—	—	—	—	—	—	

(d)は乾状態、その他は湿潤状態



第1図 高压変形実験容器と試料にかかる主応力



第2図 記録紙の1例

④ピストンが試料と接した点 ⑤封圧を加えたのち荷重を加え始める ⑥荷重による軸圧が封圧とつり合った点 ⑦こより軸方向の差応力がかかり始める ⑧降伏点 ⑨タイマー この場合30秒間隔 図のタテ軸が荷重 横軸が変位を示す。

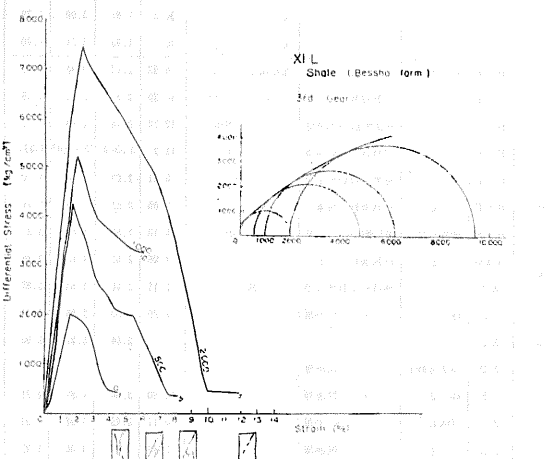
を含み 時代的には漸新世から更新世までを含んでいる。これらの試料について最高2,500 bars までの高压実験を行なった。この程度でわが国の第三系堆積岩の変形挙動の特質をカバーし得るとは思っていないが このようにせまい地域で これ程の密度で試料を集めたのは初めてで 入口をまたぐところから玄関に足を進めた程度まで は進み得たのではないかと考えている。

時代であるとか決められる。他方 岩質によって分類される。通常の堆積岩は構成粒子の大きさによってシルト岩とか泥岩とか 砂岩とか呼ばれる。連続的につながりながら同岩質の地層は同年代のことが多いが そうでないときもある。われわれは第三の分類規準として変形挙動による分類が必要であると考えている。A砂岩層とB砂岩層が時代的にも 岩質的にも違っても 変形挙動が同一であれば 同一の構造営力の場にあったときには同じ変形をするわけである。もし このようなA砂岩とB砂岩が異なった構造形態をしているならばそれは造構応力の違いと考えなければならない。この様な意味では 堆積岩の変形挙動はほとんど un-known であると言ってよい。

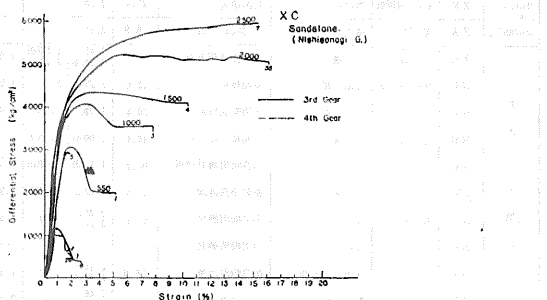
地質調査所で現在までにわれわれが実験したり 鉱山石炭局の基礎試験報告より利用できた試料は第一表のとおりで おもに泥質岩 砂岩を対象とした101種であり 地域的には釧路 常磐 三浦半島 秋田 新潟 北九州

2. 実験結果の整理法

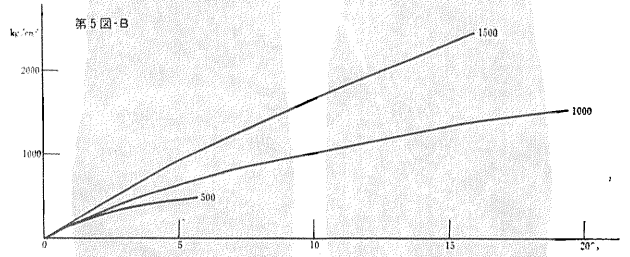
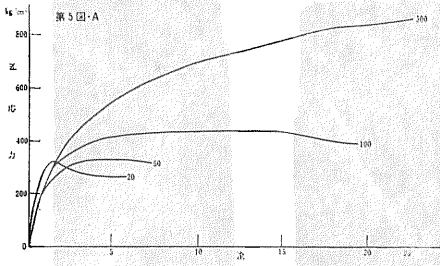
高压試験機の内容はすでに紹介したが(地質ニュース144号) 第1図のような高压容器が中心となっている。試料は図の位置に封入され O-リングをつけた銅シールによって封圧から遮断される。まずピストンによって少し荷重を加えてピストン アテ板 試料を密着させた後に封圧孔から封圧を加える。試料は側方から圧力を受けて上下に伸びようとするが 適当に加重を添加することによって少なくとも原初の長さより伸びないように押し戻す。封圧が目的とする値に達したらバルブを締めて一定とする。これより荷重を除々に加え始めるとしばらくの間は封圧に見合う値のまま推移するが やがて試料端に封圧を超えた荷重がかかるようになり 試料は変形を始める。第2図にこの間の推移を示す記録紙の例を示した。点Aが最初に試料の両端がピストンと密着した所を示す。Cで示した所が軸方向の荷重が封圧と一致した状態で あらゆる方向の応力が等しくなった状態 静水圧状態を示す。これより試料は長軸方



第3図 XIL(別所層頁岩 長野市松代町)の応力歪曲線と Mohr 包絡線



第4図 XC(西彼杵層群間瀬層中粒砂岩 北九州大島)の応力歪曲線と Mohr 包絡線



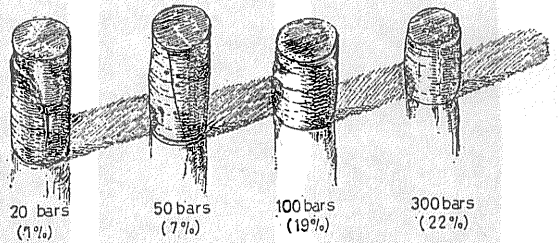
第5図-A・B ZM(三浦層群 三崎層 シルト岩)の応力歪曲線。Bは封圧1から500 bars 間をさらに細かく実験したもの

向の差応力をうけて変形を始める。図の水平方向が軸荷重(L kg)を タテ方向が軸方向の変位 圧縮実験の場合は縮み(Δl mm)をあらわす。試料にかかる主応力の方向と大きさの関係は第1図の左側に示す如くである。

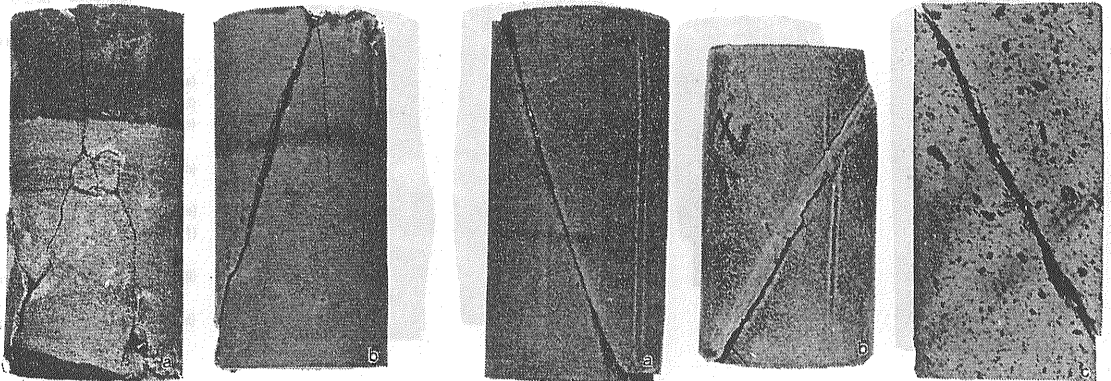
順序としてモデル的な変形挙動を説明しよう。第3図は長野県松代盆地の別所層のいわゆる硬質黒色頁岩の応力-歪曲線である。第2図のC以降の曲線は荷重-変位曲線であるが これを試料の断面積で割った応力と原初の長さに対する縮みの比であらわした歪の関係式に直したものが応力-歪曲線である。第3図で見ると、応力-歪曲線は始めは 完全な直線で示され弾性状態であらわしているが やがて突然試料に割れ目が生じ これに沿って急激なすべりが起こって差応力は急激に低下する。この際大きな爆発音が発生するのが普通である。このような変形様式を brittle (I) 型変形という。第4図は北九州西彼杵層群の砂岩の応力-歪曲線図である。500 1000気圧 [1気圧≐1 kg/cm²≐1 bar (バール) 1Kb =1000 bars] なお 本特集に用いられる術語用語のうち 周圧 側圧 封圧は若干のニュアンスの差はあるがほぼ同じ意味で使われている。また brittle, ductile はそれぞれ脆性 延性(または延展性)の意である] のときは第3図のような brittle 変形であるが 1000気圧のときには弾性状態から割れ目の生成に至る過程の曲線部分がまるみを増しており 差応力降下や 破断状態も第3図のときに比較してそれ程

急激ではない。同じ brittle 変形ではあるが このように応力-歪線図の頂部がまるみを持ってきているものを brittle (II) 型とした。第4図で1500 2000 2500気圧に移ると降伏点をすぎたあとも応力-歪線はあまり降下せず それどころかその後も上昇を続けて行くようになる。この段階では応力-歪線が極大に達した付近で割れ目が生成されるが brittle 変形するときのように大きな滑り変化や破壊音はみとめられない。1500 2000気圧のような変形を transitional 型(あるいは ductile III 型)変形 2500気圧のような変形を ductile IV 型変形ということにする。

brittle-I 型のときに出来る割れ目は常圧のときには楔状に割れることが多いが(図7) 封圧を加えられたときには剪断面角の小さなずりを伴う単一の割れ目があらわれる。これをわれわれは単一型せん断割れ目と呼ぶことにした(図8)。 brittle-II 型ではすべての場合に

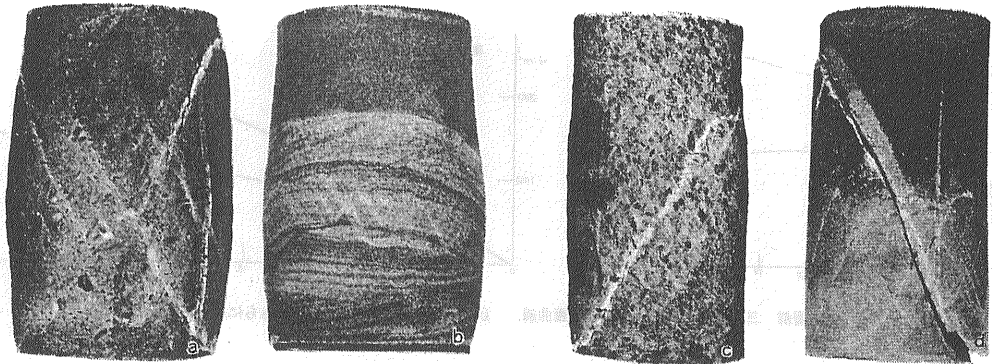


第6図 ZM の変形後試料のスケッチ



第7図 楔型割れ目
(a) NF(寺泊層 頁岩 凝灰岩)常圧。(b) ZK(静沢層 頁岩部分)常圧; なお第10図 (a) (b) (c) も楔型割れ目の好例である。

第8図 単一型割れ目の例
(a) (b) ZK(前出)封圧500および1000 bars 封圧が上がるにつれて割れ目の幅(変形帯)が厚くなっていくことに注意されたい。(b) JB(常磐 滝流紋岩質凝灰岩)封圧500 bars なお第10図(c) (d) (f)も単一型割れ目である。

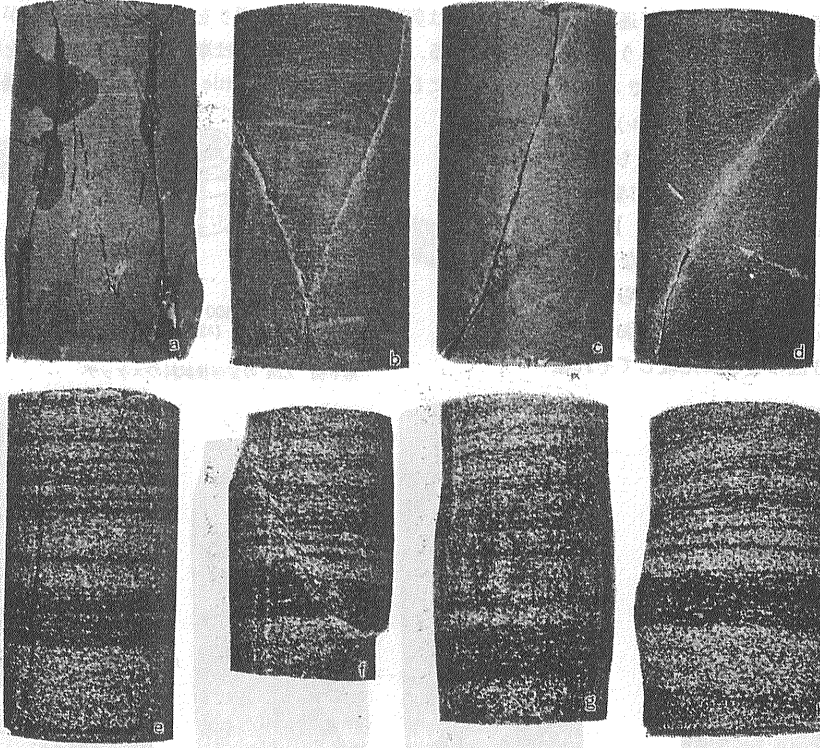


第9図 網目型割れ目の例 (a) JB (前出) 封圧1500 bars 歪17.4% 網の目型割れ目が共役割れ目を作っている。 (b) NF (前出) 封圧1000 bars 歪18.2% 凝灰岩質の部分にのみ網の目が発達している。大きな滑りは左上から右下に走る割れ目に沿って行なわれている。 (c) XC (西彼杵層群間瀬扇砂岩) 封圧1000 bars 網の目型割れ目が巨視的には1つの剪断割れ目を生み出している。 (d) ZK (前出) 上部が頁岩質 下部が凝灰岩質である。凝灰岩質のところには網の目がよく発達している。しかし 大きな滑り面は1つの剪断割れ目により行なわれている。この剪断割れ目に沿った部分は内部の微小割れ目の発達のために白くなっていることに注意。

典型的な単一型せん断割れ目があらわれる。 transitional 型から ductile IV 型にかけては割れ目の様子がやや異なってくる。むしろ割れ目の出来方も含めた破壊の様式が異なってくるといった方がよいであろう。この点は非常に重要なことで まだ簡単に割り切ることのできない現象がたくさんある。ここでは一般的な推移をのべることにする。 transitional 型あたりから試料

全体に網の目のような細かな割れ目が現われるようになる。これをわれわれは網の目型割れ目と呼ぶことにした (図9)。現象的には網の目は応力-歪線図が降伏点を過ぎたあたりから出現する。歪が大きくなって応力-歪線図の上で応力降下が見られるようになると (歪が大きくなると試料の断面積が大きくなるので当初の断面積で荷重を除いた見かけの応力値と真の応力値との差が大

きくなるのでその補正をして見か



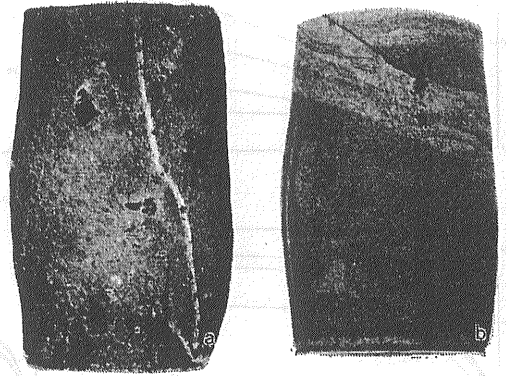
第10図 実験結果の例 (a)~(d) JT (白坂頁岩) により brittle 変形の例を (e)~(h) SEG (下五十嵐 深度4500m 椎谷層 細粒砂岩) により ductile 変形の例を示した。

- (a) JT 5 常圧.
- (b) JT 3 封圧100 bars.
- (c) JT 4 封圧200 bars 歪2.7%.
- (d) JT 2 封圧300 bars 歪3.1%.
- (e) SEG 1 常圧.
- (f) SEG 3 封圧500 bars 歪12.6%.
- (g) SEG 4 封圧1000 bars 歪9.3%.
- (h) SEG 6 封圧2000 bars 歪14.6%.

けの応力-歪線図を正しい応力-歪線図に直した上でこの応力降下を考えなくてはならない。しかし実際には正しい断面積をどのように決めるかについて いろいろな問題がある。この討論は続編で触れてみたいと思う。

網の目のうちの割れ目の一つに沿ってずりが起こってせん断割れ目が作られたり 1組の共役割れ目が前後してずりを起こし いわゆる共役せん断割れ目が作られたりする。ductile 型になると降伏点をすぎても transitional 型でみるような明瞭な網の目型は肉眼的には観察されない。しかし顕微鏡的には微細な割れ目が網の目に似た形態をしているのが観察される。いずれにしても肉眼的には試料全体が変形して（これを流動—flowするという）ビヤだるの様に膨張してくるのがみとめられる。ductile になればなる程 降伏点以後の応力-歪線図の上昇（傾斜）は急になる。この現象を strain hardening という。ductile IV 型でも歪を増大させて行くと応力-歪線図は いずれ下降に転ずると考えられる。このときには ductile faults といって粘着力は失われぬが 変形で互にずれる特殊な割れ目が作られる（図10 11）。

このようにして堆積岩の高圧下物性を第12図のような項目に整理しつつある。いままでの説明で洩れている項目を左から順に簡単に説明する。静水圧時のタテ歪とは 第2図で述べた静水圧時における試料の軸方向の縮みの原初の長さに対する比である。この状態では試料は3次元方向から等しい応力を受けている。すなわち静水圧を受けている状態なのでヨコ方向の歪もタテ方向の歪も等しいと考えてよい。従って 封圧をこの値を3倍したもので除したものが体積弾性率と考えることができる。



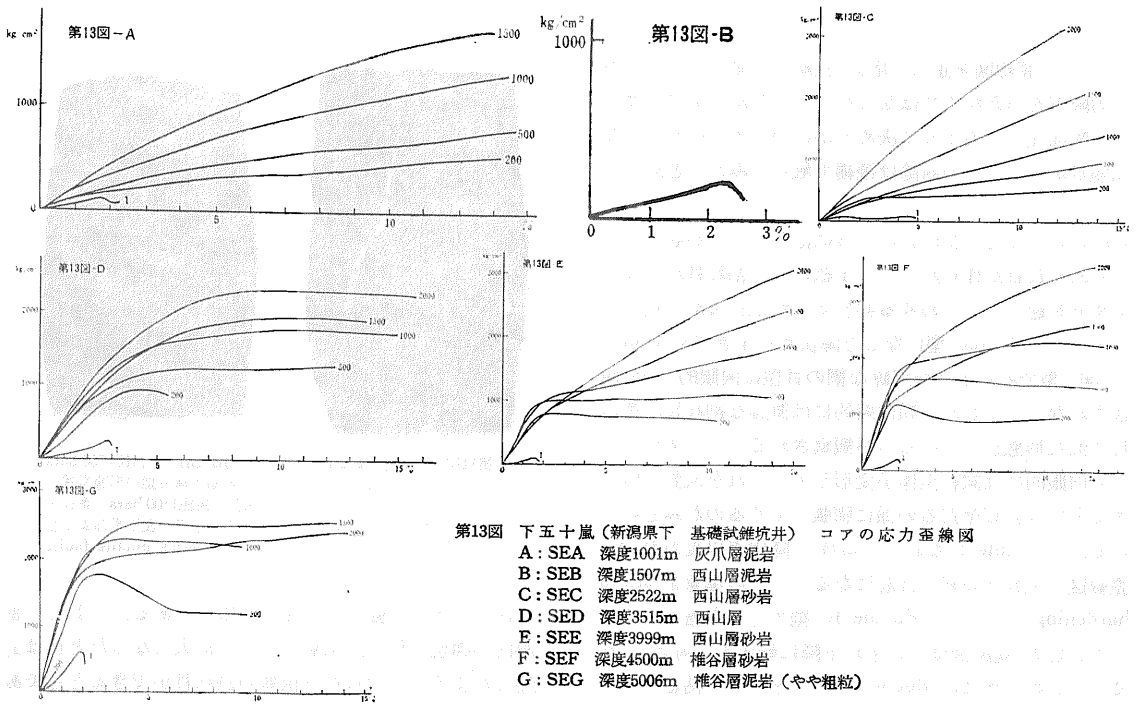
第11図 Ductile faults の例 (a) JB (前出) 封圧1500 bars 歪16.3% まだかすかではあるが網目型の形態も残っている。(b) NF (前出) 封圧1500 bars 歪17.0% 境は明瞭ではないが 右上半部が左下半部よりも左下にずれている。なお第10図(b)も ductile faults の好例である。

次の2項目は強度に関係した項目である。応力-歪線図が弾性状態 降伏点をすぎ最大になったときは上述したように 何らかの種類の割れ目ができるときである。この時の差応力を 最大強度 という。しかし transitional, ductile および後述する visco-ductile 型のときには真の最大点を表わす方法にいろいろ問題があり かつ このような変形型のときには降伏点の決定もむずかしいので ある歪のときの差応力値を強度とする。ここでは1、2、5および10%のときの強度を記すことにした。割れ目生成時の歪はこれまで説明した主旨にのっとり最大強度点に相当する歪(%)をもってした。

最大歪とは実験で到達した最大の歪みであり 残留歪とは その封圧下で差応力が零になったときの歪である。最大歪みから残留歪みを減じたものが弾性歪

第12図 岩石の力学的性質記載項目

岩石記号	封 圧	静水圧時の タテ歪	差応力(強度)kg/cm ²				最大 強度 kg/cm ²	延 展 度 (割れ目生成時の歪) (%)	最大歪 (%)	残留歪 (%)	歪速度	破壊形態	剪断面角	変形様式						
			1%	2%	5%	10%														
J D 3	1	0	50				50	1.4	1.4	1.1×10 ⁻⁴	Wedge	40°	brittle II							
	13	50	0.003	50	85	120								145	14.53	14.23	1.3×10 ⁻⁴	n. f.		ductile IV
	10	200	0.021	65	90	170								263	19.10	18.5	1.3×10 ⁻⁴	n. f.		v. ductile IV-V
J Z 7	1	0	20				21	1.1	1.6	1.7×10 ⁻⁴	Wedge	20°	brittle II							
	3	50	0.003	26	58	100								126	14.8	14.4	1.7×10 ⁻⁴	n. f.		ductile IV
	1	100		37	64	109								156	17.3	17.0	1.3×10 ⁻⁴	n. f.		" IV
	10	200	0.033	45	84	149								219	9.4	9.3	1.3×10 ⁻⁴	n. f.		" IV-V
J N-1	1	0	90	107			123	4.4 breaking point 0.6	5.2	4.1	Wedge	44°	ductile IV							
	-5	100	0.016 (JIV-3による)	100	140	193								231	9.6	9.4	1.3×10 ⁻⁴	Single Shear	52°	" IV
	-6	300	0.023	90	156	253								380	10.4	10.2	1.1×10 ⁻⁴	n. f.		" IV-V



第13図 下五十嵐(新潟県下 基礎試錐坑井) コアの応力歪線図
 A: SEA 深度1001m 灰爪層泥岩
 B: SEB 深度1507m 西山層泥岩
 C: SEC 深度2522m 西山層砂岩
 D: SED 深度3515m 西山層
 E: SEE 深度3999m 西山層砂岩
 F: SEF 深度4500m 椎谷層砂岩
 G: SEG 深度5006m 椎谷層泥岩(やや粗粒)

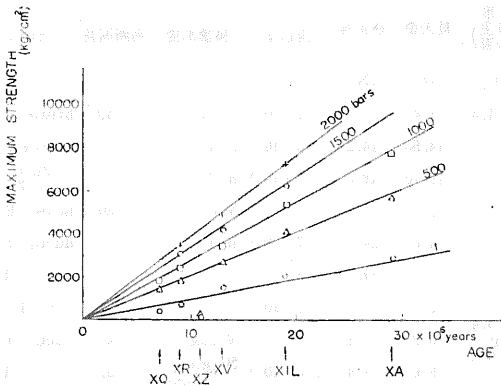
である。今回の実験では brittle I、II 型とも破断するまで transitional, ductile では 15~20% 程度の歪みで変形を行なっている。最大は 25% である。歪速度とは 1 秒間に進行した歪値である。今回の実験ではギアードライブ電動方式で荷重増加率は一定になるようにしたが、岩石の種類、降伏点以前、降伏点以後で歪み速度は異なる。大体 brittle から ductile になるにつれて歪み速度は早くなり、降伏点以後では以前よりも速度は早くなる。降伏点以前で 10^{-5} /秒、以後で 10^{-4} /秒のオーダーである。

破壊形態 上に述べたように楔型、単一割れ目型

網目型、流動型とに分類した。剪断面角とは最大圧縮主応力軸をはさんで割れ目の作る角度である。楔型のときには最大値、単一割れ目型の場合は最も平均的な部分での最大主応力軸に対する角度を求め、これを 2 倍する。網目型では共役する微小割れ目の角度の平均値をとる。

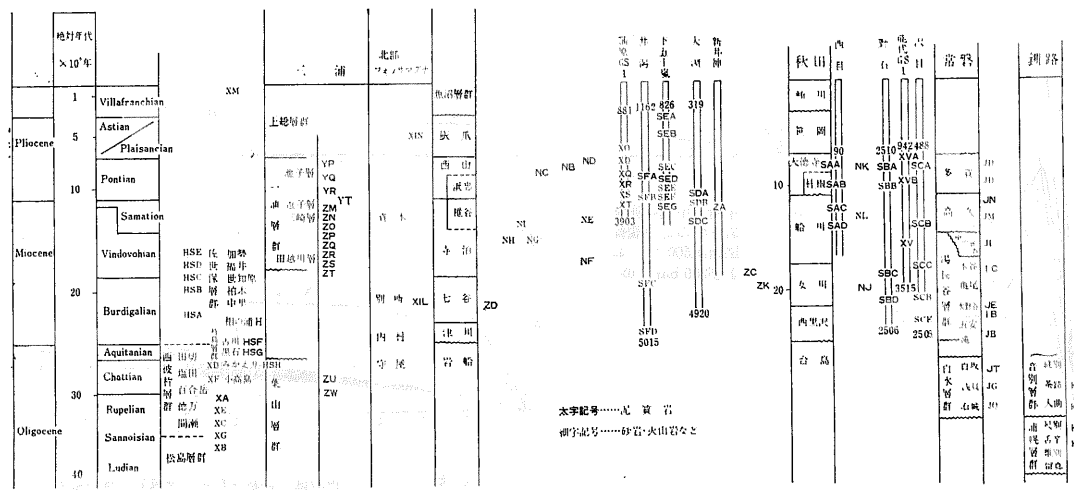
変形様式 はいままで述べてきたように brittle, ductile をそれぞれ 2 分し brittle I, II; ductile III (または transitional) IV と分けた。固結度の十分でない堆積岩、凝灰質の泥岩などでは意外に低い封圧で降伏点も認められない流動状態を示すことがある(第 5 6 図)。

これを visco-ductile (V) 型と呼ぶことにする。第 5 図のように常圧、20 気圧では brittle であるが 50、100 気圧では transitional 型、300 気圧では ductile 型になる。さらに封圧が高くなって 500 気圧以上になると visco-ductile 型に移る。以上の 5 段階の変形型は封圧が高くなるにつれて規則的に変化し、途中のある型が不明瞭で一見省略されたように見えることはあっても順序が前後することはない。この様にしてまとめた結果は近く地質調査所の特別報告として出版する予定になっている。1 例として第 13 図に基礎試錐下五十嵐の深度別応力-歪線図を掲げた。これからこの結果から判った 2、3 の興味ある話題について述べてみよう。



第14図 泥質岩の封圧別年代強度関係図

第2表 採取試料対比図



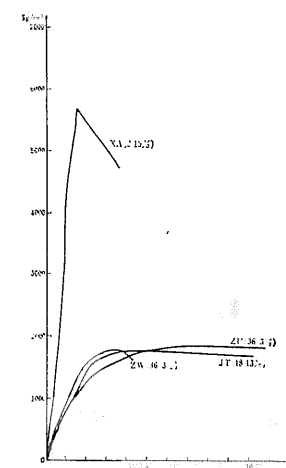
3. 泥質岩の強度について

堆積岩の強度は地質的要素に大きく支配されることは疑う余地がない。これは特に泥質岩 砂岩について強く言えることである。筆者の一人は先に本邦の堆積岩の主要なものについて 封圧と強度の関係を岩質ごとにまとめて見た。その結果 そのとき利用した資料の範囲では泥質岩では一般に地質年代が古くなる程 強度が増加するという関係が得られた(図14)。資料も増加したので強度と地質的要素との関係をさらに検討してみよう。第2表の採取試料対比図でみるように実験試料は更新世から漸新世まで 地域別というと 北海道の釧路炭田(音別および浦幌層群) 常磐炭田(多賀 高久 湯長谷および白水層群) 秋田 山形地域(天徳寺 船川 女川および西黒沢層) 新潟(灰爪 西山 椎谷 寺泊 七谷および津川層) 能登 長野北部(音川層群 別所層など) 三浦半島(三浦および葉山層群) 北九州(佐世保 杵島および西彼杵層群) である。本表は主として鎮西(1969)をもとにして作成した。なお いろいろ問題点があるようであるが 一応この表を前提にして進んでみる。このうち漸新世中期 中新世中期 鮮新世初期の三層準をえらび それぞれの地域の 応力-歪線図を比較したのが 15 16 17図である。原則として封圧 500 bars の応力-歪線図を掲げたが 強度が小さくてその資料を欠いている時には200 bars の応力-歪線図を示した。関係する要素をできるだけ少なくするために泥質岩のみをえらんだ。

漸新世中期層準では 北九州 西彼杵層準 百合岳互層中の頁岩 XA 三浦半島葉山層群の泥岩(やや凝灰質) ZW ZU および常磐地域白水層群の白坂頁岩層 JT を比較した。XAのみ brittle で強度も6000kg/cm²近くに

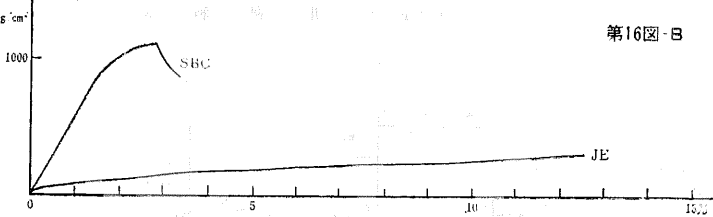
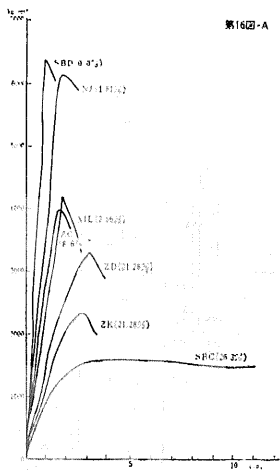
あり 他の3種を引き離している。ZW ZU JT は地域之差にかかわらずほぼ同様の強度を示している。

中新世中期層準では秋田地域の女川層 NJ SBC SBD 新潟北部の七谷層 ZC 南部の難波山層 ZD 長野北部の別所層 XII 山形の草ナギ層 ZK 常磐の水野谷層 JE のいずれも頁岩の応力-歪線図を掲げた。この層準の岩石は頁岩というほぼ同一の岩質を選んでいるにもかかわらず差が大きい。最も強度の大きいのは野石沖試錐(男鹿半島北部海域) 2100mの深度より得られた女川層硬質頁岩 SBD と 男鹿半島北岸の女川層標式地から得た硬質頁岩 NJ である。両者ともこの種の頁岩では 最硬質の部分である。新潟県内の頁岩 北部の七谷層 ZC 南部の難波山層 ZD および長野県北部の別所層 XII はほぼ同様の強度を示し4200から3300kg/cm²の値を

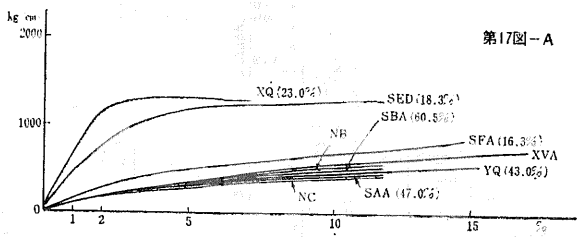


第15図 漸新世中期の泥質岩4種の応力歪線図。封圧 500 bars

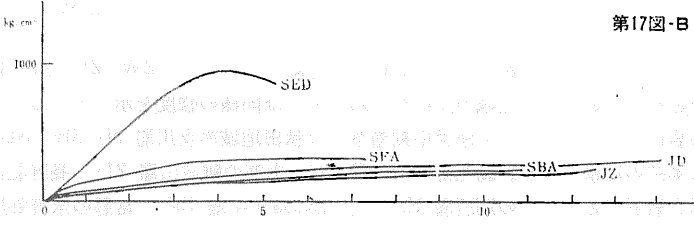
持っている。山形県の草ナギ層 ZK はこれ等よりやや落ちて2300 kg/cm²の強度である。野石沖試錐でも 1800m の深度より得られた女川層頁岩 SBCはさらに強度が下って約1500kg/cm²となり transitional 変形を示している。常磐の JE は封圧500 bars のものがないので SBC の 200 bars のものと比較した。SBCは200 bars ではやや brittle に近づくのに反して JEはこの封圧下です



第16図 中新世中期の泥質岩9種の応力歪線図 封圧500 (A) および200 bars (B)



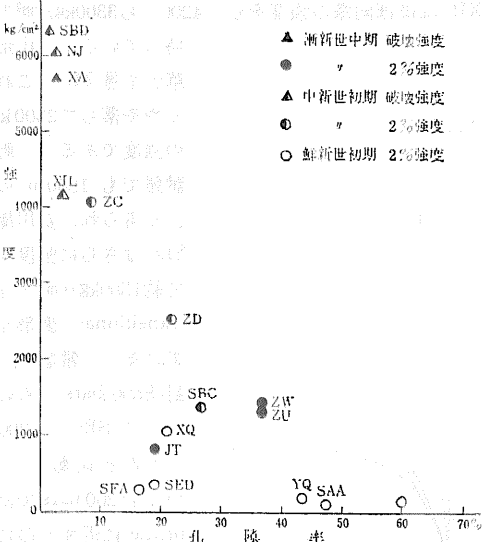
第17図 鮮新世初期の泥質岩11種の応力歪線図 封圧500 (A) および200 bars (B)



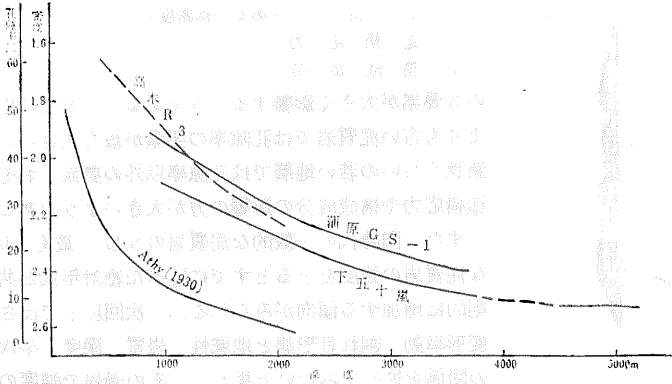
で visco-ductile 変形をしており、強度も著しく小さい。同一層準（同一年代）のうちにみられるこの強度の著しい差はわれわれが普通漠然とした意味で言っている硬質頁岩、軟質頁岩、泥岩の変化にほぼ対応している。最も大きな強度を示している SBD、NJ の 2 種はいわゆるフジュールにも比較すべき堅硬な頁岩である。これに対して水野谷の頁岩は鋭いハンマーならば、そのまま打ち込める軟質の頁岩である。

次に鮮新世初期の層準を第17図に掲げた。ここで示した応力-歪線図は新潟県の西山-浜忠層準；蒲原 GS-1 号の深度 2405m の XQ、下五十嵐試錐深度 3515m の SED、升瀧試錐の深度 2501m の SFA、陸上露頭の NB（中央油帯背斜東翼）、NC（出雲崎町付近）、秋田県下の天徳寺層上部；能代 GS-1 号の深度 1001m の XVA、西目沖試錐深度 501m の SAA、野石沖試錐の深度 601m の SBA、および常盤地域の多賀層の地表露頭 JD、JZ である。さて、第16図をみると、新潟県下の試錐井試料の 3 種 XQ、SED、SFA をのぞいては、他は驚く程一致している。たとえば蒲原の XQ では 1300kg/cm² の強度だが、SED、SFA をのぞく他の試料はすべて 500 bars で visco-ductile 変形を示し、強度も至 2% で 100-200kg/cm² にすぎない。

同一年代、同一岩質でのこのような差は何に基づくのであろうか。読者は 15、16、17 図を見ておられるときに、応力-歪線図の傍にカッコで示した各試料の孔隙率の値に気がつかれたであろう。強度が大きなものから小さなものに移って行くにつれて孔隙率の値も大きくなって行く傾向に気がつかれたに違いない。ここで第18図を見て頂きたい。横軸に孔隙率、タテ軸に強度（SBD、XA、XIL、ZC は破壊強度、その他は至 2% における差応力）をとったのがこの図である。中新世初期の場合にはかなりはっきりと強度が孔隙率の増加とともに減少す



第18図 各時代強度対孔隙率関係図



第19図 下五十嵐および蒲原GS1号における泥質岩の深度対孔隙率(および密度)相関図

に位置しているが池辺穰等(1968 1969)による同地域の模式的断面図および椎谷階寺泊層の等層厚線図や全磁力図(陶山淳治 1968)によると この“重力低地帯”の基盤は下五十嵐から蒲原GS-1号の方向 すなわち南方に向かって浅くなる傾向がみとめられる。蒲原GS-1号の付近には基盤の高まりがあり 椎谷寺泊層は薄化する。これに対して下五十嵐の付近は西山期にこの西蒲原平野で最も沈降した所である。浜忠層を含めて西山層の厚さは蒲原GS-1号の約1500mに対し 下五十嵐では約1800mである。灰爪期以降はわずかに蒲原GS

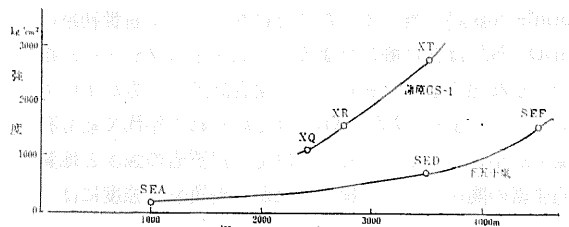
一1号付近の方がより大きく沈降しているが その差はわずかで100mよりも小さいであろう。

傾向が示されている。漸新世中期の場合は JT を除けばほぼ中新世初期の場合に相当する曲線で示される。鮮新世初期の場合は全体を通る平均的曲線としては前の2つの場合とはかなり違った非常に緩い曲線で示され孔隙率による強度変化の度合は漸新世中期 中新世初期のときよりも小さいように見受けられる。しかし この第18図から異なった考え方を導くこともできる。いま JT XQ SED SFA の4種を理由はともかくとして除いてみよう。すると残りの点は時代の差にかかわらず ある1つの曲線上に乗るように見受けられる。ここで見た限りで泥質岩の強度は孔隙率に非常に関係がありそうである。しかし 1義的な関係ではない。まだ何か考えなければならないことがありそうである。

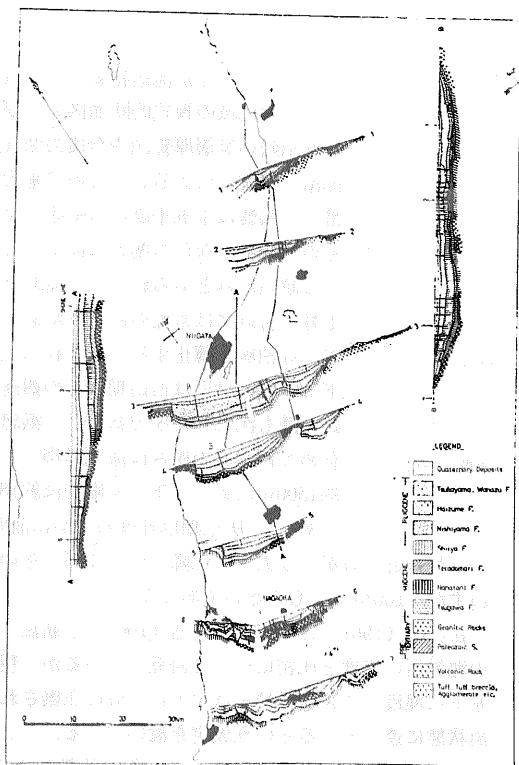
松沢明 (1961 1962) 宮崎浩 (1965) は新潟 秋田の泥質岩の密度と圧密について研究しているが 現在平原下に埋没している堆積岩はすでに十分に圧緊されて平衡状態に達しているという仮定を置いている。この考えによれば下五十嵐は蒲原GS-1号に比較して500-700m基盤が相対的に上昇したとしなければならぬがこれは現在知られている資料からすると到底あり得ないことで むしろ下五十嵐における圧緊作用がまだ平衡状態に達していないと考えるべきであろう。これは19図の下五十嵐の密度・深度図からも推定されることである。下五十嵐での深度5000mの密度は約2.52である。この坑井の泥質岩の粒子密度は2.65-2.70であるから 図の曲線を延長して粒子密度に等しくなる深度を推定するとおそらく2~30,000mもの深度が必要になるであろう。現在の資料からみて破碎質堆積岩の基底が このように 深いとは考えられない。同図に参考のために Athy (1930) による オクラホマのペンシルバニア~二疊系の密度・深度曲線を示した。従って下五十嵐ですら累積荷重による圧緊が最終段階まで十分に進行したとは考えられず 蒲原GS-1号はさらに進行度がおくれていると解すべきであろう。

たとえば第19 20図を引き続いてみて頂きたい。第19図に新潟県中部部での2つの坑井における孔隙率および密度と深度との相関曲線を示した。これは泥質岩のみの相関曲線である。図でみるように蒲原GS-1号井の曲線と下五十嵐試錐井の曲線はほぼ平行しているが前者の方が後者よりも全体に孔隙率が大きい。層位的にみると 灰爪層の基底は 蒲原GS-1号も 下五十嵐も 深度1860m および1700mで大きな差はない。しかし深の西山(浜忠を含む) 椎谷層をみると蒲原GS-1号は 下五十嵐に比較してはるかに薄くなっている。両井の孔隙率曲線の差はこのような累積する地層の厚さの差による圧緊作用の差と見てよいであろう。いずれにしても下五十嵐の方が同一深度では孔隙率は小さい。ここで第19図を見て頂きたい。これは両井における封圧500 bars の歪み2%における泥質岩の強度と深度との相関図である。孔隙率の小さな下五十嵐の方が全般に強度が小さい。これは18図に示された一般的傾向と全く逆である。構造的には下五十嵐も蒲原GS-1号も角田-弥彦山塊と信濃川間の低重力帯の西縁

この様に比較してみると 蒲原GS-1号の泥質岩が下五十嵐の泥質岩よりも大きな強度をもっていることは



第20図 下五十嵐および蒲原GS1号における泥質岩の深度対強度図



第21図 新潟中部の地質断面図 A: 下五十嵐試錐 B: 蒲原GS1号試錐 (Ikebe, Ishiwada and Katahira による)

単なる圧緊作用差だけでは説明がつかない。また泥質岩の強度が密度ないし孔隙率と相関関係にあるとは単純には言えない。肉眼的にみる限り両井の泥質岩の岩質に大きな差は認められない。とすると考え得るのはさらに微細な単位で岩質に差があるのか(たとえば粘土鉱物成分の差)あるいは両地域における造構応力の差であろう。ことに後者の要素が重要と考えられる。

蒲原GS—1号は磁力図等層厚線図からよみとれる弥彦山塊よりほぼ東北東に走る隆起帯のすぐ北側にありかつ弥彦山塊東縁の断層の西側にあつてこの隆起運動や断層運動に伴う造構応力の影響が強かったことは十分に考えられるところである(第21図)。

さて最後に再び第14図に戻ってみよう。結果的にはXA XIL XQともそれぞれ漸新世中期中新世初期鮮新世初期の泥質岩のうち期せずして最も強度が大きくbrittleな試料に当たっていたことになる。中新世初期のSBD NJは前に触れたように頁岩層中のノジュール核のような部分とみなされこの場合除外した方がよいであろう。またXA XILはそれぞれの年代で最も孔隙率が小さくなっている。以上泥質岩の強度と地質要素の関係について検討したが泥質岩の強度には

1. 孔隙率(あるいは密度)
2. 造構応力
3. 構成成分

の3要素が大きく影響するようである。とくに中新世よりも古い泥質岩では孔隙率の要素が最も大きい。鮮新世ぐらいの若い地層では孔隙率以外の要素おそらく造構応力や構成成分の影響の方が大きいようである。

また同時代の一般的な泥質岩のうち最もbrittleな泥質岩の強度をとるとすでに述べた絶対年代と共に規則的に増加する傾向がみられる。次回以下ではさらに変形挙動割れ目形態と地域性岩質深度年代などの関係を述べてみたいと思う。その過程で強度の問題をもう一度レビューする機会があるだろう。

(筆者らは燃料・物探・鉱床の各部および 1)東京教育大 2)東北大)

「謝辞」

基礎試錐 大淵 下五十嵐 升湯 野石沖 西目沖 沢目沖 関係については通産省鉱山石炭局の未公表資料(報告書石油開発公団)の一部を引用したほか 星野が石油公団出向中に整理した結果を使用してある。便宜を図って頂いた関係各位に感謝の意を表する。

参考文献

- Handin, J. and Hager, R. V., Jr. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure; Tests at room temperature. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 41, p. 1—50.
- Handin, T. and Hager, R. V. Jr. (1958): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure; Tests at high temperature, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull, vol. 42, p. 2892—2934.
- Handin, J., Hager, R. V., Jr., Friedman, M. and Feather, J. N. (1963): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Pore pressure tests, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 47, p. 717—755.
- 星野 一男 (1966): 岩石変形の基礎理論と地質構造要素 地質学雑誌 72巻3号 105—116頁
- 星野 一男 (1967): 日本産堆積岩の高圧物性について(第1報) 応用地質 8巻3号 151—164頁
- Hoshino, K. et al: Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure (under preparation).
- 池辺 穰他 (1968): 新潟平野の地下地質 石油技術協会誌 33巻3号 198—208頁.
- Ikebe, Y. Ishiwada, Y. and Katahira, T. (1969): Geology of the Niigata Plain, ECAFE Petroleum Symposium, Canberra.
- 松沢 明 (1961—62): 堆積岩の密度と地質構造 物理探鉱 14巻 195—203頁および15巻 1—13頁
- 宮崎 浩 (1965): 秋田油田地域における泥質岩の圧密について 地質学雑誌 71巻 401—412頁
- 陶山 淳治 (1968): 空中磁気探鉱 石油技術協会誌 33巻3号 188—197頁