

BAB II TEORI DASAR

II.1 SISTEM PETROLEUM

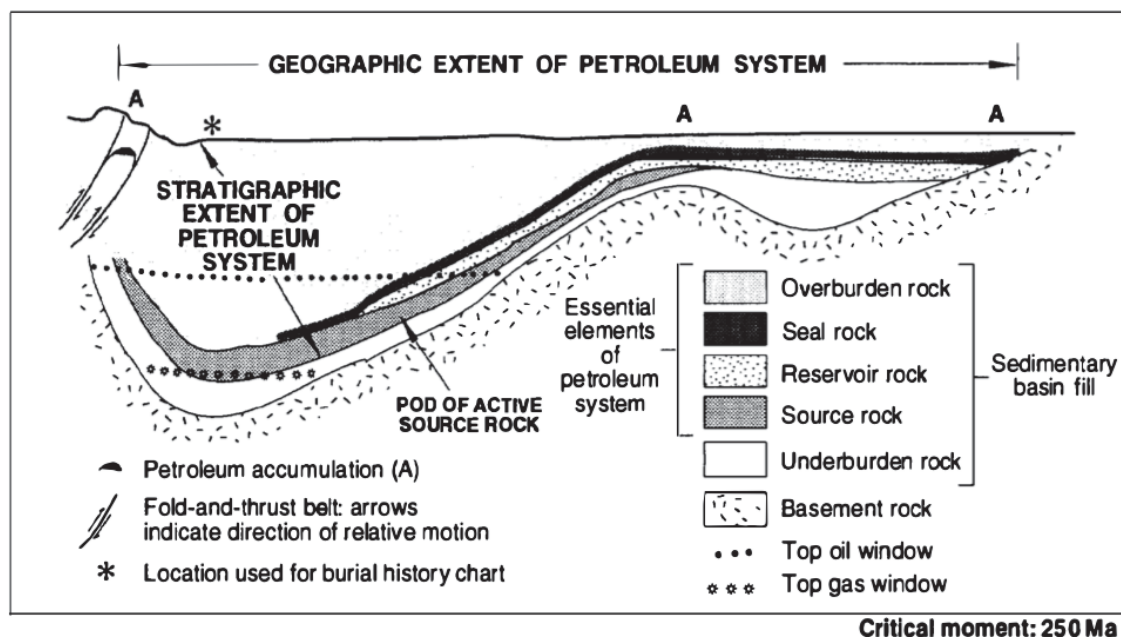
Hidrokarbon ditemukan pada suatu cekungan sedimen yang memiliki sistem petroleum yang aktif. Istilah sistem petroleum pertama kali digunakan oleh Perrodon (1980 dalam Magoon dan Dow, 1994). Perrodon (1980 dalam Magoon dan Dow, 1994) mendefinisikan sistem petroleum sebagai suatu “kolam” yang merupakan kombinasi dari batuan induk, batuan reservoir, dan batuan penutup. Demaison (1984) mendefinisikan suatu sistem petroleum sebagai *generative basin* atau cekungan yang menghasilkan hidrokarbon. Magoon dan Dow (1994) mendefinisikan sistem petroleum sebagai suatu sistem alami yang memiliki batuan induk yang aktif dan hidrokarbon terkait, dan juga termasuk elemen dan proses geologi yang penting untuk keberadaan akumulasi hidrokarbon. Dari beberapa definisi tersebut, maka terdapat beberapa poin penting tentang keberadaan sistem petroleum, yaitu:

1. Keberadaan batuan induk yang aktif;
2. Keberadaan elemen geologi;
3. Keberadaan proses geologi.

Keberadaan batuan induk menjadi sangat krusial dalam suatu sistem petroleum. Istilah cekungan generatif dan dapur hidrokarbon (Demaison, 1994) mengindikasikan bahwa keberadaan batuan induk aktif menjadi penting untuk adanya akumulasi hidrokarbon pada suatu cekungan (**Gambar II.1**). Selanjutnya, suatu sistem petroleum diklasifikasikan oleh Demaison dan Huizinga (1994) secara genetik menjadi tiga, yaitu:

1. Ekspulsi atau *hydrocarbon charge*;
2. Migrasi;
3. Pemerangkapan atau *entrapment*.

Istilah dari ketiga subsistem ini berkembang menjadi dua subsistem besar yaitu, subsistem generatif dan subsistem migrasi dan pemerangkapan. Subsistem ini memiliki elemen dan proses masing-masing. Elemen yang berada pada subsistem generatif adalah batuan induk dan proses yang terjadi adalah proses pematangan dan migrasi primer. Elemen pada subsistem migrasi adalah hidrokarbon yang bermigrasi, batuan pembawa, dan batuan penutup dengan proses yang terjadi adalah migrasi sekunder. Elemen pada subsistem pada subsistem pemerangkapan adalah reservoir, batuan penutup, dan perangkap. Proses yang terjadi pada subsistem ini adalah proses pemerangkapan serta preservasi hidrokarbon yang terperangkap (Magoon dan Dow, 1994).



Gambar II.1 Sistem petroleum aktif ditandai dengan adanya batuan induk yang aktif dan elemen geologi lainnya yang menyebabkan adanya akumulasi hidrokarbon dalam suatu cekungan (Magoon dan Dow, 1994).

II.2 BATUAN INDUK

Batuan induk merupakan salah satu komponen penting dalam sistem petroleum. Istilah batuan induk biasanya digunakan untuk mendeskripsikan batuan sedimen dengan ukuran butir sangat halus karena ukuran butir yang halus dapat mengawetkan material organik di dalam sedimen sehingga material tersebut tidak dihancurkan oleh bakteri (Waples, 1985). Butiran halus cenderung membuat permeabilitas batuan menjadi kecil sehingga bakteri dan udara sulit masuk ke dalam batuan sehingga material organik akan terawetkan secara sempurna (Waples, 1985). Penumpukan sedimen di atasnya akan menyebabkan kondisi *overburden* sehingga terjadi peningkatan temperatur pada bagian yang berada di bawahnya. Peningkatan temperatur akan menyebabkan adanya pematangan material organik sehingga hidrokarbon dapat terbentuk dan terekspulsikan (**Gambar II.2**; Tissot dan Welte, 1984). Namun, penggunaan definisi tersebut masih kurang cocok untuk digunakan sehingga Waples (1985) mendefinisikan batuan induk menjadi tiga definisi untuk membedakannya yaitu:

1. Batuan induk efektif (*effective source rock*)

Semua batuan sedimen yang telah menghasilkan dan mengeluarkan hidrokarbon.

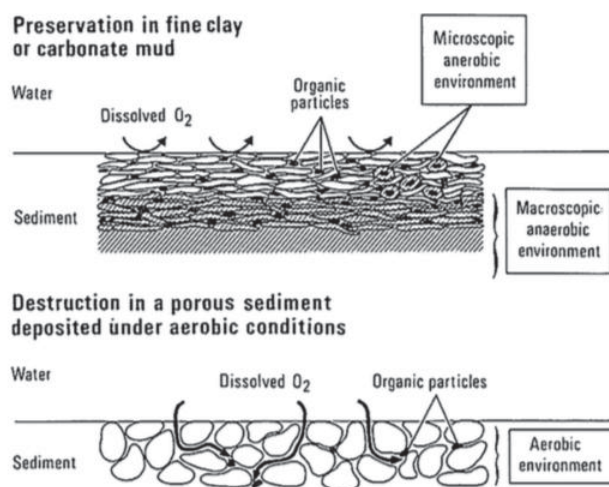
2. Mungkin batuan induk (*possible source rock*)

Semua batuan sedimen yang belum dievaluasi kekayaan dan kematangannya namun memiliki kemungkinan untuk menghasilkan dan mengeluarkan hidrokarbon.

3. Batuan induk potensial (*potential source rock*)

Semua batuan sedimen yang telah dievaluasi dan memiliki kekayaan yang bagus namun belum matang sehingga batuan ini berpotensi untuk menjadi batuan induk.

Namun begitu, batuan induk merupakan batuan sedimen yang mengandung material organik. Material organik ini nantinya dibedakan menjadi kerogen dan bitumen. Kerogen adalah suatu material organik yang tidak larut dalam pelarut organik (Waples, 1985; Dembicki, 2017). Kerogen ini berasal dari pemecahan dan diagenesis dari komponen tumbuhan, hewan, dan bakteri yang terendapkan oleh proses sedimentasi (Waples, 1985; Peters dan Cassa, 1994; Dembicki, 2017). Bitumen merupakan material organik yang larut dalam pelarut organik (Waples, 1985; Peters dan Cassa, 1994). Bitumen bisa berasal dari proses pengendapan dan kemudian terpreservasi, namun bisa berasal dari produk pembentukan hidrokarbon (Dembicki, 2017). Dalam, batuan dengan butiran yang lebih kasar, bitumen disetarakan dengan residu minyak mentah, tar, dan aspal yang tersebar diantara butiran sedimen (Dembicki, 2017).



Gambar II.2 Preservasi material organik yang lebih baik terjadi pada batuan yang berbutir halus ketimbang batuan yang berbutir kasar (Tissot dan Welte, 1984).

II.3 EVALUASI BATUAN INDUK

Dalam eksplorasi geokimia, eksplorasi difokuskan pertama kali untuk mengetahui keberadaan batuan induk efektif. Hal ini disebabkan karena keberadaan elemen ini sangat

penting untuk adanya akumulasi hidrokarbon pada suatu cekungan. Beberapa aspek yang perlu dievaluasi dalam eksplorasi geokimia batuan induk adalah:

1. Kuantitas material organik (kekayaan) dalam batuan induk;
2. Tipe material organik;
3. Tingkat kematangan batuan induk;

Integrasi dari ketiga aspek ini akan menentukan apakah batuan induk merupakan batuan induk efektif atau potensial. Aspek-aspek ini dianalisis dengan analisis geokimia sebagai berikut.

II.3.1 Kuantitas Material Organik

Kuantitas material organik menggambarkan jumlah material organik yang terkandung dalam batuan induk. Kuantitas material organik dinyatakan oleh karbon organik total atau *total organic carbon* (TOC) dalam persen berat dalam sampel batuan yang dikeringkan. Klasifikasi kuantitas material organik menggunakan klasifikasi oleh Peters dan Cassa (1994) yang memberikan lima parameter kekayaan material organik dalam batuan induk yang disajikan pada **Tabel II.1**.

Tabel II.1 Parameter kuantitas material organik berdasarkan TOC menurut Peters dan Cassa (1994)

Parameter kuantitas material organik	TOC (%)
Miskin (<i>poor</i>)	< 0,5
Cukup (<i>fair</i>)	0,5 - 1
Baik (<i>good</i>)	1 - 2
<i>Sangat baik (very good)</i>	2 - 4
Sempurna (<i>excellent</i>)	> 4

Tabel II.2 Parameter kuantitas material organik berdasarkan nilai S2 menurut Dembicki (2009)

Parameter kuantitas material organik	S2
Miskin (<i>poor</i>)	<2,5
Cukup (<i>fair</i>)	2,5-5
Baik (<i>good</i>)	5-10
<i>Sangat baik (very good)</i>	10
Sempurna (<i>excellent</i>)	>20

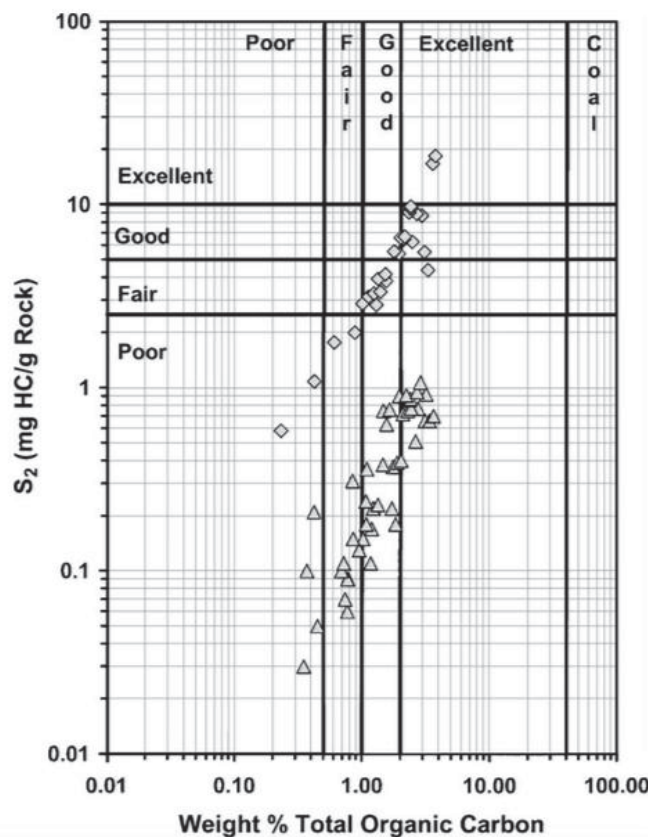
Batuan induk miskin memiliki TOC di bawah 0,5%. Batuan induk dengan komposisi tersebut masih dapat menghasilkan hidrokarbon namun hidrokarbon tersebut tidak akan terekspulsikan dari batuan induk (Momper, 1978; Peters dan Cassa, 1994). Batuan induk yang memiliki TOC 0,5-1% cukup berpotensi untuk menghasilkan hidrokarbon dan hanya mengekspulsikan hidrokarbon dalam jumlah yang sedikit. Batuan induk yang memiliki TOC 1-2% dapat menghasilkan dan mengekspulsikan hidrokarbon dalam jumlah yang ekonomis (Peters dan Cassa, 1994). Semakin besar kandungan TOC, batuan induk akan semakin efektif dalam mengekspulsikan hidrokarbon (Momper, 1978).

Walaupun begitu, TOC yang tinggi tidak selalu menunjukkan bahwa batuan induk tersebut dapat menghasilkan hidrokarbon (Peters dan Cassa, 1994; Dembicki, 2017). Grafit atau karbon mati dapat menaikkan nilai TOC karena sama-sama ikut terbakar dalam analisis TOC, namun material ini tidak dapat menghasilkan hidrokarbon (Peters dan Cassa, 1994). Hal ini menyebabkan parameter lain juga perlu diperhatikan seperti nilai S₂ dari analisis Rock-Eval (**Tabel II.2**; Dembicki, 2017). Dasar dari penggunaan parameter S₂ berasal dari pemikiran bahwa material organik dapat menghasilkan hidrokarbon jika karbon tersebut berasosiasi dengan hidrogen.

Semakin banyak hidrogen yang terikat dengan karbon, maka semakin banyak hidrokarbon yang dihasilkan oleh material organik (Dembicki, 2009; Dembicki, 2017). Jumlah hidrogen yang terikat pada material organik dapat direpresentasikan dengan nilai S₂ (Espitalie, 1986). *Crossplot* antara S₂ dengan TOC perlu dilakukan untuk Sebagai tambahan, analisis kuantitas material organik perlu dilakukan secara hati-hati pada batuan yang terlewat matang (**Gambar II.3**; Dembicki, 2009). Hal ini karena nilai TOC dan S₂ yang berkurang seiring dengan bertambahnya tingkat kematangan batuan induk (Dembicki, 2017) yang berujung pada batuan induk yang memiliki kuantitas material organik yang miskin.

II.3.2 Tipe Material Organik

Tipe material organik bergantung pada jenis maseral yang ada dalam batuan induk. Jenis maseral dikontrol oleh lingkungan pengendapan. Ketika terjadi proses pengendapan, material organik harus terendapkan pada daerah yang relatif reduktif agar material organik terpreservasi dengan baik dalam batuan (Waples, 1985).



Gambar II.3 Plot silang antara S_2 dan TOC untuk memvalidasi kuantitas material organik dalam suatu batuan induk.

Pada saat proses diagenesis, material organik akan terubahkan menjadi geopolimer, seperti asam fulvat, asam humat, dan humin. Geopolimer ini merupakan awal mula terbentuknya kerogen pada batuan (Waples, 1985). Kerogen kemudian akan mulai mengalami katagenesis, penguraian termal, menghasilkan hidrokarbon (Peters dan Cassa, 1994). Temperatur dan waktu yang paling berperan penting dalam proses katagenesis ini. Seiring bertambahnya penimbunan di atas batuan induk, temperatur juga akan semakin meningkat yang jika sudah terlalu tinggi dapat menghilangkan kerogen. Tahap ini disebut tahap metagenesis yang ditandai dengan berubahnya kerogen menjadi grafit.

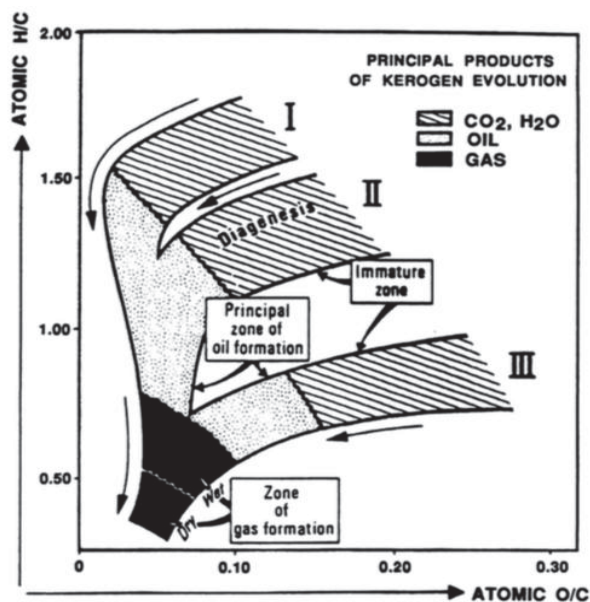
Setiap material organik akan memiliki kecenderungan yang berbeda-beda dalam menghasilkan hidrokarbon, entah minyak, gas, ataupun minyak dan gas. Secara garis besar, terdapat 4 kelompok besar jenis kerogen dengan kecenderungan masing-masing dalam menghasilkan hidrokarbon. Hal ini dapat dilihat pada **Tabel II.3** yang memperlihatkan jenis kerogen, penyusun utamanya, dan produk hidrokarbon yang akan dihasilkan.

Tabel II.3 Tipe kerogen dan maseral penyusunnya, serta potensinya dalam menghasilkan hidrokarbon (modifikasi dari Waples, 1985).

Jenis Maseral	Tipe Kerogen	Asal Material Organik	Potensi Hidrokarbon
Alginit	I	Alga air tawar	Minyak
Eksinit	II	Polen, spora	Minyak/kondensat
Kutinit	II	Lapisan kutikula tumbuhan darat	Minyak/kondensat
Resinit	II	Resin tumbuhan darat	Minyak/kondensat
Liptinit	II	Lemak tumbuhan, alga laut	Minyak/kondensat
Vitrinit	III	Material tumbuhan tingkat tinggi (kayu, selulosa)	Gas
Inertinit	IV	Arang, material tersusun ulang yang teroksidasi	Grafit, tidak menghasilkan gas

Kerogen tipe I merupakan kerogen yang berasal dari organisme jenis alga air tawar. Alga air tawar merupakan organisme yang hidup pada lingkungan yang relatif tenang sehingga kerogen tipe I dapat menunjukkan lingkungan lakustrin. Kerogen tipe I memiliki kandungan hidrogen yang relatif lebih tinggi. Kerogen jenis ini dapat menghasilkan minyak. Kerogen tipe II tersusun atas eksinit, resinit, dan kutinit. Kerogen ini cenderung menghasilkan kondensat atau minyak dan gas. Kerogen ini biasanya berasal dari organisme alga atau ganggang yang biasanya hidup pada lingkungan laut dangkal. Kerogen tipe III merupakan kerogen yang berasal dari tumbuhan tingkat tinggi yang memiliki sedikit selulosa, banyak lignin, dan zat lilin. Hal ini menyebabkan kerogen menjadi penciri lingkungan darat. Kerogen ini cenderung menghasilkan gas. Kerogen tipe I, II, dan III memiliki kecenderungan untuk menghasilkan hidrokarbon. Kerogen yang tidak menghasilkan hidrokarbon digolongkan ke kerogen tipe IV yang disebut sebagai inertinit. Inertinit berasal dari kata “inert” yang berarti tidak bereaksi. Inertinit kemungkinan berasal dari material organik yang *reworked* ataupun material organik yang teroksidasi (Waples, 1985; Subroto, 2012).

Penentuan tipe kerogen pada awalnya menggunakan analisis unsur secara langsung (Tissot dan Welte, 1984). Kandungan unsur hidrogen dan oksigen yang terikat pada karbon kemudian diplot pada diagram van Krevelen (**Gambar II.4**) yang menunjukkan tren masing-masing. Tren ini didapat dari hasil regresi pola yang dibentuk dari sampel yang diambil dari seluruh dunia. Analisis ini terlalu sulit untuk dilakukan sehingga pendekatan lain dilakukan dengan menggunakan analisis pirolisis Rock-Eval. Analisis ini menggunakan sampel batuan yang sudah digerus kemudian dipanaskan dalam kondisi tanpa oksigen (Subroto, 2012). Analisis ini akan menghasilkan tiga puncak yang diinterpretasikan sebagai S1, S2, dan S3.



Gambar II.4 Diagram van Krevelen yang merupakan fungsi dari kandungan oksigen dan hidrogen (Tissot dan Welte, 1984).

Ketika awal pemanasan, bitumen atau hidrokarbon yang sudah ada terlebih dulu di dalam batuan terpanaskan dan terbaca oleh alat sebagai nilai S1. Pemanasan ini akan terus berlangsung hingga bitumen dalam batuan induk habis. Penggunaan nilai S1 sebagai indikator tipe material organik sukar dipercaya karena hidrokarbon yang sudah ada tersebut bisa berasal asli dari lingkungan pengendapan ataupun dari hidrokarbon yang bermigrasi (Dembicki, 2017). Setelah bitumen habis, hidrokarbon yang dihasilkan oleh kerogen ketika pemanasan terbaca oleh alat sebagai kurva kedua menghasilkan nilai S2. Nilai ini menggambarkan kemampuan kerogen untuk menghasilkan hidrokarbon pada masa sekarang (Subroto, 2012; Dembicki, 2017). Jumlah karbondioksida yang dihasilkan ketika pemanasan kemudian terbaca sebagai nilai S3. Nilai S2 dan S3 kemudian dikonversi menjadi nilai indeks hidrogen (HI) dan indeks oksigen (OI).

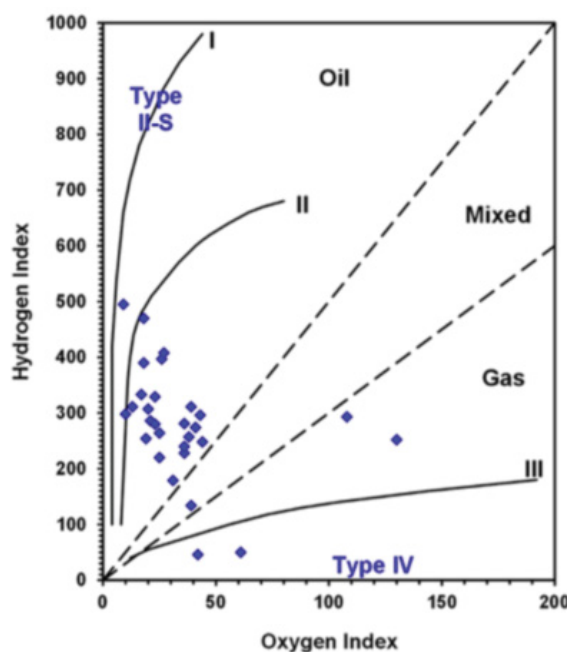
Indeks hidrogen (HI) merepresentasikan kandungan hidrogen yang terikat pada karbon organik dalam batuan. Indeks ini dinotasikan pada **Persamaan II.1** sebagai berikut:

$$HI = \frac{S_2}{TOC} \times 100 \quad (\text{Persamaan II.1})$$

Indeks oksigen (OI) merepresentasikan kandungan oksigen yang terikat pada karbon organik dalam batuan. Indeks ini dinotasikan pada **Persamaan II.2** sebagai berikut:

$$OI = \frac{S_3}{TOC} \times 100 \quad (\text{Persamaan II.2})$$

Indeks hidrogen dan indeks oksigen kemudian dianggap dapat merepresentasikan kandungan hidrogen dan oksigen yang didapat dari analisis elementer (Dembicki, 2017). Hal ini menyebabkan analisis pirolisis Rock-Eval dapat digunakan untuk penentuan tipe kerogen. Indeks ini kemudian diplot pada sebagai diagram van Krevelen yang baru (**Gambar II.5**; Waples, 1985; Peters dan Cassa, 1994; Dembicki, 2017).



Gambar II.5 Diagram van Krevelen yang telah diperbaharui menggunakan parameter indeks oksigen dan indeks hidrogen (Dembicki, 2009).

Selain menggunakan diagram van Krevelen, penentuan tipe material organik juga dapat secara langsung ditentukan dari nilai HI, perbandingan nilai S_2/S_3 , dan perbandingan antara hidrogen dan karbon (Peters dan Cassa, 1994). **Tabel II.4** menyajikan beberapa parameter yang diajukan oleh Peters dan Cassa (1994) untuk menentukan tipe material organik.

Tabel II.4 Tipe kerogen berdasarkan beberapa parameter Rock-Eval (Peters dan Cassa, 1994)

Tipe Kerogen	HI (mg HC/g TOC)	S2/S3	Atom H/C	Hidrokarbon yang dilepaskan ketika puncak kematangan
I	>600	>15	>1,5	Minyak
II	300-600	10-15	1,2-1,5	Minyak
II/III	200-300	5-10	1,0-1,2	Minyak/Gas
III	50-200	1-5	0,7-1,0	Gas
IV	<50	<1	<0,7	Tidak ada

Kerogen tipe I cenderung memiliki nilai HI di atas 600 dan sangat berpotensi menghasilkan hidrokarbon. Kerogen tipe II memiliki nilai HI di antara 300 dan 600 dan berpotensi menghasilkan minyak. Kerogen tipe II/III memiliki nilai HI di antara 200 dan 300 dan berpotensi menghasilkan minyak dan gas. Kerogen tipe III memiliki nilai HI di antara 50 dan 200, dan berpotensi menghasilkan gas. Sebagai catatan, kerogen tipe III masih dapat menghasilkan minyak jika memiliki HI di atas 150 (North, 1990). Kerogen tipe II kemudian terbagi menjadi tipe II dan tipe IIS dengan huruf 'S' menotasikan sulfur. Sulfur menggantikan oksigen yang berikatan dengan karbon sehingga nilai OI akan menjadi rendah (Dembicki, 2009). Tipe IIS yang kaya akan sulfur (8-14%) biasanya ditemukan pada lingkungan laut (Dembicki, 2009; Subroto, 2012).

Dalam interpretasi lingkungan pengendapan, nilai HI yang digunakan harus nilai HI_0 . Nilai HI_0 merupakan nilai HI ketika batuan induk pada kondisi di atas jendela minyak (belum matang). Hal ini disebabkan nilai HI yang semakin rendah seiring bertambahnya kematangan (Dembicki, 2009). Parameter S2/S3 juga merupakan parameter yang kontroversial untuk digunakan dalam menentukan tipe kerogen. Biasanya perhitungan komposisi CO_2 dalam Rock-Eval akan dihentikan pada temperatur rendah untuk menghindari dekomposisi termal dari karbonat (Waples, 1985). Nilai S3 yang tercatat dari CO_2 hasil dekomposisi karbonat dapat menyebabkan puncak S3 menjadi tinggi. Kembali pada konsep awal analisis ini, bahwasannya CO_2 yang tercatat sebagai S3 dimaksudkan untuk menggambarkan jumlah oksigen yang berikatan dengan karbon organik.

Karbondioksida ini dapat dihasilkan dari dekomposisi termal karbon, baik itu karbon organik maupun karbon anorganik. Namun, CO₂ yang digunakan untuk analisis adalah CO₂ yang dihasilkan dari karbon organik karena CO₂ tersebut yang nantinya dikonversi menjadi indeks oksigen untuk nantinya dapat digunakan untuk penentuan tipe kerogen (Dembicki, 2017).

II.3.3 Kematangan Material Organik

Faktor yang paling dominan yang mengontrol kematangan batuan induk adalah temperatur dan waktu. Kenaikan temperatur bisa berasal dari beberapa sumber panas seperti intrusi, peluruhan radioaktif, dan peningkatan gradien geotermal (Waples, 1985; North, 1990). Pembebanan oleh sedimen yang diendapkan di atas batuan induk menyebabkan gradien geotermal menjadi semakin meningkat. Peningkatan suhu menyebabkan batuan induk menjadi matang. Suhu yang dibutuhkan untuk mematangkan batuan induk di alam lazimnya adalah 110°C hingga 130°C dalam waktu ratusan juta tahun. Keberadaan intrusi dapat menyebabkan batuan induk menjadi lebih cepat matang bahkan dapat membuat batuan induk menjadi terlewat matang.

Metode penentuan kematangan batuan induk terbagi menjadi dua, yaitu pengamatan secara langsung (visual) dan pengamatan secara tidak langsung. Dalam pengamatan secara tidak langsung, penentuan kematangan batuan induk menggunakan hasil analisis pirolisis Rock-Eval (Peters dan Cassa, 1994; Dembicki, 2017). Parameter yang digunakan adalah nilai Tmaks, yaitu temperatur yang terbaca pada puncak kurva S2. Pada analisis ini, ketika batuan dipanaskan selama 1 jam, suhu 435°C merupakan jendela minyak atau awal dari minyak mulai terbentuk. **Tabel II.5** menyajikan parameter kematangan batuan induk ditinjau dari nilai Tmaks oleh Peters dan Cassa (1994).

Metode kedua adalah menggunakan pengamatan secara langsung. Istilah “secara langsung” bermakna bahwa pengamatan langsung dilihat secara visual oleh pengamat tanpa bantuan alat. Metode ini biasanya lebih dipercaya dibandingkan pengamatan secara tidak langsung karena kesalahan bacaan dari alat bisa dihindari. Beberapa teknik yang lazim digunakan untuk penentuan kematangan secara langsung adalah metode *thermal alteration index* (TAI), *spore coloration index* (SCI), dan reflektansi vitrinit (Ro). Metode TAI memanfaatkan perubahan warna yang terlihat pada palinomorfe (Dembicki, 2017). Warna dari palinomorfe berkisar dari warna hijau, kuning, jingga, coklat, dan hitam.

Semakin hitam dan gelap warna dari suatu palinomorf, maka semakin matang batuan tersebut (Dembicki, 2017). Metode SCI juga merupakan metode yang sama dengan TAI, hanya saja metode ini menggunakan perubahan warna dari spora (Dembicki, 2017). Metode TAI dan SCI memiliki kelemahan yang sama, yaitu subjektivitas antara pengamat yang berbeda-beda. Penentuan warna antara pengamatan 2 pengamat dapat berbeda menghasilkan nilai kematangan yang berbeda pula.

Tabel II.5 Parameter tingkat kematangan material organik (modifikasi Peters dan Cassa, 1994)

Tahap Kematangan dari Hidrokarbon	Pantulan Vitrit (%Ro)	Indikasi Alterasi Termal (TAI)	Pirolisis Tmaks (°C)
Belum matang	0,2 - 0.6	1,5 – 2,6	<435
Awal matang	0,6 - 0,65	2,6 – 2,7	435 – 445
Puncak matang	0,65 – 0,9	2,7 – 2,9	445 – 450
Akhir matang	0,9 – 1,35	2,9 – 3,3	450 – 470
Lewat matang	>1,35	>3,3	>470

Pantulan vitrit merupakan metode yang populer untuk menentukan kematangan batuan induk hingga sekarang (Waples, 1985; Peters dan Cassa, 1994; Dembicki, 2009; Dembicki, 2017; Subroto, 2012). Metode ini memanfaatkan sinar yang dipantulkan oleh vitrit ketika ditembakkan oleh cahaya. Sinar ini kemudian dikumpulkan dan dibaca oleh komputer. Perhitungan pantulan ini dilakukan secara berkali-kali (secara statistik harus 30 kali) untuk mengurangi kesalahan dalam bacaan (Subroto, 2012). Vitrit dipilih karena maseral vitrit bersifat stabil dan presisi ketika diberikan cahaya (Dembicki, 2017). Alginat dan eksinit pernah juga dicoba dipantulkan sinar, hanya saja hasil bacaan dari pantulannya berbeda-beda (Dembicki, 2017). Hal ini yang menjadi alasan vitrit digunakan untuk penentuan kematangan. Walaupun begitu, analisis vitrit memiliki beberapa kelemahan sebagai berikut:

1. Tidak dapat digunakan untuk sampel batuan yang berumur lebih tua dari Silur. Hal ini disebabkan oleh vitrit yang biasa dijumpai di tumbuhan tingkat tinggi. Tumbuhan tingkat tinggi baru hadir di alam pada Silur sehingga analisis ini tidak dapat digunakan untuk batuan yang lebih tua dari Silur (Dembicki, 2017).

2. Supresi pada kerogen tipe I dan II.

Vitrinit merupakan komponen penyusun kerogen tipe III yang paling dominan. Pada kerogen tipe I dan tipe II, vitrinit masih bisa ditemukan dalam jumlah yang sedikit. Nilai vitrinit yang rendah pada kerogen tipe I dan II merupakan hasil supresi sehingga diperlukan kehati-hatian dalam analisis vitrinit pada kerogen tipe tersebut (Dembicki, 2017).

Peters dan Cassa (1994) juga membuat parameter kematangan batuan induk berdasarkan parameter analisis vitrinit dan TAI. Parameter tersebut disajikan pada **Tabel II.5**.

II.4 KORELASI GEOKIMIA ORGANIK

Korelasi minyak-batuan induk didefinisikan sebagai mengaitkan satu batuan induk dengan minyak menggunakan parameter genetik (Dow, 1974; Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Curiale, 2008; Dembicki, 2009). Pendekatan awal ini dilakukan dengan pendekatan parameter genetik mencakup analisis unsur, isotop, dan molekuler (Dow, 1974; Waples, 1985; Dembicki, 2009). Adapun syarat untuk melakukan korelasi adalah:

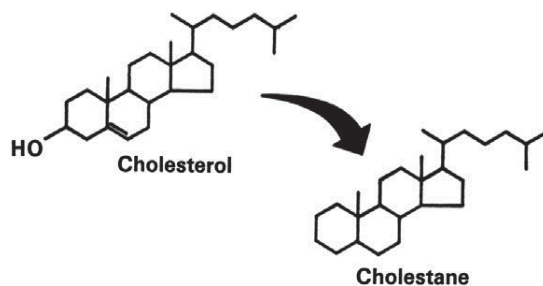
1. Hubungan dua komponen harus bersifat kausal
Dua komponen harus berkaitan antara satu sama lain. Setidaknya, minyak berasal dari satu batuan induk (Curiale, 2008).
2. Data kimia harus bersifat komparabel
Data isotop, elementer, dan molekuler dari batuan induk dan minyak harus dapat dibandingkan (Curiale, 2008).
3. Data geologis harus suportif
Data geologi harus bisa mendukung korelasi. Bukti geologi harus tersedia untuk mendukung korelasi (Curiale, 2008).

Tanpa ketiga syarat tersebut, maka validitas data dapat dipertanyakan. Dua tipe parameter yang dapat diukur adalah: parameter keseluruhan dan parameter spesifik. Parameter keseluruhan mengacu pada karakteristik keseluruhan sampel seperti kandungan sulphur, indeks API, ataupun kandungan n-alkana. Parameter-parameter tersebut sangat dipengaruhi oleh proses seperti biodegradasi, migrasi, ataupun perekahan, sehingga penggunaan parameter keseluruhan dibatasi sebagai alat korelasi (Waples, 1985). Parameter spesifik lebih mengacu pada sebagian kecil dari sampel seperti rasio biomarker (Waples, 1985).

II.5 BIOMARKER

Dalam konteks geokimia organik, biomarker adalah senyawa yang ditemukan dalam sedimen dan minyak mentah yang memiliki struktur dasar yang sama dengan senyawa yang ditemukan dalam organisme hidup dan hanya bisa berasal dari perubahan molekul biologis pada proses diagenesis (Waples, 1985; Dembicki, 2017). Banyak literatur lama menyebut senyawa ini sebagai fosil kimia. Biomarker pada awalnya merupakan singkatan dari penanda biologis hidrokarbon. Namun, senyawa biomarker ada yang bukan hidrokarbon (seperti porfirin) sehingga perluasan definisi dilakukan. Contoh klasik dari biomarker dan hubungannya dengan prekursor biologis adalah kolestana dan kolesterol, yang ditunjukkan pada **Gambar II.6**. Dengan hanya memindahkan gugus hidroksida (OH) dan menjenuhkan ikatan rangkap, kolesterol diubah menjadi kolestana yang biasanya ditemukan dalam ekstrak batuan induk dan minyak mentah (Dembicki, 2017).

Biomarker dapat digunakan untuk menginterpretasikan asal dari tipe material organik, lingkungan pengendapan, kematangan material organik, sejarah termal dari material organik, serta indikasi ada biodegradasi (Subroto, 1989). Korelasi antara minyak dan batuan induk serta minyak dengan minyak juga dapat dilakukan menggunakan biomarker (Dow, 1974; Peters dan Moldowan, 1993; Curiale, 2008; Dembicki, 2017).



Gambar II.6 Perubahan senyawa kolestrol (senyawa biologis) menjadi kolestana (senyawa geologis) akibat proses pematangan batuan induk (Dembicki, 2017).

Analisis biomarker dilakukan menggunakan instrumen bernama kromatografi gas (*gas chromatography*) dan kromatografi gas-spektrometri massa (*gas chromatography-mass spectrometry*). Sampel hidrokarbon atau ekstrak batuan induk diinjeksikan ke dalam suatu mesin yang kemudian sampel tersebut masuk ke suatu kolom yang tergulung. Setiap molekul memiliki waktu retensi masing-masing yang nantinya akan dibaca oleh komputer (Subroto, 1989).

II.5.1 Penentuan Lingkungan Pengendapan dan Asal Material Organik dengan Biomarker

Penentuan lingkungan pengendapan dan asal material organik dapat dilakukan dengan menggunakan biomarker (Subroto, 1989). Lingkungan pengendapan akan mencerminkan material organik yang ada di dalamnya. Biomarker yang digunakan dalam penentuan lingkungan pengendapan dan asal material organik adalah alkana normal, isoprenoid, terpana, dan sterana.

II.5.1.1 Alkana Normal

Penentuan asal material organik menggunakan alkana normal dapat secara kuantitatif dan kualitatif. Penentuan lingkungan pengendapan secara kualitatif dilakukan dengan cara pengamatan bentuk grafik. Pada grafik kromatogram, jika puncak grafik terletak di bawah nilai nC_{20} maka kemungkinan material organik berasal dari ganggang, alga, dan spora (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Lingkungan pengendapan yang memungkinkan adalah laut dangkal atau lakustrin (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Jika puncak kromatogram terletak di atas nC_{20} , maka material organik berasal dari tumbuhan tingkat tinggi (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Lingkungan pengendapan yang diinterpretasikan dari material organik ini adalah darat (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Dua puncak pada kromatogram juga lazim ditemukan pada sampel batuan induk. Hal ini mencerminkan adanya dua sumber material organik (darat dan laut) yang kemungkinan besar adalah lingkungan transisional.

Perhitungan secara kuantitatif juga dapat dilakukan dengan menggunakan alkana normal. Perhitungan tingkat kelilinan (*degree of waxiness*) dapat digunakan untuk menginterpretasikan asal material organik (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Perhitungan ini didasarkan atas **Persamaan II.3**.

$$\frac{\sum C(21-31)}{\sum C(15-20)} \quad (\text{Persamaan II.3})$$

Jika hasil dari perhitungan di atas kurang dari 1, maka sampel bersifat lilin rendah yang mengindikasikan bahwa sampel berasal dari lingkungan pengendapan laut (Peters dan

Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Sebaliknya, jika nilai tingkat kelilinan lebih besar dari 1, maka sampel minyak bersifat lilinan tinggi yang mengindikasikan bahwa sampel berasal dari tumbuhan tingkat tinggi yang lazimnya ditemukan di lingkungan darat (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

Perhitungan lainnya adalah perhitungan *normal alkane ratio* (NAR) yang digunakan untuk menentukan asal material organik (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). NAR ini dirumuskan oleh **Persamaan II.4**.

$$NAR = \frac{\sum \text{alkana normal } C(19-32) - 2 \sum \text{alkana normal genap } C(20-32)}{\sum \text{alkana normal } C(19-32)} \quad \text{(Persamaan II.4)}$$

Jika nilai NAR mendekati 0, maka sampel berasal dari batuan induk yang kaya akan material organik marin sedangkan jika nilai NAR mendekati 1 maka sampel berasal dari batuan induk yang kaya akan material organik tumbuhan tinggi (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

Perhitungan terakhir yang menggunakan biomarker alkana normal adalah *terrigenous/aquatic ratio* (TAR; Bourbonniere dan Meyer, 1996). Perhitungan TAR digunakan untuk menentukan asal material organik pada batuan induk. TAR dirumuskan oleh **Persamaan II.5**.

$$TAR = \frac{C_{27} + C_{29} + C_{31}}{C_{15} + C_{17} + C_{19}} \quad \text{(Persamaan II.5)}$$

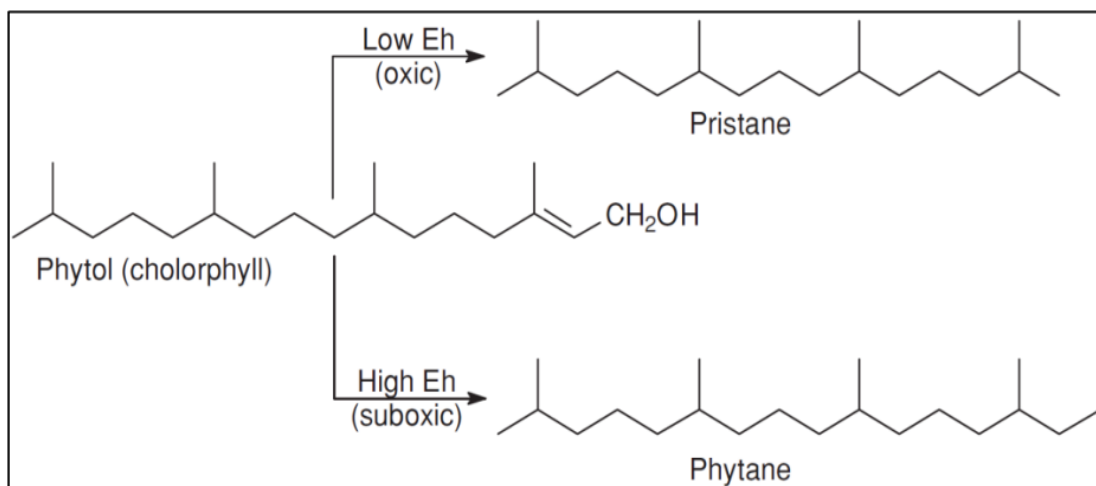
Ketika nilai TAR kurang dari 1, maka batuan induk tersebut berasal dari material organik alga marin, sedangkan nilai TAR lebih dari 1 menunjukkan bahwa material organik berasal dari tumbuhan tingkat tinggi. Namun, penggunaan TAR perlu hati-hati karena TAR sangat sensitif terhadap biodegradasi dan proses pematangan (Bourbonniere dan Meyer, 1996).

II.5.1.2 Isoprenoid

Dalam kromatogram, alkana normal hadir bersama dengan isoprenoid. Isoprenoid yang digunakan untuk interpretasi lingkungan pengendapan adalah rasio pristana (Pr) terhadap fitana (Ph). Pristana adalah senyawa fitol yang diendapkan di lingkungan yang bersifat oksik (**Gambar II.7**; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Dalam kromatogram, pristana selalu berdekatan dengan nC_{17} . Fitana adalah senyawa fitol

yang diendapkan di lingkungan yang bersifat anoksik (**Gambar II.6**; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Dalam kromatogram, fitana selalu berdekatan dengan nC_{18} . Konsekuensi dari sifat ini adalah rasio ini dapat digunakan untuk penentuan lingkungan pengendapan. Semakin tinggi rasio pristana terhadap fitana ($Pr/Ph > 1$), maka material organik diendapkan di lingkungan oksik. Sebaliknya, semakin rendah rasio pristana terhadap fitana ($Pr/Ph < 1$), maka material organik diendapkan pada lingkungan anoksik.

Dalam penentuan lingkungan pengendapan, terkadang isoprenoid juga dikombinasikan dengan alkana normal. Salah satunya adalah rasio pristana terhadap nC_{17} . rasio Pr/nC_{17} yang bernilai kurang dari satu menunjukkan bahwa material organik berasal dari lingkungan marin sedangkan Pr/nC_{17} yang bernilai lebih dari satu menunjukkan bahwa material organik berasal dari lingkungan darat (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

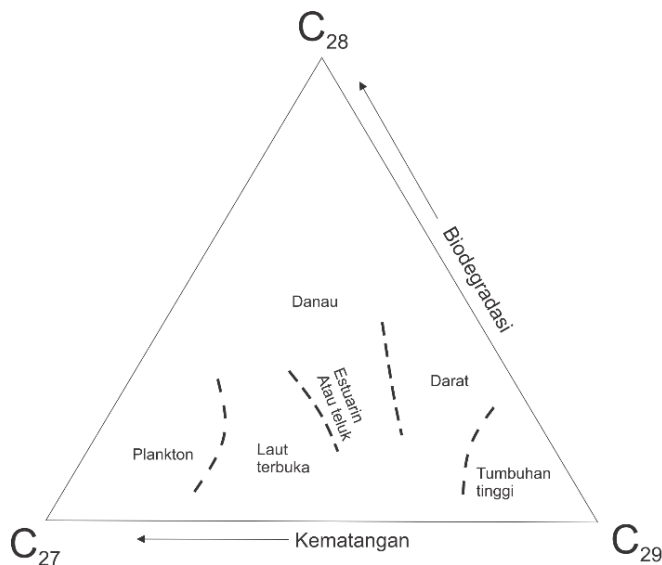


Gambar II.7 Perubahan senyawa fitol menjadi pristana pada lingkungan yang oksik dan fitana pada lingkungan yang anoksik (Peters dkk., 2005).

II.5.1.3 Sterana

Dalam penentuan lingkungan pengendapan, sterana yang digunakan untuk interpretasi adalah gugus sterana C_{27} , C_{28} , dan C_{29} (**Gambar II.8**). Komposisi dari unsur ini kemudian diplot ke dalam diagram segitiga (Huang dan Meinschein, 1979). Gugus C_{27} diduga banyak ditemukan pada plankton sehingga jika komposisi C_{27} besar, maka lingkungan pengendapan dari batuan induk merupakan lingkungan laut terbuka (Mardianza, 2007). Gugus C_{28} diduga banyak ditemukan pada alga air tawar sehingga jika komposisi C_{28}

besar, maka lingkungan pengendapan dari batuan induk merupakan lingkungan lakustrin (Mardianza, 2007). Gugus sterana C_{29} diduga banyak ditemukan pada tumbuhan tingkat tinggi sehingga jika komposisi sterana C_{29} besar, maka lingkungan pengendapan dari batuan induk merupakan lingkungan darat (Mardianza, 2007).

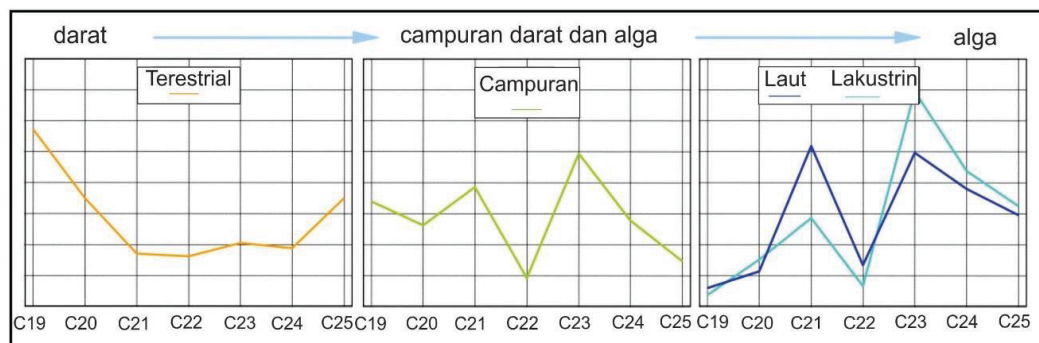


Gambar II.8 Segitiga Huang dan Meinschein (1979) yang menggunakan parameter sterana C_{27} , C_{28} , dan C_{29} untuk penentuan lingkungan pengendapan.

II.5.1.4 Terpana

Lingkungan pengendapan dari batuan induk dapat diinterpretasikan menggunakan grafik terpana trisiklik (**Gambar II.9**; Price dkk., 1987). Selain itu, penggunaan C_{29} dan C_{30} juga dilakukan untuk penentuan lingkungan pengendapan dan asal material organik (Subroto, 1989; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

Oleanana juga digunakan untuk penentuan material organik terlebih lagi juga untuk penunjuk umur (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Oleanana merupakan senyawa terpana yang biasanya ditemukan pada tumbuhan berbunga atau angiospermae yang baru muncul ketika Zaman Tersier (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Gamaserana juga merupakan senyawa terpana yang dapat digunakan untuk penentuan lingkungan pengendapan. Kemunculan gamaserana menunjukkan kondisi dengan salinitas tinggi yang dapat diinterpretasikan sebagai lingkungan lakustrin (Dembicki, 2017).



Gambar II.9 Pola terpana trisiklik yang dapat digunakan untuk penentuan lingkungan pengendapan (modifikasi dari Price dkk., 1987).

II.5.2 Penentuan Tingkat Kematangan dengan Biomarker

Penentuan tingkat kematangan dapat dilakukan dengan menggunakan biomarker (Subroto, 1989; Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Biomarker sensitif terhadap perubahan kondisi termal sehingga dapat digunakan untuk penentuan tingkat kematangan. Biomarker yang digunakan dalam penentuan tingkat kematangan adalah alkana normal, terpana, dan sterana.

II.5.2.1 Alkana Normal

Alkana normal sangat sensitif pada perubahan termal sehingga dapat digunakan untuk penunjuk tingkat kematangan. Semakin matang, rantai alkana akan semakin pendek akibat proses katagenesis yang memutus rantai hidrokarbon (Subroto, 2012). Sama halnya dengan penentuan lingkungan pengendapan, analisis kualitatif dan kuantitatif juga digunakan untuk penentuan kematangan (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Bentuk grafik dari kromatogram dapat digunakan untuk penentuan tingkat kematangan. Grafik kromatogram yang menunjukkan tren pada nC_{13} – nC_{37} yang menurun secara kontinu tanpa adanya lonjakan dapat memberikan informasi bahwasannya organisme ini telah lama mati. Logika ini didapat dari narasi ketika suatu organisme mati, maka zat penyusunnya (dalam hal ini karbon) akan berubah dari ganjil menjadi genap. Grafik kromatogram yang memiliki satu puncak dan bersifat unimodal juga dapat memberikan informasi bahwa sampel minyak berasal dari batuan induk yang kematangannya telah mencapai tahap matang (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

Analisis kuantitatif yang dilakukan untuk penentuan kematangan termal menggunakan alkana normal dapat dilakukan dengan menggunakan *carbon preference index* (CPI; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). CPI sendiri merupakan perbandingan antara hidrokarbon bernomor genap terhadap hidrokarbon bernomor ganjil (**Persamaan II.6**). Jika nilai CPI kecil (mendekati satu; El Nemr dkk., 2016), maka hidrokarbon dianggap belum matang. Berlawanan dengan itu, jika nilai CPI besar (mendekati dua; El Nemr dkk., 2016), maka hidrokarbon dianggap sudah matang.

$$CPI = \frac{\sum (C_{23}-C_{31})_{odd} + \sum (C_{25}-C_{33})_{odd}}{2 \sum (C_{24}-C_{32})_{even}} \quad \text{(Persamaan II.6)}$$

II.5.2.2 Sterana

Sterana dapat ditemukan pada tumbuhan, binatang, dan sedimen yang memiliki sterol (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005; Dembicki, 2017). Perubahan termal dapat menyebabkan perubahan dua buah epimer (20R dan 20S) □□ sterana (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Proses pematangan akan membuat nilai 20S □□ sterana lebih tinggi dibandingkan dengan nilai 20R □□ sterana akibat perubahan pada konfigurasi molekul 20R □□ sterana (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

II.5.2.3 Terpana

Terakhir, penentuan tingkat kematangan dapat dilakukan menggunakan biomarker terpana. Beberapa jenis terpana yang digunakan untuk kematangan adalah rasio moretana (17β(H), 21α(H)-moretana) terhadap hopana (17α(H), 21β(H)-hopana), rasio Ts (18α(H), 21β(H)-22,29,30-trisnorhopana) terhadap Tm (17α(H), 21β(H)-22,29,30-trisnorhopana), kehadiran hopana ββ, dan rasio C₃₁ 22S/22R (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

Pada umumnya, hopana yang diturunkan dari material organik yang belum matang adalah 17β(H), 21β(H)-hopana. Semakin bertambahnya kematangan, hopana akan berubah ke senyawa yang lebih stabil menjadi 17β(H), 21α(H)-moretana dan kemudian menjadi 17α(H), 21β(H)-hopana. Rasio hopana terhadap moretana akan menurun dengan naiknya kematangan dari sebesar 0,8 pada batuan induk belum matang menjadi kurang dari 0,15 dalam batuan induk matang dan menjadi minyak menjadi 0,05 (Waples dan Machihara, 1991; Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Rasio Ts terhadap Tm akan menjadi

lebih besar ketika batuan induk belum matang (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005). Sebaliknya, rasio T_s terhadap T_m akan menjadi lebih kecil ketika batuan induk sudah matang (Peters dan Moldowan, 1993; Peters dkk., 2005).

II.6 PEMODELAN CEKUNGAN

Pemodelan cekungan, atau pemodelan sistem petroleum (Dembicki, 2017), merupakan suatu analisis untuk menghasilkan kurva dari penurunan dan kecepatan akumulasi sedimen dalam suatu waktu (Allen dan Allen, 2005). Menurut Dembicki (2017), tujuan utama pemodelan cekungan adalah:

1. Menentukan jika, kapan, letak, berapa banyak, dan jenis hidrokarbon yang sudah dihasilkan;
2. Membandingkan waktu terjadinya ekspulsi hidrokarbon dengan pembentukan perangkap;
3. Menentukan jejak migrasi dari batuan induk ke perangkap;
4. Mengestimasi jumlah hidrokarbon yang dapat mengisi perangkap;

Pemodelan ini menggunakan data kedalaman, data umur, dan deskripsi litologi. Terdapat beberapa metode pemodelan cekungan, seperti pemodelan cekungan satu dimensi (1D), dua dimensi (2D), dan tiga dimensi (3D). Pemodelan cekungan 1D adalah pemodelan yang menggunakan 1 titik di kerak bumi dengan kolom stratigrafi yang disediakan oleh data sumur, sumur samar, dan *seismic shot* sebagai basis untuk simulasi (Dembicki, 2017). Pemodelan 1D dilakukan hanya untuk menjawab waktu pembentukan dan ekspulsi terjadi (Dembicki, 2017). Walaupun begitu, pemodelan ini juga dapat dilakukan untuk mengestimasi jumlah hidrokarbon yang bermigrasi primer (Dembicki, 2017).

Pemodelan cekungan 2D adalah pemodelan yang menggunakan penampang (*vertical slice*) dari suatu kolom stratigrafi untuk menciptakan simulasi (Dembicki, 2017). Pemodelan ini dilakukan untuk menjawab waktu pembentukan dan ekspulsi hidrokarbon. Selain itu, potensi migrasi secara vertikal juga dapat diinterpretasikan menggunakan pemodelan ini (Dembicki, 2017). Bentuk lain dari pemodelan 2 dimensi adalah menggunakan beberapa hasil dari pemodelan 1D dan peta horizontal. Peta permukaan ini dapat digunakan untuk mengetahui jalur migrasi (Dembicki, 2017). Pemodelan 3D menggunakan *cube* atau volume cekungan untuk simulasi. Keuntungan dari pemodelan ini adalah jalur migrasi dapat dimodelkan secara 3D. Volume hidrokarbon yang diekspulsikan dan mengisi perangkap dapat dihitung juga. Walaupun begitu, pemodelan 3D memiliki tingkat

uncertainty yang cukup besar sehingga hasil pemodelan ini memiliki tingkat kepercayaan yang rendah (Dembicki, 2017).

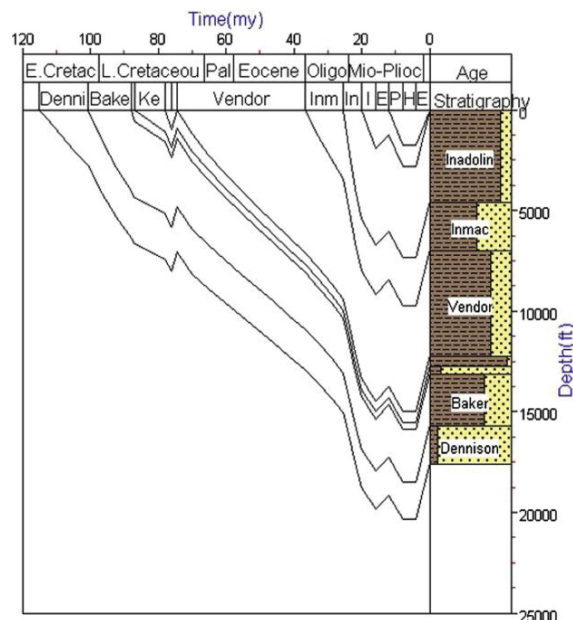
Pemodelan cekungan 1D lebih mudah dilakukan dibandingkan pemodelan cekungan 2D dan 3D. Pemodelan cekungan ini hanya membutuhkan kolom stratigrafi sederhana dan pengetahuan dasar tentang batuan induk dan sejarah termal (Dembicki, 2017). Pemodelan cekungan 2D dan 3D membutuhkan informasi yang lebih banyak tentang sifat batuan dan sifat fluida (Dembicki, 2017). Pengetahuan geologi yang lebih kompleks serta pengetahuan akan sebaran termal di dimensi ini perlu ditambahkan untuk membantu pemodelan (Dembicki, 2017).

Dalam pemodelan cekungan, terdapat beberapa konsep yang perlu diperhatikan (Dembicki, 2017). Konsep ini adalah:

1. Pemodelan cekungan hanyalah simulasi. Hasil simulasi ini tidak pernah dan tidak akan merepresentasikan kejadian yang aslinya terjadi pada alam.
2. Pemodelan cekungan hanyalah suatu iterasi yang tidak akan selesai. Model tersebut dapat berubah jika data baru ditambahkan pada model.
3. Tidak ada solusi yang unik dalam penyelesaian model. Data yang diukur akan dicocokkan dengan data yang dipresiksi. Perlu diingat bahwa dalam pemodelan cekungan, hasil yang dicocokkan adalah hasil akhir dari model dan hasil akhir dari proses di alam.
4. Pemodelan cekungan bersifat memprovokasi. Hal ini yang membuat pemodel harus kreatif dalam membuat model namun masih dalam konsep geologi yang diterima.
5. Pemodelan cekungan tidak akan menjawab pertanyaan, melainkan mereduksi pertanyaan.

II.6.1 Pemodelan Sejarah Pemendaman (*Burial History*)

Sejarah pemendaman adalah suatu kurva yang mensimulasikan kejadian sedimentasi yang direpresentasikan dalam kolom stratigrafi (Dembicki, 2017). Stratigrafi ini didapatkan dari



data sumur, seismik, dan data singkapan. Kurva ini mencerminkan plot kedalaman (sumbu-Y) terhadap umur (sumbu-X). Garis-garis pada kurva ini menunjukkan top dan bottom dari interval unit stratigrafi (**Gambar II.10**; Dembicki, 2017). Ketidakselarasan juga perlu diperhatikan dalam pembuatan kurva *burial history*.

Gambar II.10 Kurva sejarah pemendaman (Dembicki, 2017).

Kompaksi perlu diperhatikan untuk membuat kurva *burial history*. Banyak model telah dibuat untuk mendekompaksi batuan untuk mendapat ketebalan sebenarnya (Allen dan Allen, 2005). Metode yang paling lazim untuk mendekompaksi ketebalan adalah plot porositas terhadap permeabilitas. Kompaksi secara mekanis seperti sedimentasi secara cepat menjadi masalah utama dalam mengurangi porositas yang berimplikasi pada pengurangan volume (Dembicki, 2017). Hal ini perlu dikoreksi karena pengaruhnya sangat besar pada penentuan tingkat kematangan dan waktu migrasi (Dembicki, 2017). Kurva yang terkoreksi akan lebih dalam dari kurva yang tidak terkoreksi. Hal ini disebabkan kurva yang terkoreksi akan menerima lebih banyak panas (Dembicki, 2017). Metode untuk dekomaksi ini disebut sebagai *backstripping* (Allen dan Allen, 2005). Metode ini perlu dikoreksi dengan data, seperti:

1. Paleobatimetri;
2. Kondisi eustatik;

3. Pendalaman tektonik.

II.6.2 Pemodelan Sejarah Termal

Pemodelan sejarah termal adalah simulasi dari aliran panas dan temperatur yang diterima oleh batuan sedimen dalam suatu kolom stratigrafi ketika terjadi pembebanan (Dembicki, 2017). Koesoemadinata (1980) mendefinisikan pemodelan sejarah termal sebagai pemodelan perkembangan temperatur purba dalam cekungan sedimen akibat naiknya aliran panas dari dasar cekungan dan konduktivitas termal batuan masing-masing lapisan. Faktor yang mempengaruhi sejarah termal menurut Dembicki (2017) adalah:

1. Temperatur permukaan;
2. Aliran panas;
3. Sifat termal dari batuan sedimen;
4. Pengaruh intrusi dari batuan beku.

Beberapa pendekatan dilakukan untuk merekonstruksi sejarah termal suatu cekungan. Input data yang diperlukan untuk rekonstruksi sejarah termal adalah:

1. Data aliran termal dan gradien geotermal;
2. Data temperatur sumur (BHT);
3. Data temperatur permukaan atau sejarah temperatur permukaan;
4. Data pantulan vitrinit;

Hasil pemodelan sejarah termal yang didapat berupa:

1. Kurva geohistori setiap satuan stratigrafi dari waktu ke waktu sesuai dengan ketebalan, kedalaman, dan porositas tiap lapisan satuan.
2. Kurva temperatur yang digunakan untuk kalibrasi aliran bahang masa kini dengan pengukuran BHT.
3. Kurva pantulan vitrinit.
4. Kurva sejarah temperatur dengan konduktivitas panas masing-masing lapisan atau satuan terhadap waktu.

II.6.3 Pemodelan Migrasi

Pemodelan migrasi hanya dapat dilakukan menggunakan pemodelan 2 dimensi dan 3 dimensi (Dembicki, 2017). Pemodelan satu dimensi hanya digunakan untuk menentukan waktu migrasi dan jumlah hidrokarbon yang diekspulsikan. Beberapa model yang digunakan untuk migrasi ada tiga, yaitu:

1. *Ray Path Modelling*

Konsep dari model ini adalah hidrokarbon yang diekspulsikan digerakan oleh gaya apung dan dikontrol sepenuhnya oleh kemiringan dari jalurnya (Dembicki, 2017).

2. Aliran Darcy

Aliran fluida dalam media berpori bersifat laminar. Aliran ini terjadi akibat adanya perbedaan potensial, yaitu dari gradien tekanan yang lebih tinggi ke gradien yang lebih rendah (Dembicki, 2017).

3. *Invasion Percolation*

Model ini menggambarkan proses dari suatu fluida yang menggantikan fluida lainnya dalam suatu media berpori di bawah tekanan kapiler (Dembicki, 2017). Dalam konteks migrasi, media berpori adalah reservoir sedangkan fluidanya adalah air formasi dan hidrokarbon.

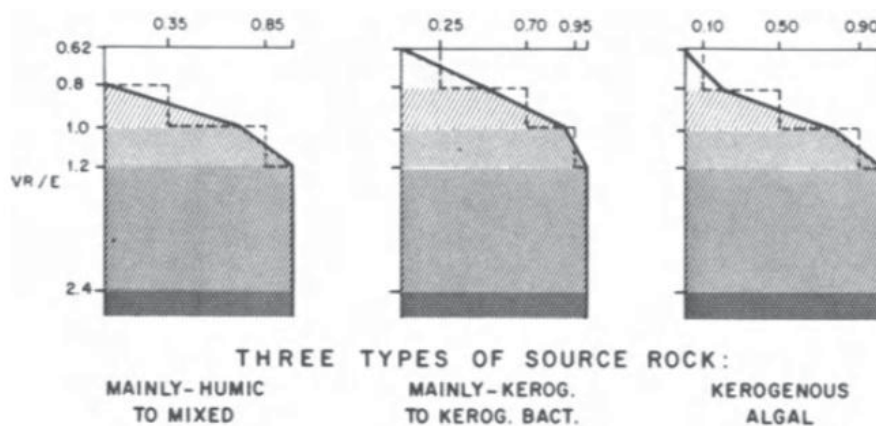
II.7 ESTIMASI VOLUME HIDROKARBON

Estimasi volume hidrokarbon dilakukan untuk mengetahui volume hidrokarbon yang diekspulsikan oleh batuan induk. Volume hidrokarbon yang dihasilkan harus melebihi batas ambang untuk dapat diekspulsikan. Momper (1978) menyebutkan bahwa setidaknya batuan induk harus menghasilkan hidrokarbon sebanyak 50 juta barel/mil batuan induk untuk melakukan ekspulsi mandiri atau *microfracturing*. Walaupun begitu, ekspulsi juga dapat berlangsung dengan adanya sesar (Selley dan Sonnenberg, 2015; Dembicki, 2017). Estimasi volume hidrokarbon berdasarkan batuan induk telah dirumuskan oleh Waples (1985) yang disajikan pada **Persamaan II.7**.

$$\text{volume hidrokarbon} = k \times f \times \text{HIO} \times \text{TOC} \quad (\text{Persamaan II.7})$$

Pada **Persamaan II.7**, volume hidrokarbon didapatkan dari perkalian antara konstanta konversi (k), kematangan dalam fraksi f , indeks hidrogen pada kondisi awal kematangan (HIO), dan karbon organik total TOC. Nilai k merupakan konstanta yang menyesuaikan dengan satuan dari volume hidrokarbon yang diinginkan (Waples, 1985). Nilai ini berasal dari asumsi kita pada densitas batuan induk dan hidrokarbon (Waples, 1985). Seperti contoh, apabila volume yang akan dihitung akan memiliki satuan juta barel per mil kubik batuan induk, dan batuan induk merupakan serpih (densitas=2,3 g/cc), maka nilai k bernilai 0,7 (Waples, 1985). Apabila batuan induk merupakan batugamping (densitas=2,6 g/cc), maka nilai k bernilai 0,78.

Kematangan diukur dari fraksi f dengan nilai 0 (belum matang) hingga 1 (matang). Hal ini dilakukan karena seluruh pengukuran kematangan seperti indeks alterasi termal (TAI), *time temperature index*, dan reflektansi vitrinit harus tidak bersatuan (Waples, 1985). Salah satu cara konversi dari parameter kematangan adalah dengan menggunakan grafik yang dipublikasikan oleh Sluijk dan Nederlof (1984 dalam Waples, 1985; **Gambar II.11**).



Gambar II.11 Kurva yang memperlihatkan hubungan reflektansi vitrinit terhadap nilai f . Terdapat 3 kurva untuk masing-masing tipe kerogen, yaitu tipe III (humik), tipe II (bakteria), dan tipe I (alga) (Sluijk dan Nederlof, 1984 dalam Waples, 1985).

Nilai HI harus dirubah menjadi HI_0 karena nilai HI saat ini bukan nilai HI yang sebenarnya. Nilai HI terus berkurang seiring bertambahnya kematangan dari batuan induk mengingat berkurangnya S_2 seiring peningkatan kematangan. HI_0 sendiri didefinisikan sebagai indeks hidrogen ketika batuan induk masih dalam kondisi belum matang hingga baru memasuki jendela minyak (Jarvie dkk., 2007). Cara untuk mendapatkan HI_0 dapat secara mudah dari perhitungan di piranti lunak. Namun begitu, HI_0 juga dapat dihitung dari komposisi maseral yang didapat dari analisis petrografi organik. Persamaan untuk mencari HI_0 disajikan pada **Persamaan II.8**.

$$HI_0 = \left(\frac{\% \text{tipe I}}{100} \times 750 \right) + \left(\frac{\% \text{tipe II}}{100} \times 450 \right) + \left(\frac{\% \text{tipe III}}{100} \times 150 \right) + \left(\frac{\% \text{tipe IV}}{100} \times 50 \right)$$

(Persamaan II.8)

Karbon organik total tidak langsung dimasukkan ke dalam rumus perhitungan. Nilai TOC bergantung pada tipe kerogen (Waples, 1985). Seperti contoh, nilai TOC dari suatu batuan induk dengan tipe kerogen III adalah satu. Maka, ketika volume minyak akan dihitung, nilai satu perlu dikali 0,2 karena material tipe III cenderung menghasilkan gas (Waples,

1985). Hasil perkalian ini akan menghasilkan jumlah volume hidrokarbon dalam satuan juta barel per mil batuan induk. Artinya, volume ini nantinya harus diukur dari luas batuan induk (Waples, 1985).