

# Vznik ropy

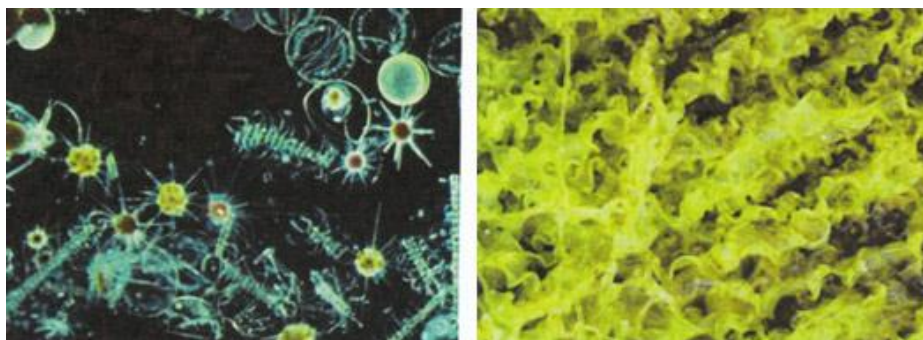
O původu ropy se mezi badateli dlouho spekulovalo. V průběhu 19. století bylo vysloveno i několik hypotéz o anorganickém původu ropy. Obě teorie mají svá pro i proti. Obecně se větší pravdivost připisuje teorii organického původu.

Pokud má dojít ke vzniku ložiska uhlovodíků, je třeba splnění celé řady okolností a jejich přesného načasování. Je třeba mít dostatek organické hmoty, jejího překrytí, potřebné minimální teploty pro matečnou horninu na určitou dobu, vznik izolačních a akumulčních poloh a zejména přesného načasování všech těchto událostí. Jednotlivé atributy budou představeny v následujících kapitolách.

## Zdroj organické hmoty

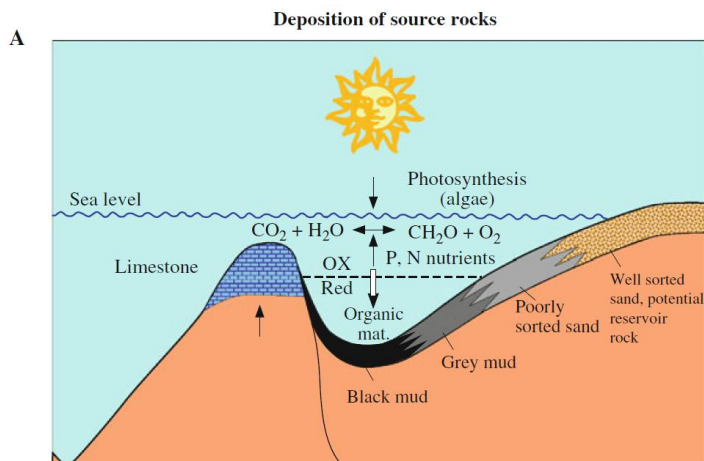
V současné době těžená ropa vznikla před miliony let rozkladem organické hmoty. Za zdroj organické hmoty lze považovat zejména mořský plankton. Suchozemské rostliny se podílely především na vzniku slojí uhlí, případně zemního plynu.

Již zmíněný plankton je v podstatě celá řada zelených rostlin, které se volně vznášejí v mořských vodách. Vzhledem k tomu, že se jedná o zástupce rostlinné říše, označujeme je jako fytoplankton.

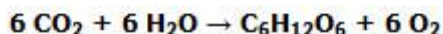


Obrázek 1: fytoplankton (Bjorlykke, 2010)

Hlavní součástí jsou zelené řasy, rozsivky, obrněnky, kokolitky a jiní mořští bičíkovci. Pod hladinou moří a oceánů absorbuje fytoplankton svým chlorofylem energii slunečního záření a fotosyntézou produkuje z vody a oxidu uhličitého organické látky pro svůj růst. Proces vzniku organické látky (glukózy) z anorganických vstupů ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) vyjadřuje chemická rovnice fotosyntézy:



Obrázek 2: depoziční prostředí (Bjorlykke, 2010)



Fytoplankton se na Zemi začal rozvíjet již v prekambriu a byl prvním představitelem života na Zemi. Několik miliard let byl fytoplankton taktéž téměř jediným zdrojem organické hmoty, a to až do devonu, kdy začaly organickou hmotu produkovat i suchozemské rostliny.

Vedle fytoplanktonu je součástí mořského planktonu také **zooplankton**, což je pestré společenstvo korýšků, dírkovců, mřížkovců, drobných mlžů a jiných prvoků a měkkýšů, kteří se společně živí rostlinkami fytoplanktonu.

Třetí neoddělitelnou částí planktonu jsou heterotrofní bakterie specializované na rozklad odumřelých částí planktonu. Bakterie doplňují organickou hmotu planktonu o lipidy, proteiny i polysacharidy.

Dlouhá cesta od planktonu k ložiskům ropy začala akumulací planktonu. Nejvhodnější podmínky pro fosilizaci organické hmoty byly v sedimentačních pánvích. Tam byly vrstvy organického kalu brzy překryty nánosy písku, jílu a bahna a mohla začít první fáze ve vývoji ropy, zvaná **diageneze**. Hned zpočátku se podstatná část organického kalu (tzv. **sapropelu**) na dně moře rozložila bakteriální a chemickou oxidací. Ve větší hloubce (bez přístupu vzduchu – redukční prostředí) v rozkladu pokračovaly bakterie anaerobní. Jejich redukčním působením se z organické hmoty eliminovaly atomy S, N a O. Z původních hlavních složek organické hmoty - proteinů (bílkovin), lipidů (tuků aj.) a glycidů (sacharidů) zůstala v sedimentu zachována jen malá část těch nejodolnějších komponent (hlavně lipidů) s relativně vysokým obsahem uhlíku a vodíku. Nejvíce organické hmoty se zachovalo v jemnozrnných usazeninách, např. siltech, jílech a jemných karbonátech.



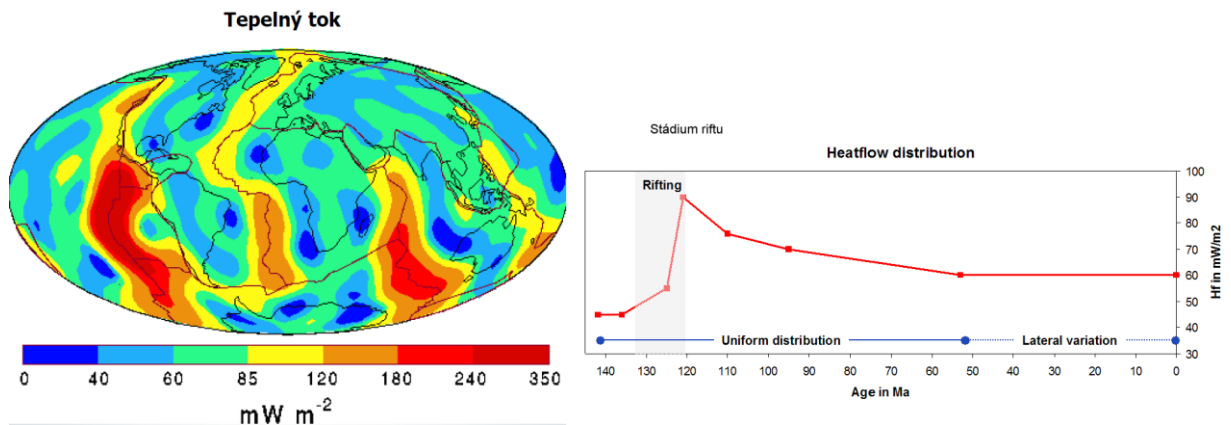
**Obrázek 3: odhalený profil sedimentačních vrstev na Arabském poloostrově, viditelné tmavé vrstvy bohaté organickou hmotou (Bjorlyke, 2010)**

### ***Maturace, typ kerogenu***

Při sedimentaci stlačují nové nadložní vrstvy svojí vahou spodní vrstvy (geostatický tlak) pod mořské dno. Sedimentace je obecně velmi pomalý proces (cca 50 m za milion let). Klesání vrstev (**subsidence**, viz kapitola subsidence) se až desetkrát urychluje, pokud dno sedimentačního prostoru klesá následkem tektonické aktivity. Ke vzniku velkých poklesových struktur docházelo hlavně v kontinentálních šelfech. Velké akumulace sedimentů mohou dosahovat mocnost 10 km i více. Při subsidenci vrstev dochází zákonitě k přetvoření jak sedimentu, tak i akumulované organické hmoty. Stlačením (kompakcí) vrstev se zmenšuje mocnost vrstev, vytlačuje se z nich voda a snižuje se pórovitost materiálu za současné změny permeability. Póry se zmenšují tím více, čím jemnozrnnější je sediment. Například u písku, s původní pórovitostí kolem 50 %, po kompakci klesne objem póru asi na polovinu. Naproti tomu u čerstvě usazených jílu s pórovitostí 45 % po kompakci poróznost klesne pod 10 % objemu, přičemž kompakce vrstvy jílu je mnohem větší než u písku. Ze všech sedimentů po

kompakci v průběhu diagenese vzniknou sedimentární horniny: z písku pískovec, z jílu jílovec až jílovité břidlice apod.

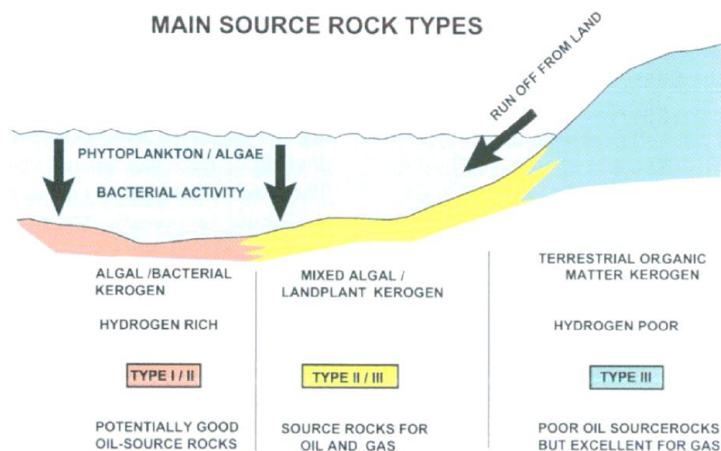
Zdrojem tepla především tepelný tok (heat flow). Jeho hodnoty se mohou značně lišit dle pozice (viz mapka). Nutné je také posouzení průběhu tepelné křivky v minulosti kdy její hodnoty dosahovaly výrazně vyšší hodnot. Podobně nezbytná je také schopnost horniny vést teplo. Hodnoty a schopnost jednotlivých hornin z pohledu tepelné vodivosti jsou zobrazeny v kapitole 7. Diagenese.



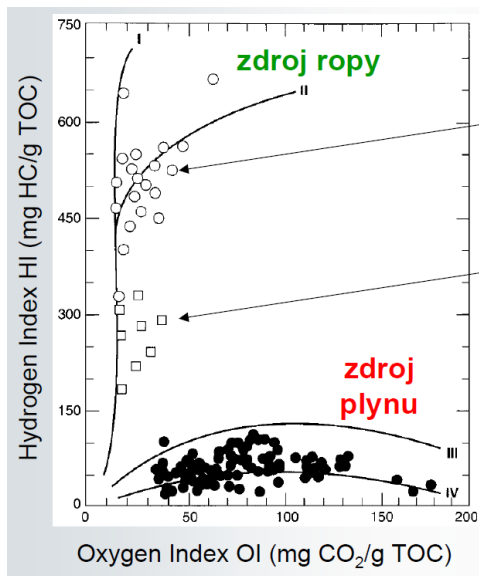
**Obrázek 4: rozdílnost hodnot tepelného toku v recentu Země (vlevo), průběh křivky tepelného toku v sedimentární pánvi v geologickém čase (Bjorkylle, 2005)**

V průběhu diagenese se organogenní sedimenty dostaly podle geotektonických podmínek do různých hloubek. Organická hmota rozptýlená v sedimentární hornině přitom prošla složitou chemickou přeměnou. Původní molekuly biopolymerů, částečně naoxidované a částečně rozložené v sapropelu, se působením vysokého geostatického tlaku (7 až 30 MPa), teploty max. 50 °C a katalytického účinku okolních hornin navzájem sloučily chaotickou polykondenzací. Výsledkem byl vznik **kerogenu**, což je vysokomolekulární tuhá nerozpustná organická hmota obsahující kolem 86 % organicky vázaného C. Geochemici rozeznávají tři typy kerogenu:

- typ I. pocházející hlavně z mořských řas,
- typ II. pocházející z planktonu s větším podílem bakteriálních zbytků
- typ III. obsahující organickou hmotu ze suchozemských rostlin.

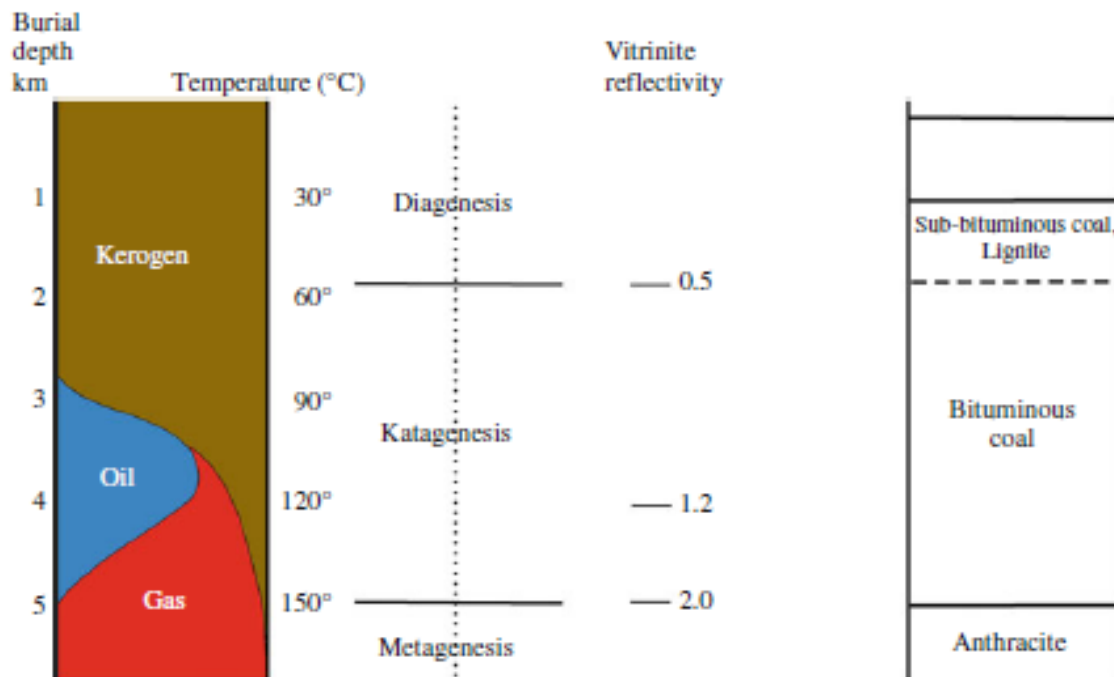


**Obrázek 5: Vliv sedimentačního prostředí na typ kerogenu (Bjorkylle, 2010)**



Obrázek 6: Určení typu kerogenu na základě modifikovaných Van Krevelen diagramů (Franců, 2011)

Rozhodující fází pro vznik ropy byla další subsidence matečné vrstvy kerogenu do hloubky 2 až 5 km. Geotermální gradient byl v minulých érách zhruba stejný jako současný, tj. 25 – 35 °C/km<sup>2</sup>. Z toho lze odvodit, že kerogen v této fázi vývoje, zvané **katagenese**, byl vystaven teplotě do cca 180 °C a geostatickému tlaku až 150 MPa. Za těchto podmínek podlely molekuly kerogenu v průběhu katagenese termické degradaci. (Z funkčních skupin se odštěpovaly molekuly CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S a H<sub>2</sub>O, docházelo k aromatizaci cyklických sloučenin a struktura kerogenu se zjednodušovala praskáním vazeb). Vznikla tak jednodušší látka zvaná **bitumen**. To je polotuhá směs sloučenin střední molekulové hmotnosti, převážně uhlovodíkového charakteru, rozpustná v toluenu a jiných organických rozpouštědlech. Vedle uhlovodíků obsahuje jen malé množství pryskyřic a asfaltenu.



Obrázek 7: schéma vývoje ropy (Bjorlyke, 2010)

V závěrečné fázi katagenese se průměrná molekulová hmotnost bitumenu dále snižovala termickým štěpením. Z chemických přeměn převládalo otevírání kruhů cyklických sloučenin a odštěpování fragmentů z uhlovodíkových řetězců. Výsledkem těchto přeměn byla pohyblivá kapalina, lehčí než voda, složená převážně z uhlovodíků, tj. **ropa**.

Čím déle byla ropa při svém „zrání“ (maturaci) v zóně katagenese vystavena vysoké teplotě, tím více se vytvořilo krátkých uhlovodíkových fragmentů. Tímto mechanismem se současně se vznikem ropy odlučoval z kapalně fáze plyn obsahující převážně methan, tj. **zemní plyn**. Zprvu se takto tvořil tzv. „mokrá zemní plyn“, tj. směs methanu a vyšších plynných alkanů. V hloubce pod 4 km, kde začíná zóna **metagenese**, se z ropných uhlovodíků tvořil již převážně samotný methan.

Přeměna bitumenu na kapalnou ropu a zemní plyn závisela jednak na hloubce pohřbení matečné vrstvy, tak na době, po kterou v určité hloubce setrvala – ta se počítá na miliony let. Oba uvedené faktory se navzájem kompenzují. Stejný stupeň přeměny bitumenu nastává v menší hloubce za delší čas, jako za kratší dobu ve větší hloubce (při vyšší teplotě).

Všechny ropy těžené z významných ložisek a ropy ve zjištěných zásobách vznikly uvedeným způsobem z organické hmoty převážně mořského planktonu (běžnou příměsí jsou zbytky vyšších rostlin, bakterií a jiných organismů). Svědčí o tom nejen stratigrafie ložisek, ale i **přítomnost biomarkerů** v ropě.

Vývoj ropy nebyl rychlý proces. Nejmladší známé ropy vznikly před 5 až 10 miliony let. Příkladem mohou být ropy z pliocenu, jejichž vznik byl uspišen výjimečně velkou rychlostí subsidence (přes 500 m za milion let) a vysokým místním geotermálním gradientem (přes 50 °C/km<sup>2</sup> hloubky). Naproti tomu nejstarší známé ropy vznikly v jurských roponosných vrstvách, jejichž pomalé klesání (5 až 15 m za milion let) pokračovalo přes křidu až do spodního terciéru. Jejich vývoj se tak protáhl na více než 100 milionů let.

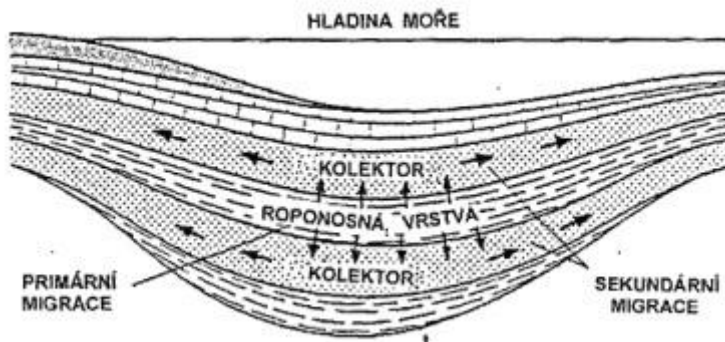
Popsaná cesta od sapropelu přes kerogen a bitumen k ropě neprobíhala vždy kontinuálním způsobem. V mnoha případech byla subsidence organogenních vrstev přerušena nebo úplně zastavena, neboť v různých údobích pravěká moře zanikala a jinde vznikala, působily různé tektonické pohyby, vrásnění apod. Docházelo také k výzdvihu vrstev. V takových případech se vývoj ropy zastavil. Vrstvy fosilizované organické hmoty ve stádiu kerogenu nebo bitumenu byly na některých místech tektonikou vyneseny až k zemskému povrchu (takže mohly být dobře prostudovány). Rozsáhlá jsou např. ložiska **kerogenních břidlic** (Oil Shale) v Estonsku, Rusku, Číně, Brazílii a Austrálii. Ložiska **bituminózních písků** (Tar Sands) jsou také na mnoha místech světa, největší zásoby byly nalezeny v kanadské provincii Alberta.

Přeměna organické hmoty uhynulého planktonu na ropu a zemní plyn, nikdy nepřestala a probíhá i v současné době. Geologové při zkušebních vrtech často nacházejí organogenní vrstvy v různých stádiích vývoje ropy.

## ***Migrace a akumulace ropy***

Přeměna bitumenu na kapalnou ropu v průběhu katagenese přivedla v roponosné hornině významnou změnu. Nově vzniklá kapalná a plynná fáze získaly možnost matečnou horninu opustit. Postupný přechod vznikající ropy do jiné vrstvy se nazývá **primární migrace**. Podmínky uskutečnění jsou dobře známy. Ropa může migrovat z matečné horniny jen v tom případě, že sousedící vrstva v nadloží nebo podloží má větší porozitu a je pro ropu propustná. Taková vrstva, umožňující transport ropy, se označuje jako **kolektor**. Hlavní hnací silou primární migrace je geostatický tlak. V zemské kůře se za každých 100 m hloubky zvyšuje tlak nadloží průměrně o 2,3 MPa. Například v hloubce kolem 4 km, tj. asi uprostřed roponosného „okna“, působí na matečnou horninu geostatický tlak přes 90 MPa (při teplotě kolem 100 °C). Kolektorová hornina je zpravidla pórezní (např. pískovec) a má póry vyplněné podzemní vodou. Hydrostatický tlak v otevřených pórech kolektoru je vždy nižší než okolní tlak geostatický. V hloubce kolem 4 km má voda (solanka) v pórech kolektoru tlak jen 42 MPa. Je zřejmé, že tlaková diference mezi fluidem uzavřeným v matečné hornině a vodou v pórech

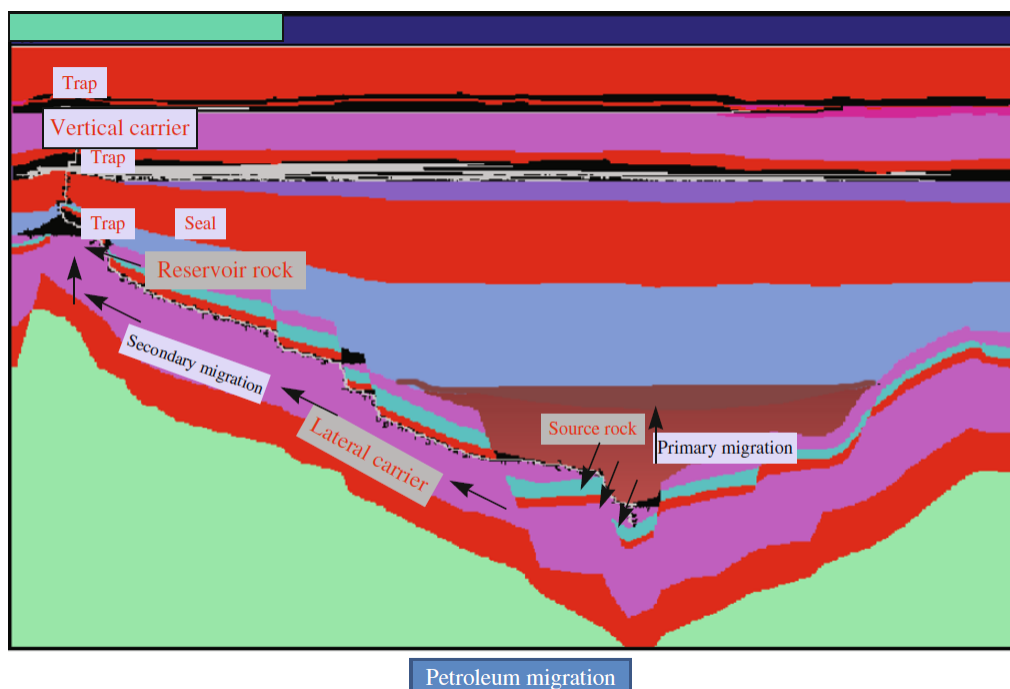
kolektoru podporuje migraci ropy směrem do kolektoru. Předpokládá se, že rozpínání kapalné a zejména plynné fáze, těsně uzavřené v malých pórech matečné horniny (nejčastěji to jsou jílovité horniny a černé břidlice), převyšuje okolní geostatický tlak ještě o 10 – 20 %. Vnitřní přetlak roztahuje póry a způsobuje v matečné hornině mikropukliny, které uvolňují ropě a plynu cestu do kolektoru. Po výronu kapalné a plynné fáze se mikropukliny vnějším tlakem opět uzavřou a proces se periodicky opakuje až do vyrovnání tlaků.



**Obrázek 8: schéma primární a sekundární migrace ropy (Petránek, .....**)

Při primární migraci, tj. přesunem do podloží nebo nadloží, se ropa vzdálí od matečné horniny jen o několik metrů. V případě, že roponosná vrstva není v kontaktu s vhodnou kolektorovou vrstvou, zůstane ropa „uvězněna“ v matečné hornině. Pokračující krakování ji postupně přemění disproporcionací na methan (ten je stálý do 550 °C) a nerozpustné uhlíkaté úsady. Proces úplného rozpadu ropy se ještě urychluje další subsidencí roponosné vrstvy do zóny **metagenese** (do hloubky pod 4 km). Vzniklý methan se buď difuzí vytratí do okolních vrstev, nebo je nějakým plynopropustným kolektorem odveden do jiných míst, kde může případně vytvořit ložisko zemního plynu. Uhlíkaté zbytky zůstávají trvalou součástí takové „vypálené“ roponosné vrstvy. Pro geology jsou užitečným znakem pro klasifikaci vrstev.

Pohyb ropy v kolektorové vrstvě se označuje jako **sekundární migrace**. V naprosté většině případů se mikrokapičky ropy pohybují kolektorem skrze póry nasycené spodní vodou. Sekundární migraci proto řídí dvě síly. Jednou je vertikální vznos olejových kapiček ve vodě směrem vzhůru. Síla vznosu je dána rozdílem hustoty ropy (700 – 900 kg/m<sup>3</sup>) a slané vody v pórech (1000 – 1200 kg/m<sup>3</sup>). Přítomnost zemního plynu, ať již rozpuštěného v ropě, nebo ve formě mikrobublinek, tuto sílu ještě zvětšuje. Při vznosu může ropa stoupat přes více prostupných vrstev (např. přes zlomy) až k povrchu, kde se po oxidaci ztratí se jako CO<sub>2</sub>. Druhou silou, určující směr migrace, je hydrodynamický gradient způsobující pohyb vody pod zemským povrchem. Současným účinkem obou uvedených sil se ropa při sekundární migraci pohybuje v šikmo uloženém kolektoru v co nejvyšších polohách vrstvy a ve směru prosakování spodní vody. Ropa se ve vodné fázi pohybuje ve formě mikrokapiček nebo i tenkých vláken, které se snáze protahují skrze póry kolektoru. V případě speciální afinity může ropa vytvořit na vnitřním povrchu pórů olejový film. Ten se pak pohybuje po stěnách pórů vztláním a je usměřován mezifázovým třením s pohybující se vodou. Ostatní možnosti pohybu ropy (emulze, micely) jsou méně pravděpodobné.



**Obrázek 9: Příklad primární a sekundární migrace na interpretovaném seismickém obrazu (Bjorlyke, 2010)**

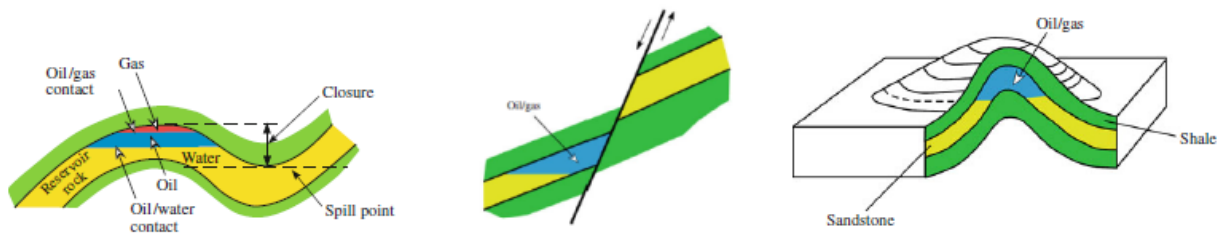
Sekundární migrace může také skončit na zemském povrchu, kde ropa podlehně oxidaci. V podzemí pokračuje ropa v migraci tak dlouho, až narazí na nepropustnou překážku. Může to být blok neporézní horniny nebo horniny s tak malými póry, že se v nich pohyb kapiček ropy zastaví účinkem kapilárních sil. V příznivém případě (z pohledu těžby) se u takové překážky vytvoří ropné ložisko.

Rychlost sekundární migrace ropy se odhaduje na několik set metrů za 1000 let. Přesto, že jde vlastně jen o pomalé prosakování horninou, ropa na cestě od matečné horniny k ložisku často urazí kilometrové vzdálenosti. Nejdelší známá dráha migrace je přes 300 km.

Při sekundární migraci je ropa dlouhodobě v těsném kontaktu s povrchem různých hornin, což nutně vede k různým interakcím. Zpravidla se některé nejpolárnější složky ropy „zakotvují“ v pórech horniny a v migraci dále nepokračují. Ropa se tak zbaví části pryskyřic, asfaltenuů, a jiných polárních látek, což vlastně poněkud zlepšuje její kvalitu. Pro geology je tento jev vítaný, poněvadž takto mohou vystopovat migrační cesty určitých rop od ložiska zpětně k matečné hornině. Používají se k tomu citlivé analytické metody jako je např. fluorescenční spektroskopie, která zviditelňuje stopy organických látek v hornině.

Nová metoda nazvaná „**molekulové indikátory délky sekundární migrace**“ je nezávislá na stupni zralosti ropy a je nyní geochemiky hojně využívána.

Je-li ropa při sekundární migraci zadržena nepropustnou překážkou, může se za vhodných podmínek v tom místě **akumulovat**, a případně vytvořit ropné ložisko. Pro vznik ložiska je nutné, aby kolektorová hornina a nepropustná překážka byly v takové vzájemné pozici, že vytvoří **past** (oil trap).



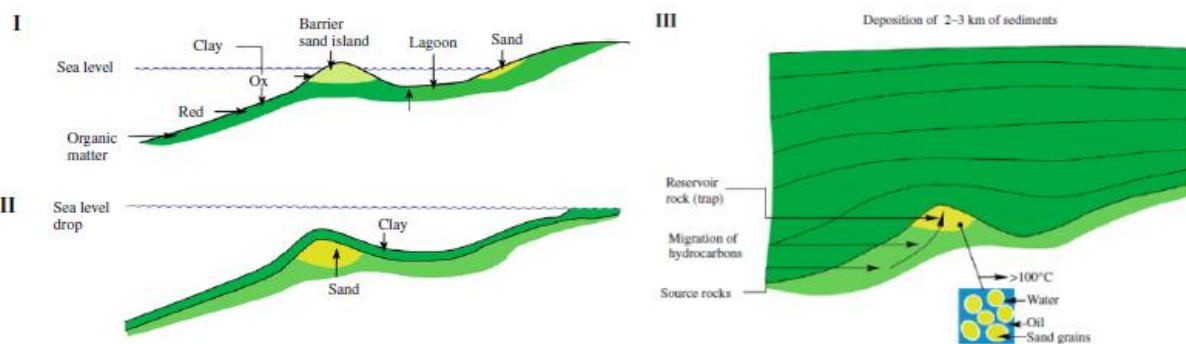
**Obrázek 10: příklad strukturní pasti (Bjorlyke, 2010)**

Běžné jsou tzv. **strukturní pasti** vytvořené tektonickou aktivitou. Uzávěrem takové pasti může být např. kupole z nepropustné vrstvy, která je součástí **antiklinály**, tj. tektonického prohnutí vrstev zemské kůry do tvaru hřbetu. V porézní hornině pod takovou kupolí se může snadno vytvořit ložisko ropy. Například jedno z největších ropných polí v iráckém Kirkúku leží pod antiklinálou dlouhou 100 km se třemi výraznými kupolemi.

Nepropustnou vrstvou uzavírající past bývají jílovité horniny a často tzv. evapority (soli z odpařené mořské vody), jejichž předností je jistá plastičnost, takže se při vnějším tlaku deformují, ale nepukají. Vydátné ložisko ropy se obvykle vytvoří tehdy, jeli pod nepropustnou kupolí vrstva velkoporézní horniny (pískovec, vápenec nebo dolomit) s mocností v desítkách až stovkách metrů. Ropa vyplňuje past postupně od shora dolů, vytlačuje vodu z pórů a zaujímá její místo. Nad vrstvou ropy se v pasti často vytvoří ještě horní vrstva zemního plynu (tzv. „čapka“). Voda je v pasti pouze v nejspodnější část kolektorové horniny. Výhodné je, když taková past je v dynamickém režimu, tzn. že voda z nejspodnější vrstvy kolektoru může pod uzávěrem pasti volně odcházet (bez ropy) a z druhé strany mohou kolektorem nové dávky vody s ropou přicházet.

Jiný typ strukturní pasti vytvořily v zemské kůře **poklesové zlomy**. Při vertikálním posunu vrstev se porézní vrstva někdy uzavře nepropustnou vrstvou, která se při posunu dostane do protilehlé polohy. Pod styčnou plochou s nepropustnou vrstvou se pak může vytvořit statická past. Téměř 80 % známých ložisek ropy je ve strukturních pastích obou uvedených typů.

Odlíšným mechanismem vznikly **pasti stratigrafické**. Změna klimatických a jiných podmínek na povrchu (např. zaplavování souší) v minulosti často přivedla změnu sekvencí sedimentačních vrstev. Po takových událostech někdy zůstala vrstva porézní horniny zaklíněna mezi vrstvami nepropustnými. Vzniklý shora uzavřený prostor v porézní hornině se tak mnohde stal pastí na ropu. Mnoho pastí je také smíšeného typu.



**Obrázek 11: příklad vzniku stratigrafické pasti (Bjorlyke, 2010)**

Migrační cesty jsou velmi komplexní problematikou. Samotné migrační cesty mohou být značného rozsahu na dlouhé vzdálenosti. Mohou „svádět“ ropu z plochy až několik desítek km<sup>2</sup>.



Migrační cesty mohou vést na všechny strany v několika vrstvách. Relativně běžné jsou také situace, kdy v jednom ložisku jsou „svedeny“ ropy z více matečných hornin, často se jedná o velmi odlišné ropy.

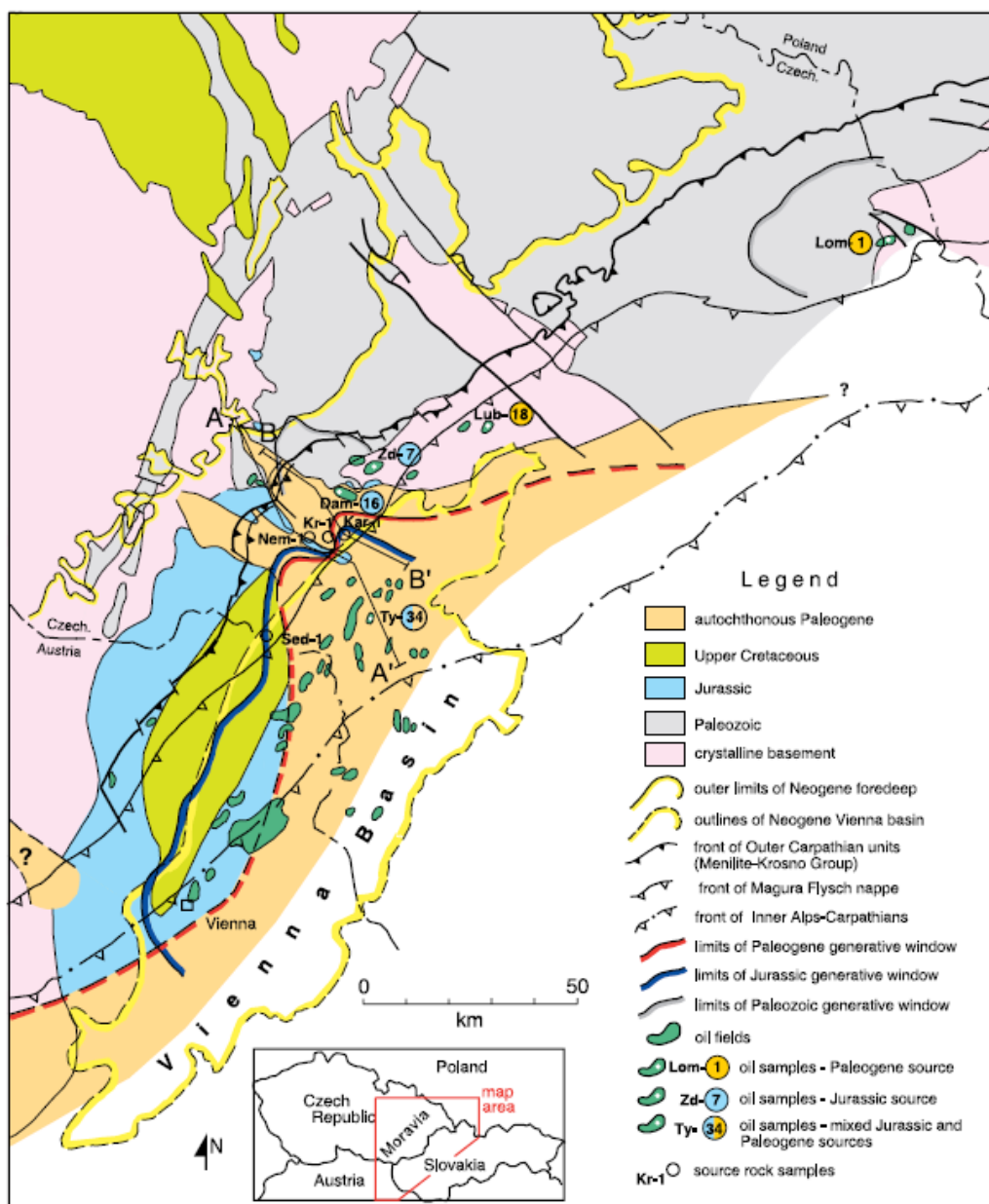
Každá ropa akumulovaná v ložisku byla i tam po dlouhou dobu vystavena různým vlivům, které pozměnily její chemické složení a fyzikální vlastnosti. Charakter změn byl především určen hloubkou ložiska. Pokud se ropa po sekundární migraci zachytila v ložisku na přibližně stejném horizontu, tj. v hloubce „ropného okna“, pak v ložisku dále pokračovala její maturace za vysoké teploty. Hlavní změny v jejím složení byly vyvolány **termickou degradací**. Štěpení molekul v tomto procesu je vždy spojeno s disproportionací – uhlovodíky se střední molekulovou hmotností se štěpí na lehké uhlovodíky (až CH<sub>4</sub>), praskají kruhy cykloalkanů a současně vznikají i těžké nerozpustné podíly kondenzací aromatických struktur. Vedle toho se uplatňuje i další efekt: štěpením vzniklé lehké alkalické frakce se v ropě rozpouštějí a zpravidla z ní vysrážejí černou lepivou hmotu tzv. **asfalteny**. To jsou vysokomolekulární polyaromatické látky běžně rozpouštěné v ropě, které jsou ale nerozpustné v pentanu a jiných lehkých alkanech (při destilačním zpracování ropy zůstávají asfalteny v destilačním zbytku jako asfalt). Vysrážené asfalteny zůstávají nalepené v pórech ložiskové horniny a ropa se tak od nich z části očistí. Z takových akumulací se pak těží lehké, převážně alkanické, ropy s velkým podílem benzinové frakce.

Jestliže se ropa po migraci zachytila v ložisku blíže k povrchu, byla zase vystavena jiným vnějším vlivům. Hlavní změny způsobovala dešťová voda, která se do takového ložiska mohla snadno dostat. Taková voda nejenže obsahuje rozpuštěný kyslík, ale při prosakování do ložiska se v ní zachytí vždy množství aerobních i anaerobních bakterií. Složení ropy v takovém ložisku bylo proto většinou pozměněno oxidací a **biodegradací**. Oxidací v tomto případě nevznikaly v ropě nové kyslíkaté funkční skupiny, ale reakce měly dehydrogenační charakter, tzn. že se z cykloalkanů odtrhávaly atomy vodíku a vznikaly aromatické a polyaromatické struktury. Po dostatečně dlouhém čase se ropa v takovém ložisku pozměnila na těžkou aromaticko-asfaltickou ropu.

Ropa, která po akumulaci nebyla vystavena vysoké teplotě ani nebyla pozměněna biodegradací a dokončila za relativně mírných podmínek maturaci, si většinou zachovala původní převážně cykloalkanický (naftenický) charakter.

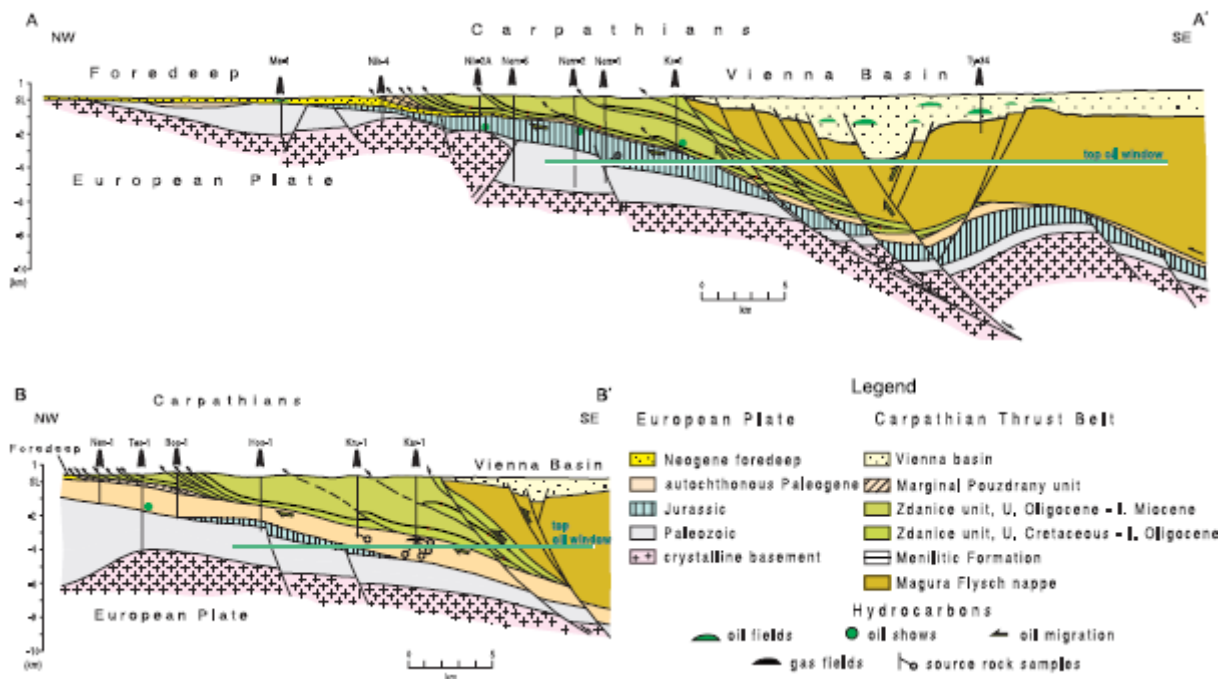
## ***Ložiska ropy a zemního plynu na území ČR***

Naprostá většina ložisek ropy na území ČR na území je vázána na ložiska Vídeňské pánve. Za ropomatečnou horninu Vídeňské pánve jsou považovány Mikulovské slínovce (jura). Další významné oblasti jsou vranovická a především nesvačilská deprese. Mikulovské slínovce jsou horninou s převažujícím typem kerogenu typu II, obsahují tedy organický materiál jak marinního, tak terestrického původu. Vyznačují se středně vysokým obsahem organické hmoty, který se však může značně lišit v jednotlivých hloubkových intervalech. Maximální hodnoty se pohybují kolem 8% TOC, průměrné hodnoty potom kolem 1,5% TOC. Parametry zralosti jsou velmi rozdílné. Horní hranici ropného okna lze očekávat v intervalu kolem 2500m, plynné okno výrazně hlouběji.



**Figure 23.** Pre-Neogene subcrop geological map of the European foreland plate in Moravia and northeastern Austria showing the distribution of Paleozoic, Jurassic, and Paleogene strata with potential source rocks. Oil samples (e.g., Lom-1) analyzed for biomarkers (modified from Picha and Peters, 1998).

Nejvýznamější ložiska Vídeňské pánve leží v Rakousku, největším je dosud těžený Matzenfeld, který ukrýval až 30% celkových zásob uhlovodíků Vídeňské pánve. Největším ložiskem na území ČR je ložisko Hrušky, které je v současné době již dotěžováno a transformováno na zásobník zemního plynu. Nejproduktivnějším ložiskem současnosti na území ČR je tedy ložisko Dambořice, které je vázáno na ložiskové struktury nesvačislkého příkopu. Zdrojovou horninou jsou jak mikulovské slínovce (migrace), tak i horniny autochtonního paleogenu. Další významnější ložisko na území ČR jsou Ždánice či Lubná-Kostelany. Zde jsou uhlovodíky vázány na zvětralinový pokryv krystalinika a vyznačují se taktéž značnou migrací. Zásoby zemního plynu byly těženy taktéž na severu Moravy. Jednalo se především o zemní plyn (kerogen typu III) akumulovaný převážně z karbonských sedimentů a uhelných slojí. Významnější akumulace ropy byla na severu Moravy těžena v okolí Dolní Lomné.



Obrázek 12: Řez Vídeňskou pánví (Pícha, 1998)

			Source Rock	Reservoir	Hydrocarbons			
Cenozoic	Quaternary	Alpine System						
	Neogene	molasse		II-III (type)	(R)	● ☀	sands	
	Paleogene	valleys			(R)	● ☀	shales	
Mesozoic	Cretaceous	active margins						
	Jurassic	passive margins			(R)		marls	
		synrift			(R)	●	carbonates	
Paleozoic	Triassic	Hercynian System						
	Permian						coal	
	Carboniferous	molasse				☀		
		flysch					●	oil
		passive margins			(R)	●	☀	gas
	Devonian	synrift						
	Silurian							
Ordovician								
Cambrian								
Precambrian	crystal. rocks			(R)	●			

Figure 9. Stratigraphy and hydrocarbon habitat of the foreland zone of the European platform concealed underneath the Neogene foredeep and the Western Carpathian thrust belt in Moravia. Modified after Picha (1996).