



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof. ssa Cristina Stefani

**TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA**

IL GIURASSICO SUPERIORE DEL SOUTHWESTERN BARENTS SEA: DISTRIBUZIONE E QUALITÀ DELLA MATERIA ORGANICA E SOURCE ROCK MODELING

Relatore: Prof. Massimiliano Zattin

Correlatore: Dott. Tiziano Baiocco

Laureando: Stefano Castellani

Matricola: 1013653

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

*Quando lanatura viene alla generatiō delle/pietre essa genera una qualita
domore viscioso/il quale col suo secharsi congele inse co chedē/tro allui
sirinchiude enōli converte inpietra/ma li cōserua dentro asse nella forma
che elli ha trovati...*

Leonardo da Vinci

Quando la natura crea le pietre genera una specie di umore vischioso che
asciugandosi congela ciò che racchiude in se stesso e non trasforma tutto in pietre
ma conserva ciò che racchiude nella forma trovata...

Indice

Abstract

1. Introduzione	pg. 1
1.1 Obiettivo	pg. 1
1.2 Background	pg. 1
2. Inquadramento geografico	pg. 9
3. Inquadramento geologico	pg. 11
3.1 Area studio	pg. 11
3.2 Geologia del Barents Sea	pg. 13
3.3 Principali caratteristiche strutturali	pg. 16
3.4 Western Barents Sea - Svalbard Margin	pg. 18
3.5 Litostratigrafia	pg. 21
4. Metodi e dati	pg. 26
4.1 Well data	pg. 26
4.2 Analisi dei dati	pg. 35
4.3 Dati finali	pg. 38
5. Modeling	pg. 45
5.1 Il software	pg. 45
5.2 Dati di input	pg. 51
5.3 Stratigraphic Model	pg. 53
5.4 Settings	pg. 56
6. Risultati	pg. 65
6.1 Scenario 1	pg. 68
6.2 Scenario 2	pg. 71
6.3 Scenario 3	pg. 75
7. Conclusioni	pg. 77
Bibliografia	pg. 79

Abstract

The aim of this study is to build a source rock model in sediments of the Upper Jurassic of the southwestern Barents Sea.

Geochemical data like TOC and HI of seven wells localized in the Bjørnøya Basin area, were collected and restored. All data come from NPD (Norwegian Petroleum Directorate) online archive.

To simulate the distribution, quantity and quality of the organic matter the software OF-Mod (Organic Facies Modeling, SINTEF) has been used, which allows a quantitative and qualitative forecast of a potential source rock away from the well. It requires several input data like top and bottom maps of the interval, paleobathymetry, distance to shore, sand fraction map and wells data (TOC, HI). Subsequently organic parameters like Primary Productivity, Anoxic Bottom Water, Oxygen Minimum Zone and Terrestrial Organic Matter were setting.

The simulation has allowed to obtain maps of TOC and HI of the entire interval Upper Jurassic and also of the two formations which constitute it: Fuglen (Oxfordian) and Hekkingen Formation (Kimmeridgian-Tithonian). The latter is recognized to be the main source rock in the southwestern Barents Sea and our model shows that it achieves good TOC values in the whole study area.

Keywords: Barents Sea, Bjørnøya Basin, Hekkingen Formation, organic matter, organic facies modeling.

1 - Introduzione

1.1 – Obiettivo

La caratterizzazione di una *source rock* e la determinazione delle sue variazioni all'interno di un bacino sedimentario sta alla base degli studi di *Petroleum System Modeling*.

Il problema fondamentale nella simulazione dello sviluppo della roccia madre sta nel fatto che, lontano dal controllo del pozzo, cresce l'incertezza nel prevederne le caratteristiche. In questo senso, sono stati introdotti *software* in grado di simulare le modalità secondo cui si è depositata e preservata la materia organica.

Questo lavoro ha come scopo la costruzione di un modello di *source rock* in sedimenti del Giurassico superiore, nella porzione sud-occidentale del Barents Sea (Norvegia), corrispondente essenzialmente con il bacino di Bjørnøya e parte degli alti strutturali di Loppa e Stappen.

Mediante l'uso del *software* OF-Mod (*Organic Facies Modeling*, SINTEF), sono state caratterizzate la qualità della materia organica e la sua distribuzione all'interno dell'intervallo preso in considerazione, da utilizzare successivamente nella simulazione del modello di generazione ed espulsione in un sistema petrolifero.

1.2 – Background

1.2.1 – Petroleum System

Un sistema petrolifero è un sistema naturale costituito da una roccia madre e da elementi e processi che consentono la generazione, l'espulsione da una *source rock* e l'accumulo di idrocarburi.

Il *petroleum system* è composto da:

- Roccia madre (*source rock*): roccia o intervallo di rocce sedimentarie in grado di produrre sufficienti quantità di idrocarburi all'appropriato livello di maturità termica in modo da saturare la porosità della roccia e permetterne l'espulsione;
- Eventuali mezzi permeabili (*carrier*): roccia o intervallo di rocce con porosità e permeabilità tali da consentire la migrazione degli idrocarburi;
- Roccia serbatoio (*reservoir*): roccia o intervallo di rocce ad elevata porosità e permeabilità in cui si ha l'accumulo degli idrocarburi;
- Roccia di copertura (*seal*): roccia o intervallo di rocce a bassa permeabilità in grado di impedire la migrazione degli idrocarburi;
- Trappola (*trap*): sistema *reservoir-seal* con una caratteristica conformazione strutturale o stratigrafica in grado di permettere l'accumulo di idrocarburi.

Un appropriato *timing* di formazione di questi elementi e i processi di generazione, migrazione e intrappolamento sono necessari perché gli idrocarburi vengano accumulati e preservati.

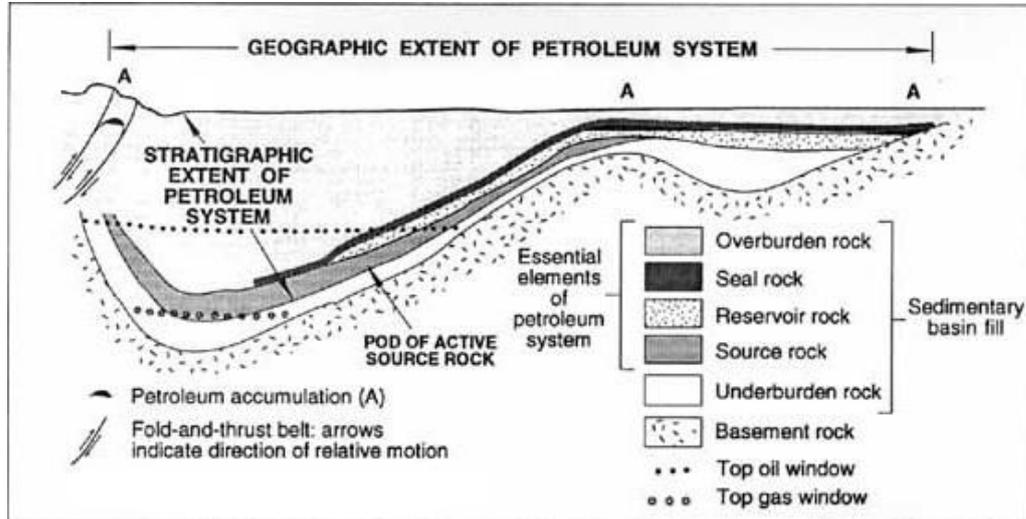


Figura 1: Schema riassuntivo di un sistema petrolifero (Magoon and Dow, 1994).

1.2.2 – Kerogene

In riferimento al grado di alterazione raggiunto dalla sostanza organica, si possono distinguere tre fasi successive:

1. Diagenesi: la materia organica associata ai sedimenti subisce una prima trasformazione già all'atto della deposizione ad opera dei batteri sia aerobi che anaerobi che ne alterano la composizione chimica. I prodotti finali dell'attacco batterico sono il *kerogene*, definito come la frazione della sostanza organica sedimentaria insolubile in solventi organici, e metano biogenico, ottenuto dalla fermentazione della sostanza organica. In questa fase i sedimenti vengono definiti immaturi;
2. Catagenesi: trasformazione del *kerogene* in olio e metano quando il sedimento raggiunge una temperatura tale da innescare il processo di degradazione termica. La maturazione del *kerogene* in genere avviene tendenzialmente nel campo di temperatura tra 90°-140°C (*oil window*). In questa fase la roccia madre viene definita matura;
3. Metagenesi: il *kerogene* passa da maturo a *overcooked* uscendo così dalla finestra di produzione di idrocarburi. Il rapporto H/C diminuisce. In questa fase si ha produzione di metano termogenico per le alte temperature (tendenzialmente >140°C *gas window*). Superata questa fascia, si giunge alla soglia del metamorfismo, in cui il *kerogene* viene trasformato in un residuo carbonioso sottoforma di grafite.

In base all'origine si possono definire tre tipi di *kerogene*:

- Tipo I: di origine essenzialmente algale, presenta un alto tenore in idrogeno: alto rapporto H/C (~1,65) e basso O/C (<0,1). Questo tipo di *kerogene* ha un alto potere generativo e tende a produrre olio, perciò è detto *oil-prone*;
- Tipo II: deriva da alghe marine ma contiene anche zooplancton e fitoplancton. Rapporto H/C maggiore di 1, tende a produrre sia olio che gas;
- Tipo III: è prodotto dalla lignina delle piante superiori ed è il costituente fondamentale del carbone. Presenta un rapporto H/C basso (minore di 0,84) e alti

valori in ossigeno. Può generare abbondanti quantità di gas e scarse percentuali di olio, perciò è chiamato *gas-prone*.

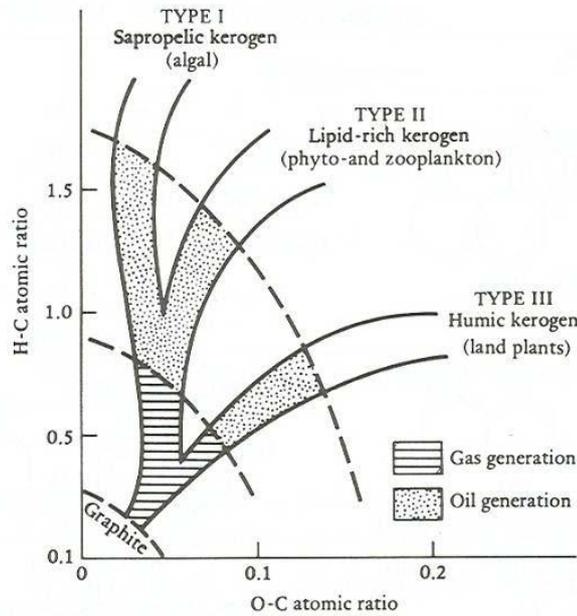


Figura 2: Diagramma di Van Krevelen per il kerogene (Van Krevelen, 1950).

In realtà la sostanza organica depositata assieme ai sedimenti è riconducibile ad ambienti terrestri, marini o transizionali tale che la qualità del kerogene risulta essere intermedia tra le classi teoriche. Infatti il kerogene è spesso identificato come tipo I/II, II/III, ecc.

1.2.3 – TOC

Il TOC (*Total Organic Carbon*) è definito come il peso espresso in percentuale di carbonio organico relativamente al peso complessivo della roccia. È un parametro fondamentale per ricavare la quantità di idrocarburi che possono essere generati da una roccia madre:

- TOC basso: si ha produzione ma non espulsione di idrocarburi;
- TOC maggiore del 6%: la continuità fisica tra le lamine di *kerogene* facilita la migrazione primaria.

- TOC oltre il 30-40%: si ha adsorbimento dei prodotti liquidi sulla materia solida (carbone).

1.2.4 – Rock-Eval Pyrolysis

Si tratta di un'analisi quantitativa degli idrocarburi generati per pirolisi del *kerogene*; si determinano gli idrocarburi liberi, sotto forma di gas e olio contenuti nel campione e i composti volatili (CO₂) che vengono espulsi in seguito al crack del *kerogene*. Questa analisi viene eseguita mediante l'utilizzo di un'apparecchiatura chiamata *Rock-Eval* (messa a punto da Espitalié et al., 1977), la quale fornisce tre picchi denominati S1, S2, S3. L'apparecchio è costituito da un forno di pirolisi comandato da un programmatore di temperatura che permette un riscaldamento del campione fino a 550°C. Una sonda interna permette di conoscere la temperatura corrispondente al massimo di pirolisi.

Dati forniti dall'analisi:

- S1: rappresenta la quantità di idrocarburi liberi (gas e olio) che si volatilizzano a 300°C in 3 minuti. Il valore dipende dal potenziale petrolifero della roccia, dal suo grado di evoluzione e dai processi di migrazione;
- S2: indica la quantità totale di olio e gas che il *kerogene* può ancora produrre, in seguito ad una sua ulteriore evoluzione (potenziale petrolifero residuale). La temperatura ottenuta in corrispondenza del picco S2, detta Tmax, rappresenta la temperatura di massima generazione di idrocarburi nel processo di pirolisi;
- Tmax: fornisce indicazioni sul livello di maturità raggiunto dal *kerogene*. Tanto più elevato è il valore di Tmax, maggiore risulta il livello di maturità;
- S3: è la quantità di CO₂ ottenuta separatamente dal crack della sostanza organica durante il raffreddamento.

1.2.5 – Hydrogen Index (HI)

L'HI (*Hydrogen Index*) è definito come la quantità di composti idrocarbonati in rapporto al carbonio organico totale: $HI = (S2/TOC)*100$. È un indice derivato, in quanto funzione del TOC e del S2 e permette di conoscere il grado di qualità del *kerogene*.

1.2.6 – Vitrinite reflectance (Ro%)

La vitrinite è un macerale del carbonio che deriva dalle pareti lignino-cellulosiche delle celle di piante superiori. Appartiene alla frazione strutturata (ossia i frammenti di cui è possibile identificare l'origine biologica) della sostanza organica presente all'interno delle rocce sedimentarie. Al microscopio appare traslucida, di colore che varia dal giallo-ocra al marrone scuro.

La riflettanza della vitrinite (Ro%) è l'indicatore più comunemente usato per determinare la maturità della roccia madre. Il metodo si basa sul potere riflettente della vitrinite e cioè sul rapporto tra la luce riflessa e luce incidente espresso in percentuale. La misura del potere riflettente si basa sul fatto che, con l'aumento della temperatura, si assiste ad un progressivo ordinamento della struttura molecolare che porta ad una sempre maggiore capacità di riflessione (per minor assorbimento) della luce incidente. Con l'aumentare della temperatura si ha un aumento della riflettanza. In generale per $Ro < 0,55\%$ la roccia madre è definita immatura, per $Ro > 0,55\%$ si entra nel campo di maturità e per $Ro > 2\%$ si ha una roccia madre “*overmature*”.

1.2.7 – Production Index (PI)

Il PI (*Production Index*) è definito dal rapporto $S1/(S1+S2)$. S1, come detto in precedenza, rappresenta la quantità di idrocarburi prodotti e già espulsi, mentre la somma $S1 + S2$ indica la quantità totale di idrocarburi producibili. Il rapporto, ovviamente, non potrà mai essere superiore a 1. Se PI tende a 0 significa che non sono ancora stati prodotti idrocarburi e la roccia madre è immatura. Viceversa, se PI tende a 1, la roccia madre non è più in grado di generare idrocarburi e il potenziale petrolifero è nullo.

1.2.8 – Preservazione della sostanza organica

La preservazione della sostanza organica è favorita essenzialmente dalla carenza di ossigeno nell'interfaccia acqua-sedimento. Due sono i modelli di preservazione:

1. Modello di “stagnazione”: tipico di bacini chiusi a ridotta circolazione verticale e quindi con masse d'acqua stratificate. In questo caso si avrà la presenza di un

fondale marino anossico (*anoxic bottom water*), in cui i sedimenti ricchi di carbonio organico saranno preservati dall'ossidazione e dall'azione distruttiva di organismi aerobi (Brumsack, 1980; De Graciansky et al., 1987);

2. Modello di “produttività”: prevede un incremento della produttività dovuto ad un aumento nell'apporto di nutrienti (es. *upwelling*, foce fluviale). Ciò fa sì che si instauri una zona a minimo contenuto di ossigeno (*oxygen minimum zone*) che favorisce la deposizione di sedimenti ricchi di sostanza organica (Schlanger and Jenkyns, 1976).

1.2.9 – I log geofisici

Per log si intende la registrazione continua in funzione della profondità che può essere visualizzata con opportune tracce cartacee. I log geofisici sono stati sviluppati con l'obiettivo di valutare i caratteri geologici e petrofisici delle formazioni di sottosuolo attraversate dai pozzi, attraverso la misura di parametri fisici (ad es. resistività, densità, indice di idrogeno, radioattività naturale, temperatura, proprietà acustiche).

- *Caliper*: dà indicazioni su eventuali variazioni nelle dimensioni (diametro) del foro lungo il pozzo. Un foro che presenta le stesse dimensioni del *bit* con il quale è stato perforato, si dice “calibrato”: caliper e *bit size* coincidono. Se un foro presenta diametro maggiore rispetto al bit è detto “scavernato”: la traccia del caliper si discosta da quella del *bit size*. Il caliper si misura in pollici (*inches*).
- *Gamma Ray* (GR): misura la radioattività naturale della formazione (legata all'immissione di raggi gamma da parte di minerali radioattivi) dovuta alla presenza, in particolare, degli isotopi di uranio (U), torio (Th) e potassio (K). Generalmente i livelli argillosi contengono minerali nei quali i tenori in Th e K sono più elevati delle sabbie, di conseguenza il GR viene utilizzato per evidenziare la presenza di argille e quantificarne il volume. Il GR si misura in gradi American Petroleum Institute (gAPI).
- *Density*: misura la densità apparente di una roccia, mediante la misura dell'interazione tra raggi gamma, emessi da una sorgente radioattiva facente parte del *tool*, e gli elettroni degli atomi che compongono la roccia stessa. La densità della roccia è funzione della sua porosità totale (la densità è inversamente

proporzionale alla porosità). Sfruttando quindi questa relazione è possibile determinare in modo molto accurato la porosità delle rocce. Il funzionamento del Density Log si basa sul fatto che i raggi gamma, per la loro natura, possono interagire solo con gli elettroni che orbitano attorno ai nuclei degli atomi della roccia. Tanto più gli elementi presenti nella roccia sono pesanti, tanto maggiore è la densità elettronica del mezzo. Tanto maggiore è la densità elettronica, tanto minore sarà il conteggio di raggi gamma di ritorno ai detector. Quando la formazione è parzialmente saturata in gas la densità apparente misurata è minore rispetto a quella che si può misurare nella stessa formazione saturata in acqua o olio. Questo effetto è indicato come “effetto gas” sul Density Log.

- *Neutron*: risponde essenzialmente al contenuto in idrogeno della formazione. Poiché l'idrogeno è presente sia nella molecola dell'acqua (H_2O) che nella molecola degli idrocarburi (CH_2 , CH_4 , ecc.) possiamo dire che il Neutron Log misura la porosità totale della roccia (in formazioni “pulite” saturate in acqua o in olio). Il principio di funzionamento si basa sull'emissione di neutroni da una sorgente, i quali vanno ad interagire con i nuclei di atomi della roccia perdendo parte dell'energia ad ogni collisione. La massima perdita di energia si ha quando un neutrone collide con un atomo di idrogeno che ha la sua stessa massa. Tanto maggiore è la quantità di idrogeno nella formazione, tanto più rapida sarà la perdita di energia dei neutroni. Quando nella roccia è presente gas, l'indice di idrogeno è minore rispetto a quello che si può misurare nella stessa formazione saturata al 100% da acqua o olio. Poiché il gas è meno denso, è come se il *tool* misurasse un deficit di porosità. Questo effetto è indicato come “effetto gas” sul Neutron Log.
- *Sonic*: misura la velocità di propagazione delle onde acustiche all'interno della formazione. Il Sonic Log è quindi la registrazione verso la profondità del tempo (DT) necessario ad un'onda acustica per attraversare 1 *foot* di formazione. Il *tool* è utilizzato per identificare il tipo di litologia e la presenza di gas, calcolare la porosità, riconoscere fratture, calcolare eventuali anisotropie acustiche e stimare la permeabilità della formazione. In generale la diminuzione della porosità è evidenziata dalla diminuzione del DT.

- *Resistivity*: misura la resistività della formazione che è un parametro fondamentale per il calcolo della saturazione in idrocarburo. La resistività di una roccia è la resistenza che essa oppone al flusso di corrente elettrica e si misura in ohm/m. La matrice rocciosa generalmente non conduce corrente elettrica, la quale però fluisce attraverso l'acqua per via della concentrazione in sali. Maggiore è la porosità, maggiore è il contenuto in acqua e quindi minore è la resistività.

2 - Inquadramento geografico

Il Mare di Barents si trova tra gli arcipelaghi delle isole Svalbard e Franz Josef Land, la Novaya Zemlya (Arkhangelsk Oblast), le coste settentrionali di Norvegia e Russia e il margine orientale del Mar di Norvegia. Esso definisce una superficie di circa 1,3 milioni km². Con una profondità media di circa 300 m è una delle aree di piattaforma continentale più vaste del globo.

Il settore norvegese del Mare di Barents è un importante *target* per l'esplorazione di idrocarburi. Esso è infatti circondato da una catena circumpolare di bacini petroliferi noti che vanno dalla Siberia all'Alaska.

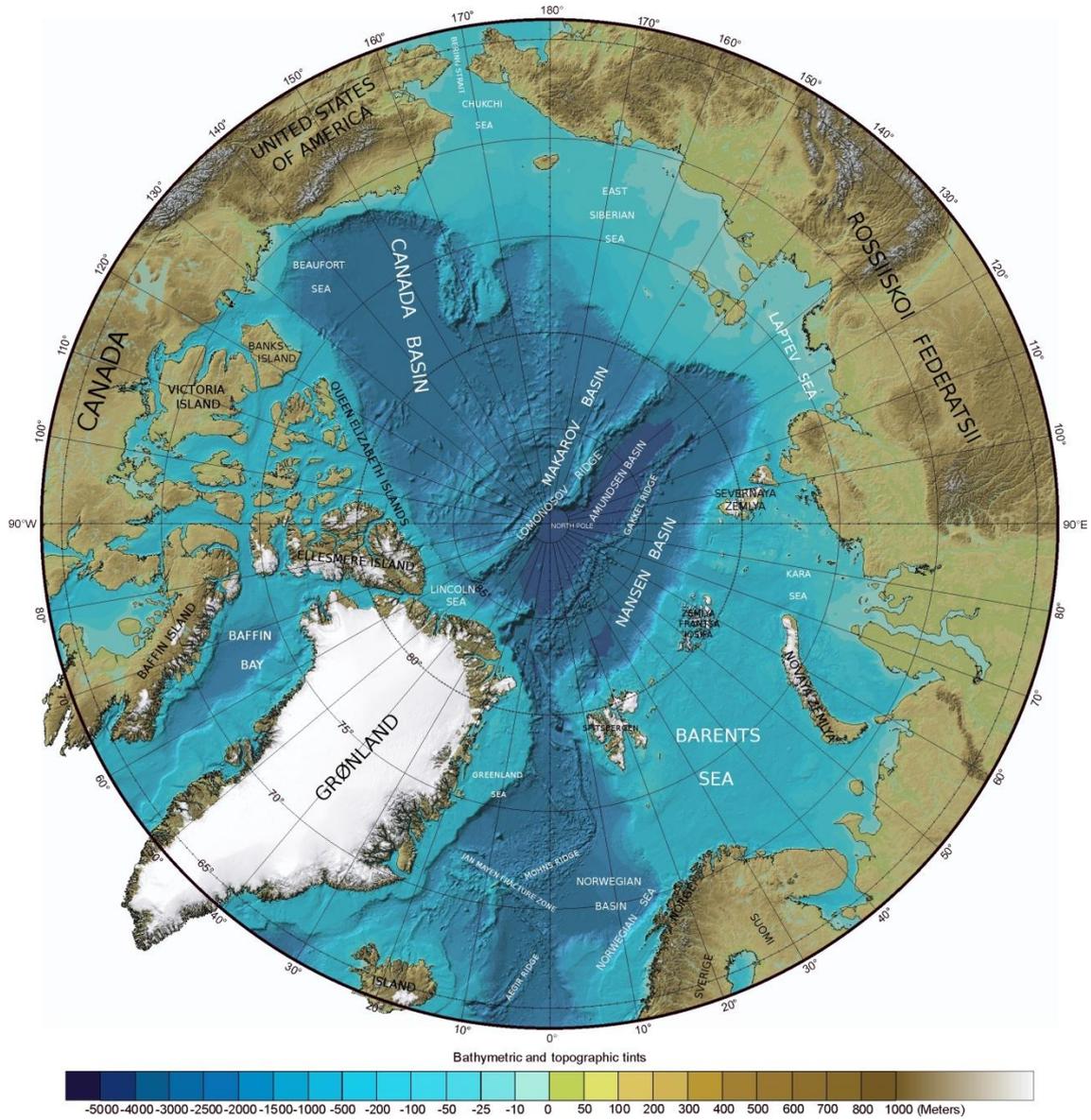


Figura 3: Mappa dell'Arctic Sea (modificata da IBCAO, Jakobsson et al., 2008).

3 - Inquadramento geologico

3.1 - Area studio

L'area di studio coincide essenzialmente con il Bjørnøya Basin (Bjørnøybassenget), situato nella porzione sud-occidentale del Barents Sea, tra il 71° e il 74° parallelo Nord e il 18° e il 22° meridiano Est. Esso presenta un trend NE-SW ed è diviso dal Leirdjupet Fault Complex in una parte occidentale relativamente più profonda e una nord-orientale più superficiale (Fingerdjupet Sub-basin). Il bacino è delimitato verso SE dal Bjørnøyrenna Fault Complex, mentre il limite nord-occidentale è rappresentato da un pendio fagliato che immerge verso il bacino dall'alto strutturale dello Stappen High. Perciò il Bjørnøya Basin presenta alcune caratteristiche di un *half-graben* (Gabrielsen et al., 1984).

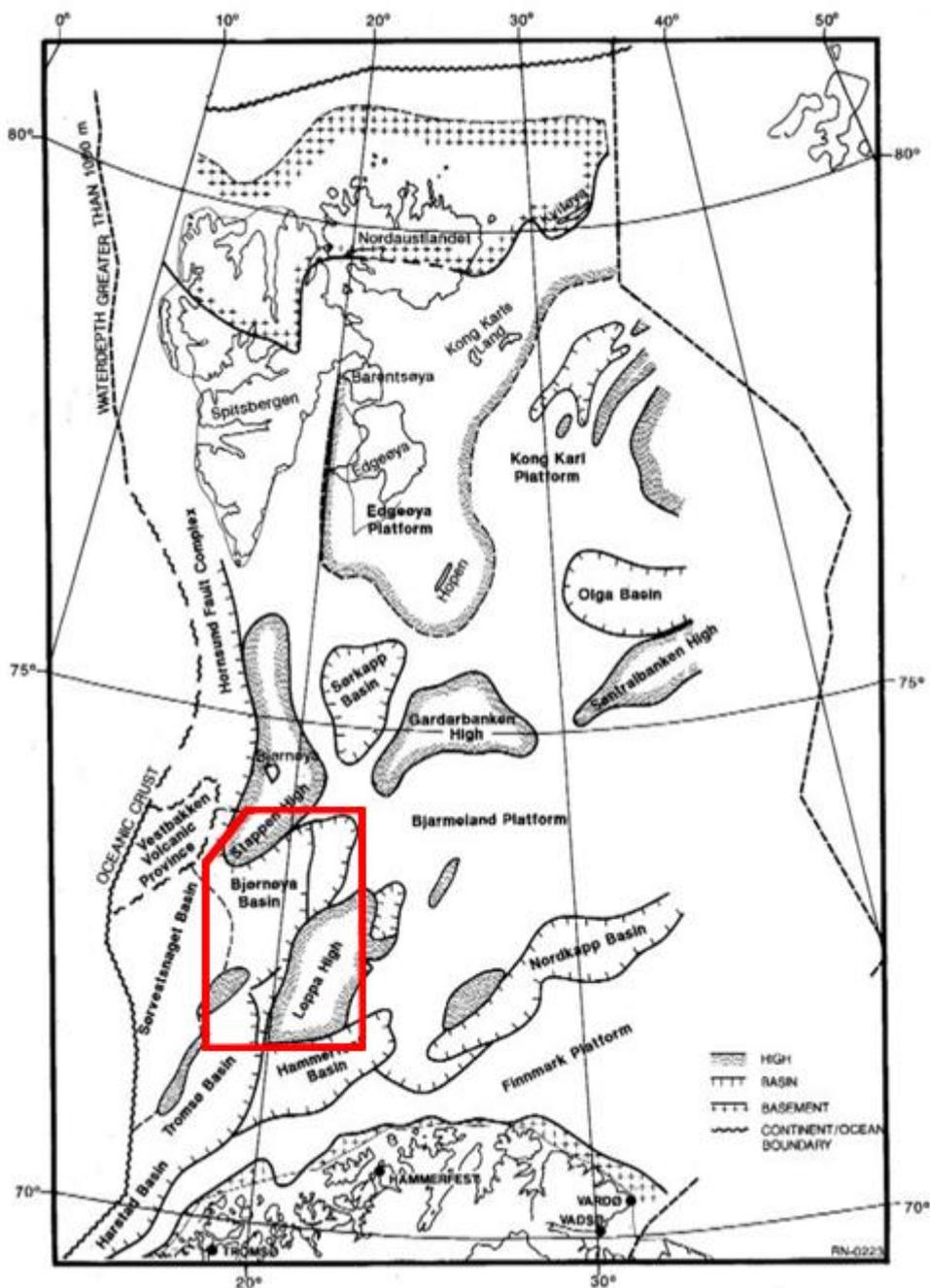


Figura 4: Contesto tettonico dell'area norvegese del Barents Sea con evidenziata in rosso l'area studio (modificato da Gabrielsen et al., 1990).

La maggior parte del riempimento del bacino sembra risalire al Cretaceo inferiore, mentre la porzione superiore della sequenza è stata erosa. Dal punto di vista strutturale si può notare un aumento della deformazione a partire dal centro del bacino verso i bordi dello stesso.

Il Bjørnøya Basin è associato essenzialmente alla subsidenza tardo giurassica-Cretaceo inferiore che interessò una vasta area verso Nord. Il margine settentrionale, tiltato, si formò quando lo Stappen High venne sollevato nel Terziario.

Assieme ai bacini di Harstad, Tromsø e Sørvestsnaget e parte dello Stappen High, il Bjørnøya Basin presenta uno spessore di Cretaceo inferiore nella sequenza sedimentaria molto potente. Poco si conosce della storia del bacino prima di questo periodo, ma misurazioni gravimetriche indicano l'esistenza di un paleo-bacino precedente l'attuale Bjørnøya Basin, attivo, secondo alcuni autori (Ziegler, 1988) tra il tardo Carbonifero e Permiano.

Il Fingerdjupet Sub-basin (Fingerdjupsunderbassenget) è il settore nord-orientale meno profondo del Bjørnøya Basin, i cui margini occidentale e meridionale sono definiti dal Leirdjupet Fault Complex, mentre il Loppa High e la Bjarmeland Platform ne costituiscono i limiti sud-orientale e orientale, rispettivamente. Un sistema di faglie con trend NNE-SSW definisce un *pattern* a *horst* e *graben* all'interno del sub-bacino, con un *horst* maggiore lungo il margine occidentale. Il Fingerdjupet Subbasin si formò nel Cretaceo inferiore come una parte meno profonda del Bjørnøya Basin. La tettonica tardo giurassica ha generato il predominante trend di faglie e, alcune delle maggiori, si sono riattivate tra il Cretaceo e il Terziario. Il sub-bacino cominciò a subsidere a partire dal Cretaceo inferiore, a seguito dell'instaurarsi di una tettonica estensionale nel tardo Giurassico.

3.2 – Geologia del Barents Sea

Il Barents Sea consiste in un complesso mosaico di piattaforme e bacini, formato originariamente da due collisioni continentali e, successivamente, soggetto a estensione. Il primo evento collisionale, l'orogenesi Caledoniana, è culminata approssimativamente 400 milioni di anni fa. Essa rappresenta la chiusura dell'Oceano Iapeto che occupava una posizione simile, ma piuttosto obliqua, rispetto all'attuale Atlantico nord-orientale. La collisione determinò la fusione della placca Laurentia (Groenlandia, Nord America) con la placca Baltica (Scandinavia, Russia occidentale) nel continente Laurasiatico. Il margine orientale del Barents Sea si è formato, dal punto di vista geologico, da

un'ulteriore collisione tra Laurasia e Siberia occidentale, culminata circa 240 milioni di anni fa nel tardo Permiano-Triassico inferiore. La catena degli Urali e la sua estensione settentrionale (Novaya Zemlya) marca la zona di sutura di questa chiusura. L'orogenesi Uralica fu l'elemento finale nella fusione della maggior parte delle masse emerse in un singolo supercontinente (Pangea) tra il Permiano e il Triassico (Scotese, 1987). I trend caledoniano e uralico dominano la struttura di basamento del Barents Sea (Doré, 1991; Johansen et al., 1993). L'influenza caledoniana è visibile nell'assetto strutturale N-S del margine occidentale del bacino e nelle isole Svalbard, e nell'assetto NE-SW del Barents sud-occidentale e Finnmark. I maggiori bacini della parte russa del Barents Sea sono paralleli al trend N-S uralico della catena corrispondente alla Novaya Zemlya.

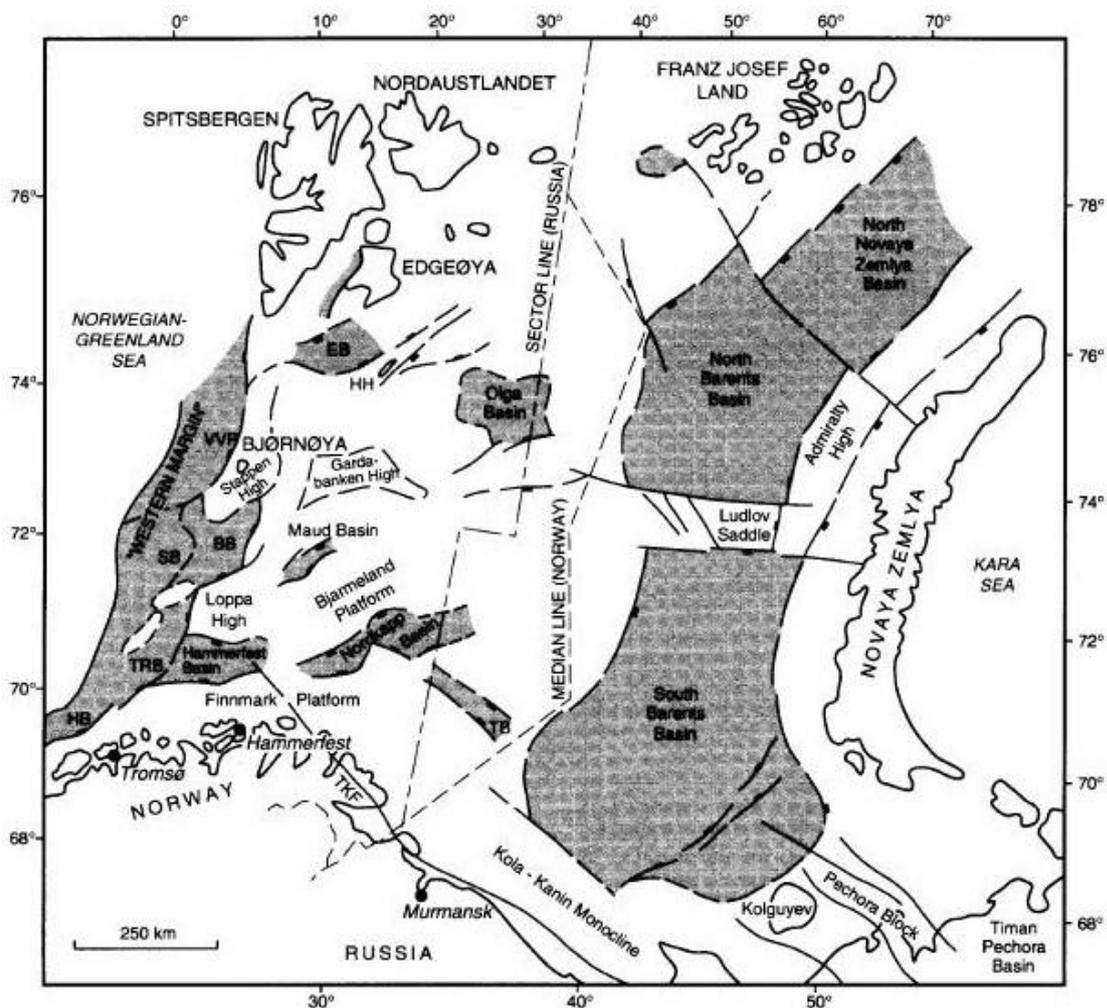


Figura 5: Mappa strutturale del Barents Sea. I bacini sedimentari sono ombreggiati. BB: Bjørnøya Basin, EB: Edgeøya Basin, HB: Harstad Basin, HH: Hopen High, SB: Sørvestsnaget Basin, TB: Tiddlybanken Basin, TKF: Trollfjord-Komagelv Fault Zone, TRB: Tromsø Basin, VVP: Vestbakken Volcanic Province (Doré, 1995).

La storia tettonica del Barents Sea nel tardo Paleozoico e Mesozoico è dominata da movimenti tettonici estensionali, rappresentanti il collasso delle cinture orogeniche caledoniana e uralica di nuova formazione e successivamente dovuti alla progressiva rottura della Pangea. Tali episodi sono registrati nel Devoniano inferiore e medio, Carbonifero, Permiano, Triassico e tardo Giurassico-Cretaceo inferiore (Gramberg, 1988; Johansen et al., 1993). Questi eventi crearono i maggiori bacini di *rift* all'interno del Barents Sea e le conseguenti serie di piattaforme e alti strutturali. Mentre la deposizione di natura continentale prese posto localmente, durante il tardo Paleozoico e il Mesozoico inferiore, nei bacini di sin e post-collasso orogenico, la sedimentazione marina fu di gran lunga il fattore dominante dal tardo Paleozoico all'attuale (Heafford, 1988). L'ambiente a deposizione marina era fortemente influenzato dalla tettonica, ma anche da fattori climatici. Il Barents Sea si spostò verso nord da una paleo latitudine di 20°N nel Carbonifero a 55°N nel Triassico e, da allora, progressivamente alla sua attuale posizione di circa 75°N (Worsley and Aga, 1986; Heafford, 1988). Così la deposizione carbonatica (con alcuni importanti intervalli evaporitici) prevalse su vaste aree della piattaforma nel Devoniano, Carbonifero e Permiano; dal Triassico in poi, comunque, la sedimentazione clastico-terrigena (*sandstones* e *shales*) in condizioni più temperate fu dominante. La frammentazione della Pangea a formare nuove masse continentali e bacini oceanici cominciò, localmente, nel Cretaceo inferiore con l'espansione dei bacini del Canada e di Makarov nell'Oceano Artico. L'apertura del Nansen Basin, con la separazione della fetta continentale del Lomonosov Ridge dal margine del Barents a nord di Spitsbergen, probabilmente cominciò nel Cretaceo superiore approssimativamente 68 milioni di anni fa. L'espansione del Norwegian Sea, tra Norvegia e Groenlandia, si pensa sia iniziata nel Cenozoico inferiore circa 60 milioni di anni fa. Una zona di *shear* con sviluppo N-S tra la Groenlandia settentrionale e il margine occidentale della piattaforma del Barents, formava un sistema di comunicazione tra i centri di espansione degli oceani Artico e Atlantico (Doré, 1991). La transizione verso un margine continentale passivo tra Groenlandia settentrionale e l'estremità del Barents e l'inizio del collegamento oceanico tra Artico e Atlantico, probabilmente ha avuto luogo attorno all'Oligocene (Myhre and Eldholm, 1988).

3.3 - Principali caratteristiche strutturali

Come mostrato in Figura 5, i bacini sedimentari più significativi, in termini di spessore ed estensione areale, appartengono al settore russo, appena a ovest della Novaya Zemlya. Da nord a sud questi sono il North Novaya Zemlya Basin, il North Barents Basin e il South Barents Basin. Essi si sono formati nella zona di *foredeep* dell'Uralian tectonic belt e agivano da aree di cattura per sedimenti provenienti dallo smantellamento della catena degli Urali tra il tardo Paleozoico e il Mesozoico (Gramberg, 1988). In bacino la sequenza sedimentaria, a partire dal Permiano, raggiunge uno spessore complessivo di oltre 12 km. È particolarmente impressionante lo spessore dei depositi triassici, localmente tra i 6 e gli 8 km. La successione dei bacini sopra descritta, termina nel Barents Sea sud-orientale, dove le rocce pre-permiane risalgono verso la superficie fino a circa 2-3 km di profondità. Quest'area, essenzialmente una continuazione del Timan-Pechora Basin situato *onshore*, è caratterizzata da un trend NW-SE ereditato da un evento tettonico del Precambriano superiore.

Più a ovest, principalmente all'interno del settore norvegese, si colloca il Nordkapp Basin. Si tratta di un *half-graben* con orientazione "caledoniana" NE-SW. Esso fu probabilmente avviato dalla fase estensionale tardo paleozoica e, come i bacini russi, era il maggior sito della deposizione triassica (Jensen and Sørensen, 1992). Contiene significativi depositi evaporitici di età Carbonifero superiore-Permiano inferiore e l'assetto strutturale nelle porzioni assiali del bacino è fortemente dominato da strutture saline. Il bacino è delimitato a nord e a sud da aree di piattaforma più stabili, rispettivamente le piattaforme di Bjarmeland e di Finnmark. Procedendo verso ovest, l'Hammerfest Basin è il risultato della propagazione ad *en-echelon* del trend appartenente al Nordkapp Basin. Le caratteristiche tettoniche del bacino, osservabili attualmente, sono state create essenzialmente dal *faulting* tardo giurassico-cretacico inferiore. Le rocce giurassiche, che contengono la maggior parte delle scoperte di idrocarburi norvegesi, si trovano ad una profondità di circa 2,5 km nell'asse del bacino. L'Hammerfest Basin è delimitato a nord dal Loppa High, un elemento tettonico positivo che era attivo nel Carbonifero e Permiano e, successivamente, è stato sottoposto a frequenti riattivazioni (Riis et al., 1986). A ovest di una linea di cerniera strutturale, il

Ringvassøy-Loppa Fault Complex (Gabrielsen et al., 1990), si trovano i bacini di Tromsø e Bjørnøya, allineati circa N-S. Essi sono stati sottoposti a una rapida subsidenza nel Cretaceo. Strutture saline, generate probabilmente da depositi di età simile a quelle presenti nel Nordkapp Basin, sono tipiche del Tromsø Basin (Sund et al., 1986).

Nella parte settentrionale del settore norvegese sulla Svalbard Platform, rocce mesozoiche sub-affiorano al di sotto della sottile copertura sedimentaria quaternaria. Lo Stappen High, nel bordo occidentale della piattaforma, fu intensamente eroso nel Cenozoico e nella sua espressione subaerea (Bjørnøya [Isola degli orsi]) affiorano rocce di età compresa tra il Precambriano e il Triassico (Worsley and Aga, 1986). Il margine occidentale del Barents Shelf che borda la zona di transizione continente-oceano, è caratterizzato dagli effetti della tettonica cenozoica e contemporanea sedimentazione, associate all'apertura dell'Atlantico nord-orientale. Immagiori spessori di sedimenti cenozoici si depositarono in questa area sia precedentemente che successivamente l'inizio della fase di *drifting* continentale passivo dell'Oligocene (Johansen et al., 1993). I sedimenti derivavano dal sollevamento ed erosione del Barents Shelf immediatamente ad est. Diversi chilometri di sedimenti sono stati probabilmente rimossi da quest'area durante il Cenozoico (Nyland et al., 1992). L'erosione e la rideposizione si pensa siano state particolarmente intense durante le glaciazioni pleistoceniche.

3.4 - Western Barents Sea - Svalbard Margin

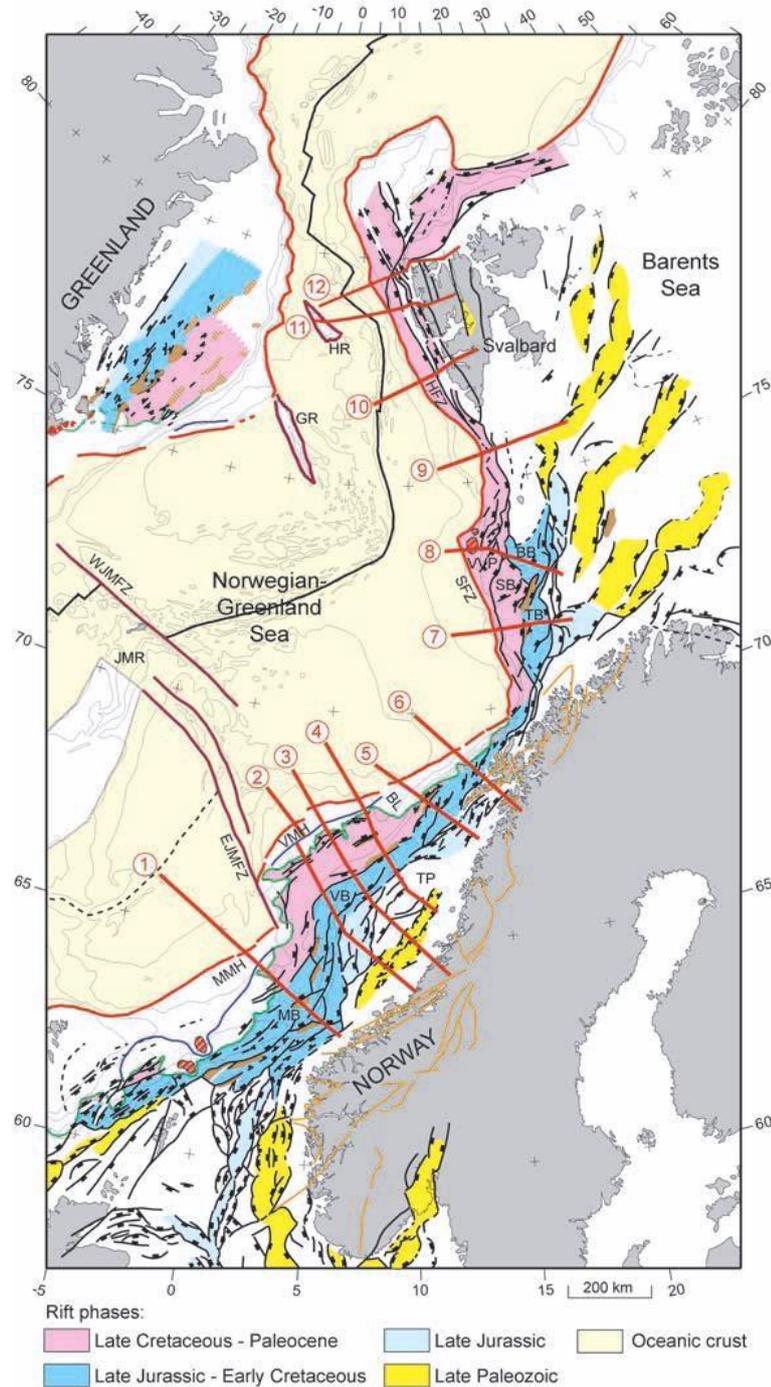


Figura 6: Mappa strutturale regionale. BB: Bjørnøya Basin, BL: Bivrost Lineament, EJMfZ: East Jan Mayen Fracture Zone, GR: Greenland Ridge, HFZ: Hornsund Fault Zone, HR: Hovgård Ridge, JMR: Jan Mayen Ridge, MB: Møre Basin, MMH: Møre Marginal High, SB: Sørvestsnaget Basin, SFZ: Senja Fracture Zone, TB: Tromsø Basin, TP: Trøndelag Platform, VB: Vøring Basin, VMH: Vøring Marginal High, VVP: Vestbakken Volcanic Province, WJMfZ: West Jan Mayen Fracture Zone (Faleide et al., 2008).

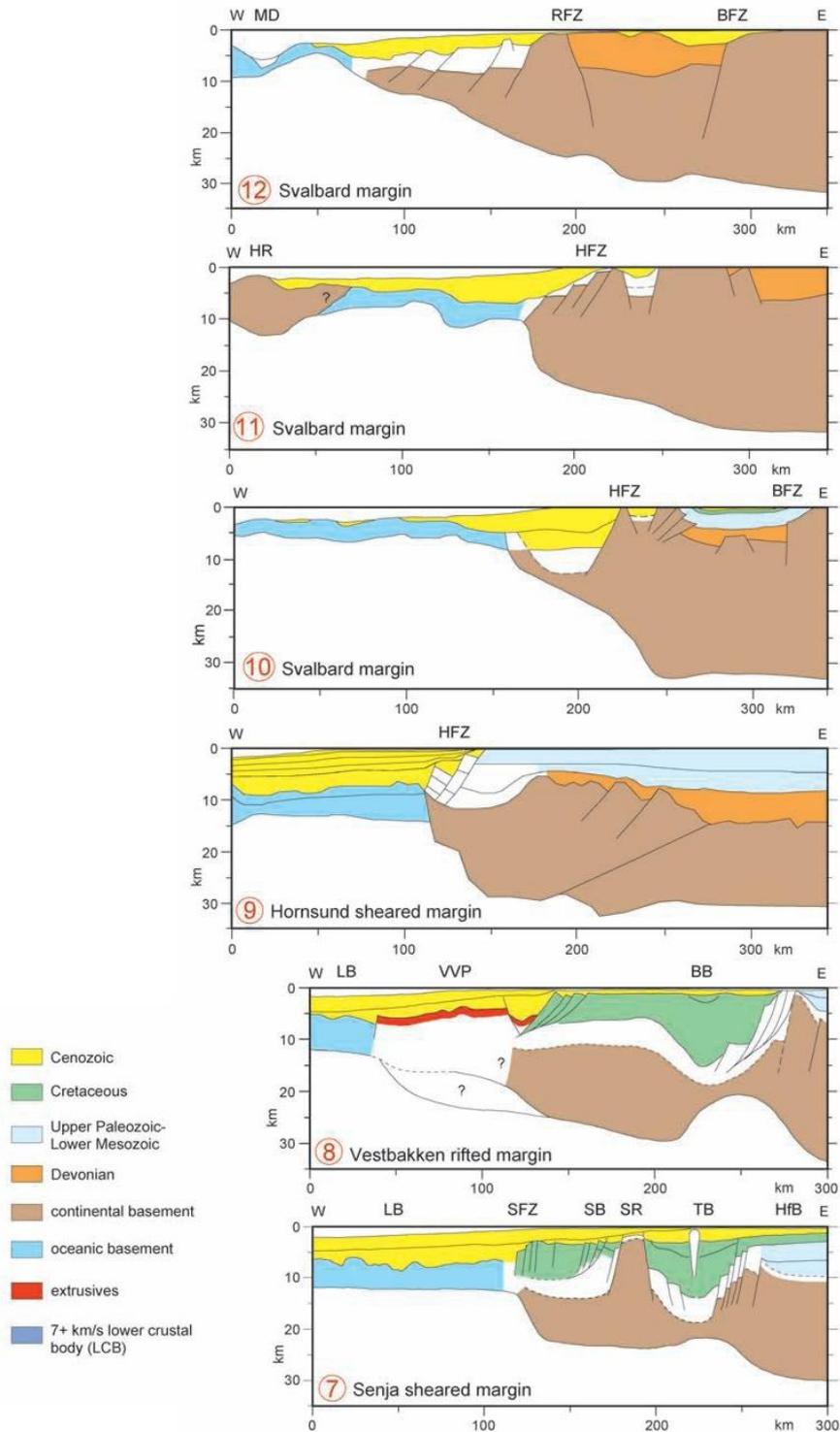


Figura 7: Transetti crostali attraverso il margine occidentale Barents Sea-Svalbard. Le posizioni dei profili sono riferite alla Figura 6. BB: Bjørnøya Basin, BFZ: Billefjorden Fault Zone, HfB: Hammerfest Basin, HFZ: Hornsund Fault Zone, HR: Hovgård Ridge, LB: Lofoten Basin, MD: Molloy Deep, RFZ: Raudfjorden Fault Zone, SB: Sørvestsnaget Basin, SFZ: Senja Fracture Zone, SR: Senja Ridge, TB: Tromsø Basin, VVP: Vestbakken Volcanic Province (Faleide et al., 2008).

La fase di *rifting* del tardo Cretaceo-Paleocene e la seguente rottura ed espansione del fondale marino nei mari di Norvegia e Groenlandia era collegata al Nansen Basin tramite il sistema della De Geer Megashear Zone. Il margine occidentale del Barents Sea-Svalbard si sviluppò lungo questa zona ed è composto da due larghi segmenti di *shear* e un segmento centrale corrispondente ad un margine di *rift* a SW di Bjørnøya, associato a vulcanismo (Figura 6). Ogni segmento è contraddistinto da specifiche proprietà crostali, stili strutturali e magmatici e storie di movimento verticale (Figura 7), principalmente il risultato di tre parametri di controllo (Faleide et al., 1991): 1 - la struttura di *pre-breakup*, 2 - la geometria del bordo della placca al momento dell'apertura, 3 - la direzione del movimento relativo della placca. La transizione continente-oceano è confinata all'interno di una stretta fascia (10-20 km) lungo il margine soggetto a *shear* dei segmenti (Breivik et al., 1999), ma è poco riconoscibile e parzialmente mascherata dal vulcanismo nel margine di *rift* degli stessi.

La Senja Fracture Zone (SFZ), o Senja Shear Margin, marca il segmento meridionale del margine di *shear* del Barents Sea occidentale (Figura 6). Dalla SFZ verso il continente il margine borda una provincia bacinale nella quale la copertura sedimentaria, spesso 18-20 km, ricopre il sottile basamento cristallino (Figura 7, profilo 7).

La Vestbakken Volcanic Province (VVP) è localizzata nel margine di *rift* del segmento a sud di Bjørnøya (Figura 6). Lo *stepping* verso est del margine a taglio destro di età eocenica (*releasing bend*), ha dato luogo alla formazione del bacino in un contesto di *pull-apart*. Le strutture della VVP sono principalmente estensionali ma si possono osservare localmente anche strutture transpressive. Nel margine esterno si possono osservare importanti vulcani e intrusioni di *sill* (Faleide et al., 1988). Una ripetuta attività tettonica in contesto di *pull-apart* all'interno della Vestbakken Volcanic Province evidenzia quanto sia complessa l'evoluzione cenozoica del settore nord-orientale del Norwegian-Greenland Sea. Sono stati identificati addirittura otto eventi tettonici e tre eventi vulcanici (Jebsen and Faleide, 1998).

Il margine settentrionale di Bjørnøya può essere ulteriormente suddiviso in tre segmenti (Figura 6): (1) un margine di *shear* da Bjørnøya a Sørkapp, al vertice meridionale di Spitsbergen (74°30'-76°N), (2) un margine inizialmente di *shear* e divenuto successivamente divergente a ovest dell'arcipelago delle Svalbard tra Sørkapp e

Kongsfjorden (76-79°N), e (3) un complesso margine di *shear* e divergente lungo le porzioni nord-occidentale delle Svalbard e sud-occidentale dello Yermak Plateau associato a vulcanismo (79-81°N). Lo spessore crostale varia improvvisamente dalla crosta continentale, spesso più di 30 km, sulla Svalbard platform, incluso l'arcipelago delle isole Svalbard, alla crosta oceanica nel Greenland Sea (Figura 7, profili 9-12).

Il margine continentale tra Bjørnøya e Sørkapp mostra una stretta zona di assottigliamento crostale dominata da due grandi blocchi fagliati alla base e ruotati con rigetti di 2-3 km su ciascuna faglia (Figura 7, profilo 9), formati durante lo sviluppo del margine trasforme (Breivik et al., 2003). Il terrazzo fagliato alla base, in corrispondenza del margine, mostra segni di periodica minor compressione o tettonica trascorrente (Grogan et al., 1999; Bergh and Grogan, 2003).

La Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt si formò tra una *restraining* (SW di Sørkapp) e una *releasing* (NW di Kongsfjorden) *bend* quando la Groenlandia scivolò accanto alle Svalbard durante il Paleocene e l'Eocene (Bergh et al., 1997; Braathen et al., 1999) (Figura 7, profilo 10). A ovest della *fold-and-thrust belt* la crosta continentale si assottiglia rapidamente da una parte all'altra del margine delle Svalbard (Figure 6 e 7) (Ritzmann et al., 2002; 2004). L'Hovgård Ridge rappresenta probabilmente un micro continente, separato in seguito ad una fase di *rifting* dal margine Barents Sea-Svalbard (Figura 7, profilo 11) (Ritzmann et al., 2004). Sono presenti dei *graben* con trend N-S e larghi fino a 30 km lungo le coste nord-occidentale di Spitsbergen e sud-occidentali dello Yermak Plateau (Figure 6 e 7). Il profilo 12 (Figura 7) mostra una più ampia regione con sottile spessore crostale ed una COT (*continent-ocean transition*) vicina all'attuale margine di placca nel Molloy Ridge (Ritzmann, 2003).

3.5 – Litostratigrafia

La litostratigrafia usata in questo lavoro si basa su Dalland et al. (1988). La definizione delle unità litostratigrafiche è basata principalmente su dati di pozzo nell'Hammerfest Basin, ma sono stati presi in considerazione anche pozzi perforati nelle province strutturali adiacenti (Loppa High, Tromsø Basin, ecc.). I nomi presentati si riferiscono alla fauna marina norvegese e a siti geografici situati sia *offshore* sia lungo la costa.

3.5.1 – *Ingøydjupet Group*

Il Gruppo, di età che va dalla base del Triassico al Norico inferiore, presenta spessori variabili da 1700 a 2400 metri. La base è definita da variazioni nei log di Gamma Ray, Sonic e Density. È costituito da dominanti *shales* grigio-scure e *claystones*, mentre sono meno abbondanti *siltstones* e areniti, soprattutto nella parte alta. Possono essere presenti sottili interstrati di carbonati e carbone. L'ambiente deposizionale era essenzialmente marino, da marginale (Havert, Klappmys e Kobbe Formation) a distale (Snadd Formation), con la linea di costa ai margini sud e sud-orientale dell'Hammerfest Basin. Si possono osservare rapporti di *onlap* verso nord sul Loppa High. La parte alta riflette una progradazione deltizia verso nord-ovest.

3.5.2 – *Realgrunnen Group*

Il Gruppo prende il nome da un'area particolarmente pescosa al largo della costa norvegese. L'età va dal Norico inferiore al Bajociano (Giurassico medio) e presenta uno spessore medio di circa 450 metri. Il limite inferiore è definito dalle *shales* basali della Fruholmen Formation, rappresentanti un importante episodio trasgressivo riconoscibile in tutto l'Arctic Ocean. È costituito da areniti grigio-chiare, specialmente delle parti media e alta (Tubåen e Nordmela Formation). Intervalli argillosi sono più comuni nella parte bassa, dove possono essere presenti anche sottili interstrati di carbone. All'iniziale trasgressione norica, riprende lo sviluppo dei sistemi deltizi progradanti verso nord caratteristici del Triassico medio. Nel corso del Giurassico inferiore si instaura così un ambiente marino costiero. I principali *reservoirs* delle areniti della Stø Formation si depositarono in contesti di *shoreface* e *tidal inlet* (Olaussen et al., 1984; Berglund et al., 1986).

chiaro segnale di una tettonica sindeposizionale. La base è marcata dal passaggio dalle sabbie della sottostante Stø Formation a *mudstones* della Fuglen Formation. È costituito da *shales* e *claystones*, contenenti sottili interstrati di calcari dolomitizzati e rare *siltstones* e areniti. La deposizione avvenne in un ambiente relativamente profondo e a bassa energia. Il Teistengrunnen Group è suddiviso in due formazioni: (1) Fuglen Formation (il nome deriva da un faro nelle vicinanze di Hammerfest). L'età va dal tardo Calloviano all'Oxfordiano, mentre lo spessore nei pozzi di riferimento va da 30 a 50 metri. È costituita da *mudstones* contenenti pirite, con sottili intercalazioni di calcari. (2) Hekkingen Formation (prende il nome da un faro sull'isola di Senja, a ovest di Tromsø). È riconosciuta universalmente come la *proven source rock* del sistema petrolifero giurassico dell'area e la maggior parte degli idrocarburi, in fase liquida e/o gassosa, scoperti nelle strutture è riconducibile a tale intervallo. Ha un'età compresa tra il tardo Oxfordiano/Kimmeridgiano inferiore e il Ryazaniano (tardo Berriasiano) e lo spessore varia da circa 110 a 360 metri. Consiste in *shales* da grigio-scure a molto scure con occasionali interstrati di calcari, *siltstones* e areniti. Questi componenti minori clastici sono più comuni verso i margini dei bacini. La parte bassa della formazione mostra letture di Gamma Ray insolitamente alte. L'ambiente deposizionale era marino con acque profonde e condizioni di anossia sul fondale.

Il limite tra Fuglen e Hekkingen è rappresentato dalla transizione da carbonati cementati e *mudstones* piritizzati a *shales* poco consolidate, con una risposta da parte dei log di una brusca diminuzione dei valori di densità apparente e di un aumento del tempo di transito delle onde acustiche.

3.5.4 – Nordvestbanken Group

Anch'esso prende il nome da un'area particolarmente pescosa situata a nord di Tromsø. L'età va dal Valanginiano (Cretacico inferiore) al Cenomaniano (Cretacico inferiore-superiore) e raggiunge spessori variabili da 900 a 1400 metri. La base è definita da variazioni nei log di Gamma Ray, Sonic e Density. È costituito da dominanti *shales* grigio-brune e *claystones*, con sottili intercalazioni di *siltstones* grigie e calcari. L'ambiente deposizionale era marino distale, influenzato talvolta dallo sviluppo di *fans*

clastici prodotti durante fasi di emersione del Loppa High. Il Nordvestbanken Group comprende tre formazioni: Knurr alla base, Kolje e Kolmule.

3.5.5 – *Nygrunnen Group*

Prende il nome da un sito di pesca a nord-ovest di Hammerfest. Il Gruppo rappresenta una sequenza deposizionale condensata verso sud-est, di età che va dal tardo Cenomaniano al Maastrichtiano (Cretacico superiore). Lo spessore è estremamente variabile a seconda della zona: nel Tromsø Basin raggiunge i 1400 metri, mentre nell'Hammerfest Basin va assottigliandosi verso est da 250 a meno di 50 metri. Consiste in *claystones* di colore dal verde al grigio, con sottili intervalli calcarei (Kveite Formation) nel Tromsø Basin e nella porzione occidentale dell'Hammerfest Basin, passando, verso est, a sequenze condensate più calcaree e/o sabbiose (Kviting Formation). L'ambiente deposizionale era marino, in particolare di piattaforma profonda a ovest passando a zone più superficiali verso est.

3.5.6 – *Sotbakken Group*

Le sequenze preservate hanno età che va dal Thanetiano (tardo Paleocene) all'Ypresiano/Lutetiano (Eocene inferiore-medio). Il Gruppo mostra un generale incremento dello spessore da circa 300 metri in prossimità del margine meridionale dell'Hammerfest Basin, a circa 1000 metri nel pozzo di riferimento più nord-occidentale. È costituito da dominanti *claystones*, con minori *siltstones* e orizzonti carbonatici e tufacei. Nel Paleocene medio l'intera piattaforma del Barents fu interessata da un importante evento trasgressivo e si depositò una intera sequenza di *claystones* di ambiente di piattaforma profonda (Torsk Formation).

3.5.7 – *Nordland Group*

Il Gruppo fu definito da Deegan e Scull (1977) nel North Sea, mentre nell'area del Barents Sea è rappresentata solo la parte più recente di esso. L'età va dal tardo Pliocene al Pleistocene/Holocene nell'Hammerfest Basin, anche se può estendersi all'Oligocene medio lungo i margini occidentali della piattaforma. Lo spessore varia da circa 250 metri nei pozzi meridionali fino a meno di un centinaio di metri nelle zone settentrionali

dell'Hammerfest Basin. I pozzi perforati più a ovest, oltre lo Senja Ridge, mostrano spessori di oltre 700 metri. L'ambiente deposizionale era tipicamente batiale e marino glaciale.

4 – Metodi e dati

Il database raccoglie i dati di TOC, HI, Ro% e Tmax di sette pozzi utili per lo studio del Giurassico superiore nel settore sud-occidentale del Barents Sea.

Tutte le informazioni provengono dall'archivio on-line del NPD (Norwegian Petroleum Directorate, www.npd.no), accessibile a tutti gli utenti.

NPD è un organo specialistico governativo, fondato nel 1972 con l'obiettivo fondamentale di gestire al meglio e in piena sicurezza le risorse petrolifere, tutelando altresì l'ambiente circostante. Si occupa, in particolare, di stabilire regolamenti e prendere decisioni nei settori in cui ne è stata delegata l'autorità, fungere da intermediario tra le società petrolifere e il Ministero del Petrolio e dell'Energia (MPE), eseguire la mappatura delle risorse e amministrare i dati per lo sviluppo del programma "Oil for Development".

4.1 – Well data

Come detto in precedenza, i pozzi presi in esame sono in tutto sette e sono posizionati principalmente lungo il bordo occidentale del Loppa High. Si possono distinguere tre zone:

- Zona sud: ai margini dell'Hammerfest Basin, controllata dai pozzi S-a e S-b;
- Zona centrale: rappresentata dai pozzi W-a (il più bacinale) e W-b;
- Zona nord: rappresentante il Fingerdjupet Sub-basin e controllata dai pozzi N-a, N-b e N-c.

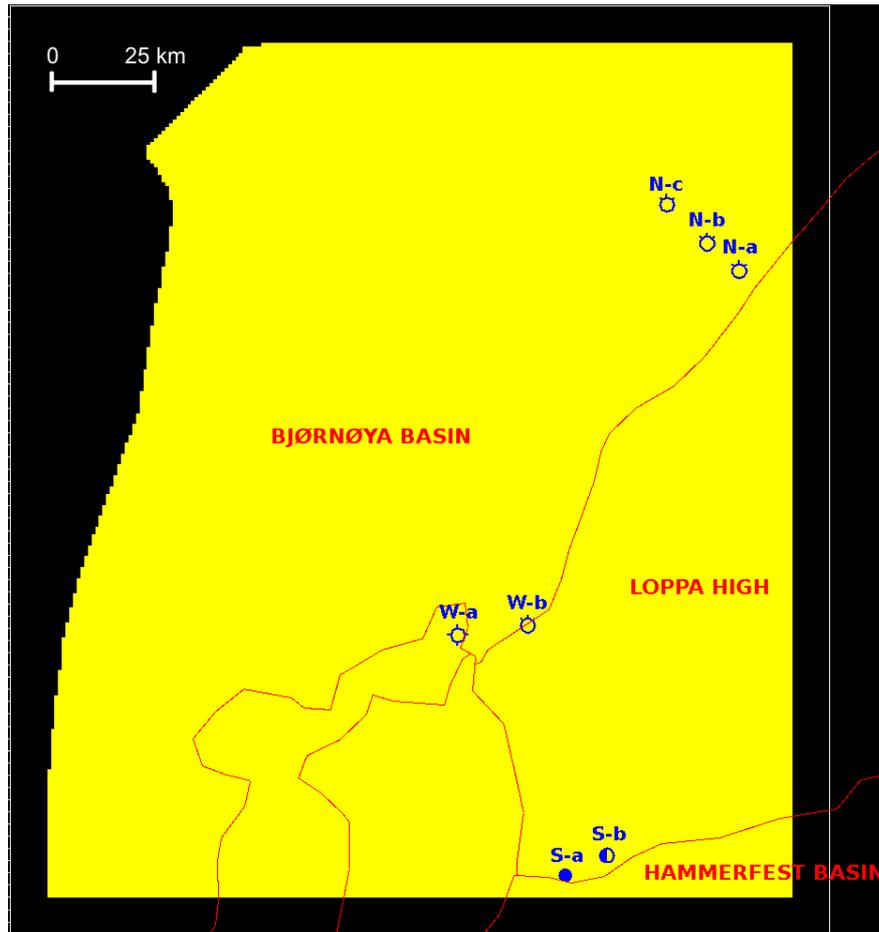


Figura 9: La figura mostra l'ubicazione dei pozzi all'interno dell'area modellizzata (in giallo). Le linee rosse rappresentano gli elementi strutturali.

Da sud a nord abbiamo:

4.1.1 – Pozzo S-a

Il pozzo S-a, la cui perforazione iniziò e si concluse nel 1989, è situato nel margine meridionale del Loppa High. Raggiunge una profondità massima di 2630 m nei sedimenti del tardo Triassico della Fruholmen Formation e penetra due cunei definiti sismicamente contenenti tre distinti pacchetti elastici. Il primo cuneo, più superficiale, ha età cretacea, mentre il secondo contiene due unità giurassiche.

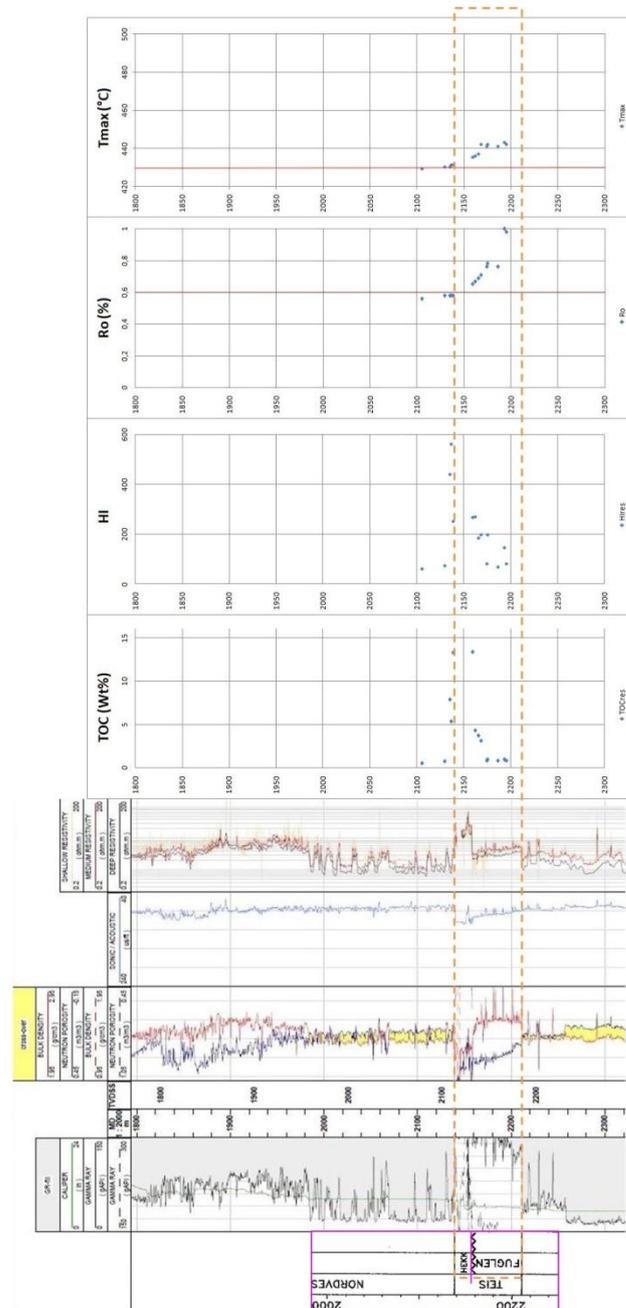
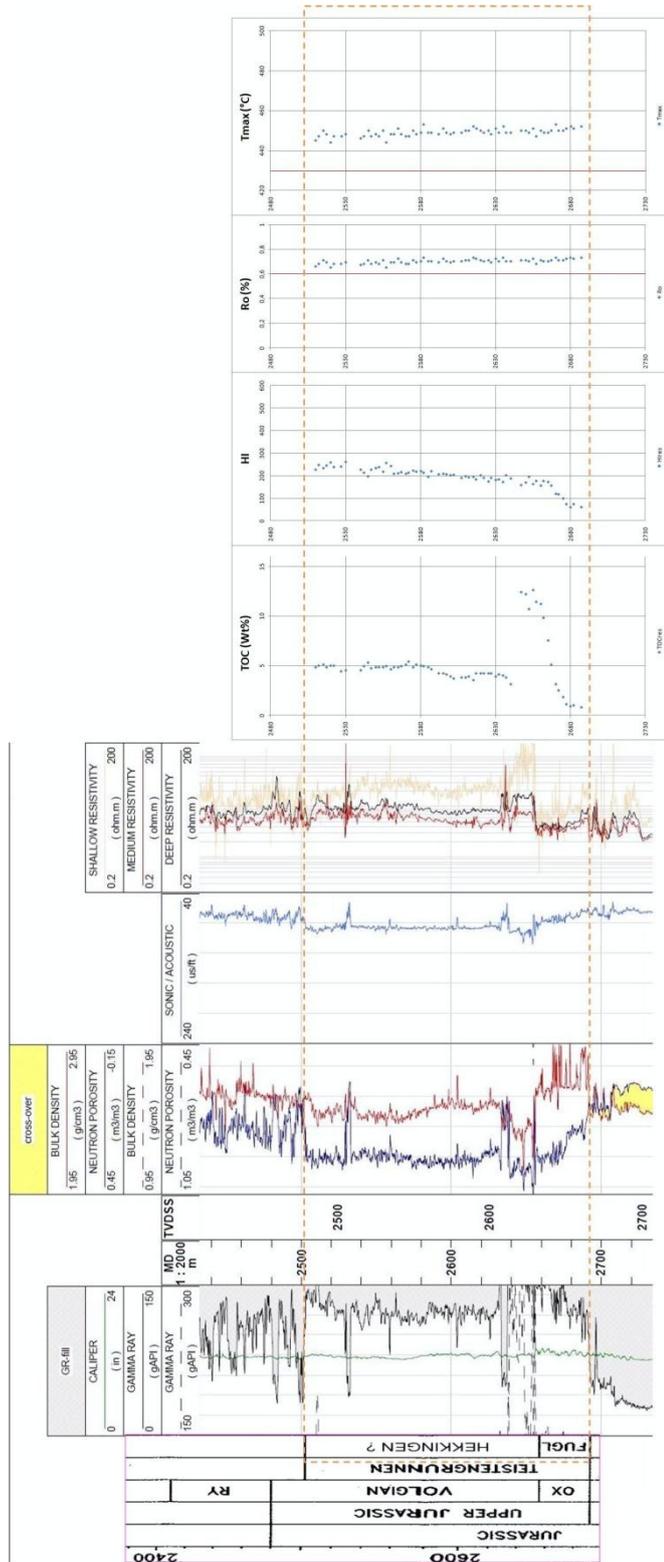


Figura 10: La figura mostra la correlazione tra i log geofisici e i log di TOC, HI, Ro% e Tmax. È stato evidenziato l'intervallo corrispondente al Giurassico superiore.

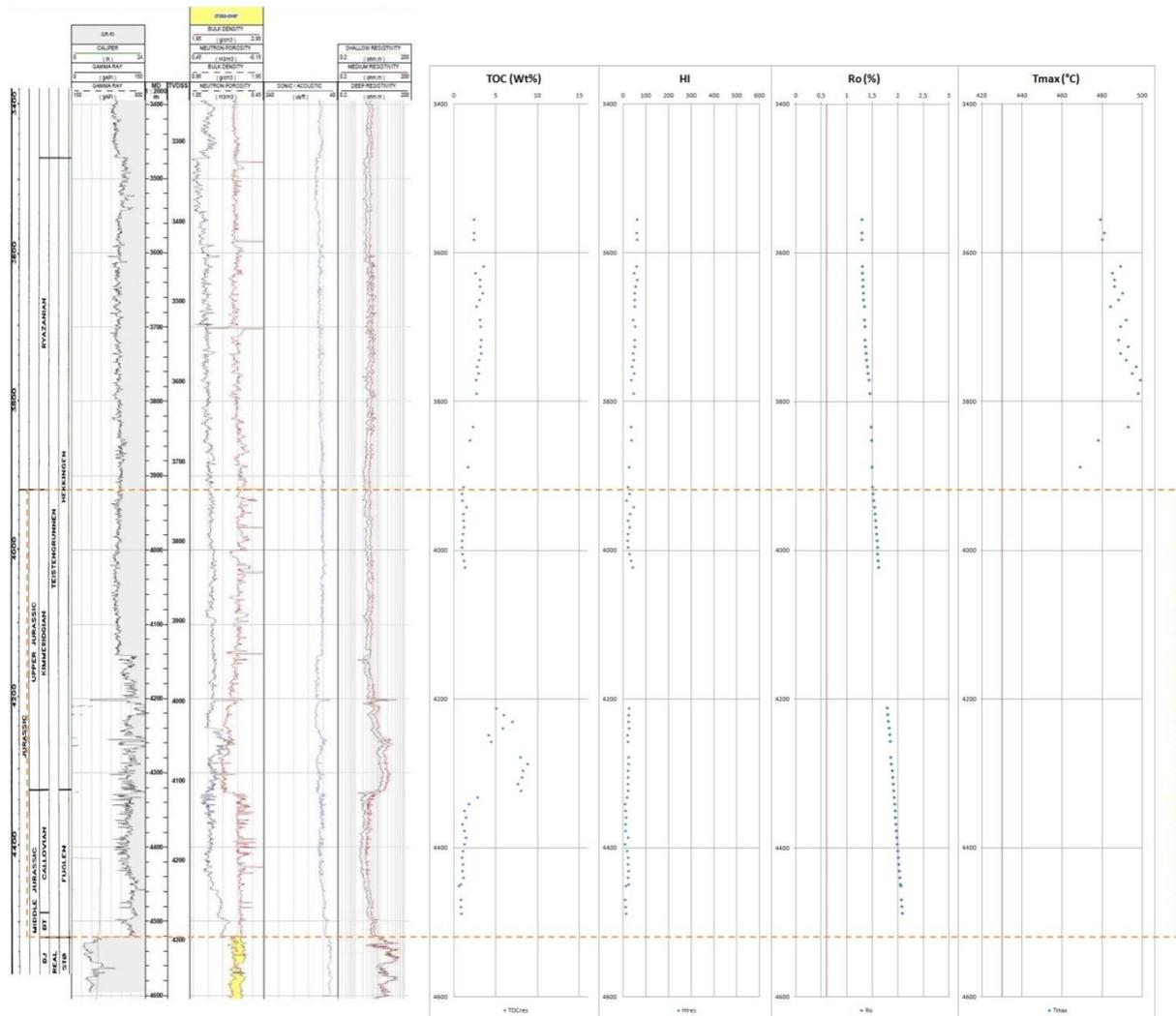
4.1.2 – Pozzo S-b

Il pozzo S-b venne perforato nel 1991 ad una profondità totale di 2800 m. L'unità più antica raggiunta sono le areniti della Stø Formation risalenti al Giurassico inferiore.



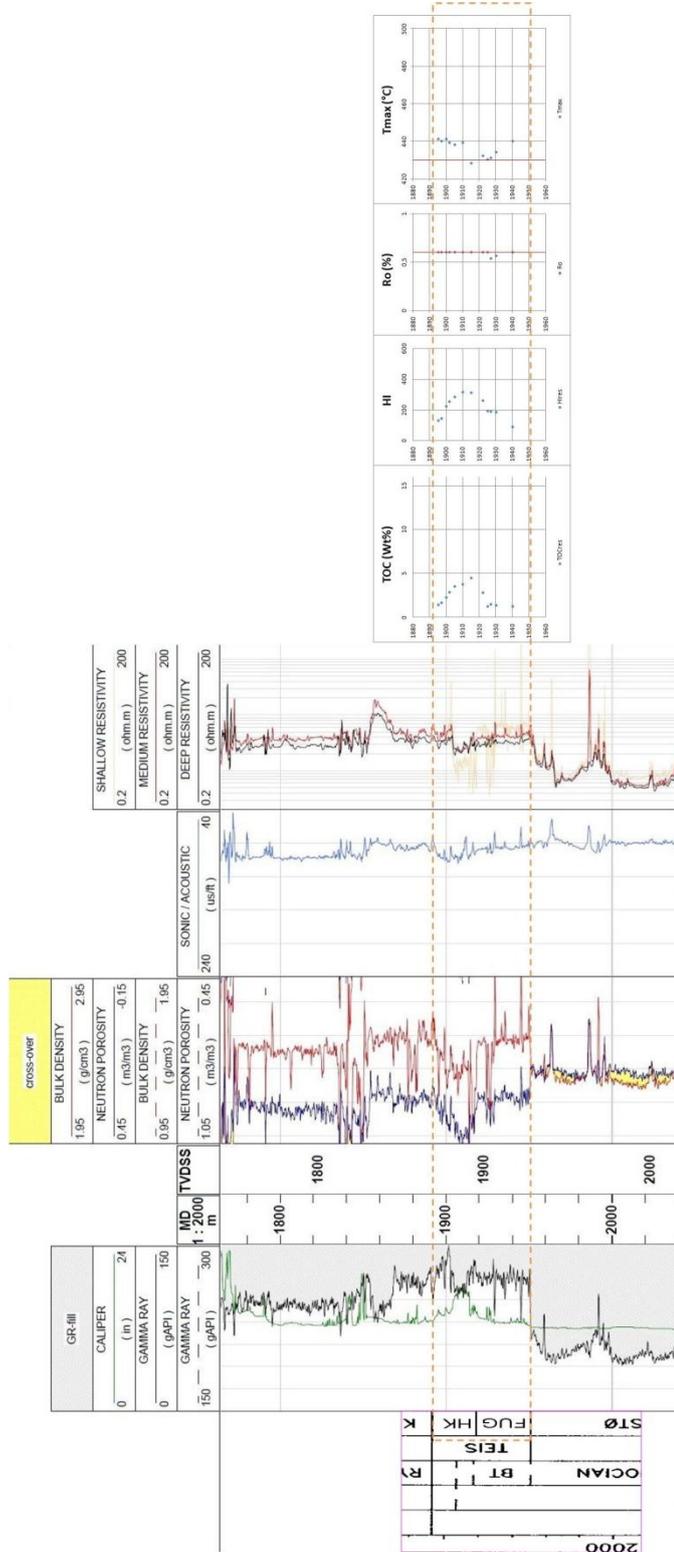
4.1.3 – Pozzo W-a

Il pozzo W-a è, tra i sette utilizzati, il più bacinale. Perforato nel 1992 fino ad una profondità di 4611 m, attraversa 91 m della Stø Formation, che è la più antica unità raggiunta. Il pozzo è deviato verso NO con una direzione di circa 295° e approssimativamente 22° di inclinazione.



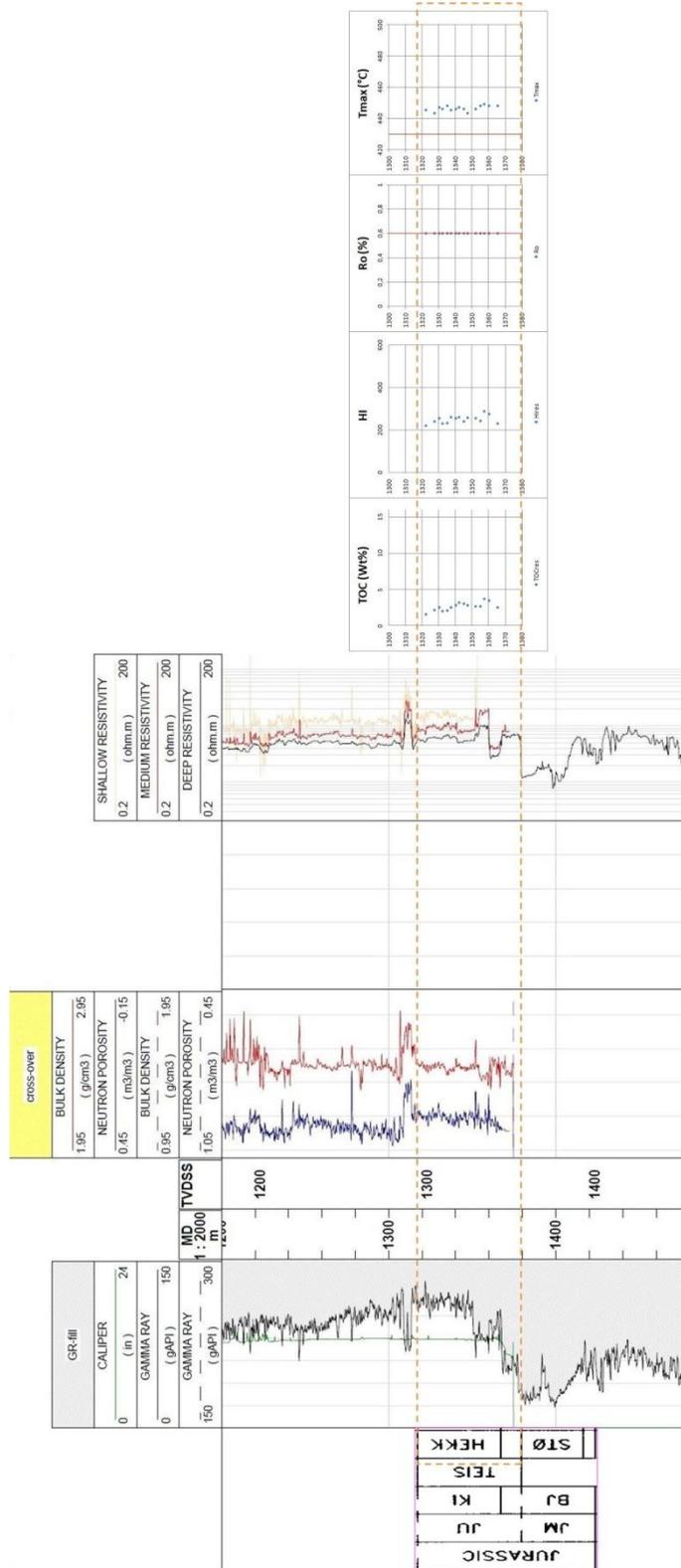
4.1.4 – Pozzo W-b

Il pozzo W-b venne perforato tra il 1987 e il 1988 e raggiunge una TD (Total Depth) di 4300 m in sedimenti triassici della Snadd Formation.



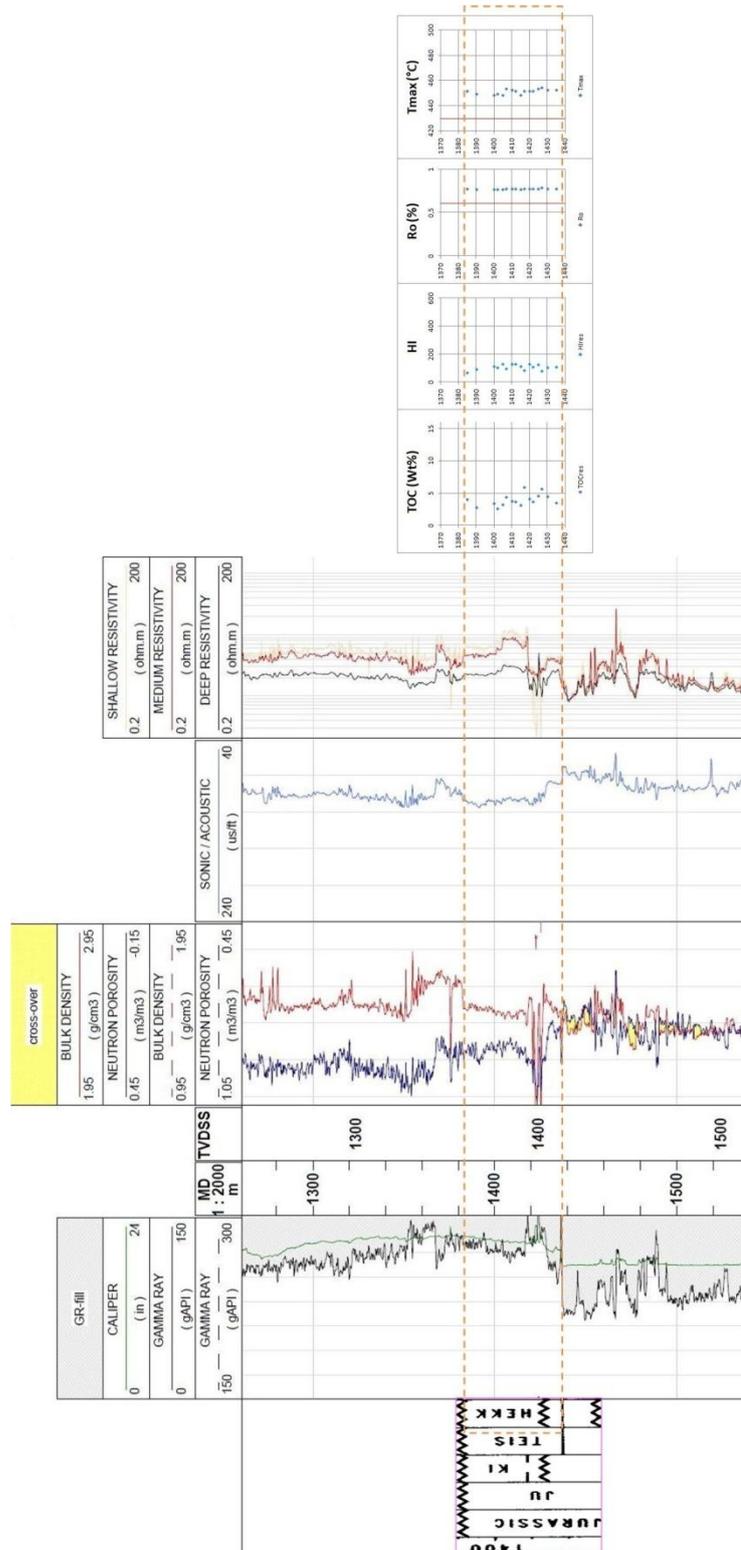
4.1.5 – Pozzo N-a

Il pozzo N-a venne perforato nel 1988 e raggiunge una profondità massima di 1800 m nella Snadd Formation.



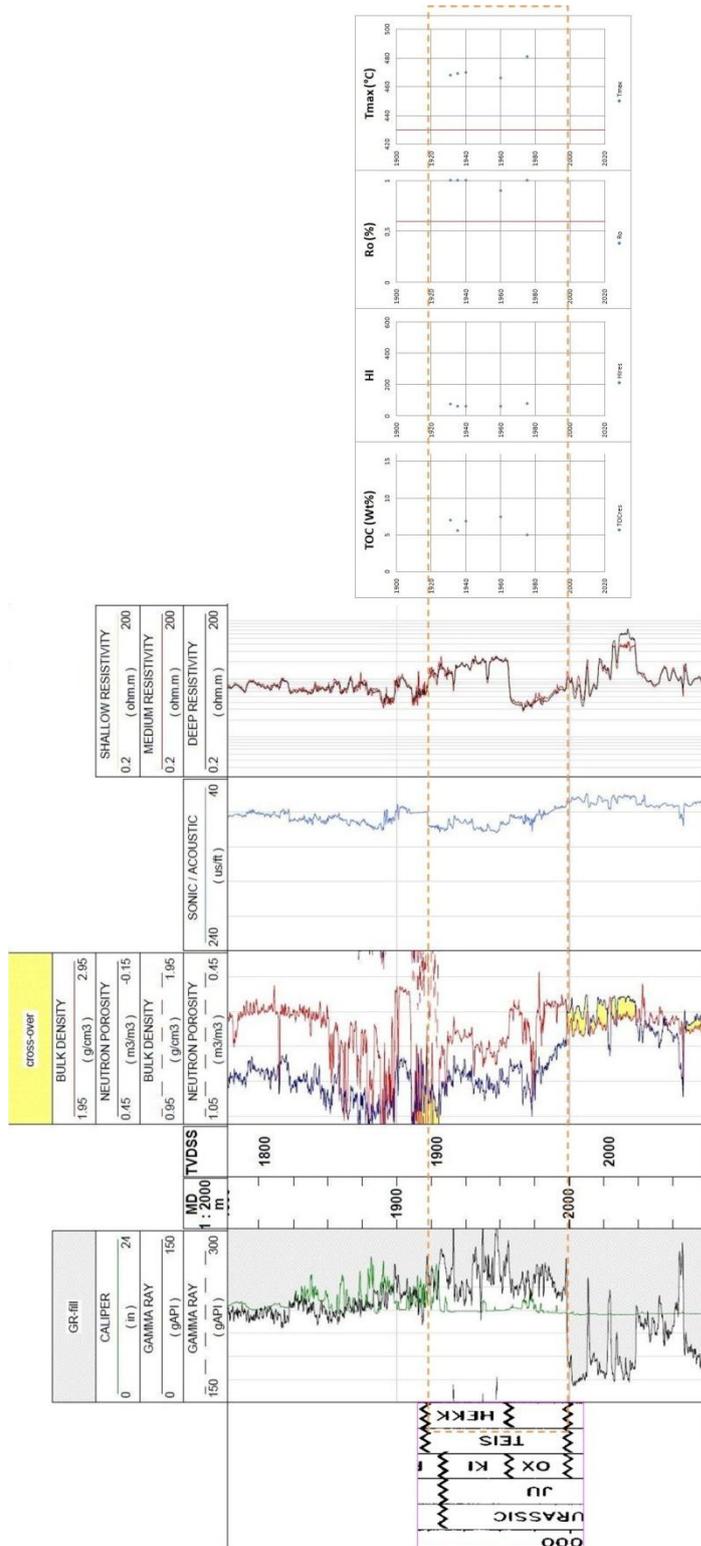
4.1.6 – Pozzo N-b

Il pozzo N-b venne perforato nel 1987 e raggiunge una TD di 3482 m in argille silicizzate della Røye Formation, risalente al tardo Permiano.



4.1.7 – Pozzo N-c

Il pozzo N-c venne perforato nel 1988 e raggiunge una profondità massima di 3550 m in sedimenti del Triassico inferiore.



4.2 – Analisi dei dati

Dai report geochimici relativi ad ogni singolo pozzo, sono stati raccolti tutti i dati di TOC, HI, Ro% e Tmax riferiti a *cuttings*. Non sono stati presi in considerazione i dati da *cores*, ritenuti meno attendibili in quanto il campione viene scelto in modo puntuale e soggettivo. È stato eseguito poi un *quality control*, scartando i valori non attendibili con PI elevato (la soglia oltre la quale si è deciso di ritenere non validi i dati è stata 0,4), oppure con Tmax anomale rispetto al trend generale.

La maggior parte dei pozzi presentava valori di Ro% maggiori di 0,6%, dunque in finestra di maturità. La diretta conseguenza di questo fatto è il depauperamento lieve o elevato delle misure di TOC e HI (Figura 11). Infatti, con l'avanzare della maturità, si ha un progressivo impoverimento del Carbonio organico disponibile, essendo consumato per la generazione di idrocarburi. Di conseguenza anche la quantità di idrocarburi producibili (S2) diminuisce, mentre aumenta il picco S1. Dato che $HI = (S2/TOC)*100$, una diminuzione del rapporto S2/TOC provoca il depauperamento anche del valore di HI.

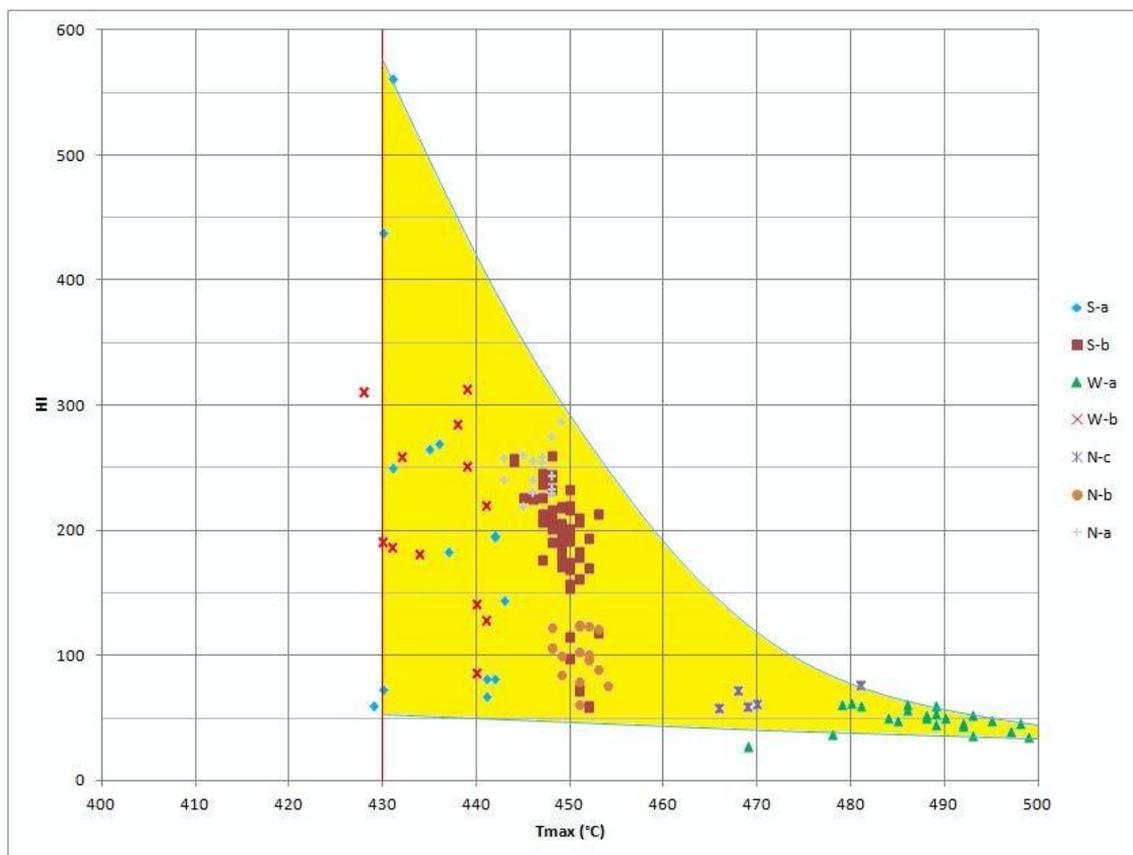


Figura 11: la figura mostra come, con l'aumentare della Tmax (indice di aumento della maturità), i valori di HI vengano depauperati. In particolare, come si evince dal pozzo W-a, per valori di Tmax compresi tra i 480 e i 490°C l'HI tende a raggrupparsi intorno a valori prossimi a 50. Per temperature superiori (500°C) i dati di HI vengono impoveriti ulteriormente a 40.

Per ottenere i valori originari di TOC è stato necessario ricostruire prima i dati di HI.

Sono stati quindi plottati in un grafico HI vs Ro% i dati di pozzo, assieme a tre curve rappresentanti il depauperamento dell'HI in funzione della maturità. Queste tre curve sono state ottenute da analisi su tre diversi campioni provenienti da intervalli del Giurassico superiore nel Norwegian Sea e nel Barents Sea (Figura 12).

Tutti i valori di HI con maturità, espressa in Ro%, maggiore di 0,6% devono essere corretti, mentre i valori con maturità inferiore possono essere ritenuti validi.

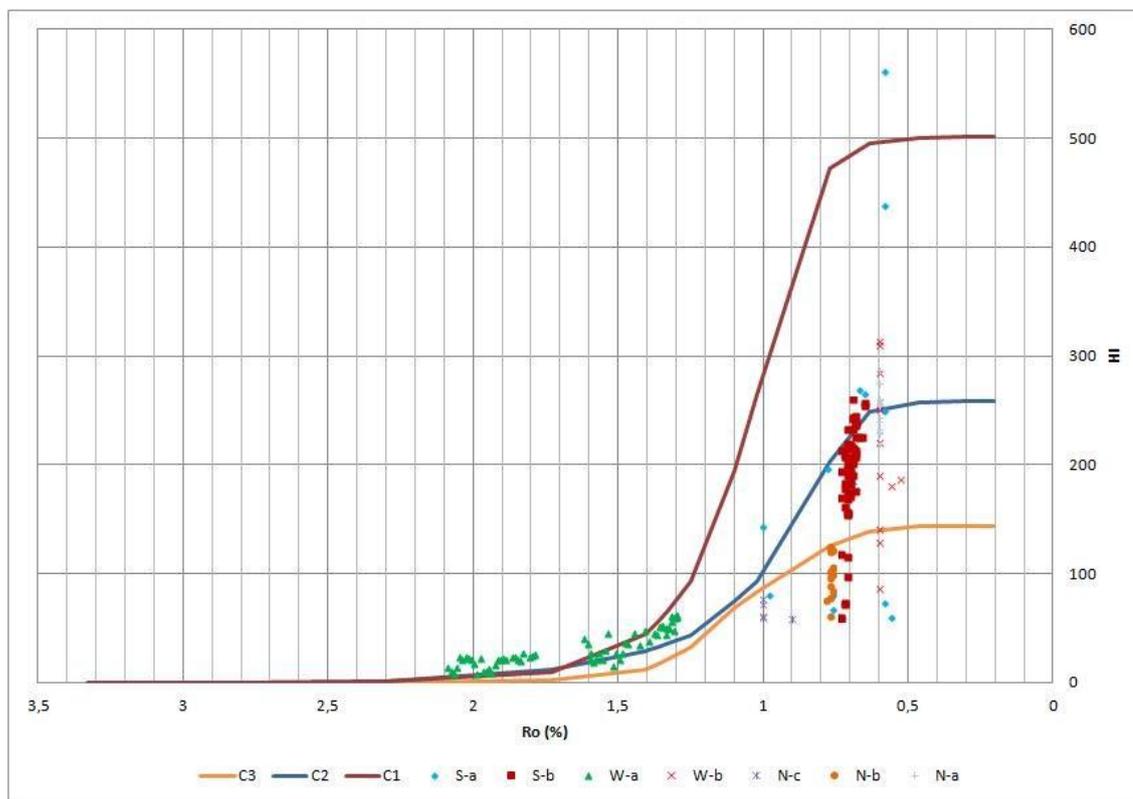


Figura 12: grafico di depauperamento dell'HI in relazione alla Ro%.

La correzione è stata effettuata facendo riferimento ai tre trend di depauperamento noti: per ogni valore si è cercato di identificare la curva che meglio permettesse di risalire al dato di HI originario.

Ad esempio il pozzo N-c avrà dei valori originari di HI ovviamente inferiori a 140 (HI originario relativo alla curva C3), in quanto i suoi punti ricadono all'interno dell'area sottostante alla curva gialla. In particolare la correzione si basa sul fatto che ognuno di questi punti giace sulla propria curva di depauperamento, individuata la quale è possibile risalire al dato originario di HI.

Con i valori di HI originari è stato possibile utilizzare una formula per il calcolo del Fattore di Depauperamento (IFP, 2003):

$$FD = 1 \div \{0,54 + 0,46[1 - (HI_{or} - HI_{res}) \div HI_{or}]\}$$

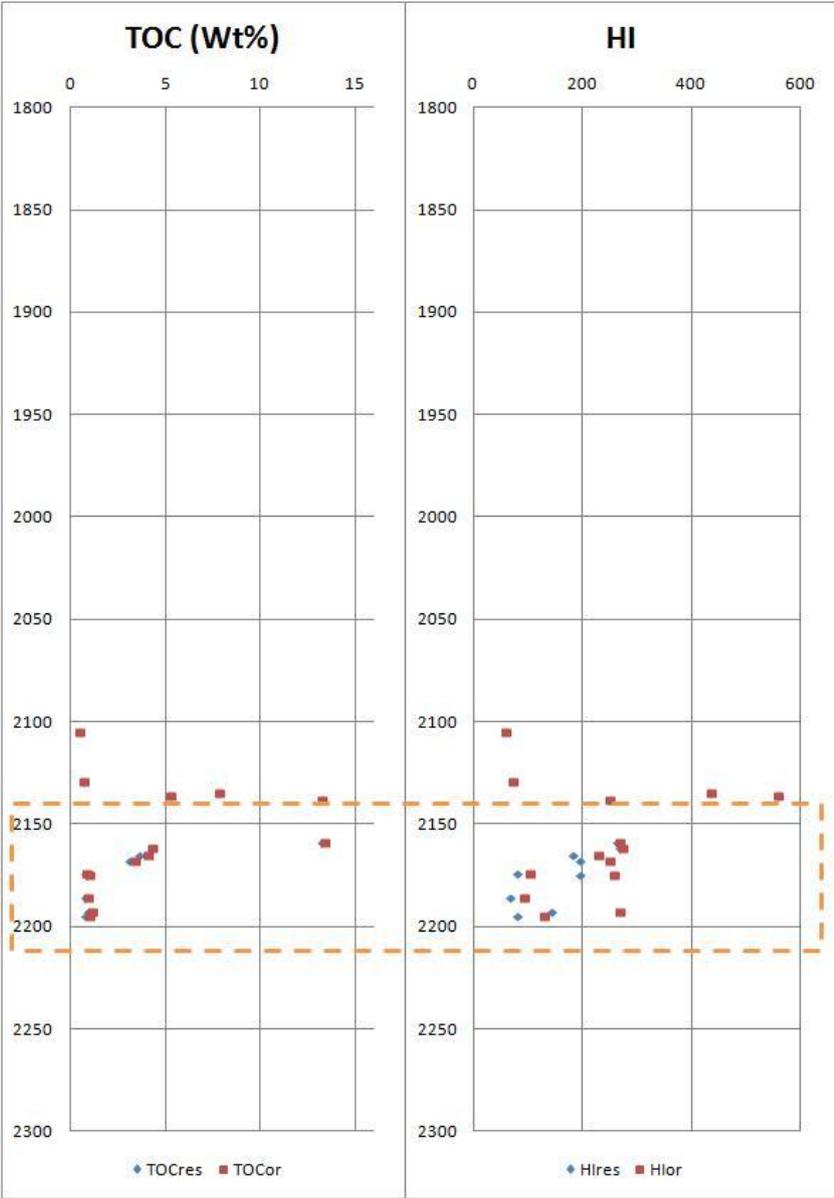
Dove: HI_{or} = HI originario e HI_{res} = HI residuale.

Questo fattore indica la correzione da apportare ai valori residuali per ottenere i valori originari. Moltiplicando, infatti, FD per i dati di TOC da pozzo, si ottengono i valori di TOC iniziali.

4.3 – Dati finali

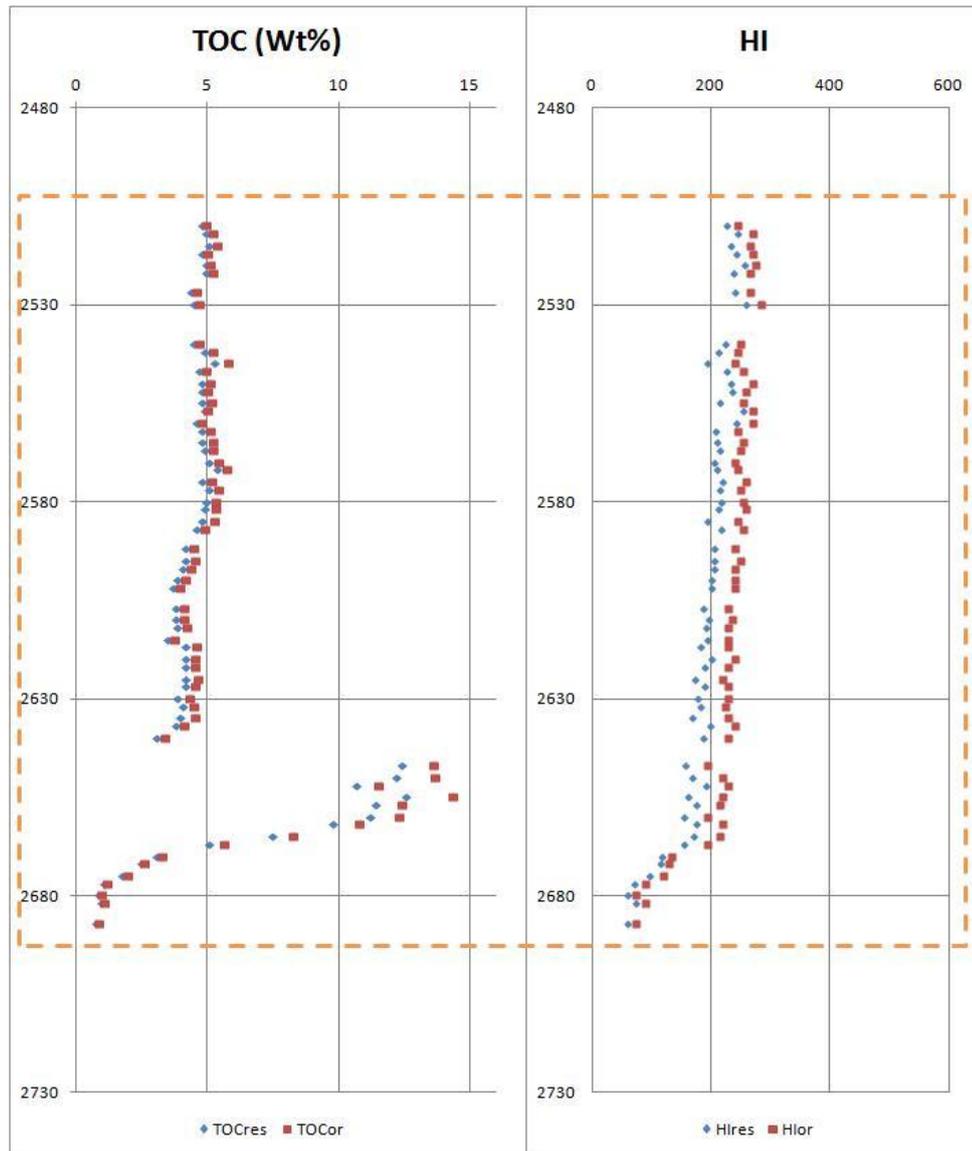
Di seguito sono riportati i grafici di TOC e HI vs la profondità relativi ad ogni pozzo, con indicati i valori residuali e quelli corretti.

4.3.1 – Pozzo S-a



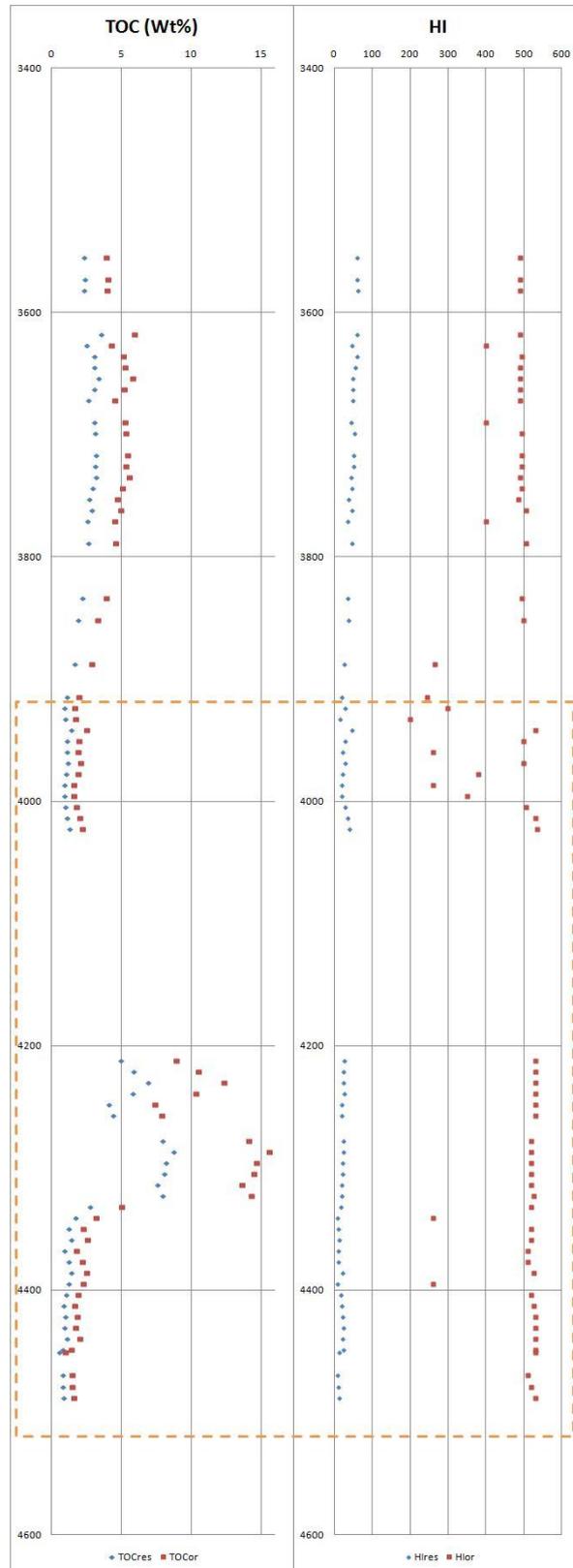
Il pozzo presenta dei dati di maturità $R_o\%$ e T_{max} che aumentano progressivamente con l'aumentare della profondità, da 0,6 a 0,8% e da 430 a 440°C rispettivamente. La correzione da apportare ai valori di TOC e HI sarà dunque nulla nella parte alta e maggiore alla base dell'intervallo studiato.

4.3.2 – Pozzo S-b



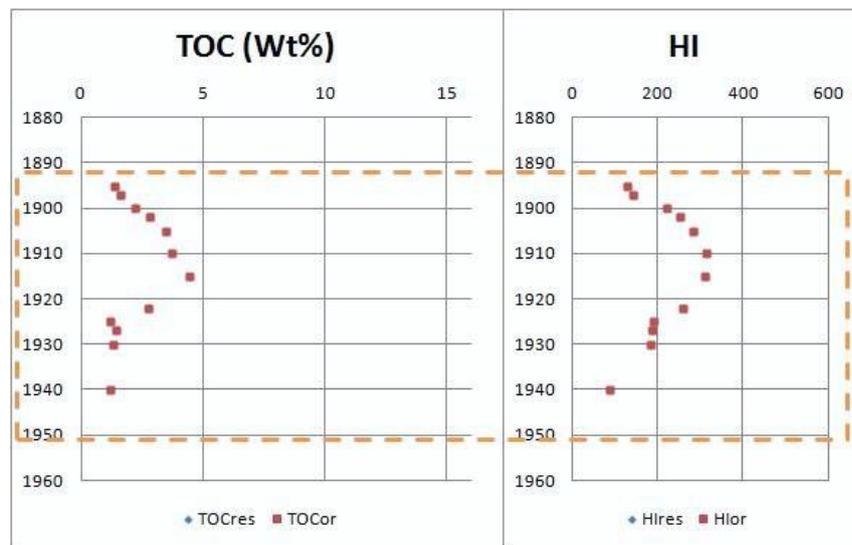
In questo caso i dati di $R_o\%$ e T_{max} , sebbene abbiano un andamento pressoché costante, attestandosi intorno a valori di 0,7% e 450°C, indicano condizioni di maturità tali da dover correggere tutti i dati di TOC e HI. La correzione è più evidente per i valori di HI.

4.3.3 – Pozzo W-a



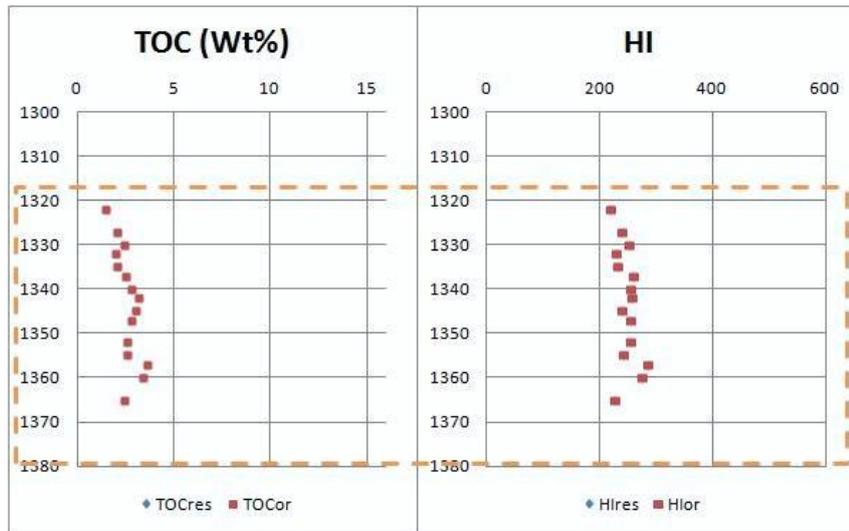
L'intervallo studiato ricade pienamente all'interno della finestra di maturità, raggiungendo valori di Ro% da 1,3 a 2,1%. I valori di TOC e HI sono quindi pesantemente depauperati e la correzione porta ad una ricostruzione quasi del 100% per il TOC, mentre per quanto riguarda l'HI si ottengono dati che si attestano intorno a 500 a partire da valori inferiori a 100.

4.3.4 – Pozzo W-b



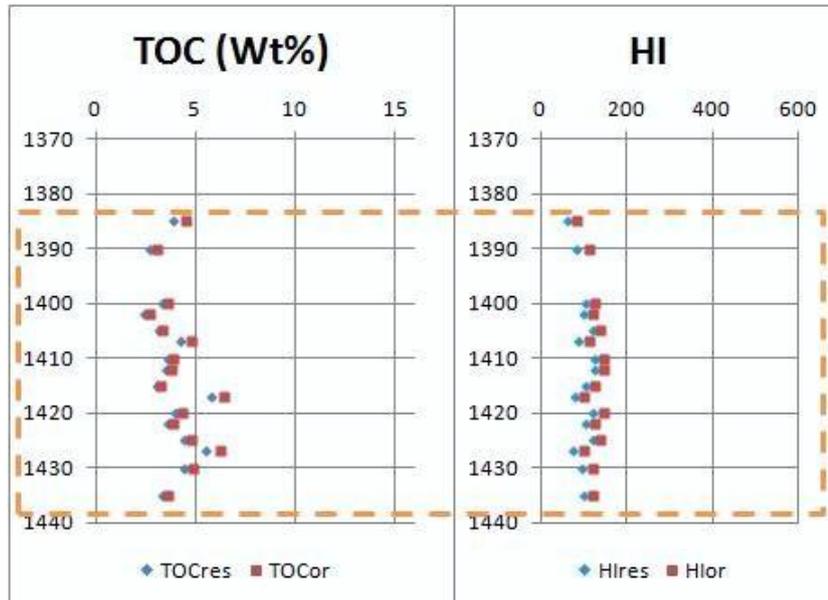
In questo caso i valori di Ro% indicano chiaramente immaturità o bassa maturità della sostanza organica (Ro% intorno a 0,6%), perciò i dati residuali possono ritenersi non depauperati.

4.3.5 – Pozzo N-a



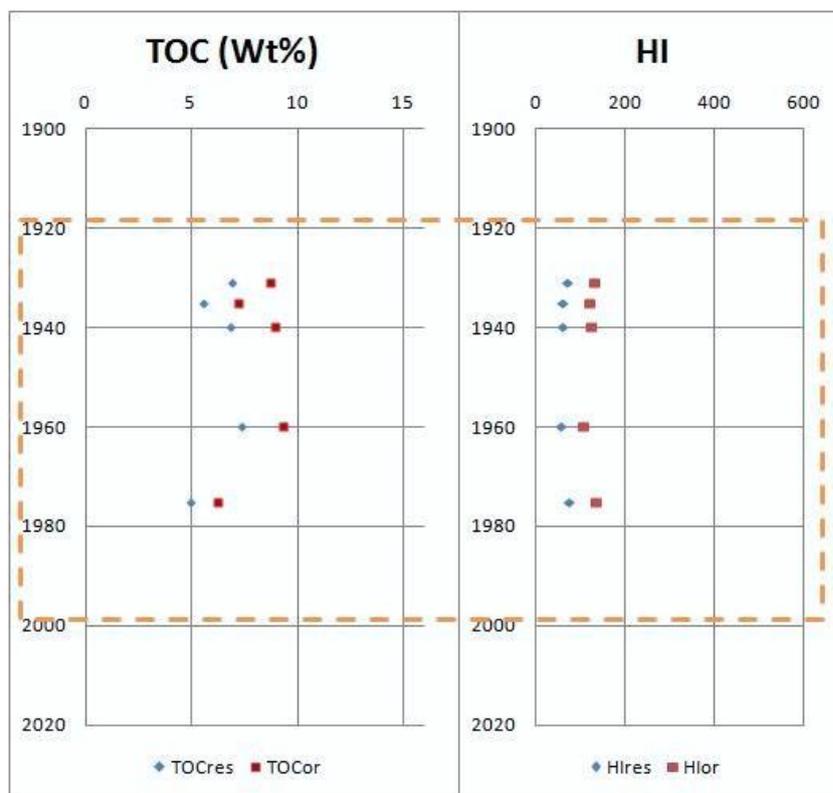
Come nel pozzo precedente, non si raggiungono condizioni tali per cui la maturità causi un depauperamento nei valori di TOC e HI.

4.3.6 – Pozzo N-b



I valori di maturità da Ro% e Tmax raggiungono valori di circa 0,8% e 450°C rispettivamente. I dati di TOC e HI sono stati quindi ricostruiti.

4.3.7 – Pozzo N-c



Il pozzo N-c, il più settentrionale dell'area studiata, raggiunge valori di maturità da Ro% di circa 1% e Tmax di 470°C. La correzione porta dunque ad una ricostruzione ben evidente dei dati di TOC e HI, soprattutto per questi ultimi che vengono quasi raddoppiati.

Sfruttando un grafico S2 vs TOC, è possibile avere informazioni sul tipo di *kerogene*.

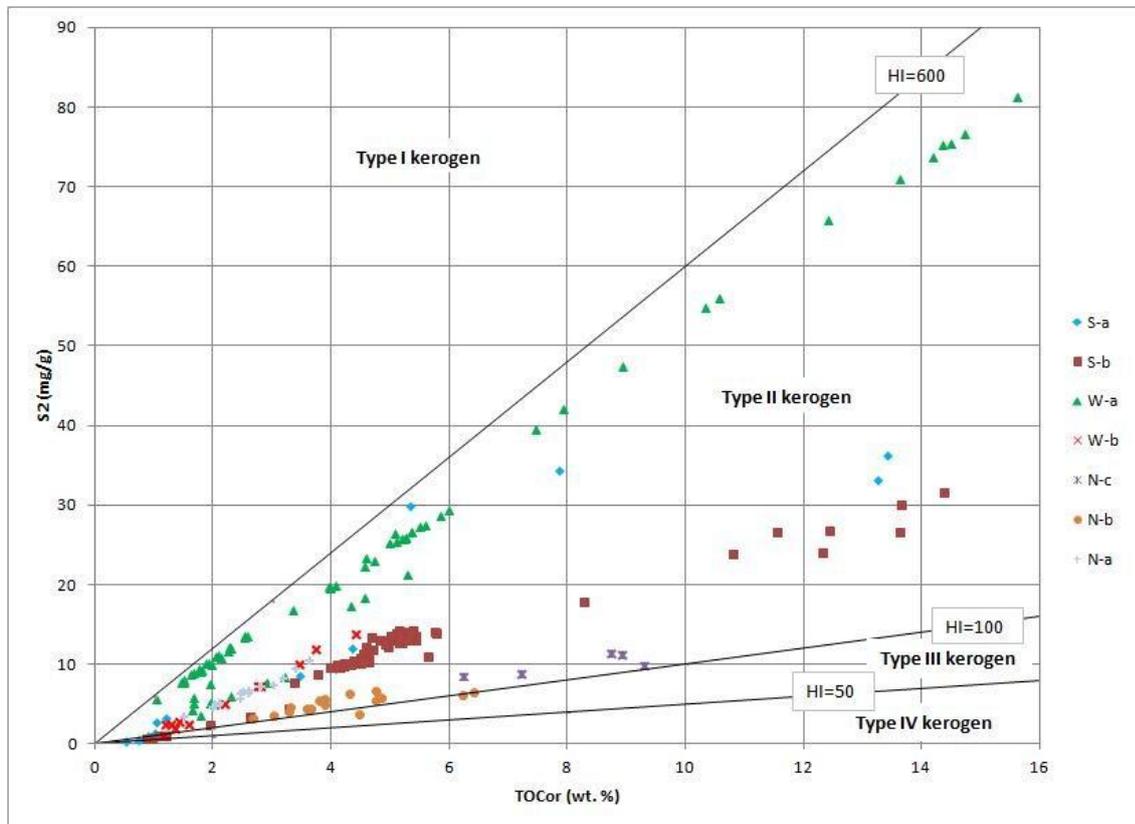


Figura 13: Relazioni tra S2 e TOC per la determinazione del tipo di *kerogene*. È evidente come la maggior parte della sostanza organica rinvenuta nei pozzi derivi da un *kerogene* di tipo II, II/III. Eventuali deviazioni in direzione di S2 o di TOC suggeriscono, rispettivamente, una elevata produzione primaria o un incremento nell'apporto di materia organica terrigena (Langrock, 2004).

5 - Modeling

5.1 - Il software

OF-Mod, Organic Facies Modeling, è un software per il modeling di *source rock* che riproduce la distribuzione e la variazione areale e verticale della materia organica all'interno di una serie sedimentaria. Di conseguenza, permette una previsione quantitativa e qualitativa di una potenziale *source rock* lontano dal controllo del pozzo; sono considerati tutti gli aspetti principali e le interazioni che controllano la deposizione e la preservazione del carbonio organico.

OF-Mod 3D necessita di un modello stratigrafico di riempimento di bacino, il quale tiene conto di un modello di deposizione inorganica come *input* per la modellazione della facies organica. La caratteristica principale di OF-Mod è quella di visualizzare come i cambiamenti laterali e verticali nella quantità e qualità di carbonio organico possono verificarsi sotto diverse condizioni geologico-ambientali (Figura 14).

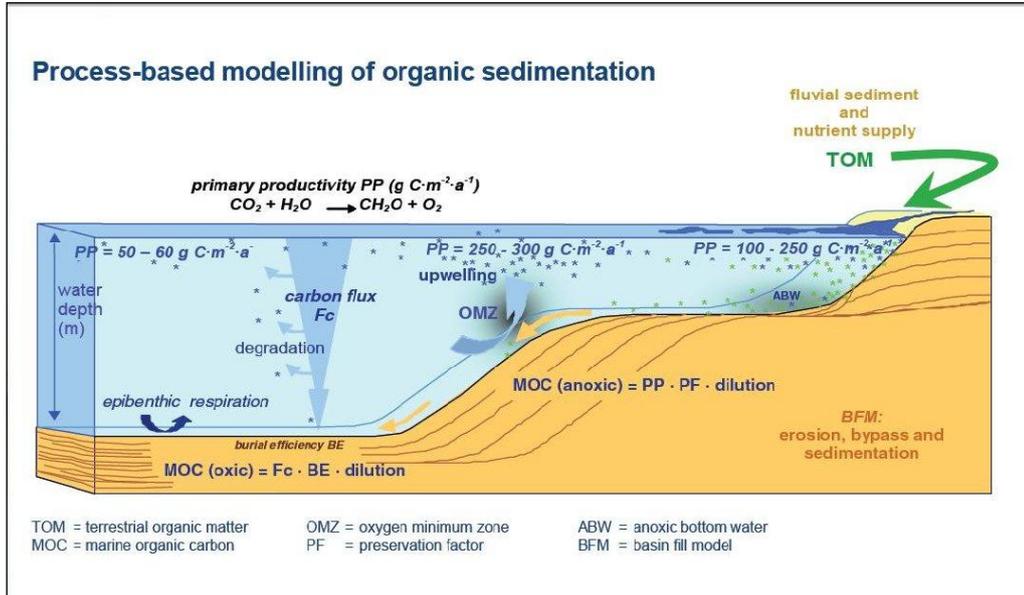


Figura 14: Processo base di modellazione della sedimentazione organica in OF-Mod (Manuale OF-Mod).

I dati di *input* necessari alla modellazione della deposizione della materia organica da parte di OF-Mod sono:

- Geometria del *top* e *bottom* attuali dell'intervallo da modellizzare;

- Ricostruzione della paleobatimetria (mappa) e linea di costa, inserita come poligonale;
- Dati di pozzo:
 - Rapporto *Shale/Sand*;
 - Densità;
 - **TOC (*Total Organic Carbon*)**;
 - **HI (*Hydrogen Index*)**.

Con queste informazioni OF-Mod restituisce come *output* mappe, sezioni e log di tutte le grandezze misurate sia organiche che inorganiche:

Output inorganici:

- *Water depth (m) at the time of deposition*;
- *Sand fraction (%)*;
- *Shale fraction (%)*;
- *Density (g/cm³) - dry bulk density of the uncompact deposits*;
- *Sedimentation rate (cm/ka) at the time of deposition i.e. uncompact*;
- *Distance to shore (km)*.

Output organici:

- *PP (gC/(m²a) - total primary productivity (sum of coastal to open ocean trend and any additional productivity cells)*;
- *dPP (gC/(m²a) - additional productivity, e.g. defined for upwelling cells*;
- *Anoxic response (frac), modelled degree of anoxia at the basin floor though ABW and/or OMZ development, 0 signifies oxic conditions - 1 total anoxia*;
- *OMZ (frac.) - anoxic response caused by the development of an oxygen minimum zone*;
- *ABW (frac.) - anoxic response caused by the development of anoxic bottom water*;
- *MOC (wt.%) - content of marine organic carbon*;
- *Preserved MOM (%) - percentage of the total produced marine organic carbon that is preserved in the sediment*;
- *pTOC (wt.%) - modelled content of particulate terrestrial organic carbon*;

- *SOC (wt.%) - modelled content of soil/residual organic carbon;*
- *tTOC (wt.%) - modelled total terrestrial organic carbon, sum of pTOC and SOC;*
- ***Ctot (wt.%) - modelled total organic carbon content, sum of MOC, pTOC and SOC;***
- ***HI (mg HC/gC) - modelled hydrogen index;***
- *d13C (‰) - modelled carbon isotope composition;*
- *Source rock potential – definition of source rock classes after Peters (1986) or user defined, for details see Mann and Zweigel (2002).*

Il *source rock potential* viene suddiviso in base alla qualità della roccia madre in:

- *very good* (TOC > 2.0 wt.%);
- *good* (TOC > 1.0 wt.%);
- *fair* (TOC > 0.5 wt.%);
- *poor* (TOC < 0.5 wt.%).

5.1.1 – Stratigraphic Model

In OF-Mod il modello inorganico di bacino costituisce la base per la modellazione delle facies organiche. Esso è basato sulla geometria attuale, derivante da orizzonti interpretati da dati sismici e di pozzo. Il vantaggio di utilizzare geometrie attuali permette un confronto diretto, poiché è possibile comparare e calibrare le mappe *top* e *bottom* dell'intervallo *source* con i tagli stratigrafici al pozzo.

La conoscenza della batimetria dell'area al momento della deposizione della roccia madre è un parametro molto importante in OF-Mod, poiché definisce la geometria del bacino e di conseguenza la presenza di sub-bacini e distanza dalla linea di costa.

Il “*Distance to Shore*” è un altro parametro fondamentale, in quanto molti parametri in OF-Mod sono calcolati in base alla distanza dalla costa, come la quantità di *sand* e l'apporto di materia organica terrestre.

In “*Sand Fraction*” è possibile creare un modello litologico del rapporto *sand/shale* presente nel bacino. Questo può essere dato in *input* come mappa di *sand fraction* (vedi paragrafo 5.2.4).

5.1.2 - Organic setting

Dopo aver importato e creato il modello stratigrafico e geometrico si passa al *setting* delle caratteristiche della materia organica:

- MOM (*Marine Organic Matter*);
- TOM (*Terrestrial Organic Matter*);
- OM Properties (*Organic Matter properties*).

Il menù di settaggio della “MOM” comprende tutti i parametri di *input*. Questi definiscono la produttività della materia organica marina e le sue condizioni di preservazione. La produttività primaria è costituita da due componenti:

- produzione primaria (PP);
- produzione addizionale (dPP) (ad esempio una zona di *upwelling* o presenza di un delta).

La produzione primaria (PP) è definita in termini di produttività lungo la costa “PP (*coastal*)” e di produttività in mare aperto “PP (*open ocean*)”. Il totale della produttività primaria è la somma della PP *coastal* e della PP *open ocean*, tenendo conto che la produttività lungo costa decresce linearmente allontanandosi verso lo *shelf break*, dove quest’ultima arriva a zero e non incide più sulla produttività totale. Il calcolo è eseguito usando i parametri del “*distance to shore*”.

La produzione addizionale (dPP), riproduce le aree di incremento di produttività dovute, per esempio, o all’*upwelling* o alla presenza di una foce fluviale. Questa viene inserita e determinata, con un certo raggio di influenza, attorno a uno o più punti. Tutti i parametri di produzione e raggio vengono inseriti come input; il valore di produzione decresce verso il bordo della lente.

La somma di produzione primaria (costiera e di mare aperto) e di produzione addizionale (dPP) definisce la produttività marina totale (Figura 15).

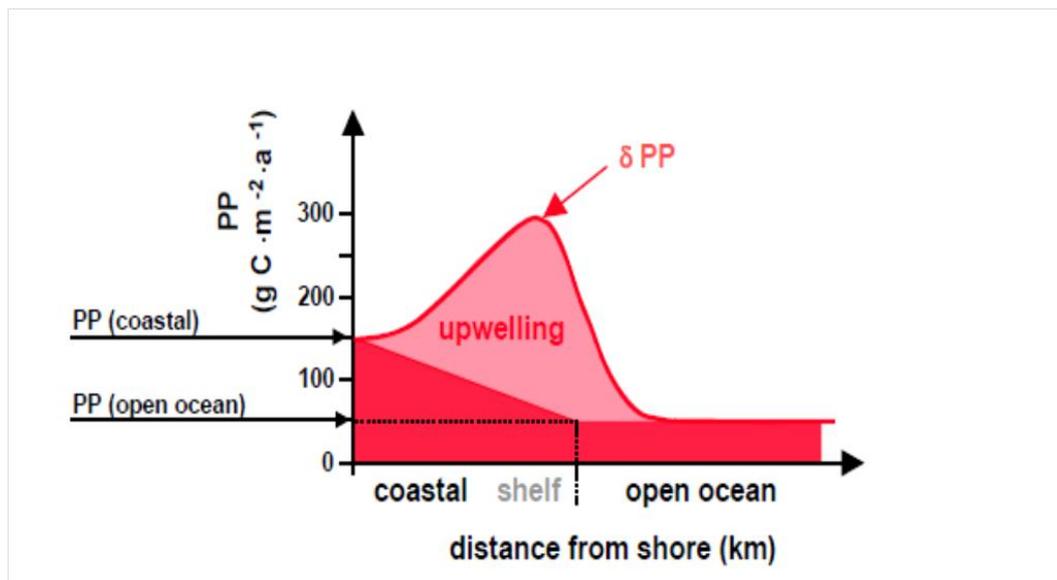


Figura 15: La figura mostra come la produttività marina viene definita in OF-Mod (Manuale OF-Mod).

In OF-Mod si assume che la preservazione della materia organica si abbia in condizioni anossiche.

OMZ (*Oxygen Minimum Zone*) e ABW (*Anoxic Bottom Water*) (Figura 17) sono i due parametri che vengono modellati. Queste due condizioni potrebbero non essere definite nella stessa area, in quanto hanno differenti meccanismi di controllo: ABW è dovuto alla ridotta circolazione dell'acqua, mentre OMZ dipende dall'*upwelling*.

In una OMZ lo sviluppo di condizioni anossiche è legato alla produttività. L'ossigeno viene estratto dall'acqua durante la degradazione della materia organica.

L'ABW si verifica quando si crea una colonna d'acqua stratificata o a ridotta circolazione in funzione della paleobatimetria. In questo caso, le condizioni anossiche sono modellate indipendentemente alla produttività primaria.

La conservazione in condizioni anossiche è calcolata applicando un fattore di preservazione PF (Mann and Zweigel, 2002).

L'apporto di materia organica terrestre nel bacino può essere definito nel menù "*TOM*". Il quantitativo totale di carbonio organico di origine terrestre è dato dalla somma di due componenti:

- *Particulate terrestrial carbon* (pTOC), associato alle *sandstones*;

- *Soil / residual organic carbon (SOC)*, riferito alle *shales*.

Si immette, quindi, il valore stabilito di particolato terrestre (espresso in wt.%), dopodiché si fissa la soglia di *sand fraction* (% *sand*) per la quale si avrà il massimo contenuto (100% del valore indicato) in pTOC (vedi Figura 16). Per quanto riguarda il SOC (wt.%), si ha la massima quantità indicata nelle aree con *sand fraction* pari allo 0%. È inoltre possibile inserire delle lenti addizionali di *input* di materia organica terrestre. Il funzionamento delle lenti è identico a quello già spiegato per le lenti di produzione addizionale (dPP), con l'unica differenza che queste possono essere posizionate solo lungo la linea di costa.

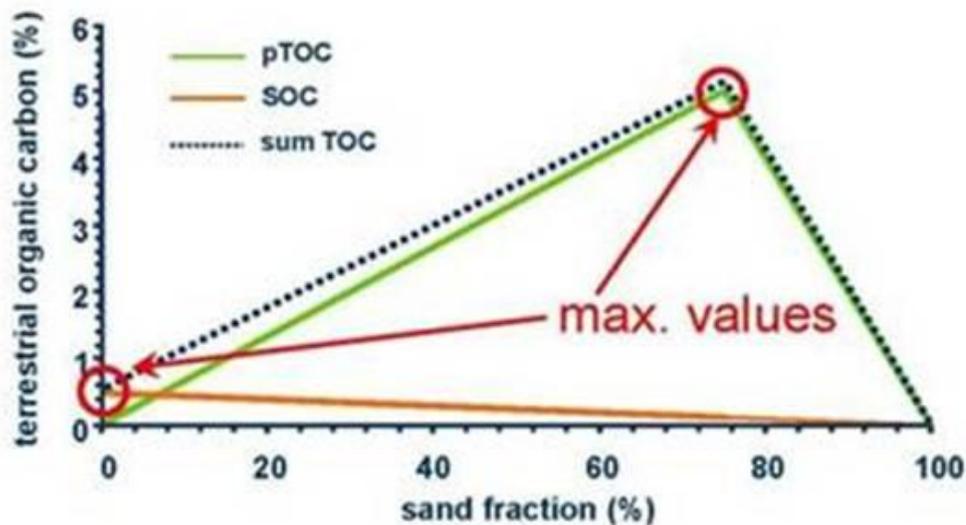


Figura 16: Grafico su cui si basa OF-Mod per il calcolo del Terrestrial Organic Carbon (Manuale OF-Mod).

Nella sezione “*OM Properties*” possono essere modellate alcune proprietà della materia organica. È necessario un modello dei valori di HI se si vuole valutare il potenziale della *source rock*.

OF-Mod offre poi la possibilità di inserire delle variazioni temporali e spaziali indipendenti di tutti i suoi parametri. Con questa opzione si possono inserire funzioni arbitrarie che fanno variare quantità, qualità e, nel caso di lenti addizionali, posizione della materia organica, posizione e raggio di influenza.

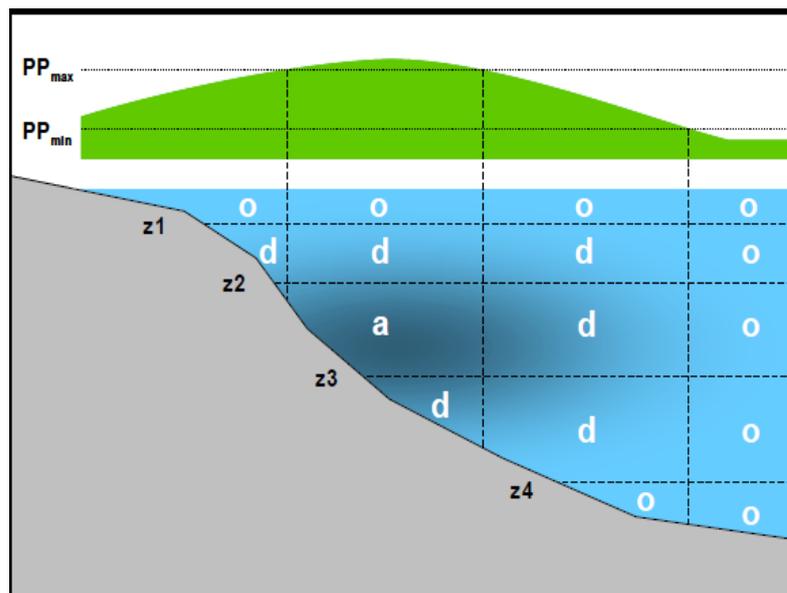


Figura 17: La figura mostra come vengono utilizzate la definizione della produttività primaria (curva verde) e la OMZ per definire dove saranno modellate condizioni anossiche (a), disossiche (d) e ossiche (o) (Manuale OF-Mod).

5.2 – Dati di input

5.2.1 – Mappe top e bottom dell'intervallo considerato

L'intervallo stratigrafico che questa tesi si propone di modellizzare è il Giurassico superiore. La base è stata quindi definita come il *top* del Realgrunnen Group (o *top* Stø Formation), a 164 milioni di anni, mentre il tetto corrisponde alla Base Cretaceous Unconformity (BCU) a 145 milioni di anni. Tali mappe sono state elaborate tramite il *software* SIMBA (SIMulation of BASins, Eni) a partire da mappe di profondità ottenute da interpretazione sismica.

Le mappe *top* e *bottom* mostrano una fisiografia costituita da alti strutturali (Loppa e Stappen High) e bacini (Bjørnøya Basin e Fingerdjupet Sub-basin e una piccolissima parte dell'Hammerfest Basin).

5.2.2 – Paleobatimetria

Le mappe, al *top* e al *bottom*, sono state elaborate in SIMBA a partire da dati di letteratura e presentano profondità massime di circa 200 e 100 metri rispettivamente.

5.2.3 – Linea della paleocosta

Le linee della paleocosta relative a 164 e a 145 milioni di anni sono state desunte dallo studio della paleogeografia. Si tratta di due speciali files *.coast* che OF-Mod identifica come linee formate da un insieme di punti, ognuno posto ad una determinata distanza dalle mappe di riferimento al *top Stø* e alla BCU. La distanza media dalla costa era dell'ordine delle centinaia di chilometri.

5.2.4 – Mappa di sand fraction

La mappa di *sand fraction* deriva da interpretazione sedimentologica dei dati di pozzo. Ciascuna facies costituente l'ambiente deposizionale, è caratterizzata da una certa percentuale di sabbie ed è quindi stata identificata con un determinato colore.

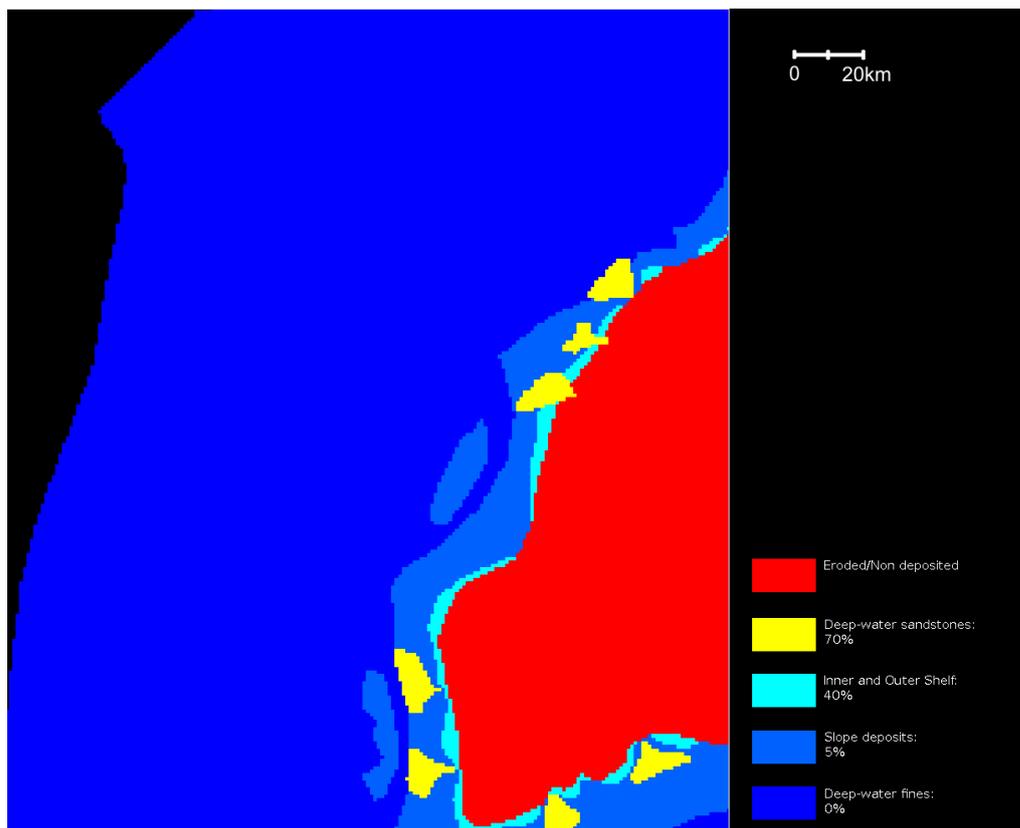


Figura 18: Mappa di sand fraction. Ad ogni colore corrisponde un valore di sand fraction (%).

5.2.5 – Dati di pozzo

I dati di TOC e HI da pozzo ricostruiti, come riportato nel capitolo 4.

5.3 – Stratigraphic model

Per costruire il modello stratigrafico è necessario, per prima cosa, creare il modello geometrico, ossia suddividere lo spazio in una griglia 3D (3D-grid). Sono state caricate le mappe di *top* e *bottom* dell'intervallo per definire la risoluzione verticale del *grid*, mentre per determinarne la risoluzione laterale, sono state inserite l'origine delle coordinate x e y e le dimensioni di cella (in questo caso 1000 metri * 1000 metri), in modo da coprire l'intera area di studio (Figura 19). È stato suddiviso inoltre l'intervallo temporale in 19 *time steps*, uno ogni milione d'anni. La costruzione dell'*Age model* serve proprio ad assegnare un'età a ciascun livello (Figura 20).

Segue poi la definizione della *Water Depth*. Caricando le mappe di paleobatimetria di *top* e *bottom*, è il *software* stesso a calcolare l'evoluzione della profondità del bacino lungo i 19 *step* temporali. Il modello prevede un progressivo aumento della batimetria da 164 a 145 milioni di anni, in particolare, all'interno del bacino, si passa da profondità di circa 100 metri al *top* Stø fino a profondità di circa 200 metri alla BCU.

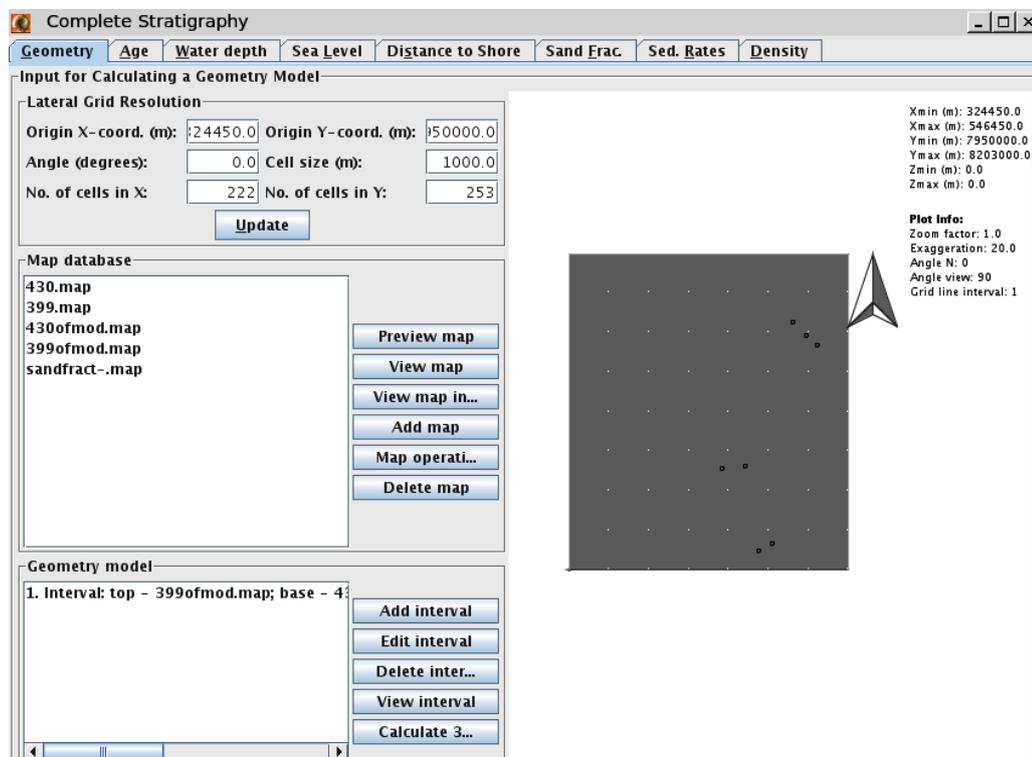


Figura 19: Finestra per la costruzione del modello stratigrafico. In questo caso è evidenziata la Geometry tab. 399ofmod.map è la mappa relativa alla BCU, mentre 430ofmod.map si riferisce al *top* Stø.

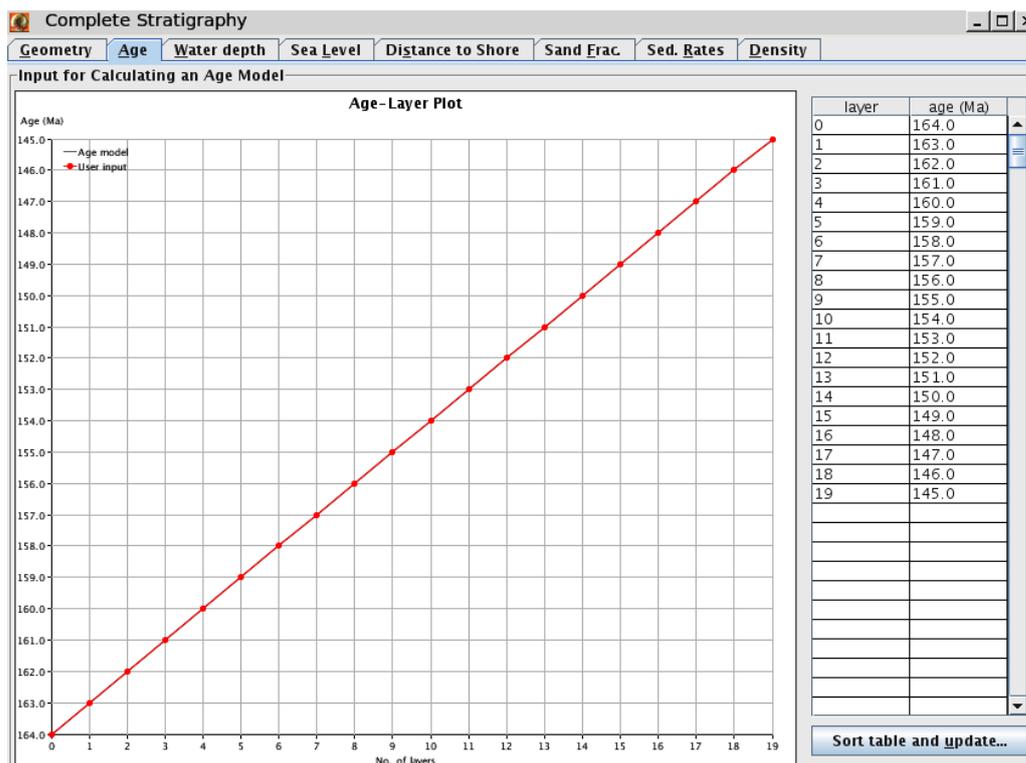


Figura 20: Finestra dell'Age model.

La sezione *Sea Level* non è stata modificata, non avendo nessuna indicazione precisa su eventuali variazioni eustatiche. In questo caso è come se si fosse assunto un livello relativo del mare stazionario.

Poiché alcuni parametri su OF-Mod sono definiti in base alla distanza dalla costa (ad es. produttività), sulla tab *Distance to Shore* è possibile operare su tale fattore. Sono quindi stati importati i due files *.coast* (relativi alla posizione della linea di costa a 145 e a 164 milioni di anni). Il software estrapola poi l'andamento della costa lungo tutti i *time steps* intermedi, in base all'evoluzione della paleobatimetria. Il modello prevede un graduale aumento della distanza dal continente da circa 100 chilometri a 164 milioni di anni a quasi 200 chilometri a 145 milioni di anni.

Nella tab *Sand Fraction* è stata caricata la mappa precedentemente descritta. È stata assunta una *sand fraction* costante per tutti i *time steps*.

Infine le sezioni *Sedimentation Rates* e *Density* sono state mantenute inalterate.

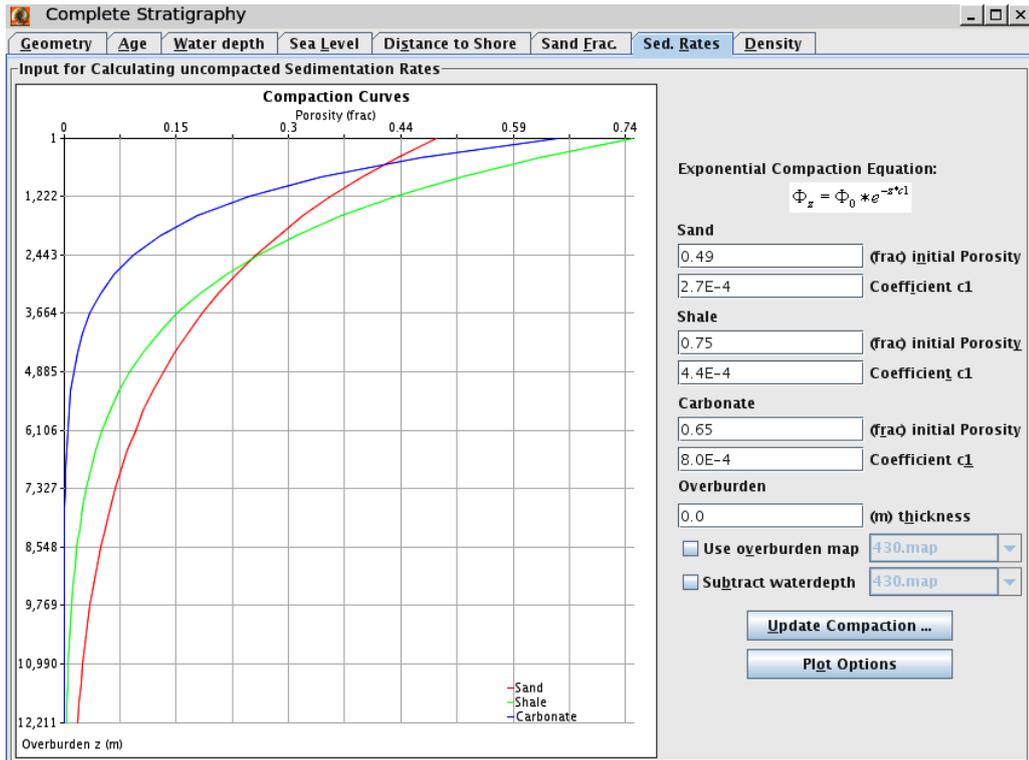


Figura 21: Finestra dei Sedimentation Rates.

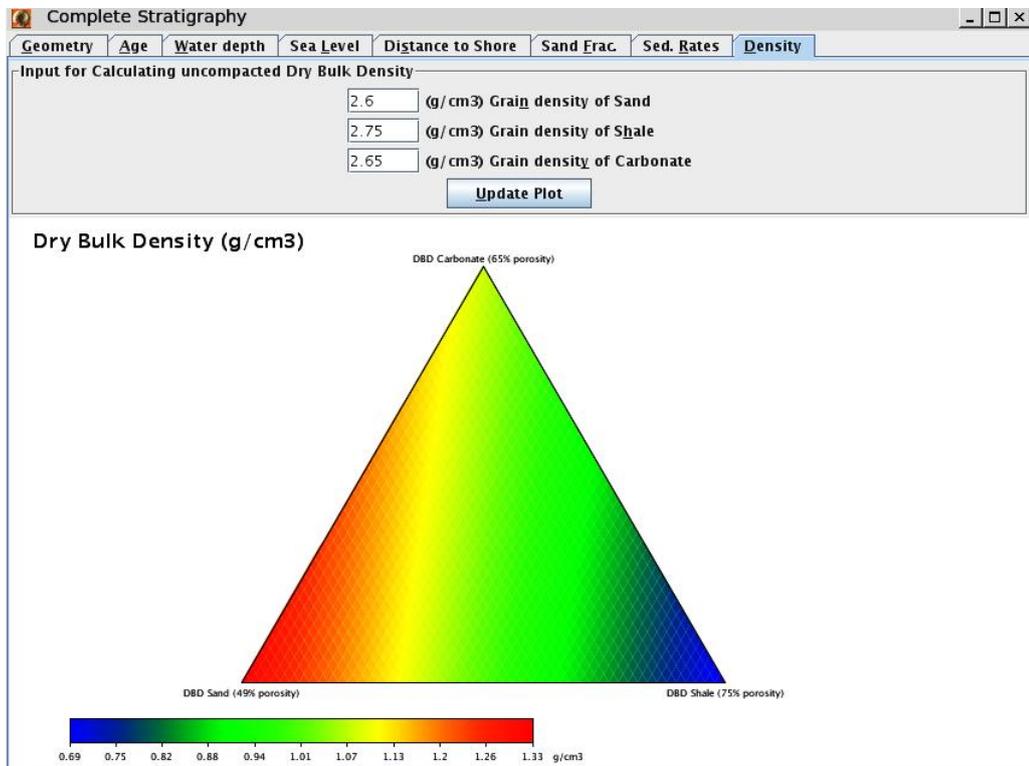


Figura 22: Finestra della Density.

5.4 – Settings

Costruito il modello stratigrafico è ora possibile operare sulla calibrazione dei parametri organici.

Il menù di settaggio della *MOM* (Marine Organic Matter) consente di definire la produttività di sostanza organica marina e le condizioni di preservazione. Per prima cosa è stato impostato un *Primary Productivity* (PP) *background* variabile temporalmente da 15 a un massimo di 60 gC/(m²anno) per la componente PP *coast*, mentre la PP *ocean* è stata simulata da 10 a 45 gC/(m²anno). Sebbene sia funzione della distanza dalla costa, esso fa sì che si abbia una piccola quantità di carbonio organico in tutta l'area. Per alcuni pozzi è stato necessario utilizzare una o più lenti di produttività aggiuntiva (dPP). Per quanto riguarda la preservazione della sostanza organica, si è utilizzato esclusivamente il parametro ABW (Anoxic Bottom Water). Il southwestern Barents Sea, infatti, al momento della deposizione non era una zona soggetta ad *upwelling*, per cui non era presente una OMZ (Oxygen Minimum Zone), o comunque aveva scarsa rilevanza rispetto al fattore relativo all'anossia sul fondale che, come noto, costituiva uno dei parametri fondamentali al momento della deposizione (Langrock, 2004).

Nel menù della *TOM* (Terrestrial Organic Matter) è possibile definire l'apporto di sostanza organica di origine terrestre. Come per la *MOM* è stato impostato un *Terrestrial organic carbon background* con un valore del Particulate terrestrial carbon (pTOC) del 5wt.% e un SOC di 0,8 wt.%. Il massimo del valore di pTOC si raggiunge per un valore di *sand fraction* di 75%. Sono, inoltre, state utilizzate delle lenti di particolato terrestre aggiuntivo.

Infine per quanto riguarda il menù “OM Properties” sono stati modificati i valori di *endmember* di HI per la MOM (fissato a 600 mg HC/g C), pTOM (100 mg HC/g C) e SOM (70 mg HC/g C).

In generale, operando sulla MOM, in particolare aumentando i valori di PP, è possibile migliorare sia la quantità di TOC, sia la qualità del HI. Viceversa, andando ad aumentare il pTOC e il SOC, si avrà comunque un incremento nel TOC (Total Organic Carbon), ma, al contempo, l'HI avrà qualità inferiore.

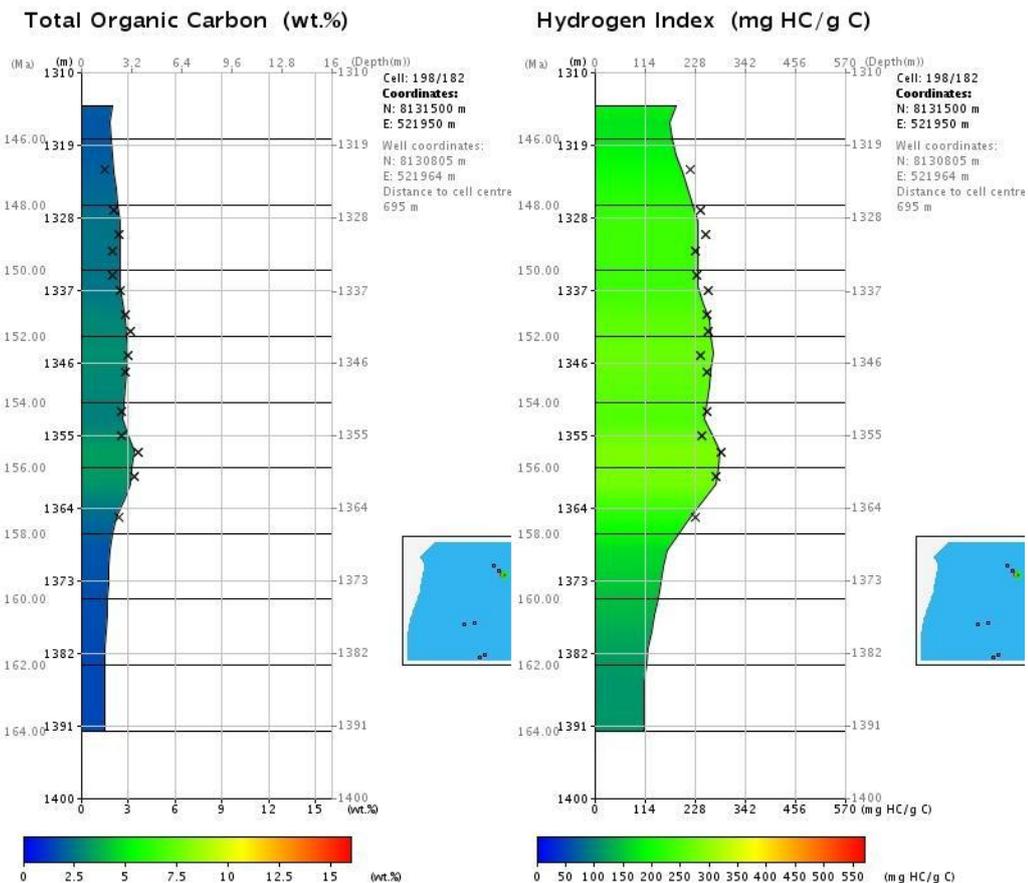
Va ricordato che tutti i parametri citati variano sia arealmente che, soprattutto, temporalmente.

Il *setting* dei parametri per la calibrazione dei pozzi è stato effettuato prendendo in considerazione una zona alla volta. La prima area ad essere stata impostata è stata quella a nord, poi si è passati all'area a sud, ed infine è stata calibrata l'area centrale.

5.4.1 – Setting zona nord

L'area mostra una particolare caratteristica: si ha un generale aumento dei valori di TOC dal pozzo N-a al pozzo N-c, correlato con una diminuzione del HI.

Pozzo N-a



I valori di TOC nell'intervallo Giurassico superiore non raggiungono il 3,5 wt.%, mentre l'HI si attesta su valori medi di 230. È evidente come sia presente una scarsa quantità di carbonio organico caratterizzato però da discreta qualità. Il pozzo è stato

calibrato essenzialmente dalla *PP background*. Per simulare il log di HI è stata usata una lente di ABW nel margine orientale del Fingerdjupet Sub-basin.

Pozzo N-b

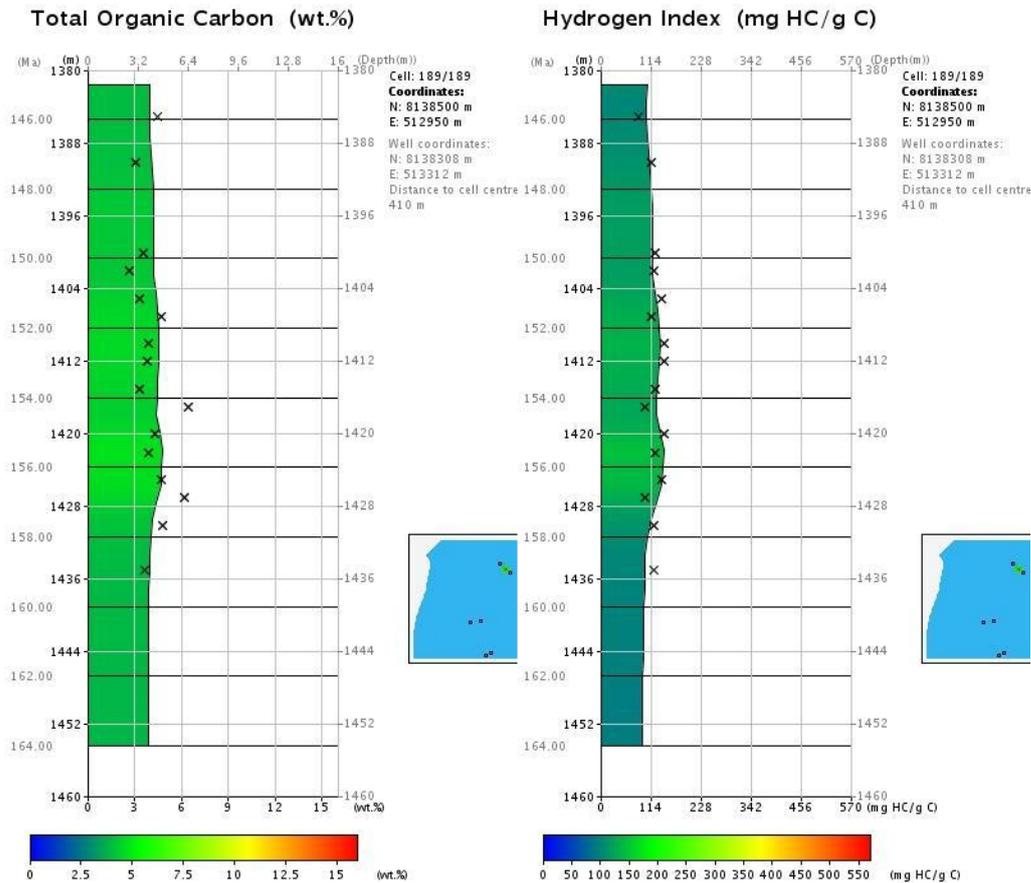
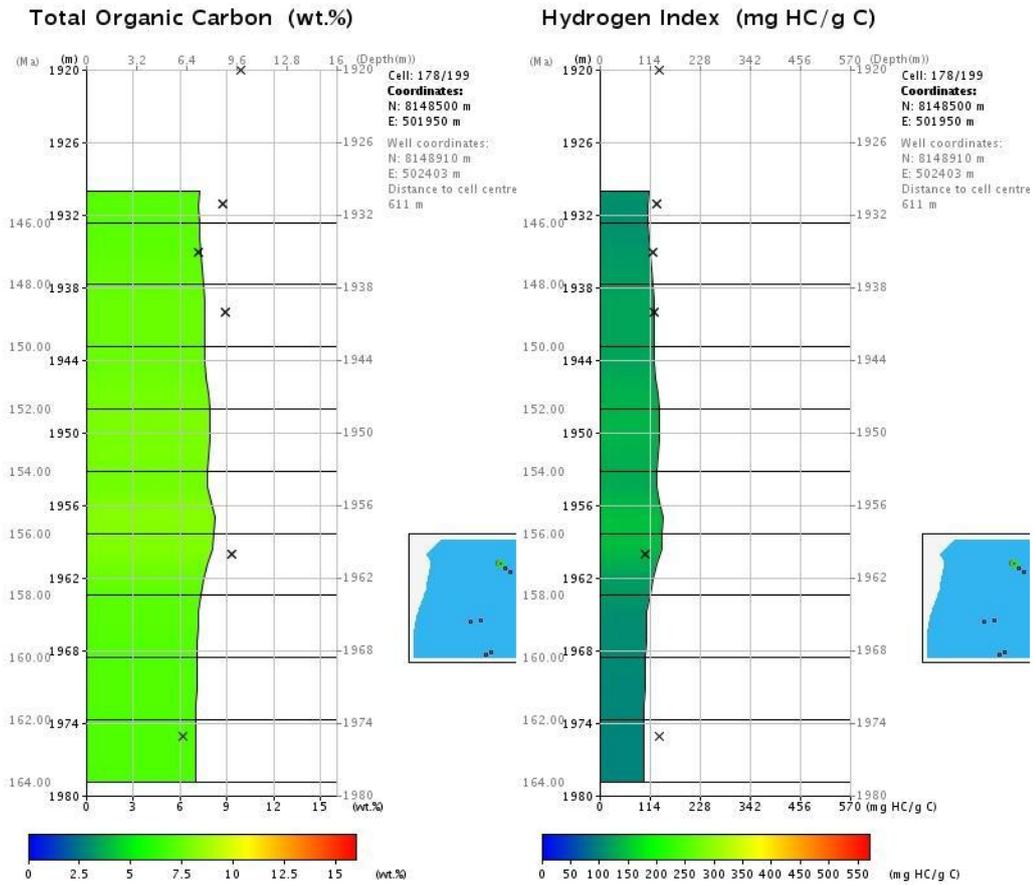


Figura 23: Calibrazione dei log di TOC e HI per il pozzo N-b. Le croci nere si riferiscono ai dati di pozzo, mentre l'area colorata rappresenta la modellizzazione effettuata su OF-Mod.

I log di TOC e HI mostrano valori intermedi rispetto ai pozzi adiacenti, in particolare il TOC medio va da 3,5 a 4 wt.%, mentre l'HI rimane costante attorno a 114. La calibrazione, basata sulla *PP background*, è influenzata da una lente addizionale di particolato terrestre proveniente da nord. Quest'ultima fa sì che il TOC aumenti e l'HI diminuisca.

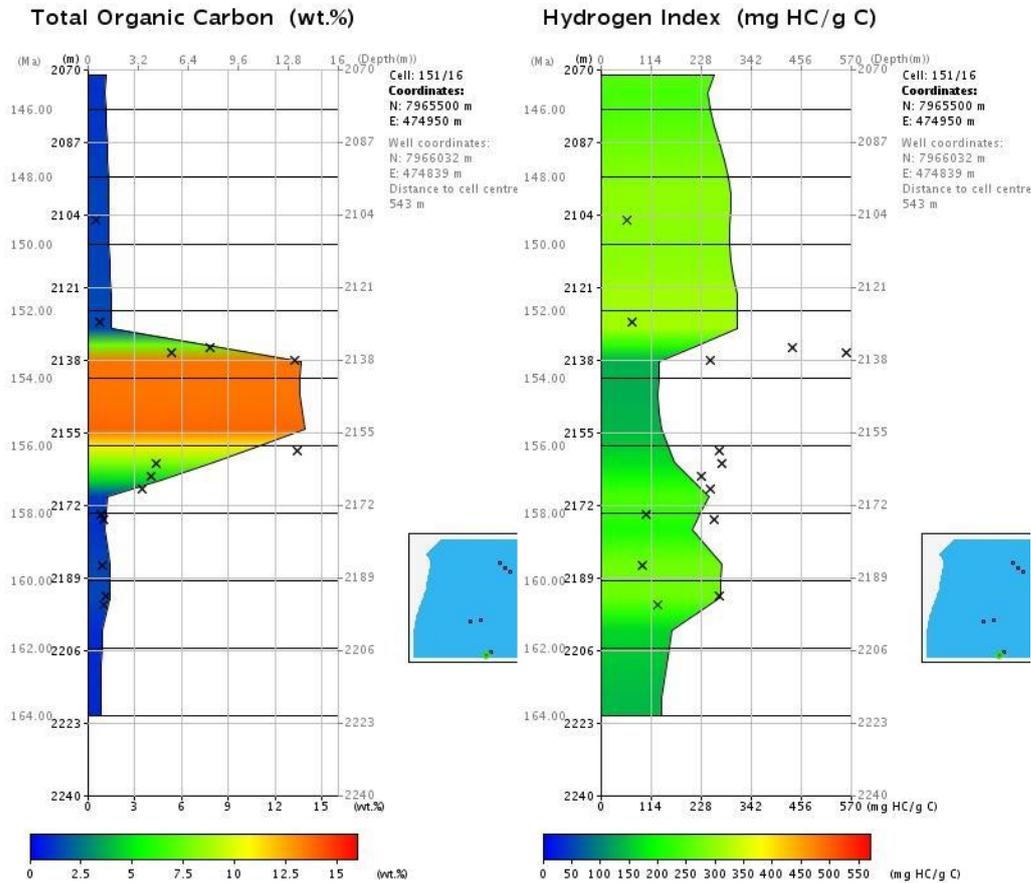
Pozzo N-c



Come detto in precedenza, il pozzo N-c, presenta i valori di TOC maggiori (circa 7 wt.%, con picchi di 9 wt.%) e, contemporaneamente, l'HI minore (circa 114, come in N-b) tra tutti i pozzi dell'area nord. Per simulare tale situazione è stata utilizzata una lente di pTOC proveniente dal margine settentrionale del Fingerdjupet Sub-basin. Questa causava una importante diminuzione del HI, per cui è stata aggiunta una lente di ABW all'interno del sub-bacino.

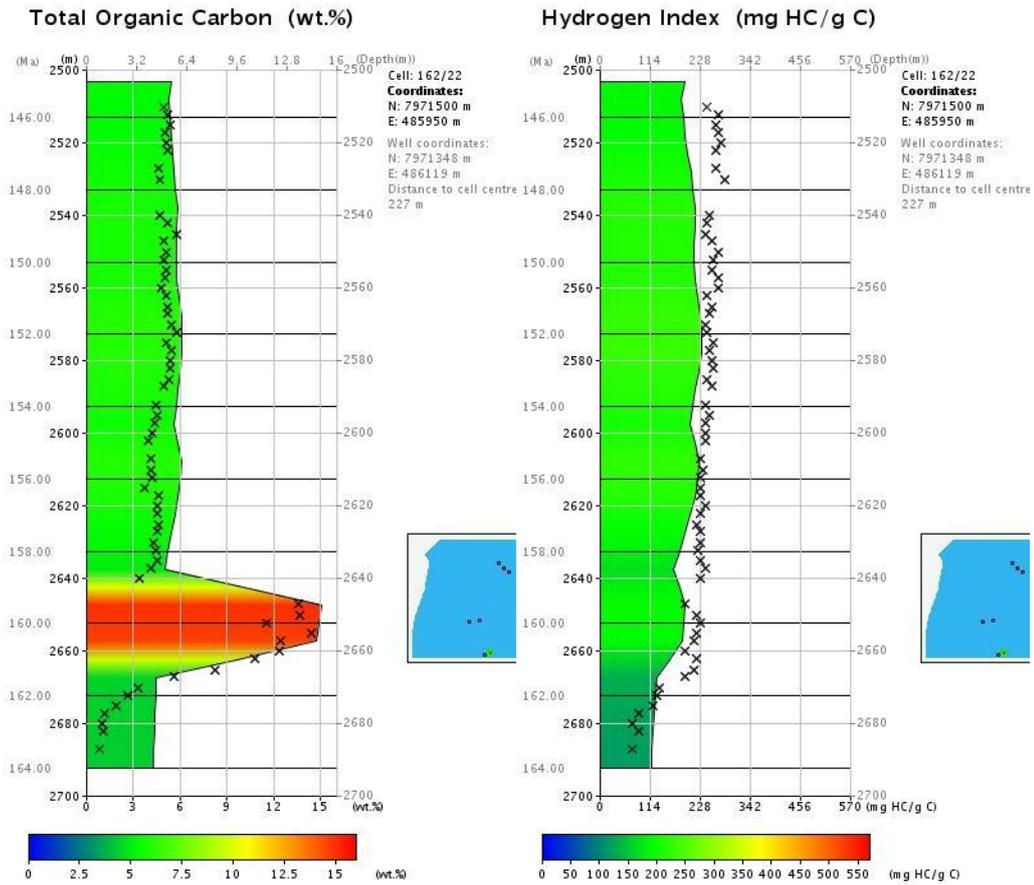
5.4.2 – Setting zona sud

Pozzo S-a



Il log di TOC è stato calibrato mediante la *PP background* che interpola bene le parti bassa e alta del log, con valori medi di 1 wt.%. La parte intermedia, da 157 a 153 milioni di anni, mostra un significativo aumento dei valori, che raggiungono un picco di 13 wt.%. Questo *input* di carbonio organico è stato modellizzato attivando una lente addizionale di pTOC che, come è evidente, influisce sulla qualità del HI, abbassandolo. Purtroppo, per quanto riguarda il log di quest'ultimo, avendo un andamento poco chiaro, non è stato possibile effettuare una calibrazione migliore.

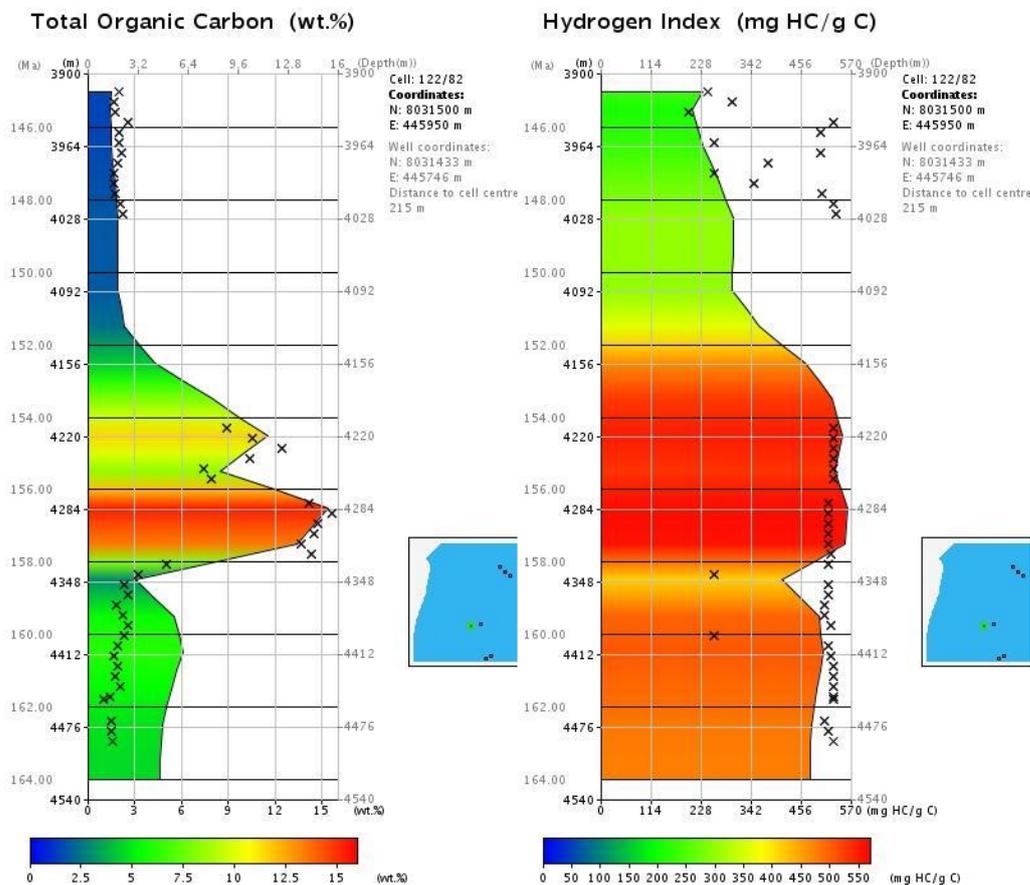
Pozzo S-b



Il log di TOC mostra valori significativamente maggiori rispetto al pozzo precedente, pur trovandosi ad una distanza minima. Essi, infatti, si attestano attorno al 5-5,5 wt.%, con un picco, come nel pozzo precedente, di 15 wt.%. Il log di HI è stavolta ben definito e mostra valori medi intorno a 250 nella parte alta (BCU) che vanno diminuendo fino a 220 (a 160 milioni di anni), per poi cadere a circa 100 nella parte bassa dell'intervallo (al top Stø). Il pozzo è stato calibrato tramite PP *background* e una lente di pTOC, mentre il picco di TOC è rappresentato da una lente di dPP. Per mantenere l'HI su discreti valori è stata attivata una lente di ABW all'interno dell'Hammerfest Basin.

5.4.3 – Setting zona centrale

Pozzo W-a

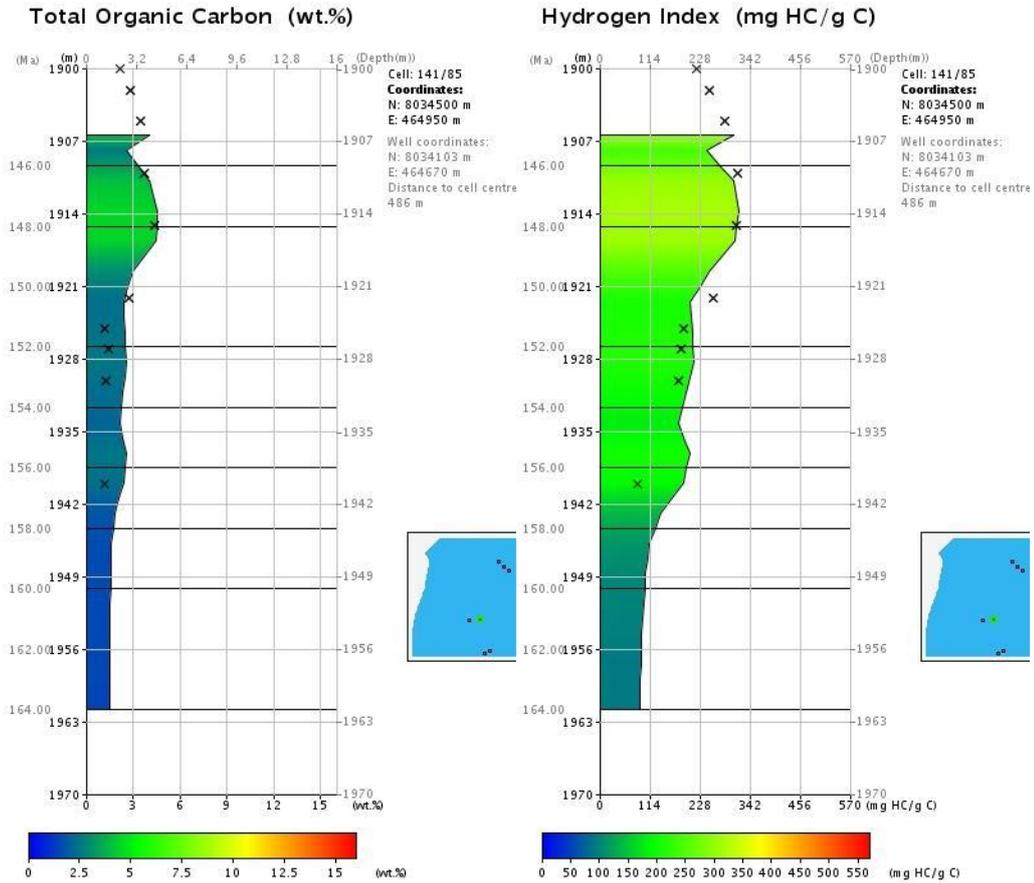


Il log di TOC può essere suddiviso in tre parti: una parte alta (ovviamente più recente) con valori di 2,5-3 wt.%, calibrata essenzialmente mediante *PP background*; una parte centrale contraddistinta da due picchi, rispettivamente a 12 e a 15 wt.% simulata tramite una lente di *dPP* che produce due pulsanti di produttività e, infine, una parte bassa con valori di 1,5-2 wt.%. Per calibrare al meglio il log di HI quest'ultima parte è stata simulata con valori più alti, a circa 5-5,5 wt.%.

Il pozzo registra i valori di HI più alti di tutta l'area di studio, raggiungendo i 550 mg HC/g C soprattutto nelle parti centrale e bassa dell'intervallo. La parte alta risulta meno chiara e si è deciso di ritenere validi i valori più bassi, per questo il modello simula un graduale incremento di HI da circa 230, a 145 milioni di anni, a 550, a partire da 153

milioni di anni. Tali valori di HI sono stati ottenuti mediante l'attivazione di una lente di ABW in posizione prossima al pozzo.

Pozzo W-b



Il log di TOC presenta valori medi di 3,5-4 wt.% nella parte alta, mentre nella parte bassa non supera il 2 wt.%. Anche il log di HI ha un andamento simile, con valori di circa 230 tra i 145 e i 150 milioni di anni e valori più bassi da 200 a meno di 100 nella parte bassa dell'intervallo. La calibrazione del pozzo prevede, oltre alla PP *background*, l'azione di una lente di dPP nella porzione più recente e l'influenza della lente di ABW utilizzata per il pozzo W-a.

6 – Risultati

La simulazione ha permesso di ottenere delle mappe di distribuzione, quantità e qualità della sostanza organica associata ai sistemi deposizionali del Bjørnøya Basin, Loppa e Stappen High.

La notevole quantità di dati, e la differenza fra aree ad alta densità di punti di calibrazione e aree ad alta incertezza, ha reso possibile una simulazione per mezzo di scenari.

Ogni scenario è basato su un determinato approccio, privilegiando alcuni parametri rispetto ad altri:

- Scenario 1: deriva dalla calibrazione “puntuale” dei pozzi. Le condizioni ambientali di produttività e le variazioni addizionali della stessa produttività e anossia sono state determinate calibrando i log di TOC e HI dei sette pozzi;
- Scenario 2: prevede l’estensione dei parametri utilizzati per calibrare il pozzo W-a a tutto il Bjørnøya Basin. Il pozzo è, tra tutti quelli considerati, quello localizzato in una zona più bacinale, dove la sequenza Giurassico superiore è notevolmente più potente. Ciò è dovuto molto probabilmente ad un maggior spazio d’accomodamento al momento della deposizione. La distribuzione della materia organica nell’*open basin* poteva dunque essere anche guidata dagli stessi eventi deposizionali che hanno caratterizzato il Giurassico superiore individuato nel pozzo;
- Scenario 3: ottenuto dalla calibrazione della sola Primary Productivity per determinare il peso della normale PP rispetto alle condizioni di anossia e produttività addizionali.

Inoltre, dalla correlazione dei log di TOC dei pozzi, è stato possibile individuare quello che, secondo questa interpretazione, può essere considerato come il limite tra Fuglen e Hekkingen Formation (Figura 24). In relazione al *Model age*, esso è stato fissato a 158 milioni di anni, quindi coincidente con la base Kimmeridgiano: informazioni da letteratura identificano, nei pozzi dove possibile, un limite intra-Giurassico superiore che spesso è descritto come limite Fuglen-Hekkingen, datato appunto al limite Oxfordiano-Kimmeridgiano. Dove la distinzione litologica non è stata possibile,

elementi a favore giungono ugualmente dai log registrati di Gamma Ray, Density e Neutron, Sonic e Resistivity (vedi capitolo 4).

Dalla correlazione dei log si osserva come la parte bassa della Hekkingen Formation sia caratterizzata da valori di TOC mediamente più elevati rispetto al trend generale descritto dai log. In alcuni casi (pozzi S-a e W-a) si raggiungono valori tra 12 e 15 wt.%.

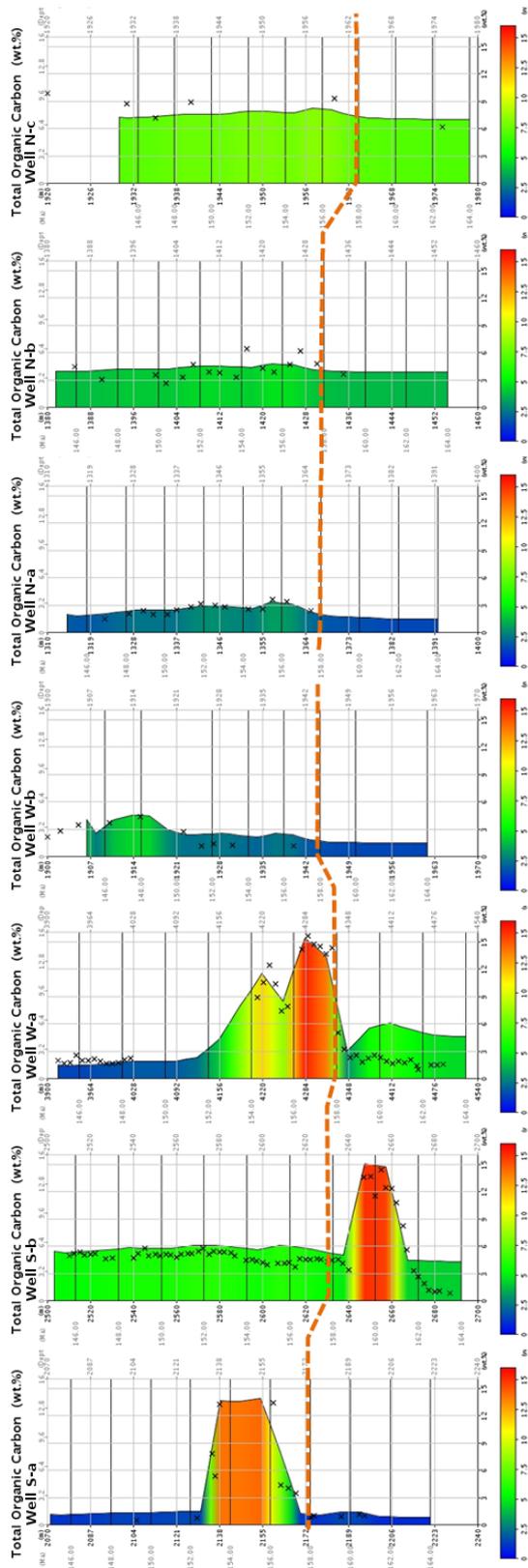


Figura 24: Correlazione dei log di TOC dei pozzi. È evidenziato il limite tra Fuglen e Hekkingen Formation a 158 milioni di anni.

6.1 – Scenario 1

È la simulazione originale, ottenuta mediante la calibrazione dei pozzi zona per zona. Tali mappe rappresentano l'intero intervallo Giurassico superiore.

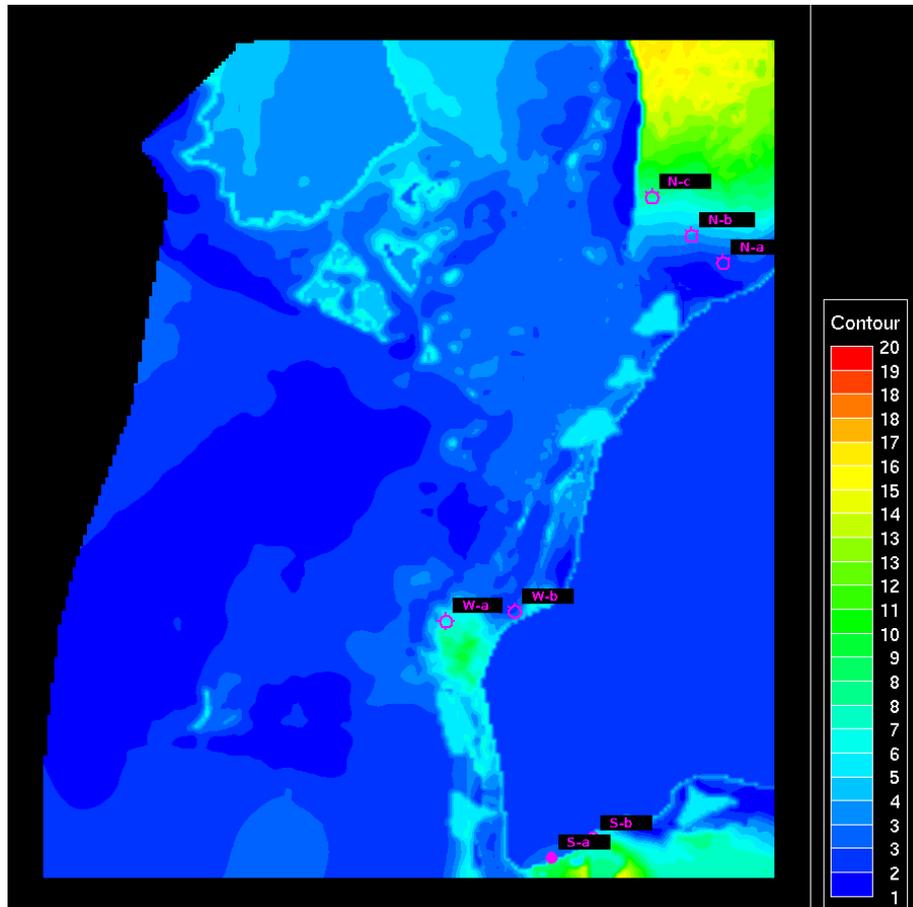


Figura 25: Mappa di TOC relativa all'intervallo Giurassico superiore. Le aree a nord dei pozzi settentrionali, il Loppa e lo Stappen High sono da ritenersi ad alta incertezza.

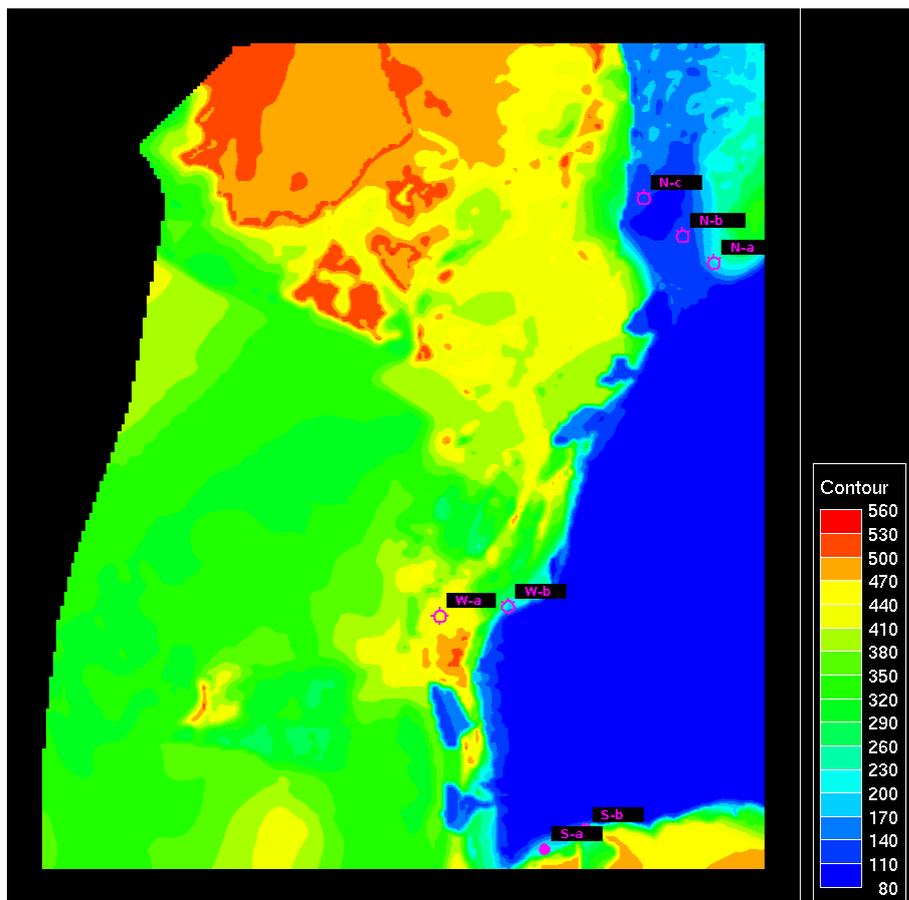


Figura 26: Mappa di HI per il Giurassico superiore. Le aree ad incertezza maggiore sono il Loppa e lo Stappen High e la zona nord-orientale.

Il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano individuato ai pozzi è stato esteso in modo isocrono a tutta l'area modellizzata, dividendo così i risultati per la Fuglen e per la Hekkingen Formation.

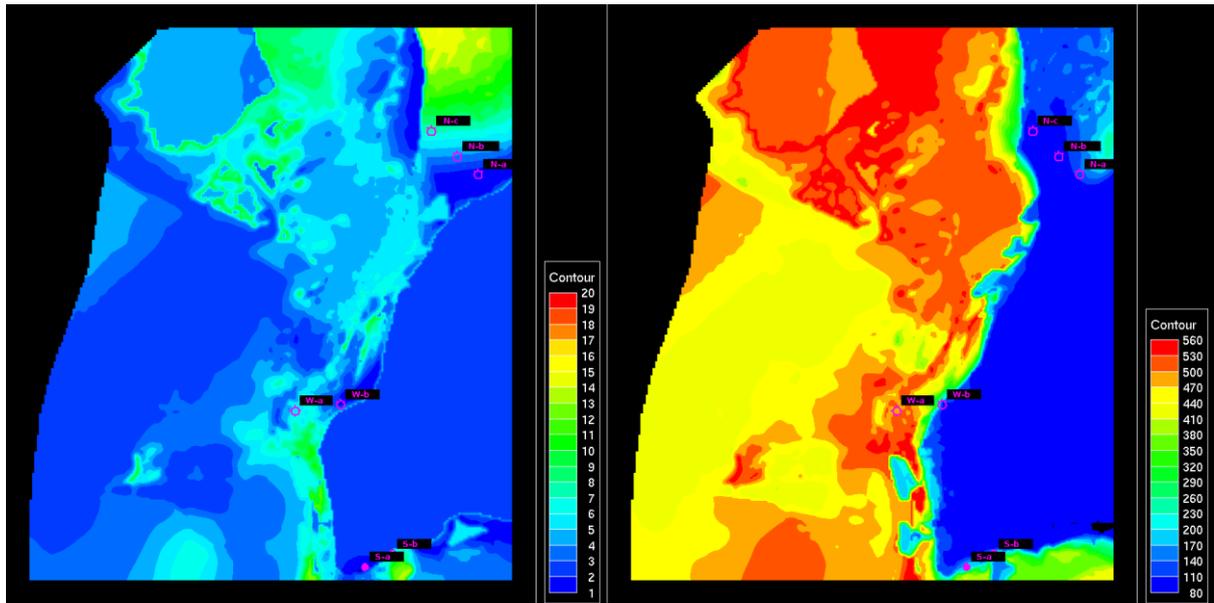


Figura 27: Mappe di TOC e HI relative all'intervallo Fuglen Formation.

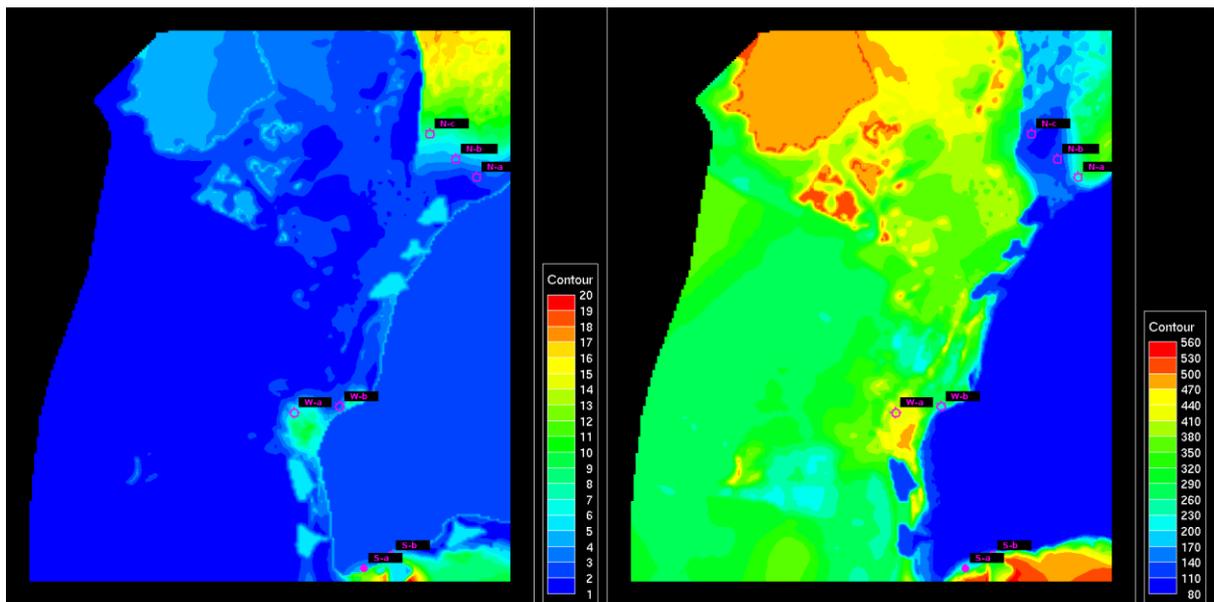


Figura 28: Mappe di TOC e HI relative alla Hekkingen Formation.

È evidente come l'intervallo della Fuglen Formation sia più ricco, sia in termini di TOC che di HI, rispetto alla Hekkingen Formation.

6.2 – Scenario 2

Lo scenario è stato prodotto per cercare di simulare come variano la quantità e la qualità della sostanza organica nelle zone più profonde del Bjørnøya Basin. A tale scopo è stata fatta l'assunzione che i parametri validi per la calibrazione del pozzo W-a (il più bacinale), fossero estesi in tutto il bacino. La simulazione finale non influenza in alcun modo la calibrazione dei restanti sei pozzi.

I log di TOC e HI, relativi a due punti scelti all'interno del bacino, presentano i seguenti andamenti:

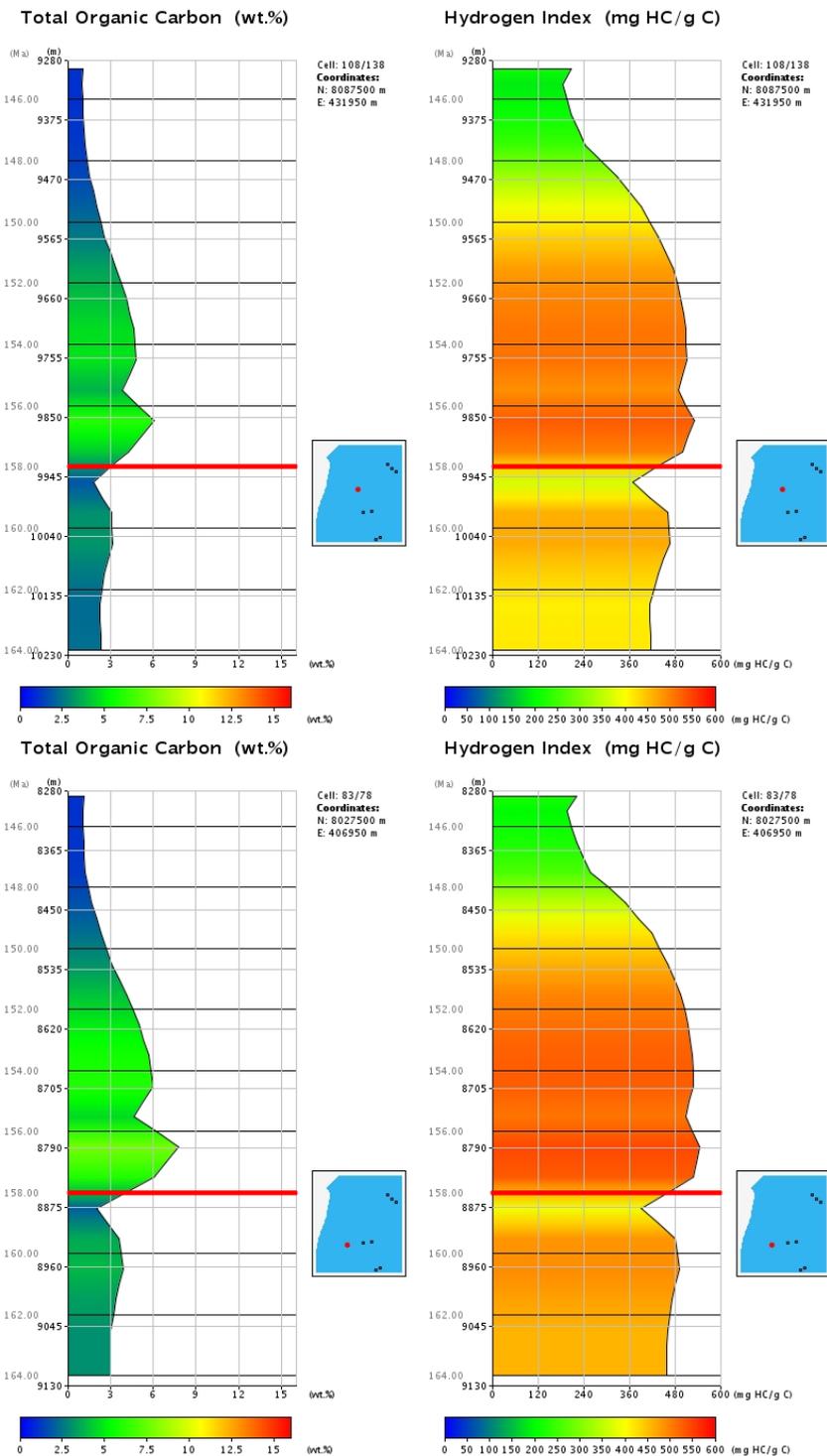


Figura 29: Log di TOC e HI relativi a due punti nel Bjørnøya Basin che mostrano un arricchimento nei valori di TOC e HI tra i 156 e i 157 milioni di anni, in corrispondenza, quindi, della base Hekkingen. Sono, ovviamente, evidenti le similitudini con i log del pozzo W-a, soprattutto per quanto riguarda il log di HI, mentre l'andamento del TOC è meno accentuato e caratterizzato dall'assenza dei due picchi a 12 e 15 wt.%.

Le mappe di TOC e HI risultanti consentono di simulare una Hekkingen Formation più ricca (Figura 32). Da valori medi di TOC tra 2 e 3 wt.% nello scenario 1, si passa a valori di circa 4-5 wt.% in bacino, mentre, per quanto riguarda l'HI, si va da valori di circa 300, nel primo scenario, a valori intorno a 400.

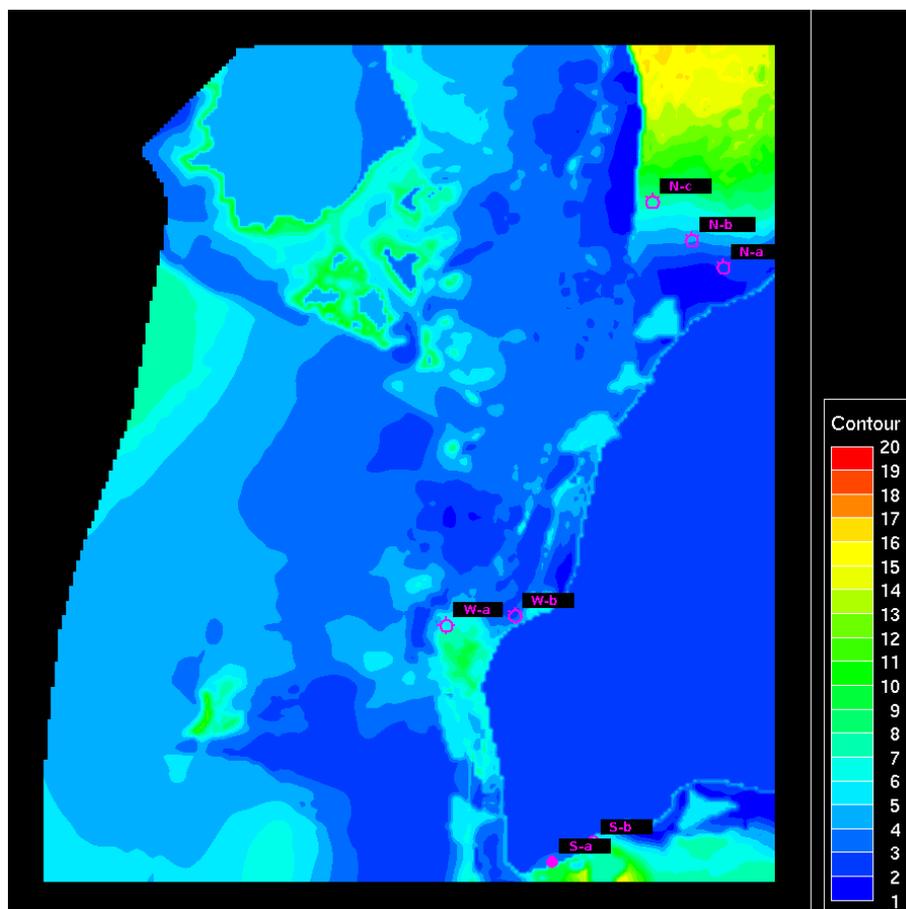


Figura 30: Mappa di TOC relativa all'intervallo Giurassico superiore.

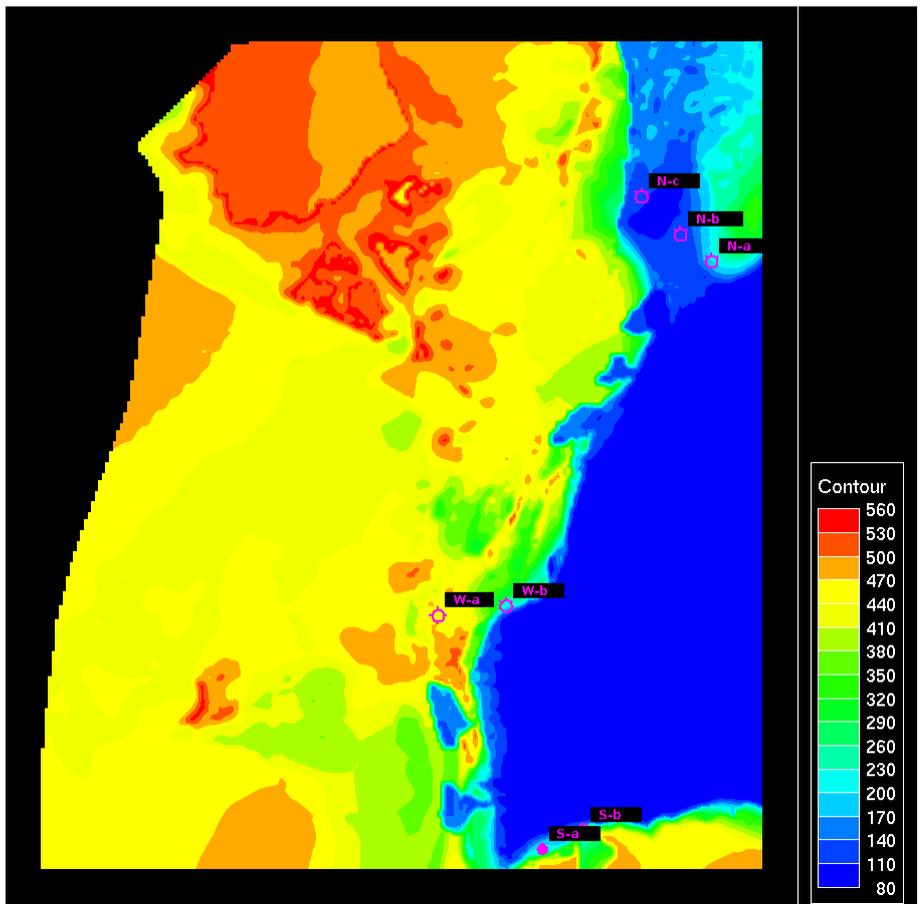


Figura 31: Mappa di HI per il Giurassico superiore.

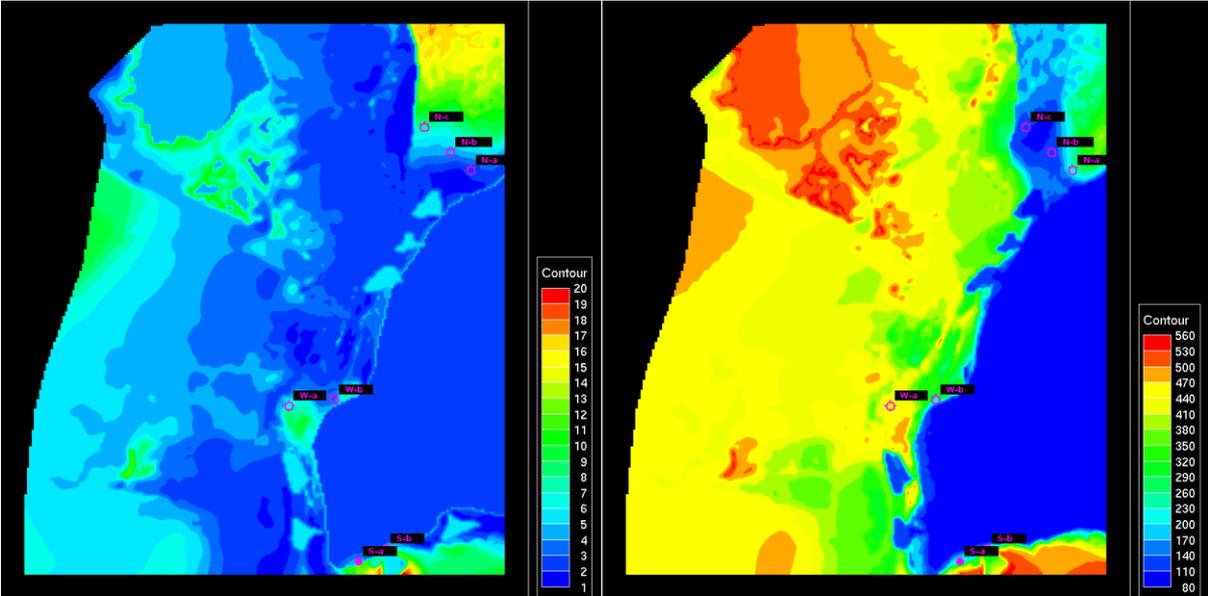


Figura 32: Mappe di TOC e HI relative alla Hekkingen Formation.

Va ricordato che tutte le mappe ottenute presentano alte incertezze nelle aree del Loppa e dello Stappen High, in quanto, nel corso del Giurassico superiore, queste strutture furono soggette a fasi di emersione e di non deposizione, e nella zona a nord dei pozzi settentrionali, dove è ben evidente la lente di pTOC che aumenta di molto il TOC. Quest'ultima potrebbe riflettere l'apporto di sostanza organica di origine terrestre dagli alti strutturali e/o dalle aree di piattaforma situate a nord nord-est del Bjørnøya Basin, come ad esempio, dalla Bjarmeland Platform o dal Gardabanken High (vedi Figura 4).

6.3 – Scenario 3

Lo scenario consiste nella calibrazione della sola Primary Productivity. Il totale di PP è dato dalla somma della PP lungo costa (PP *coastal*) e della PP di mare aperto (PP *open ocean*). Questo parametro varia in funzione della distanza dalla costa: la produttività lungo costa decresce linearmente allontanandosi verso l'*outer shelf*.

Il solo contributo della PP non è sufficiente per l'accumulo di quantità di sostanza organica tali da soddisfare i dati di pozzo, né per raggiungere valori di qualità simili a quelli che contraddistinguono la Hekkingen Formation.

Tutto ciò può essere considerato come la conferma che il fattore fondamentale per la deposizione di sedimenti così ricchi di sostanza organica fu l'instaurarsi di condizioni anossiche sul fondale dei bacini, mentre la produttività in situ giocò un ruolo minore.

7 – Conclusioni

Il lavoro ha permesso di caratterizzare l'intervallo Giurassico superiore dal punto di vista della distribuzione, qualità e quantità della sostanza organica.

Sono stati prodotti più scenari riguardanti la Fuglen (Oxfordiano) e la Hekkingen Formation (Kimmeridgiano-Titoniano). La Fuglen Formation non è mai stata riconosciuta, a livello di letteratura, come una potenziale *source* all'interno dell'area, ma i modelli prodotti, basati sui dati geochimici di pozzo, mostrano comunque una discreta qualità nella parte bassa dei log.

Per quanto riguarda la caratterizzazione della Hekkingen Formation, intesa come una delle principali (o la principale) *source* del Mare di Barents sud-occidentale, risulta essere più apprezzabile lo scenario 2, con alti valori di TOC e qualità del *kerogene* riconducibile ad un tipo II/III. Lo scenario 2, prodotto per cercare di simulare come variano la quantità e la qualità della sostanza organica nelle zone più profonde del Bjørnøya Basin, mostra come la Hekkingen Formation raggiunga buoni valori di TOC in tutta l'area di studio (variabili ma comunque sempre maggiori di 1 wt.%, senza considerare le zone ad alta incertezza). Considerando che i fattori fondamentali per la generazione di idrocarburi sono i *range* di maturità raggiunti e il *timing* di generazione, è possibile prevedere in quali aree la Hekkingen Formation si troverà in condizioni favorevoli alla produzione di idrocarburi. In particolare in corrispondenza dei massimi depocentri del Bjørnøya Basin, che arrivano a *late maturity* e *overmaturity*, il potenziale petrolifero si esaurisce in modo relativamente veloce, con la generazione di notevoli quantità di gas. I bordi del Loppa High, invece, dove le maturità sono più basse, potrebbero essere interessati da produzione di idrocarburi più pesanti (in accordo con Doré, 1995: “*The unit is thought to be mature for oil and gas generation in a narrow belt at the western margin of the Hammerfest Basin and along the western fringe of the Loppa High. Farther west it is too deeply buried, and farther east it is too shallow*”).

Concludendo è possibile affermare che i parametri che hanno avuto un ruolo fondamentale per la modellizzazione sono stati:

- Lenti di anossia sul fondale (Langrock, 2004);

- *Distance to shore*: che influenza diversi parametri, quali la quantità di produttività primaria, la mappa di *sand fraction* (si avrebbero associazioni di facies diverse) e quindi la quantità di Carbonio organico di origine terrestre che viene simulata e l'azione delle lenti di pTOC;
- Lenti di PP addizionale e pTOC input.

Alcuni propositi per un futuro studio di approfondimento potrebbero consistere nel simulare una linea di costa in corrispondenza dei bordi del Loppa e dello Stappen High (che implicherebbe un maggior contributo da parte del particolato terrestre e della PP *coastal*), e confrontare i risultati qui ottenuti con quelli derivanti da un modello basato su ulteriori punti di calibrazione, se mai disponibili, situati nelle aree a maggior incertezza.

Bibliografia

Bergh, S. G., Braathen, A., and Andresen, A., (1997) Interaction of basement-involved and thin-skinned tectonism in the Tertiary fold thrust belt of central Spitsbergen, Svalbard. *AAPG Bulletin*, v. 81, pp. 637-661.

Bergh, S. G., and Grogan, P., (2003) Tertiary structure of the Sorkapp-Hornsund region, south Spitsbergen, and implications for the offshore southern extension of the fold-thrust belt. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 83, pp. 43-60.

Berglund, L. T., Augustson, J., Færseth, R., Gjelberg, J., and Ramberg-Moe, H., (1986) The evolution of the Hammerfest Basin. *In: Spencer, A. M., et al, eds. Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf. Norwegian Petroleum Society, London: Graham and Trotman, pp. 319-338.*

Braathen, A., Bergh, S. G., and Maher, H. D. Jr., (1999) Application of a critical wedge taper model to the Tertiary transpressional fold-thrust belt on Spitsbergen, Svalbard. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, pp. 1468-1485.

Breivik, A. J., Verhoef, J., and Faleide, J. I., (1999) Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: results from the western Barents Sea. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, pp. 15293-15312.

Breivik, A. J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., and Nishimura, Y., (2003) Crustal structure and transform margin development south of Svalbard based on ocean bottom seismometer data. *Tectonophysics*, v. 369, pp. 37-70.

Brumsack, H. J. (1980) Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean. *Chemical Geology*, v. 31, pp. 1-25.

Dalland, A., Worsley, D., Ofstad, K., (1988) A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid and northern Norway. Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, v. 4, 65 p.

Deegan, C. E., and Scull, B. J. (compilers), (1977) A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. Rep. Inst. Geol. Sci. No. 77/25, Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, v. 1, HMSO London.

De Granciansky, P. C., Brosse, E., Deroo, G., Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., Sigal, J., and Schaaf, A., (1987) Organic rich sediments and paleoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic. *In*: Brooks, J., and Fleet, A., eds.: Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication, v. 26, pp. 317-344.

Doré, A. G., (1991) The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 87, pp. 441-492.

Doré, A. G., (1995) Barents Sea Geology, Petroleum Resources and Commercial Potential. *Arctic*, v. 48 (3), pp. 207-221.

Espitalié et al., (1977) Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue Inst. Fr. Pétr.*, v. 32, pp. 23-43.

Faleide, J. I., Myhre, A. M., and Eldholm, O., (1988) Early Tertiary volcanism at the western Barents Sea margin. *In*: Morton, A., and Parson, L. M., eds.: Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. Geological Society Special Publications, v. 39, pp. 135-146.

Faleide, J. I., Gudlaugsson, S. T., Eldholm, O., Myhre, A. M., and Jackson, H. R., (1991) Deep seismic transects across the western Barents Sea continental margin. *Tectonophysics*, v. 189, pp. 73-89.

Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., and Eldholm, O., (2008) Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, v. 31, pp. 82-91.

Gabrielsen, R. H., Færseth, R. B., Hamar, G., and Rønnevik, H., (1984) Nomenclature of the main structural features on the Norwegian continental Shelf north of the 62nd parallel. *In*: A. M. Spencer et al., eds.: *Petroleum Geology of the North European margin*. Norwegian Petroleum Society, Graham and Trotman, pp. 40-60.

Gabrielsen, R. H., Færseth, R. B., Jensen, L. N., Kalheim, J. E., and Riis, F., (1990) Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, v. 6, 33 p.

Gramberg, I. S., (1988) The Barents Shelf Platform. *PGO Sevmorgeologia*. Leningrad: Nedra. 263 p.

Grogan, P., Østvedt-Ghazi, A. M., Larssen, G. B., Fotland, B., Nyberg, K., Dahlgren, S., and Eidvin, T., (1999) Structural elements and petroleum geology of the Norwegian sector of the northern Barents Sea. *In*: Fleet, A. J., and Boldy, S. A. R., eds.: *Petroleum geology of Northwest Europe; proceedings of the 5th conference*. Geological Society London, pp. 247-259.

Heafford, A. P., (1988) Carboniferous through Triassic stratigraphy of the Barents Shelf. *In*: Harland, W. B., and Dowdswell, E. K., eds.: *Geological evolution of the Barents Shelf region*. London: Graham and Trotman, pp. 89-108.

Jakobsson, M. et al., (2008) An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses. *Geophysical Research Letters*, 35 p.

Jebsen, C., and Faleide, J. I., (1998) Tertiary rifting and magmatism at the western Barents Sea margin (Vestbakken volcanic province). III International Conference on Arctic margins, ICAM III; abstracts; plenary lectures, talks and posters, 92 p.

Jensen, L. N., and Sørensen, K., (1992) Tectonic framework and halokinesis of the Nordkapp Basin, Barents Sea. *In*: Larsen, R. M., Brekke, H., Larsen, B. T., and Talleraas, E., eds.: Structural and tectonic modeling and its application to petroleum geology. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 1. Amsterdam: Elsevier, pp. 109-120.

Johansen, S. E., Ostistoy, B. K., Birkeland, Ø., Fedorovsky, Y. F., Martirosjan, V. N., Bruun Cristensen, O., Cheredeev, S. I., Ignatenko, E. A., and Margulis, L. S., (1993) Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: Play distribution and potential. *In*: Vorren, T. O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, Ø. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., and Lund, T., eds. Arctic geology and petroleum potential. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 2. Amsterdam: Elsevier, pp. 273-320.

Langrock, U., (2004) Late Jurassic to Early Cretaceous black shale formation and paleoenvironment in high northern latitudes. *Ber. Polarforsch Meeresforsch*, v. 472, 144 p.

Magoon, L. B., and Dow, W. G., eds., (1994) The petroleum system. From source to trap. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 60, 655 p.

Mann, U., and Zweigel, J., (2002) Organic Facies Modeling (OF-Mod) Documentation of the simulation program Part I. Revised version. SINTEF Petroleum Research Report 24.4476.00/01/02.

Myhre, A., and Eldholm, O., (1988) The western Svalbard margin (74-80°N). *Marine and Petroleum Geology*, v. 5, pp. 134-156.

NPD, 2012. Norwegian Petroleum Directorate Factpages, <http://www.npd.no>.

Nyland, B., Jensen, L. N., Skagen, J., Skarpnes, O., and Vorren, T. O., (1992) Tertiary uplift and erosion in the Barents Sea: Magnitude, timing and consequences. *In*: Larsen, R. M., Brekke, H., Larsen, B. T., and Talleraas, E., eds. Structural and tectonic modeling and its application to petroleum geology. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 1. Amsterdam: Elsevier, pp. 153-162.

OF-Mod 3D Manual, SINTEF.

Olaussen, S., Dalland, A., Gloppen, T. G., and Johannessen, E., (1984) Depositional environment and diagenesis of Jurassic reservoir sandstones in the eastern part of the Troms area. *In*: Spencer, A. M., et al., eds. Petroleum Geology of the North European Margin. Norwegian Petroleum Society, London: Graham and Trotman, pp. 61-80.

Peters, K. E., (1986) Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rocks Using Programmed Pyrolysis. AAPG, v. 70 (3), pp. 318-329.

Riis, F., Vollset, J., and Sand, M., (1986) Tectonic development of the western margin of the Barents Sea and adjacent areas. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 40, pp. 661-676.

Ritzmann, O., (2003) Architecture and geodynamic evolution of the Svalbard Archipelago, the Yermak Plateau and the Fram Strait oceanic province, from deep seismic experiments. Reports on Polar Research, 439 p., Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.

Ritzmann, O., Jokat, W., Mjelde, R. and Shimamura, H., (2002) Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard). Marine Geophysical Researches, v. 23, pp. 379-401.

Ritzmann, O., Jokat, W., Czuba, W., Guterch, A., Mjelde, R. and Nishimura, Y., (2004) A deep seismic transect from Hovgård Ridge to northwestern Svalbard across the

continental-ocean transition: a sheared margin study. *Geophysical Journal International*, v. 157, pp. 683-702.

Schlanger, S. O., and Jenkyns, H. C., (1976) Cretaceous Oceanic Anoxic Events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, pp. 179-184.

Scotese, C. R., Coordinator, (1987) Phanerozoic plate tectonic reconstructions. Paleooceanographic mapping project, Institute of Geophysics, University of Texas Technical Report 90. Map portfolio.

Sund, T., Skarpnes, O., Jensen, L. N., and Larsen, R. M., (1986) Tectonic development and hydrocarbon potential offshore Troms, northern Norway. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 40, pp. 615-627.

Van Krevelen, D. W., (1950) Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. *Fuel*, v. 29, pp. 269-84.

Worsley, D., and Aga, O. J., eds., (1986) *The geological history of Svalbard*. Stavanger: Statoil, 121 p.

Ziegler, P. A., (1988) Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 43, 198 p. and 30 plates.

Ringraziamenti

Ringraziare...ringraziare significa dimostrare con parole o con altro segno esteriore il proprio sentimento di gratitudine. Quello che voglio fare in questo momento, però, non si limita solo a questo. Voglio qui esprimere la mia più profonda riconoscenza a tutte le persone che hanno reso possibile la realizzazione di questo lavoro, nonché la realizzazione di me stesso. Ci proverò ma non sarà per niente facile.

Penso che una Laurea non sia solo il frutto di cinque anni di intenso studio e costante impegno, ma deriva da un'insieme di esperienze, di impostazioni che si acquisiscono nel corso della vita e che man mano formano una persona fino a questo importante traguardo.

Sono numerose le persone che hanno fin qui segnato il mio percorso...

Mamma e papà. Mi avete sempre spinto a fare ciò che amavo, non ponendomi mai alcun tipo di limite. Senza il vostro sostegno non sarei riuscito ad arrivare dove sono oggi. Vi voglio bene.

Tutta la mia famiglia. Ringrazio le mie sorelle e i miei cugini, i miei nonni e i miei zii che hanno sempre creduto in me. Grazie Rosy per essermi sempre stata così vicina, fin da piccolo hai fatto sì che crescesse in me il desiderio di conoscere le cose che mi stavano attorno. Grazie Mattia per le partite scacciapensieri a Fifa!

Tiziano. Un tutor eccezionale...Grazie a te l'esperienza in azienda è stata tra le più positive di tutta la mia vita. Sono molto contento di aver avuto l'opportunità di lavorare letteralmente al tuo fianco.

Prof. Zattin. La ringrazio per l'estrema disponibilità, sempre presente per qualsiasi problema.

Carletto e Giorgio con Rosy. Vi ringrazio per l'immensa ospitalità, grazie a voi ho potuto vivere nel migliore dei modi i tre mesi di stage a Milano. Grazie di cuore.

Il personale della divisione Exploration&Production di Eni S.p.a. a San Donato Milanese. In particolare Angelo Riva, Domenico Grigo, Domenico Italiano, Donato

Barbieri, Eleonora Vitagliano, Fabrizio Morelli, Loredana Caldiero, Matilde Dalla Rosa, Paolo Scotti, Piergiuseppe Caccialanza, Roberto Galimberti, Sergio Nardon e Silvia Prosperini. Grazie per la disponibilità e l'accoglienza (e per le arrampicate, le barzellette, le risate, le pause caffè, i latinismi...).

Tutti gli amici geologi del Dipartimento di Geoscienze, i compagni del Consorzio Padova-Ferrara-Trieste e di stage. Non dimenticherò mai la vita in Dipartimento, le escursioni, i corsi a Feltre e tutte le folli avventure vissute con voi.

I Prof del Dipartimento. Grazie per aver sempre messo a disposizione tutta la vostra conoscenza e disponibilità a noi studenti.

Tutti i miei amici. "Pochi ma boni" come si dice dalle nostre parti. Grazie Fabio e Nicola Amici pazzoidi e fantastici; Fabiano, Federico, Patrizio e Andrea compagni di scavi e di gite; Meggio sempre pronto ad ascoltarmi.

L'Associazione Paleontologica "Val Nera" di Roncà. In particolare Alberto C., Francesco S., Giancarlo T., Giovanni T., Luca L., Marino P., Pierfrancesco C. e Roberto Z.

Tutte le persone che ho conosciuto, sia nel bene che nel male. Mi avete permesso di crescere e capire molte cose.