

PERILAKU MATERIAL GEOLOGIS PADAT



MILIK PERPUSTAKAAN IKIP PADANG	
DITERIMA TGL. :	21 JUL 1997
SUMBER / HARGA :	H /
KOLEKSI :	K
NO. INVENTARIS :	807/K/97-P. GJ
KLASIFIKASI :	551.01 NIF AD

Oleh

Drs. Nofirman

**JURUSAN PENDIDIKAN GEOGRAFI
FAKULTAS PENDIDIKAN ILMU PENGETAHUAN SOSIAL
IKIP PADANG
1994**

**MILIK UPT PERPUSTAKAAN
IKIP PADANG**

KATA PENGANTAR

Pelaksanaan Pembangunan Nasional Indonesia terbukti telah berhasil mewujudkan kemajuan dalam berbagai bidang, sehingga mampu meletakkan landasan kuat bagi periode pembangunan selanjutnya. Salah satu kemajuan dalam pengelolaan sumber daya alam adalah meningkatnya identifikasi, eksplorasi, dan eksploitasi terhadap mineral, batuan, serta pendayagunaan tanah dengan cara menekan resiko bencana alam sekecil mungkin. Sebaliknya bencana alam itu sendiri dapat terjadi akibat kondisi alam yang masih aktif melakukan perombakan.

Untuk dapat menanggulangi bencana alam ataupun memanfaatkan potensi sumber daya alam diperlukan pemahaman dalam bidang geologis. Buku ini berusaha menjelaskan asal usul dan identifikasi kerak bumi, sifat-sifat material geologis padat, serta perilaku alamiahnya yang menimbulkan bencana di wilayah Sumatera Barat.

Mengingat perlunya pengalaman dalam interpretasi geologi, penulis mendapat bimbingan dari Bapak Drs. Marnis Nawi sebagai Dosen Geologi Jurusan Geografi, sehingga patutlah penulis aturkan ucapan terimakasih atas bimbingan beliau. Ucapan yang sama penulis sampaikan kepada saudara Ir. Imam A. Sadisun, Bapak Hermawan dan Sugiarto yang telah memberikan data untuk kasus Longsoran Ngarai Sianok dan Desa Taratak.

Tiada gading yang tidak retak masih berlaku dalam penulisan ini, karena itu penulis menerima kritikan pembaca dalam penyempurnaan buku ini.

Semoga buku ini dapat bermanfaat bagi kita semua.

Padang, September 1994

Penulis

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	ii
DAFTAR ISI	iii
DAFTAR TABEL	iv
DAFTAR GAMBAR	v
BAB I. PENDAHULUAN	
BAB II. POSISI DAN STRUKTUR MATERIAL KERAK BUMI	
A. Struktur Dasar Planet Bumi	4
B. Karakteristik Lapisan Pembentuk Bumi	8
C. Siklus Batuan	10
BAB III. SIFAT-SIFAT FISIS MATERIAL GEOLOGIS PADAT	
A. Material-material Geologis	24
B. Sifat Fisis Material Geologis Batuan	25
C. Sifat Fisis Material Geologis Tanah	48
D. Klasifikasi Gerakan Material Geologis	61
BAB IV. PERILAKU MATERIAL GEOLOGIS PADAT: KASUS PILIHAN	
A. Longsor di Ngarai Sianok, Bukittinggi	66
B. Longsor di Desa Taratak, Kec. Guguk Kab. 50 Kota	85
DAFTAR PUSTAKA	100

DAFTAR TABEL

Tabel II.1	Lapisan-lapisan yang menjadi struktur pembentuk bumi	6
Tabel II.2	Komposisi mineral-mineral batuan pada Rangkaian Reaksi Bowen	14
Tabel II.3	Komposisi beberapa mineral yang terdapat pada batuan beku	14
Tabel II.4	Determinasi untuk batuan beku	16
Tabel II.5	Determinasi untuk batuan sedimen	21
Tabel II.6	Determinasi untuk batuan metamorf	23
Tabel III.1	Klasifikasi kuat-tekan <i>u.c.s</i> (Mpa) menurut Deere	31
Tabel III.2	Nilai-nilai <i>u.c.s</i> untuk batuan alami dan beton	31
Tabel III.3	Uji tumbuhan palu (menurut Matthewson)	32
Tabel III.4	Nilai-nilai khas uji beban titik (Bell)	35
Tabel III.5	Perilaku deformasi	37
Tabel III.6	Kelas-kelas modulus-rasio (M_R), Deere dan Miller (1966)	38
Tabel III.7	Penyebaran Porositas Efektif Menurut Formasi Batuan	39
Tabel III.8	Harga Permiabilitas Berbagai Jenis Batuan	41
Tabel III.9	Klasifikasi tanah berdasarkan besar butiran	49
Tabel III.10	Kuatan-geser relatif dari tanah (c, ϕ)	56
Tabel III.11	Nilai-nilai khas untuk kemungkinan pemampatan tanah	58
Tabel III.12	Kerapatan relatif tanah berbutir kasar	61
Tabel III.13	Kerapatan relatif, kerapatan kering dan nilai ϕ untuk pasir kuarsa	61
Tabel IV.1	Beberapa data longsoran yang terjadi pada setiap zona utama	73

DAFTAR GAMBAR

Gambar II.1	Lintasan seismik dan kenampakan struktur barat daya-timur laut pada Cekungan Muka Busur Nias	5
Gambar II.2	Skema penampang bumi dan variasi densitas lapisan bumi ke arah dalam	7
Gambar II.3	Model penampang dari variasi lapisan dan ketebalan kerak benua dan samudera	9
Gambar II.4	Siklus batuan	11
Gambar II.5	Rangkaian Reaksi Bowen	13
Gambar III.1	Sketsa perbedaan sifat-sifat yang membentuk material geologi padat	25
Gambar III.2	Lipatan dalam serpih batupasir yang telah mengalami perubahan bentuk	27
Gambar III.3	Sketsa struktur 3 dimensi dari sifat material yang menggambarkan sifat massa batuan	28
Gambar III.4	Banguku tekan dalam menentukan kuat tekan material batuan	30
Gambar III.5	Penampang memanjang palu uji beton Model N dalam posisi mengetok	33
Gambar III.6	Uji beban titik	34
Gambar III.7	Empat tipe kurva hasil uji kuat-tekan terhadap batuan	36
Gambar III.8	Penampang dimensi-dimensi kritis dari uji ketahanan <i>Slake</i>	42
Gambar III.9	Penampang beberapa Jenis Foliasi	44
Gambar III.10	Penampang pemboran inti (<i>coring</i>)	45
Gambar III.11	Meja uji kuat geser	47
Gambar III.12	Pengujian hambatan geser	52
Gambar III.13	Grafik perbedaan jenis tanah akibat tegangan-gesernya	53
Gambar III.14	Pengujian pada bak geser	55
Gambar III.15	Pengujian sel triaksial	56
Gambar III.16	Model konsolidasi normal	57
Gambar III.17	Jenis gerakan material geologis untuk massa batuan	63
Gambar III.18	Jenis gerakan material geologis untuk massa tanah	65
Gambar IV.1	Peta lokasi bencana alam Ngarai Sianok dalam wilayah Sumatera Barat	67
Gambar IV.2	Sketsa geomorfologi daerah bencana alam Ngarai Sianok	69
Gambar IV.2A	Peta geologi daerah Bukittinggi dan sekitarnya	71
Gambar IV.3	Zonasi daerah longsor pada kawasan Ngarai Sianok	74
Gambar IV.4	Proses eksfoliasi dan sistem penanggulangannya dengan <i>shotcrete</i>	76

Gambar IV.5	Proses pembentukan gua dan sistem penanggulangannya dengan <i>roof support</i>	79
Gambar IV.6	<i>Well point system</i> dan <i>drainage gallery system</i> sebagai alternatif penanggulangannya	80
Gambar IV.7	Longsor akibat kikisan air pada kaki tebing dan sungai	82
Gambar IV.8	Mencegah kikisan air dengan bronjong dan dinding penahan	82
Gambar IV.9	Longsor akibat kikisan air permukaan dan sistem drainase pengumpul untuk penanggulangannya	84
Gambar IV.10	Peta lokasi bencana alam longsor tanah di Desa Taratak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	86
Gambar IV.11	Sketsa penampang gerakan tanah dalam bencana alam di Desa Taratak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	87
Gambar IV.12	Peta geologi daerah longsor tanah di Desa Taratak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	89
Gambar IV.13	Grafik curah hujan bulan oktober dan nopember 1993 berdasarkan data St. BPP Guguak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	92
Gambar IV.14	Sketsa situasi gerakan tanah dalam bencana alam di Desa Taratak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	93
Gambar IV.15	Sketsa metode penanggulangan gerakan tanah dalam bencana alam di Desa Taratak Kab. 50 Kota Sumatera Barat	98

BAB I

PENDAHULUAN

Kemajuan pembangunan nasional Indonesia yang telah dicapai selama masa Pembangunan Jangka Panjang Pertama (PJPT I) ternyata telah meletakkan landasan yang kuat bagi bangsa Indonesia untuk memasuki masa Pembangunan Jangka Panjang Kedua (PJPT II), yang lebih terkenal sebagai Masa Kebangkitan Nasional Indonesia Kedua (PJPT II), dan proses tinggal landas. Pada periode ini melalui pembangunan bidang ekonomi diharapkan dapat meningkatkan taraf hidup masyarakat, pemerataan dalam proses dan hasil pembangunan, serta menciptakan bangsa yang maju dan mandiri.

Pemerataan merupakan salah satu strategi pembangunan nasional yang dikembangkan guna memacu pertumbuhan suatu wilayah, hal ini pada gilirannya diharapkan dapat mendorong bergesernya sentra wilayah pembangunan dari daerah pusat perkembangan ke daerah-daerah pinggiran sesuai dengan potensi yang dimilikinya. Untuk dapat mencapai perkembangan dimaksud, maka pemerintah telah mendorong pengembangan suatu wilayah berdasarkan analisis daya dukung lingkungan. Salah satu cara yang telah dilaksanakan adalah menyusun program perencanaan wilayah berdasarkan atas informasi dari pengembangan suatu wilayah sesuai dengan Rencana Umum Tata Ruang (RUTR) dan Rencana Detail Tata Ruang (RDTR). Hal ini berarti bahwa kegiatan pembangunan dan pengembangan wilayah akan disusun berdasarkan kemampuan biogeofisiknya dan analisis daya dukung lingkungan.

Perlunya diperhatikan analisis daya dukung lingkungan dalam proses pembangunan bangsa ternyata banyak berkaitan dengan faktor-faktor fisis wilayah Indonesia yang beraneka ragam baik dari segi potensi alam yang berlimpah ruah untuk memenuhi kebutuhan manusia maupun potensi alam itu sendiri yang aktif menimbulkan bahaya dan bencana terhadap kehidupan manusia.

Dalam hal potensi alam yang dapat dimanfaatkan manusia telah tersedia berbagai sumber daya seperti ; tanah yang subur, air yang jernih dan mudah dalam pengelolaannya, penyinaran matahari yang lebih banyak, kekayaan hayati dan hewani baik darat maupun laut yang melimpah, ketersediaan mineral sebagai bahan baku industri maupun sebagai sumber energi, dan sebagainya. Sedangkan potensi alam yang dapat menimbulkan bahaya dan bencana terhadap kehidupan manusia ternyata rawan pula terjadi baik berupa bahaya letusan gunung api, gempa, gerakan tanah, longsor tanah, serta banjir. Hal ini belum termasuk bencana yang terjadi akibat aktifitas manusia yang dapat memicu terjadinya kerusakan lingkungan seperti ; rawannya kestabilan lereng akibat pembuatan jalan raya, tercemarnya air sungai oleh limbah industri, terjadinya erosi akibat pemanfaatan hutan yang berlebihan, terjadinya banjir di daerah pemukiman yang berasal dari kawasan rawa yang diuruk, dan sebagainya.

Mempedomani luasnya permasalahan yang terjadi baik secara alamiah, maupun yang diikuti oleh aktifitas manusia, maka dalam pengelolaan tata ruang suatu daerah perlu dikaji aspek kesesuaian atau daya dukung lingkungannya. Salah satu diantaranya perlu dilakukan pengenalan lebih awal terhadap wujud material kulit bumi yang secara geologis disebut material geologis, sifat-sifat material geologis, serta perilaku yang dapat ditimbulkannya.

Melalui pengenalan terhadap material geologis ternyata hal ini dapat menyingkap kekayaan alam yang terkandung pada suatu wilayah, karena setiap wilayah didukung oleh batuan induknya yang secara alami membentuk dan menyimpan sumber daya mineral maupun energi. Sebagai contoh wilayah Sumatera Barat yang meliputi ; Padang, Sawahlunto, Bukittinggi dan Payakumbuh ternyata merupakan pusat pengembangan geologi strategis pada masa PJPT II untuk mineral industri, dan mineral energi. Hal ini pada dasarnya mempunyai prospek yang lebih baik dalam pengembangannya karena didukung oleh prasana yang telah dibangun.

Sedangkan berdasarkan sifat-sifat material geologis akan muncul berbagai aktifitas secara ilmiah maupun secara teknis baik dalam rangka eksplorasi dan eksploitasi material tersebut maupun dalam rangka mencegah dan menanggulangi bencana yang disebabkan oleh material tersebut.

Akhinya melalui pemahaman terhadap perilaku material geologis pada suatu wilayah maka akan dapat dikembangkan potensi daerah tersebut berdasarkan struktur geologinya, sehingga masyarakat setempat dapat menikmati hasilnya sebagai suatu kegiatan dari proses pembangunan, atau masyarakat dapat dibantu dari kemungkinan terjadinya bencana atas pencegahan yang dilakukan untuk kemungkinan berlansungnya perilaku material geologis yang negatif.

Buku ini akan bermanfaat bagi pembaca yang telah memiliki latar belakang ilmu geografi terutama bagi yang telah memahami ilmu geologi, sehingga dapat dimanfaatkan untuk mengidentifikasi karakteristik material geologis setempat, selanjutnya juga untuk memanfaatkannya semaksimal mungkin tanpa menimbulkan bahaya terhadap kehidupan manusia. Harapan yang paling dibanggakan dari penulisan ini tentu apabila mampu membangkitkan semangat pembacanya guna mendalami dan mengembangkannya secara profesional.

BAB II

POSISI DAN STRUKTUR MATERIAL KERAK BUMI

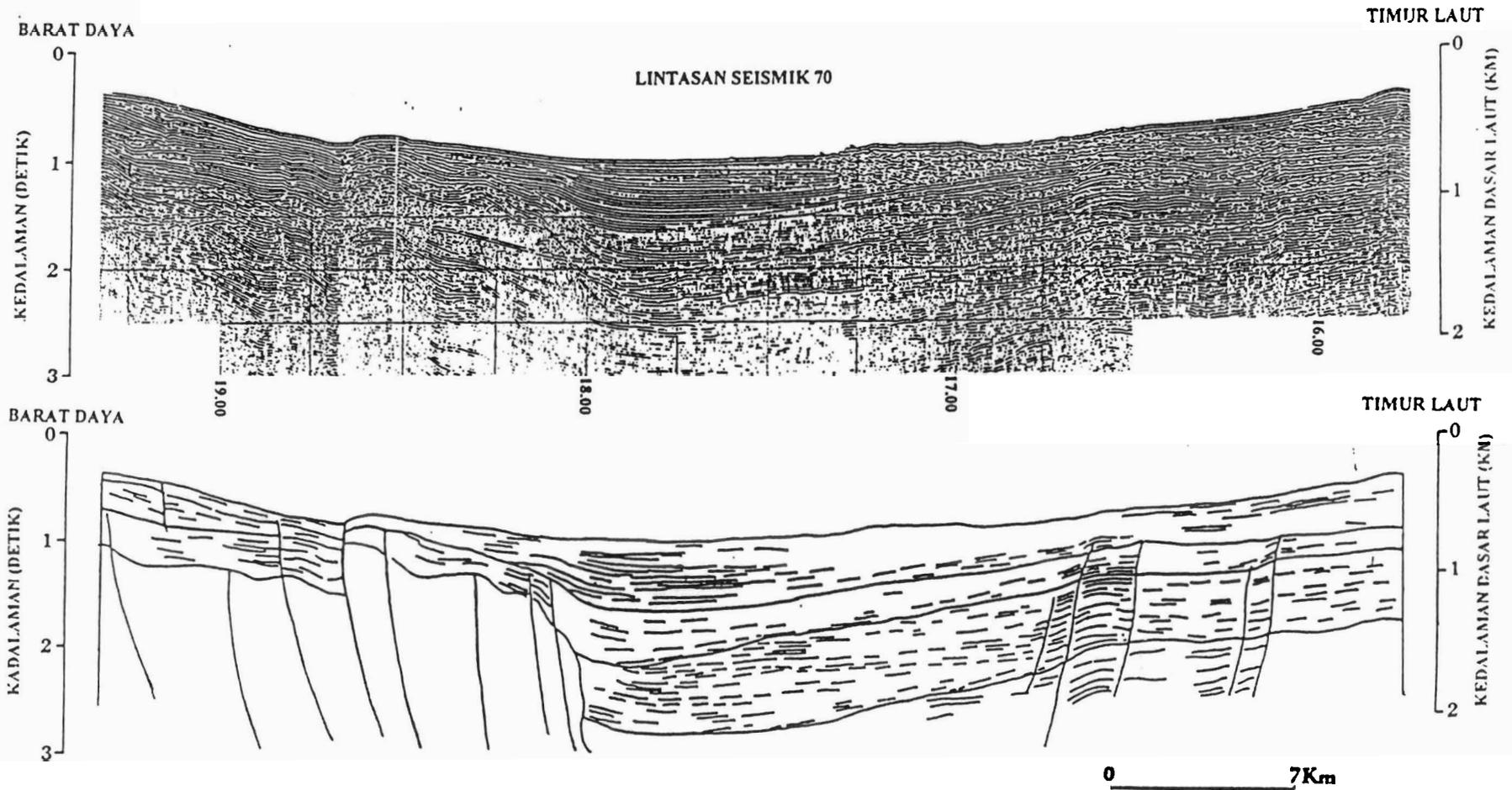
A. Struktur Dasar Planet Bumi

Dalam mengetahui struktur lapisan bumi yang sesungguhnya para ahli berupaya menerapkan berbagai pendekatan berdasarkan bidang keilmuannya, seperti dalam geologi, geofisika ataupun para ahli lain yang ruang lingkup studinya yang lebih representatif. Salah satu metode dalam bidang geofisika yang dilakukan diantaranya adalah dengan memanfaatkan analisis sifat-sifat gelombang gempa yang menelusuri bagian-bagian dari lapisan bumi. Sifat-sifat yang dianalisis dari gelombang gempa itu diantaranya :

1. Gelombang gempa utama yang diciptakan adalah gelombang P (primer), dan gelombang S (sekunder). Pada jenis gelombang P getaran akan terjadi searah dengan rambatan (longitudinal), sedangkan untuk gelombang S getaran akan terjadi secara tegak lurus terhadap arah rambatan (transversal).
2. Apabila suatu gelombang gempa menemui lapisan atau bidang dalam bentuk diskontinuitas, maka sebagian dari gelombang tersebut akan dipantulkan kembali sedangkan sebagiannya lagi akan dibiaskan.
3. Kecepatan gelombang P dan S ternyata mempunyai perbedaan, tergantung pada densitas dan rigiditas yang dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 = k/\rho$$

dimana untuk masa cair harga rigiditasnya = 0, sedangkan V_s juga = 0; hal ini menyebabkan gelombang gempa tidak dapat merambat. Berdasarkan kriteria dimaksud maka bentuk rambatan gelombang gempa dan interpretasi lapisan bumi untuk kasus **Cekungan Muka Busur Nias** menurut **Syaefudin**, (1994; 293) adalah seperti Gambar II.1 berikut.



**GAMBAR II.1 LINTASAN SEISMIK DAN KENAMPAKAN STRUKTUR
BARAT DAYA-TIMUR LAUT
PADA CEKUNGAN MUKA BUSUR NIAS**

(Syaefudin, 1994; 293)

Berdasarkan pada sifat-sifat datangnya gelombang gempa di berbagai tempat di muka bumi, maka dapat dikenal terdapatnya beberapa lapisan yang membentuk bumi, yaitu; lapisan kerak bumi, mantel dan inti bumi, dengan perbedaan kedalaman, densitas, dan tekanan seperti terlihat pada sajian Tabel II.1 berikut.

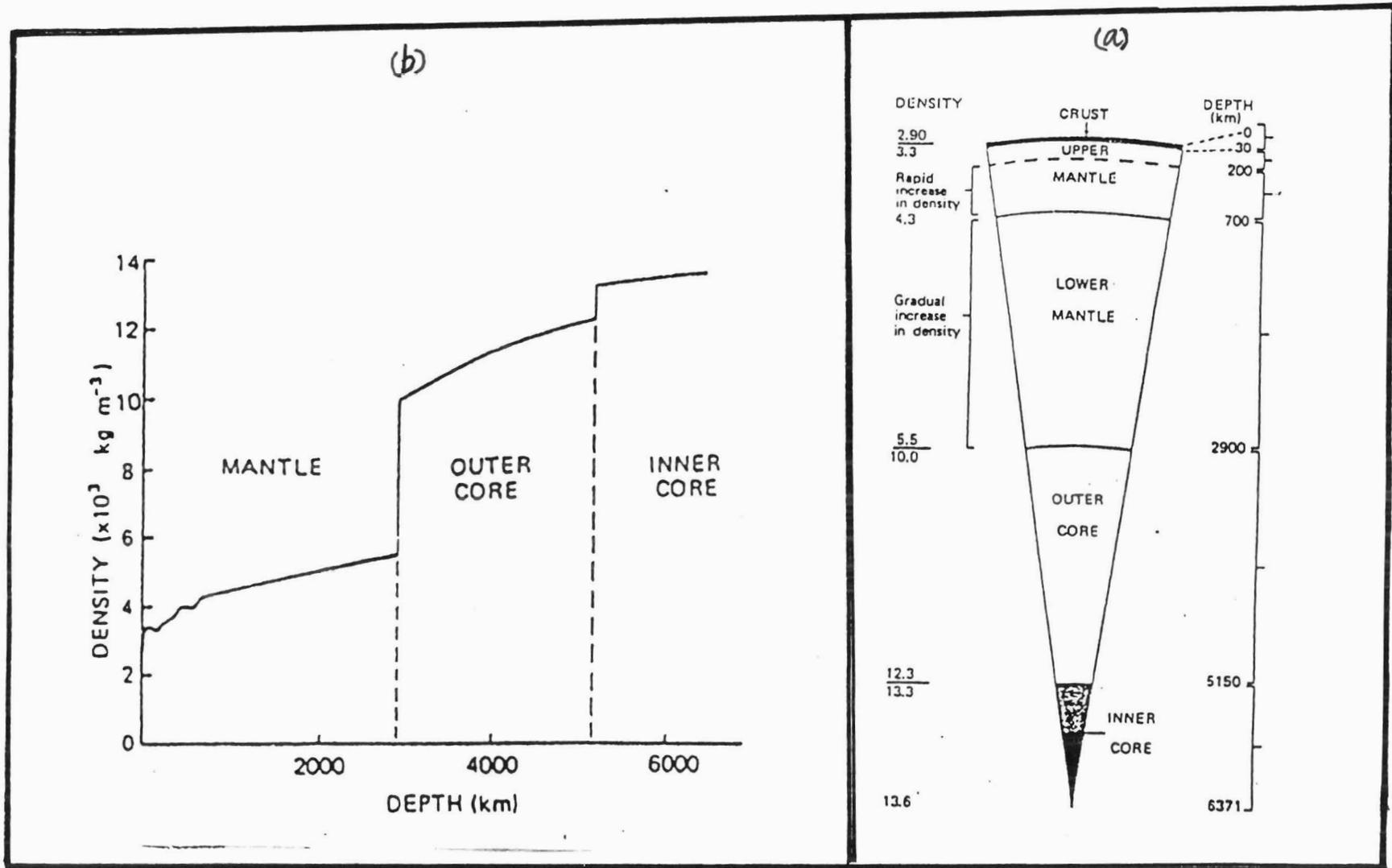
Tabel II.1. Lapisan-lapisan yang menjadi struktur pembentuk bumi

Lapisan		Kedalam (km)	Densitas (ton/m)	Tekanan (kilbar)
Kerak bumi		0	2.8 3.0 3.3	9
Mantel	⇒ atas	700	4.3	260
	⇒ bawah	2890	10.0	1350
Inti luar		5150	12.3 13.3	3340
Inti dalam		6371	13.6	3700

Sampurno, (1991; 13)

Sedangkan melalui penampang dari setiap lapisan pada planet bumi (Sampurno, 1991; 14) dapat diperbandingkan jarak jari-jari bumi pada setiap lapisan-lapisannya (terlihat pada Gambar II.2a), sedangkan perbedaan variasi kedalaman, densitas, setiap lapisan yang menjadi struktur pembentuk bumi tersebut dijelaskan melalui Gambar II.2b.

Melalui sajian kedua Gambar tersebut di atas jelas terlihat dimana lapisan kerak bumi mempunyai densitas yang lebih rendah, serta tekanan yang lebih kecil dibanding dengan lapisan pembentuk bumi lainnya. Selain itu bagian yang mengagumkan kita terlihat dari struktur lapisan kerak bumi yang hanya terbentuk dengan densitas, tekanan, serta kedalaman yang jauh lebih kecil dibanding dengan struktur lapisan lainnya telah menjadi selubung bumi yang menampung semua aktivitas yang termasuk endogen (dari lapisan dalam) maupun eksogen (sebagai lapisan kerak bumi tersebut reaksi semua aktivitas mekanis biogenetik).



GAMBAR II.2 SKEMA PENAMPANG BUMI DAN VARIASI DENSITAS LAPISAN BUMI KE ARAH DALAM

B. Karakteristik Lapisan Pembentuk Bumi

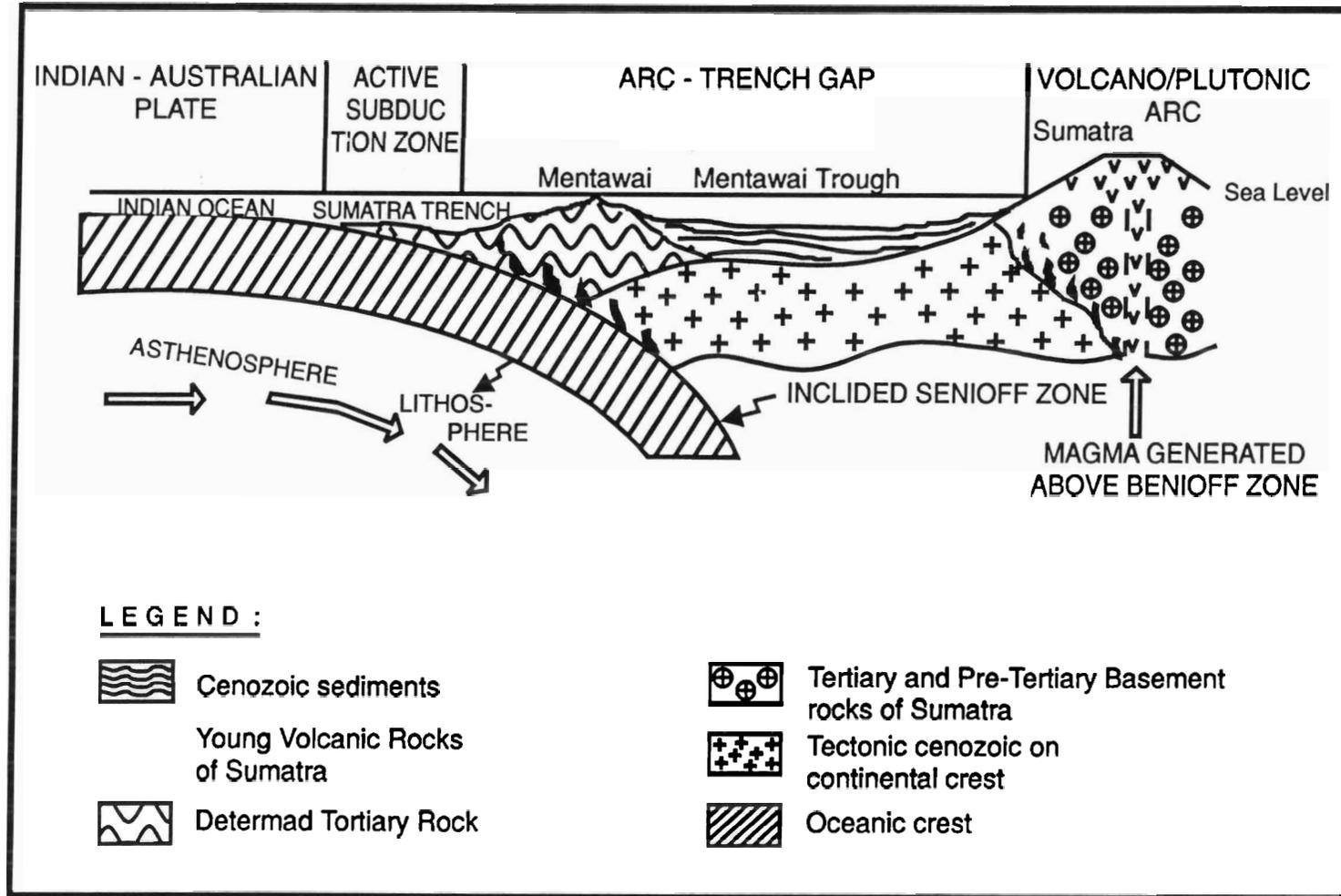
1. Kerak bumi

Lapisan ini mempunyai ketebalan antara 30-40 km atau lebih untuk wilayah dibawah benua, dan 10 km atau lebih untuk wilayah dasar laut. Pada wilayah di bagian benua lapisan ini dibentuk oleh dua kelompok besar batuan yaitu batuan granitik, dan granodioritik, sedangkan lapisan yang lebih dalamnya terdiri dari batuan yang bersifat lebih basa. Melalui Gambar II.3 berikut dijelaskan bentuk penampang Barat-Timur dari Pulau Sumatera (Sampurno, 1991; 15) yang memperlihatkan perbedaan variasi dan ketebalan antara kerak benua dan samudera. Batas untuk kedua lapisan tersebut disebut diskontinuitas *conrad*. Khusus untuk bagian dasar laut ternyata tidak ada petunjuk terdapatnya batuan granitik.

Batuan penyusun lapisan kerak bumi dapat dibedakan atas tiga kelompok yaitu; 1) batuan beku, 2) batuan sedimen, dan 3) batuan metamorf, yang setiap kelompoknya mempunyai sifat dan jenis yang berbeda.

2. Matel

Mempunyai tebal 2890-2900 km, dimana pada bagian atas dibatasi oleh bidang diskontinuitas mohorovicis, dengan massa 68 % dan volume sebesar 83 % dari seluruh volume bumi, (Sampurno, 1991; 17). Berdasarkan data seismik (gempa) lapisan mantel dapat dipisahkan menjadi tiga bidang yaitu ; dari bidang mohorovicis dengan jarak kurang 400 km, 400-1000 km, dan dari 1000 km sampai ke lapisan inti. Bahan dasar pembentukan lapisan ini belum diketahui secara pasti, walaupun akan ekuivalen dengan batuan dunit yang terdiri dari mineral olivin $(Mg, Fe)_2SiO_4$, atau batuan ultra basa dengan mineral enstantit $Mg SiO_3$ dan diopsid $Mg Ca (SiO_3)_2$. Bahan-bahan tersebut kadangkala terbawa ke dalam magma dan jika ditemukan pada aktivitas gunung api telah berubah menjadi *xenolith*.



GAMBAR I.3 MODEL PENAMPANG DARI VARIASI LAPISAN DAN KETEBALAN KERAK BENUA DAN SAMUDERA

3. Inti bumi

Struktur ini dimulai pada kedalaman 2890 km atau 2900 km melalui batas yang terbentuk dengan struktur mantel disebut sebagai diskontinuitas Gutenberg, (Sampurno, 1991; 17). Struktur inti bumi bagian luar bersifat cair karena tidak dilalui oleh gelombang S pada aktivitas gempa, selanjutnya setelah kedalaman 5150 km massa akan berubah menjadi padat dengan densitas 13. Massa inti bumi mencapai 32 %, dengan volume 16 %, di duga terdiri dari kandungan Fe, dan Ni, analog dengan meteorit logam.

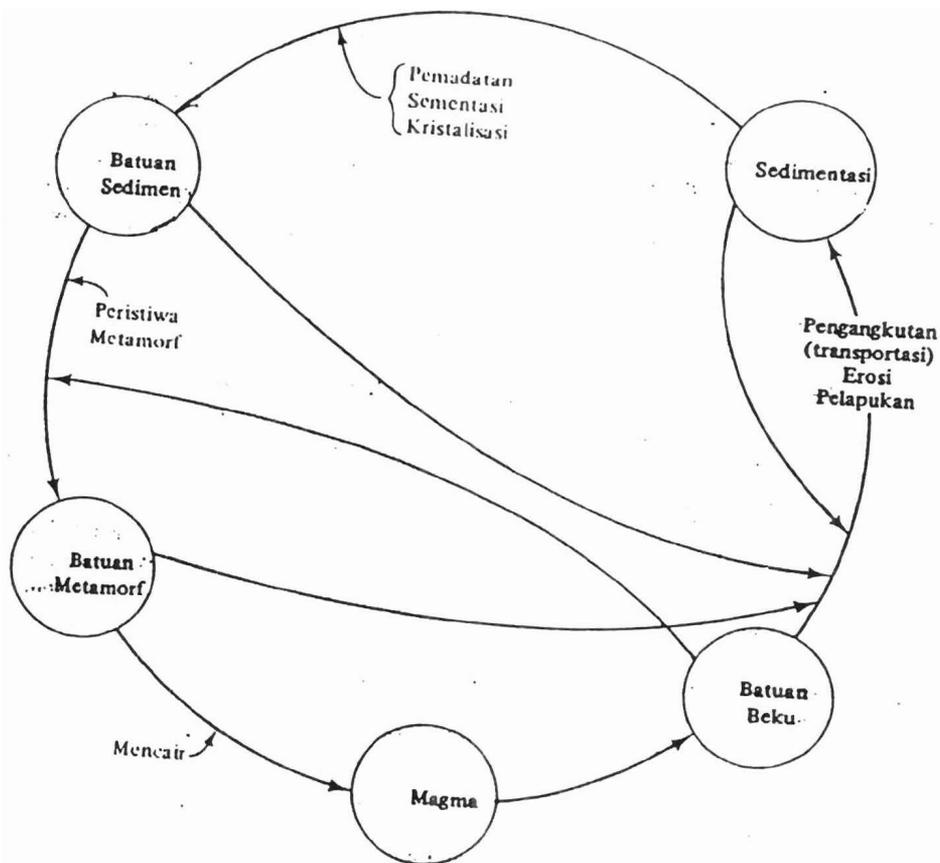
C. Siklus Batuan

Butir-butir mineral yang membentuk bagian padat dari tanah merupakan hasil pelapukan dari batuan. Ukuran setiap butiran padat tersebut sangat bervariasi sehingga sifat-sifat fisik dari tanah banyak tergantung dari faktor-faktor ukuran, bentuk, dan komposisi kimia dari butir tersebut. Untuk dapat menjelaskan faktor-faktor tersebut secara rinci maka kita harus dapat mengenali terlebih dahulu tipe-tipe dasar dari batuan yang membentuk lapisan kerak bumi, mineral-mineral yang membentuk batuan dan proses pelapukan.

Berdasarkan asal-usulnya, batuan penyusun lapisan kerak bumi dapat dibedakan menjadi tiga tipe yaitu: batuan beku (*igneous rock*), batuan sedimen (*sedimentary rock*), dan batuan metamorf (*metamorphic rock*). Pada Gambar II.4 berikut ini ditunjukkan diagram dari siklus kejadian beberapa tipe batuan serta proses kejadiannya.

1. Batuan beku

Batuan beku terbentuk dari membekunya magma cair yang mendesak ke arah lapisan permukaan (yaitu lapisan mantel). Upaya penyusupan ini terjadi melalui rekahan-rekahan pada lapisan kerak bumi (*fissure eruption*) atau melalui proses gunung api (*volcanic eruption*). Akibat pengaruh kondisi yang ditemuinya maka pada umumnya magma tersebut akan mengalami proses pendinginan di dalam lapisan kerak bumi, sehingga membentuk



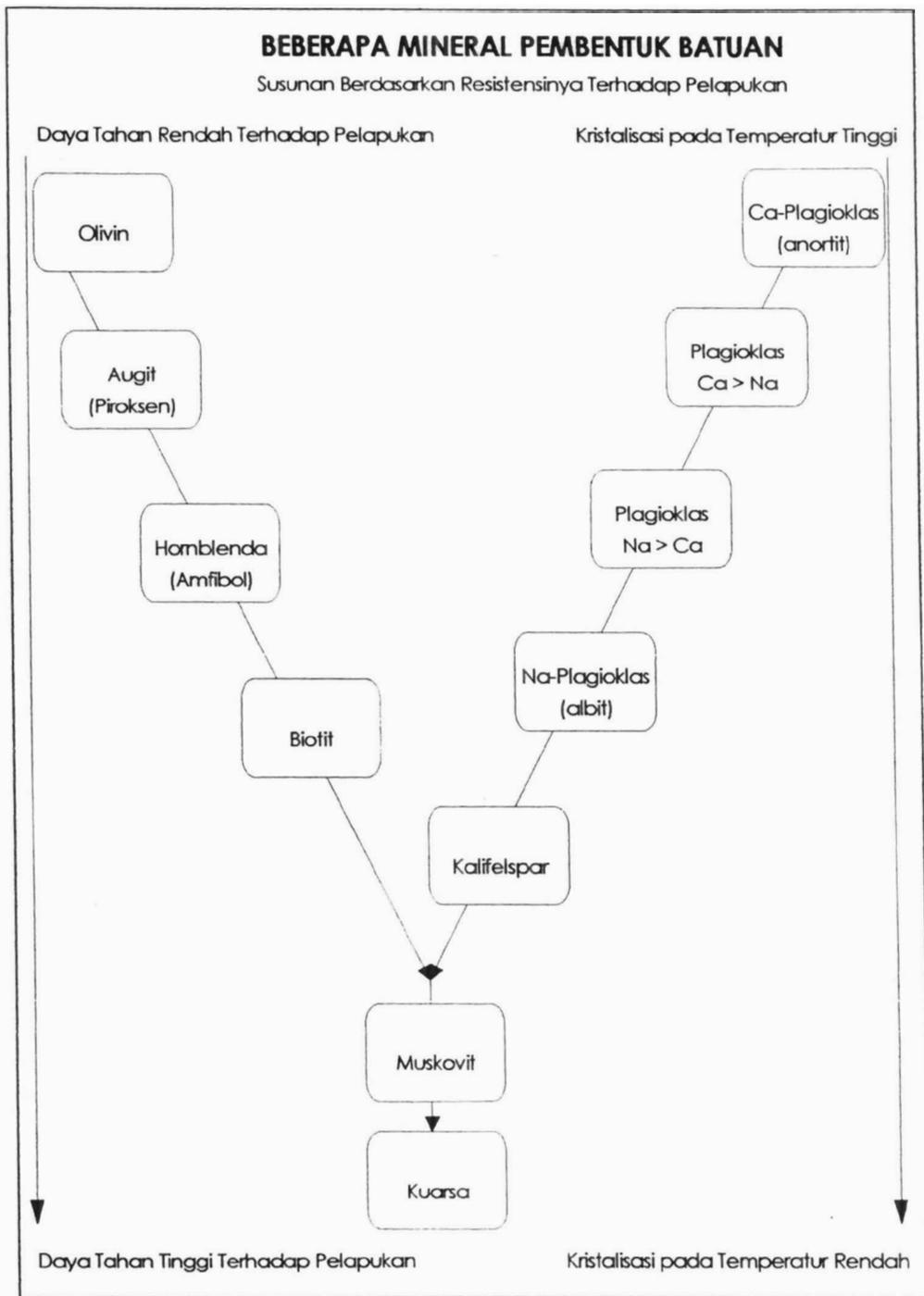
Gambar II.4 Siklus batuan

batuan beku dalam, sedangkan apabila ia sampai ke permukaan bumi maka ia akan menjadi batuan intrusi.

Jenis batuan beku yang terbentuk karena mendinginnya magma tergantung dari berbagai faktor seperti diantaranya adalah komposisi mineral, densitas, serta velositinya. Berdasarkan hasil penelifian laboratorium, Bowen (1922; 193), lihat juga Braja M. Das (1988; 3) telah berhasil menerangkan hubungan antara kecepatan mendinginnya magma dengan proses pembentukan bermacam-macam tipe batuan beku, preparasi itu populer dengan nama **Prinsip Reaksi Bowen**. Urutan peristiwa pembentukan mineral batuan melalui proses pendinginan magma menyebabkan ukuran kristal mineral berangsur-angsur membesar dan sebagian mengendap (pada suhu tinggi), sedangkan kristal batuan yang tetap berada

dalam larutan magma cair akhirnya bereaksi dengan kristal-kristal terlarut yang lain dan membentuk mineral baru pada temperatur yang relatif lebih rendah. Proses ini berlangsung terus sampai seluruh massa batuan cair tersebut membeku menjadi padat. Reaksi pembentukan mineral batuan ini pada dasarnya dapat digolongkan menjadi dua yaitu ;

- a). rangkaian reaksi ferromagnesium tidak menerus (*discontinuous ferromagnesian reaction series*), dalam hal ini mineral-mineral batuan yang terbentuk berlainan komposisi kimia dan struktur kristalnya, dan
- b). rangkaian reaksi feldspar plagioklas menerus (*continuous plagioclase feldspar reaction series*), yang mana mineral batuan akan terbentuk berasal dari komposisi mineral yang berbeda akan tetapi mempunyai struktur kristal yang sama seperti terlihat pada sajian Gambar II.5 berikut.



Das, (1991;3).

Gambar II.5 Rangkaian Reaksi Bowen

Selanjutnya berdasarkan komposisi kandungan kimianya, mineral-mineral batuan menurut rangkaian reaksi Bowen adalah seperti tersaji pada Tabel II.2 berikut.

Tabel II.2. Komposisi mineral-mineral batuan pada Rangkaian Reaksi Bowen

Mineral	Komposisi
Olivene	$(Mg, Fe)_2 SiO_4$
Augite	$Ca, Na, (Mg, Fe, Al) (Al, Si_2O_6)$
Hornblenda	Silikat ferromagnesium kompleks dari Ca, Na, Mg, Ti, dan Al
Biotit (mika hitam)	$K(Mg, Fe)_3 Al Si_3 O_{10} OH_2$
Plagioklas \Rightarrow kalsium feldspar	$Ca(Al_2 Si_2 O_8)$
\Rightarrow natrium feldspar	$Na(Al Si_3 O_8)$
Ortoklas (kalium feldspar)	$K(Al Si_3 O_8)$
Muskovit (mika putih)	$KAl_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$
Kuarsa	SiO_2

(Verhoef, 1992: 101)

Jadi berdasarkan proporsi mineral-mineral batuan yang ada pada magma cair sesuai dengan kondisi awalnya, maka akan terbentuk bermacam-macam tipe batuan beku seperti granit, gabbro, dan basalt, adalah beberapa jenis batuan beku yang paling umum. Selanjutnya melalui Tabel I.3 dapat kita ketahui komposisi umum mineral-mineral yang terdapat pada batuan beku.

Tabel II.3. Komposisi beberapa mineral yang terdapat pada batuan beku

Nama Batuan	Bentuk Kejadian	Tekstur	Mineral dominan	Mineral kurang dominan
Granit	intrusif	kasar	Kuarsa, natrium Feldspar, kalium	Muskovit, biotit,
Ryolite	ekstrusif	halus	Feldspar	Hornblenda
Gabbro	intrusif	kasar	Plagioklas Piroksin	Hornblenda, biotit
Basalt	ekstrusif	halus	olivin	Magnetit
Diorite	intrusif	kasar	Plagioklas	Biotit, piroksen
Andesit	ekstrusif	halus	Hornblenda	
Syenite	intrusif	kasar	Potassium	Natrium feldspar
Tracchyte	ekstrusif	halus	Feldspar	biotit, hornblenda
Peridotit	intrusif	kasar	Olivin Piroksin	Oksida besi

(Bowles, 1991; 68).

Mengingat kehadiran batuan beku pada lapisan kerak bumi selalu mengikuti proses kristalisasi magma, maka komposisi dan

teksturnya juga merupakan hasil pencerminan dari sifat larutan silikatnya.

Guna memudahkan pengamatan serta identifikasi material batuan beku di lapangan, berikut ini disajikan Tabel II.4 sebagai determinasi batuan beku.

2. Pelapukan

Pelapukan merupakan suatu proses yang menyebabkan terurainya batuan menjadi partikel-partikel yang lebih kecil sebagai akibat dari aktivitas mekanis dan kimia.

Pelapukan mekanis dalam hal ini merupakan suatu penyusutan batuan akibat adanya perubahan panas dan dingin yang berlangsung secara terus menerus sehingga akan menyebabkan hancurnya batuan. Selain itu air juga merupakan suatu massa yang potensial dalam proses kelangsungan pelapukan, karena melalui penetrasinya ke dalam rekahan atau celah-celah batuan, kemudian apabila diikuti dengan adanya perubahan temperatur terhadap air, sehingga air akan membeku yang tentu menyebabkan volumenya memuai. Proses pemuaian ini akan menimbulkan tekanan yang besar, sehingga akan menyebabkan batuan yang besarpun akan pecah. Posisi air sebagai suatu massa yang dapat menyebabkan terjadinya pelapukan ternyata berlangsung dimanapun air tersebut berada, seperti air yang berada di sungai, di laut, yang menyebabkan terjadinya proses pelapukan dari batuan menjadi material yang lebih halus seperti kerikil, pasir dan sebagainya.

Pelapukan dalam bentuk kimia menyebabkan mineral batuan induk diubah menjadi mineral-mineral baru melalui reaksi kimia. Air dan karbondioksida dari udara membentuk asam-asam karbon yang kemudian bereaksi dengan mineral-mineral batuan dan membentuk lagi jenis mineral baru ditambah dengan garam-garam terlarut. Garam-garam yang terlarut tersebut terdapat pada

TABEL II.4 DETERMINASI UNTUK BATUAN BEKU

VOLKANIK	Berlapis/ Akumulasi fragmen Aliran per- mukaan/ ejecta	Piroklasik	TUFA OBSIDIAN, PERLIT, PICHSTONE, PUMICE		BREKSI		BREKSI TUFA		AGLOMERAT			
	Aliran/ per- mukaan/ Korak dangkal	Gelas	(gelas silika >>)				THRAKHILIT (gelas silika <<)					
PLUTONIK	Hipobasal/ dalam Intrusi Minor	Afanitik/ Fanitik Forfir	KWARSA FORFIR		DASIT		TRAKHIT	ANDESIT	BASALT	FONOLIT	NEFELINIT LEUSIT BASALT NEFELIN BASALT OLIVIN- LEUSIT	
			RIODASIT									
PLUTONIK	Hipobasal/ dalam Intrusi Minor	Diabasik	RIOLIT	LATIT	DASIT		SYENIT FORFIR	DIORIT FORFIR	CABRO FORFIR	LEUSIT FORFIR	NEFELIN FORFIR	
			GRANIT FORFIR	MONZONIT KWARSA FORFIR MONZONIT FORFIR	GRANO DIORIT FORFIR	TONALIT FORFIR						
PLUTONIK	Hipobasal/ dalam Intrusi Minor	Panidloromorfik Pegmatit Aplitik	GRANIT PEGMATIT				MINET (Ortoklas-Biotit)		LAMPROFIR		KERSANTIT (Platoklas-Biotit)	
			APLIT				VOGESIT (Ortoklas-Hornblende)		MALKHIT (Platoklas-Hornblende)			
ASAL KEJADIAN	Intrusi Besar	Granular	GRANIT	MONZONIT KWARSA MONZONIT	GRANO DIORIT	TONALIT	SYENIT	DIORIT	GABRO OLIVIN GABRO ANORTOSIT	SYENIT NEFELIN		HORNBLEND PIROKSENIT DUNIT SERPENTINIT PERIDOTIT
KOMPOSISI MINERAL	Karakteristik	Muskovit Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Biotit Hornblende	Ortoklas	Piroksen Alkali	
			Utama (Esensial)	KWARSA HADIR				KWARSA ABSEN				
		Ortoklas> Plagioklas<	Ortoklas< Plagioklas>	Ortoklas> Plagioklas<	Na - >> Plagioklas<	Ortoklas >>	Na - >> Plagioklas	Ca - >> Plagioklas	Feldspatold Leusit	Nefelin	Hornblende Piroksen Olivin Feldspar	
TIPE BATUAN			FELSIK			INTERMEDIER			MAFIK	ALKALIK		ULTRA MAFIK

GARIS PEMIS. H KWARSA

807/K/97-P, (2) K1
531.01
NOF
A. y.

airtanah, dan asam-asam organik yang terbentuk melalui proses pembusukan bahan-bahan organik juga menyebabkan terjadinya pelapukan kimia. Sebagian besar dari ion-ion kalium = K (*potassium*) yang terjadi akan terlarut dalam air sebagai kalium (*potassium*) karbonat dan kemudian akan dikonsumsi oleh tumbuh-tumbuhan.

Pelapukan kimia dari feldspars plagioclase adalah sama dengan *orthoclase*, juga akan menghasilkan mineral-mineral tanah lempung, silika, dan berjenis-jenis garam terlarut. Mineral-mineral ferromagnesium juga membentuk beberapa produk terurai dari mineral lempung, silika, dan garam-garam terlarut. Sebagai tambahan, besi dan magnesium pada mineral-mineral ferromagnesium juga membentuk mineral-mineral produk kimiawi akhir seperti hematite dan limonite. Kuarsa merupakan produk yang sangat tahan terhadap proses pelapukan dan hanya dapat larut dengan jumlah yang sangat sedikit sekali dalam air.

Jadi berdasarkan uraian di atas dapat diketahui bagaimana proses pelapukan mengubah batuan padat yang besar menjadi pecahan-pecahan yang lebih kecil dengan ukuran berkisar antara batu besar (*boulder*) dan partikel tanah lempung yang sangat kecil. Agregat (*butiran*) yang tidak tersementasi dari pecahan-pecahan tersebut dengan proporsi yang bermacam-macam membentuk beragam tipe tanah. Mineral lempung, yang merupakan produk pelapukan kimia dari feldspar, ferromagnesium, dan berjenis-jenis mika, adalah mineral-mineral yang membentuk sifat-sifat klastis dari tanah, sehingga terdapat tiga tipe utama mineral tanah lempung yaitu ;

- a). kaolinite,
- b). illite, dan
- c). montmorillonite.

MILIK UPT PERPUSTAKAAN
IKIP PADANG

3. Transfortasi dari hasil pelapukan

Hasil-hasil proses pelapukan dapat tetap berada di suatu tempat atau terbawa ke tempat lain oleh unsur-unsur pembawa seperti es, air, angin, dan grafitasi. Tanah-tanah yang terjadi oleh penumpukan hasil-hasil pelapukan dan tetap berada di tempat asalnya semula disebut sebagai tanah residual. Sifat yang penting dari tanah residual adalah gradasi ukuran butirannya. Butiran yang lebih halus umumnya terdapat di bagian permukaan, dan ukuran butiran biasanya akan semakin besar dengan semakin dalamnya suatu tempat dari permukaan. Pada kedalaman yang jauh sekali, fragmen batuan yang bersudut runcing-runcing mungkin juga dapat ditemui.

Tanah-tanah yang terbawa ke tempat lain dapat diklasifikasikan menjadi beberapa kelompok, tergantung dari jenis pembawa dan cara pengendapan (deposisinya) di tempat yang baru, sebagai berikut.

- a). Tanah glasial, terbentuk karena transformasi dan deposisi oleh adanya aktivitas gletser (sungai es),
- b). Tanah alluvial, terbentuk karena terangkut oleh aktivitas air mengalir dan terdeposisi di sepanjang aliran (sungai),
- c). Tanah lakustrin, terbentuk akibat terdeposisi di danau-danau yang tenang,
- d). Tanah marine, tanah ini terbentuk akibat terdeposisi di laut.
- e). Tanah aeolian, tanah yang terbentuk akibat terdeposisi oleh aktivitas angin,
- f). Tanah koluvial, yaitu tanah yang terbentuk oleh pergerakan tanah dari tempat asalnya akibat proses gravitasi seperti yang terjadi pada saat tanah longsor.

4. Batuan sedimen

Deposit-deposit dari tanah kerikil, pasir, lanau, dan lempung hasil proses pelapukan dapat menjadi lebih padat karena adanya

tekanan yang diberikan oleh lapisan tanah yang berada di atasnya, serta adanya proses sementasi antar butiran oleh unsur-unsur sementasi seperti oksida besi, kalsit, dolomit, dan kuarsa. Unsur-unsur sementasi tersebut biasanya terbawa dalam larutan airtanah. Unsur-unsur tersebut mengisi ruang-ruang diantara butiran dan kemudian membentuk batuan sedimen. Batuan yang terbentuk dengan cara ini disebut dengan batuan sedimen detrital. Konglomerat, breksi, sandstone, mudstone dan shale, adalah beberapa contoh dari tipe batuan sedimen detrital tersebut.

Batuan sedimen dapat juga terbentuk melalui proses kimia, dan batuan yang terjadi melalui cara ini dikelompokkan sebagai batuan sedimen kimia. Batuan kapur (limestone, gamping, dolomite, gipsum, anhydrite, dan lainnya termasuk dalam golongan ini). Batuan kapur (limestone) terbentuk terutama oleh unsur kalsium karbonat yang berasal dari senyawa kalsit, akibat adanya pengendapan akibat aktivitas organisme (seperti di laut), serta juga akibat proses anorganik. Dolomit adalah jenis batuan yang mengandung mineral kalsium magnesium karbonat, yang dapat terjadi dari deposisi kimia bahan campuran karbonat atau dapat juga melalui reaksi antara magnesium di dalam air dengan batuan kapur. Gipsun dan anhydrite merupakan hasil dari penguapan air laut yang menghasilkan bahan endapan, terlarut. Kedua jenis batuan terakhir tersebut termasuk dalam jenis batuan yang disebut evaporites (batuan hasil evaporasi). batuan garam adalah salah satu contoh dari jenis batuan evaporites yang berasal dari sedimen garam di laut yang menguap (mengering). Batuan sedimen dapat juga mengalami pelapukan dan membentuk tanah-tanah sedimen serta dapat terkena proses metamorf sehingga akan berubah menjadi batuan metamorf.

Dalam mengenali batuan sedimen di lapangan ataupun lingkungan sendiri terdapat suatu penuntun yang dibuat dengan klasifikasi berdasarkan kriteria ;

- a). besar butir,
- b). derajat pemilahan,
- c). kebundaran butir, dan
- d). kemas (fabrikasi).

Pedoman dalam penentuan batuan sedimen selengkapnya dapat digunakan sajian Tabel II.5 berikut.

5. Batuan metamorf

Peristiwa metamorf merupakan suatu proses perubahan komposisi dan tekstur dari batuan akibat adanya panas dan tekanan tanpa pernah mengalami pencairan. Dalam peristiwa metamorf mineral-mineral baru akan terbentuk sehingga butir-butir mineralnya akan terkena geseran yang kemudian membebtuk tekstur batuan metamorf yang berlapis-lapis. Sebagai perbandingan dikemukakan beberapa dari jenis batuan yang terbentuk secara metamorfosis.

- a). Granit, diorit, dan gabbro, berubah menjadi gneis pada peristiwa metamorf tingkat tinggi. Shales dan mudstone akan berubah menjadi *slates* dan *phyllites* pada peristiwa metamorf tingkat rendah.
- b). Schist umpamanya merupakan sejenis batuan metamorf yang mempunyai tekstur berlapis-lapis, serta dapat dilihat terdapatnya bentuk kepingan atau lempengan melalui mineral mika.
- c). Batu pualam (marmer) terbentuk dari batuan kalsit dan dolomit yang mengalami proses kristalisasi ulang, sehingga butiran mineral pada marmer ini umumnya lebih besar dari pada yang terdapat pada batuan induknya.
- d). Kuarsit merupakan salah satu jenis batuan metamorf yang terbentuk dari *sandstone* yang kaya akan mineral kuarsa. batuan ini terbentuk setelah bahan silika memasuki pori-pori batuan dan ruang-ruang di antara butiran pasir dan kuarsa, sehingga menjadi unsur sementasi antar butirannya.

TABEL II.5 DETERMINASI UNTUK BATUAN SEDIMEN

SEDIMEN KLASIK					SEDIMEN ORGANIK-KIMIAWI					
DETRITUS										
BESAR BUTIR & KOMPONEN		BATUAN	Jenis / varlasl	KOMPOSISI & KARAKTERISTIK	KARBONAT			PROSES	KARBON	
>2 mm	Kerikil - Bongkah Psefit Rudit	BREKSI	Breksi Vulkanik Breksi Talus	material vulkanik endapan lahar	KALSIRUDIT	Flastone-Rudstone	BATU GAMPING TERUMBU koral, ganggang	ORGANIK	BATUBARA	
		KONGLOMERAT	Konglomerat Polimik Konglomerat Manomik	Bermacam jenis fragmen					GAMBUT (Peat) BATUBARA Lignit Bituminus Anthrasit Grafit	
2 mm 1/16mm	Pasir Psamit Arenit	BATU PASIR	Batu Pasir Kwarsa	fragmen kwarsa > 90%	KALKARENIT		BATU GAMPING BIOKKLASTIK moluska dst.		DOLOMIT	LAIN-LAIN
			Batu Pasir Arkose Batu Pasir Greywacke	Fragment felspar (dominan) dan kwarsa Fragmen batuan beku plagioklas dan min. Mafik			BATU GAMPING LITOGRAFIK (Kristalin)			FOSFORIT IRONSTONE (Clay ironstone)
1/16 mm 1/256mm	Lanau	BATULANAU				BATU GAMPING OOLIT	EVAFORIT			
<1/16mm	Lempun Pelit Lufit	BATULEMPUNG		Mineral lempung; montmorilonit, kaolinit dll.	KALSILUTIT	Batugamping atfanitik	RIJANG RADIOLARIA (Organik) RIJANG (Kimiawi) RIJANG BERLAPIS (Klastik) DIATOME	KIMIAWI	GIPS ANHIDRIT MAGNESIT TRAVERTIN HALIT	
			NAPAL	Kadar karbonat 35% - 65%			SILIKA			

Selanjutnya pada takanan dan panas yang besar sekali batuan metamorf mungkin akan mencair kembali menjadi magma dan siklus batuan tersebut berulang kembali dari awal.

Guna pelaksanaan identifikasi di lapangan maka sistem penamaan batuan metamorf dipertimbangkan berdasarkan kriteria tekstur batuan yang terdiri dari beberapa jenis seperti berikut :

- 1). granoblastik,
- 2). schistose dengan porfiroblast,
- 3). schistose dengan granoblastik lentikuler,
- 4). filitik,
- 5). milonitik, dan
- 6). granoblastik dalam milonit.

Determinasi dalam penentuan batuan metamorf selengkapnya dapat diamati pada sajian Tabel 11.6 berikut.

TABEL II.6 DETERMINASI UNTUK BATUAN METAMORF

NAMA	TEKSTUR		BATUAN ASAL	MINERAL UTAMA
	BUTIR & KEMAS	SIFAT FOLIASI		
TAK BERFOLIASI	HORNFELS	Granoblastik / Hornfelsik	Batuan berbutir halus	Sangat bervariasi
	KWARSIT	Granoblastik	Batupasir	Kuarsa
	MARMER		Batugamping, Dolomit	Kalsit, Ca & Mg - Silikat
	TACTITE		Batugamping, Dolomit	Ca, Mg, Fe - Silikat (Garnet, Epidot, Piroksen, Amfibol)
	AMFIBOLIT		Basalt, Gabro, Tufa	Horblenda, Plagioklas, minor; Garnet, Kuarsa
	GRANULIT		Serpih, Graywacke, atau batuan beku	Felspar, Piroksen, Garnet, Kyanit, silikat lain
BERFOLIASI	BATUSABAK & FILIT		Lepidoblastik	Tufa, Serpilh
	SEKIS KHLORIT	Basalt, Andesit, Tufa		Klorit, Plagioklas, Epidot
	SEKIS MIKA	Nematoblastik	Serpilh, Tufa, Riolit	Muskovit, Kuarsa, Biotit
	AMFIBOLIT		Basalt, Andesit Gabro, Tufa	Amfibol, Plagioklas
	GENEIS	Granoblastik & Lepidoblastik	Granit, Serpilh, Diorit, Sekis, Riolit, dll	Felspar, Kuarsa, Mika, Amfibol, Garnet, dll.
	MIGMATIT		Campuran batuan metamorf dan batuan beku	Felspar, Amfibol, Kuarsa, Biotit

● Tak berfoliasi - berfoliasi lemah

BAB III

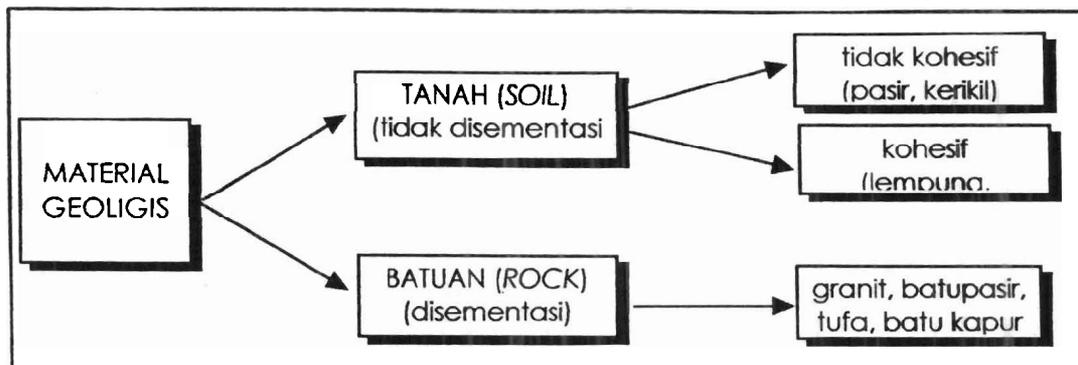
SIFAT-SIFAT FISIS MATERIAL GEOLOGI

A. Material-material Geologi

Semua material yang membentuk bumi digolongkan ke dalam material geologis. Material ini terdiri dari batuan, tanah, air, minyak bumi, gas, es, atau dengan kata lain semua material yang terdapat di muka dan di lapisan dalam bumi. Menurut wujudnya material geologis bisa berbentuk padat, cair ataupun gas, sedangkan menurut aturan ilmu material tentang material geologis ternyata klasifikasi tentang material geologis itu sendiri sangatlah rumit. Oleh karena itu bahasan ini terbatas hanya terhadap material geologis padat yang berbentuk batuan, sedangkan berkaitan dengan kajian geologi teknik maka material geologis dapat dibedakan lagi atas material batuan dan material tanah, sehingga perlu dikaji sifat-sifat fisik yang dimilikinya.

Batuan, misalnya dalam hal ini seringkali terdiri dari material yang memiliki sifat fisik kimiawi sendiri pula. Sifat-sifat material dari sebuah batuan merupakan suatu fungsi dari sifat-sifat yang dimiliki berbagai material yang membentuk batuan tersebut beserta konfigurasiya, sebagai perbandingan suatu mineral logam seperti tembaga atau baja ternyata seringkali hanya terdiri dari satu jenis mineral saja dalam suatu material batuan. Sedangkan tanah untuk keperluan geologi teknik maupun teknik sipil merupakan material yang akan pecah apabila terkena gaya mekanis. Hal ini berkaitan dengan sifat-sifat mekanis dari suatu material geologi padat dapat ditentukan oleh :

1. sifat-sifat berbagai material yang membentuknya, seperti terlihat pada Gambar III.1 berikut.
2. sifat-sifat keseluruhan volume material (sifat-sifat massa)



Gambar III.1

Sketsa perbedaan sifat-sifat yang membentuk material geologi padat

Khusus tentang material geologi cair seperti air dan fluida lainnya pada hakekatnya tidak memiliki bentuk khusus, karena material ini mengambil bentuk melalui wadah yang mereka tempati.

B. Sifat Fisis Material Geologis Batuan

Apabila seorang ahli geologi melihat suatu lokasi yang sebagian besar materialnya terdiri dari material keras, gatas, dan dianggap kuat serta dapat bertahan lama, maka untuk daerah ini dapat didirikan sebuah bangunan atau sebaliknya sangat potensial sebagai sumber bahan bangunan; tentu apabila ia hanya terdiri dari batuan saja, namun apabila ia merupakan batuan yang mengandung mineral tentu akan sangat potensial sekali untuk diolah guna mendapatkan depositnya. Berkaitan dengan deposit batuan sebagai lapisan utama penyusun lapisan kulit bumi, maka secara geologi ada dua segi penting yang berkaitan dengan penelitian batuan yaitu;

1. lapisan kulit bumi yang terdiri dari material dengan kandungan utama batuan secara geologis telah terbentuk melalui proses pembentukan batuan, sehingga sangat potensial sebagai sumber pembentukan mineral atau energi.
2. lapisan kulit bumi yang terdiri dari material yang di atasnya, di dalamnya secara geoteknis memungkinkan untuk pembangunan berbagai macam konstruksi.

Prakondisi yang perlu diperhatikan berkaitan dengan proses pembentukan dan pemecahan batuan dapat mempengaruhi sifat-sifat geoteknis dari batuan tersebut. Suatu massa batuan beku misalnya, yang terjadi akibat lelehan magma, jelas akan memiliki sifat-sifat lain di dalam ruang tiga dimensi apabila dibandingkan dengan batuan sedimen yang terbentuk melalui suatu proses pengendapan pada suatu jalur pada sebuah sungai. Hal ini cukup jelas, karena melalui suatu proyeksi bidang geologi yang mengarahkan daya cipta berorientasi tiga dimensi berdasarkan suatu gagasan tentang keberlangsungan proses geologis pada suatu kurun waktu.

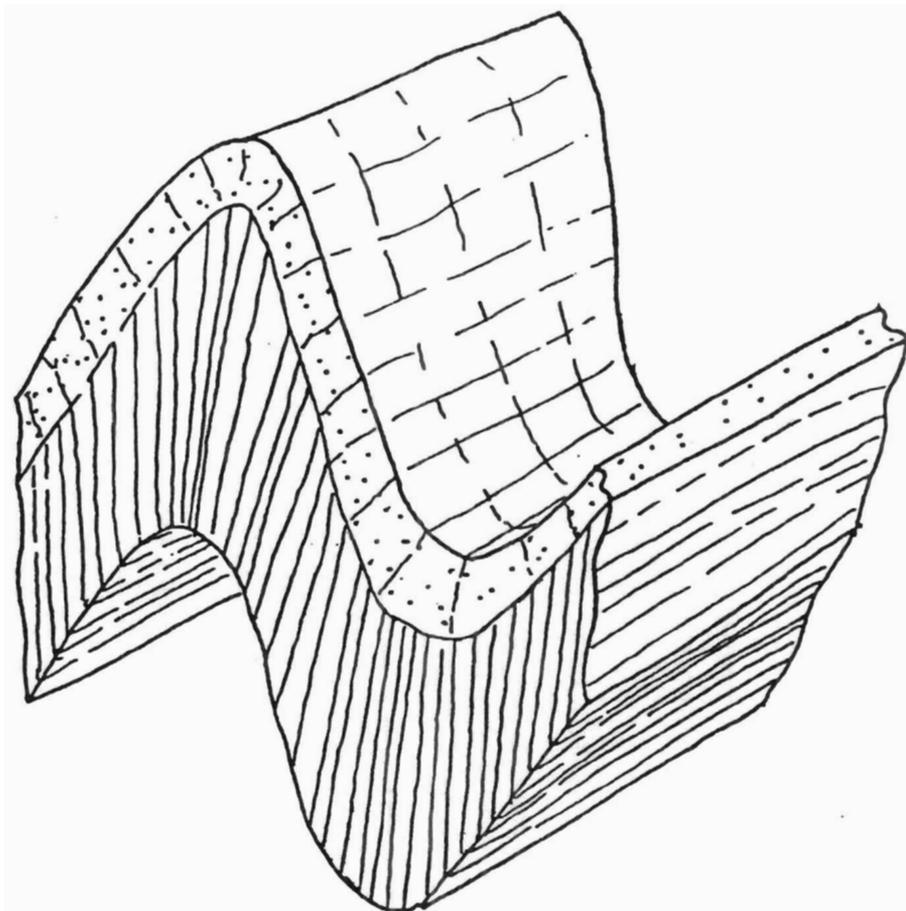
Dalam nama geologis yang diberikan terhadap suatu kelompok batuan, seringkali tercakup sebuah informasi yang dapat menjadi petunjuk penting pada evaluasi geoteknik, diantaranya seperti :

- Granit : a. batuan beku, (batuan dalam ; intrusif)
b. bentukan isotrop dari mineral (kuarsa, kaliflspar, plagioklas, dan sebagainya).
- Batupasir : a. sedimen
b. berlapis-lapis mungkin juga mempunyai kandungan mineral yang dilaminasi (anisotrop) kuarsa dan mungkin felspar, dan sebagainya.

Berdasarkan hal diatas ternyata sekali bahwa semakin cermat pemberian nama secara geologis untuk suatu masa jenis batuan, maka akan semakin banyak informasi yang dapat kita pahami melalui nama tersebut, tentu untuk seseorang geologis akan dapat langsung menentukan sifat-sifat geoteknis yang terkandung pada batuan tersebut; (misalnya seperti kekuatan-tegangan, permiabilitas, dan sebagainya).

Memfaatkan pengetahuan tentang proses kejadian batuan yang langsung dapat memberikan informasi berkaitan dengan keberadaan suatu lokasi (wilayah) maka dapatlah diputuskan suatu lahan secara geologis yang dapat digunakan untuk mendirikan berbagai konstruksi bangunan. Sedangkan pada wilayah yang secara

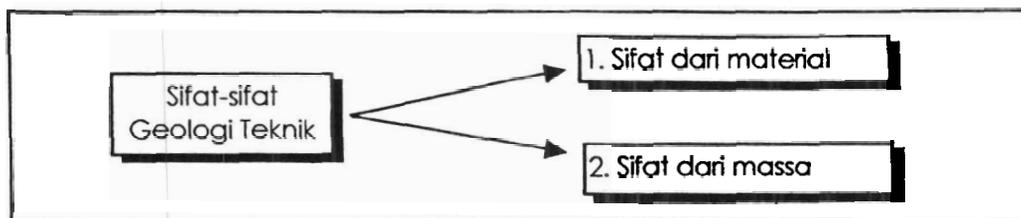
dominan terbentuk dari batuan beku (seperti intrusi granit) adakalanya ia akan terdapat dalam massa yang tidak beraturan, sedangkan sedimen dalam hal ini dapat saja mempunyai lapisan yang beraturan. Demikian juga halnya dengan batuan metamorf, akan mengalami perubahan bentuk yang luar biasa (baik dalam bentuk lipatan, kekar, ataupun sesar), malah sering pula ia telah berkembang menjadi suatu foliasi-deformasi atau lebih, seperti dapat terlihat pada Gambar III.2 berikut.



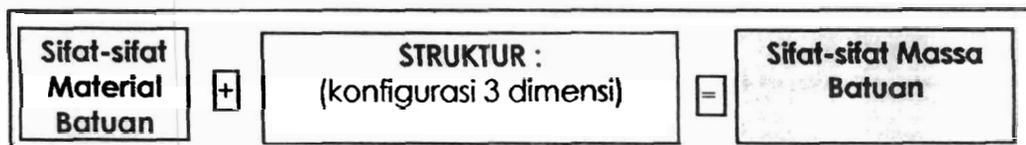
Gambar III.2
Lipatan dalam serpih batupasir yang telah
mengalami perubahan bentuk

Untuk menentukan sifat-sifat geoteknis dari batuan biasanya dilakukan melalui suatu percobaan terhadap beberapa contoh yang

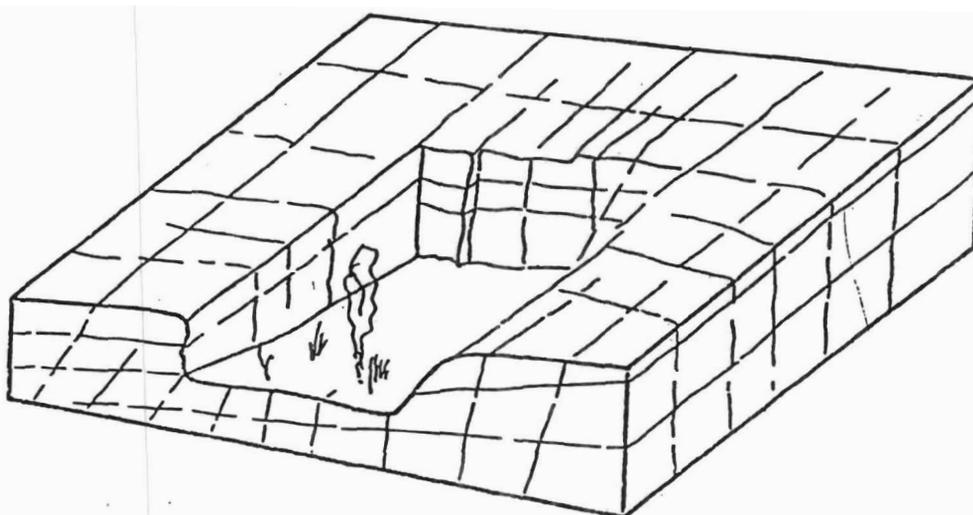
dapat diambil melalui suatu pemboran inti (*coring*). Walaupun demikian ternyata tidak semua sifat-sifat yang diperoleh dari beberapa contoh yang diambil melalui suatu pemboran inti dapat langsung diterapkan untuk menentukan pengambilan keputusan berkaitan dengan pembangunan suatu wilayah tersebut. Hal ini terjadi karena kita masih harus membedakan sifat-sifat geologi teknis suatu material menjadi ;



Suatu massa batuan pada hakekatnya akan terbentuk dari material batuan, yang dalam struktur-struktur tertentu tampak tersusun dan mungkin terjadi melalui proses patahan dan/atau diaklas, karena ;



(selengkapnya dapat diamati melalui Gambar III.3).



Gambar III.3
Sketsa struktur 3 dimensi dari sifat material yang menggambarkan sifat massa batuan

Dengan demikian dalam penyusunan suatu klasifikasi material berdasarkan kriteria geologi teknik, maka kita terlebih dahulu harus menyusun klasifikasi material tentang batuan bersangkutan, dengan melakukan serangkaian pengujian dan analisis atas material massa batuan dengan menerapkan kriteria berikut.

1. Sifat-sifat material batuan

Material geologis dalam wujud batuan dapat saja ditemukan dengan kondisi yang sangat berbeda-beda, karena itu ia akan memiliki sifat-sifat yang bervariasi. Sifat-sifat batuan seperti porositas, kerapatan, kekuatan, dan ketahananlamaan, pada hakekatnya dapat memberikan informasi geoteknis. Dalam setiap sistem klasifikasi yang berkaitan dengan bidang rekayasa sifat-sifat tersebut harus diukur dan dijelaskan dengan teknik diagnostik yang sederhana.

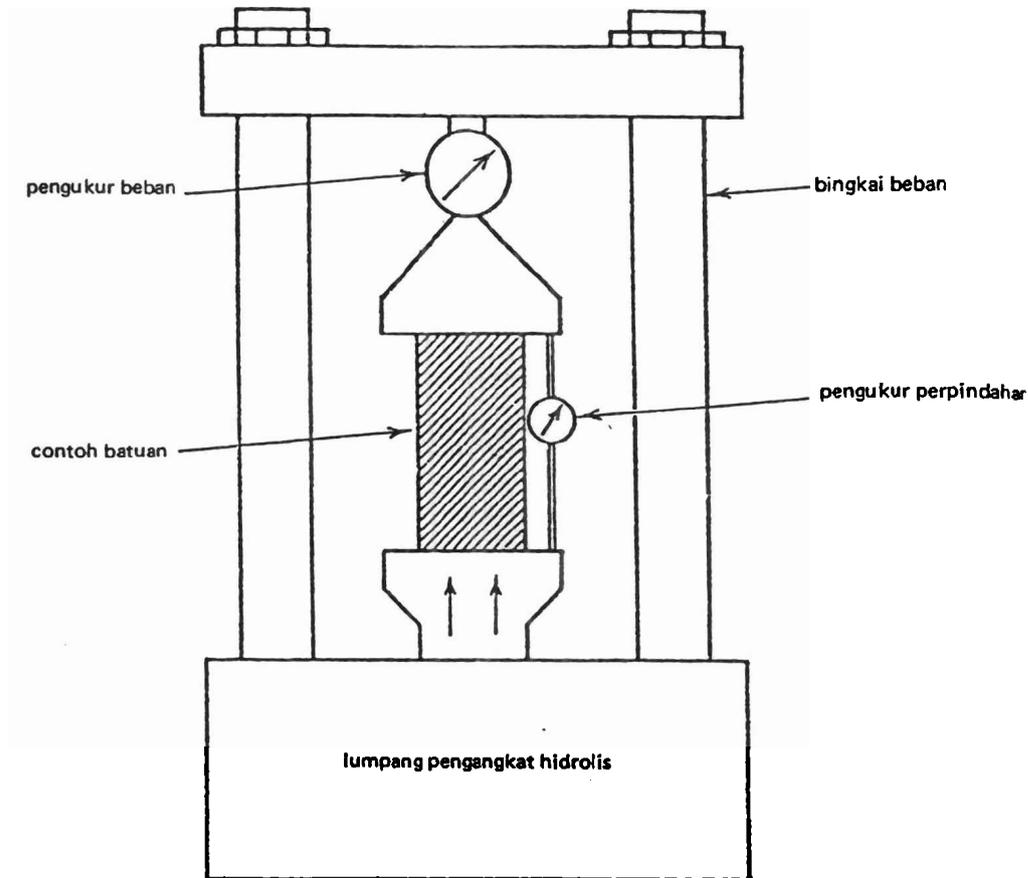
a). Kekuatan material batuan

Untuk keperluan geologi-teknik uji kuat-tekan berporos tunggal pada tekanan kamar (*u.c.s= unconfined compressive strength*) merupakan salah satu diantara percobaan yang paling penting guna mengetahui sifat-sifat material batuan. Percobaan ini kita lakukan dengan menempatkan sebuah contoh batuan yang berbentuk silinder (dengan panjang; diameter = 2:1) diatas sebuah bangku tekan yang kemudian secara perlahan-lahan menekan piston sampai contoh tersebut hancur (Verhoef, 1992: 115). Beban

(dari sini diuraikan tekan $\sigma = \frac{4F}{\pi d^2}$) dan perpindahan (dari sini

diuraikan $\epsilon = \frac{l - l_0}{l_0}$) kita catat dari hasil kerja alat pada Gambar III.4

berikut.



Gambar III.4
Bangu tekan dalam menentukan kuat tekan material batuan

Berdasarkan metodenya, perlakuan uji kuat-tekan memerlukan sebuah selinder yang dipersiapkan dengan cermat dimana bidang atas maupun bawahnya rata dan sejajar satu sama lainnya. Mengingat dominannya ketelitian dalam pelaksanaan perlakuan ini maka percobaan ini tidak memungkinkan untuk dilakukan di lapangan. Selain itu percobaan ini merupakan suatu prosedur yang sederhana dengan hasilnya dapat diandalkan, sehingga percobaan ini banyak dilakukan para ahli. Dalam rangka kalibrasi terdapat klasifikasi berdasarkan harga kuat-tekan yang tersaji pada Tabel III.1 berikut.

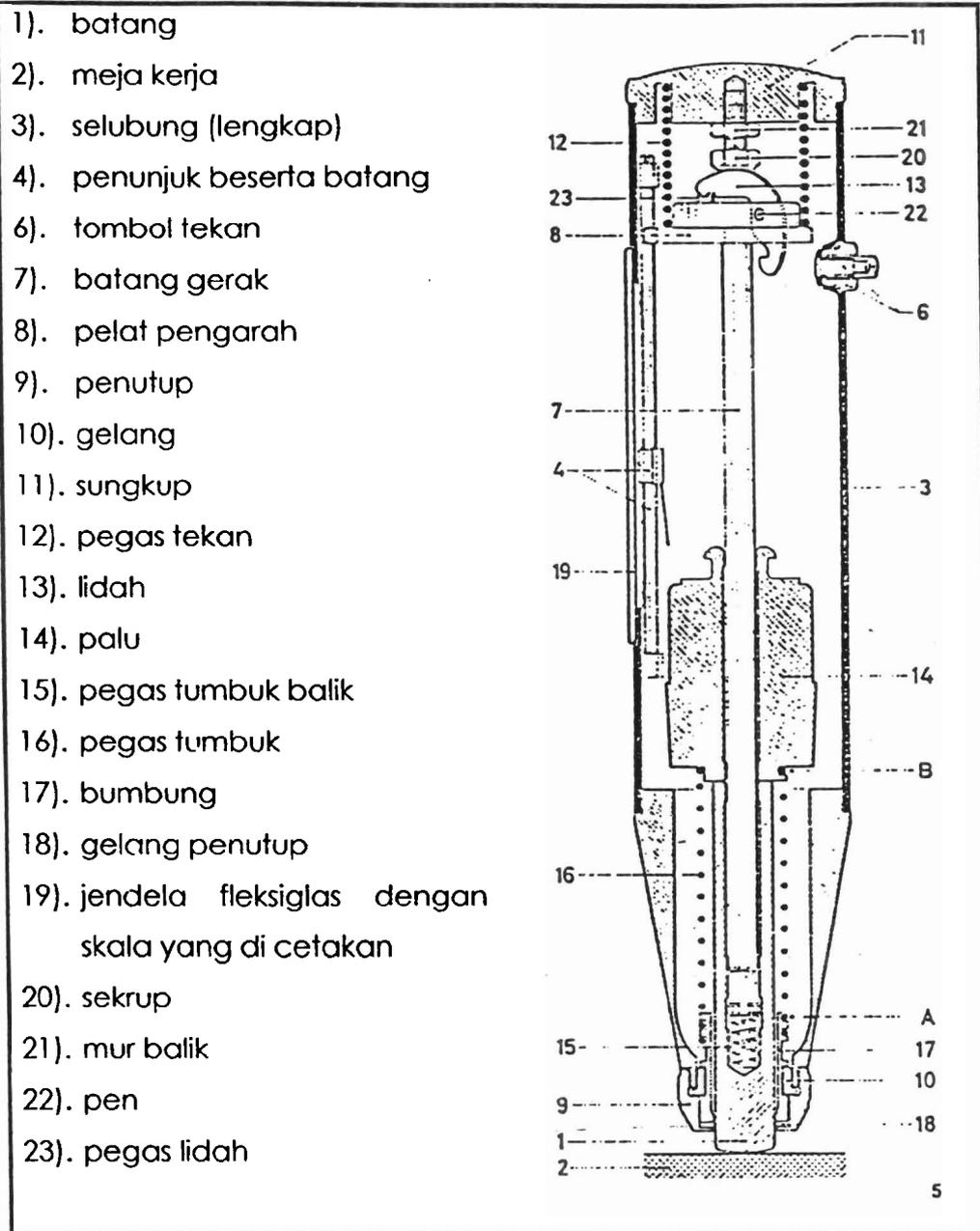
Tabel III.3. Uji tumbukan palu (menurut Matthewson)

Pengamatan	Skala kekuatan
Tumbukan keras, jelas pantulannya kuat, tidak meninggalkan bekas	luar biasa kuat
Tumbukan keras, bergedebuk, terjadi pantulan, sedikit berbekas, atau sedikit menimbulkan bekas	sangat kuat
Tumbukan bergedebuk, tiada pantulan berbekas dan menimbulkan patahan.	kuat
Tumbukan bergedebuk, meninggalkan tapak palu, terjadi keretakan	cukup kuat
Palu terbenam, terjadi keretakan	lemah

(Verhoef, 1992:117).

Berbagai perlengkapan yang telah dilengkapi pada palu tumbukan ternyata pada palu dengan versi yang telah disempurnakan berdasarkan prinsip tumbukan palu, maka palu Schmidt, memiliki konfigurasi yang lebih baik dengan spesifikasi seperti Gambar III.5 berikut.

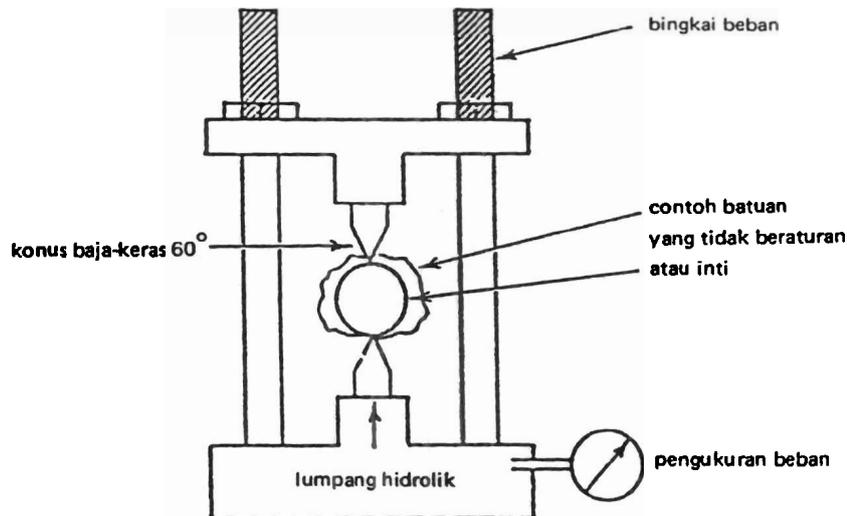
Dengan palu ini ternyata yang dikembangkan untuk menguji beton dilakukan tumbukan berkalibrasi (energi tumbukan konstan atau konstruksi pegas), serta pantulannyapun diukur. Tentu saja pemakaian perangkat seperti ini akan lebih bermanfaat untuk tujuan klasifikasi. Apabila kerapatan material yang diuji sudah diketahui, maka melalui berbagai Tabel kita dapat membuat sebuah perkiraan yang cukup memadai mengenai kuat-tekan suatu material.



Gambar III.5
Penampang memanjang palu uji beton Model N dalam posisi mengetok

Sebuah metode tidak langsung yang paling banyak digunakan untuk mengetahui kuat-tekan suatu material, adalah metode beban titik (*point load strength*). Percobaan ini telah dikembangkan secara khusus untuk digunakan pada contoh batuan yang tidak beraturan. Dalam hal ini benda uji kita tempatkan pada suatu bingkai beban

diantara dua buah konus yang terbuat dari baja keras dan beban ditambah sampai terjadi patahan-patahan kecil yang sejajar dengan arah beban sehingga benda uji akan menjadi hancur, seperti terlihat pada Gambar III.6 berikut.



Gambar III.6
Uji beban titik

Perhitungan atas kekuatan beban titik dilakukan dengan rumus :

$$I_s = \frac{P}{D^2}$$

dimana P : adalah beban dalam keadaan kehilangan ketahanan,

D : sebagai jarak antara kedua konus.

Berdasarkan perbandingan panjang dengan diameter pada inti pemboran sedikitnya harus berukuran 1,4 dari diameter benda uji akan mempengaruhi hasil percobaan. Oleh karena itu telah dapat digunakan suatu grafik kalibrasi yang telah dikembangkan berdasarkan hubungan antara D , pada suatu diameter standar yaitu $D=50$ mm, sehingga harga $I_s (50)$ dapat ditentukan menjadi ;

$$u.c.s = \pm 24 I_s (50)$$

Dalam praktek, tentu saja untuk setiap jenis batuan harus kita lakukan uji coba kalibrasi untuk menentukan hubungan ini, pada Tabel III.4 berikut disajikan harga uji beban titik dari beberapa material batuan.

Tabel III.4. Nilai-nilai khas uji beban titik (Bell)

Material	$I_s (50)$ (MPa)	u.c.s (MPa)
Granit eskdale	12.0	198.3
Andesit	14.8	204.3
Basalt	16.9	321.0
Sabak	7.9	96.4
Skis	7.2	82.7
Gneis	12.7	162.0
Batupasir aneka warna	0.7	11.6
Kapur Karbon	3.5	106.2

(Verhoef, 1992:119).

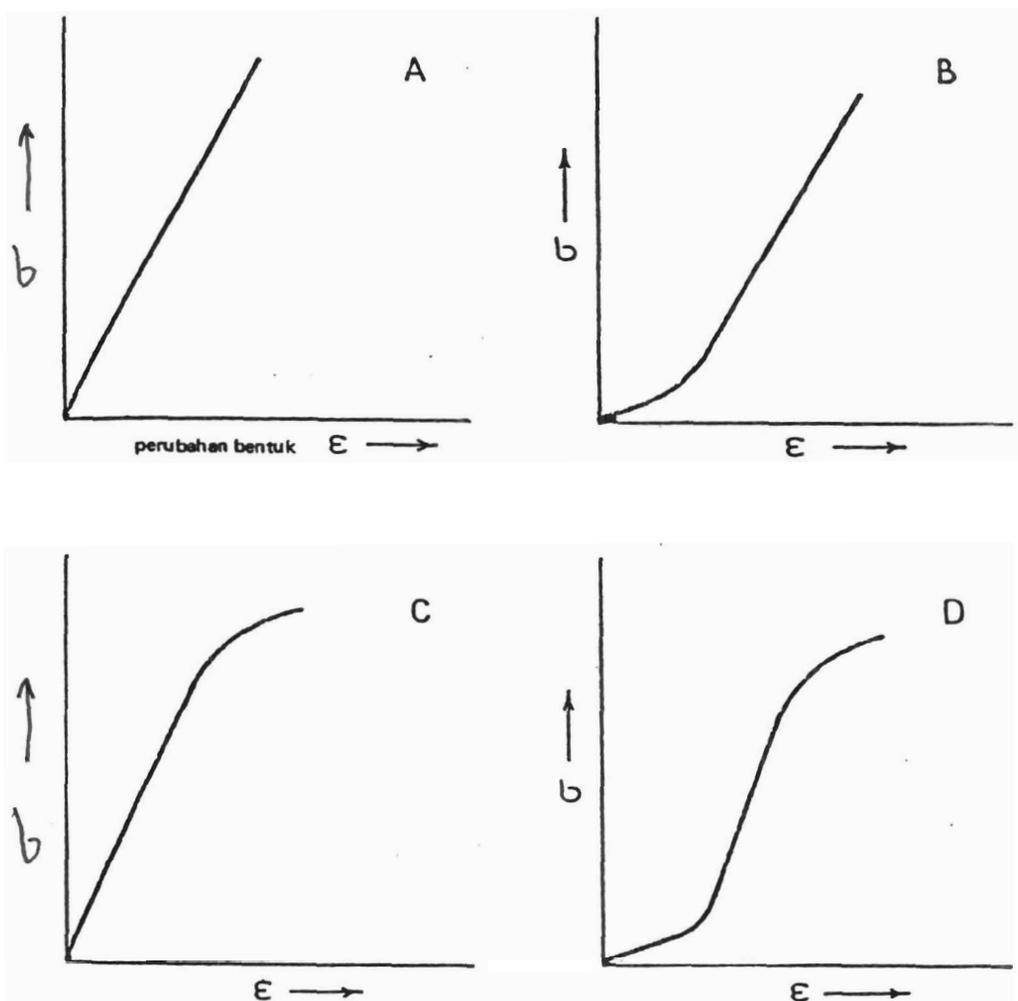
Penentuan kuat tarik batuan pada umumnya dilakukan secara tidak langsung, karena suatu uji tarik secara langsung (seperti logam), yang sukar dilakukan. Sebagai penggantinya dapat dilakukan uji Brasil, (Verhoef, 1992:119). Melalui uji ini percobaan kita lakukan dengan menempatkan sekeping batuan diantara dua buah pelat. Pada saat pembebanan dilakukan dibagian tengah keping tersebut akan terjadi tegangan tarik yang tegak lurus terhadap tekanan.

b). Perilaku deformasi

Ketentuan tentang kuat-tekan (*u.c.s*) memang tepat untuk klasifikasi material batuan, akan tetapi tidak memberikan sebuah gambaran yang lengkap tentang perilaku deformasi batuan, karena sebuah masa batuan yang berperilaku sebagai suatu material berelastisitas sempurna, yang dalam kehilangan ketahanannya akan bersifat agak getas, sehingga dapat menimbulkan masalah teknis yang berbeda bila dibandingkan dengan sebuah material yang menjelang kehilangan ketahanannya didahului oleh fase liat (*ductile*), (Bowles, 1991; 334).

Dalam kasus yang pertama, kehilangan ketahanan akan terjadi secara tiba-tiba (*rock burst*), sedangkan dalam kasus yang kedua batuan akan kehilangan ketahanan secara lebih beransur-ansur (bertahap) dan dapat memberikan ciri-ciri tentang akan terjadinya sebuah bencana.

Uji coba kuat-tekan sudah dapat memberikan sedikit informasi tentang perilaku deformasi (*stress-strain behavior*) dari suatu material, (lihat Gambar III.7).



Gambar III.7
Empat tipe kurva hasil uji kuat-tekan terhadap batuan

Melalui Gambar III.7 tersebut terlihat 4 tipe kurva hasil uji kuat-tekan pada batuan, sedangkan kurva A, adalah hasil uji kuat-tekan untuk batuan jenis isorop yang padat dan masif. Pada saat berlansungnya pembebanan, batuan akan terdeformasi secara elastis dan tidak akan mengalami pematatan (menutupnya pori-pori patahan mikro, dan sebagainya) pada wal pembebanan. Hal ini merupakan suatu kebalikan dari material B, yang jelas terlihat berbeda dengan A, berdasarkan kadar pori-porinya, sehingga akan mengalami deformasi yang tidak linear sewaktu batuan tersebut menjadi padat baik pada A, maupun pada B, sehingga akhirnya secara tiba-tiba akan terjadi kehilangan ketahanan. Sedangkan untuk material C dan D, proses kehilangan ketahanan akan didahului oleh fasa liat (ductile). Untuk menjelaskan bentuk kurva-kurva ini adakalanya digunakana klasifikasi secara lisan tentang perilaku deformasi dalam istilah-istilah model elastis-plastis yang diringkaskan menjadi sajian Tabel III.5 berikut.

Tabel III.5 Perilaku deformasi

Tipe	Penjelasan	
Kurva A	E	elastis
Kurva B	PE	plastis - elastis
Kurva C	EP	elastis - plastis
Kurva D	PEP	plastis - elastis-plastis

(Verhoef, 1992:120).

Untuk kondisi lapangan ternyata akan sukar bagi kita dalam menentukan perilaku deformasi, walaupun demikian dengan bekal pengalaman dan ilmu pengetahuan tentang perilaku deformasi batuan, maka kita akan dapat memecahkan berbagai persoalan.

Seringkali batuan isotrop yang padat dan masih memperlihatkan perilaku E atau PE dalam hal mana keseluruhan massa mineral secara tiba-tiba akan kehilangan ketahanan. Batuan yang tersusun dari sejumlah mineral yang memiliki sifat-sifat yang berbeda,

maka dengan demikian bagian-bagian yang lebih lemah akan ambruk lebih cepat, sehingga akan memperlihatkan perilaku EP (kurva C). Sedangkan perilaku PEP (kurva D) adalah model perilaku yang paling banyak terjadi, sehingga kandungan mineral dan struktur mikroskopis dapat sangat menentukan kekuatan dan perilaku deformasinya. Suatu pengkajian yang cermat atas susunan dan pembentukan sebuah contoh sudah sejak awal dapat memberikan petunjuk tentang perilaku deformasi yang kita perkirakan. Dengan demikian, seandainya kita tidak mungkin dapat menentukan uji kuat-tekan pada batuan, maka jelaslah bahwa informasi yang cermat tentang material yang bersangkutan akan menjadi lebih penting lagi artinya.

Pemantapan klasifikasi geologi-teknik dapat dicapai dengan menentukan modulus elastisitas E dari kurva kuat-tekan. Deere dan Miller (1966) dalam Verhoef, (1992: 120) telah berhasil mengembangkan suatu klasifikasi yang baik dengan mengidentifikasi sebuah modulus-rasio (M_R) sebagai beriku :

$$M_R = \frac{E_{r50}}{u.c.s}$$

dimana : E_{r50} = modulus elastisitas tangensial (pada = 50 %ucs)

u.c.s = kuat tekan (kuat tekan batas *ultimate compressive strength*).

Modulus M_R dapat dibedakan dalam tiga kelas seperti terlihat Tabel III.6 berikut.

Tabel III.6. Kelas-kelas modulus-rasio (M_R), Deere dan Miller (1966)

Kelas	Penjelasan	M_R
H	modulus-rasio tinggi	> 500
M	modulus-rasio sedang	200 - 500
L	modulus-rasio rendah	< 200

(Verhoef, 1992:122).

c). Sifat-sifat lain dari material batuan

Selain berdasarkan pada ketentuan tentang sifat-sifat kekuatan material, maka sifat-sifat fisis material lainnya yang digunakan dalam menentukan karakteristik material geologis adalah sifat-sifat berikut ini.

1). Porositas

Dalam batuan sedimen yang terbentuk oleh butiran, fragmen-fragmen batuan atau cangkang kerang (sedimen klastik) porositas akan bervariasi antara 0 sampai 9 % (rata-rata pada batuan pasir $n = 15$ %). Dalam batuan ini seringkali porositas akan berkurang sejalan dengan umur dan kedalaman dibawah permukaan. Napal limburg merupakan salah satu batuan yang paling berpori (n seringkali lebih besar dari 50%). Dalam kapur kristalin dan evaporit serta dalam sebagian besar batuan beku dan batuan metamorf, banyak rongga-rongga terjadi akibat retakan-retakan kecil dalam batuan, yang dapat berpengaruh besar terhadap permeabilitas dan kekuatan. Pada batuan beku, biasanya porositas lebih kecil dari 1 atau 2 %; kecuali jika batuan tersebut telah mengalami pelapukan, sehingga porositasnya dapat meningkat sampai 20 % atau lebih, dengan demikian, penentuan porositas dapat memberikan petunjuk yang baik tentang kualitas sebuah batuan. Sebagai pedoman untuk kalibrasi di lapangan berikut ini pada Tabel III.7 disajikan harga porositas total dan efektif untuk setiap jenis batuan berdasarkan formasinya.

Tabel III.7 Penyebaran Porositas Efektif Menurut Formasi Batuan

Formasi	Porositas Total	Porositas Efektif
Anhidrit	0.5 - 5	0.005 - 0.5
Chalk	5 - 20	0.005 - 0.5
Limestone, dolomit	5 - 15	0.1 - 5
Sandstone	5 - 15	0.5 - 10
Shale	1 - 10	0.5 - 5
Salt	0.5	0.1
Granite	0.1	0.0005
Fracture Crystalline	—	0.00005 - 0.01

(Guymon, 1993; 61).

2). Kerapatan

Kerapatan batuan lebih bervariasi dibandingkan dengan kerapatan tanah. Penentuan kerapatan merupakan suatu hal yang penting, karena kerapatan batuan dapat menentukan tegangan yang dialami batuan jika batuan ini digunakan untuk membentangi sebuah lubang bawah tanah; kerapatan yang lebih tinggi berarti mempunyai daya tahan yang lebih pendek; jika digunakan sebagai pencampur beton, maka sebuah kesatuan yang berat dapat menguntungkan pada pembangunan sebuah bendungan gravitas (memerlukan tidak begitu banyak beton) sebuah kesatuan yang ringan dapat pula menguntungkan pada konstruksi pada beton dan sebagainya.

Untuk pengendalian kualitas kerapatan harus diperiksa secara rutin di laboratorium.

3). Permiabilitas

Permiabilitas suatu mineral batuan merupakan hal penting pada banyak proyek teknis (pomompaan air, minyak, atau gas dari atau ke dalam sebuah formasi yang berpori; penginjeksian larutan limbah ke dalam bawah tanah; penentuan apakah sebuah reservoir bawah tanah kedap air atau tidak; perkiraan masuknya air ke dalam terowongan, dan sebagainya). Seperti halnya pada kekuatan, pada permiabilitaspun berlaku kenyataan bahwa nilai-nilai yang ditentukan bagi mineral bisa sangat berbeda dari nilai-nilai yang dimiliki massa batuan, sebagai akibat dari adanya diskontinuitas (*discontinuity*). Penyebaran harga permiabilitas dari beberapa formasi batuan disajikan pada Tabel III.8 berikut.

Tabel III.8 Harga Permiabilitas Berbagai Jenis Batuan

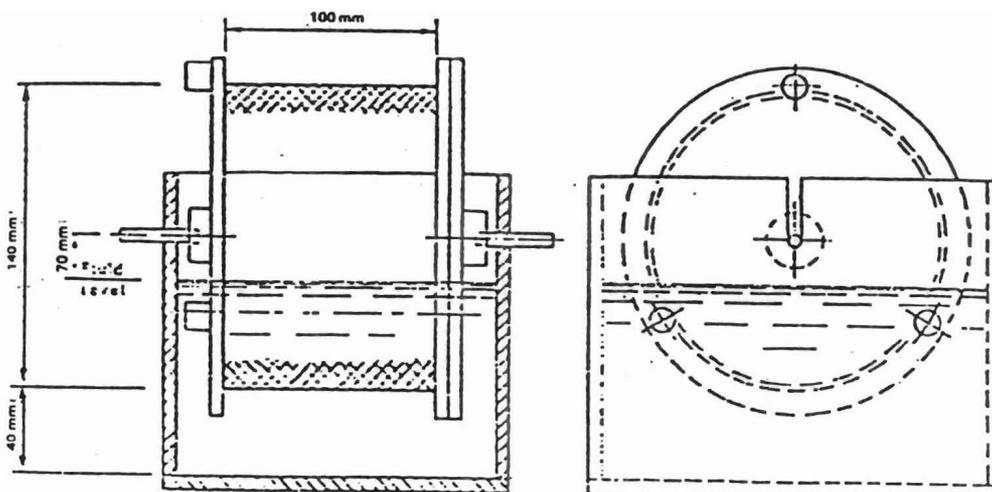
No	MATERIAL	Hydraulic Conductivity (m/sec)
A. SEDIMENTARY		
1.	Gravel	3×10^{-4} sampai 3×10^{-2}
2.	Coarse sand	9×10^{-7} sampai 6×10^{-3}
3.	Medium sand	9×10^{-7} sampai 5×10^{-4}
4.	Fine sand	2×10^{-7} sampai 2×10^{-4}
5.	Silt, loess	1×10^{-9} sampai 2×10^{-5}
6.	Till	1×10^{-12} sampai 2×10^{-6}
7.	Clay	1×10^{-11} sampai 4.7×10^{-9}
8.	Unweathered marine clay	8×10^{-13} sampai 2×10^{-9}
B. SEDIMENTARY ROCK		
1.	Karst and reef limestone	1×10^{-6} sampai 2×10^{-2}
2.	Limestone, dolomite	1×10^{-9} sampai 6×10^{-6}
3.	Sandstone	3×10^{-10} sampai 6×10^{-6}
4.	Siltstone	1×10^{-11} sampai 1.4×10^{-8}
5.	Salt	1×10^{-12} sampai 1×10^{-10}
6.	Anhydrite	4×10^{-13} sampai 2×10^{-8}
7.	Shale	1×10^{-13} sampai 2×10^{-9}
C. CRYSTALLINE ROCKS		
1.	Permeable Basalt	4×10^{-7} sampai 2×10^{-2}
2.	Fractured igneous and metamorphic rock	8×10^{-9} sampai 3×10^{-4}
3.	Weathered Granite	3.3×10^{-6} sampai 5.2×10^{-5}
4.	Weathered Gabbro	5.5×10^{-7} sampai 3.8×10^{-6}
5.	Basalt Unfractured igneous and metamorphic rock	2×10^{-11} sampai 4.2×10^{-7}
		3×10^{-14} sampai 2×10^{-10}

(Guymon, 1993; 61).

3). Ketahanan

Ketahanan sebuah batuan sangat penting artinya untuk penggunaan berbagai jenis kegiatan (bangunan, jalan, lereng), sebab dengan adanya pelapukan, sifat-sifat yang dimiliki batuan akan berubah [misalnya; eksfoliasi (pengelupasan batuan), hidrasi, pelarutan, oksidasi, abrasi]. Pada sebagian serpih dan batuan vulkanik, penularan terhadap material dapat berlangsung sangat cepat. Pengujian kepekaan batuan terhadap kemungkinan

terjadinya peralihan umumnya sulit dilakukan. Banyak hal diantaranya tergantung dari situasi setempat dan kita tidak dapat merencanakan satu pengujian yang baik untuk semua situasi. Sebuah percobaan yang baik untuk batuan yang agak lembek adalah *uji ketahanan slake*. Kedalam sebuah teromol kasa-loyang, yang berputar pada sebuah sumbu horizontal dengan sebuah bak yang diisi air kita masukan beberapa potong material ± 10 . Teromol tersebut diputar dengan kecepatan 20 putaran permenit. Setelah 10 menit, perputaran kita hentikan dan material yang tetinggal dalam teromol kita timbang serta dihitung kehilangan beratnya, (lihat Gambar III.8). Percobaan ini memberikan petunjuk tentang ketahanan material terhadap keausan apabila terdapat air. Akibat perputaran potongan-potongan batu akan bertumbukan satu sama lain, dan terlepaslah sejumlah fragmen material yang menghilang dari teromol melalui kasa-loyang.



Gambar III. 8
Penampang dimensi-dimensi kritis dari uji ketahanan *Slake*

2. Sifat-sifat Massa Material Batuan

Dalam banyak hal, tanda-tanda dari beberapa diskontinuitas (diaklas, penglapisan, foliasi, dan patahan) mempunyai pengaruh

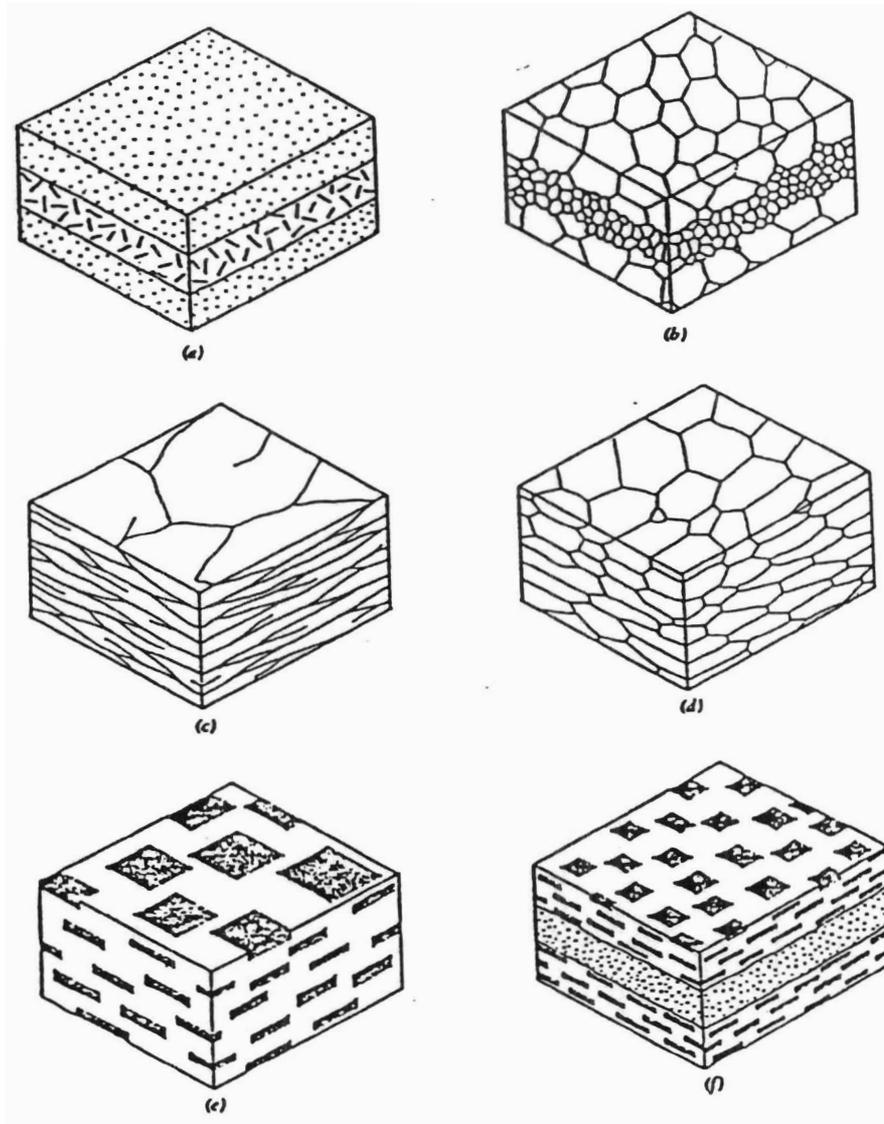
yang sangat besar terhadap perilaku batuan. Seringkali berbagai diskontinuitas ini merupakan tempat-tempat yang paling lemah dalam struktur batuan. Suatu penguraian dan klasifikasi yang baik atas massa batuan dapat memberikan banyak informasi tentang segala diskontinuitas tersebut.

a). Beberapa bentuk diskontinuitas

Beberapa istilah yang berkaitan dengan peristiwa diskontinuitas pada material geologis padat diantaranya adalah ;

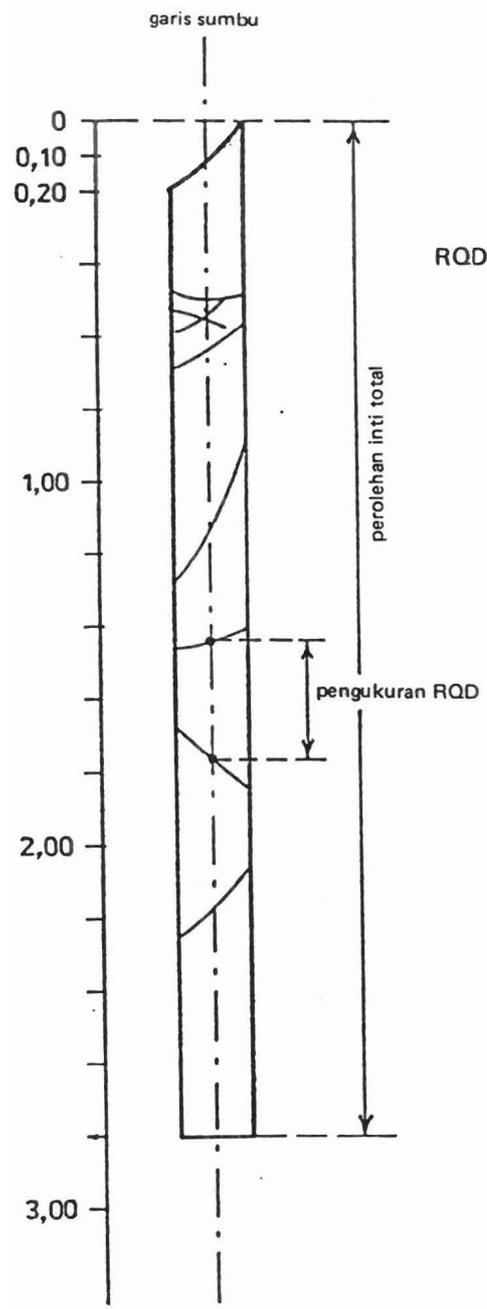
- (1). Penglapisan merupakan anisotropi *planar primer* dalam batuan. lapisan sedimenter seringkali bercirikan lapisan-lapisan berbentuk pelat yang berselang seling secara tidak beraturan. Lapisan primer dalam batuan beku seringkali terdiri dari berbagai struktur lelehan, misalnya susunan paralel dari beberapa kristal anisotrop.
- (2). Foliasi merupakan istilah yang digunakan untuk bidang-bidang dalam batuan yang telah mengalami perubahan bentuk. Foliasi deformasi (berbeda dengan penglapisan) adalah homogen dan dapat ditembus (beberapa jenis foliasi deformasi; belahan sabak, skistositas) seperti terlihat pada Gambar III.9 berikut.

Dalam penguraian yang penting adalah pemisahan antara berbagai jenis diskontinuitas. Sebuah batuan yang sangat keras, yang dipecah sedemikian rupa sehingga sebagian yang paling besar hanya akan berukuran 15 X 15 X 15 cm, akan memiliki kekuatan massa yang jauh lebih rendah dibanding jika material tersebut masih utuh dan tidak terpecah-pecah. Apabila memungkinkan hendaknya kita melakukan pemotretan di lapangan terhadap diskontinuitas massa batuan. Namun hal ini seringkali sukar dilaksanakan, karena batuan diliputi tanah atau karena daerah yang akan kita teliti berada di bawah permukaan tanah (pada sebuah terowongan atau sebuah galian yang dalam), maka informasi harus kita peroleh melalui hasil pemboran inti. Penggunaan *Rock qualification Designation (RQD)* yang dirancang secara khusus



Gambar III.9
Penampang beberapa Jenis Foliasi

untuk memperoleh petunjuk tidak langsung dari pemboran inti untuk sifat-sifat massa batuan. Nilai RQD didasarkan pada hasil yang diperoleh dari pemboran inti (*core recovery*). Hasil yang diperoleh dari pemboran inti adalah rasio dari ukuran panjang bor dan ini bervariasi mulai dari 0 % (tidak perolehan) sampai 100 % (perolehan penuh), seperti terlihat pada Gambar III.10.



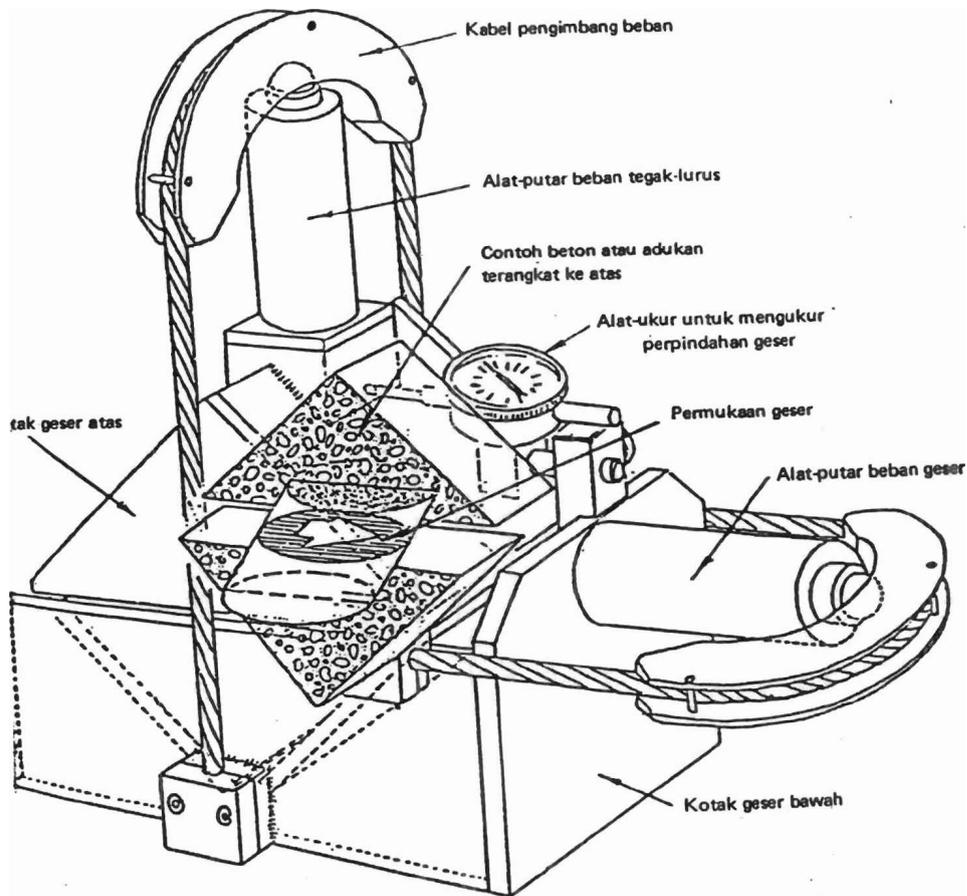
Gambar III.10
Penampang pemboran inti (coring)

Disini RQD merupakan sebuah penyesuaian, karena hanya melalui bagian pemboran inti yang utuh saja dan panjangnya lebih dari 10 cm dapat kita gunakan untuk menghitung perolehan. RQD

hanya boleh kita ukur pada sebuah inti yang diameternya lebih besar dari 5,4 cm. Sebuah inti yang lebih kecil seringkali akan patah akibat pemboran itu sendiri, sehingga dapat memberikan sebuah nilai RQD yang salah. Selain penentuan jarak, kondisi suatu diskontinuitas merupakan hal yang penting pula. Apakah semua permukaan yang licin atau kasar, apakah terdapat kandungan material (lempung, kalsit, kwarsit) disela-selanya, apakah telah terjadi pelapukan pada bagian permukaan, berapakah kelebarannya, dan sebagainya. Selain itu tentu saja orientasi ruang dari berbagai diskontinuitas merupakan sesuatu yang tidak kalah pentingnya.

b). Kuat geser suatu diskontinuitas

Adakalanya kita perlu mengetahui kuat geser sepanjang bidang suatu diskontinuitas, misalnya dengan persoalan yang berkaitan dengan kestabilan lereng. Dengan bantuan sebuah *field shear box* kita dapat menentukan kuat geser sebuah bidang diskontinuitas tertentu. Sebagai contoh batuan (lihat Gambar III.11), yang mengandung diskontinuitas tersebut kita tempatkan dalam sebuah bak geser. Tegak lurus terhadap diskontinuitas ini kita kenakan tegangan yang sama besarnya dengan keadaan yang sebenarnya. Kemudian dengan bantuan sebuah skrup pengangkat, secara perlahan-lahan kita berikan tegangan yang sejajar dengan bidang diskontinuitas. pada saat terjadi geseran pada bidang tersebut, kuat geser dari diskontinuitas telah dilampaui. Andaikata suatu proyek rekayasa menyebabkan terjadinya sebuah tegangan yang lebih besar dari pada yang ditimbulkan oleh proses kuat geser dalam arah diskontinuitas, hendaknya diadakan tindakan seperlu-nya untuk mencegah terjadinya keruntuhan.



Gambar III.11
Meja uji kuat geser

c). Klasifikasi massa batuan

Dalam rangka memenuhi kebutuhan atas material batuan dalam berbagai konstruksi dan bangunan, diperlukan berbagai sistem klasifikasi massa batuan. Untuk mendapatkan suatu patokan tentang klasifikasi yang biasa digunakan, di bawah ini diberikan ikhtisar dari sistem klasifikasi berdasarkan Bieniawski (Verhoef, 1992: 116), yaitu ;

- 1). kuat tekan (ucs) dari material geologis
- 2). nilai RQD
- 3). jarak antara setiap diskontinuitas
- 4). kondisi diskontinuitas

5). orientasi diskontinuitas

6). kondisi airtanah.

Dengan bantuan serangkaian keterangan di atas dapat disusun suatu penilaian tentang kualitas batuan dan kita dapat mengklasifikasikan massa batuan ke dalam lima kelas yang bervariasi dari batuan yang sangat buruk sampai batuan yang sangat baik.

C. Sifat Fisis Material Geologis Tanah

Tanah secara geologi didefinisikan sebagai material yang terdiri dari agregat (butir) mineral-mineral padat yang tidak tersementasi (terikat secara kimia) antara satu dengan yang lainnya, atau terdiri dari bahan-bahan organik yang telah melapuk (yang berupa partikel padat) disertai oleh pengisian zat dan gas antar rongga yang terdapat diantara partikel-partikel zat padat tersebut.

1. Proses terjadinya tanah

Tanah merupakan kumpulan dari bagian-bagian padat yang tidak terikat satu dengan yang lainnya, karena dapat saja diantaranya terdiri dari material organik. Rongga-rongga diantara bagian-bagian tersebut berisi udara dan/atau air.

Tanah terjadi sebagai produk pecahan dari batuan yang mengalami pelapukan kimiawi dan mekanis (kecuali tanah gambut), terutama sekali dari batuan yang diuluri oleh proses pelapukan kimiawi, dalam hal ini mineral yang peka terhadap pelapukan akan berubah menjadi lempung yang berbutir sangat halus. Sedangkan pelapukan mekanis, misalnya akibat desakan es (*frost wedging*), atau kegiatan yang dilakukan oleh tumbuhan dan binatang akan membantu proses pemecahan tersebut, sehingga dalam proses ini tanah tetap dapat berada pada tempat pembentukannya semula. Akibatnya dapatlah kita ketahui bahwa sifat-sifat yang dimiliki tanah akan bergantung pada batuan

induknya dan pada faktor-faktor seperti iklim, topografi, organisme, dan waktu.

Seringkali tanah yang telah lapuk mengalami perpindahan tempat dari lokasi batuan induknya. Perpindahan ini dapat diakibatkan oleh adanya gaya-berat (proses kemiringan) atau oleh media transportasi seperti air, angin, dan es untuk daerah kutub. Batuan induk, media transportasi, mempunyai pengaruh terhadap sifat material tanah yang pada akhirnya diendapkan di suatu tempat. Setelah mengendap material tanah tersebut masih mengalami berbagai perubahan, sehingga terbentuklah berbagai jenis tanah, dengan distribusi besar butiran, tahapan penyatuan, bentuk butiran dan lain sebagainya yang berbeda.

2. Klasifikasi, susunan, dan struktur tanah

Pada akhirnya susunan dan struktur tanah akan menentukan sifat-sifat fisis kimiawi dan material yang bersangkutan, Sedangkan klasifikasi tanah yang dilakukan adalah berdasarkan besar butiran.

Tabel III.9 Klasifikasi tanah berdasarkan besar butiran

No.	Nama	Ukuran butiran (mm) M.I.T
1.	Bongkah (boulder) B	> 200
2.	Berangkal (cobble) Cb	60 - 200
3.	Kerikil (gravel) G	2 - 60
	kasar	20 - 60
	sedang	6 - 20
	halus	2 - 6
4.	Pasir (sand) S	0.06 - 2
	kasar	0.6 - 2
	sedang	0.2 - 0.6
	halus	0.06 - 0.2
5.	Lanau (silt) M	0.002 - 0.06
	kasar	0.02 - 0.06
	sedang	0.006 - 0.02
	halus	0.002 - 0.006
6.	Lempung (clay) C	< 0.002 (=2 μ m)

(Verhoef, 1992: 147).

Pemberian nama untuk suatu jenis masa tanah dapat kita perluas dengan cara memperkirakan jumlah relatif kelas ukuran butiran. Dengan bantuan sebuah diagram segitiga, kita dapat membedakan suatu susunan pasir lempungan atau lempung pasiran. Ciri-ciri seperti struktur dan warna dapat kita cantumkan dalam nama tersebut seperti: lanau abu-abu yang berlapis.

Selain berdasarkan besar butiran sistem klasifikasi pembagian tanah dapat kita bedakan menjadi tiga kelompok yaitu;

- a). Tanah berbutir kasar (pasir, kerikil)
- b). Tanah berbutir halus (lanau, lempung)
- c). Tanah campuran

Dalam hal ini perbedaan antara pasir dan kerikil, lanau dan lempung, dapat kita ketahui melalui sifat-sifat yang terkandung pada material tersebut ; seperti lanau dan lempung seringkali terbukti bersifat kohesif (saling mengikat), sedangkan material yang berbutir (pasir, kerikil) adalah bersifat tidak kohesif (tidak saling mengikat).

Seperti halnya pada batuan lainnya, perilaku material tanah merupakan sebuah fungsi dari struktur material ini, karena struktur tanah yang tidak kohesif dapat ditentukan melalui cara penumpukan butirannya (kerangka butiran). Struktur dari tanah yang berkohesi ditentukan oleh konfigurasi bagian-bagian kecil dan ikatan-ikatan diantara bagian-bagian kecil ini. Pada tanah campuran, strukturnya terbentuk dari suatu matrik yang terdiri dari material dengan butiran halus, yang berfungsi sebagai pengikat bagi butiran yang lebih kasar sehingga setiap butiran halus tersebut dapat mengapung dalam matrik (apabila hanya sedikit terdapat butiran), atau dapat membentuk sebuah kerangka (apabila banyak butiran).

Dalam klasifikasi ukuran butiran kriterianya tidak meliputi susunan mineralogis yang terkandung dalam tanah tersebut, volume mineralnya pada umumnya diabaikan. Hanya pada tanah yang

sering menimbulkan masalah (bencana, kesuburan yang rendah) seringkali kita perlu menentukan volume mineralnya. Pada tanah lempung misalnya, hal ini secara teratur dilakukan dengan difraksi-roten. Selain itu terdapat pula tanah yang sebagian besar terdiri dari kuarsa dalam fraksi ukuran lempung (*quick-clay*). Pada daerah yang mempunyai banyak gunung api seperti Jawa, Sumatera, Sulawesi dan sebagainya akan banyak ditemukan pasir vulkanis hitam yang sebagian besar terdiri dari mineral vulkanis (plagioklas, piroksen). Kerapatan pasir ini cukup tinggi, sehingga akan berpengaruh terhadap sifat-sifat teknisnya.

Kecuali dari butiran mineral, tanah juga terdiri dari rongga-rongga yang secara relatif bersisi air, baik secara kimiawi maupun secara mekanis, ternyata ini air merupakan bagian yang aktif dari tanah.

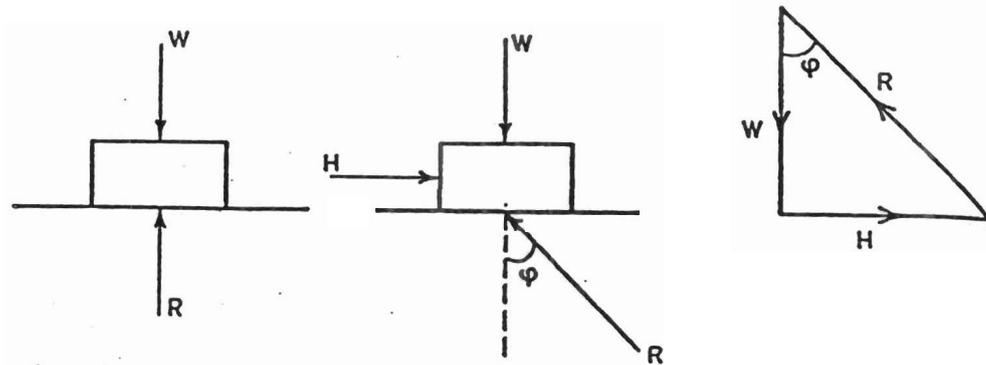
3. Sifat-sifat geologi-teknik dan klasifikasi tanah

a). Kekuatan dan deformasi

Kuat-geser yang dimiliki tanah merupakan salah sifat-sifat yang mengikat tanah seandainya di dalamnya terdapat perbedaan tegangan, sehingga permukaan tanah yang ditinggikan atau tanggul dapat tetap kuat berdiri karena kuat-geser dari material penyusunnya. Pada material yang memiliki perbedaan tegangan selalu terdapat sebuah arah dimana tegangan-gesernya paling tinggi. Apabila tegangan-geser ini melampaui kuat-gesernya, maka material tersebut akan kehilangan ketahanannya.

Hambatan geser dapat kita tentukan dengan sebuah blok yang beratnya W yang terletak di sebuah meja horizontal. Sejajar dengan daun meja dikenakan sebuah gaya H yang semakin besar (lihat Gambar III.12). Pada satu saat gaya reaksi R akan mencapai sudut tertentu, dimana blok tersebut di atas hampir saja bergeser. Ini dinamakan sudut geser ϕ . Hambatan geser adalah sama dengan

gaya geser $H = W \operatorname{tg} \phi$, sedangkan $\operatorname{tg} \phi$ dinamakan sebagai koefisien gesek.



Gambar III.12
Pengujian hambatan geser

Kuat-geser mempunyai hubungan dengan hambatan geser ($W \operatorname{tg} \phi$) dari tanah. Pada tanah yang butirannya dengan suatu cara tertentu terikat satu sama lainnya, juga mempunyai sebuah hambatan geser (kohesi), dengan syarat tegangan-normalnya adalah nol, selengkapnya dirumuskan;

$$\tau = c + \sigma_n \operatorname{tg} \phi \quad (\text{Coulomb, 1773}).$$

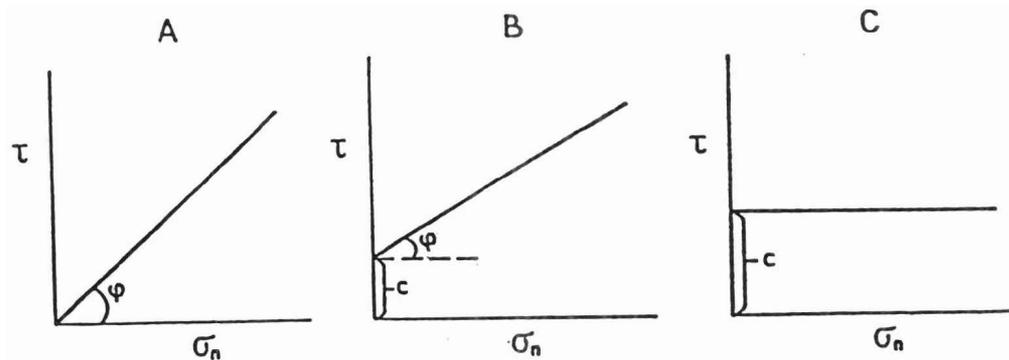
dimana : τ = tegangan-geser pada keadaan menjelang hilangnya ketahanan (kuat-geser).

c = kohesi

σ_n = tegangan normal,

$\operatorname{tg} \phi$ = sudut gesek dalam.

Berdasarkan persamaan diatas perbedaan diantara tiga jenis tanah dapat kita lakukan melalui suatu sajian dalam bentuk grafik seperti berikut, (lihat Gambar III.13).



Gambar III.13
Grafik perbedaan jenis tanah akibat tegangan-gesernya

Dalam kasus A, material tidak memiliki kuat-geser apabila tegangan normalnya nol (tidak terikat satu sama lain, kecuali jika dipadatkan) sehingga material tersebut termasuk tidak kohesif (misalnya pasir). Jika material tersebut memiliki kuat-geser, apabila tegangan normalnya nol, maka material ini akan menjadi kohesif (tipe B). Dalam kasus C, kuat-geser tanah tidak akan bertambah apabila tegangan normalnya bertambah. Ini mungkin terjadi hanya jika ada sebuah proses yang bekerja, sebab dalam tegangan normal selalu mendapat hambatan. Keadaan ini bisa terjadi jika zat cair dalam pori-pori (air; tidak mampu mampat) memberikan tekanan balik. Hal ini akan terjadi pada lempung yang dengan cepat diberi sebuah beban (air tidak dapat hilang akibat permeabelitasnya rendah) atau pada sebuah badan pasir yang tertutup sehingga air tidak dapat cepat keluar ke sekitarnya.

$$\tau = c + (\sigma_n - u) \operatorname{tg} \phi$$

dimana : u = tekanan zat cair pori-pori yang menghambat σ_n

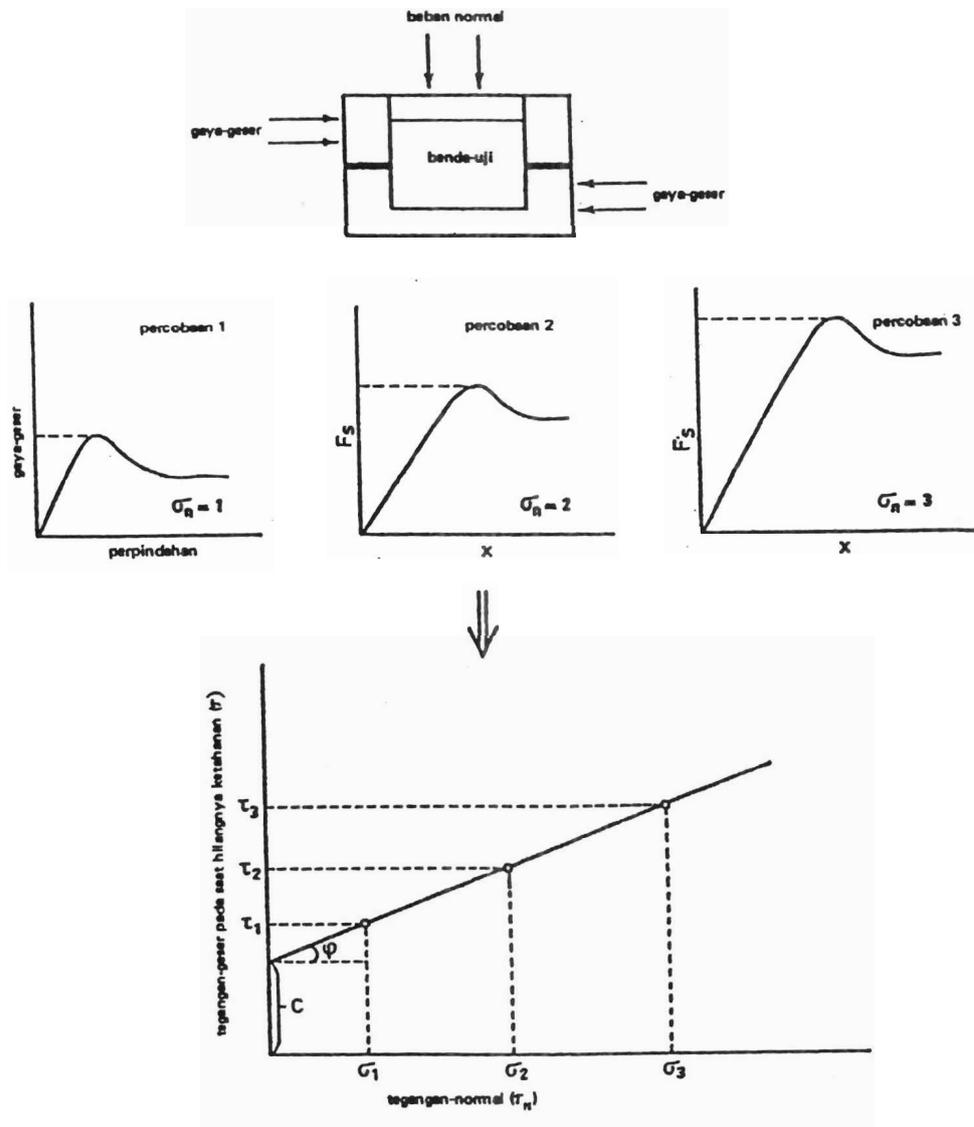
- 1). Dalam kasus A, c , dan u adalah nol, ini dinamakan juga jenis tanah $c = 0$
- 2). Dalam kasus B, (jenis tanah c, ϕ), u adalah nol atau lebih kecil dari σ_n

3). Dalam kasus C, (tipe tanah $\phi=0$), $u= \sigma_n$

Berdasarkan sajian grafik tersebut, maka dapat kita simpulkan bahwa kondisi tanah pada umumnya termasuk pada tanah c, ϕ (tipe B).

Kuat-geser tanah biasanya dapat ditentukan di laboraorium melalui *uji-triaksial*, walaupun begitu dapat juga digunakan pengujian melalui sebuah bak geser, sebab pada sebuah bak geser, tegangan normal dan tegangan-geser dapat langsung dikenakan. Pada suatu beban yang tetap perlahan-lahan tegangan-geser ditingkatkan dan perpindahan blok atasnya diukur, sehingga pada sebuah tegangan-geser tertentu, akan terjadi kehilangan ketahanan. Tegangan geser ini selengkapnya dapat diamati melalui sajian grafik $\sigma_n - t$. Dalam hal ini diperlukan beberapa ketentuan (minimal 3) pada berbagai beban normal, (lihat Gambar III.14).

Pada *uji triaksial*, benda uji yang berbentuk selinder ditempatkan dalam sebuah sel uji yang dibuat sedemikian rupa sehingga terhadap benda uji ini dapat kita kenakan sebuah tekanan hidroulik yang diarahkan ke semua sisi. Suatu tekakan yang diarahkan ke semua sisi (σ_3) kita pertahankan konstan apabila tekanan terhadap suatu sisi diperbesar. Selisih tegangan ($\sigma_1 - \sigma_3$), dengan demikian benda uji akan berada pada kondisi tidak dapat bertahan lagi, yang harus kita catat. Uji ini kita lakukan pada berbagai tekanan ke semua sisi (σ_3), karena untuk σ_1 dan σ_3 merupakan arah tegangan utama, sehingga dengan menggunakan konstruksi lingkaran Mohr kita catat kondisi tegangan dari setiap uji dalam sebuah diagram $\tau - \sigma_n$. Maka kita dapat membuat kurva Coulomb untuk menentukan harga-harga c dan ϕ . Seperti terbukti dari berbagai uji triaksial, tanah kohesif maupun tanah tak kohesif mempunyai perilaku berbeda-beda dari batuan



Gambar III.14
Pengujian pada bak geser

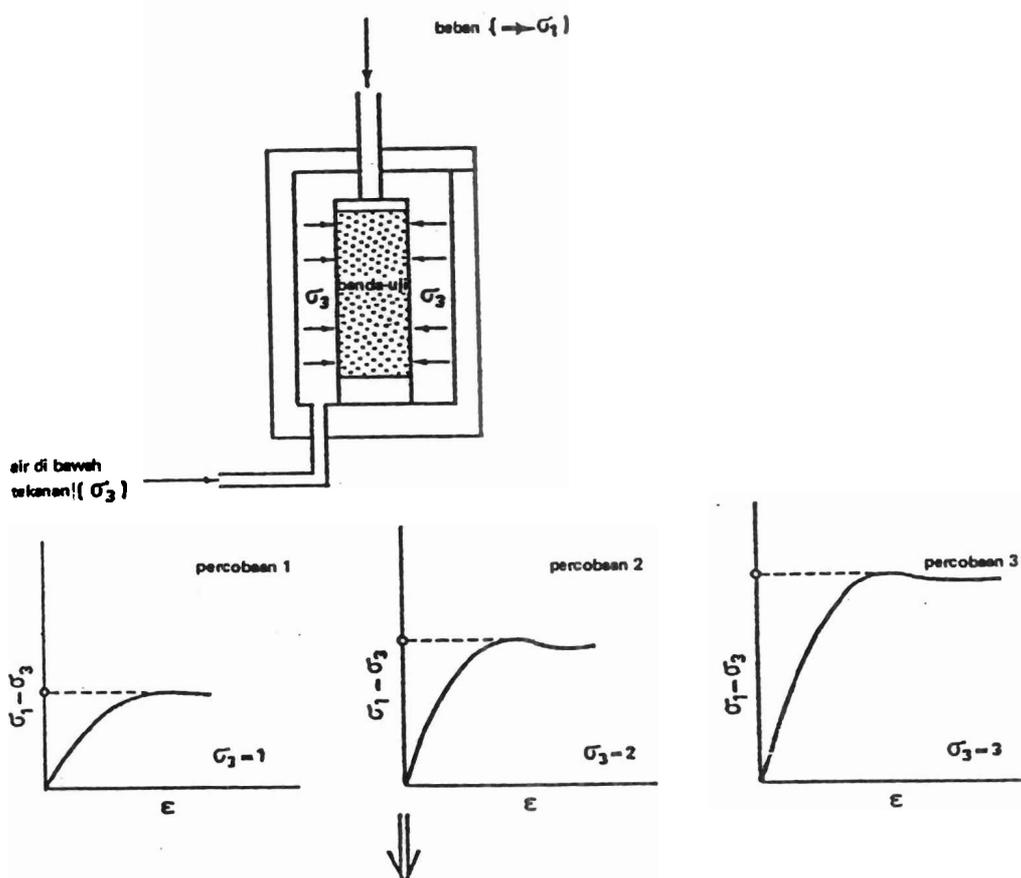
yaitu hampir tidak elastis. Sebagian besar dari proses deformasi adalah bersifat permanen, (lihat Gambar III.15).

Dengan demikian dapat disusun sebuah skala kekuatan relatif untuk tanah, seperti tersaji pada Tabel III.9 berikut ini.

Tabel III.10 Kuatan-geser relatif dari tanah (tanah c, ϕ)

Perilaku	Kuat-geser (KPa)	Perilaku di lapangan
Keras	> 288	getas atau sangat kokoh
Sangat kaku	144 - 288	tidak dapat diremas dengan jari-jari tangan
Kaku	72 - 144	peremas hanya mungkin jika jari-jari tangan ditekan dengan kuat
Kokoh	36 - 72	mungkinan peremas secara normal
Lunak	18 - 36	dapat dengan mudah diremas
Sangat lunak	< 18	akan keluar dari sela-sela jari-jari tangan pada saat diremas

(Verhoef, 1992: 154).

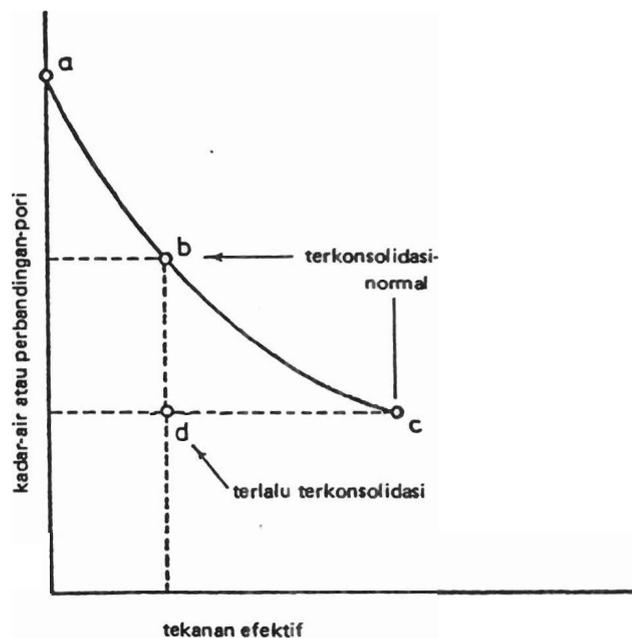


Gambar III.15
Penguji sel triaksial

b). Konsolidasi tanah

Akibat adanya pembebanan, maka tanah akan mengalami konsolidasi. Pada tanah kohesif, mula-mula beban dipikul oleh kerangka butiran dari bagian-bagian yang padat maupun oleh air dalam pori-pori. Jika beban diberikan dalam waktu yang lama, maka air akan tertekan perlahan-lahan dari bagian tanah yang dibebani. Sebagai akibat rendahnya permeabilitas material yang bersangkutan, maka proses ini berlangsung perlahan-lahan, namun akhirnya volume tanah akan berkurang, sebagai akibat dari pemberian bebanan.

Konsolidasi merupakan sebuah proses yang terjadi secara alamiah, karena setiap lempung akan berkonsolidasi jika terhadapnya diendapkan lapisan yang lebih muda. Melalui sajian Gambar III.16, pada kurva terlihat titik a, b, dan c menunjukkan model konsolidasi normal suatu lapisan lempung yang dibebani oleh lapisan-lapisan sedimen yang diendapkan di atasnya.



Gambar III.16
Model konsolidasi normal

Setelah lapisan-lapisan tersebut mengendap sebagian dari lapisan-lapisan yang berbeda di atas dapat dihilangkan sehingga ia akan memiliki sebuah karakteristik konsolidasi yang tidak mempunyai hubungan dengan ketebalan yang kini berada di atasnya (lapisan d). Lempung seperti ini disebut terlalu terkonsolidasi (*overconsolidated*), sehingga lempungan napal bongkah yang semula diliput es-bumi pada zaman es disebut telah terlalu terkonsolidasi.

Dalam kehidupan sehari-hari seseorang yang telah memahami geologi, khususnya untuk geologi-teknik, harus dapat mengetahui seberapa besar penurunan akan terjadi apabila ditemukan sebuah proyek sipil seperti bangunan pada suatu lokasi dengan struktur tanah tertentu. Secara ilmiah ini berarti sampai seberapa besar perubahan volume akan disebabkan oleh tekanan yang diberikan. Sebenarnya hal ini dapat dengan mudah ditentukan jika sifat pemampatan (koefisien perubahan volume) dihitung dengan persamaan :

$$m_v = \frac{\text{perubahan volume}}{\text{satuan peningkatan tekanan}} \quad [m^2/MN]$$

dimana telah diketahui.

$$\text{Jumlah penurunan} = m_v \Delta\sigma H$$

dimana : m_v = kemungkinan pemampatan

$\Delta\sigma$ = peningkatan tekanan

H = tebal lapisan

Tabel III.11 Nilai-nilai khas untuk kemungkinan pemampatan tanah

Jenis tanah	m_v [m^2/MN]
Gambut	10.0 - 2.0
Lempung plastis	2.0 - 0.25
Lempung kaku	0.25 - 0.125
Lempung keras (napal bongkah)	0.125 - 0.0625

(Verhoef, 1992: 154).

Selain itu perlu juga diketahui sejauhmana penurunan akan berlangsung, karena ia berkaitan dengan kecepatan arus (aliran air)

mempunyai hubungan dengan produk dari permeabilitas dengan gradien hidroulik. Pada gilirannya, gradien hidroulik ini sangat tergantung dengan kehilangan tekanan air dalam tanah dibagi oleh jarak yang harus dilaluinya, selengkapnya dapat dinyatakan dengan persamaan berikut.

$$t \frac{\Delta\sigma \cdot m \cdot H}{k \cdot \frac{\Delta\sigma}{H}} \rightarrow t \frac{mH^2}{K}$$

dimana: t = waktu yang diperlukan untuk menyelesaikan bagian tertentu dari proses konsolidasi

$\Delta\sigma$ = perubahan tegangan yang dikanakan

m = kemungkinan pemampatan kerangka butiran

H = tebal massa tanah

k = permeabilitas tanah

Berdasarkan persamaan di atas sekarang kita dapat menyimpulkan bahwa pada saat konsolidasi akan terjadi ;

- 1). peningkatan sejalan dengan meningkatnya kemungkinan pemampatan kerangka butiran;
- 2). akan berkurang dengan meningkatnya permeabilitas;
- 3). akan cepat meningkat dengan bertambahnya ketebalan massa tanah ; dan
- 4). tidak tergantung dari besarnya selisih tekanan.

Sedangkan penurunan dapat pula terjadi pada tanah yang tak berkohesi (seperti pasir, kerikil) yang dibebani. Biasanya penurunan berlangsung dengan cepat akibat tingginya permeabilitas tanah, sehingga air akan cepat terdesak ke luar. Perbedaan dalam kecepatan konsolidasi ini merupakan salah satu perbedaan terpenting diantara berbagai jenis tanah. Kerapatan relatif menunjukkan keadaan padat dari pasir atau kerikil, yang terletak diantara kemungkinan kerapatan minimum dan kemungkinan kerapatan maksimalnya.

Sebagian besar material berbutir mempunyai rentang perbandingan pori yang besar. Apabila pasir digetarkan dan dipadatkan, maka butiran-butirannya akan lebih rapat satu sama lain dimana berdasarkan kondisi laboratorium dapat kita tentukan perbandingan minimal pori-porinya. Nilai maksimum ini dapat kita tentukan dengan mengukur pasir pada saat di cor lepas. Untuk ini dapat digunakan persamaan ;

$$R.D = \frac{e_{maks} - e_{min}}{e_{maks} - e_{min}}$$

Kerapatan relatif juga dapat diketahui melalui uji laboratorium, sedangkan untuk harga kerapatan yang telah dilakukan di lapangan dapat ditentukan dengan persamaan;

$$R.D = \frac{\gamma_{d_{maks}}}{\gamma_d} \times \frac{\gamma_d - \gamma_{d_{min}}}{\gamma_{d_{maks}} - \gamma_{d_{min}}}$$

Nilai kerapatan relatif pada hakekatnya tergantung dari bentuk butiran dan dari distribusi ukuran butiran di dalam endapan. Melalui serangkaian percobaan akan dapat diperoleh bahwa kerapatan maksimal dapat dicapai tanpa memecahkan butiran oleh proses endapan.

Tahapan pemadatan sebuah endapan alamiah dapat kita nyatakan dalam istilah kerapatan relatif. Untuk suatu material geologis kerapatan relatif dapat ditentukan secara tidak langsung dengan memanfaatkan bantuan *uji penerasi standar* (SPT). Pada bagian ini sebuah pipa pancang kosong (yang sekaligus dapat digunakan untuk pengambilan benda uji) dari ukuran tertentu (ϕ 50 mm, panjang 500 mm), dengan berat jatuh 630 N dan tinggi jatuh 750 mm, dipancangkan 300 mm ke dalam tanah. Banyak pukulan yang dibutuhkan untuk ini harus kita catat.

Tabel III.12 Kerapatan relatif tanah berbutir kasar

Kerapatan relatif	Sifat	SPT (nilai N dalam jumlah pukulan)
0 - 15	sangat longgar lepas	0 - 4
15 - 35	lepas	4 - 10
35 - 65	cukup rapat	10 - 30
65 - 85	rapat	30 - 50
85 - 100	sangat rapat	> 50

Sedangkan kekuatan tanah dinyatakan dalam nilai c/ϕ . Pada material pasir ($c=0$), nilai ϕ dapat dihubungkan dengan kerapatan relatif. Nilai ϕ dari tanah c/ϕ akan bervariasi dalam rentang nilai ϕ untuk material pasir.

Tabel III.13 Kerapatan relatif, kerapatan kering dan nilai ϕ untuk pasir kuarsa

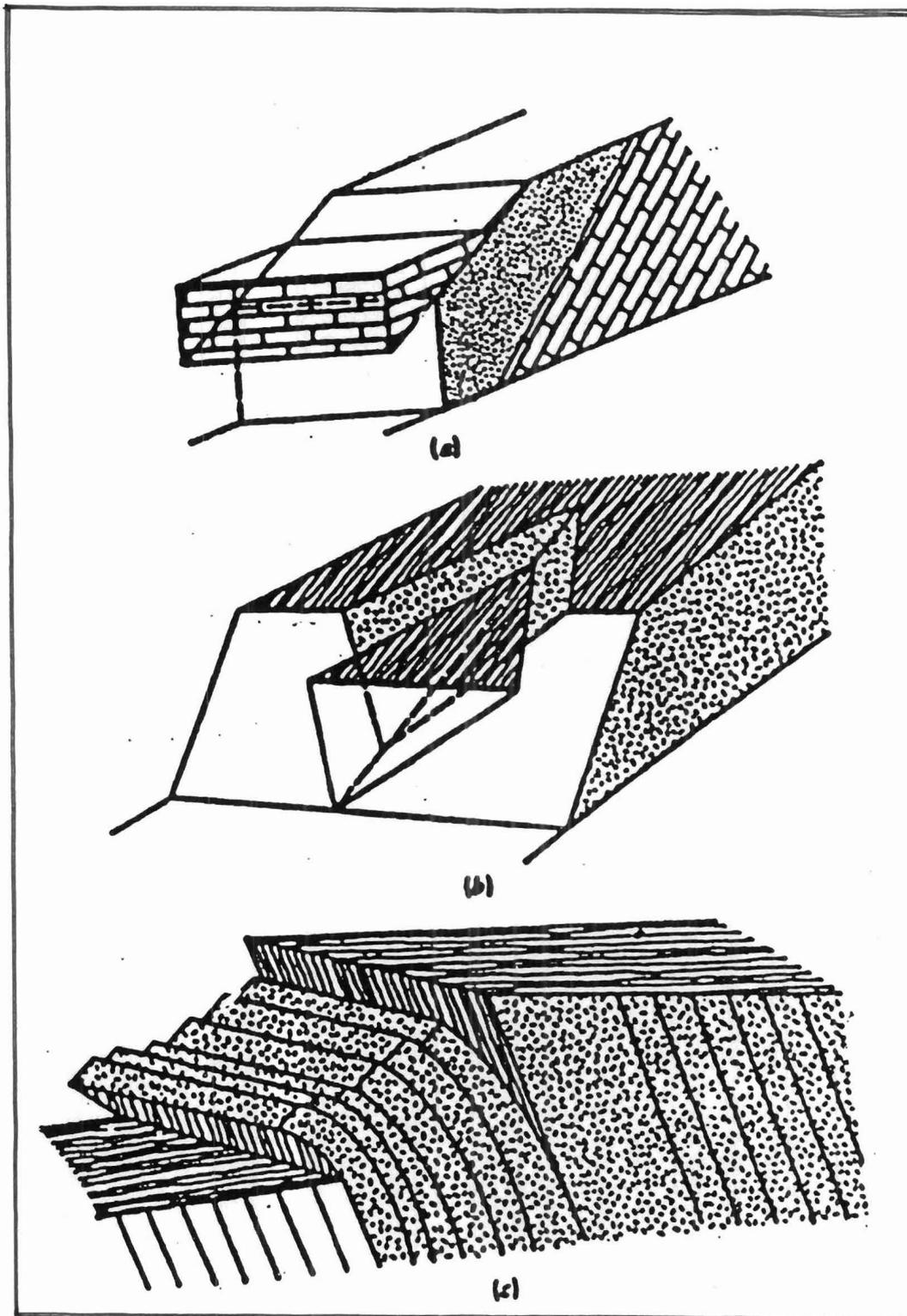
Kerapatan relatif	Nilai ϕ	Kerapatan (mg/m^3)
sangat lepas	< 28°	< 1.44
lepas	28 - 30	1.44 - 1.60
cukup rapat	30 - 36	1.44 - 1.60
rapat	36 - 41	1.60 - 1.76
sangat rapat	> 41	1.60 - 1.76

D. Klasifikasi Gerakan Material Geologis

Gerakan material geologis pada hakekatnya didefinisikan sebagai berpindahnya massa tanah atau batuan pada arah tegak, mendatar maupun miring dari kedudukannya semula, (Arif, 1994; 5). Gerakan material geologis dalam bentuk tanah dan batuan mempunyai perbedaan mekanisme dan bentuk (geometri).

Pada gerakan material geologis berupa tanah diasumsikan setelah massa tersebut relatif mempunyai sifat yang homogen dan kontinyu, sehingga bentuk (geometri) dari gerakan tersebut akan membentuk busur lingkaran. Berdasarkan proses kejadiannya gerakan material geologis yang terjadi pada tanah dapat dibedakan atas :

1. longsor (*sliding*), merupakan gerakan tanah yang terjadi seakan-akan dan dengan tiba-tiba meluncur kebawah.



Gambaran III.17
Jenis gerakan material geologis untuk massa batuan

2. runtuh (*falling*), merupakan gerakan material geologis yang terjadi secara bebas, seperti jatuhnya massa batuan pada dinding yang curam.
3. nendatan, yaitu gerakan material geologis yang tersangkut merupakan massa yang belum terlepas dari ikatannya, jadi masih dalam bentuk gumpalan- gumpalan besar.
4. amblasan (*subsidence*), merupakan gerakan material geologis sebagai penurunan dari kondisi semula akibat adanya rongga atau desakan dari sisi lainnya.
5. rayapan (*creep*), merupakan gerakan material geologis secara perlahan-lahan.
6. aliran (*flow*), merupakan campuran gerakan material geologis dan transportasi masa tanah dan batuan.

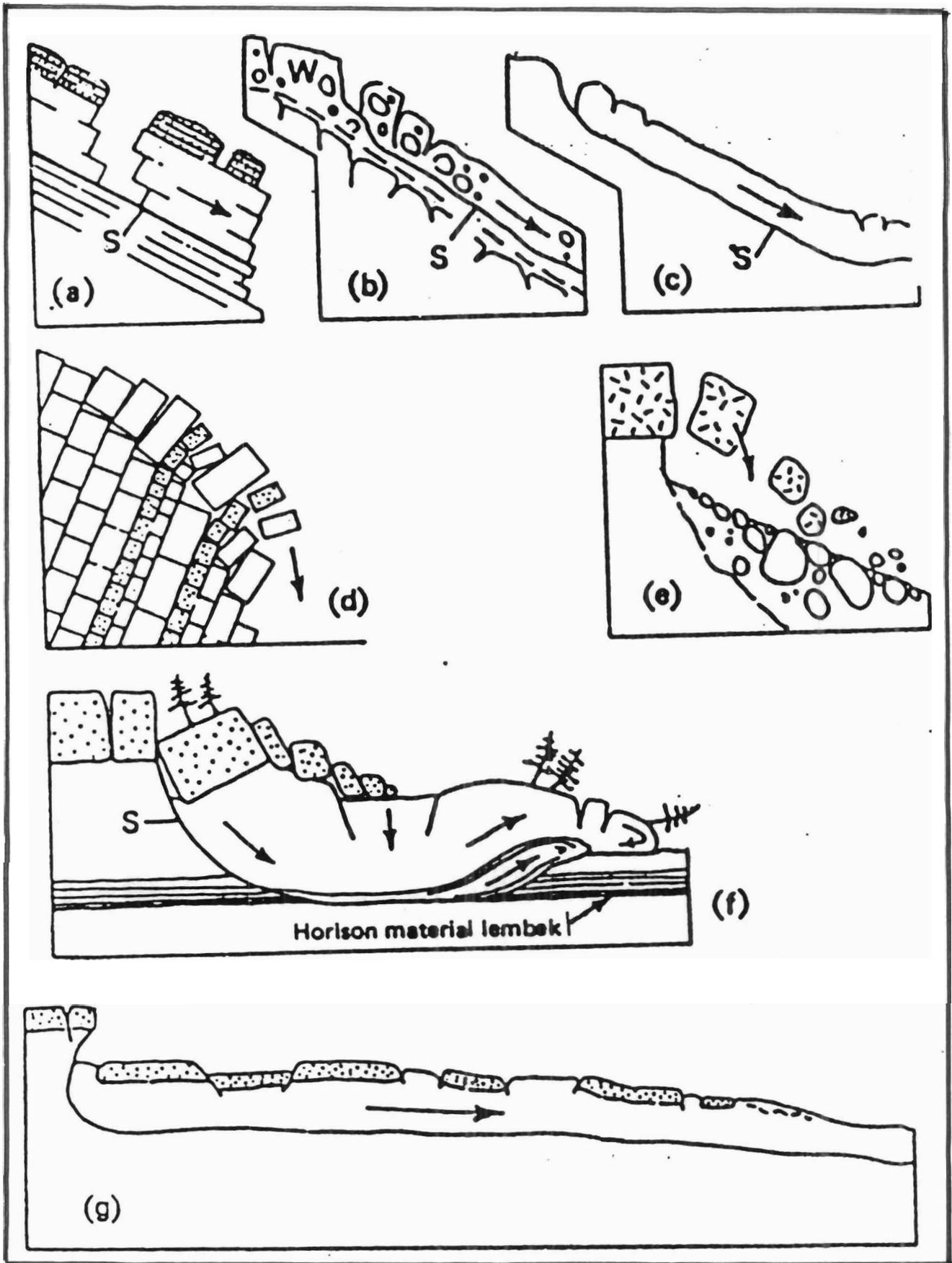
sketsa selengkapnya terlihat pada Gambaran III.17 berikut.

Sedangkan pada material geologis berupa batuan gerakan terjadi apabila material tersebut mempunyai sifat yang homogen dan kontinyu seperti tanah, akan tetapi sering terjadi akibat mempunyai bidang-bidang lemah (diskontinuitas), (Arif, 1994; 8). Jenis longsor yang terjadi pada material geologis berupa batuan adalah ;

1. longsor bidang (*plane failure*),
2. longsor membaji (*wedge failure*),
3. longsor mengguling (*toppling*),

seperti terlihat pada sketsa pada Gambaran III.18 berikut.

Akan tetapi dalam kenyataannya di lapangan gerakan material geologis antara batuan dan tanah sulit sekali dipisahkan karena letak tanah yang selalu berada di atas posisi batuan, kecuali kalau gerakan itu berbentuk aliran yang telah dipengaruhi oleh energi penggerakannya.



Gambaran III.18

Jenis gerakan material geologis untuk massa tanah

BAB IV

PERILAKU MATERIAL GEOLOGIS PADAT : KASUS PILIHAN

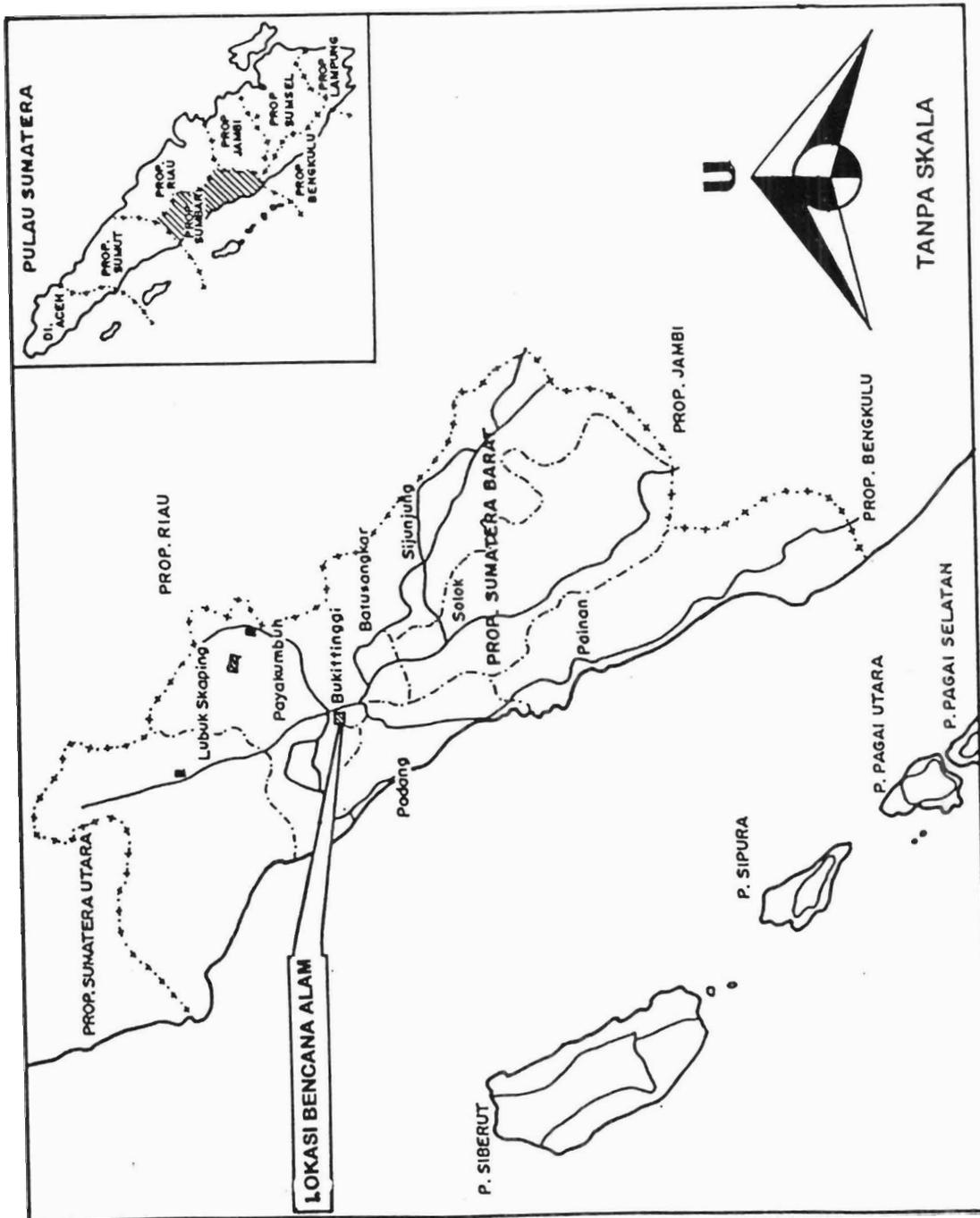
A. LONGSORAN DI NGARAI SIANOK, BUKITINGGI

1. Latar Belakang

Bukittinggi merupakan salah satu Kotamadya yang berada di wilayah Provinsi Sumatera Barat yang terkenal dengan kota wisata (seperti terlihat pada Gambar IV.1). Kota ini terletak di satu daerah dataran tinggi diantara dua Gunung yaitu Gunung Merapi dan Gunung Singgalang, dengan ketinggian pada posisi elevasi 850 sampai 900 meter di atas permukaan laut. Daerahnya yang subur dan mempunyai hawa yang sejuk, penduduknya yang ramah serta sarat dengan budaya tradisional yang tinggi dan beraneka ragam sangat memikat para wisatawan untuk singgah di kota ini. Selain itu objek wisata alam yang tidak kalah memariknya adalah Ngarai Sianok dengan cabang-cabangnya yang menganga di tepian Kota ini. Ketinggian tebing dari Ngarai Sianok ini adalah antara 40 sampai 90 meter yang selain berupa singkapan juga dihiasi oleh fauna dan flora, sehingga menambah daya tarik kepariwisataan.

Akan tetapi dibalik keindahan yang mempesona tersebut ternyata dalam beberapa waktu yang lalu Ngarai Sianok telah menunjukkan aktivitas yang dapat menimbulkan bahaya bagi kehidupan manusia disekitarnya, yaitu adanya longsor yang terjadi pada beberapa bagian tebing yang terjal secara berulang kali. Peristiwa yang sangat merisaukan adalah terjadinya longsor tepian Ngarai Sianok yang melibatkan daerah lingkungan binaan seperti ; daerah pemukiman, daerah kawasan Rumah Sakit, daerah kawasan pariwisata Panorama, objek wisata benteng Jepang dan fasilitas-fasilitas umum lainnya yang sangat membahayakan.

Longsor yang terjadi pada hakekatnya hampir meliputi di daerah sepanjang tebing yang ada. Khusus di daerah bagian selatan



GAMBAR IV.1
PETA LOKASI BENCANA ALAM NGURAI SIANOK
DALAM WILAYAH SUMATERA BARAT

longsor terjadi berjauhan dengan daerah lingkungan binaan sehingga tidak demikian mengawatirkan, dan malah sebaliknya kejadian ini membuat pemandangan yang menakjubkan.

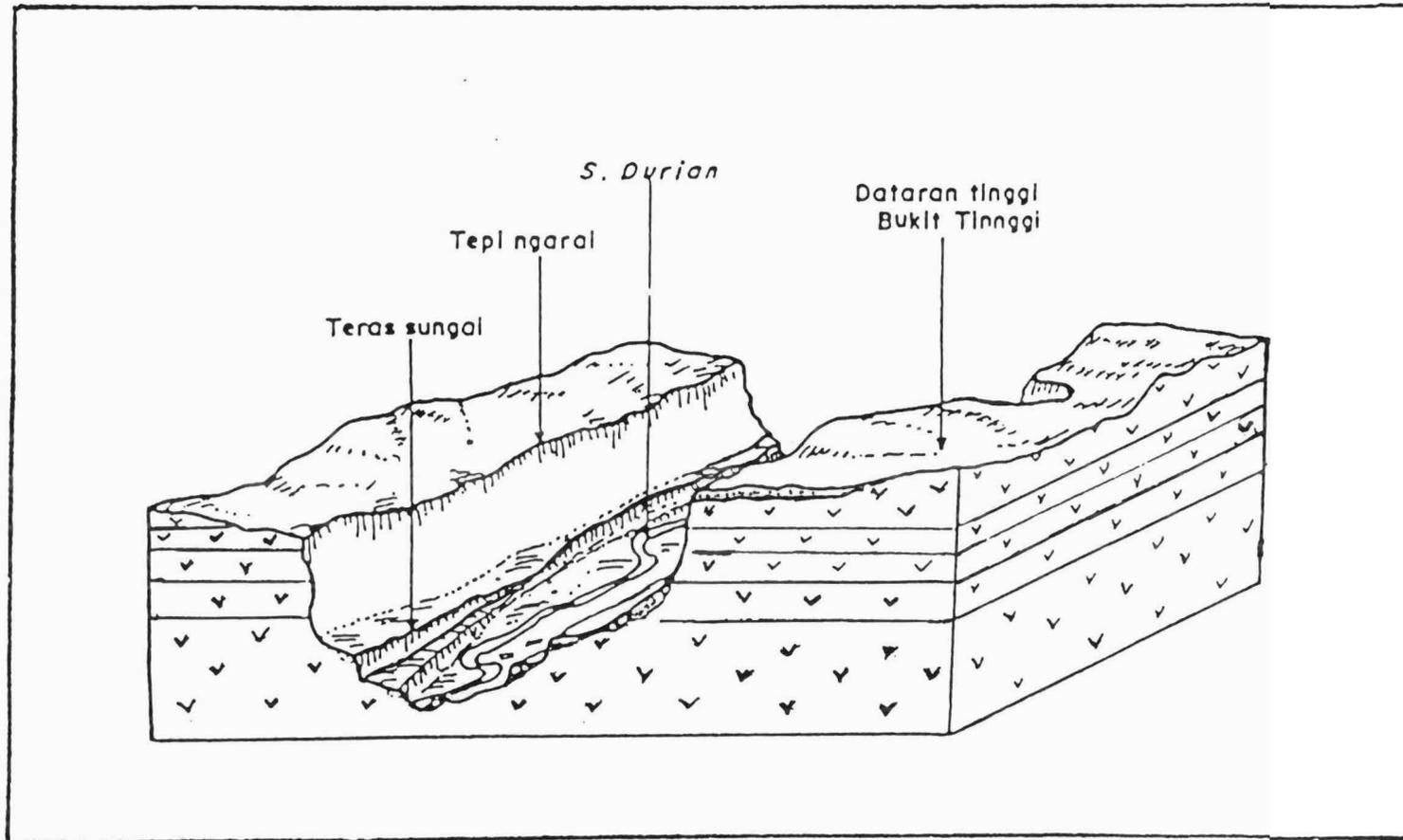
Beberapa penelitian telah dilakukan sehubungan dengan kasus Longsor tersebut, antara lain oleh Direktorat Geologi Tata Lingkungan (seksi geologi teknik), Direktorat Irigasi II, Dirjen Pengairan Departemen Pekerjaan Umum, yang mengaitkan longsor Ngarai Sianok dengan aliran airtanah.

2. Kondisi Fisik Daerah Bencana

a. Kondisi Geomorfologi

Kawasan penelitian yang merupakan daerah bentangan darat (*landscape*) dataran tinggi yang dikenal sebagai Plato Bukittinggi tersusun atas endapan vulkanik berupa tufa dengan kemiringan perlapisan yang sangat landai hingga datar (terlihat seperti pada Gambar IV.2), serta dibatasi oleh Gunung Merapi (\pm 2891 meter), Gunung Singgalang (\pm 2877 meter), dan kawasan Bukit Barisan. Pada bagian tengah daerah ini terbentang Ngarai Sianok yang membelah daerah antara Gunung Merapi, Gunung Singgalang dengan daerah Bukit Barisan dengan tebing berlereng sangat curam. Di sepanjang daerah tebing tersebut terdapat anak-anak lembah yang menjorok ke arah luar yaitu sekitar 100 sampai 150 meter, (Direktorat Irigasi II, 1993; 4).

Sungai besar yang mengalir di lembah Ngarai Sianok adalah Sungai Durian. Sungai ini mengalir dengan pola bermeander dalam suatu kawasan yang terbatas, dan kadang-kadang ditemukan juga aliran dengan pola teranyam-terbatas, yang dibatasi oleh teras-teras sungai, sehingga membentuk lembah yang sangat lebar hingga mencapai 350 meter dengan arah memanjang barat laut tenggara. Adanya teras-teras sungai tersebut sebenarnya menjadi



GAMBAR IV.2
SKETSA GEOMORFOLOGI DAERAH BENCANA ALAM
NGARAI SIANOK

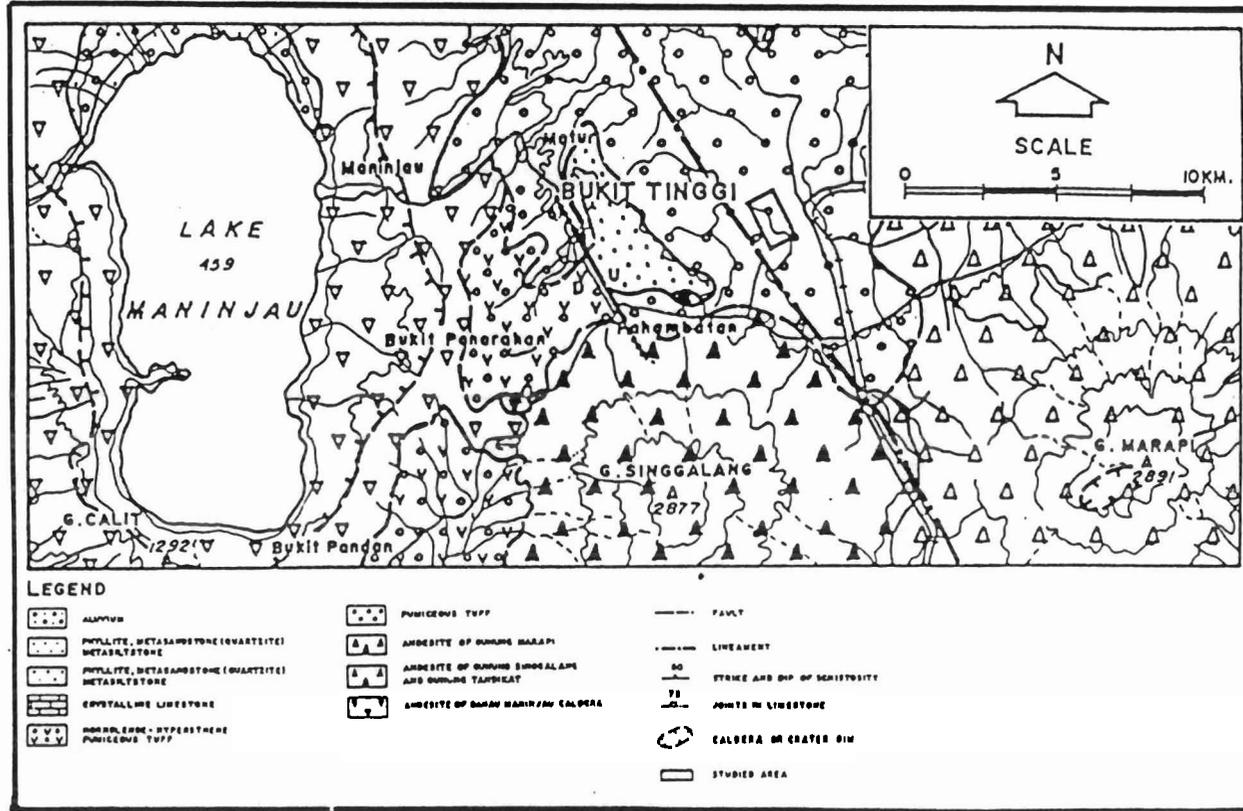
indikator petunjuk bahwa di daerah ini masih berlangsung tektonik aktif.

b. Stratigrafi

Kawasan Kota Bukittinggi dan sekitarnya dibentuk oleh berbagai jenis batuan, (dapat dilihat melalui sajian Gambar IV.2A) seperti ; endapan alluvial, tufa, lahar, granit, batu lanau meta dan filit. Adapun jenis batuan yang terdapat di daerah bencana terutama di sepanjang Ngarai Sianok tersusun oleh satuan tufa batuapung (Sadisun, 1994; 475). Satuan ini memiliki penyebaran yang sangat luas, tersingkap baik di sepanjang tebing pada Ngarai Sianok maupun pada dasar lembah utama serta anak-anak lembahnya.

Tufa yang ditemukan umumnya berwarna putih kecoklatan hingga putih keabu-abuan dengan fragmen utama berupa batuapung, berukuran butir lanau hingga pasir yang kasar, serta dengan pemilahan baik hingga sedang, kemas terbuka dengan bentuk butir menyudut hingga menyudut tanggung, sedang permeabilitasnya adalah antara 10^{-2} cm/detik hingga 10^{-5} cm/detik atau termasuk pada permeabilitas rendah sampai sedang. Kekompakan batuan termasuk pada kategori buruk hingga sedang (RH 3) dalam keadaan segar umumnya batuan ini kompak, akan tetapi relatif mudah untuk ditoreh dengan palu atau linggis dengan pukulan ringan.

Pada bagian bawah satuan tufa ini umumnya terdapat masif, sedangkan di bagian atasnya terdiri dari perlapisan yang sangat tebal hingga tipis (5 - 156 cm), dengan struktur sedimen umumnya berupa *reverse graded bedding*, *paralel laminasi* dan *cross bedding*. Kadang-kadang ditemui juga sisipan melensa tufa lapili dengan ketebalan hingga 2,5 meter. Berdasarkan hasil analisis sayatan tipis yang dilakukan Imam A. Sadisun (1994; 475) didapatkan nama batuan tufa gelas kristal, tersusun atas fragmen plagioklas,



GAMBAR IV.2A
PETA GEOLOGI DAERAH BUKITTINGGI DAN SEKITARNYA

kuarsa, biotit, mineral opak, dan sedikit lithik volkanik dalam masa dasar gelas volkanik.

c. Struktur Geologi

Daerah penelitian secara regional termasuk pada jalur Sesar Sumatera (*Great Sumatera Fault Zone*), seperti terlihat pada sajian Gambar IV.2A. Gejala pengangkatan yang terjadi telah menghilangkan jejak-jejak struktur-struktur terdahulu. Pengangkatan selama periode ini tercermin pada pengangkatan pegunungan bukit barisan, kegiatan vulkanisme, dan regresi di seluruh cekungan sedimen. Sesar ini masih memperlihatkan perilaku aktifnya sampai sekarang, hal ini ditunjukkan oleh jalur gempa dangkal sepanjang jalur sesar hingga sering menimbulkan kerusakan-kerusakan selama sejarahnya, seperti ; pada peristiwa gempa Padang Panjang (1927), dan Liwa (awal 1994).

Melalui pengamatan landsat menunjukkan bahwa Kota Bukittinggi dilalui oleh segmen Sesar Sumatera yang ditunjukkan oleh adanya kelurusan (*lineament*) yang merupakan jejak jalur sesar. Jejak ini menerus yang dimulai dari sebelah utara Danau Maninjau hingga sepanjang 60 km ke sebelah tenggara. Indikasi lapangan dapat terlihat oleh adanya zona acak di Lembah Panorama, jejak-jejak rekahan serta tidak menerusnya endapan alivial tua pada tebing yang terjal, (Dinas Geologi Teknik Hidrologi, 1979, 3).

3. Longsoran di Ngarai Sianok

Berdasarkan studi kepustakaan, daerah penelitian dibuat dalam beberapa kelompok daerah yang mengalami longsoran, Dirjen Pengairan PU (1993; 6) daerah longsoran dibedakan menjadi 4 zone utama yaitu ;

- a) Zone I, terletak di Bukit Apit,
- b) Zone II, terletak di belakang Rumah Sakit Achmad Muchtar,
- c) Zone III, terletak di daerah Belakang Balok, Bukit Canggih, Panorama

c) Zone III, terletak di daerah Belakang Balok, Bukit Canggih, Panorama

d) Zone IV, terletak di Birugo Puhun,

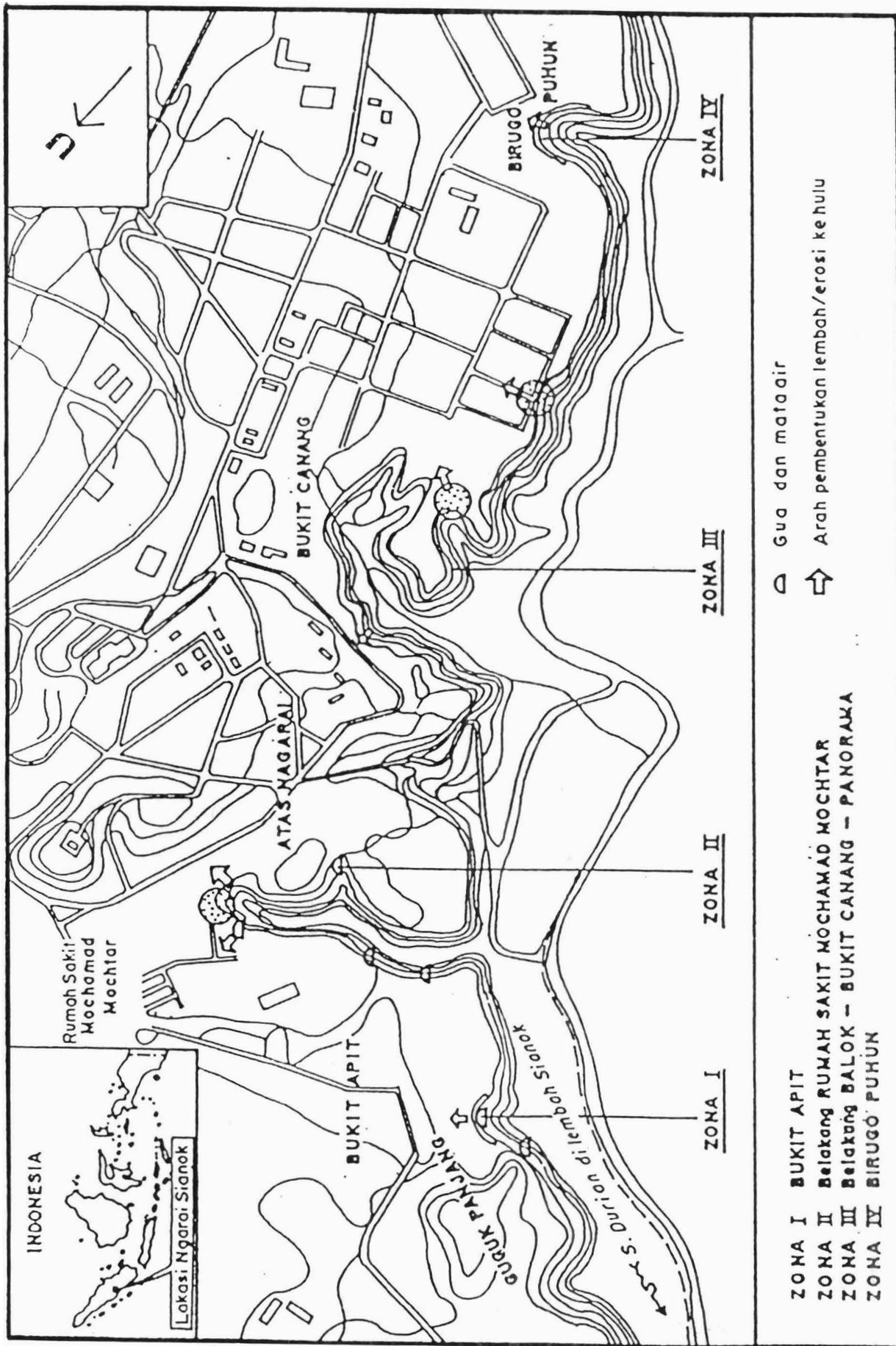
selengkapnya dapat dilihat pada Gambar IV.3.

Beberapa catatan kejadian longsor pada zona-zona tersebut dapat dilihat pada Tabel IV.1 berikut.

Tabel IV.1. Beberapa data longsor yang terjadi pada setiap zona utama

Zona	Panjang Tebing yang longsor	Tahun Kejadian
I	100 meter	tidak tercatat
II	450 meter	1959, 1973
III	1500 meter	1988, 1989
IV	100 meter	tidak tercatat

Penyebab adanya longsor diakibatkan oleh adanya gabungan dua faktor utama yaitu sifat batuan/tanah di satu pihak dan aktifitas air di pihak lain (Sadisun, 1994; 476). Air permukaan dapat menyebabkan terjadinya erosi langsung atau memicu terjadinya longsor, sedangkan pada airtanah, aktifitas akan terjadi bila muka airtanah memotong permukaan tanah (dalam hal ini tebing Ngarai) maka akan muncul mata air dan air yang muncul tersebut akan membawa butiran batuan/tanah yang dilaluinya, sehingga terjadilah proses yang dikenal *internal erosion* atau erosi buluh (*piping*). Proses ini berlangsung terus sehingga membentuk rongga ditepi Ngarai. Dimensi rongga terus berkembang baik secara lateral maupun vertikal, akhirnya pada dimensi tertentu dengan kestabilan yang kurang mantap menyebabkan gua akan runtuh.



GAMBAR IV.3
ZONASI DAERAH LONGSORAN PADA KAWASAN
NGARAI SIANOK

4. Tipe Longsoran dan Alternatif Penanggulangannya

a. Longsoran Akibat Eksfoliasi

1). Penyebab longsoran

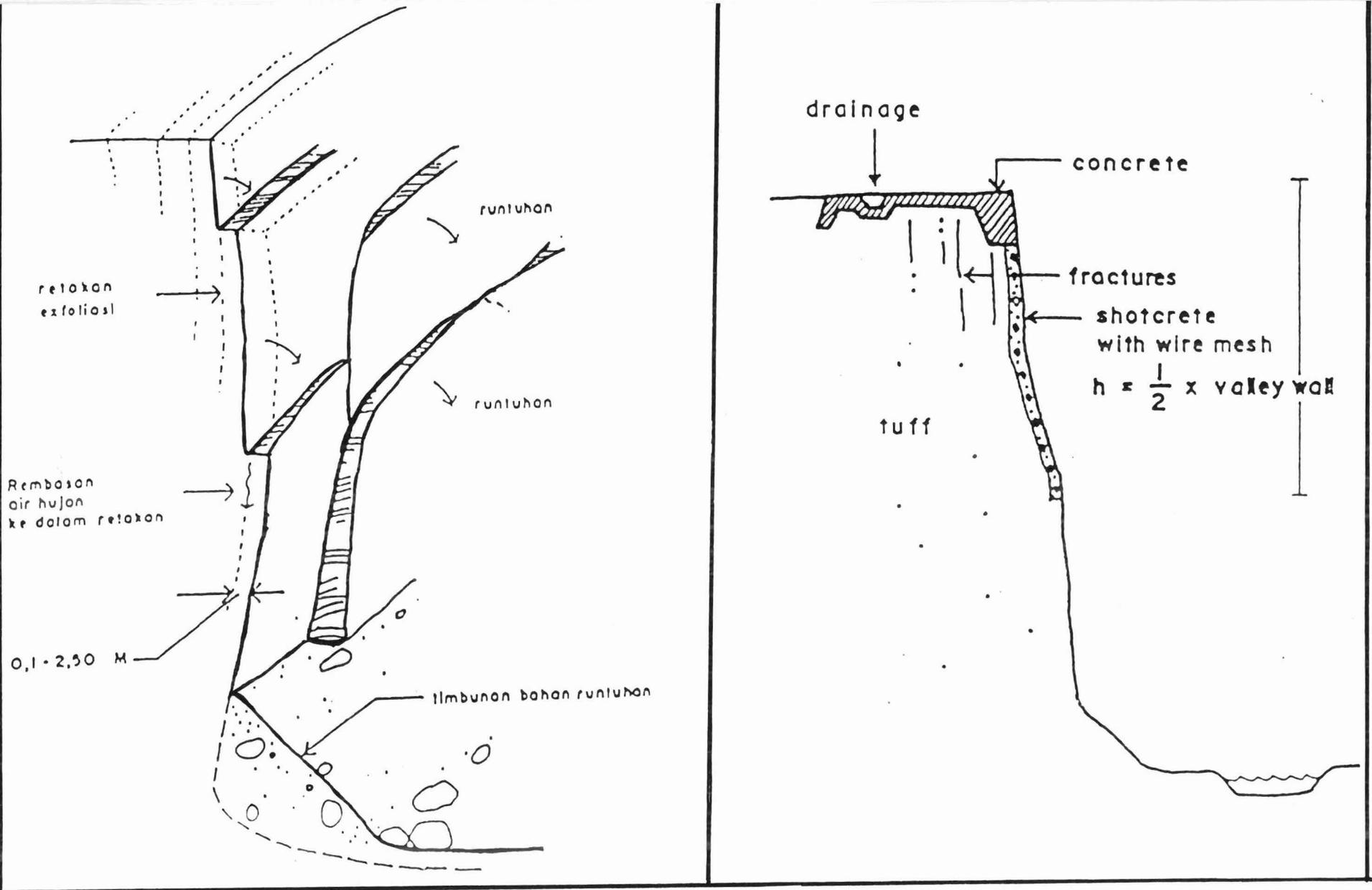
Proses eksfoliasi menurut Sadisun (1994; 477) pada hakekatnya merupakan proses pelapukan fisika yang disertai dengan pelapukan kimia, yang akhirnya mengakibatkan pengelupasan permukaan batuan dengan bidang pengelupasan relatif sejajar dengan bidang tebing (permukaan). Tebal pengelupasan bervariasi antara 0,1 hingga 2,5 meter. Gejala ini terjadi hampir di semua tebing, khususnya pada daerah-daerah dengan karakteristik ;

- a) dinding terjal atau bahkan melengkung,
- b) dinding mempunyai tumbuhan penutup,
- c) umumnya terjadi pada jenis batuan tufa batuapung berbutir pasir kasar.

Selanjutnya proses ini diikuti lagi oleh parameter-parameter lain seperti tingginya intensitas maupun lama penyinaran matahari, perbedaan suhu siang dan malam, kelembaban udara, intensitas curah hujan, serta adanya guncangan-guncangan baik akibat gempa bumi maupun aktifitas manusia yang berfrekuensi tinggi.

Proses-proses eksfoliasi terjadi secara menerus dan diduga akan lebih banyak terjadi pada musim hujan, karena air hujan akan meresap ke dalam retakan dan menambah tekanan batang retakan ke samping (horizontal) sehingga memicu terjadinya runtuh. Selain itu air hujan juga akan merapuhkan batuan terutama karena sifat tufa yang mudah urai oleh tambahan kandungan air, (lihat sajian Gambar IV.4).

Longsoran jenis ini perlu diperhatikan terutama di daerah-daerah binaan, seperti misalnya di kawasan zona II, dimana anak lembahnya menjorok sangat dalam ke arah daratan, disamping



GAMBAR IV.4
PROSES EKSFOLIASI DAN SISTEM PENANGGULANGANNYA
DENGAN *SHOTCRETE*

itu daerah ini kawasan ini merupakan zona yang mempunyai potensi longsor paling besar akibat adanya proses lainnya.

2). Penanggulangan

Runtuhan akibat proses eksfoliasi dapat ditanggulangi dengan beberapa cara (Sadisun, 1994; 477) seperti ;

1) *Shotcrete* atau *asphalt sheet*.

Keuntungan penanggulangan dengan metode *Shotcrete* adalah waktu pelaksanaannya yang cepat, cara pemeliharannya yang mudah, sedangkan kerugiannya adalah sulitnya dalam proses pemasangannya.

2) Penghijauan atau penutupan lereng/tebing dengan tumbuhan merambat.

Penanggulangan dengan metode penghijauan mudah dilaksanakan, tetapi memerlukan waktu yang lama serta membutuhkan pemeliharaan yang sulit.

b. Longsor Akibat Pembentukan Gua

1). Penyebab longsor

Longsor yang terjadi di kaki tebing karena adanya proses erosi internal (erosi buluh) akibat munculnya mata air, dan akan membentuk gua di tepi tebing dengan ukuran yang bervariasi antara 62,0 m³ hingga 5268,25 m³, (Dinas Geologi Teknik Hidrologi, 1979, 8, dan Sadisun, 1994; 477). Proses perkembangannya (pembesaran) gua tersebut disebabkan oleh 2 hal yaitu ;

(a) Pengembangan gua ke arah horizontal.

Proses ini terutama disebabkan oleh adanya erosi internal (erosi buluh) melalui pengangkutan material batuan (dalam hal ini tentu tufa batuapung). Hal ini dapat terjadi akibat pelarutan secara kimia atau proses terangkutnya material akibat aliran airtanah (*seepage force*).

(b) Pengembangan gua ke arah vertikal.

Hal ini lebih dikontrol oleh proses pelapukan pada atap dan dinding gua termasuk juga proses eksfoliasi.

Indikasi kedua proses tersebut dapat dilihat dari adanya ongkongan bahan runtunan yang berasal dari atap dinding di mulut gua. Bila debit air di mulut gua besar berarti erosi buluh masih aktif, dan bila mata air mempunyai debit yang kecil maka berarti proses telah berkurang. Fluktuasi airtanah dalam gua yang mencapai ± 1 meter akan memperbesar kelembaban pada atap gua tersebut sehingga akan memicu runtuhnya atap gua. Jika peristiwa ini berlanjut maka lubang gua semakin lama semakin besar dan menyebabkan hilangnya keseimbangan pada dinding tebing bagian atas gua tersebut, selengkapnya dapat diamati melalui sajian Gambar IV.5 berikut.

Longsor akibat proses ini akan sangat berbahaya karena dapat menimbulkan longsor massa batuan yang lebih besar dibandingkan dengan jenis longsor lainnya yang umumnya akan berupa rekahan/retakan, debit mata air, tata guna lahan disekitar lembah, serta adanya guncangan baik akibat gempa bumi, maupun akibat kegiatan manusia. Persoalan akan menjadi serius jika pada tepi tebing terdapat lingkungan binaan yang penting seperti pemukiman, rumah sakit, perkantoran, jalan raya serta fasilitas umum lainnya.

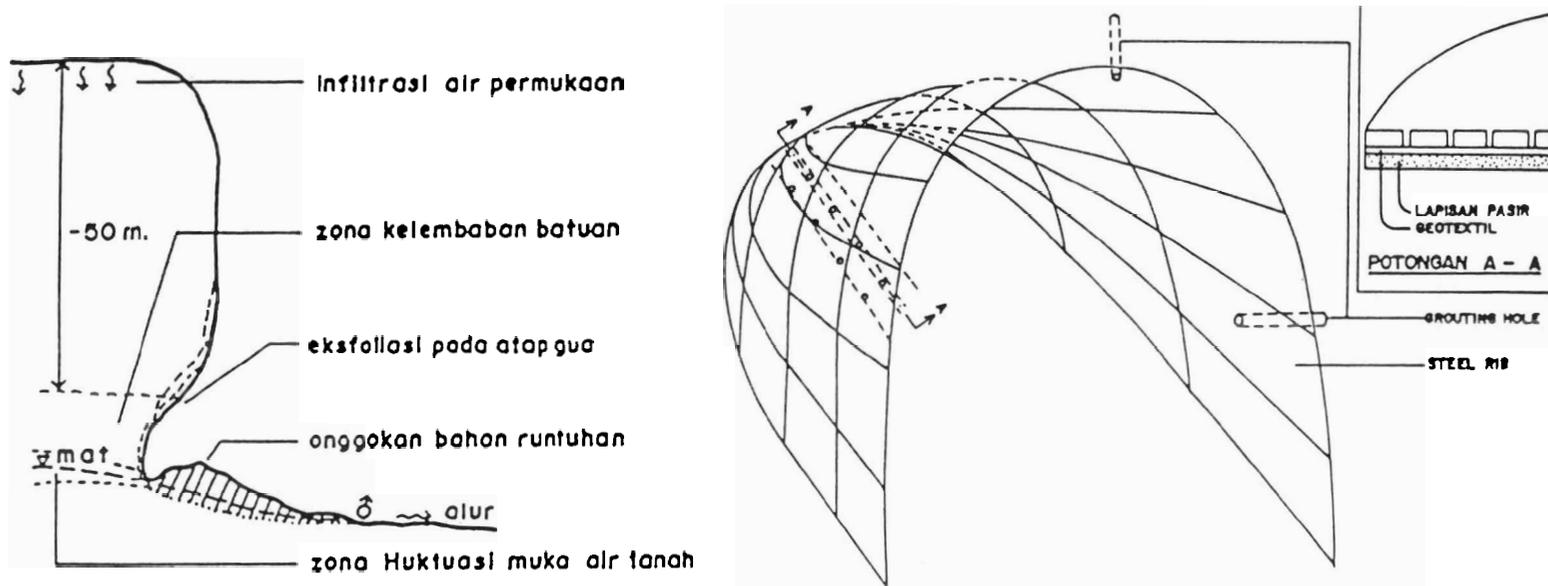
2). Penanggulangan

Untuk mencegah terjadinya erosi buluh di dasar tebing maka aliran airtanah harus dimatikan atau dikendalikan menurut Dinas Geologi Teknik Hidrologi, (1979, 8) dapat diterapkan alternatif berikut, (tersaji pada Gambar IV.6);

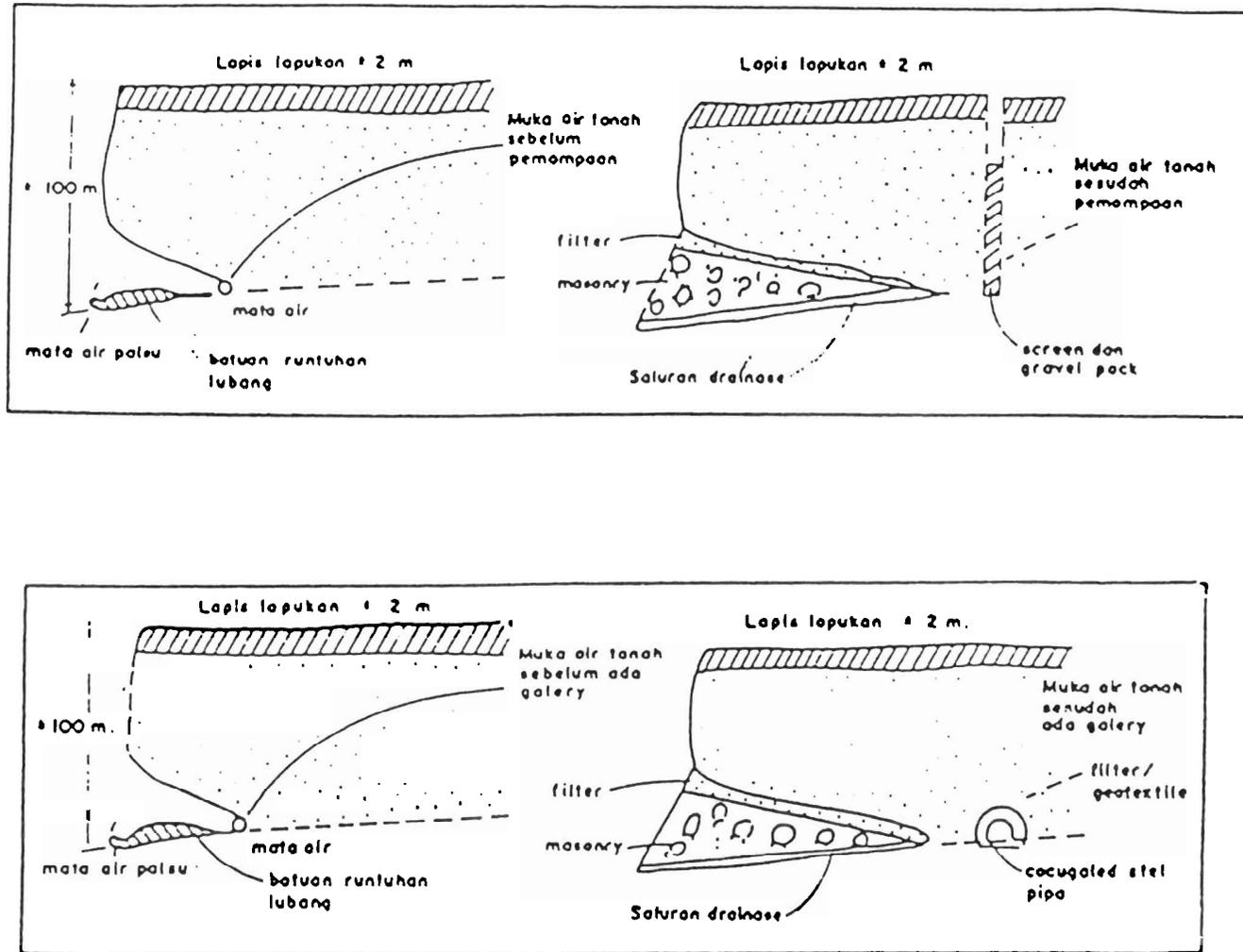
(a) *Well poin system*

Sistem ini ditujukan untuk mencegah aliran airtanah dengan cara mengeluarkan air dengan pompa, sehingga dengan sendirinya akan mengurangi aliran airtanah, sedangkan rongga di bagian dasar tebing harus diisi dengan pasangan batu atau beton tumbuk dan dibuat drainase seperlunya

MILIK UPT PERUSTAKAN
KIP PADANG



GAMBAR IV.5
PROSES PEMBENTUKAN GUA DAN SISTEM PENANGGULANGANNYA
DENGAN *ROOF SUPPORT*



GAMBAR IV.6
WELL POINT SYSTEM DAN DRAINAGE GALLERY SYSTEM
SEBAGAI ALTERNATIF PENANGGULANGANNYA

untuk mengendalikan airtanah yang masih tersisa, tanpa menimbulkan adanya erosi internal. Kelemahan yang akan terjadi pada sistem ini adalah besarnya biaya operasional, karena pompa harus bekerja secara terus menerus untuk mengeluarkan air.

(b) *Drainage Gallery*

Apabila airtanah cukup besar maka *drainage gallery* cukup efektif dan keuntungan yang akan diperoleh adalah biaya operasional dan pemeliharannya yang murah. Lubang atau rongga bekas gua juga harus diisi beton tumbuk/batu dan dibuat saluran drainase untuk menjaga kemungkinan aliran yang berlebih. Drainase sebaiknya dilengkapi dengan filter untuk mencegah terangkutnya butiran oleh aliran airtanah yang muncul berupa mata air.

(c) *Roof Support / Tunnel*

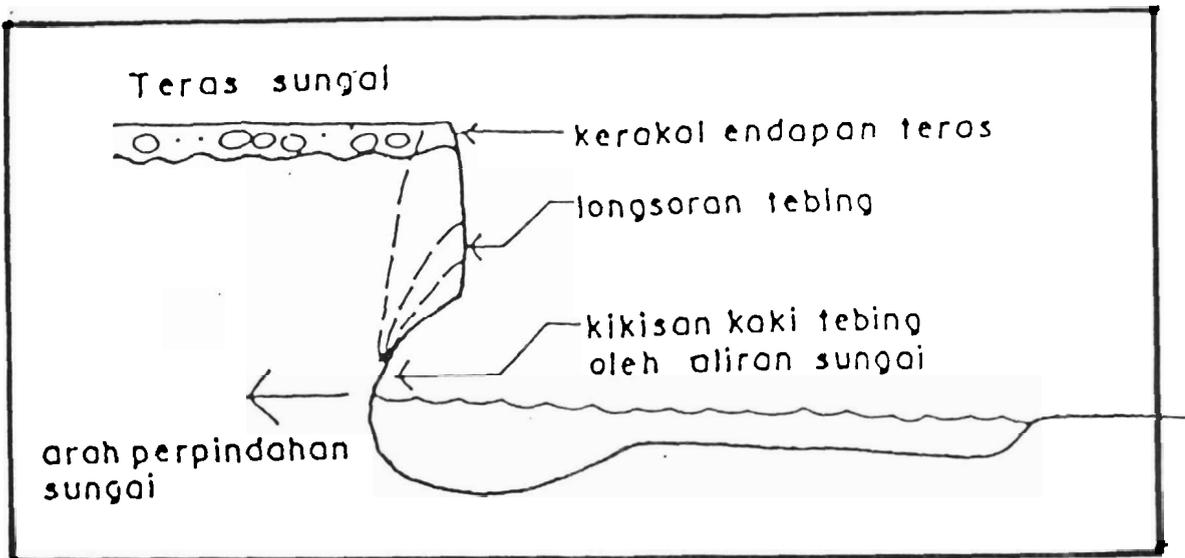
Cara ini dilakukan untuk memberikan dukungan langsung terhadap kondisi gua. Perencanaan konstruksinya harus ditunjang dengan perencanaan drainase yang lebih baik sehingga bisa mengendalikan airtanah.

c. Longsor Akibat Kikisan Air Sungai

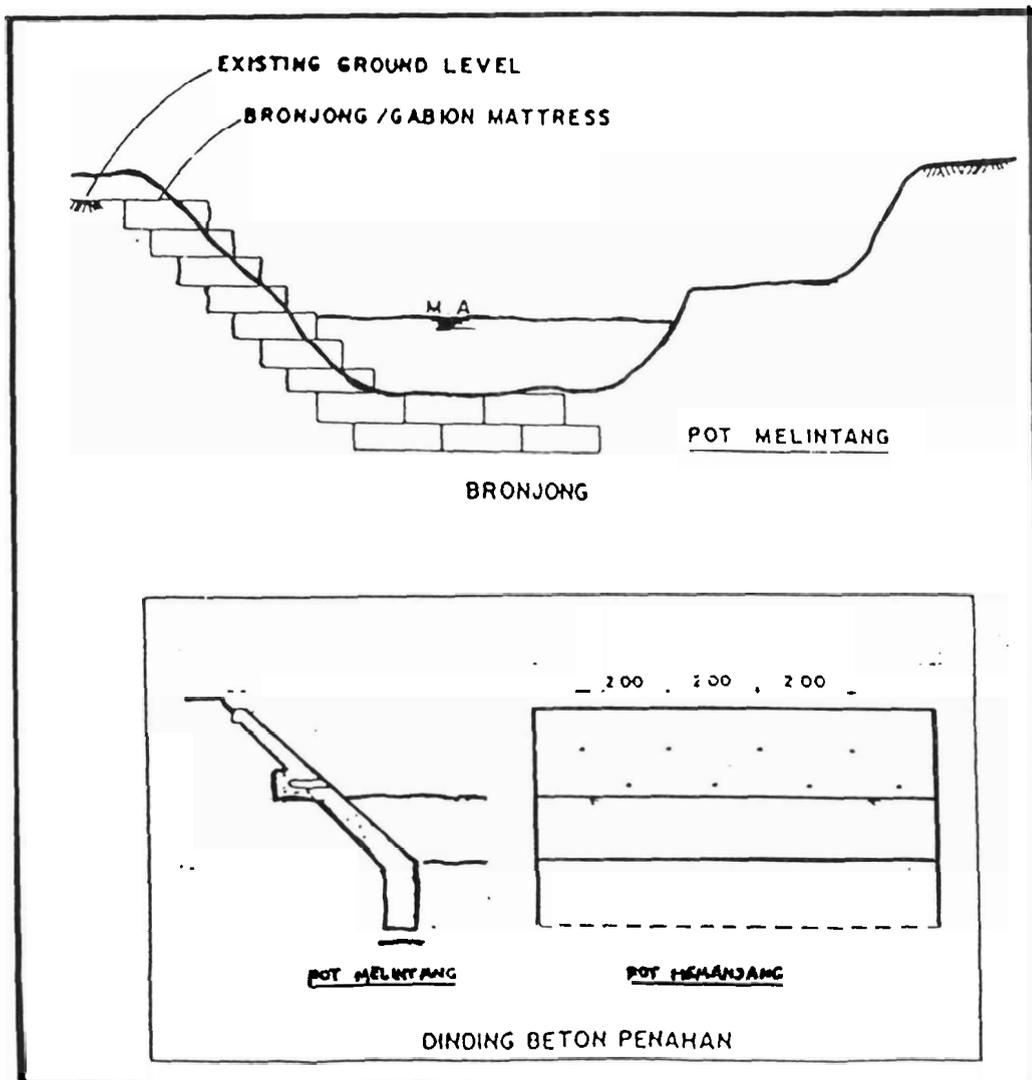
1). Penyebab longsor

Longsor ini menurut Direktorat Irigasi II, (1993; 9) disebabkan oleh erosi air sungai pada dasar sungai (*under cut slope*) akibat adanya proses meandering sungai. Proses ini sangat aktif, terutama mengikis bagian luar (muka kekolan) sungai, yang selanjutnya dapat mengakibatkan hilangnya keseimbangan di atas lereng sungai, lihat sajian Gambar IV.7.

Sementara ini longsor akibat kikisan air sungai tidak terlalu berbahaya, karena ia terjadi hanya di teras-teras sungai, kecuali bila di atas tebing terdapat bangunan tertentu seperti jembatan, jalan, pemukiman dan kawasan pariwisata.



GAMBAR IV. 7
LONGSORAN AKIBAT KIKISAN AIR
PADA KAKI TEBING DAN SUNGAI



GAMBAR IV. 8
MENCEGAH KIKISAN AIR DENGAN BRONJONG
DAN DINDING PENAHAN

2). Penanggulangan

Longsor akibat kikisan air sungai dapat ditanggulangi diantaranya dengan memasang bronjong atau dinding beton penahan, (lihat sajian Gambar IV.8 di atas).

d. Longsor Akibat Erosi Air Permukaan

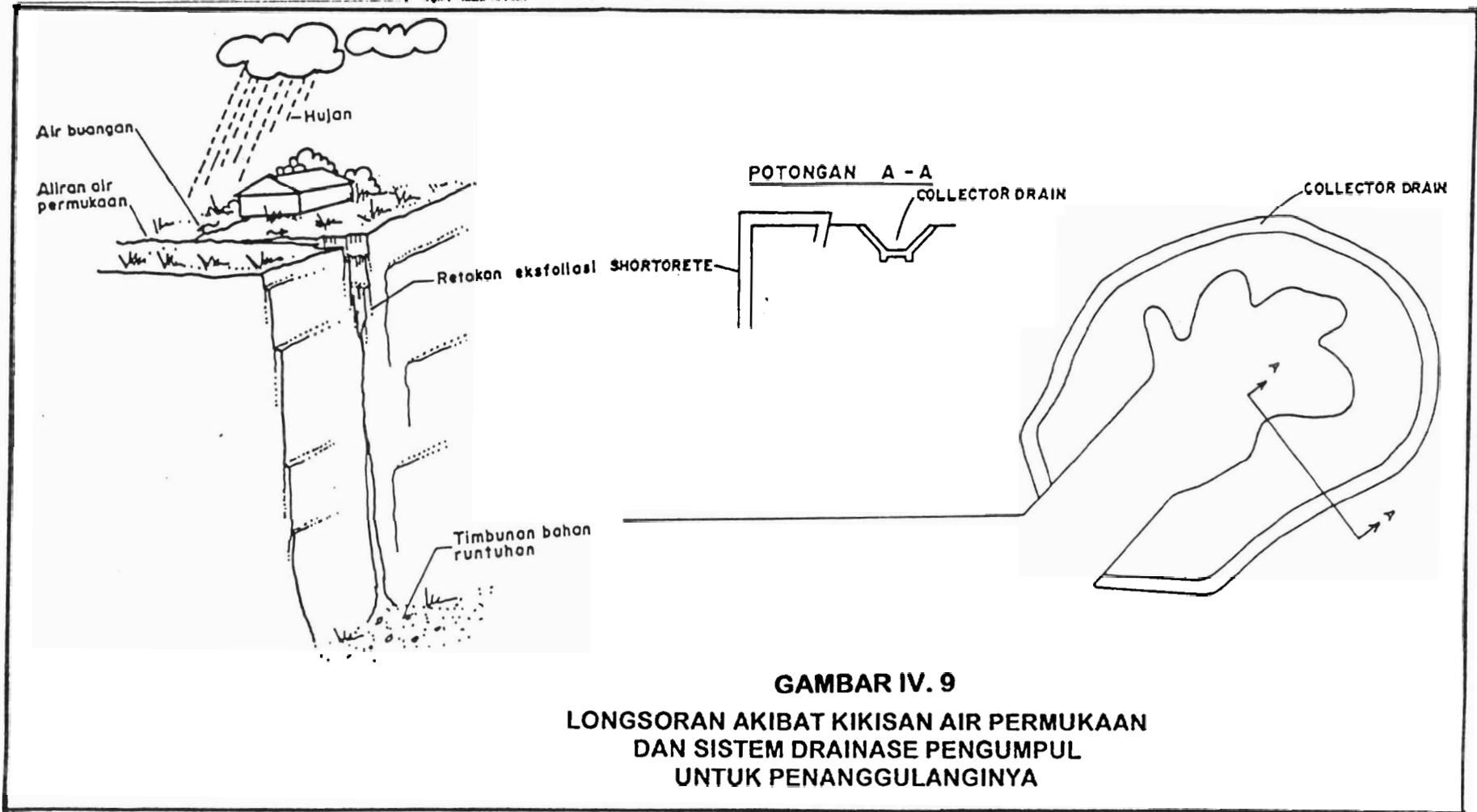
1). Penyebab longsor

Air buangan dan air hujan di beberapa tempat mengalir ke arah tebing, sehingga aliran ini membentuk alur dan mengikis tebing membentuk dan berkembang sebagai tanah longsor yang sangat lokal, (Direktorat Irigasi II, 1993; 11). Disamping itu aliran permukaan dapat mengikis rekahan eksfoliasi dan akan memicu terjadinya longsor, seperti sajian Gambar IV.9 berikut.

2). Penanggulangan

Pencegahan erosi air permukaan dapat dilakukan dengan mengendalikan air permukaan, karena dengan pengendalian ini dapat mengurangi beban massa tanah yang bergerak sehingga dapat menambah kekuatan material pembentuk lereng. Dalam hal ini ada dua hal yang harus diperhatikan yaitu ; a) air permukaan yang mengalir pada permukaan lereng, dan b) air permukaan yang akan meresap atau terinfiltrasi ke dalam tanah.

Cara pencegahannya yaitu dengan mengalirkan aliran permukaan menjauhi lereng. Upaya ini dapat dilakukan dengan cara mengatur tata salir dan menutup rekahan. Tata salir ini sebaiknya dibuat pada bagian luar daerah rawan longsor, dan mengelilingi area tersebut, sehingga dapat mencegah aliran limpasan yang akan datang dari lokasi yang lebih tinggi. Untuk saluran terbuka diusahakan diberi kemiringan guna mempercepat aliran agar tidak terjadi peresapan air. Dimensi dan kemiringan saluran terbuka harus disesuaikan dengan debit dan kecepatan pengaliran seperti terlihat pada Gambar 9.



GAMBAR IV. 9
LONGSORAN AKIBAT KIKISAN AIR PERMUKAAN
DAN SISTEM DRAINASE PENGUMPUL
UNTUK PENANGGULANGINYA

Metode pengendalian air permukaan dapat digunakan secara terpisah maupun secara bersama-sama. Metode ini dapat dikombinasikan dengan metode penanggulangan lainnya.

B. Longoran di Desa Taratak, Kec. Guguk Kabupaten 50 Kota

1. Latar Belakang

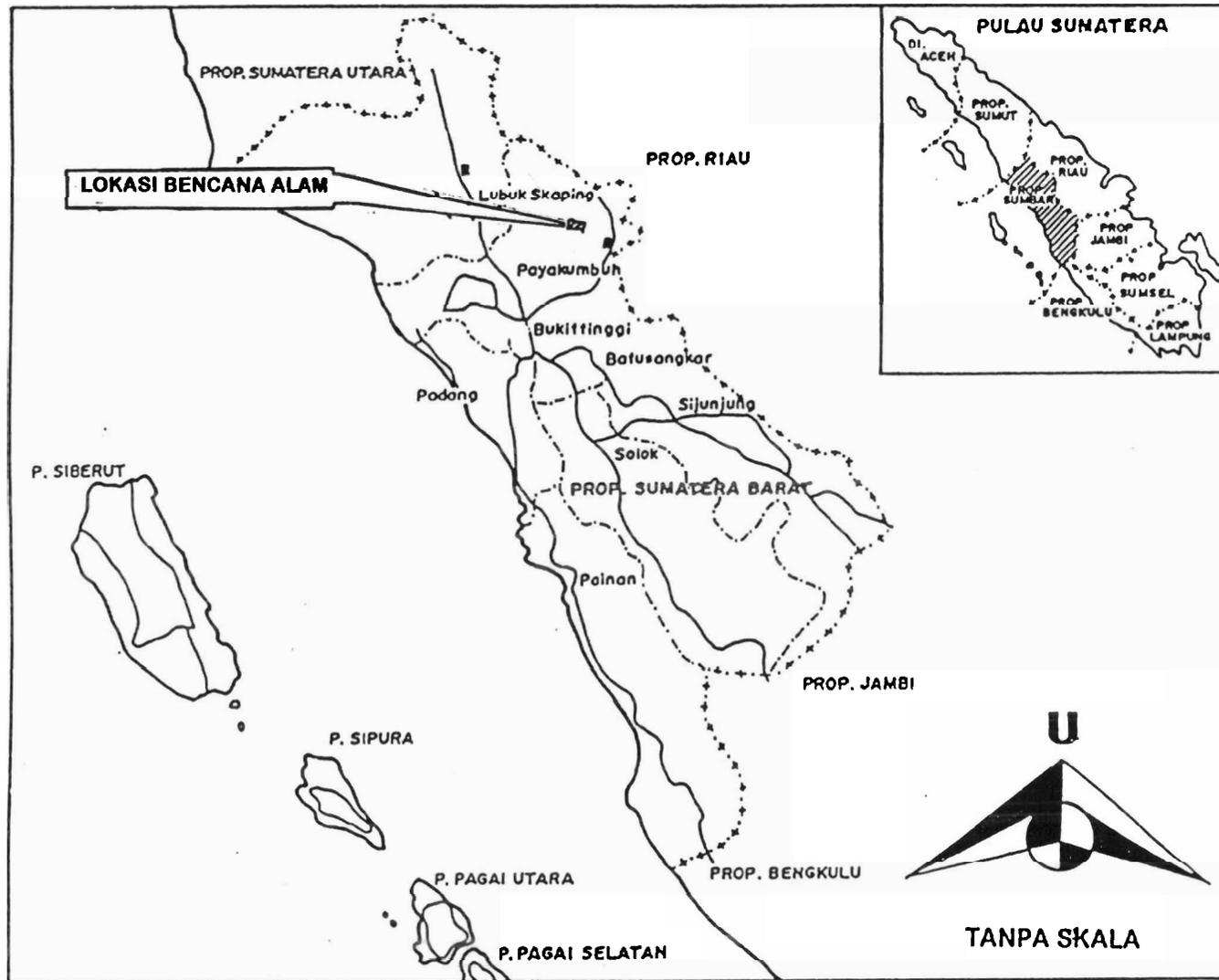
Longoran berskala besar dengan ukuran panjang 1500 meter dan lebar 400 meter telah terjadi di Desa Taratak, Kecamatan Guguk Kabupaten 50 Kota. Secara geografis lokasi ini terletak pada koordinat $0^{\circ}09'08.70''$ Lintang Selatan dan $100^{\circ}31'09.05''$ Bujur Timur, (Hermawan dan Sugiharto N., 1994; 1) dengan ketinggian sekitar 625 hingga 880 meter di atas muka laut serta berjarak 25 kilometer dari Kota Payakumbuh, (lihat Gambar IV.10).

Longoran yang menimpa daerah ini sebelumnya pernah tercatat selama empat kali; yaitu pada tahun 1902, 1926, dan 1948. Akan tetapi kejadian yang berlangsung pada 16 Nopember 1993 itu merupakan bencana terbesar yang menimpa daerah itu. Kejadian longoran saat ini merupakan kejadian longoran lama yang aktif kembali melibatkan wilayah yang relatif besar yang berdimensi panjang 1500 meter, lebar 400 meter, dan dengan bidang gelinciran 13 meter, seperti yang digambarkan melalui Gambar IV.11 berikut. Dalam peristiwa ini telah hancur 33 rumah, 1 huller, dan 2 rumah ibadah, merusak 83 rumah, 300 meter jalan desa, dan 12,45 ha sawah. Menurut jenisnya tahapan longoran ini termasuk pada kegiatan Nendatan (*slump*) yang sangat ideal secara ilmiah.

2. Kondisi Fisik Daerah Bencana

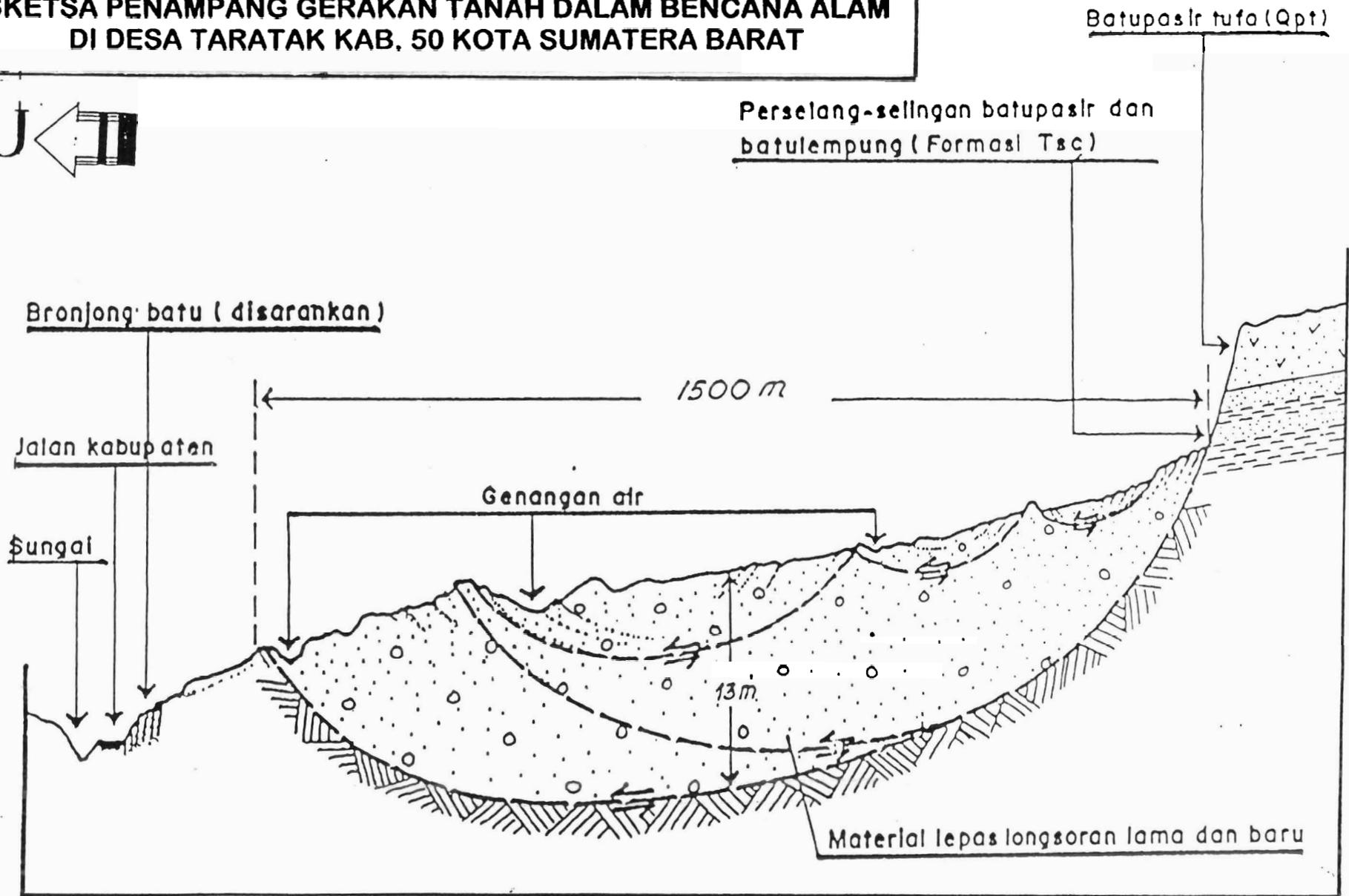
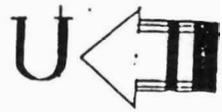
a. Kondisi Geomorfologi

Morfologi daerah bencana ini terbentang berupa wilayah perbukitan bergelombang lemah hingga berelief agak kasar, dimana kemiringan lereng berkisar antara 10° hingga 15° , serta setempat-setempat pada bekas gawir longoran lama mempunyai



GAMBAR IV.10
PETA LOKASI BENCANA ALAM LONGSORAN TANAH
DI DESA TARATAK KAB. 50 KOTA SUMATERA BARAT

GAMBAR IV.11
SKETSA PENAMPANG GERAKAN TANAH DALAM BENCANA ALAM
DI DESA TARATAK KAB. 50 KOTA SUMATERA BARAT



kemiringan lereng antara 25° hingga lebih besar dari 45° . Daerah sekitar lokasi bencana merupakan kawasan perbukitan berelief kasar dengan lereng yang terjal hingga lebih dari 45° .

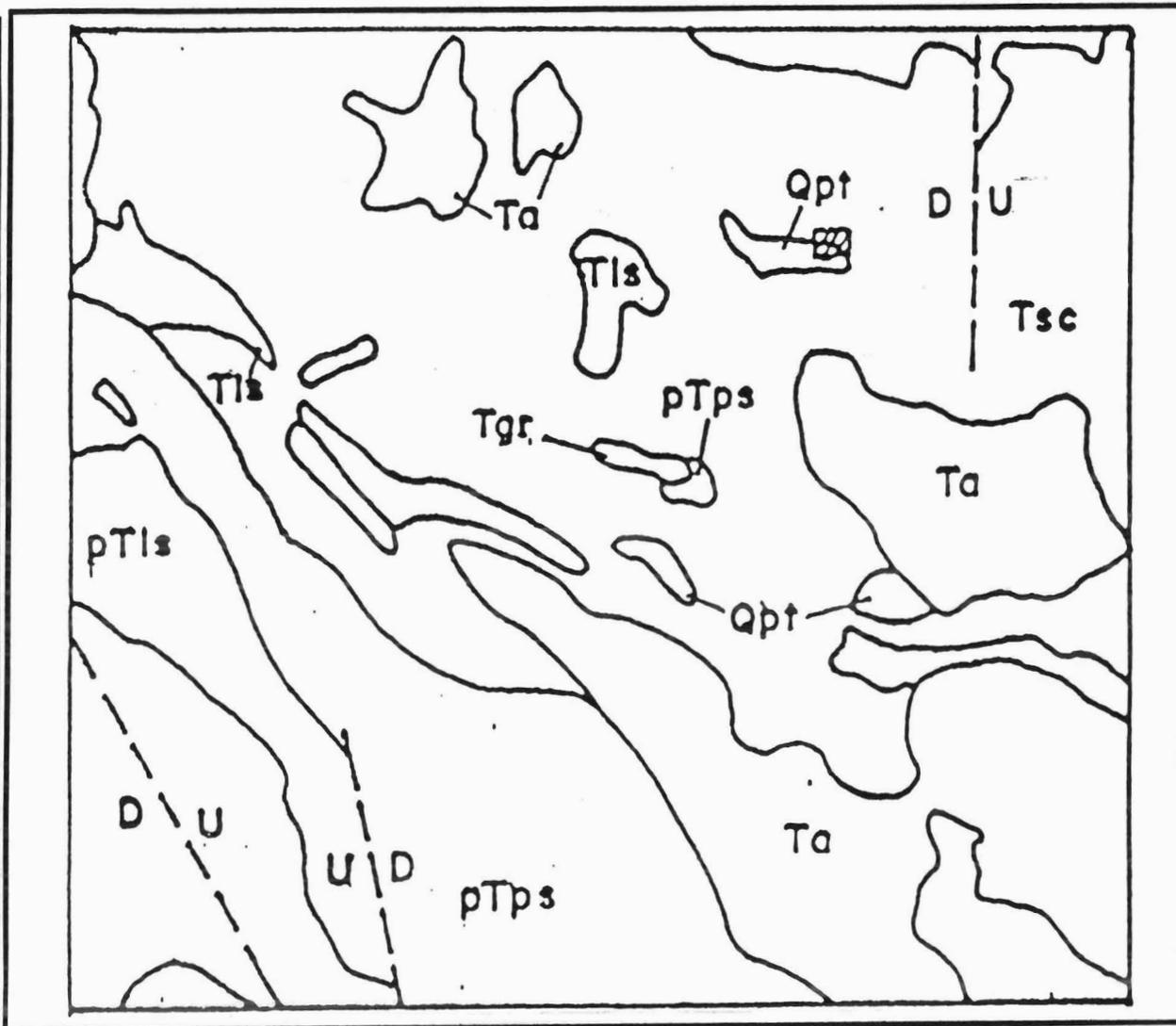
b. Kondisi Geologi

Berdasarkan pada peta geologi lembar Padang yang dibuat oleh Kastowo dan Gerhard W. Leo (1973) terlihat daerah bencana disusun oleh :

- 1) batuan dasar berupa batupasir berumur tersier (Tsc), yang terdiri atas batu pasir kwarsa bersisipan konglomerat, lapisan-lapisan tipis serpih pasiran dan batu pasir glaukonit,
- 2) pada bagian atasnya ditutupi oleh tufa batuapung berumur kwarter (Qpt), seperti terlihat pada Gambar IV.12 berikut.

Tanah penutup di daerah bencana terdiri dari material longsoran lama yang didominasi oleh pasir halus hingga agak kasar dengan kandungan terbanyak karakal dan bongkah batupasir, serpih dan konglomerat kwarsa maupun batuan vulkanik muda (Qpt). Material longsoran lama ini berwarna kuning kecoklatan dengan ketebalan berkisar antara 1 hingga 13 meter, bersifat lepas hingga sangat lepas, permeabilitas sangat tinggi sehingga material ini sangat meluluskan air.

Bagian dasar lokasi ini dijumpai pada kedalaman yang bervariasi, dibawah lapisan lempung kelabu yang merupakan serpih pasiran, sedangkan kedalaman lapisan ini bagian lereng atas atau di sekitar gawir mahkota longsoran berkisar 1 hingga 2 meter, di bagian lereng tengah pada kedalaman antara 5 hingga 10 meter, dan dibagian lereng bawah atau di sekitar kaki lokasi longsoran kedalamannya lebih dari 15 meter. Lapisan berwarna kelabu ini bersifat plastis, permeabilitas sangat rendah atau kedap air, sangat lunak dan mudah mengembang apabila terkan air. Di beberapa tempat lempung ini dijumpai terdesak muncul kepermukaan tanah akibat tekanan material longsoran yang



GAMBAR IV.12
PETA GEOLOGI
DAERAH LONGSORAN
TANAH
DI DESA TARATAK DAN
SEKITARNYA

LAGENDA

- Qpt** : Tufa Batuapung
- Tsc** : Batupasir

Lokasi Longsoran

JURUSAN PENDIDIKAN GEOGRAFI
FAKULTAS PENDIDIKAN DAN ILMU
PENGETAHUAN SOSIAL
IKIP PADANG

PADANG 1994

berada di atasnya, serta memperlihatkan adanya goresan tarik, sehingga diduga lapisan lempung kalabu ini berfungsi sebagai bidang gelincir.

c. Tata Lahan dan Keairan

Kawasan longsor pada umumnya merupakan lahan persawahan basah dan budi daya rumput mensiang yang didukung oleh tersedianya air permukaan. Persawahan dan pemukiman penduduk terdapat pada lereng bawah dan tengah, sedangkan lereng atas merupakan daerah hutan vinus yang kurang rapat serta semak belukar. Air permukaan di daerah ini cukup melimpah, karena ia berasal dari mata air yang keluar dari daerah tekuk lereng di kaki gawir longsor lama terutama di bagian lereng atas dan tengah. Pada umumnya digunakan untuk keperluan rumah tangga dan pengairan sawah serta pada beberapa tempat digunakan sebagai kolam-kolam ikan yang cukup banyak jumlahnya.

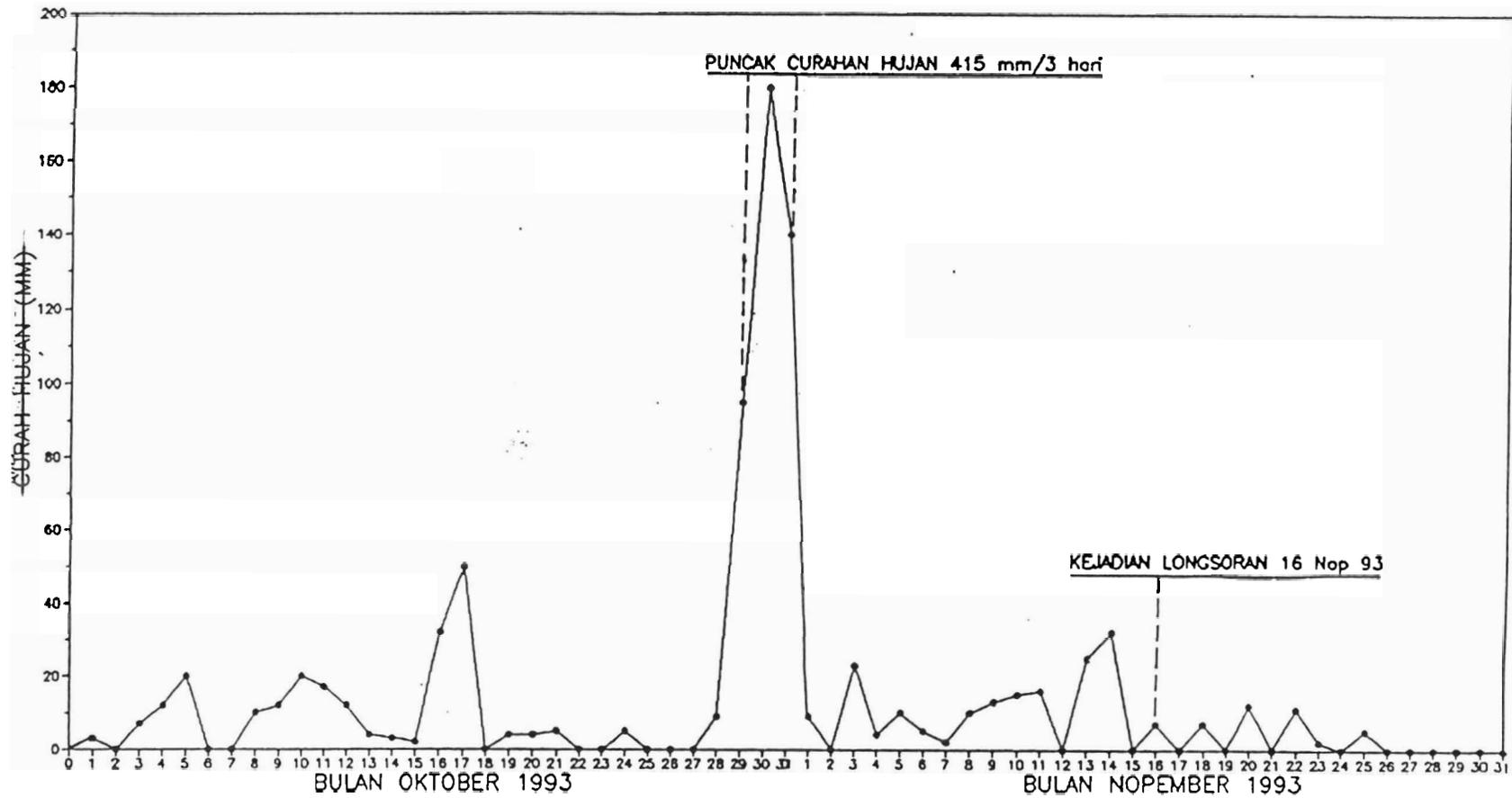
d. Intensitas Curah Hujan

Data curah hujan bulanan tahun 1993 yang diperoleh dari stasiun penakar hujan BPP Guguak seperti dikutip (Hermawan dan Sugiharto N., 1994; 2) menunjukkan bahwa pada musim kemarau tahun 1993 ini tetap turun hujan dengan curahan bulan ;

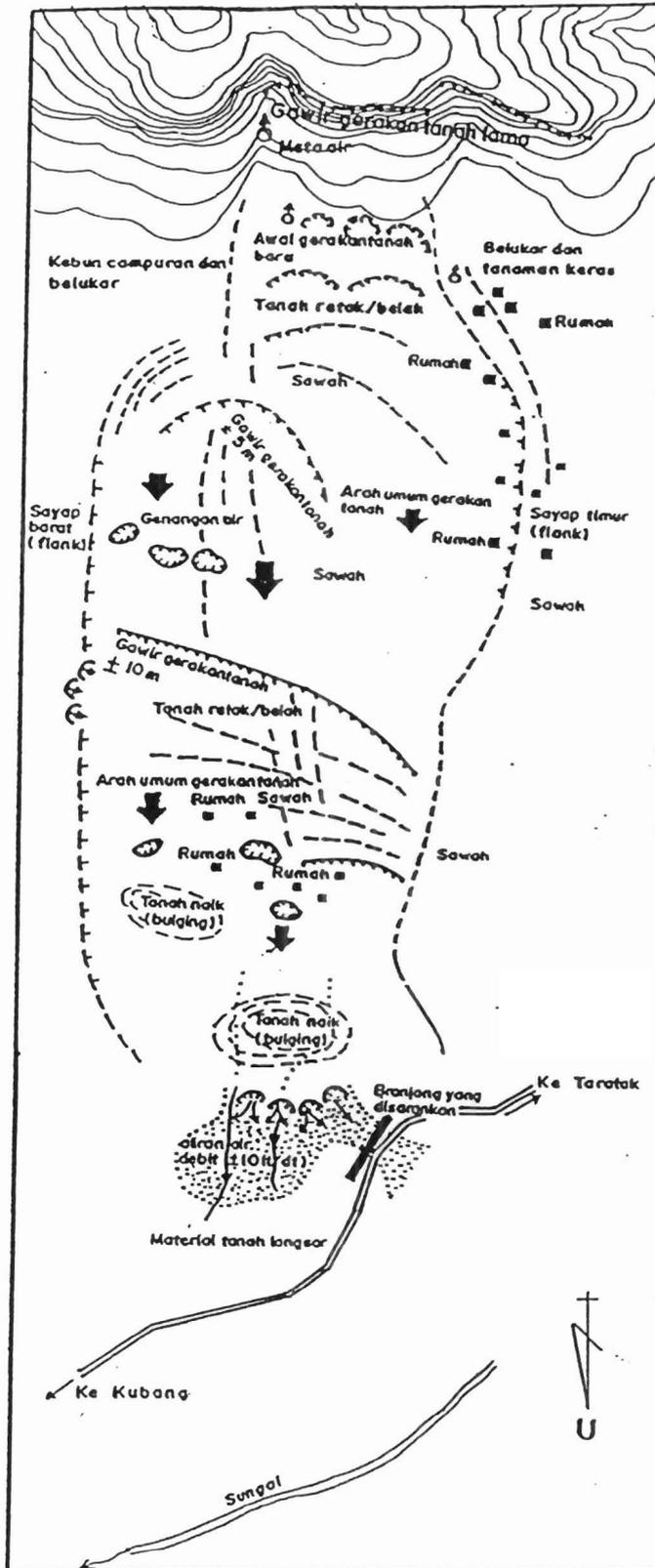
1) Mei	312	mellimeter
2) Juni	173	mellimeter
3) Juli	190	mellimeter
4) Agustus	67	mellimeter
5) September	230	mellimeter
6) Oktober	646	mellimeter

hal ini menunjukkan adanya penurunan jumlah curah hujan sejak bulan mei hingga agustus dan kemudian disusul dengan terjadinya kenaikan jumlah curahan hujan hingga bulan Oktober. Menjelang akhir bulan Oktober pada tanggal 29, 30, dan 31 jumlah curah hujan

akhir bulan Oktober pada tanggal 29, 30, dan 31 jumlah curah hujan 415 millimeter. Kemudian mengalami penurunan dari tanggal 1 hingga 7 Nopember dan kenaikan curah hujan dari tanggal 8 hingga 14, seperti terlihat pada Gambar IV.13. Pada tanggal 16 Nopember 1993 telah berlangsung Nendatan (*Slump*) dan bergerak secara perlahan hingga akhir bulan Nopember 1993, (lihat sajian Gambar IV.14).



GAMBAR IV.13
GRAFIK CURAH HUJAN BULAN OKTOBER DAN NOPEMBER 1993
BERDASARKAN DATA ST. BPP GUGUAK
KAB. 50 KOTA SUMATERA BARAT



GAMBAR IV.14
SKETSA SITUASI GERAKAN TANAH
DALAM BENCANA ALAM DI DESA TARATAK
KAB. 50 KOTA SUMATERA BARAT

3. Analisis Proses Longsoran

a. Pendekatan sifat fisik tanah

Mengingat adanya beberapa perilaku sifat fisik tanah pelapukan serpih pasiran anggota batupasir (Tsc), maka dalam analisis mekanisme gerakan tanah dicoba didekati dengan menggunakan sifat fisik dan mekanik lempung yaitu ; lempung merupakan dari satuan (Tsc), (Hermawan dan Sugiharto N., 1994; 3), yang merupakan hasil endapan sedimen Tersier, tebal antara 2 hingga 5 meter, berwarna abu-abu kekuning-kuningan hingga abu-abu kehijauan, berbutir sangat halus, plastisitas rendah hingga kedap air, konsistensi teguh hingga kaku. Kedalaman airtanah bebas antara 0,5 - 10 meter. Kondisi lereng pada umumnya sangat tidak stabil meskipun medannya landai dengan kemiringan kurang dari 15 % akan tetapi karena sifat batuan dasarnya sangat rapuh dan pecah-pecah menjadi fraksi yang halus akibat hilangnya pembebanan awal (*overconsolidated*).

Dengan menggunakan analisis pendugaan sifat mengembang dan jenis mineral lempungnya berdasarkan klasifikasi yang dikembangkan oleh *Van de Marwe dan Skempton Chart (1974)*, maka dapat dinyatakan bahwa lempung yang di uji termasuk pada kelompok Ca^{++} *Montmorillonite* dengan sifat mengembang sangat tinggi. Kemudian dengan menggunakan analisis pendugaan potensi pengembangan berdasarkan *Sheet Chart* dapat dinyatakan bahwa lempung yang di uji termasuk mempunyai potensi mengembang lebih besar dari 25 %. Sehingga dengan demikian lapisan lempung yang mempunyai potensi mengembang lebih besar dari 25 % tersebut akan sangat sensitif apabila menjadi jenuh air serta akan bersifat sangat lunak, plastis, dan mudah membubur dan hasil akhirnya terlihat pada sajian Gambar IV.11 di atas.

b. Pendekatan peresapan air hujan

Berdasarkan keadaan curah hujan ternyata pada akhir bulan Oktober 1993 yaitu pada tanggal 29, 30, dan 31, terjadi intensitas curah hujan yang tinggi di daerah tersebut yakni sekitar 180, dan 140 millimeter, lihat Gambar 4. Air hujan dan air permukaan meresap masuk ke dalam material longsor lama yang mengandung material pasir halus hingga kasar, yang diselingi oleh kerakal dan bongkah, bersifat lepas hingga sangat lepas, diperkirakan mempunyai kelulusan 10^{-2} Cm/detik.

4. Analisis Mekanisme Longsor

Apabila diperkirakan air hujan dan air permukaan yang meresap ke dalam material longsor lama sekitar 90 % dari kapasitas air saluran permukaan (run off) yaitu sekitar 10 %, maka air hujan dan air permukaan yang meresap hingga kelapisan lempung yang bersifat kedap air di sekitar bidang gelinciran dari gerakantana dapat di hitung dengan rumus dan tahapan perhitungan yang digunakan Hermawan dan Sugiharto N. (1994; 6) sebagai berikut ;

a). Perhitungan debit air hujan dan air permukaan

Rumus ;

$$Q = 90 \% \times L \times k \times I$$

dimana ; Q = jumlah air hujan dan air permukaan

L = luas areal = $150.000 \times 40.000 \text{ Cm}^2$

k = nilai kelulusan air pada lapisan pasir lepas,
= 10^{-2} Cm/detik

I = intensitas curah hujan

Jadi ; $Q = 97,265625 \text{ Cm}^3$

b). Perhitungan kecepatan air meresap

Rumus ;

$$v = Q/A$$

dimana ; v = kecepatan air meresap

$$Q = 97,265625 \text{ Cm}^3$$

A = luas penampang

$$= 30.000 \times 350 \text{ Cm}^2$$

Jadi ; $v = 9,2633929 \times 10^{-6} \text{ m/detik}$

c). Perhitungan waktu tempuh air meresap hingga lapisan kedap

Rumus ;

$$t = S/v$$

dimana ; t = waktu tempuh air meresap hingga lapisan kedap,

S = jarak ditempuh diambil rata-rata 13 meter,

$$v = 9,2633929 \times 10^{-6} \text{ m/detik}$$

Jadi t , sebagai selisih waktu dan puncak intensitas curah hujan adalah 16,24 hari atau 16 hari 6 jam.

Waktu tempuh air hujan dan air permukaan yang meresap masuk ke dalam material longsor lama untuk mencapai lapisan lempung kedap air adalah selama 16 hari lebih 6 jam, sehingga kalau di hitung dari tanggal 13 Oktober 1993, maka penjenjuran tersebut akan mengalami titik kritis diantara tanggal 15 dan 16 Nopember 1993, hal ini sesuai dengan tanggal awal kejadian longsor.

5. Pembahasan

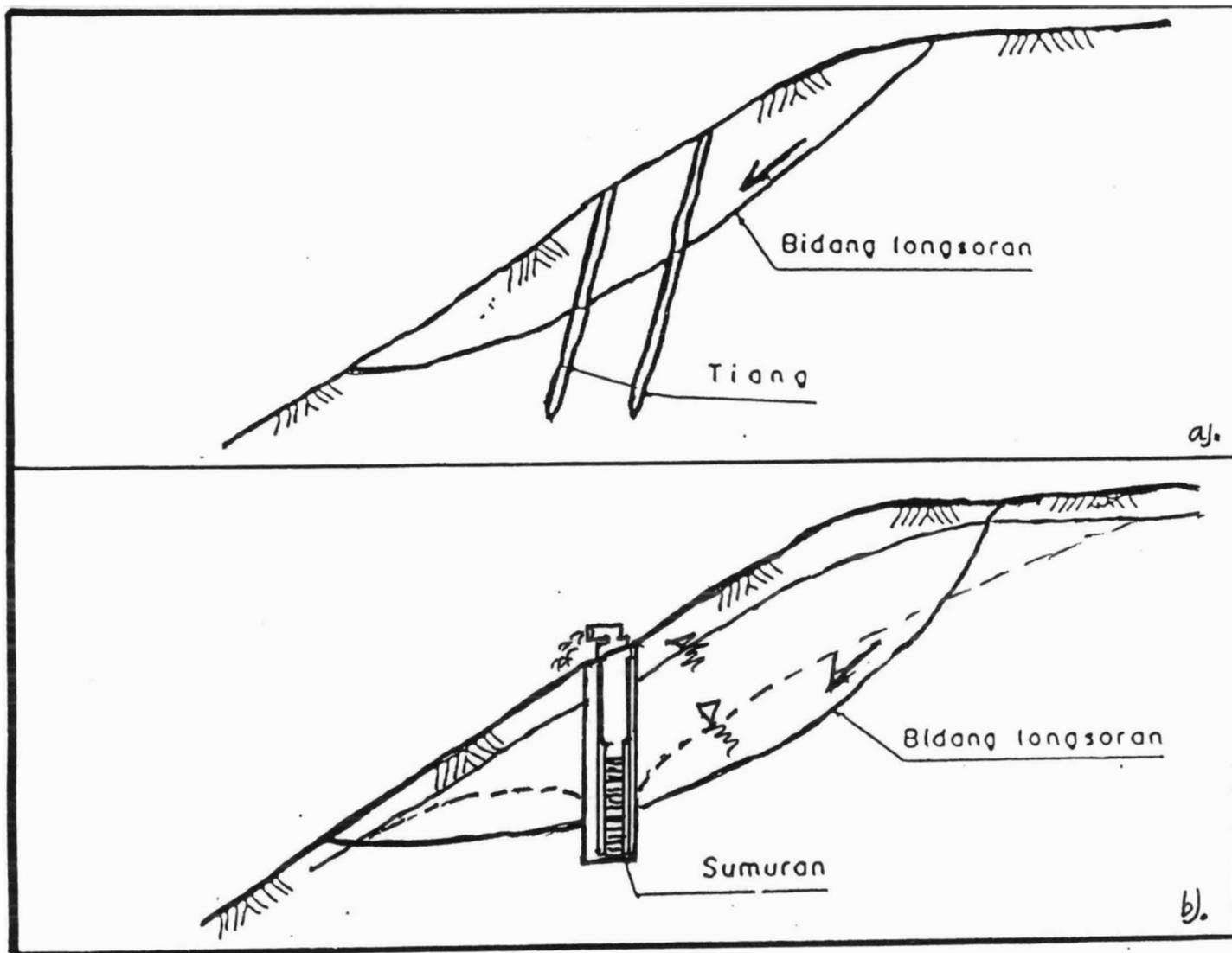
Faktor utama penyebab tanah longsor adalah karena sifat fisik tanah yang berubah dengan naiknya berat isi tanah, dan mengecilnya kohesi serta sudut geser dalam akibat intensitas curah hujan yang terjadi lebih kurang 16 hari sebelumnya yaitu sebesar 415 millimeter pertiga hari. Perubahan sifat fisik tanah tersebut terjadi khususnya pada lapisan lempung abu-abu yang terletak \pm 13 meter di bawah permukaan tanah. Kurangnya tumbuhan berakar tunggang yang dalam menjadikan daerah ini sangat tidak stabil sehingga oleh proses peresapan air tersebut di atas menjadikan daerah ini kembali bergerak.

Longsoran tersebut pada awalnya mengalami kenaikan kecepatan gerak lateral setiap harinya hingga mencapai puncaknya 10 meter perhari. Akan tetapi kemudian menurun secara bertahap hingga menjadi 0,50 meter perhari, dan diperkirakan menurun terus hingga daerah tersebut menjadi tidak bergerak lagi.

Namun demikian dengan tidak Bergeraknya daerah tersebut tidak berarti bahwa daerah ini telah stabil kembali, karena proses gerakan-tanah masih sangat mungkin terjadi kembali dan hal ini sangat tergantung pada penjumlahan air pada material longsoran lama, sehingga bertambah berat massanya khususnya pada lapisan lempung abu-abu yang berfungsi sebagai bidang gelincir.

Salah satu alternatif penanggulangannya adalah dengan merubah jenis lahan sawah basah menjadi lahan tanaman kering dengan di selingi oleh tumbuhan berakar tunggang yang dalam. Hal ini dimaksudkan untuk mengikat struktur tanah sehingga kekuatan gesernya (*Shear strength*) meningkat. Selain itu air permukaan di daerah tersebut perlu dikendalikan dengan cara mengurangi peresapan air hujan dan air permukaan dengan membuat saluran pengering (*drainage*) yang baik serta disesuaikan dengan kondisi topografinya. Alternatif penanggulangan lainnya dapat dilakukan dengan metode ;

- a). Tiang, yang dapat digunakan untuk fungsi pencegahan, maupun penanggulangan longsoran. Kelemahannya adalah keterbatasan pemasangan karena harus sampai pada lapisan batuan dasar, (lihat sketsa penampangnya pada Gambar IV.15A).
- b). Sumuran, yang lebih cocok untuk tipe gerakan tanah longsoran dengan cara mengurangi tingkat kejenuhan tanah dari air. Dengan menggunakan teknik pemompaan, maka kondisi muka airtanah akan turun dan dapat dikendalikan sampai batas yang diinginkan, sedangkan airtanah sebagai produksi metode sumuran dapat dimanfaatkan untuk pemenuhan kebutuhan penduduk setempat terhadap air bersih, (sketsanya tersaji pada Gambar IV.15A).



GAMBAR IV.15
SKETSA METODE PERKUATAN (A) SISTEM TIANG, (B) SISTEM
SUMURAN UNTUK GERAKAN TANAH DI DESA TARATAK
KAB. 50 KOTA SUMATERA BARAT

Analisis mekanisme longsor dengan pendekatan pada perhitungan peresapan pada air permukaan serta perubahan sifat fisik tanah yang sangat sederhana di daerah tersebut dapat menunjukkan bahwa longsor terjadi tidak pada saat puncak intensitas curah hujan, melainkan akan terjadi justru beberapa hari setelah terjadi intensitas curah hujan yang di atas normal. Berarti data intensitas curah hujan di daerah rawan bencana alam longsor sangat perlu dipantau, disamping itu data ketebalan tanah serta sifat fisik dan mekaniknya sangat diperlukan dalam perhitungan lama waktu peresapan air yang dapat mempengaruhi terjadinya longsor atau aktifnya kembali longsor lama. Dengan demikian waktu terjadinya longsor dapat diperkirakan dari hasil perhitungan serta pemberian tanda bahaya awal (*warning system*) kepada penduduk dan pemerintah daerah setempat dapat dilakukan secara lebih akurat. Oleh karena itu perencanaan pemasangan penakar hujan otomatis (*automatic rain gauge*) yang dilengkapi telemetri satelit yang dapat dipancarkan ke instansi terkait.

DAFTAR PUSTAKA

- Arif, Irwandi. 1994. **Falsapah Kemantapan Lereng**. Jurusan Teknik Pertambangan-Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Asikin, Sukendar. 1977. **Dasar-dasar Geologi Struktur**. Departemen Teknik Geologi - Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Bowles, Joseph E., Johan K. Hainim, 1991. **Sifat-sifat fisis dan geoteknis tanah (Mekanika tanah)**. Second Edition. Erlangga, Jakarta.
- Bowen, N.L. 1922. The Reaction Principles in Petrogenesis. Dalam **Jurnal of Geology**, vol 30, 177-198.
- Craig, R. F., 1989. **Mekanika tanah**. Terjemahan Budi Susilo S. Fourth Edition. Erlangga, Jakarta.
- Das, Braja M., 1991. **Mekanika tanah** (Prinsip-prinsip Rekayasa Geoteknis). Terjemahan. Penerbit Erlangga, Jakarta.
- Das, Braja M., 1992. **Soil mechanics laboratorium manual**. Fourth Edition. San Jose, California.
- Dinas Geologi Teknik Hidrologi, (1979). **Tanah Runtuh Ngarai Sianok di Dekat Kompleks RSUP Bukittinggi**. Bandung, Direktorat Geologi.
- Direktorat Irigasi II, Dirjen Pengairan PU (1993). **Uraian tingkat aliran airtanah Sebagai Penyebab Longsoran pada Ngarai Sianok, Dafi II Bukittinggi, Sumatera Barat**. Departemen Pekerjaan Umum Republik Indonesia.
- Dunn, Irving S., 1992. **Fundamentals geotechnical analysis**. John Wiley & Sons, Singapore.
- Grim, R.E. 1953. **Clay mineralogy**. McGraw-Hill, New York.
- Guymon, Gary L., 1993. **Unsaturated zone hydrology**. Prentice Hall-Englewood Cliffs, New Jersey.
- Hermawan, dan Sugiharto N. 1994. **Analisis longsoran di desa taratak Kecamatan Guguk, Kabupaten 50 Kota Provinsi Sumatera Barat**. Bandung, Direktorat Geologi Tata Lingkungan.
- Imam, A. Sadisun. 1994. Longsoran di Ngarai Sianok dan Beberapa Alternatif Penanggulangannya. Dalam **Proceeding Seminar Nasional Geoteknologi III**, 1994. LIPI, Bandung.

Kastowo dan Gerhard W. Leo (1973). **Peta Geologi Lembar Padang, Skala 1 : 250.000**. Bandung, Direktorat Geologi Bandung.

Katili, J.A., P. M. Marks. 1992. **Geologi**. Depatemen Urusan Research Nasional, Jakarta.

Mitchel, J.K. 1976. **Fundamentals of Soil Behavior**. Wiley, New York.

Sampurno, (1991; 14). **Pengantar Geologi**. Jurusan Teknik Geologi - Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Van de Marwe, D.H., (1974). The prediction of heave from the plasticity index and percentage clay fraction of soil. **The Civil Engineering in South Africa**, Vol 6, No. 6 June.

Verhoef, P.N.W. 1992. **Geologi untuk teknik sipil**. Erlangga, Jakarta.