

## 2 Revisão Bibliográfica

### 2.1. Definição de Rochas Carbonáticas

Rocha carbonática é um tipo de rocha sedimentar de origem química e/ou bioquímica composta essencialmente por minerais carbonáticos. Os principais minerais carbonáticos são a calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), a dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) e a aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ). A siderita ( $\text{FeCO}_3$ ), a magnesita ( $\text{MgCO}_3$ ) e a ankerita ( $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$ ) também são minerais do grupo carbonatos, embora com menor participação na composição das rochas. Além dos minerais do grupo dos carbonatos, as rochas carbonáticas também podem apresentar argilominerais, quartzo, minerais fosfáticos, óxidos e sulfetos.

### 2.2. Rochas carbonáticas detríticas

As principais classificações de rochas carbonáticas existentes na literatura, tal como as propostas por Folk (1959), Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) e Lucia (1983) foram realizadas para classificar as rochas carbonáticas detríticas. Estas diferem das demais por apresentarem em sua composição grãos aloquímicos.

Estas rochas são compostas por arcabouço, matriz e cimento. O arcabouço pode ser formado por grãos aloquímicos e por componentes de origem não carbonáticas. Os principais grãos aloquímicos são os oólitos, oóides, intraclastos, bioclastos e pellets. Os constituintes aloquímicos de rochas carbonáticas podem ser vistos na Figura 2.1.

Segundo Suguio (1980), os componentes não carbonáticos são basicamente constituídos de calcedônia (em forma de esferulito), glauconita (grânulos), pirita (grãos e esferulitos), quartzo e feldspato (cristais euédricos).

Os oólitos são caracterizados por serem compostos por envelopes ou capas concêntricas, nítidas e bem definidas, de composição carbonática e núcleo de composição variável. Quanto à forma, os oólitos podem ser esféricos ou elipsoidais.

Eles não apresentam estruturas biogênicas, porém estas estruturas podem constituir apenas uma pequena parte das suas camadas externas conforme atestam Tucker & Wright (1990).

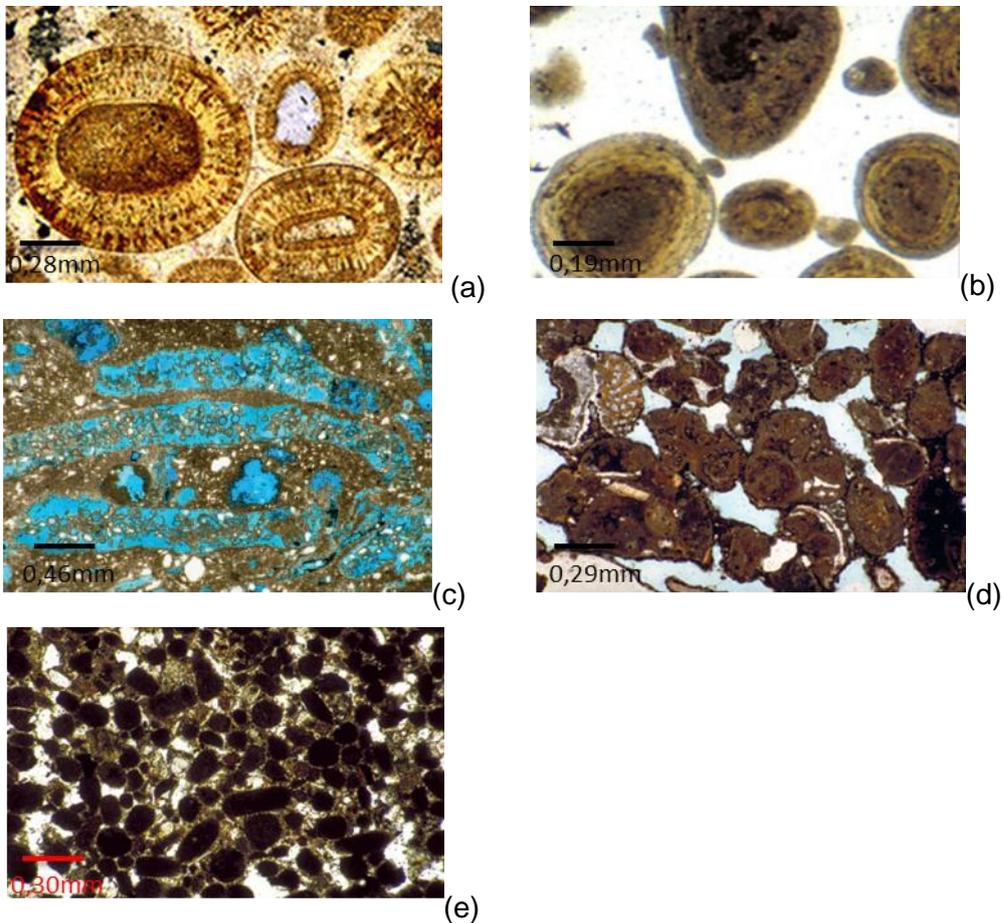


Figura 2.1 – Constituintes aloquímicos de rochas carbonáticas. (a) Oosparito com oólitos calcíticos da Formação Carmel, Utah ,E.U.A. (b) Oóides em sedimentos recentes nos grandes bancos de recifes em Bahamas. (c) bioclastos de Halimeda (alga verde) em calcário da região de Gharlapsi, Malta. (d) Intraclastos em sedimentos recentes do norte de Bimini, Bahamas. (e) Pellets em sedimentos recentes na Lagoa Coorong, sul da Austrália. (Fonte: Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Os oóides são grãos bem arredondados, de seção esférica ou ovalada, mas sem capas concêntricas observáveis, por estarem dolomitizados, ou terem sofrido dissolução, com posterior preenchimento por quartzo.

Já os bioclastos são materiais esqueléticos que constituem a parte dominante de alguns calcários. Os principais materiais esqueléticos que compõem as rochas carbonáticas são as algas calcárias, foraminíferos,

espículas de esponjas, fragmentos de corais, equinodermas, briozoários e braquiópodes.

Folk (1959) introduziu a terminologia intraclástico para designar fragmentos de sedimentos carbonáticos fracamente litificados, que foram fragmentados e redepositados como um sedimento clástico, determinando um arcabouço diferente do original. Esses fragmentos podem apresentar laminações internas e são arredondados.

Finalmente, os pellets constituem partículas com dimensões de 0,03 a 0,15 mm, ovóides, esféricas ou esferoidais, constituídas de calcita microcristalina. Esse constituinte aloquímico se difere dos oólitos pela ausência de estrutura concêntrica e radial.

### **2.3.Rochas carbonáticas orgânicas (*Reef rocks*)**

Riding (2002) definiu *reef rocks* como sendo depósitos calcários *in situ* formados por organismos sésseis. Os *reef rocks* são estruturas complexas e diversificadas com uma longa história geológica. O mesmo autor também propôs uma classificação alternativa para rochas carbonáticas recifais (*reef rocks*). Esta classificação se baseia nos três principais componentes das rochas recifais: matriz, esqueleto e cimento. Na classificação proposta por Riding (*op. cit.*) são incluídos os travertinos, apesar do envolvimento orgânico não seja suficientemente importante para a sua formação. Os travertinos são formados pela precipitação de carbonato de cálcio a partir de processos orgânicos e inorgânicos em ambiente de fontes termais.

#### **2.3.1.Travertinos**

##### **a) Definição de Travertino**

Chafetz & Folk (1984) mencionam que o termo travertino é italiano, constituindo uma derivação de *lapis tiburtinus*, cuja tradução do Latim significa "pedra de Tibur", nome antigo da atual cidade de Tivoli, também conhecida como Bagni di Tivoli ("Termas de Tivoli"), situada 30 km a leste de Roma.

Os depósitos de Bagni de Tivoli têm sido explorados por mais de 2000 anos e vem desde então sendo utilizados para construções de monumentos e prédios. O Coliseu Romano é um dos exemplos de sua utilização. Nesta edificação foram utilizados cerca de 200 mil blocos de travertino.

Os travertinos, segundo descrevem Folk (1959) e Guo & Riding (1994), originam-se em águas termais e não apresentam nenhum vestígio de plantas ou animais, apenas de atividade microbiana, principalmente bactérias, tolerantes ao calor, e diatomáceas. A Figura 2.2 apresenta uma imagem desta rocha que é geralmente extraída em bancadas com 10 metros de altura conforme ilustra a Figura 2.3.

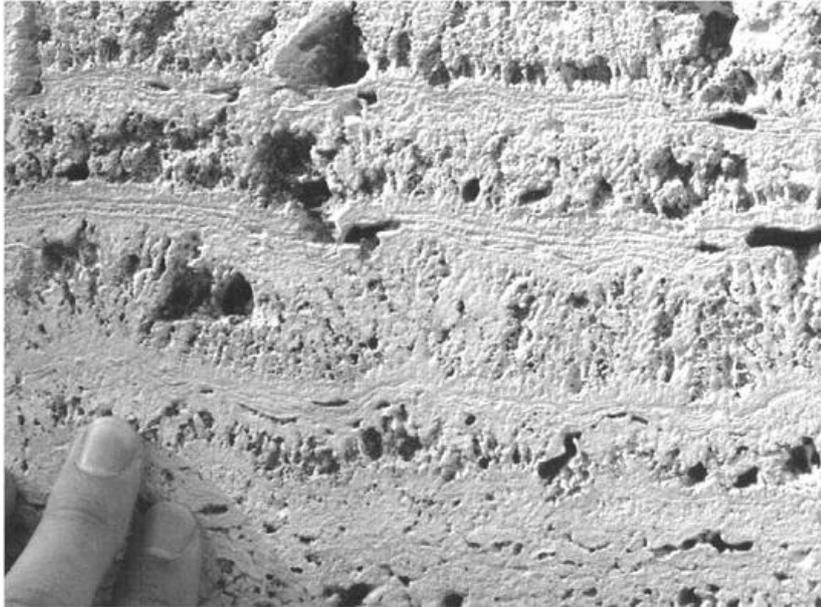


Figura 2.2 – Travertino da Cidade de Tivoli, Italia (Fonte: Riding, 2002).

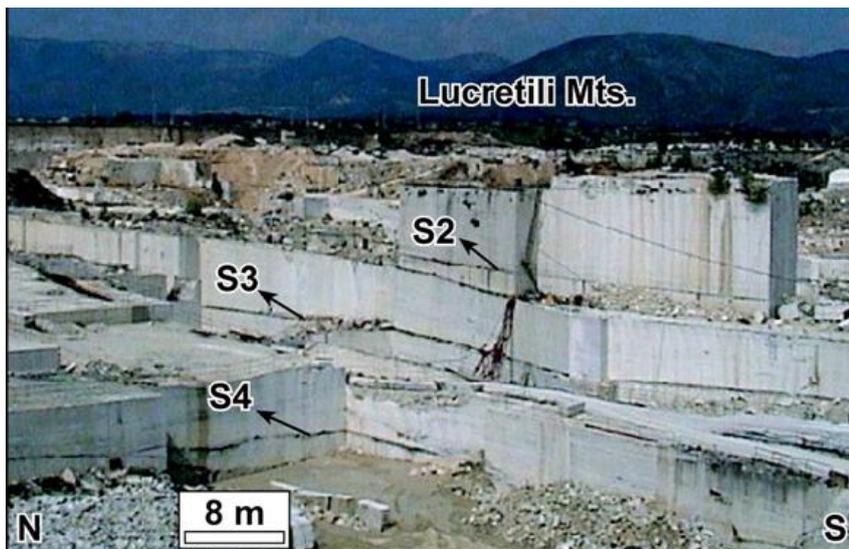


Figura 2.3 – Pedreira onde são extraídos os blocos de travertino, na cidade de Tivoli, Itália. As superfícies erosivas (S2, S3 e S4) mergulhadas para o Sul estão indicadas nesta figura (Fonte: Faccenna *et al.*, 2008).

Os depósitos de Bagni de Tivoli têm sido investigados com mais detalhe por uma série de autores, incluindo: Chafetz & Folk (1984), Pentecost & Tortora (1989) e Pentecost (2005). Estes autores mencionam que a maioria dos depósitos de travertinos italianos possuem características termais, provavelmente devido à história recente de vulcanismo, embora as águas quentes sejam diluídas com água meteórica.

Travertinos e tufas apesar de possuírem composição química idêntica e características similares, são formados em ambientes diferentes e apresentam litofácies distintas.

Segundo Ford & Pedley (1996), as tufas calcárias são depósitos carbonáticos originados em águas continentais sob temperatura ambiente, tendo como característica distintiva a presença de remanescentes de macrófitas, invertebrados e bactérias.

Os mesmos autores descrevem os travertinos como sendo depósitos carbonáticos, de origens termais e hidrotermais, constituído predominantemente de precipitados físico-químicos e microbiais, sem a presença de macrófitas e restos orgânicos.

Já Riding (2002) propôs uma classificação de rochas carbonáticas de origem orgânica, no qual incluiu os travertinos na Categoria *Cement Organics Reefs*, apesar do envolvimento orgânico não ser suficientemente importante na formação destas rochas para considerá-las carbonatos orgânicos. O autor define travertino como sendo um depósito carbonático criado a partir da cimentação de organismos (que não apresentam esqueletos), com textura laminada (frequentemente cristalina e “arbustiva”).

Um outro autor, Pentecost (2005), sugere que os travertinos são calcários formados em ambiente continental precipitado quimicamente e formados ao redor de nascentes e ao longo de rios, riachos, e ocasionalmente em lagos, no interior de uma zona vadosa ou, ocasionalmente, em um ambiente freático raso. Para Pentecost, os travertinos são compostos por calcita e aragonita, apresentando baixa a moderada porosidade intercristalina e frequentemente possuem alta porosidade do tipo móldica e do tipo *framework*. A precipitação resulta principalmente através da transferência (evasão ou invasão) de dióxido de carbono ou de uma fonte de água subterrânea que leva a superatuação de carbonato de cálcio, com a nucleação e crescimento de cristais ocorrendo sobre a superfície submersa.

## b) Processos de formação dos travertinos

O carbonato de cálcio é absorvido pelas águas que percolam o solo que está sobreposto a uma rocha calcária. Este solo, devido à atividade biogênica, apresenta altos níveis de  $\text{CO}_2$  que solubilizam o carbonato de cálcio. No subsolo, esta solução aquosa pode percorrer grandes distâncias até chegar numa nascente, conforme afirmam Ford *et al.* (1996).

Uma vez que esta solução aquosa atinge o nível de supersaturação de carbonato de cálcio em relação à quantidade de  $\text{CO}_2$  presente, a precipitação se torna possível. O nível de  $\text{CO}_2$  muda devido aos aspectos físicos tais como, temperatura, pressão e a turbulência da água e por aspectos bioquímicos tal como a fotossíntese.

Quando o nível de  $\text{CO}_2$  diminui, a solução aquosa se torna supersaturada com carbonato de cálcio. Neste momento, de acordo com Merz-Preib *et al.*(1999), qualquer tipo de perturbação faz com que o carbonato de cálcio se precipite.

Segundo Julia (1983), há duas tendências principais na deposição de travertinos que são controladas por parâmetros físico-químicos e bioquímicos. A primeira tendência é quando os processos físico-químicos são predominantes em relação aos processos bioquímicos. Isso ocorre quando mudanças na turbulência da água, temperatura e/ou pressão são agentes dominantes na liberação do  $\text{CO}_2$ .

A segunda tendência é a predominância de processos bioquímicos sobre os processos físico-químicos. Isto ocorre em águas calmas, onde a fotossíntese é o principal agente na liberação de  $\text{CO}_2$  na água.

## 2.4.Reservatórios carbonáticos

As rochas carbonáticas contêm aproximadamente mais da metade do óleo e gás produzidos no mundo, grande parte das águas subterrâneas e extensos depósitos de minérios metálicos.

Ahr (2008) define reservatórios carbonáticos como rochas porosas e permeáveis que contêm hidrocarbonetos. Estes reservatórios apresentam características petrofísicas e geológicas complexas e heterogêneas. Muitas vezes, são naturalmente fraturados e exibem complexos sistemas de poros e características de molhabilidade, que influenciam drasticamente suas propriedades de fluxo multi-fásicos.

## 2.5. Classificação das rochas carbonáticas

Há diversas classificações para as rochas carbonáticas. O primeiro a criar um esquema de classificação para carbonatos foi Grabau (1904). Esta classificação é uma das mais abrangentes, porém é bastante confusa e, por isto, nunca foi popular.

Uma série de classificações foram propostas desde então, incluindo:

- os sistemas de classificações de carbonatos detríticos desenvolvidos por Folk (1959,1962) e Dunham (1962), considerados os mais populares e mais modernos;
- as classificações para rochas carbonáticas orgânicas propostas por Embry & Klovan (1971) e Riding (2002), e
- o esquema de classificação que inclui aspectos deposicionais, diagenéticos e biológicos proposto por Wright (1992).

### 2.5.1. Classificações de rochas carbonáticas detríticas

#### a) Classificação de Folk

A classificação proposta por Folk (1959, 1962) trata-se de uma classificação litológica, baseada essencialmente nos componentes das rochas carbonáticas, isto é, grãos aloquímicos, matriz e cimento ou espaço porosos. Esta classificação, vista na Figura 2.4, identifica quatro grupos básicos, a saber: carbonatos onde os grãos aloquímicos estão cimentados por calcita espática, carbonatos com os grãos aloquímicos em matriz micrítica, carbonatos microcristalinos sem aloquímicos e estruturas orgânicas desenvolvidas *in situ*, denominados biolititos.

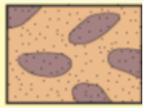
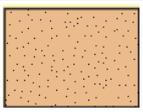
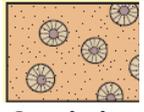
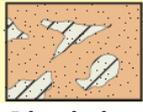
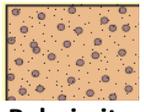
		Rochas Aloquímicas		Rochas Ortoquímicas
		Calcita espática	calcita microcristalina	Matriz Micrítica sem grãos aloquímicos
Tipo de grão aloquímico	Intraclastos	 <b>Intrasparito</b>	 <b>Intramicrito</b>	 <b>Micrito</b>
	Oóides	 <b>Oosparito</b>	 <b>Oomicrito</b>	 <b>Dismicrito</b>
	Fósseis	 <b>Biosparito</b>	 <b>Biomicrito</b>	Rochas Recifais Autóctones
	Pelotilhas	 <b>Pelesparito</b>	 <b>Pelmicrito</b>	

Figura 2.4 – Classificação de Folk (1959). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

Os dois primeiros grupos constituem as rochas aloquímicas, no terceiro estão incluídas as rochas ortoquímicas; os biolititos abrangem construções recifais e outros tipos de bioconstruções autóctones. Os grãos aloquímicos podem ser intraclastos, oólitos, fósseis ou pelóides.

A classificação de Folk foi modificada com o objetivo de descrever características que refletem o grau de seleção e arredondamento dos grãos e/ou cristais presentes nas rochas (vide Figura 2.5). Em geral, os depósitos classificados na parte esquerda do diagrama foram formados em ambientes de baixa energia e os tipos de rochas que estão no lado direito representam deposição em ambientes deposicionais de alta energia.

Porcentagem de aloquímicos	> 2/3 de matriz de lama calcária				calcita espática e lama carbonáticas em proporções semelhantes	> 2/3 de calcita espática		
	0-1%	1-10%	10-50%	>50%		Mal selecionada	Bem selecionada	Arredondada e desgastada
Termo Textural	Micrito e dismicrito	Micrito fossilífero	Biomicrito disperso	Biomicrito denso	Intraesparito	Bioesparito mal selecionado	Bioesparito selecionado	Bioesparito arredondado
Petrotrama								
Análogos Terrígenos	Argilito		Argilito arenoso	Arenito imaturo ou argiloso		Arenito submaturo	Arenito Maduro	Arenito supermaturo

Figura 2.5 – Classificação modificada de Folk (1962). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

A terceira componente da classificação de Folk refere-se ao tamanho médio dos grãos e/ou cristais das rochas. A Figura 2.6 mostra o diagrama com as terminologias propostas.

	Constituintes Transportados	Constituintes Autigênicos	
64 mm 16 mm 4 mm	Calcirrudito muito grosso	Cristalino extremamente grosso	4 mm
	Calcirrudito grosso		
	Calcirrudito médio		
1 mm 0,5 mm	calcirrudito fino	Cristalino muito grosso	1 mm
	Calcarenito grosso	Cristalino grosso	
0,25 mm	Calcarenito médio		
0,125 mm	Calcarenito fino		Cristalino médio
0,062 mm	Calcarenito muito fino		
0,031 mm 0,016 mm 0,008 mm	Calcilutito grosso	Cristalino fino	0,062 mm
	Calcilutito médio		
	0,016 mm	Calcilutito fino	
0,008 mm	Calcilutito muito fino	Afanítica	0,004 mm

Figura 2.6 – Escala de tamanho dos grãos/cristais proposta por Folk (1962). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, *op. cit.*).

Scholle & Ulmer-scholle (2003) citam as vantagens e desvantagens desta classificação, que são descritas a seguir:

**Vantagens:**

- As terminologias propostas são descritivas (objetivas) e quantificáveis;
- Embora sejam essencialmente descritivos, os termos empregados consideram informações genéticas (deposicional);
- Opções variáveis de terminologia – permite nomes que informem qualquer nível de detalhe desejado;
- Classificação amplamente difundida no meio acadêmico.

**Desvantagens:**

- Pesquisas que utilizam microscopia necessitam terminologias mais precisas, especialmente para identificar *pellets* e outros grãos pequenos ou para determinar porcentagens exatas de grãos, matriz e cimento;
- O uso desta terminologia é um tanto inábil para classificar sedimentos recentes;
- Não descrevem de forma satisfatória a variedade de arranjos estruturais (*fabric*) das rochas carbonáticas orgânicas como as outras classificações;
- Não é amplamente utilizada na indústria, provavelmente devido ao fato de não ser tão prática e fácil para a descrição de testemunhos como a classificação de Dunham;
- Dificuldade em distinguir matriz micrítica de precipitado microcristalino inorgânico ou microbial. É um problema de todas as classificações.

**b) Classificação de Dunham (1962)**

A classificação proposta por Dunham (1962), ilustrada na Figura 2.7, é baseada essencialmente na textura deposicional da rocha carbonática, e segundo o autor, há três características que são especialmente úteis para classificar carbonatos que preservam sua textura deposicional.

1- A presença ou ausência de lama carbonática, o que permite diferenciar carbonatos lamosos, de *grainstones*, que não apresentam lama.

2- A abundância de grãos, que permite subdividir os carbonatos lamosos em *mudstones* (menos de 10% de grãos), *wackestone* (mais de 10% de grãos) e *packstones*. Os *packstones* embora contenham lama na matriz, são sustentados pelos clastos como os *grainstones*. *Wackestones* são rochas sustentadas pela matriz.

3 - A evidência de trapeamento de sedimentos durante a deposição do carbonato caracteriza o *boundstone*.

Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não ligados à deposição			Componentes originais ligados à deposição		<b>Carbonato cristalino</b>
Contém lama (matriz)		Sem lama (suportado por grãos)		<b>Boundstone</b>	
Suportado por matriz	Suportado por grãos				
< 10% de grãos	> 10% de grãos	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>		(Subdivisões baseadas na textura ou diagênese)
<b>Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>				

Figura 2.7 – Tabela de classificação de Dunham (1962). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

Segundo o autor, as rochas carbonáticas que praticamente não preservam feições deposicionais são consideradas à parte, e denominadas carbonatos cristalinos

A classificação de Dunham é extremamente prática e fornece indicações sobre a energia do ambiente onde se formaram as rochas carbonáticas. Sua utilização apresenta algumas limitações, especialmente em se tratando de carbonatos pré-cambrianos, onde o neomorfismo freqüentemente mascara muitas feições primárias, deposicionais. É o caso da dificuldade que pode ocorrer, às vezes, quando se tenta diferenciar *packstone*, de *grainstone*; e espato de pseudo espato.

## 2.5.2. Classificações de rochas carbonáticas biogênicas (*Reef Rocks*)

### a) Classificação de Embry & Klovan (1971)

Embry & Klovan (1971) adaptaram a classificação de Dunham para rochas carbonáticas biogênicas e desenvolveram um esquema mais detalhado para descrever diferentes formas de crescimento orgânico e os carbonatos detríticos associados. A Figura 2.8 apresenta a classificação proposta pelos autores, onde os termos *framestone*, *bindstone* e *bafflestone* referem-se ao padrão de crescimento dos organismos de recifes. Já os termos *rudstone* e *floatstone* referem-se a rochas detríticas associadas aos recifes. As rochas, que apresentam mais de 10% dos seus componentes maiores que dois milímetros, quando são suportados pela matriz recebem o nome de *floatstone* e quando são suportados pelos grãos são denominados de *rudstone*.

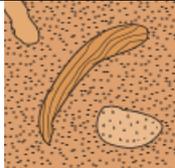
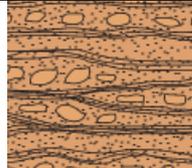
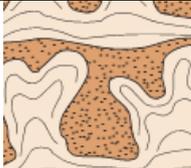
Alóctones		Autóctones		
> 10% dos grãos maiores que 2 mm		Organismos que agem como defletores	Organismos encrustados	Organismos que constroem uma estrutura rígida
Suportada pela matriz (lama)	Suportada por grãos maiores que 2 mm			
				
<b>Floatstone</b>	<b>Rudstone</b>	<b>Bafflestone</b>	<b>Bindstone</b>	<b>Framestone</b>

Figura 2.8 – Tabela de Classificação de Embry & Klovan (1971). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

## b) Classificação de Riding

Riding (2002) desenvolveu uma classificação alternativa para rochas carbonáticas recifais. O autor definiu recife como um depósito calcário *in situ*, com relevo topográfico, criado por organismos sésseis.

A classificação se baseia nos três principais componentes das rochas recifais: matriz, esqueleto e cimento, conforme ilustra a Figura 2.9.

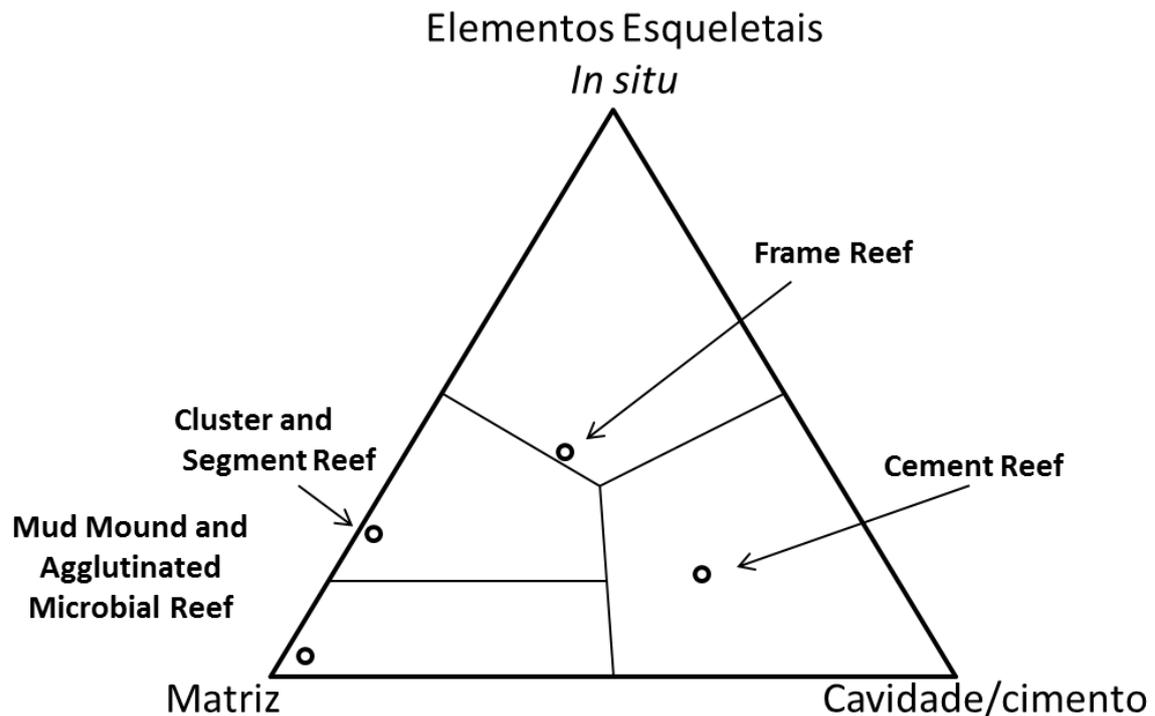


Figura 2.9 – Diagrama triangular MSC proposto por Riding (2002). (Fonte: Modificado de Riding (2002)).

Quando a rocha é suportada pela matriz, ela pode estar inserida nas seguintes categorias propostas por Riding (2002): Categoria *Carbonate Mound*, Categoria *Agglutinated Microbial Reefs* ou na categoria *Cluster Reef*.

Já as rochas suportadas por elementos esqueléticos se encontram na categoria *frame reef* e as rochas que são suportadas por cimento se apresentam na Categoria *Cement Reef*. A Figura 2.10 apresenta a classificação estrutural proposta pelo autor.

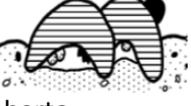
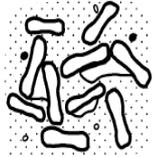
Suportado pela matriz		Suportado por esqueletos	Suportado por cimento
<b>Agglutinated Microbial Reef</b> 	<b>Cluster Reef</b> 	<b>Frame Reef</b>  Aberto	<b>Cement Reef</b> 
<b>Carbonate Mud Mound</b> 	<b>Segment Reef</b> 	 Preenchido	<b>Skeleton-Cement Reef</b> 
Pouco ou nenhum elementos esqueléticos	Elementos esqueléticos fechados	Elementos esqueléticos em contato	Organismos cimentados

Figura 2.10 – Classificação estrutural das rochas carbonáticas orgânicas. (Fonte: Modificado de Riding, (2002)).

Riding (2002) define a categoria *Carbonate Mud Mound* como depósitos carbonáticos dominados por lama (micrito ou silte) com relevo topográfico, apresentando pouco ou nenhum estromatólito, trombólito ou esqueletos *in situ*.

Os *Agglutinated Microbial Reefs* são recifes orgânicos criados por ação microbiana de trapeamento e aprisionamento de partículas sedimentares. Já os *Cluster Reefs* são definidos como recifes orgânicos em que os elementos esqueléticos estão adjacentes, mas não estão em contato. A categoria *Frame Reef* é definida como recifes nos quais esqueletos *in situ* (incluindo micróbios calcificados) estão em contatos. Finalmente, a categoria *Cement Reef* é definida como recifes criados pela cimentação de organismos *in situ*.

A Figura 2.11 mostra um esboço da classificação de rochas biogênicas proposta por Riding (2002) e os principais processos formadores destas rochas e suas estruturas dominantes.

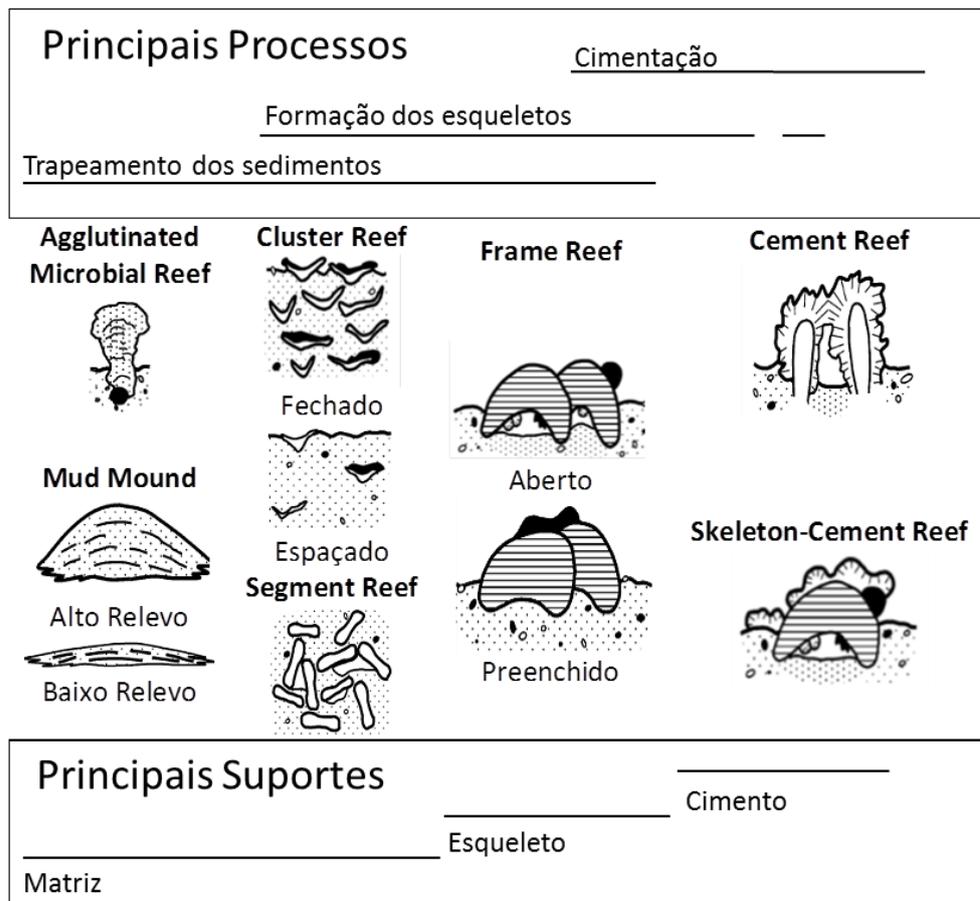


Figura 2.11 – Esboço da classificação de rochas carbonáticas orgânicas, mostrando os principais processos formados e as estruturas dominantes (suporte). (Fonte: Riding, (2002)).

Termos tais como esparso e denso são usados para descrever os arranjos estruturais (*fabrics*) em três dimensões (3D) dos elementos esqueléticos nos recifes de matriz suportada, e os termos abertos, estreitos e sólidos para descrever a arquitetura das assembleias construtoras nos recifes do tipo *frame*. Esses termos referem-se aos padrões espaciais.

Nesta classificação, os travertinos e as tufas estão inseridos na categoria Cement Reefs, como mostra a Figura 2.12, apesar do envolvimento orgânico não ser suficientemente importante na formação destas rochas para considerá-las carbonatos orgânicos.

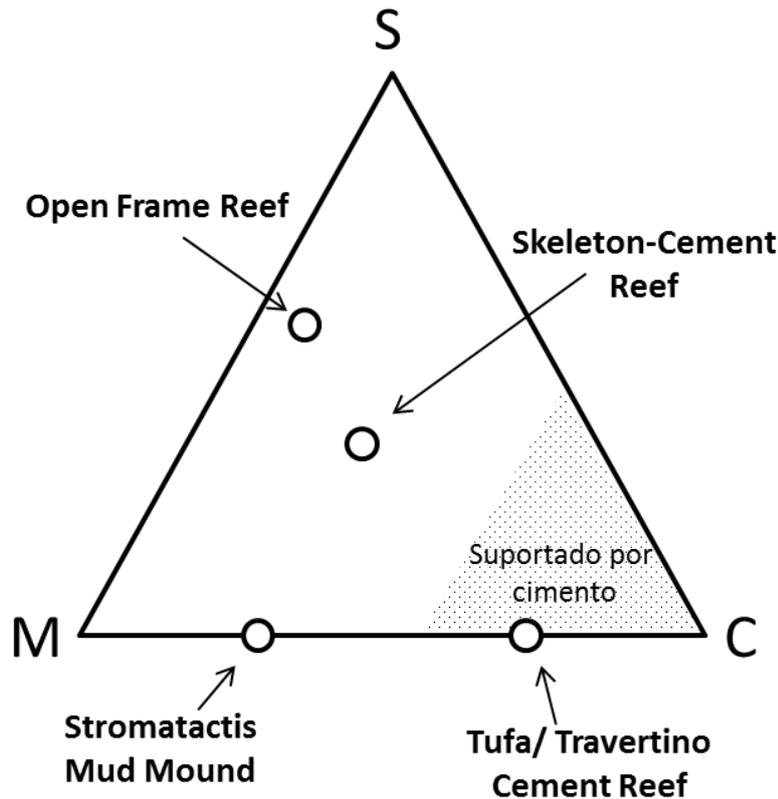


Figura 2.12 – A categoria Cement Reef e a Carbonate Mud Mound plotadas no diagrama MSC (Fonte: Riding, 2002).

A classificação proposta por Riding (2002) foi utilizada nesta pesquisa para classificar os travertinos estudados.

### 2.5.3. Classificação Genética de Wright

A classificação de Folk (1962) e Dunham (1962) para rochas carbonáticas detríticas foram postuladas quando os processos diagenéticos e seus produtos eram pouco conhecidos. Estas classificações foram propostas antes de surgirem as primeiras propostas para classificar as rochas carbonáticas orgânicas.

Reconhecendo as deficiências descritivas nas classificações de Folk e Dunham, Wright (1992) propôs um esquema que integra a classificação deposicional de Dunham e a classificação biológica de Embry & Klovan (1971) com uma nova classificação para rochas que sofreram processos diagenéticos.

Segundo Ahr (2008), esta classificação é mais lógica e útil para geocientistas de reservatório do que qualquer outra classificação existente posto que ela agrupa as rochas carbonáticas pelo seu modo de origem (*i.e.*,

deposicional, biológica e diagenética). Cada categoria tem subdivisões para distinguir as várias propriedades da rocha que representam cada modo, como mostra a Figura 2.13.

Deposicional				Biológico			Diagenético			
Suportada pela matriz (argila e silte)		Suportada por grãos		Organismos in situ			Não obliterativa			Obliterativa
< 10% de grãos	> 10 % de grãos	Com matriz	Sem matriz	Organismos encrustantes	Organismos que agem como defletores	Organismos rígidos	Principal componente é o cimento	Muitos grãos microestiolíticos em contato	A maior parte dos grãos microestiolíticos em contato	Cristais > 10 $\mu$ m
Calcmudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Bafflestone	Framestone	Cementstone	Condensed grainstone	Fitted Stone	Spartone
	Floatstone	Rudstone								Cristais < 10 $\mu$ m
	Grãos > 2 mm									Microsparstone

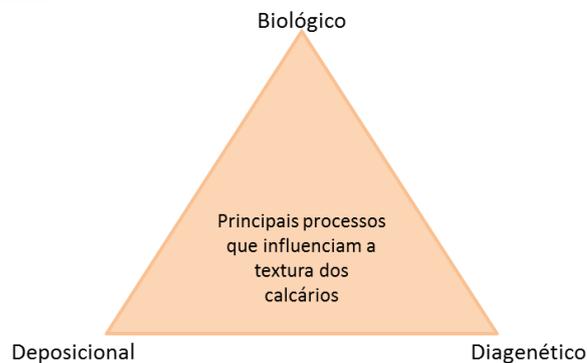


Figura 2.13 – Tabela de classificação proposta por Wright (1992). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

Os termos introduzidos para os carbonatos diagenéticos levam em consideração se ou não, os processos diagenéticos obliteraram a textura e o *fabric* original. No entanto, esta distinção requer uma examinação e interpretação sob microscópio polarizado.

#### 2.5.4. Classificações de Travertinos

Três principais critérios têm sido usados para classificação de travertinos: geoquímico, petrotrama (*fabric*) e morfológico.

### a) Critério Geoquímico

Pentecost (1993) separou os travertinos de acordo com a origem do dióxido de carbono transportado: os travertinos meteógenos e os travertinos termais ou termógenos.

Na primeira classe, o dióxido de carbono transportado origina no solo e em ambientes epígeos formando depósitos principalmente em terrenos calcários. Estes travertinos são amplamente distribuídos e frequentemente apresentam arranjo (*fabric*) característico.

Os isótopos estáveis de carbono variam de 0 a -11%, refletindo o esgotamento de  $^{13}\text{C}$  do dióxido de carbono do solo (Deines, 1980).

Na segunda categoria, as águas responsáveis por estes depósitos são normalmente quentes e o dióxido de carbono transportado é resultante da interação de rochas quentes e fluidos ricos em dióxido de carbono (Ohmoto & Rye, 1979). O dióxido de carbono provém de uma série de origens incluindo hidrólise, oxidação e redução do carbono, descarbonatação do calcário, ou diretamente do manto superior, principalmente em áreas com atividade vulcânica. As altas concentrações de dióxido de carbono são capazes de dissolver grandes volumes de carbonatos. Taxas de desgaseificação e de deposição destas águas quentes tendem a ser rápidas, fornecendo diferentes arranjos texturais (*fabrics*) e as análises dos isótopos estáveis de carbono apresentam resultados variando de -4 a 8%. Este enriquecimento em  $^{13}\text{C}$  reflete o carbono liberado pela decomposição de calcários marinhos, mas contribuições significativas de dióxido de carbono provenientes do manto podem resultar na deposição de travertino esgotados de  $^{13}\text{C}$ . Estes travertinos apresentam uma distribuição mais restrita, sendo localizados principalmente em regiões com atividades vulcânicas recentes (Pentecost & Viles, 1994).

É importante distinguir os travertinos termais dos que são formados por água meteógena quente. Este último possui níveis baixos de dióxido de carbono derivados do solo e são invariavelmente pobres em  $^{13}\text{C}$ , sem fonte térmica de  $\text{CO}_2$ .

### b) Critério Petrotrama (*fabric*)

O termo *fabric* refere-se ao arranjo dos grãos e/ou cristais na rocha em termos de seus tamanhos, formas e orientações (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). As bactérias e as plantas podem influenciar no *fabric* dos travertinos,

além da taxa de deposição, da mineralogia e da extensão da diagênese (Viles & Goudie, 1990).

Os arranjos texturais (*fabrics*) dos travertinos fornecem a base de vários esquemas de classificação, a maioria dos quais enfatizam a influência das plantas. Prát (1929) classificou depósitos checoslovacos em tipos de algas e musgos.

Petrotrama (*Fabrics*) influenciados por bactérias são poucos comuns, mas podem ser difíceis de serem reconhecidos. As Cianobactérias são frequentemente encontradas em depósitos de travertinos de todos os tipos e produzem uma série de pequenas estruturas de irradiação. Em alguns casos, conforme relata Pentecost (1990), as cianobactérias podem produzir laminação diária ou sazonal.

As plantas maiores também deixam a sua marca. A deteriorização de folhas e galhos podem fornecer porosidade móldica. Frequentemente são encontrados em travertinos moldes de folha de plantas de pântano. Ordoñez & Garcia (1983) apresentaram um esquema de classificação petrográfica para travertinos na Espanha Central, fornecendo detalhes de diferentes tipos de depósitos encontrados. Pedley (1990) incluiu um número de fatores ambientais na classificação petrográfica.

Depósitos de travertinos que não apresentam vida vegetal são comuns, e frequentemente são denominados de *sinter*. Esses depósitos apresentam um leque de *fabrics*, conforme Bischoff *et al.* (1993) descrevem os vários *fabrics* de travertinos formados em lagos na Califórnia (E.U.A.) baseado no arranjo dos cristais e porosidade.

Os travertinos podem também ser classificados em vários esquemas aplicados a *fabrics* de calcários em geral como citam Tucker & Wright (1990).

### **c) Critério morfológico**

A morfologia dos depósitos de travertinos são extremamente variáveis e refletem processos acrescionais ao invés de erosivos. Dependendo do grau de coesão entre os cristais, os depósitos podem variar de brando a denso, maciço com alto relevo.

Em qualquer classificação morfológica é importante considerar a escala, diferenciando as principais formas.

No início do século passado várias tentativas foram realizadas para classificar os depósitos com base na sua forma e ambiente de formação. Um dos

pioneiros foi Klahn (1923), que descreveu três formas de depósitos em rios na Alemanha.

Chafetz & Folz (1984) descreveram a morfologia de vários travertinos de origens termais, nos quais reconheceram cinco formas básicas: cachoeiras/cascatas, lagos, montes (inclinados ou em terraços) e fissuras de crista.

Uma lista de tipos de travertinos, classificados de acordo com o seu ambiente de formação foi proposta por Pedley (1990). O autor listou os tipos cascata, fluvial, lacustre e palustre. Esta classificação foi aperfeiçoada por Ford & Pedley (1992), que propôs três categorias divididas em travertinos de água fria, travertinos salinos e travertinos termais.

Uma classificação unificada foi apresentada por Pentecost & Viles (1994). A classificação dos autores enfatiza a morfologia dos travertinos, como mostra a figura 2.14.

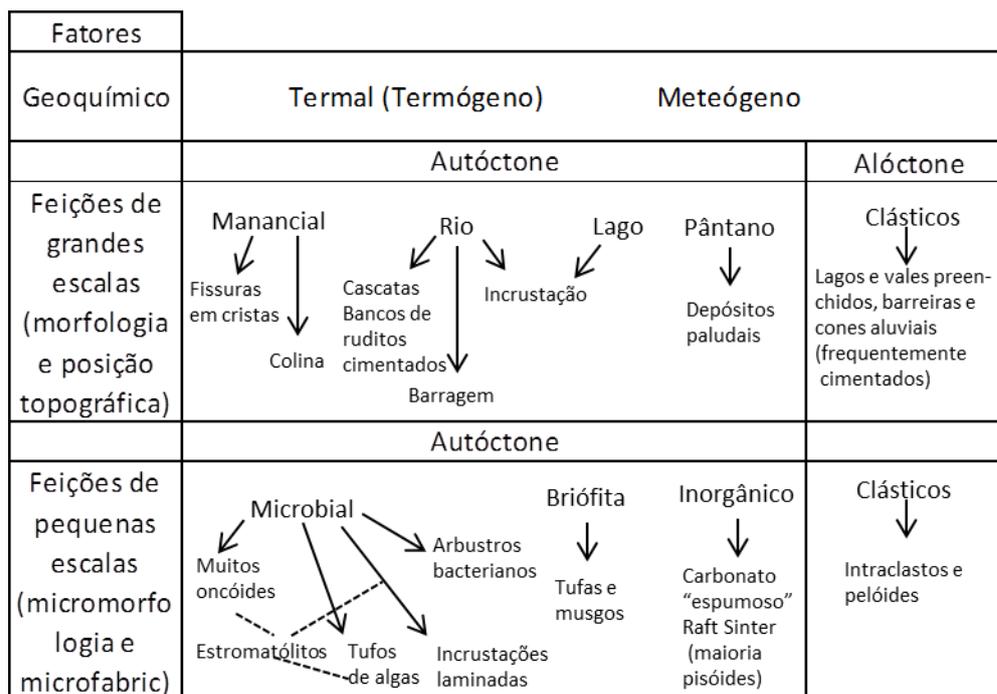


Figura 2.14 – Esquema de classificação unificada de travertinos (Fonte: Modificado de Pentecost & Viles, 1994).

Esta classificação dividiu os travertinos em nove categorias, subdivididos em dois grupos. O primeiro grupo contém todos os depósitos autóctones associados a nascentes, riachos, rios, lagos e pântanos. O segundo grupo é formado por travertinos alóctones (clásticos).

Este esquema de classificação incorpora muitos trabalhos publicados e observações dos próprios autores a partir de uma ampla variedade de locais. Praticamente todos os travertinos podem ser atribuídos a uma destas categorias, mas Pentecost & Viles (*op. cit.*) enfatizaram a partir de sugestões de vários autores, que os “travertinos complexos” podem apresentar uma série de formas integradas, e podem desafiar todas as tentativas de classificação.

## 2.6. Parâmetros de interesse para caracterização de rochas carbonáticas

Devido ao fato das rochas carbonáticas apresentarem características petrofísicas e geológicas complexas e heterogêneas, a realização de uma boa caracterização geológica e geomecânica destes materiais necessitam da compreensão e quantificação de certos parâmetros de interesse, a saber:

- Porosidade;
- Mineralogia;
- Textura;
- *Fabric*;
- Velocidades das ondas sísmicas;
- Módulos de elasticidade (estáticos e dinâmicos), e
- Resistência à compressão simples.

Nos itens a seguir serão descritos cada propriedade de interesse e os ensaios encontrados na literatura para sua análise e quantificação.

### 2.6.1. Porosidade

A porosidade ( $n$ ) é a razão entre o volume de poros ( $V_{\text{poros}}$ ) e o volume total da rocha ( $V$ ), sendo expressa em porcentagem de acordo com a eq. (1):

$$n = \frac{V_{\text{Poros}}}{V_{\text{Total}}} \times 100 \quad (1)$$

A porosidade em rochas carbonáticas é dependente da textura, da petrotrama (*fabric*) e da geometria de fraturas.

A forma dos grãos, seleção e empacotamento são as principais variáveis que afetam a porosidade em rochas carbonáticas detríticas. Já em rochas

carbonáticas biogênicas, o *fabric* do tipo em crescimento (*framework*) e microestruturas esqueléticas afetam a porosidade.

Os tipos de poros presentes nas rochas carbonáticas podem ser classificados com base no tempo de evolução da porosidade em:

(1) porosidade primária (ou porosidade deposicional), que são poros inerentes aos novos depósitos de sedimentos e as partículas que os compõem, e

(2) porosidade secundária (ou porosidade), onde vazios são formados após a rocha ter sido depositada devido a fatores, tais como, dissolução, faturamento ou dolomitização.

A porosidade primária de uma rocha carbonática pode ser totalmente destruída durante a diagênese. A diagênese pode obstruir os poros devido à cimentação, fechar poros pela compactação, abrir poros devido à dissolução ou criar novos poros devido à recristalização ou substituição.

Em reservatórios carbonáticos, a porosidade efetiva é importante, pois é a fração da porosidade total que permite a percolação de fluidos. A porosidade efetiva é definida como sendo a razão entre o volume de poros conectados e o volume total da rocha.

Nem todos os poros estão interconectados numa rocha. Há a chamada porosidade residual, que é a razão entre o volume de poros não conectados e o volume de poros total. Logo, a porosidade total é o somatório da porosidade efetiva e da porosidade residual.

A porosidade poder ser obtida através dos seguintes métodos:

- a) Determinação do volume de vazios ( $V_v$ ): a amostra de rocha é saturada por imersão em água de-aired e submetida a vácuo. A saturação da amostra é um processo lento para rochas de baixa porosidade. Após a saturação a amostra é pesada, determinando-se a massa saturada,  $M_{sat}$ . Em seguida a amostra é seca em estufa a  $105^{\circ}\text{C}$  por 24 horas e pesada novamente, determinando-se assim a massa seca,  $M_s$ . Esse procedimento de saturação e secagem da amostra é repetido até que sejam obtidos valores de massa constante em uma balança de precisão. O volume total da amostra,  $V$ , pode ser determinado a partir da geometria do corpo de prova. O esquema do ensaio está mostrado na Figura 2.15.

$$V_v = \frac{M_{sat} - M_s}{\rho_w} \quad (2)$$

$$n = \frac{V_v}{V} \quad (3)$$

onde  $\rho_w$  é a massa específica da água.

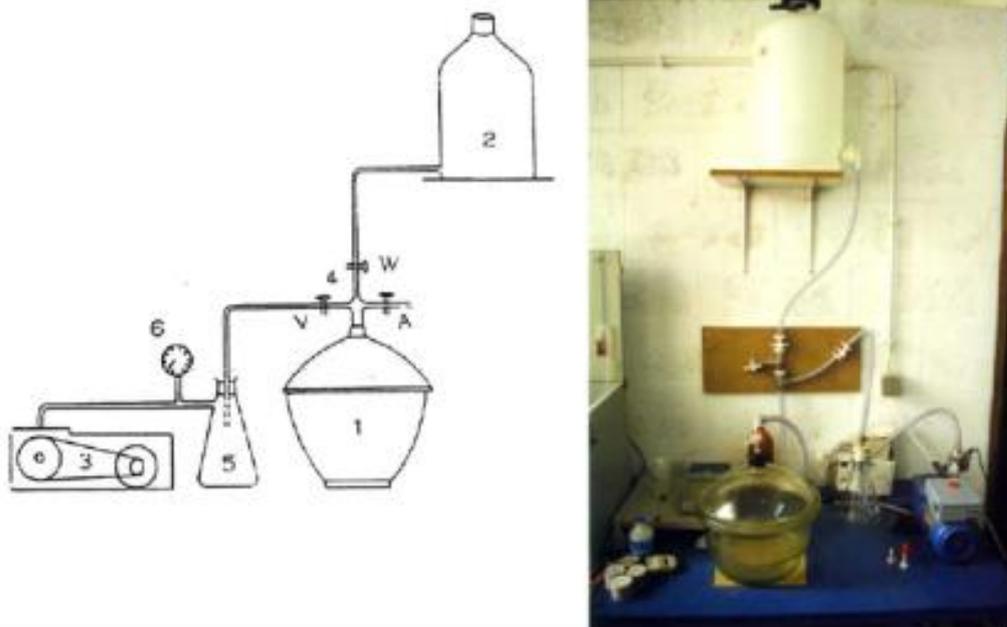


Figura 2.15 – Equipamento utilizado na determinação da porosidade em rochas (Fonte: Frascá, 1999).

- b) Medida através do teor de umidade de saturação ( $\omega_{sat}$ ) e da densidade relativa dos grãos ( $G_s$ ). O teor de umidade de saturação é obtido através da saturação completa da amostra, onde a massa da amostra saturada ( $M_{sat}$ ) é relacionada com a massa seca ( $M_s$ ) após secagem em estufa (Figura 2.16) por:

$$\omega_{sat} = \frac{M_{sat} - M_s}{M_s} \quad (4)$$

$$n = \frac{\omega_{sat} \times G_s}{1 + \omega_{sat} \times G_s} \quad (5)$$



Figura 2.16 – Estufa utilizada para a determinação do teor de umidade (Fonte: [www.idealequipamentos.com.br/](http://www.idealequipamentos.com.br/)).

- c) Medida através de lâmina delgada, a porosidade é obtida pela contagem de poros em lâminas delgadas de espessura igual a 0,03mm, em microscópio óptico. Para visualização dos poros, a lâmina é preparada impregnando-se os vazios com resinas contendo corantes. A Figura 2.17 apresenta o passo a passo da preparação de uma lâmina petrográfica e a Figura 2.18 mostra um exemplo de uma lâmina petrográfica de um dolomito.

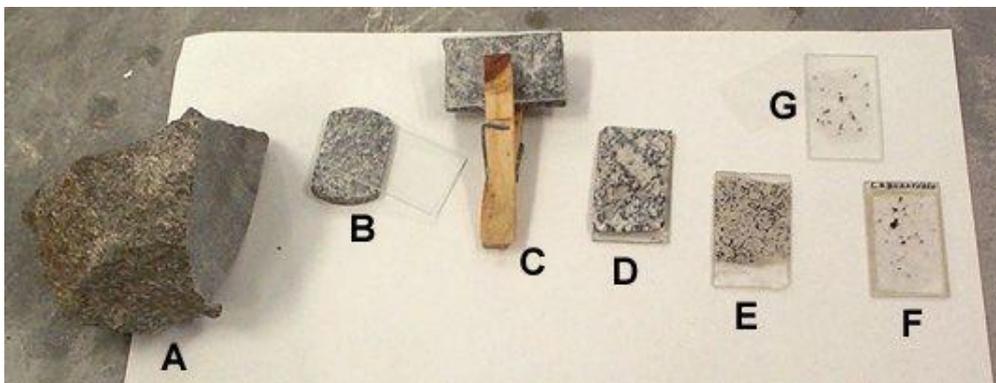


Figura 2.17 – Preparação de lâminas petrográfica.

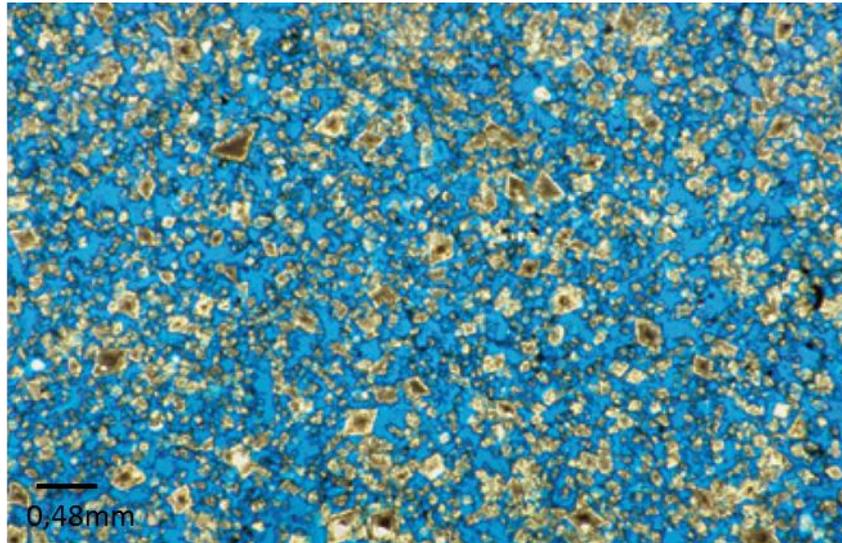


Figura 2.18 – Lâmina petrográfica de um dolomito da Formação Shuaiba, Qatar. Em azul são os poros que foram impregnados com azul de metileno (Fonte: Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

### 2.6.1.1. Classificação da porosidade em rochas carbonáticas

#### a) Classificação de Choquette & Pray (1970)

Choquette & Pray (1970) incorporaram na sua classificação de porosidade de rochas carbonáticas o tempo de formação e o modo de origem dos poros. Sua classificação é prática e amplamente difundida no meio acadêmico.

Os autores reconheceram quinze tipos básicos de poros e organizaram-os em três classes, dependendo se apresentam petrotrama (*fabric*) seletivo, não seletivo ou seletivo ou não, que são apresentadas nas Figuras 2.19 e 2.20.

A origem dos tipos de poros da classe *fabric* seletivo pode ser deposicional, diagenética ou ambos, embora isto não seja enfatizado na classificação.

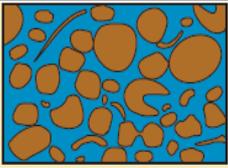
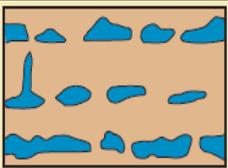
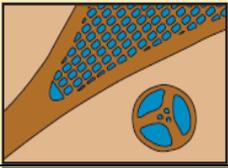
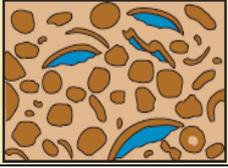
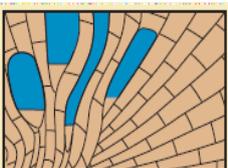
Tipos de Poros - Petrotrama seletiva			
Interparticular		Fenestral	
Intraparticular		Abrigo	
Intercristalina		Estrutura em crescimento	
Móldica			

Figura 2.19 – Tipos de poros da classe fabric seletivo da classificação de Choquette & Pray (1970). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

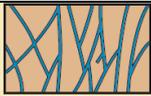
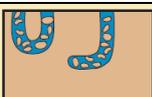
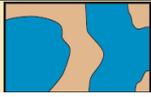
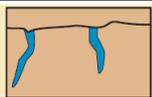
Tipos de Poros	
Petrotrama não seletiva	Petrotrama seletiva ou não
 <b>Fratural</b>	 <b>Brecha</b>
 <b>Canal</b>	 <b>Buraco</b>
 <b>Vugular</b>	 <b>Toca</b>
 <b>Caverna</b>	 <b>Greta de contração</b>

Figura 2.20 – Tipos de poros das classes fabric não seletivo e fabric seletivo ou não da classificação de Choquette & Pray (1970). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, *op. cit.*).

Scholle & Ulmer-scholle, (2003) definiram em um mini glossário os termos propostos por Choquette & Pray (1970), que são descritos nos parágrafos a seguir.

A porosidade interparticular é a porosidade entre os tipos de partículas sedimentares. Esta terminologia denota posição e não gênese. Já a porosidade intraparticular é a porosidade no interior de partículas individuais ou grãos da rocha. Esta terminologia denota posição e não gênese dos poros.

A porosidade intercrystalina é a porosidade entre os cristais da rocha. Pode ser de origem primária ou secundária. Já no tipo de porosidade móldica, os poros são formados pela remoção seletiva de um constituinte da rocha. Frequentemente, a porosidade móldica em rochas carbonáticas é formada pela dissolução seletiva de vários tipos de partículas sedimentares deposicionais.

A porosidade fenestral resulta de aberturas na estrutura da rocha maiores e mais largas do que interstícios suportados pelos grãos. Estes poros podem ser preenchidos parcialmente ou completamente por sedimentos e/ou por cimento espático. Já a porosidade *shelter* é um tipo de porosidade interparticular criada pelo abrigo de partículas sedimentares grandes, que evitam o preenchimento do espaço poroso sob eles, pelas partículas clásticas finas.

A porosidade *Growth-framework* é um tipo de porosidade primária criada a partir do crescimento *in situ* de estruturas nas rochas carbonáticas. Esta terminologia é especificamente usada para o espaço poroso de estruturas conhecidas ou inferidas que cresceram *in situ* como petrotrama (*fabric*) rígido ou semi rígido como o resultado de processos orgânicos e/ou inorgânicos.

A classe de porosidade *fabric* não seletiva inclui fraturas ou dissolução de cavidades de tamanho variados que atravessam (cortam) o *fabric* da rocha.

A porosidade fratural é a porosidade formada pelo faturamento. Em rochas carbonáticas, a porosidade fratural podem se formar de diversas maneiras, tais como pelo colapso relacionado à solução, falhamento e vários tipos de deformações tectônicas.

Na porosidade do tipo canal, os poros ou sistema de poros são alongados e há a continuidade dos poros em uma ou duas dimensões em relação à terceira dimensão.

Os poros vulgares são um tanto equantes, e possui diâmetros maiores do que 1/16mm. Especificamente não obedecem a posição, forma ou contorno dos elementos da petrotrama (*fabric*) da rocha.

Na porosidade do tipo caverna, o sistema de poros é caracterizado por largas aberturas ou cavernas. Embora a maior parte da porosidade do tipo

caverna ter origem os processos de solução, o termo é meramente descritivo e não genético.

Na categoria de *fabric* seletivo ou não, inclui as principais feições penetrativas, tais como, orifícios realizados por plantas e animais, cavidades e gretas de dissecação.

A porosidade do tipo brecha é um tipo de porosidade interparticular que ocorre em brechas, que são comumente encontradas em fácies carbonáticas. Este tipo de porosidade ocorre em zonas de falhas e de dissolução ou em fluxo de detritos.

Porosidade *boring* são aberturas criadas em rochas relativamente rígidas, conchas e outros materiais pela perfuração de organismos. A diferença de porosidade *boring* e porosidade *burrow* é o substrato onde os organismos estão perfurando. A porosidade *burrow* é produzida em sedimentos inconsolidados.

A porosidade *shrinkage* é a porosidade produzida pela contração do sedimento. O ressecamento geralmente produz este tipo de porosidade, mas outros processos podem criar as gretas de contração (porosidade *shrinkage*) em ambientes aquosos.

A Figura 2.21 mostra uma lista de modificações genéticas que podem ser utilizadas para descrever processos, direções ou estágios e tempo de formação da porosidade. Esta classificação “modular” permite uma maior flexibilidade na utilização da terminologia, baseada na necessidade do usuário.

Termos Modificados			
Modificadores Genéticos		Modificadores de Tamanho	
Processos	Direção ou estágio	Classes	
			mm
Solução	Alargamento	Megaporos	grande
Cimentação	Redução		pequeno
Sedimentação interna	Preenchimento	Mesoporos	grande
			pequeno
Tempo de Formação		Microporos	1/16
Primário			
Pré-deposicional		Modificadores Abundantes	
deposicional		Percentual de porosidade	(15%)
Secundário			
eogenético		Razão dos tipos de porosidades	(1:2)
mesogenético			
telogenético			
Processo + direção + tempo Ex: Primária cimentação reduzida		Razão e percentual	(1:2) (15%)

Figura 2.21 – Diagrama com as modificações genéticas propostas por Choquette & Pray (1970). (Fonte: Modificado de Scholle & Ulmer-scholle, 2003).

A classificação de Choquette & Pray (1970) foi amplamente utilizada nesta pesquisa.

### b) Classificação de Lucia (1983)

A classificação de Lucia (1983) tem como objetivo fornecer um método prático de campo e de laboratório para descrição visual da porosidade em amostras de rochas carbonáticas.

Lucia (1983) dividiu os tipos de poros das rochas carbonáticas em duas categorias: (1) vulgares, que foram subdivididos em: separados e conectados; e (2) interparticulares. Os tipos de poros propostos por Lucia estão representados nas Figuras 2.22 e 2.23.

Um atributo importante da classificação de Lucia é sua ênfase no significado petrofísico de *vugs* separados e *vugs* conectados.

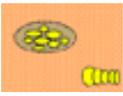
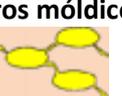
Espaço Poroso Vugular				
Poros Vugulares Separados (Conexão Vug - matriz - vug)			Poros Vugulares que se tocam (Conexão vug - vug)	
Porosidade	Fabric suportado por grãos	Fabric suportado por lama	Fabricis suportados por grãos e lama	
	Exemplos	Exemplos	Exemplos	
Percentual de Vugs separados	<b>Poros Móldicos</b> 	<b>Poros Móldicos</b> 	<b>Caverna</b> 	<b>Fraturas</b> 
	<b>Poros Intrafósseis</b> 	<b>Poros Intrafósseis</b> 	<b>Brecha</b> 	<b>Fraturas alargadas por soluções</b> 
	<b>Microporosidade Intragranular</b> 	<b>Poros Shelter</b> 	<b>Fenestral</b> 	<b>Microfraturas conectadas a poros móldicos</b> 

Figura 2.22 – Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso vugular em carbonatos baseado na interconexão dos vugs proposta por Lucia (1983). (Fonte: Modificado de Lucia, 1999).

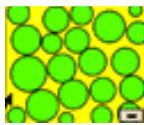
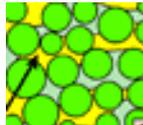
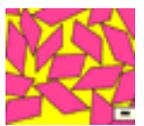
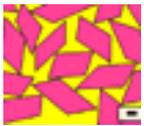
Espaço Poroso Interparticular					
Percentual de porosidade intergranular ou intercristalina	Fabric suportado por grãos		Fabric suportado por lama		
	Grainstone	Packstone	Packstone	Wackestone	Mudstone
	Tamanho dos grãos controla o tamanho dos poros	Tamanho dos grãos/lama controla o tamanho dos poros	Tamanho da lama controla a conexão do tamanho dos poros		
	<b>Calcário</b> 		<b>Calcário</b> 		
	<b>Dolomito</b> Tamanho dos cristais < 100 μ 		<b>Dolomito</b> Tamanho dos cristais < 20 μ 		
	Tamanho dos cristais > 100 μ 		Tamanho dos cristais 20- 100 μ 		

Figura 2.23 – Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interparticular em carbonatos baseado na seleção e tamanho dos grãos e cristais proposta por Lucia (1983). (Fonte: Modificado de Lucia, 1999).

A classificação de Lucia por ser uma classificação objetiva ao invés de genética, não irá fornecer informações sobre as características comuns de origem geológica das rochas e poros. Contudo, esta classificação é um método prático que foca na relação entre as propriedades petrofísicas e a rocha.

### **c) Classificação Genética de Ahr (2005)**

Ahr (2005) propôs uma nova classificação genética de porosidade em rochas carbonáticas com foco na caracterização de reservatórios, motivado pelas seguintes necessidades:

- Os métodos para correlação e mapeamento dos tipos de poros e das unidades de fluxos relacionados à escala de reservatório não são abordados nas classificações anteriores.
- As maneiras de avaliar a contribuição da gênese dos tipos de poros para o desempenho do reservatório não foram adequadamente desenvolvidas e testadas pelas outras classificações.

Esta classificação genética se baseia no diagrama triangular, visto na Figura 2.24, que apresenta três membros extremos como agentes na formação dos poros nas rochas carbonáticas: processos deposicionais, processos diagenéticos e processos de fraturamento. Entre os membros extremos existem os poros híbridos, que são formados por mais de um mecanismo e/ou processo. Por exemplo, uma rocha carbonática que apresenta porosidade deposicional alterada por processos diagenéticos, mas que apresentam textura deposicional reconhecível é classificada como híbrido, onde os atributos deposicionais são dominantes.

Segundo o autor, a classificação proposta permite uma melhor definição dos reservatórios, como também pode ser útil no mapeamento das unidades de fluxo que são baseadas nos tipos de poros e na geometria poros/garganta de poros, ao invés dos tipos de fácies.

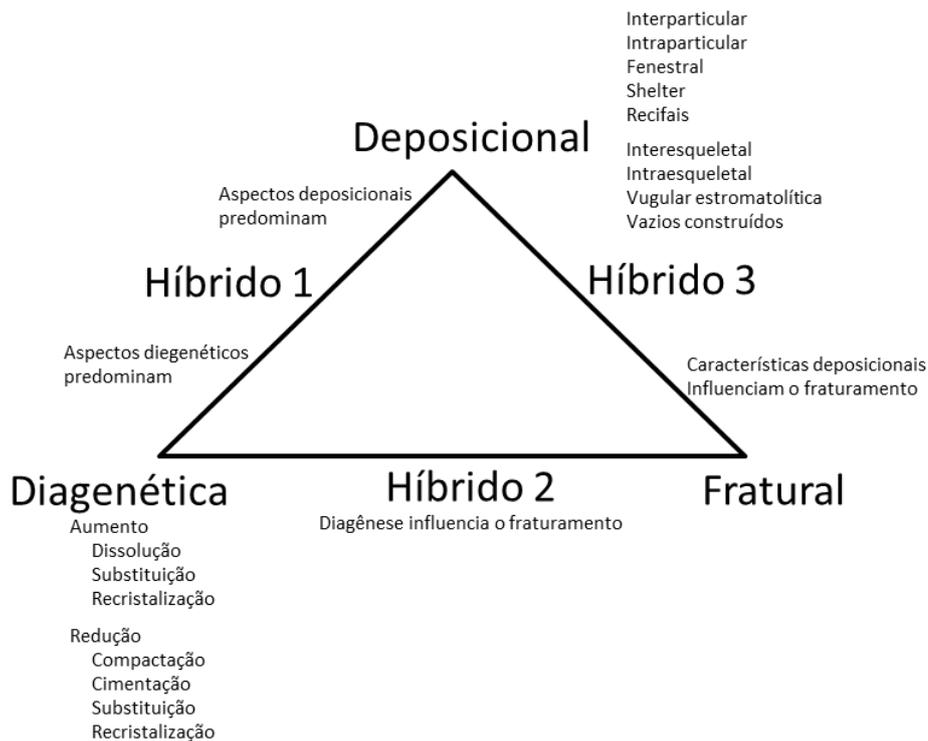


Figura 2.24 – Classificação Genética de porosidade em rochas carbonáticas proposta por Ahr (2008). (Fonte: Modificado de Ahr (2008)).

### 2.6.2. Mineralogia

Os carbonatos são um grupo de minerais compostos por um complexo aniônico  $(\text{CO}_3)^{2-}$  e por cátions metálicos divalentes tais quais,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ , entre outros menos comuns.

Segundo Ahr (2008) a ligação entre o  $(\text{CO}_3)^{2-}$  e o cátion metálico não é tão forte como a ligação que ocorre na estrutura do  $(\text{CO}_3)^{2-}$ , que por sua vez não é tão forte como as ligações covalentes que ocorrem nos dióxidos de carbono ( $\text{CO}_2$ ).

Na presença de íons hidrogênio, o  $(\text{CO}_3)^{2-}$  se quebra para produzir  $\text{CO}_2$  e água. Esta reação é comumente presenciada quando se joga ácido nas rochas carbonáticas. Esta prática de efervescer a superfície da rocha irá distinguir carbonatos de não carbonatos, além de serem utilizadas para diferenciar dolomito de calcário. O dolomito irá efervescer vagarosamente e o calcário rapidamente.

Os carbonatos são agrupados em famílias, com base na sua estrutura cristalina, ou no arranjo interno dos átomos.

De acordo com Klein & Hurlbut (1977), estas famílias são conhecidas pelo sistema de cristalização em que se formam, nomeadamente, sistemas cristalográficos hexagonal, ortorrômbico e monoclinico.

Os minerais carbonatos mais comuns se formam no sistema hexagonal, tais como, calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) e dolomita ( $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$ ), que estão representadas na Figura 2.25.

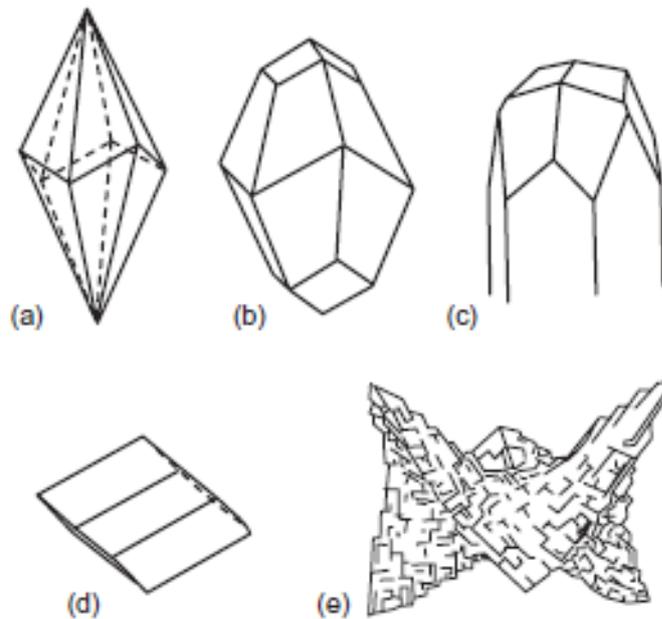


Figura 2.25 – Formas cristalinas típicas de calcita e dolomita encontradas em rochas carbonáticas. (a) forma escalenoédrica da calcita. (b) forma romboédrica da calcita. (c) prisma hexagonal com faces romboédricas da calcita. (d) forma em romboedro, típica em dolomitas que se formam em menores temperaturas. (e) forma distorcida, geralmente ocorre em dolomitas que sofreram processos diagenéticos em grandes profundidades de soterramento. (Fonte: Ahr (2008), modificado de Hurlbut & Klein (1977)).

Os minerais calcita e aragonita são polimorfos de carbonato de cálcio, pois apresentam a mesma composição mas se cristalizam em sistemas diferentes. Enquanto a calcita se cristaliza no sistema hexagonal, a aragonita se cristaliza no sistema ortorrômbico. A Figura 2.26 mostra a estrutura interna do mineral calcita.

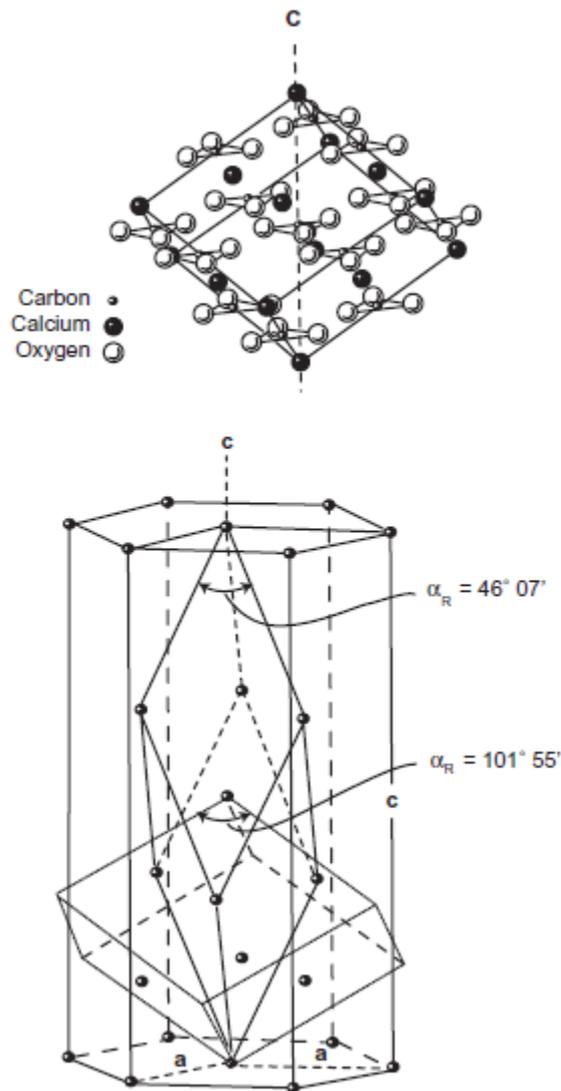


Figura 2.26 – Estrutura atômica do mineral calcita. (Fonte: Ahr, (2008), modificado de Klein & Hurlbut (1977)).

Os minerais azurita e malaquita são carbonatos de cobre com coloração azul e verde, respectivamente, que se cristalizam no sistema monoclinico.

Os travertinos geralmente apresentam como minerais principais, calcita e/ou aragonita (Pentecost, 2005).

A mineralogia da rocha pode ser identificada a partir dos seguintes métodos:

- Difração de raios-x;
- Análise de lâminas petrográficas através de microscópio óptico ou de microscópio eletrônico de varredura (MEV);
- Análise macroscópica da rocha com o auxílio de lupa de bolso.

### 2.6.3. Textura

No estudo de rochas sedimentares, o conceito de textura refere-se às propriedades físicas das partículas. Os atributos texturais clássicos são o tamanho, a forma, a seleção e o arredondamento dos grãos.

Na literatura há diversos termos texturais para rochas sedimentares, mas muitos pesquisadores utilizam a classificação proposta por Wentworth (1922), que são transformações logarítmicas na base 2 do tamanho dos grãos (em milímetros).

A escala de Wentworth, apresentada na Figura 2.27, classifica todos os grãos com diâmetro médio maior que dois milímetros como cascalho, todos os grãos com diâmetro médio entre dois milímetros e 1/16 milímetros como areia e os grãos menores que 1/16 milímetros como lama.

Neste contexto os termos cascalho, areia e lama denotam textura ao invés de composição.

Classificação de Wentworth		
Tamanho (mm)	Nome da partícula	Nome do conjunto
..... 256mm .....	Matacão	Cascalho
..... 64mm .....	Bloco	
..... 4mm .....	Seixo	
..... 2mm .....	Grânulo	
..... 1/16mm .....	Areia	Areia
..... 1/256mm .....	Silte	Lama
	Argila	

Figura 2.27 – Classificação quanto ao tamanho dos grãos de Wentworth (1922). (Fonte: modificado de Ahr, 2008).

Os termos em latim rudito, arenito e lutito aparecem na classificação de rochas sedimentares de Grabau (1960), como mostra a Figura 2.28.

Os termos que surgiram na literatura moderna como calcirudito, calcarenito e calcilutito, indicam carbonatos com grãos do tamanho cascalho, areia e lama, respectivamente.

Classificação de Grabau					
		Grãos Transportados	Grãos Autigênicos		
Tamanho dos grãos (mm)	100	Calcirudito	muito grosso	cristalino extremamente grosso	
			grosso		
			médio	cristalino muito grosso	
			fino		
	2 mm	1	Calcarenito	muito grosso	cristalino grosso
				grosso	
				médio	
				0,1	cristalino médio
0,1				fino	
0,063 mm	0,01	Calcilutito		cristalino fino	
				Afanítica	
0,001					

Figura 2.28 – Classificação de Grabau (1960).

Embry & Klovan (1971) combinaram o termo rudito com a classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962) para criar o termo *rudstone* em sua classificação para rochas carbonáticas recifais.

Lamas calcárias litificadas que exibem um mosaico de cristais de calcita com diâmetro entre 1-4  $\mu\text{m}$  são conhecidas como micrito ou de calcita microcristalina. Esta terminologia foi proposta por Folk (1959).

Atualmente alguns pesquisadores têm classificado diversas lamas carbonáticas como micrito, independente do tamanho e composição mineralógica, mesmo ocasionando inconsistência com a definição original.

A utilização apenas do tamanho e a forma dos grãos não são úteis para a interpretação de regimes hidrológicos pretéritos, pois os grãos carbonáticos podem ser produzidos em diversos ambientes.

O mais apropriado é utilizar como indicadores para a interpretação de ambientes deposicionais, o tamanho dos grãos, a seleção, a forma, a quantidade e o tipo de grãos fragmentados e a durabilidade mecânica dos grãos. O retrabalhamento biológico modifica a forma e o tamanho dos grãos, tornando-os inúteis como indicadores de regimes hidrológicos.

Segundo Ahr (2008) o maior vilão da alteração da forma e do tamanho dos grãos carbonáticos é a diagênese.

A seleção e tamanho dos grãos são atributos texturais que são úteis em estudos de reservatórios carbonáticos, pois influenciam na porosidade primária e na permeabilidade. A porosidade não varia com o tamanho dos grãos, mas varia com o grau de seleção. Já a permeabilidade varia tanto com o tamanho dos grãos quanto com o grau de seleção.

A textura das rochas carbonáticas podem ser analisadas através de lâminas petrográficas com o auxílio do microscópio óptico e/ou do microscópio eletrônico de varredura (MEV), e a partir de análises macroscópicas.

#### **2.6.4. Arranjo textural (*Fabric*)**

Em geologia o termo *fabric* significa o arranjo dos componentes de uma rocha.

O arranjo textural das rochas carbonáticas são criadas a partir de processos deposicionais, diagenéticos e/ou biogênicos.

O *fabric* deposicional (Figura 2.29a) é a orientação espacial e alinhamento dos grãos em rochas detríticas. Esse *fabric* afeta a porosidade e a permeabilidade de reservatórios, influenciando no seu desempenho.

*Fabrics* diagenéticos (figura 2.29b) incluem padrões de crescimento dos cristais formados durante a cimentação, recristalização ou substituição de sedimentos carbonáticos e *fabrics* formados durante a dissolução. *Fabrics* originados a partir da dissolução apresentam uma ampla gama de feições, tais como, *vugs*, moldicos, cavernas e feições cársticas.

Os *fabrics* biogênicos (Figura 2.29c) são descritos através da junção de acúmulos (construção) de carbonatos e recifes com a microestrutura interna dos grãos esqueléticos.

Embry & Klovan (1971) propõem três categorias de *fabric* biogênicos, a saber:

(1): Estruturas esqueléticas, no qual os espaços entre as estruturas são preenchidos por sedimentos detríticos;

(2): Elementos esqueléticos, tais como, ramos ou folhas, que agem como defletores, no qual são posteriormente enterrados nos sedimentos que eles ajudaram a trapear;

(3): *Fabrics* intimamente ligados, que são gerados através de organismos incrustantes.

As petrotramas das rochas carbonáticas podem ser estudados através de análises microscópicas e macroscópicas. O *fabric* dos poros pode ser observado a partir da criação de imagens em 3D através de análises de microtomografia.

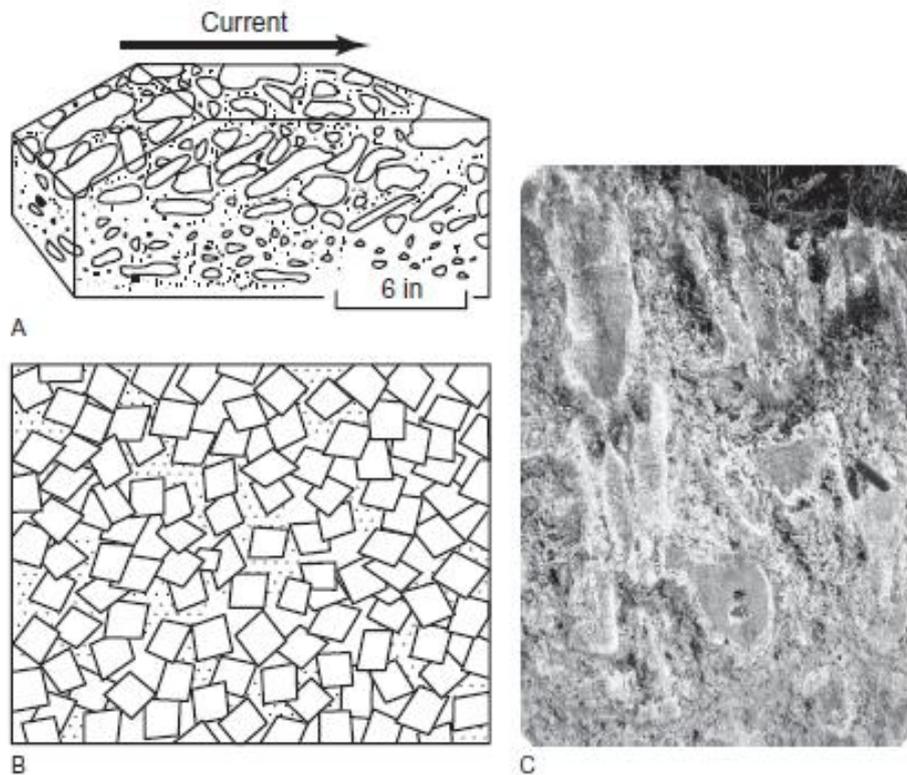


Figura 2.29 – Os tipos de fabrics encontrados em rochas carbonáticas. (a) fabric deposicional em rochas detríticas. (b) fabric diagenético. (c) fabric biogênico de um recife de Windley Key, Flórida (E.U.A). (Fonte: Ahr, 2008).

## 2.6.5. Parâmetros de resistência

### Resistência à compressão simples

A resistência à compressão simples ou uniaxial é obtida através do ensaio de compressão simples, um dos ensaios mais utilizados em mecânica das rochas para a determinação da resistência e deformabilidade de amostras de rochas por ser de simples execução.



Figura 2.30 – Amostra no ensaio de compressão simples.

Os corpos de prova geralmente são confeccionados em formato cilíndrico, como o indicado na Figura 2.30, mas podem também apresentar forma prismática ou cúbica. A relação entre a altura e o diâmetro ( $H/D$ ) dos corpos de prova deve variar entre 2,5 e 3,0.

Os fatores que influenciam a resistência uniaxial podem ser intrínsecos ou extrínsecos. Os principais fatores intrínsecos são a mineralogia, a porosidade, a densidade do material e a textura. Os fatores extrínsecos principais são a geometria do corpo de prova ( $H/D$ ), efeito da água, velocidade de carregamento, e a prensa utilizada nos ensaios.

As deformações axiais e transversais podem ser medidas durante a realização do ensaio de compressão simples através da utilização de medidores de deformação, tais como, *strain gages* e *clip gages*.

A Figura 2.31 ilustra um gráfico típico de tensão axial *versus* deformação axial e transversal (diametral). Essas curvas mostram o comportamento típico das rochas, até a carga de ruptura do material. A Figura 2.32 mostra uma curva completa da tensão axial *versus* deformação axial, dando assim uma melhor descrição do comportamento da deformação da rocha

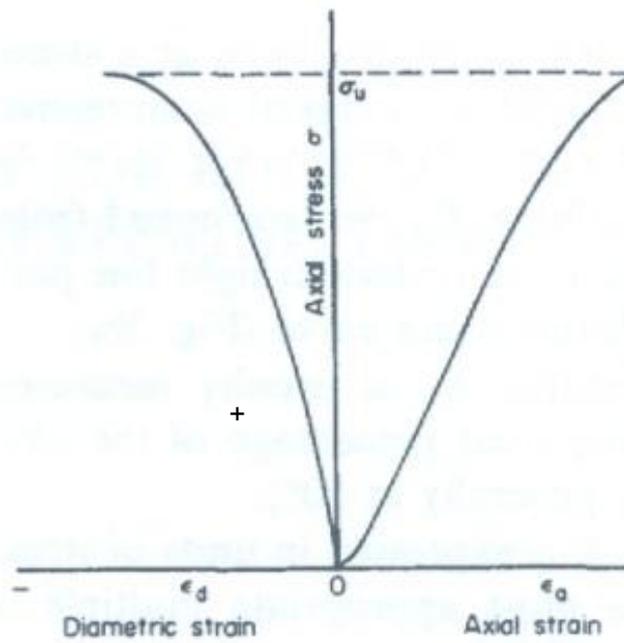


Figura 2.31 – Curvas típicas de tensão axial *versus* deformação (Fonte: Bieniawski *et al.*, 1979).

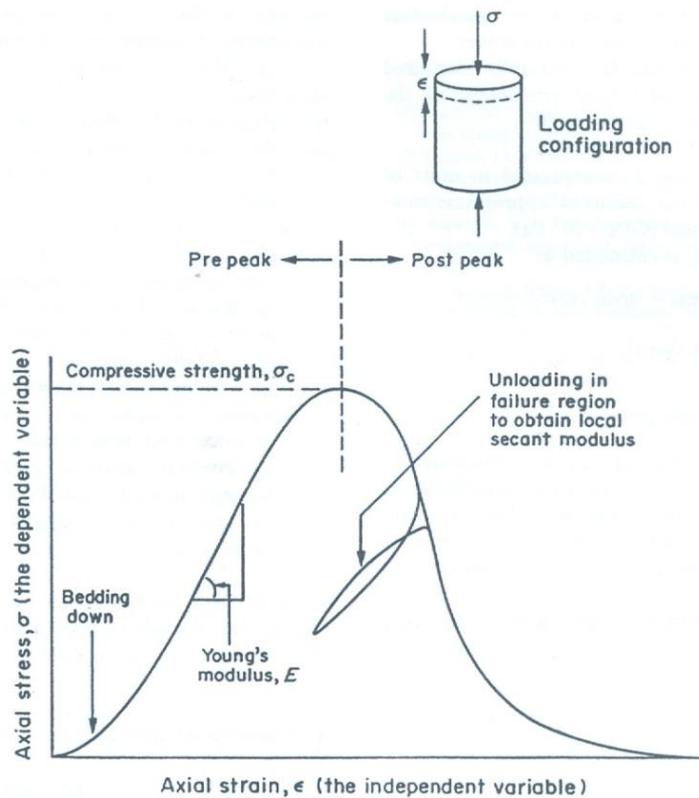


Figura 2.32 – Curva completa de tensão-deformação de um corpo de prova de material rochoso (Fonte: Fairhurst *et al.*, 1999).

A partir da curva de tensão-deformação pode-se calcular os módulos elásticos do material. O módulo de Young ( $E$ ) é definido como a razão entre a variação da tensão axial pela deformação axial produzida pela variação da tensão. Ele pode ser calculado através de diversos métodos adotados na prática da engenharia, sendo os principais indicados na Figura 2.33 e descritos a seguir:

- Módulo de Young tangente,  $E_t$ , é medido a partir do nível de tensão igual a 50% da tensão máxima (pico).
- Módulo de Young médio,  $E_{av}$ , é determinado a partir da inclinação média da porção aproximadamente retilínea da curva de tensão-deformação.
- Módulo de Young secante,  $E_s$ , é geralmente medido a partir da tensão inicial (zero) até um nível de tensão fixado, usualmente utiliza-se a 50% da tensão de pico.

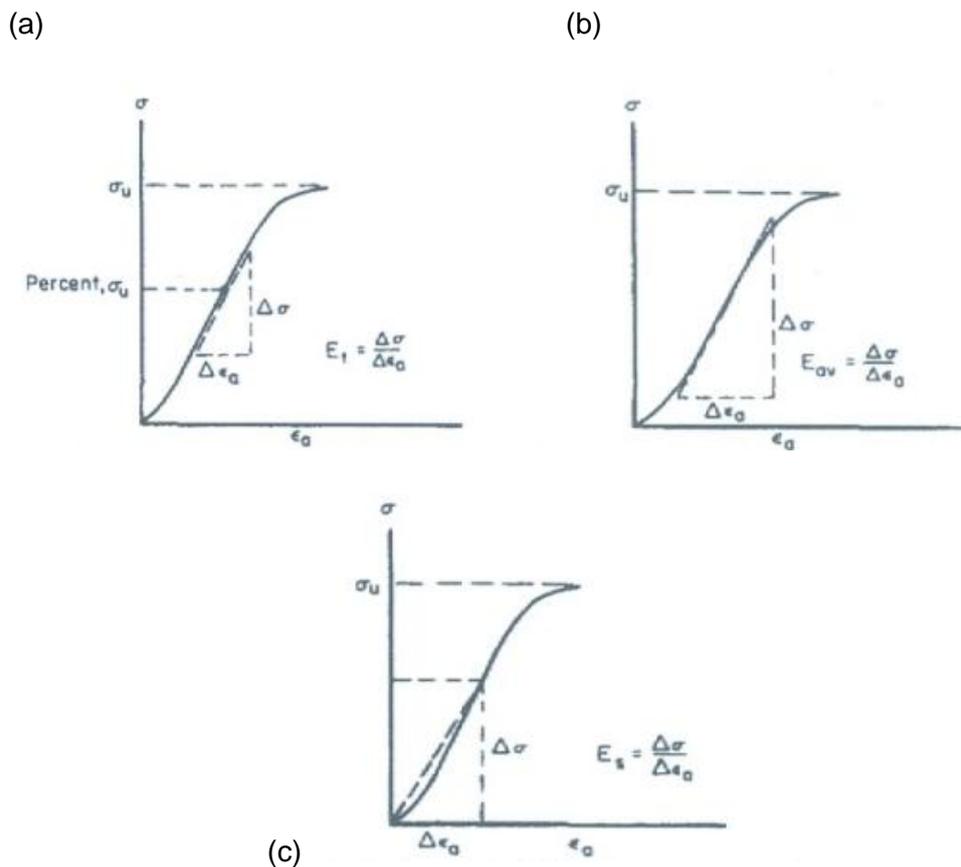


Figura 2.33 – Métodos para o cálculo do módulo de Young a partir da curva tensão-deformação. (a) Módulo tangente. (b) Módulo médio. (c) Módulo secante (Fonte: Bieniawski *et al.*,1979).

O módulo de Young axial é expresso em unidades de tensão. A unidade adotada pelo Sistema Internacional é megapascal (MPa), mas em mecânica das rochas costuma-se adotar gigapascal (GPa) em função dos altos valores obtidos.

O coeficiente de Poisson,  $\nu$ , é calculado como:

$$\nu = \frac{\textit{inclinação da curva tensão} \times \textit{deformação axial}}{\textit{inclinação da curva tensão} \times \textit{deformação transversal}} \quad (6)$$

Logo,

$$\nu = - \left( \frac{\textit{módulo de Young (E)}}{\textit{inclinação da curva tensão} \times \textit{deformação transversal}} \right) \quad (7)$$

Onde a inclinação da curva tensão-deformação transversal é calculada da mesma maneira da inclinação da curva tensão- deformação axial, tendo basicamente três métodos principais, como foi descrito anteriormente.

### Velocidades de Propagação de ondas sísmicas

As velocidades de propagação de ondas longitudinais são também denominadas de ondas compressoriais ( $V_p$ ) ou primárias. Durante a passagem de uma onda longitudinal, as partículas do corpo vibram na mesma direção da propagação da onda. As ondas compressoriais são expressas por:

$$V_p = \sqrt{\frac{E \cdot (1 + \nu)}{\rho \times (1 + \nu) \times (1 - 2 \cdot \nu)}} \quad (8)$$

onde  $\rho$  é a massa específica do material.

As velocidades de propagação de ondas transversais são também denominadas de ondas cisalhantes ( $V_s$ ) ou secundárias. Durante a passagem de uma onda transversal, as partículas do corpo vibram perpendicularmente em relação à direção de propagação destas ondas. As ondas cisalhantes são expressas por:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho \times (1 + \nu)}} \quad (9)$$

As propriedades elásticas das rochas são determinadas tanto pela elasticidade dos minerais que as compõem quanto pela morfologia das discontinuidades (fissuras e fraturas). Em particular, as velocidades de propagação das ondas sísmicas longitudinais,  $V_l$  ou  $V_p$ , e das ondas transversais,  $V_s$ , variam significativamente com a presença de discontinuidades e anisotropias.

A realização de ensaios, não destrutivos, para determinação destas velocidades em corpos de prova, que podem ser submetidos posteriormente a ensaios de compressão uniaxial, é muito freqüente.

Conhecido os valores das velocidades de ondas longitudinais ( $V_p$ ) e transversais ( $V_s$ ), torna-se possível determinar as características elásticas dinâmicas através das seguintes expressões:

#### Módulo de Young

$$E_d = \rho \times V_p^2 \times \frac{(1 - 2\nu) \times (1 + \nu)}{(1 - \nu)} \quad (10)$$

#### Módulo de rigidez ou de cisalhamento

$$G_d = \rho \times V_s^2 \quad (11)$$

#### Coefficiente de Poisson

$$\nu_d = \frac{\left(\frac{V_p^2}{V_s^2}\right) - 2}{2 \times \left(\frac{V_p^2}{V_s^2}\right) - 2} \quad (12)$$

#### Módulo Volumétrico ou de incompressibilidade

$$K = \rho \times V_p^2 - \frac{4}{3} \times \rho \times V_s^2 \quad (13)$$

Teoricamente, as velocidades das ondas que atravessam a rocha dependem exclusivamente das características elásticas e da massa específica. Na prática, a rede de fissuras e possíveis anisotropias da rocha podem provocar uma diminuição no valor das velocidades.

As velocidades de propagação das ondas podem então, ser utilizadas para detectar a presença de discontinuidades nas rochas e até mesmo quantificá-las através da razão entre o valor medido de  $V_p$  na rocha estudada e o valor de  $V_p^*$

teórico obtido por diversos autores (vide exemplo na Tabela 2.1). Este valor não é o mesmo para todas as rochas e depende essencialmente da velocidade de propagação das ondas nos diferentes minerais presentes na rocha, como atesta a Tabela 2.2, e da percentagem presente de cada um dos minerais constituintes da rocha.

Tabela 2.1 – Valores típicos de velocidade de onda longitudinal de rochas (Fonte: Goodman,1989).

Tipo de rocha	$V_l$ (m/s)
Arenito e Quartzito	6000
Basalto	6500 - 7000
Calcário	6000 – 6500
Dolomito	6500 – 7000
Gabro	7000
Kinzigito	5300 – 5900
Rochas Graníticas	5500 - 6000

Tabela 2.2 – Velocidade de onda longitudinal dos principais minerais (Fonte: Fourmaintraux,1976).

Mineral	$V_l$ (m/s)
Anfibólio	7200
Augita	7200
Calcita	6600
Dolomita	7500
Epídoto	7450
Magnetita	7400
Muscovita	5800
Olivina	8400
Ortoclasio	5800
Pirita	8000
Plagioclásio	6250
Quartzo	6050

A velocidade padrão ( $V_p$ ) das rochas é determinada pela relação

$$\frac{1}{V_p^*} = \sum_i \frac{C_i}{V_{p,i}} \quad (14)$$

Onde  $C_i$  é a porcentagem, em volume, do constituinte mineral  $i$  da rocha e  $V_{p,i}$  a velocidade das ondas longitudinais no mineral  $i$ .

A qualidade da rocha, em relação ao seu estado de alteração e fraturamento, pode ser avaliada pelo índice de qualidade da rocha obtido pela relação

$$IQ = \frac{V_p}{V_p^*} \times 100\% \quad (15)$$

Estudos conduzidos por Formaintraux (1976) permitiram concluir que, para rochas não fissuradas o valor de IQ é afetado pela porosidade da rocha, variando de acordo com a expressão

$$IQ = 100 - 1,6n_p \quad (16)$$

onde  $n_p$  representa a porosidade da rocha (relação entre o volume de vazios e o volume total da rocha), expressa em porcentagem.

A presença de uma pequena quantidade de fissuras conduz a uma diminuição do valor do índice de qualidade. A Figura 2.34 ilustra o gráfico com a classificação proposta por Formaintraux (1976), que permite avaliar a qualidade da rocha, em função do índice de qualidade obtido e da porosidade da rocha.

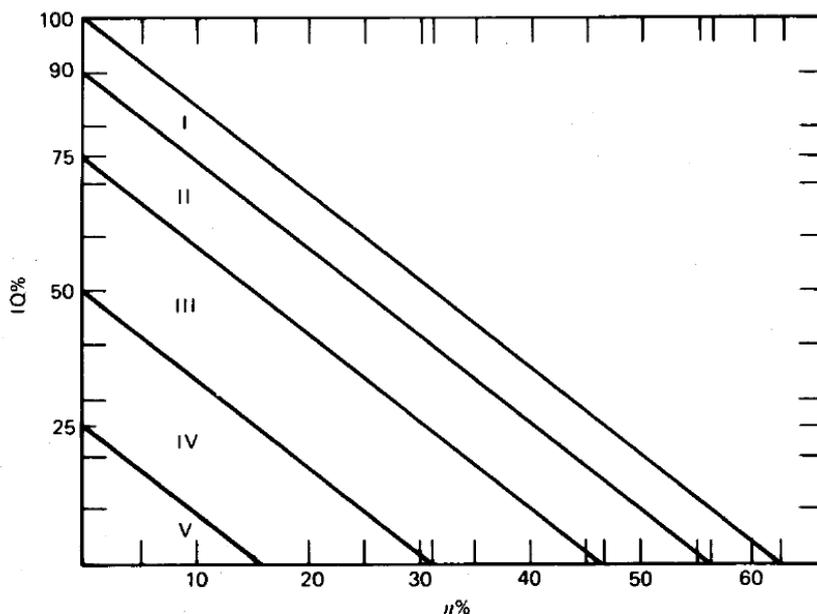


Figura 2.34 – Esquema de classificação do grau de fissuramento da rocha (Fonte: Fourmaintraux, *op. cit.*).

O gráfico com a classificação proposta por Fourmaintraux (1976) é dividido em cinco faixas, a saber:

- (I) não fissurado a levemente fissurado;
- (II) levemente a moderadamente fissurado;
- (III) moderadamente a fortemente fissurado;
- (IV) fortemente a muito fissurado;
- (V) muito a extremamente fissurado.

Do mesmo modo que o grau de fissuramento das rochas influencia nos valores das velocidades de propagação das ondas, também o fraturamento ou as descontinuidades nos maciços rochosos, principalmente se estas estiverem abertas, irão afetar as velocidades de propagação que se obtêm em ensaios realizados *in situ*.

Existem diversos métodos para realizar os cálculos das velocidades de ondas sísmicas, tanto em laboratório quanto em campo.

Em laboratório pode-se calcular a velocidade de ondas longitudinais através do método no qual um cristal piezoelétrico, quartzo ou turmalina, emissor de ondas longitudinais, é adaptado a uma extremidade do corpo de prova cilíndrico. Na face oposta é adaptado o cristal piezoelétrico receptor de vibrações. O tempo gasto para o percurso é determinado pela diferença de fase

em um osciloscópio. A velocidade de propagação longitudinal ( $V_l$ ) é calculada por

$$V_l = \frac{L}{t} \quad (17)$$

onde L é o comprimento do corpo de prova e t é o tempo de percurso da onda (medido).

A Figura 2.35 ilustra equipamento de velocidade de propagação de onda longitudinal em rochas comumente empregado.

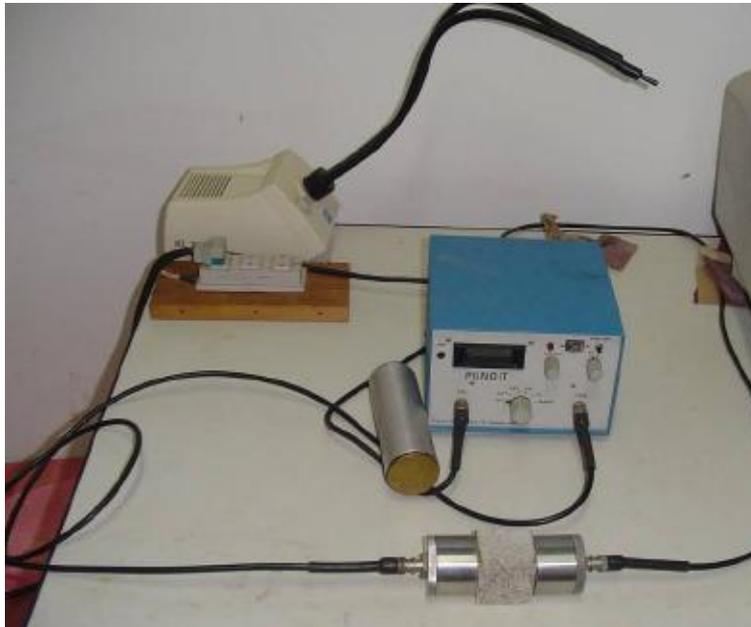


Figura 2.35 – Equipamento para ensaio de propagação de ondas longitudinais (Fonte: Frascá, 1999).

Um outro método para o cálculo de velocidades sísmicas em laboratório é através do sistema NER *Autolab*, operado manualmente, no qual um arranjo de transdutores ultrassônicos  $PS^2$ , sob pressão confinante (pressão hidrostática), mede a velocidade de ondas longitudinais e duas velocidades de ondas transversais, perpendiculares entre si. A Figura 2.36 ilustra o equipamento NER *Autolab* modelo 500, onde a pressão confinante pode chegar até a 10.000psi (68.948kPa). O ensaio pode ser realizado em corpos de prova com diâmetros de até 1,5" (38,1mm).

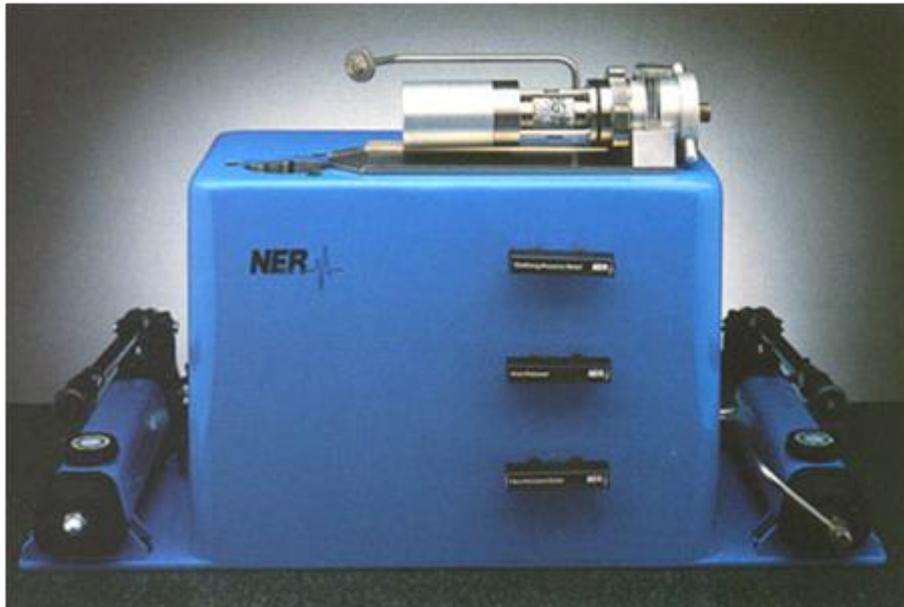


Figura 2.36 – Equipamento Autolab 500 (Fonte:www.vindum.com/AutoLab 500.html).

Em campo existem várias técnicas sísmicas para calcular as velocidades de propagação das ondas longitudinais e transversais em rochas e solos. Os principais métodos são o *cross hole* e a sísmica de refração.

O método *cross hole* consiste em captar em um furo de sondagem ondas geradas em um outro furo, como mostra a figura 2.37. O procedimento de campo é desenvolvido de maneira que a fonte geradora de ondas sísmicas e o receptor (geofone) fiquem na mesma camada ou região de interesse.

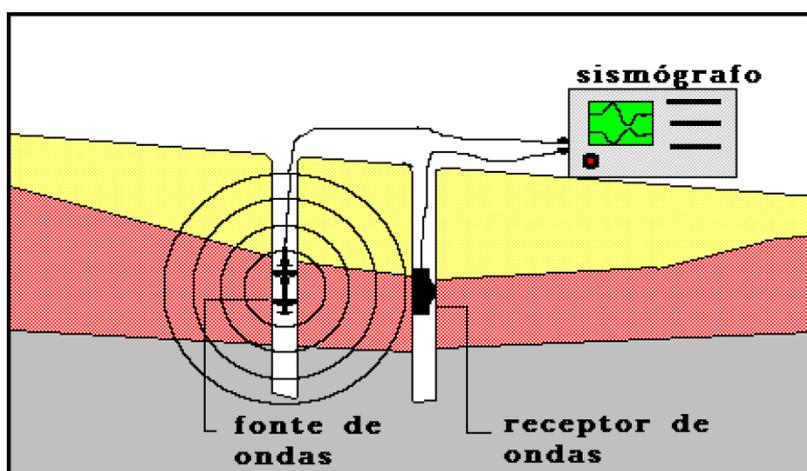


Figura 2.37 – Princípio método *cross hole* (Fonte: Dourado, 2001).

A técnica da sismica de refração tem por objetivo detectar em superfície as ondas sísmicas refratadas em profundidade, e desta maneira determinar as velocidades de propagação de ondas bem como as espessuras dos estratos em subsuperfície.

## Esclerometria

A resistência à compressão simples pode ser determinada indiretamente através da correlação com a dureza da rocha. Este procedimento é geralmente utilizado através do emprego do ensaio de esclerometria.

Este procedimento é empregado em diversos materiais (e.g., concreto, metais). Na mecânica de rochas, ele tem sido empregado desde o início da década de 60, principalmente para estimar a resistência à compressão simples e o módulo de Young ( $E_t$ ). O martelo de Schmidt usualmente utilizado na área de mecânica de rochas é o do tipo L, visto na Figura 2.38, que apresenta uma energia de impacto igual a 0,735Nm.

O ensaio consiste na medição da dureza da rocha ao disparo do êmbolo cilíndrico do esclerômetro (martelo de Schmidt). A resistência à compressão simples da rocha é determinada através da correlação entre a dureza medida e a sua densidade empregando o ábaco ilustrado na Figura 2.39.



Figura 2.38 – Martelo de Schmidt digital do tipo L da marca Proceq (Fonte: [www.proceq.com](http://www.proceq.com)).

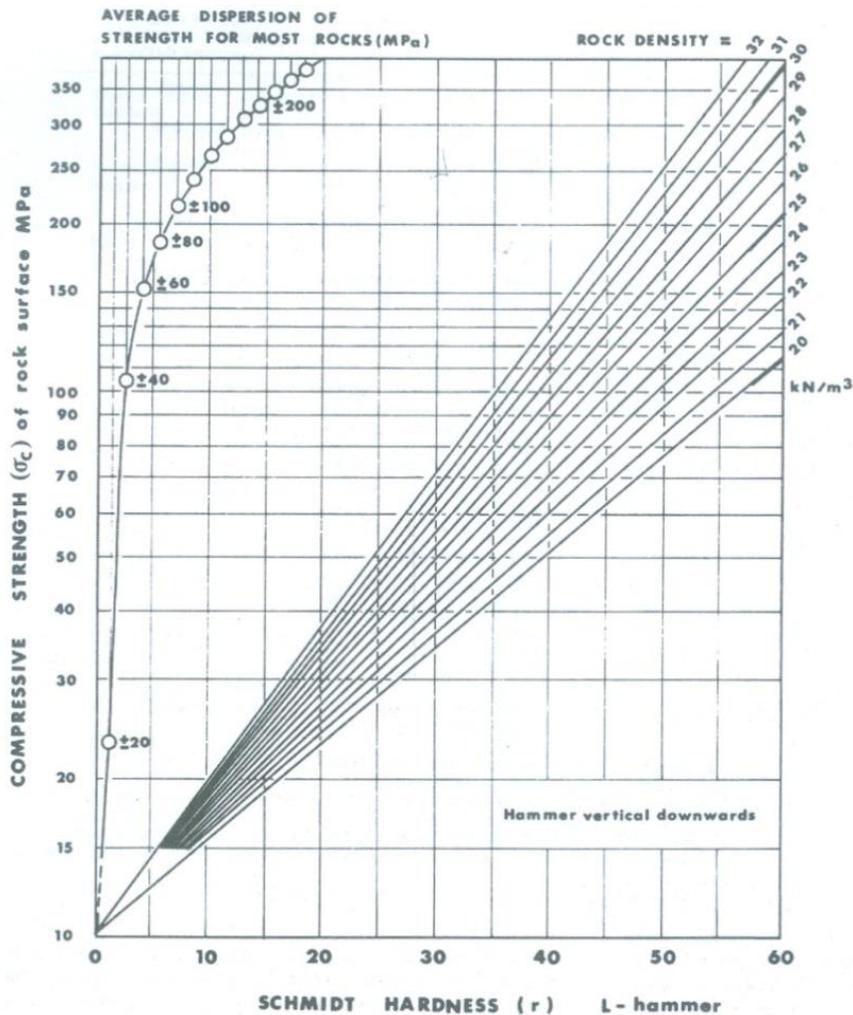


Figura 2.39 – Gráfico de correlação do martelo de Schmidt do tipo L (Fonte: Barton, *et. al.*, 1978).

Geralmente, os ensaios de esclerometria são realizados em materiais rochosos quando:

- (1) Não há a possibilidade de obtenção de corpos de prova para a realização do ensaio de compressão simples, e
- (2) Antes da realização dos ensaios de compressão simples nos corpos de prova, com o objetivo de correlacionar os resultados obtidos.

Segundo Aydin & Basu (2005), há uma série de fatores que influenciam a consistência e a confiabilidade dos resultados do ensaio de esclerometria, tais quais: o tipo de martelo utilizado, a normalização dos valores do índice esclerométrico, as dimensões dos corpos de prova, a superfície da amostra

(grau de lisura), a anisotropia do material, o grau de intemperismo e a umidade da rocha.

### 2.6.5.1. Ensaio de abrasividade

O desempenho das brocas no decorrer da perfuração em uma formação rochosa é avaliado através de ensaios de abrasividade. Os mais comuns são o ensaio de abrasividade *Cerchar* e o *Scratch Test*.

#### Ensaio de abrasividade Cerchar

O ensaio de abrasividade Cerchar (*Centre d'Etudes et Recherches des Charbonnages de France*) foi desenvolvido pelo centro de pesquisas Cerchar, na França, em meados da década de 70 (West, 1992).

Atualmente, há dois tipos de equipamentos para a realização do ensaio de Cerchar. O equipamento original, denominado aparato Cerchar e o equipamento proposto por West (1989), denominado aparato West. A Figura 2.40 mostra os equipamentos utilizados para a realização do ensaio.

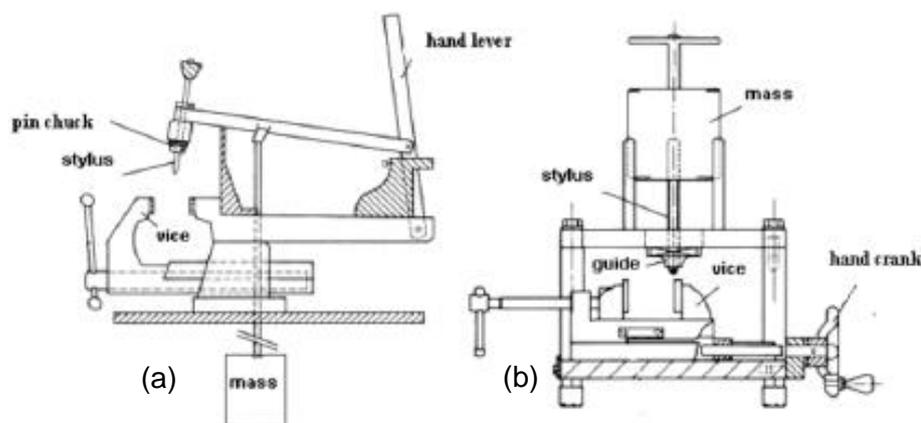


Figura 2.40 – Ilustração dos dois tipos de equipamento Cerchar existentes. (a) Equipamento Original Cerchar. (b) Equipamento West. (Fonte: ASTM D7625-10).

A principal diferença entre os dois equipamentos é a baixa velocidade do equipamento de West, levando aproximadamente 10 segundos para realizar um risco de 10mm, enquanto o equipamento Cerchar leva 1 segundo para realizar o mesmo risco.

O ensaio consiste fundamentalmente no corte de 10mm de extensão em um corpo de prova rochoso com uma ponteira metálica, fabricada em aço especial e com uma dureza e dimensões específicas, sob uma carga de 70N. Ao final do ensaio é verificado o desgaste da ponteira.

O resultado do ensaio, expresso sob o índice CAI (*Cerchar Abrasiveness Index*), corresponde à medida do diâmetro da área plana da ponta metálica (em décimos de milímetros), oriundas do desgaste. O Índice de Abrasividade Cerchar (CAI) é calculado a partir do valor médio de 2 a 5 ensaios individuais realizados.

A metodologia de análise do desgaste da ponteira é realizado através do microscópio óptico de luz refletida, ilustrada na Figura 2.41. A norma do ensaio ASTM D7625 recomenda para a avaliação do desgaste da ponteira uma lente ocular com 50 vezes de aumento. O erro deste método é de aproximadamente 0,02mm (=0,2 CAI).



Figura 2.41 – Microscópio óptico utilizado na análise do desgaste da ponteira recomendada pela norma ASTM D7625-10 (Fonte: ASTM D7625-10).

A Figura 2.42 mostra as possíveis formas abrasivas encontradas nas extremidades da ponteira após a realização do ensaio e com o uso do microscópio óptico.

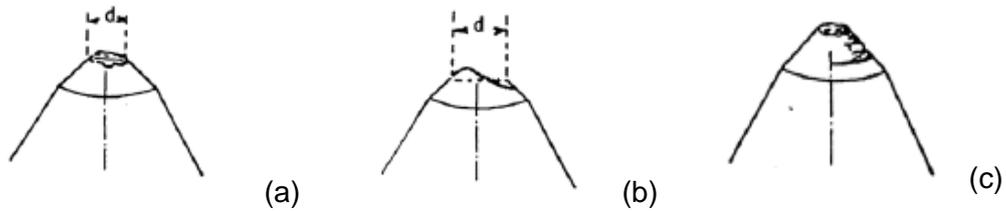


Figura 2.42 – Esboço das formas abrasivas das extremidades da ponteira após o ensaio sob a utilização do microscópio. (a) desgaste normal ( $d= 0,1\text{mm}$  ,  $\text{CAI}=1$ ). (b) desgaste assimétrico (medidas ainda são possíveis de serem realizadas a partir da média de duas medidas perpendiculares entre si). (c) Superfície muito rugosa. Medições do desgaste da ponteira não são consideradas. A repetição do ensaio é mais adequada (Fonte: ASTM D7625-10).

Quando os ensaios Cerchar são realizados em rochas muito heterogêneas ou com granulometria bastante grosseira, o desgaste da ponteira pode não ser tão assimétrico para uma simples leitura do diâmetro plano do desgaste. Em tais casos, realizam-se duas medidas (perpendiculares entre si) e a média dos valores pode ser usada para interpretações posteriores. (Figura 2.41b).

Plinninger *et al.* (2003) realizaram o ensaio Cerchar em 109 tipos diferentes de rochas com o objetivo de reconhecer os principais fatores que influenciam os resultados do ensaio. A Figura 2.43 mostra os resultados compilados pelos autores, que incluíram os resultados obtidos por Käsling (2000), Plinninger *et al.* (2002) e Buchi *et al.* (1995), para os diferentes tipos de rocha estudados. Nota-se uma ampla variabilidade dos resultados de CAI (0,3 – 5,6).

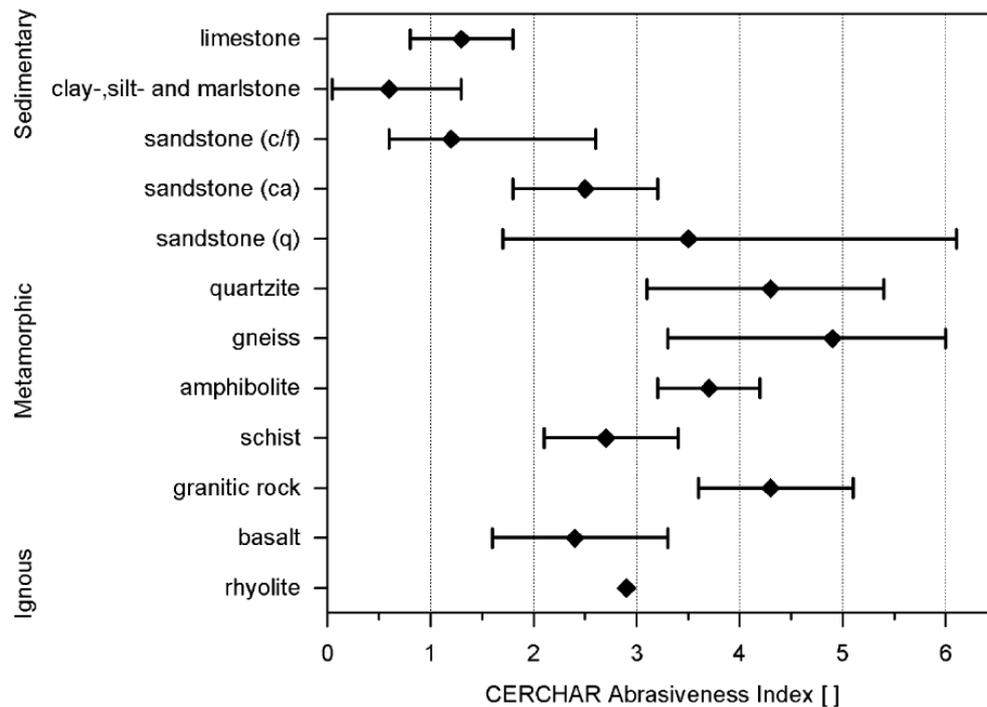


Figura 2. 43 – Compilação de valores típicos de CAI para alguns tipos de rochas (Fonte: Plinninger *et al*, 2003).

Alguns parâmetros influenciam os valores do índice de abrasividade Cerchar (CAI), a saber:

- Mudanças nas propriedades mecânicas da ponteira. Plinninger *et al* (2003) sugerem a utilização da ponteira de aço 115CrV4 que é endurecida a 55 HRC para a realização do ensaio de forma adequada. Há a necessidade de se cercar de cuidados quando as ponteiras forem afiadas para utilização em novos ensaios, pois as altas temperaturas podem influenciar na dureza do aço, modificando o material.
- Condições de superfície da amostra de rocha. Diversos estudos comprovaram que em amostras de rochas com a superfície rugosa os valores de CAI são 0,5 mais elevados do que em amostras com a superfície polida.
- Comprimento do risco. Recomenda-se que o ensaio seja realizado com o risco de 10mm de comprimento. Al-Ameen & Waller (1994) observaram em seus estudos que aproximadamente 70% do desgaste da ponteira ocorre durante o primeiro milímetro do

comprimento do ensaio. Os autores também observaram que 85% do índice de abrasividade Cerchar (CAI) é alcançado ao final de dois milímetros de comprimento, e apenas 15% de mudanças no CAI ocorrem nos últimos oito milímetros de comprimento do risco realizado no ensaio. De acordo com estes resultados, o comprimento do ensaio deveria ser estendido para 5–10 cm, objetivando o maior desgaste possível da ponteira durante a realização do ensaio.

- Número de ensaios. Cerchar (1986) considerou suficiente a realização de 2 a 3 ensaios em rochas homogêneas ou com granulometria fina e sugeriu a realização de 5 ou mais ensaios em amostras de rocha heterogênea ou em rochas que possuem grãos maiores que 1mm. Plinninger *et al.*, (2003) propuseram a realização de pelo menos 5 ensaios nas amostras de rochas para a obtenção de um melhor valor médio de CAI.
- Quantidade de minerais abrasivos (quartzo) na rocha. West (1989) identificou o conteúdo de quartzo na amostra como o principal fator que influencia o CAI, mas ressaltou que a quantidade de quartzo sozinha não é adequada para interpretar os valores de CAI.
- Deformabilidade da rocha (módulo de Young). Plinninger *et al.* (*op. cit.*) demonstraram em suas pesquisas que o produto do módulo de Young com a quantidade de minerais abrasivos foi o parâmetro mais adequado que influencia os valores de CAI.

A partir do trabalho de West (1989), o ensaio de Cerchar tem sido amplamente utilizado para a definição de equipamentos que realizarão escavações subterrâneas.

## Scratch Test

O ensaio *Scratch test* consiste na determinação do esforço necessário a realização de um corte de pequena profundidade, variando entre 0,1mm a 1mm, em amostras de materiais rochosos.

O equipamento consiste em um pórtico metálico, visto na Figura 2.44, dotado de um motor elétrico acoplado a um cortador (*cutter*) que permite, a uma velocidade constante variando entre 0,1mm/s a 5 mm/s, a realização de um corte em um corpo de prova. O esforço necessário para a realização do corte é medido por uma célula de carga.

A célula de carga é montada na caixa de carregamento e são medidas as forças horizontais (na direção do corte) e as verticais (normais à superfície de corte) numa faixa de 10 N a 4000 N. O ensaio é controlado por um computador permitindo a variação da velocidade de corte, a aquisição automática dos dados e análise dos dados em tempo real. A célula de carga do equipamento apresenta uma alta resolução, que permite detectar mudanças texturais e heterogeneidades dos corpos de prova no decorrer do ensaio.

O equipamento emprega dois tipos de cortadores (*cutters*). Segundo Detournay *et. al.* (1995), os cortadores do tipo *sharp* oferecem uma superfície de contato com a rocha (superfície de corte), perpendicular à direção do corte. Este tipo de cortador simula uma broca PDC (*Polycrystalline Diamond Cutter*). Já os cortadores do tipo *blunt* possuem uma superfície de desgaste, que se movem paralelamente em direção ao corte contra o fundo da ranhura, oriundo do corte. Os ensaios de Scratch test realizados com os cortadores do tipo *blunt* oferecem a possibilidade do cálculo do ângulo de atrito interno das rochas. (Detournay *et. al., op. cit.*).

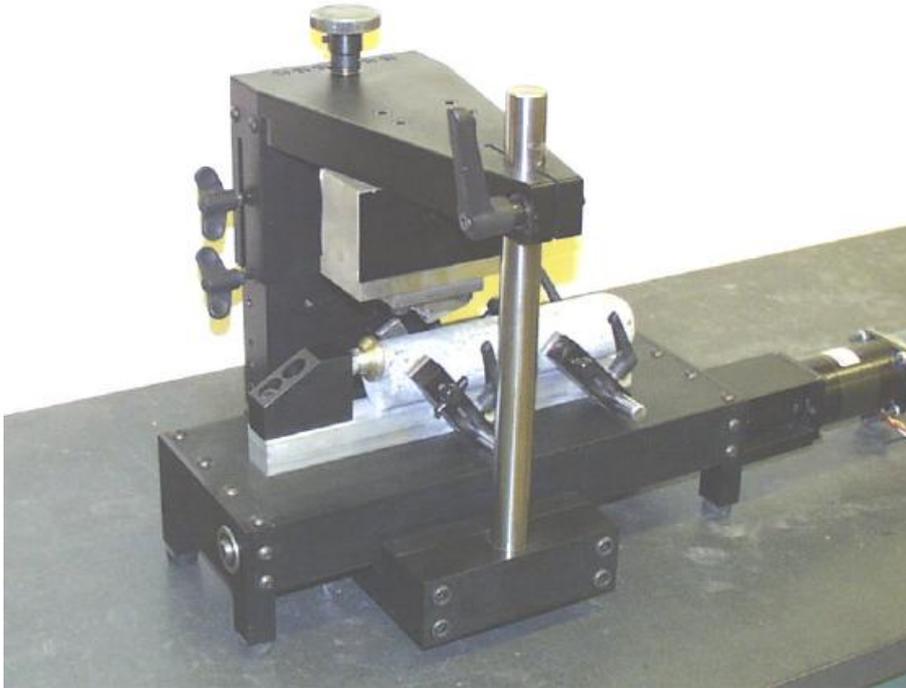


Figura 2.44 – Equipamento de Scratch da marca TerraTek TSI™ (Fonte: Suárez-Rivera, *et al.*,2002).

Nos ensaios de *Scratch test* realizados com cortadores do tipo *sharp*, a força responsável pela abertura da saliência no corpo de prova é a força de corte ( $F^c$ ). A Figura 2.45 apresenta o diagrama de forças nesta configuração de ensaio.

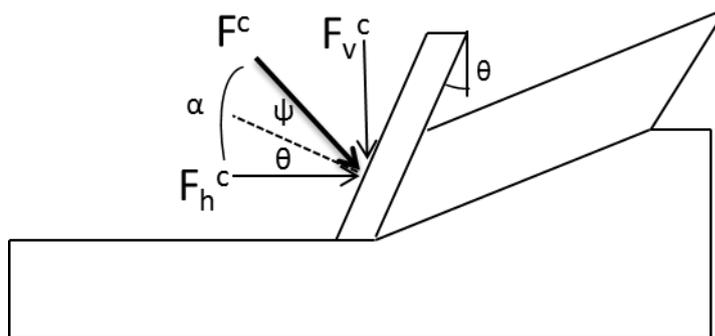


Figura 2.45 – Forças atuantes no ensaio de scratch test utilizando cortadores do tipo sharp (Fonte: modificado de Suárez-Rivera *et. al.*,2002).

Já nos ensaio que utilizam cortadores do tipo *blunt* a saliência é oriunda do esforço conjunto da força de corte ( $F^c$ ) e da força friccional ( $F^f$ ), como mostra o diagrama esquemático da Figura 2.46.

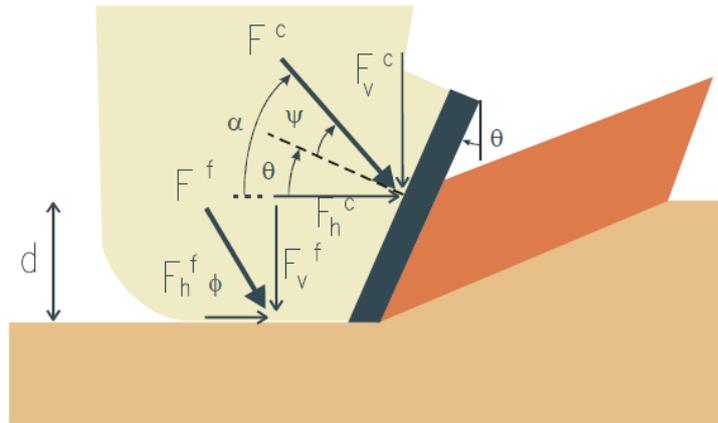


Figura 2.46 – Forças atuantes no ensaio de scratch test utilizando cortadores do tipo blunt (Fonte: Suárez-Rivera *et al.*,2002).

Alguns parâmetros podem ser obtidos através das forças atuantes no ensaio de *Scratch test*. Os principais parâmetros são descritos a seguir:

(1) Energia específica intrínseca ( $\epsilon_0$ ): Este parâmetro representa a energia necessária para cortar uma unidade de volume de rocha e é calculada através de:

$$\epsilon_0 = \frac{F_h}{w \times d} \quad (18)$$

onde  $F_h$  é a componente horizontal da força que atua no corte,  $w$  é a largura do corte e  $d$  é a profundidade do corte.

A energia específica intrínseca é considerada uma característica da rocha e, portanto representa uma propriedade da rocha que está diretamente ligada à resistência à compressão simples (UCS). Este parâmetro também é utilizado como um indicador da heterogeneidade da rocha e pode ser explícito na forma de gráficos de energia específica intrínseca *versus* comprimento do risco, como o ilustrado na Figura 2.47, e gráficos de energia específica intrínseca *versus* resistência à compressão simples (UCS), como o ilustrado na Figura 2.48.

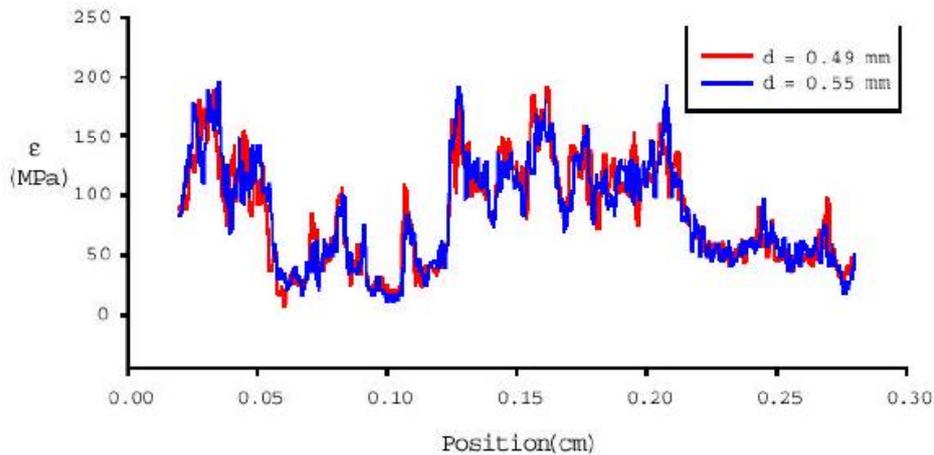


Figura 2.47 – Gráfico de energia específica intrínseca ( $\epsilon$ ) versus comprimento do risco (Fonte: Suárez-Rivera, *et. al.*,2002).

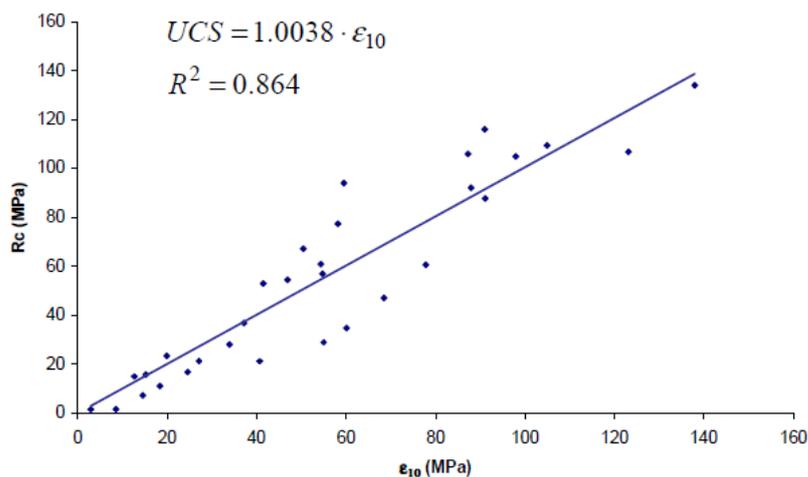


Figura 2.48 – Correlação entre a energia específica intrínseca e a resistência à compressão simples (UCS). (Fonte: Suárez-Rivera, *et. al.*,op. cit.).

De acordo com Suárez-Rivera *et. al.* (2002) a inclinação e largura do cortador influenciam o valor da energia específica intrínseca, além de influenciar a resistência da rocha.

Suárez-Rivera *et. al.* demonstraram que a energia específica intrínseca versus UCS é razoavelmente bem definida e apresentam uma correlação linear quando os valores de UCS variam numa faixa de 10 a 120 MPa.

(2) Energia específica (E): é a energia total necessária para cortar uma unidade de volume de rocha. Este parâmetro é calculado através da seguinte fórmula:

$$E = \frac{F_s}{w \times d} \quad (19)$$

onde  $F_s$  é o somatório das componentes horizontais das forças atuantes no corte e na superfície plana de desgaste (força friccional),  $w$  é a largura do corte de prova e  $d$  é a profundidade do corte.

A energia específica não pode ser confundida com a energia específica intrínseca. No cálculo da energia específica considera-se a dissipação do contato friccional entre a superfície de desgaste e a rocha, enquanto que no cálculo da energia específica intrínseca utiliza-se apenas a força que atua no corte da rocha.

Quando o *scratch test* é realizado com cortadores do tipo *sharp*, a energia específica será igual a energia específica intrínseca ( $E=\epsilon$ ).

Este parâmetro é influenciado pelo desgaste do cortador e pela profundidade do corte  $d$ .

(3) Coeficiente  $\zeta$  : é definido como sendo a razão entre a força normal e a força horizontal que atuam no corte. Este coeficiente caracteriza a inclinação  $\alpha$  da força que atua no corte em relação à direção horizontal (Figuras 2.45 e 2.46) e é expresso da seguinte forma:

$$\zeta = \tan \alpha \quad (20)$$

O coeficiente  $\zeta$  é dependente do corte da rocha. Cortadores do tipo PDC, que apresentam inclinação entre  $15^\circ$  e  $20^\circ$  possuem o coeficiente  $\zeta$  variando entre 0,7 e 0,9 (Richard *et al.*, 1998).

(4) Resistência ao corte (S): É a resistência da rocha ao corte realizado no decorrer do ensaio. Este parâmetro é obtido através da seguinte expressão:

$$S = \frac{F_N}{w \cdot d} \quad (21)$$

onde  $F_N$  é o somatório das componentes normais das forças atuantes no corte e na superfície plana de desgaste (força friccional),  $w$  é a largura do corte de prova e  $d$  é a profundidade do corte.

Durante a realização do corte na amostra de rocha, diferentes mecanismos de ruptura podem ocorrer, dependendo da profundidade do corte (d). Os principais mecanismos de ruptura são:

- Modo dúctil associado às pequenas profundidades de corte;
- Modo frágil associado a propagação de fraturas. Para que ocorra este modo há a necessidade de uma profundidade de corte acima do limite definido.

No modo dúctil, o mecanismo de ruptura é induzido pela ferramenta de corte. A rocha é intensamente cisalhada e esmagada.

No modo frágil, fraturas são iniciadas pela ponteira do cortador e se propagam em direção ascendente. Quando estas fraturam chegam à superfície da amostra, uma lasca de rocha é formada e então removida pelo cortador.

Estes diferentes mecanismos de corte são refletidos na relação entre a força que atua no corte e a profundidade do corte. No regime dúctil, a força atuante no corte é proporcional à área da seção transversal do corte.

As principais vantagens do *Scratch test* são: facilidade de preparação da amostra, rapidez e simplicidade operacional nas medições das forças atuantes no ensaio e o fornecimento de perfis contínuos da resistência do material.

O *Scratch test* tem sido bastante utilizado na indústria do petróleo com as seguintes finalidades:

- Correlacionar as medições do ensaio com as medições de perfis a fim de prever as propriedades da rocha ao longo do poço perfurado;
- Avaliar o comportamento geomecânico de tensões *in situ*;
- Avaliar a estabilidade de poços;
- Indicar a lama mais adequada para perfuração e produção.

## 2.7. Correlações dos parâmetros geomecânicos da rocha

Diversos autores têm focado suas pesquisas no estudo das correlações geomecânicas das rochas e nos parâmetros que influenciam as características geomecânicas do material.

Yasar & Erdogan (2004) correlacionaram os valores do ensaio de velocidade de ondas longitudinais ( $V_p$ ) com a densidade ( $\rho$ ), a resistência à compressão simples (UCS) e o módulo de Young ( $E$ ) em rochas carbonáticas. A Figura 2.49 apresenta os bons resultados obtidos pelos autores nas correlações de  $V_p$  com UCS,  $E$  e  $\rho$ .

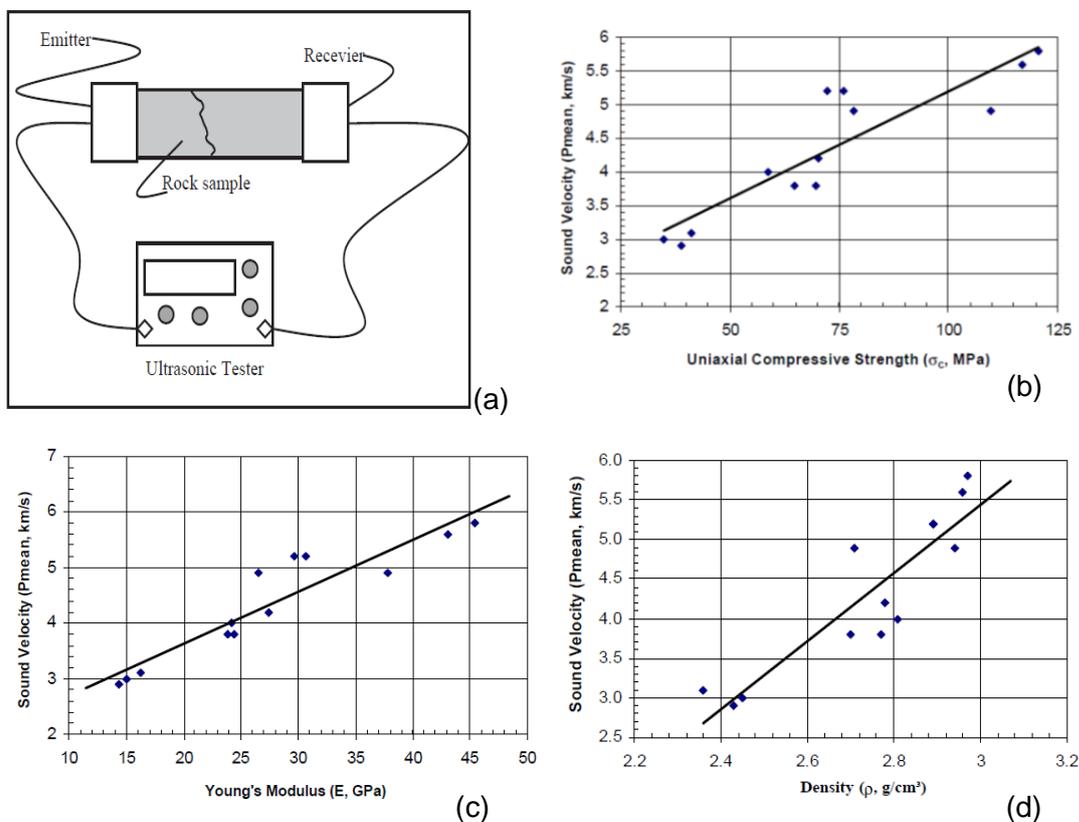


Figura 2.49 – Resultados obtidos por Yasar & Erdogan (2004). (a) Diagrama esquemático do equipamento utilizado nas medições das velocidades de ondas longitudinais ( $V_p$ ). (b) Correlação de  $V_p$  com a resistência à compressão simples. (c) Correlação de  $V_p$  com o módulo de Young. (d) Correlação de  $V_p$  com a densidade natural da rocha.

As melhores correlações foram obtidas através de regressão linear e foi observado que a velocidade de ondas aumenta com o aumento da densidade, do módulo de Young e da resistência à compressão simples. Os autores citaram os fatores que influenciam os resultados do ensaio de propagação da velocidade

de ondas: tipo de rocha, composição mineralógica, textura e estrutura da rocha, tamanho e forma dos grãos, densidade, porosidade, anisotropia, presença de água nos poros, pressão confinante, temperatura, intemperismo e zonas de alteração, planos de acamamento.

Kahraman *et al.* (2005) investigaram o efeito da porosidade na relação entre a resistência à compressão simples (UCS) e a resistência à carga pontual (Is). Nesta pesquisa os resultados dos ensaios de compressão simples em 11 tipos de rochas ígneas, 9 tipos de rochas metamórficas e 18 tipos de rochas sedimentares foram correlacionados com os resultados correspondentes aos ensaios de carga pontual e foi observado a influência da porosidade nessas correlações. Os autores concluíram que a resistência da rocha e conseqüentemente a relação entre UCS/Is é afetado pela litologia, composição mineralógica, poros, microfaturas, umidade e propriedades texturais das rochas.

Palchik (2010) estudou o comportamento mecânico de 11 tipos de rochas carbonáticas, compreendendo dolomitos, calcários e *chalk*. Estas rochas foram coletadas em diferentes regiões de Israel. No trabalho foram realizados correlações entre o módulo de elasticidade (E), a resistência à compressão simples ( $\sigma_c$ ), a densidade ( $\rho$ ) e a relação entre o módulo de elasticidade e a resistência à compressão simples, denotada pelo parâmetro  $M_r$  (módulo razão).

O autor demonstrou que em rochas carbonáticas resistentes, o módulo de elasticidade (E) se correlaciona melhor com a combinação  $\rho$ ,  $\sigma_c$  e o  $M_r$  se correlaciona melhor com a deformação axial máxima ( $\epsilon_{aMax}$ ) do que em rochas carbonáticas frágeis a resistentes.

Palchik (*op. cit.*) concluiu que o parâmetro  $M_r$  é inversamente proporcional à deformação axial máxima. A relação entre o módulo de elasticidade (E) e a resistência à compressão simples ( $\sigma_c$ ) é uma função exponencial da deformação axial máxima não apenas nas rochas carbonáticas frágeis a resistentes, mas também em rochas carbonáticas muito resistentes.

Török & Vásárhelyi (2010) estudaram a influência do *fabric* e da quantidade de água presente na rocha nos parâmetros mecânicos de dois diferentes tipos de travertinos húngaros: um com estrutura laminada e outro com estrutura maciça.

Os autores determinaram a densidade, velocidades de ondas longitudinais ( $V_p$ ), porosidade efetiva e a resistência à compressão simples em corpos de prova secos e saturados. As propriedades mecânicas e físicas das rochas foram comparadas e as relações entre os diferentes parâmetros petrofísicos foram analisados por métodos estatísticos. Foi encontrada, conforme ilustra a Figura

2.50, uma correlação linear entre a densidade e a velocidade de ondas longitudinais, tanto nas amostras saturadas quanto nas amostras secas. De acordo com análises de regressão, a resistência à compressão simples com a velocidade de ondas longitudinais, a porosidade efetiva com a velocidade de ondas longitudinais são exponencialmente correlacionáveis.

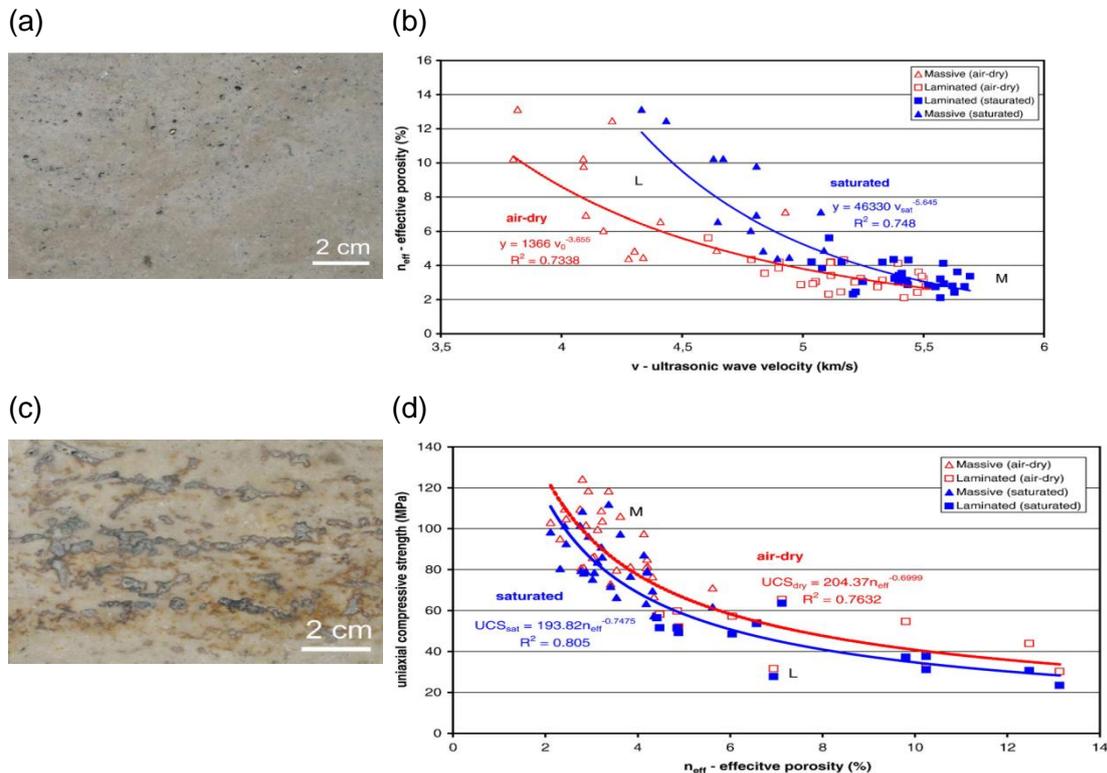


Figura 2.50 – Resultados obtidos por Török & Vásárhelyi (2010). (a) Travertino maciço utilizado na pesquisa. (b) Correlação da porosidade efetiva com a velocidade de ondas longitudinais  $V_p$  em amostras saturadas e em amostras secas. (c) Travertino laminado. (d) Correlação da resistência à compressão simples com a porosidade efetiva em amostras saturadas e em amostras secas.

Török & Vásárhelyi (2010) concluíram que o *fabric* da rocha e principalmente a porosidade têm uma influência maior na resistência e durabilidade do travertino.

Ameen *et al.* (2009) realizaram um estudo da previsão de propriedades mecânicas de carbonatos a partir de perfis à cabo. O caso de estudo dos autores foi o reservatório carbonático Arab-D que se localiza no campo petrolífero de Ghawar, na Arábia Saudita. Foram realizados ensaios triaxiais e acústicos em 400 plugs. Os resultados mostraram que os parâmetros mecânicos são influenciados principalmente pela porosidade e, em menos escala, pela

mineralogia, textura e arranjo dos poros (na ordem do impacto de maior para menor).

Os autores geraram fórmulas de correlações da porosidade com velocidade de ondas longitudinais ( $V_p$ ) e ondas transversais ( $V_s$ ), constantes estáticas e dinâmicas e ângulo de atrito interno. Estas fórmulas de correlações foram aplicadas em um poço no campo petrolífero de Ghawar, com o objetivo de derivar pseudo perfis mecânicos na escala de reservatórios. Foi concluído que a correlação da porosidade é um método representativo para obtenção de perfis mecânicos do reservatório Arab-D.

Kahraman *et al.* (2003) estudaram as propriedades principais da rocha que influenciam a taxa de penetração de brocas de perfuração à percussão. O trabalho foi realizado em 8 tipos diferentes de rochas, incluindo calcário e dolomito, coletadas em minas à céu aberto e em três rodovias na Turquia. As amostras de rocha foram coletadas no local da perfuração e foram realizados ensaio de campo e de laboratório com o objetivo de determinar os parâmetros físicos e mecânicos das rochas. A taxa de penetração da broca foi correlacionada com os parâmetros mecânicos. Os valores da resistência à compressão simples, da resistência à tração (pelo ensaio brasileiro), da resistência à carga pontual e do índice esclerométrico (martelo de Schmidt) exibiram uma forte correlação com a taxa de penetração. Já os valores da densidade natural e dos módulos elásticos exibiram uma fraca correlação com as taxas de penetração da broca. Os autores não encontraram nenhuma correlação entre a taxa de penetração e a velocidade de ondas longitudinais ( $V_p$ ).