

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA IN
Ingegneria Geomatica e dei Trasporti

Ciclo XXIII

(ICAR06)

Il contributo del Telerilevamento multi ed iperspettrale
per la caratterizzazione del Territorio e la sostenibilità ambientale

Presentata da:

Emanuele Mandanici

Coordinatore Dottorato

Prof. Gabriele Bitelli

Relatore

Prof. Gabriele Bitelli

Correlatore

Prof. Pietro V. Curzi

Esame finale anno 2011

Parole chiave

Telerilevamento

Correzione radiometrica

Classificazione litologica

Monitoraggio bonifiche

Qualità delle acque

Oasi del Fayyum

Foce del Tronto

Indice

Parole chiave	3
Indice	7
I Introduzione	9
II Correzione radiometrica delle immagini telerilevate	13
II.1 Attenuazione atmosferica	13
II.1.1 Assorbimento	15
II.1.2 Diffusione	20
II.2 Trasferimento radiativo	23
II.2.1 Il modello 6SV	25
II.2.2 Il modello Modtran	29
III Telerilevamento della qualità delle acque interne	33
III.1 Per una definizione di qualità dell'acqua	33
III.2 Telerilevamento della qualità delle acque	35
III.2.1 Modelli bio-ottici	39
III.2.2 Modelli empirici di correlazione	42
III.3 Misura della concentrazione di clorofilla	43
III.4 Il problema della salinità	45
IV L'oasi del Fayyum: inquadramento geologico e problemi ambientali	49
IV.1 Inquadramento regionale	49
IV.2 Paleo-ambiente Cenozoico	56
IV.2.1 Tettonica	56
IV.2.2 Trasgressione e regressione marina	61
IV.2.3 Idrografia	62
IV.2.4 Variazioni climatiche	64

IV.3	Morfologia delle aree depresse	65
IV.4	L'oasi del Fayyum	68
IV.4.1	Tettonica	68
IV.4.2	Stratigrafia	70
IV.4.3	Depositi quaternari	76
IV.4.4	Condizioni climatiche attuali	78
IV.4.5	Idrologia	80
IV.4.6	Qualità delle acque	82
IV.4.7	Salinizzazione dei suoli	86
IV.5	Questioni aperte	86
V	L'acquisizione di dati a terra	89
V.1	Analisi sui campioni del Fayyum	90
V.1.1	Firme spettrali	90
V.1.2	Fluorescenza a raggi X	95
V.2	Misure di conducibilità elettrica delle acque del lago Qarun	97
VI	Analisi litologica	103
VI.1	Materiali	103
VI.2	Metodo di classificazione	105
VI.3	Validazione dei risultati	110
VII	Monitoraggio degli interventi di bonifica	115
VII.1	Aspetti geometrici	117
VII.2	Aspetti radiometrici	117
VII.3	Aspetti temporali	120
VII.4	Risultanze	121
VIII	Analisi di qualità di acque lacustri	127
VIII.1	Pre-processamento delle immagini	128
VIII.2	Calcolo della concentrazione di clorofilla	129
VIII.3	Calcolo della salinità	135
IX	Analisi di qualità di acque costiere	139
IX.1	Descrizione del sito	139
IX.2	Acquisizione di dati a terra	141
IX.3	Calcolo della salinità	143
X	Conclusioni	147

Ringraziamenti	151
Bibliografia generale	157
Bibliografia sulla regione del Fayyum	163

Capitolo I

Introduzione

L'evoluzione dei sensori multispettrali e la prospettiva di sviluppo dei sensori iperspettrali nel campo del telerilevamento ottico offrono nuovi strumenti per l'indagine del territorio e rinnovano la necessità di ridefinire potenzialità, limiti e accuratezza delle metodologie tradizionali. Nel caso delle immagini iperspettrali, in particolare, l'elevatissima risoluzione spettrale apre nuove possibilità di sviluppo di modelli fisicamente basati per correlare grandezze radiometriche con indicatori fisico-chimici caratteristici delle superfici osservate. Non mancano in tal senso esempi di applicazione nel campo delle Scienze della Terra, in particolare per la mappatura litologica e la ricerca mineraria, e, più recentemente, in campo oceanografico e limnologico. I principali vantaggi del dato iperspettrale, d'altro canto, sono la maggiore complessità gestionale e la forte sensibilità al disturbo atmosferico, specialmente in prossimità delle bande di assorbimento più forti delle molecole che compongono l'atmosfera.

Il presente lavoro mira appunto ad esaminare, per alcune applicazioni di carattere ambientale e attraverso casi di studio specifici, le criticità del problema del rilevamento da remoto nel suo complesso: dai problemi di correzione radiometrica delle immagini, all'acquisizione di dati di calibrazione sul campo, infine all'estrazione delle informazioni di interesse dal dato telerilevato. Dopo una breve disamina dello stato dell'arte nel campo dei modelli di correzione atmosferica e del telerilevamento dello stato di qualità delle acque interne, la sperimentazione presentata intende offrire un contributo alla definizione di procedure operative ripetibili. Nello specifico, si è scelta come caso di studio principale l'oasi del Fayyum, in Egitto; senza dubbio un luogo privilegiato per valutare il contenuto informativo delle immagini satellitari sotto tre diversi profili: la classificazione della litologia superficia-

le, la valutazione dello stato di qualità delle acque ed il monitoraggio delle opere di bonifica.

Sebbene si tratti di tre problemi ben distinti sotto il profilo metodologico, altrettanto non si può dire sul piano del contenuto, poiché si tratta di livelli informativi che, almeno nel caso di studio in esame, sono intimamente relati e necessari alla comprensione delle specifiche problematiche ambientali e delle risposte antropiche. Come si può ben immaginare, trattandosi di un'oasi circondata dai suoli aridi del deserto libico, l'elemento vitale per lo sviluppo del Fayyum è la disponibilità di acqua, di qualità idonea agli utilizzi agricoli. Il fabbisogno idrico dell'oasi è garantito dall'apporto di acque del fiume Nilo attraverso una rete di irrigazione che ha, come recettore finale, il lago Qarun, situato nella porzione più depressa dell'oasi. Evidentemente la qualità delle acque del lago dipende anche da fattori naturali, legati alla geologia ed al clima del bacino in cui si trova. Essi determinano lo 'stato di partenza' e le fragilità intrinseche, sui quali impattano le attività antropiche, in particolare gli scarichi delle attività sia agricole che industriali. Come risultato, questo lago, privo di emissari, soffre enormi problemi di salinizzazione e di inquinamento da fertilizzanti agricoli, senza contare la crescente concentrazione di metalli pesanti. Dallo stato di salute dell'ecosistema lacustre dipendono non solo le attività di pesca, ma anche indirettamente quelle agricole, poiché la salinizzazione delle acque del lago causa a sua volta una salinizzazione delle acque di falda e, in ultima analisi, dei terreni agricoli, a conseguente nocimento della produttività.

Il problema della sostenibilità ambientale dello sfruttamento agricolo intensivo dell'oasi è in sostanza un problema di deterioramento della qualità dell'acqua e della qualità dei suoli. È un problema che richiede una adeguata conoscenza del contesto geologico in cui questi terreni sono inseriti ed una capacità di monitoraggio degli interventi di bonifica in atto, entrambe conoscenze necessarie alla definizione di un piano di sviluppo economico sostenibile. È un problema che non può essere affrontato se non attraverso un'ottica interdisciplinare.

Con l'intento di contribuire ad una valutazione delle effettive potenzialità del telerilevamento come strumento di informazione territoriale, sono state quindi sperimentate tecniche di classificazione di immagini multispettrali ASTER ed iperspettrali Hyperion di archivio per discriminare la litologia superficiale sulle aree adiacenti al lago Qarun. Le stesse immagini Hyperion di archivio più altre appositamente acquisite sono state utilizzate, assieme

ad immagini multispettrali ALI, per la valutazione qualitativa e quantitativa di parametri di qualità delle acque, attraverso l'applicazione di modelli empirici di correlazione. Infine, per valutare l'ipotesi che il deterioramento della qualità delle acque possa essere correlato ai processi di estensione delle coltivazioni in atto negli ultimi decenni, le immagini dell'archivio Landsat sono state utilizzate per analisi di *change detection*.

Come sempre gli aspetti più delicati sono quelli della calibrazione dei modelli e della validazione dei risultati. Sia per la classificazione litologica che per l'analisi di qualità dell'acqua, sono stati utilizzati alcuni dati di verità a terra, acquisiti nell'ottobre 2010, nel corso di una breve missione nel Fayyum, a supporto della XX campagna di scavi a Bakchias del dipartimento di Archeologia dell'Università di Bologna. Durante un *survey* preliminare sono stati prelevati alcuni campioni di roccia e sono state effettuate alcune misure di conducibilità elettrica delle acque del lago, dalle quali dedurre la salinità. Successivamente, sui campioni di roccia e sabbie sciolte, sono state effettuate misure di riflettività in laboratorio e sono tuttora in corso analisi geochimiche dettagliate, per stabilirne la composizione mineralogica.

Poiché la presente ricerca tende alla definizione di procedure operative ripetibili, la valutazione della qualità delle acque, più precisamente delle concentrazioni di clorofilla e del tasso di salinità, è stata effettuata anche su un secondo caso di studio in Italia, precisamente il tratto costiero del Mare Adriatico antistante le foci dei fiumi Tronto e Tesino. Questo sito, già oggetto di ricerche sulla qualità delle acque e sulla natura degli apporti sedimentari dei diversi fiumi, pur diversissimo, presenta alcune affinità con il caso del lago Qarun, nel senso di un livello di salinità simile e di analoghi problemi di eutrofizzazione. Su questo tratto costiero sono state dunque applicate le stesse metodologie sviluppate per il caso egiziano, utilizzando però immagini multispettrali Landsat. Inoltre, sempre a scopo di calibrazione, è stata effettuata una breve campagna in mare per effettuare misure di conducibilità elettrica e prelevare alcuni campioni di acqua, da cui ricavare in laboratorio la concentrazione di clorofilla.

L'approccio che si è voluto mantenere per l'intera ricerca, nel percorrere tutte le fasi del processo di estrazione di informazioni dalle immagini tele-rilevate, è fortemente interdisciplinare, coinvolgendo contenuti propri delle discipline chimiche, geologiche e biologiche. Per questo motivo è risultata determinante ed imprescindibile la proficua collaborazione tra il Dipartimento di Ingegneria Civile Ambientale e dei Materiali ed il Dipartimento di

Archeologia, il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, il Centro Interdipartimentale di Ricerca per le Scienze Ambientali dell'Università di Bologna e, infine, dell'Istituto sull'Inquinamento Atmosferico del CNR di Roma. La presente ricerca è dunque pervasa dalla convinzione che il Telerilevamento possa proporsi come punto di incontro tra tutte quelle discipline che hanno come obiettivo la comprensione delle dinamiche naturali ed antropiche che concorrono a plasmare territorio.

Capitolo II

Correzione radiometrica delle immagini telerilevate

Qualunque analisi rigorosa del contenuto radiometrico di un'immagine telerilevata multispettrale, e più ancora iperspettrale, non può prescindere da una corretta calibrazione radiometrica. Questo termine può essere inteso, in senso stretto, come la relazione tra *digital number* e unità fisiche di radianza; tuttavia nella presente trattazione verrà inteso, in senso lato, come il complesso di operazioni volte alla ricostruzione delle caratteristiche spettrali delle superfici osservate, attraverso l'eliminazione degli effetti legati alle proprietà dell'irradianza solare e dell'attenuazione selettiva causata dall'attraversamento dell'atmosfera. Tale processo di correzione non potrà essere omesso in tutte le applicazioni che prevedano un confronto con firme spettrali di laboratorio o di campagna, ovvero in tutte le applicazioni che prevedano un confronto tra più immagini acquisite da sensori diversi o in epoche diverse.

Essendo disponibili diversi algoritmi in grado di effettuare la calibrazione radiometrica delle immagini, la scelta dovrà essere effettuata caso per caso, in considerazione delle peculiarità di ciascuno e delle finalità dell'applicazione.

II.1 Attenuazione atmosferica

L'irradianza solare, vista al di sopra dell'atmosfera mostra un andamento molto simile a quello previsto dalla legge di Planck per un corpo nero la cui temperatura sia supposta pari a 5900 K (si veda la figura II.1).

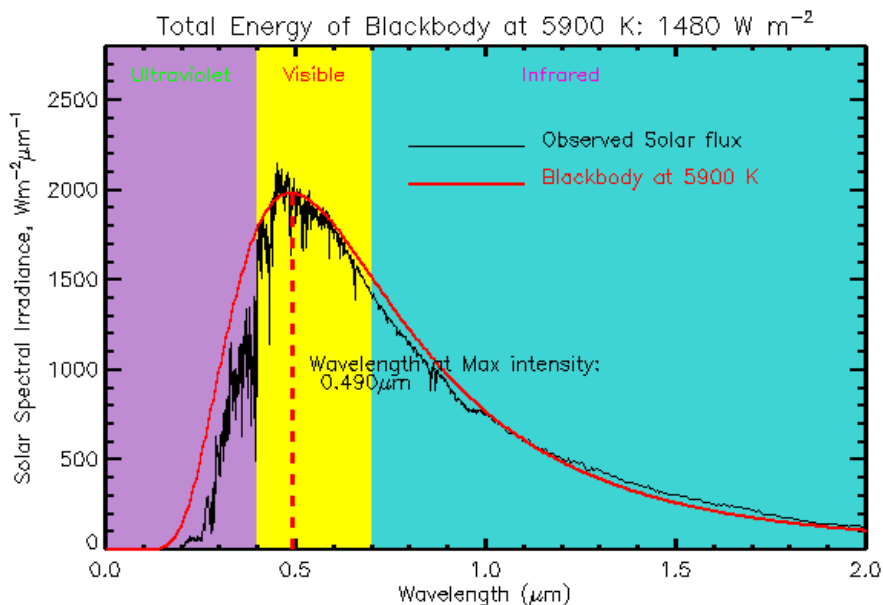


FIGURA II.1: Confronto tra la curva di emissione di un corpo nero alla temperatura di 5900 K e la curva sperimentale di irradianza solare extra-atmosferica.

In questa condizione si ha che il 46,3% dell'energia è concentrata nella porzione visibile dello spettro elettromagnetico ($0,38\mu\text{m} \div 0,76\mu\text{m}$), mentre un 42,7% cade nell'infrarosso vicino. Il picco si verifica in corrispondenza dei colori verde-giallo.

L'irradianza solare, misurata a livello della superficie terrestre, presenta un andamento molto diverso, in conseguenza dell'attraversamento degli strati dell'atmosfera. In generale gli effetti atmosferici possono essere suddivisi in due fenomeni principali: l'**assorbimento** e la **diffusione**. L'insieme di questi processi produce complessivamente una riduzione del flusso radiante incidente, cioè una *attenuazione*. Tale attenuazione non è uniforme su tutte le lunghezze d'onda dello spettro elettromagnetico, ma agisce in modo selettivo (si veda la figura II.2).

Per descrivere gli aspetti quantitativi a livello macroscopico, si definisce il *coefficiente di attenuazione* (o di *estinzione*) K_z , misurato in m^{-1} :

$$K_z = -\frac{d\Phi}{\Phi dz} \quad (\text{II.1})$$

ove Φ è il flusso radiante che attraversa uno spessore dz del mezzo trasparente. Tale attenuazione sarà poi divisibile in due contributi:

$$K_z = a_z + b_z$$

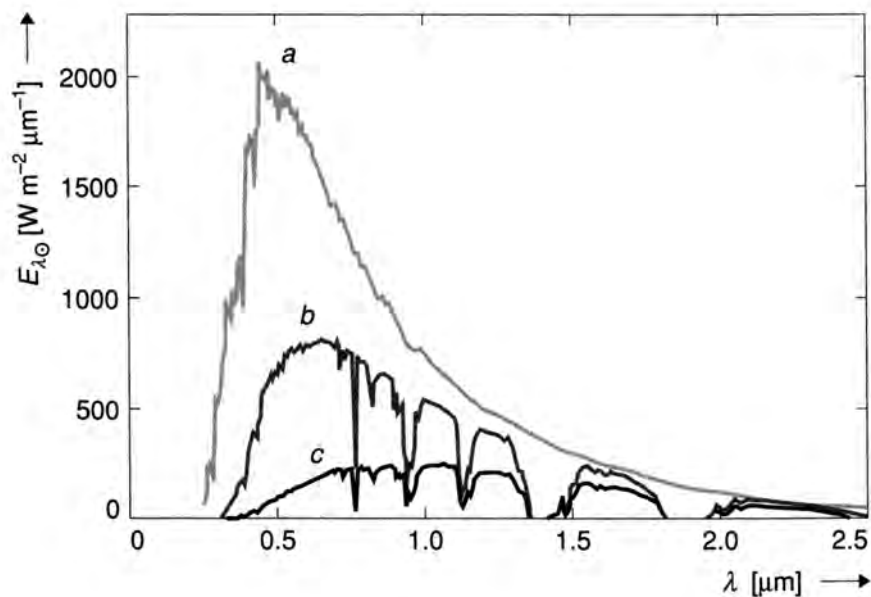


FIGURA II.2: Irradianza solare diretta in funzione della lunghezza d'onda: la curva "a" rappresenta lo spettro al di fuori dell'atmosfera terrestre, "b" e "c" rappresentano lo spettro solare al livello del mare, calcolato per un'altezza del sole all'orizzonte di 30° in assenza di nubi, grazie al modello atmosferico US Standard 1962, ipotizzando un valore di visibilità al suolo rispettivamente pari a 23 km e 5 km. Da MUGNAI e TOMASI (2001).

il primo dei quali attribuibile ai fenomeni di assorbimento, il secondo a quelli di diffusione.

Il coefficiente di trasmissione complessivo τ può essere espresso in funzione di K_z mediante la seguente espressione:

$$\tau = \frac{\Phi_z}{\Phi_0} = e^{-\int_0^z K_z dz} \quad (\text{II.2})$$

La frazione di energia luminosa in grado di attraversare l'atmosfera dipende dunque sia dalla *composizione* del mezzo, attraverso i coefficienti di attenuazione, sia dal *percorso* seguito.

II.1.1 Assorbimento

Il fenomeno consiste nell'assorbimento dell'energia elettromagnetica della radiazione da parte delle molecole che compongono il mezzo attraversato. Tale fenomeno è fortemente selettivo in quanto ciascuna specie chimica è in grado di interagire con la radiazione soltanto a ben precise frequenze. La descrizione di queste interazioni richiede l'applicazione dei principi della

meccanica quantistica. Nei paragrafi seguenti verranno richiamati alcuni concetti alla base della descrizione quantitativa del fenomeno.

Stati energetici delle molecole

La molecola può essere definita, almeno in prima approssimazione, come *la più piccola particella che si può ottenere per suddivisione di un materiale omogeneo* (DEL RE, 2001). Ogni molecola è costituita da un certo numero di atomi di diverse specie, arrangiati secondo proporzione e struttura specifiche. Due atomi possono formare legami semplici o multipli a seconda della loro valenza, legami che possono essere di tipo covalente, dativo oppure elettrovalente e sono caratterizzati ciascuno da una diversa “forza di legame”. Per costruire il modello di una molecola occorre poi definire anche una lunghezza ed una direzione di legame.

Per interpretare il comportamento di una molecola esposta ad una radiazione elettromagnetica, si può immaginarne la struttura come un insieme di sferette (gli atomi) tenute assieme da molle (i legami). In questo schema concettuale è intuitivo immaginare che la distanza di legame tra due atomi possa oscillare, allungando ed accorciando la molla (*stretching*), e che sia permessa anche una oscillazione dell’angolo tra due legami (*bending*). Sperimentalmente si osserva, ad esempio, che le oscillazioni di *stretching* attorno alla posizione di equilibrio per un legame ponte idrogeno alle temperature ordinarie sono dell’ordine di un decimo della lunghezza di legame e si ripetono migliaia di miliardi di volte al secondo: per questo motivo nell’interpretazione di molti processi i legami possono essere considerati rigidi. I movimenti appena descritti prendono il nome di vibrazioni molecolari. In generale è lecito immaginare che una molecola possa traslare, ruotare e vibrare, anche se alcuni movimenti saranno certamente impediti o almeno limitati negli stati di aggregazione liquido e solido.

I concetti di forza di legame e moti molecolari conducono a questioni di carattere energetico. Una molecola deve infatti essere considerata come un sistema quantistico caratterizzato da certi *stati quantici stazionari* che dipendono in modo univoco dalla sua struttura (DEL RE, 2001). Tali stati sono quantizzati secondo l’energia: ciò significa che tra due di essi esiste sempre una differenza minima non nulla di energia. Per salti di energia decrescenti possiamo distinguere gli stati elettronici, per ciascuno dei quali sono definibili degli stati vibrazionali, per ciascuno dei quali a sua volta sono definibili degli stati rotazionali.

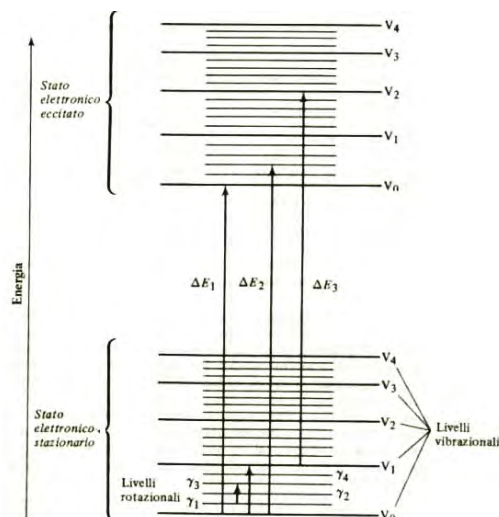


FIGURA II.3: *La transizione da uno stato elettronico ad uno superiore implica un complesso di transizioni vibro-rotazionali. Da DEL RE (2001).*

In condizioni normali, la molecola si trova allo stato di energia minimo, detto stato fondamentale. Gli stati caratterizzati da una maggiore energia sono detti eccitati. Più precisamente si può dire che il rapporto tra il numero di molecole che occupano lo stato fondamentale ed il primo stato eccitato è dato dalla legge di distribuzione di Boltzmann, funzione della temperatura assoluta:

$$\frac{N_1}{N_0} = \exp\left(-\frac{\Delta E}{kT}\right) \quad (\text{II.3})$$

ove k è la costante di Boltzmann, pari a $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/}^\circ\text{K}$ e ΔE la differenza di energia tra i due livelli. A temperatura ambiente tale rapporto è dell'ordine di uno a mille.

Gli **stati elettronici** differiscono per la configurazione che assumono gli elettroni all'interno degli orbitali molecolari. Le transizioni richiedono energie di qualche elettronvolt, cioè energie pari alla metà di quelle necessarie per spezzare i legami chimici (DEL RE, 2001). Gli **stati vibrazionali** consistono in differenti condizioni di vibrazione delle molecole e coinvolgono energie inferiori di un ordine di grandezza rispetto alle precedenti. Di un altro ordine di grandezza inferiori sono le energie richieste per il passaggio tra due **moti rotazionali**, definiti appunto dalle rotazioni molecolari. Ogni stato energetico può essere descritto mediante l'impiego di opportuni numeri quantici.

Il fatto che l'energia sia quantizzata significa che gli stati energetici possibili nei quali la molecola può esistere, benché infiniti, non costituiscono

un intervallo continuo ma una successione di livelli discreti. Allo stesso modo l'energia della molecola può essere ceduta o emessa esclusivamente per *quanti* finiti.

La proprietà della molecola che maggiormente regola le interazioni con la radiazione elettromagnetica è il *momento di dipolo* elettrico, il quale è legato alla posizione delle cariche all'interno della struttura della molecola. I movimenti della molecola determinano una variazione del suo momento di dipolo nel tempo, caratterizzata anch'essa da una frequenza.

Bande di assorbimento

In presenza di una radiazione elettromagnetica, l'assorbimento può essere interpretato come assorbimento di un fotone. Il trasferimento di energia può avvenire solo per quanti: la molecola non può acquistare energia se il nuovo contenuto energetico totale non corrisponde esattamente a quello previsto da uno stato eccitato possibile; d'altro canto un fotone della radiazione non può cedere soltanto una parte della sua energia, ma l'intero quanto (BANWELL e MCCASH, 1994). In altre parole, *di tutte le lunghezze d'onda costituenti il fascio di radiazione elettromagnetica che investe la materia, possono essere assorbite soltanto quelle aventi frequenza ν e quindi energia pari alla differenza tra due livelli:*

$$h \cdot \nu = \Delta E \tag{II.4}$$

ove h è la costante di Plank. Tale condizione è necessaria ma non sufficiente affinché avvenga l'interazione.

Considerando gli ordini di grandezza dei ΔE , l'equazione (II.4) comporta che le transizioni elettroniche assorbono le frequenze dell'ultravioletto e del visibile, le transizioni vibrazionali quelle dell'infrarosso medio, le transizioni rotazionali infine le frequenze nel campo delle microonde.

La molecola eccitata normalmente torna allo stato fondamentale dopo un breve lasso di tempo, cedendo nuovamente l'energia di eccitazione. Questo passaggio può avvenire secondo due differenti modalità: o per emissione di una radiazione elettromagnetica di frequenza data dalla (II.4), oppure per effetto degli urti molecolari. Quest'ultimo processo garantisce, per intensità di radiazione non particolarmente elevate, il mantenimento della distribuzione espressa dalla equazione (II.3), quindi la prevalenza dell'assorbimento sull'emissione.

Questi trasferimenti di energia alle molecole che costituiscono il mezzo causano una riduzione di intensità della radiazione che lo attraversa a frequenze (e quindi a lunghezze d'onda) specifiche, producendo sullo spettro di intensità in funzione della frequenza le caratteristiche righe e bande di assorbimento. La posizione di tali righe, ovvero la frequenza a cui si verificano, è determinata dalla natura dei legami chimici propri delle molecole costituenti il mezzo, in base alle frequenze cui oscillano i momenti di dipolo elettrici responsabili delle interazioni. L'entità della riduzione di intensità dipende invece dalla concentrazione della specie chimica.

La relazione che lega intensità I e concentrazione C è data, nell'ipotesi di campi elettromagnetici deboli e di processi di assorbimento lineari, dalla legge di Lambert-Beer:

$$dI = -I a_z C dz \quad (\text{II.5})$$

Nell'equazione compare il coefficiente di assorbimento a_z , il quale può essere calcolato come somma dei contributi delle singole transizioni:

$$a_z(\nu) = \frac{h\nu}{4\pi} \sum_{k,i} B_{ki} (N_i - N_k) g(\nu) \quad (\text{II.6})$$

Nella formula (II.6) compaiono il coefficiente di Einstein B_{ki} (funzione del momento di dipolo della molecola e legato alla probabilità di transizione indotta della molecola stessa dallo stato energetico i allo stato k), le popolazioni N dei due stati ed un fattore di forma g , per tenere conto della 'larghezza' della banda.

Database per l'atmosfera

Nel corso degli anni sono stati collezionati dati sempre più raffinati sugli spettri di assorbimento delle varie sostanze chimiche. Per quanto riguarda l'assorbimento atmosferico, esistono numerosi *database* delle righe di assorbimento delle varie specie chimiche presenti nell'atmosfera ed è pertanto possibile modellare in modo accurato il coefficiente di assorbimento al variare della frequenza, con risoluzioni spettrali assai elevate. Il modello più evoluto attualmente disponibile è l'*HITRAN* (*high-resolution transmission molecular absorption database*), frutto di un progetto di lungo termine promosso dagli *Air Force Cambridge Research Laboratories* a partire dagli anni '60 (ROTHMAN *et al.*, 1987).

Nella tredicesima versione, rilasciata nel 2008, esso fornisce i parame-

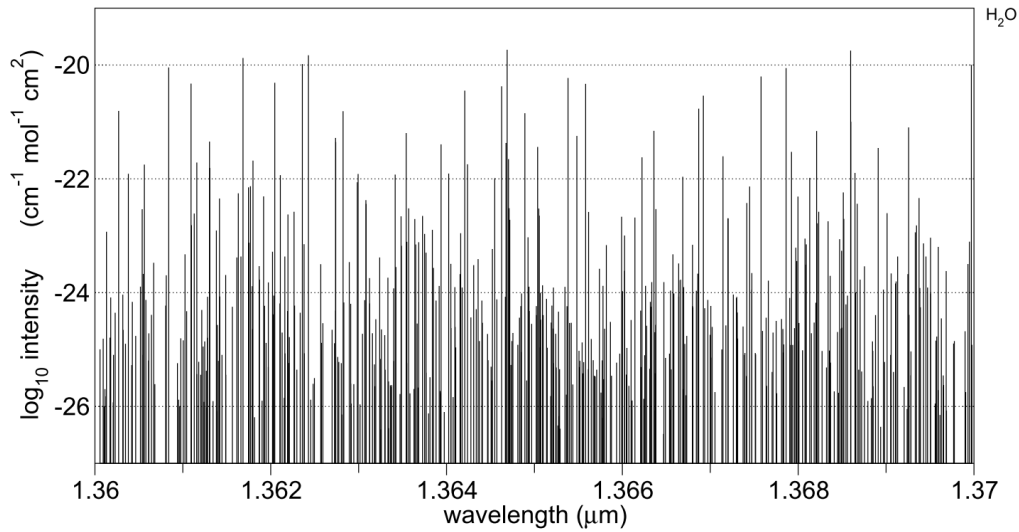


FIGURA II.4: *Righe di assorbimento del vapore acqueo codificate nel catalogo Hitran nell'intervallo di lunghezze d'onda di dieci nanometri. La scala di intensità delle ordinate è logaritmica.*

tri spettroscopici relativi ad oltre due milioni e settecentomila transizioni vibro-rotazionali di quarantadue diverse molecole presenti in atmosfera, tenendo conto delle variazioni isotopiche (ROTHMAN *et al.*, 2009). Le diverse versioni di questa collezione, che copre l'intervallo spettrale compreso tra 0,3 e 17900 cm^{-1} , sono alla base di numerosi modelli di trasferimento radiativo tra cui il Modtran.

Tra i parametri più significativi codificati per ogni riga di assorbimento, i seguenti sono di primario interesse per i modelli di trasferimento radiativo:

- la posizione nello spettro elettromagnetico espressa in numeri d'onda,
- l'intensità della riga alla temperatura di riferimento,
- la semiampiezza della linea alla temperatura ed alla pressione di riferimento,
- l'energia della molecola nello stato inferiore.

Questi parametri figurano nelle equazioni di calcolo della trasmittanza atmosferica.

II.1.2 Diffusione

A differenza del fenomeno di assorbimento, la diffusione non riduce la quantità di energia totale, ma semplicemente la *redistribuisce* nello spazio modificandone la direzione di propagazione (BRIVIO *et al.*, 2006).

La diffusione è il risultato di diversi e complessi meccanismi di interazione tra la radiazione incidente e le particelle presenti in atmosfera. Con particelle intendiamo qui sia le molecole dei gas che i corpuscoli di maggiori dimensioni, come le gocce d'acqua e gli aerosol.

A livello microscopico, il processo può essere interpretato come assorbimento ed istantanea riemissione di fotoni. Per quantificare a livello macroscopico l'entità del processo di diffusione, può essere utilizzata la funzione di diffusione di volume

$$\beta(\theta) = \frac{dI(\theta)}{dV} \frac{1}{E} \quad [m^{-1}sr^{-1}] \quad (\text{II.7})$$

che esprime la variazione di intensità radiante dI [W/sr] in funzione della direzione θ , riferita all'unità di volume dV [m^3], rispetto all'irradianza E [W/m^2]. Il coefficiente totale di diffusione b , supposto per semplicità nullo l'assorbimento, vale:

$$b = 4\pi \int_0^\pi \beta(\theta) d\theta \quad [m^{-1}] \quad (\text{II.8})$$

La dimensione della particella è un fattore che influenza fortemente il comportamento dei fenomeni diffusivi ed in particolare il meccanismo della *diffrazione*. Più precisamente è la dimensione della particella in rapporto alla lunghezza d'onda della radiazione incidente a determinare il tipo di interazione. Per questo motivo si definisce il rapporto adimensionale:

$$q = \frac{2\pi r}{\lambda}$$

in cui al numeratore compare la circonferenza della particella (supposta per semplicità sferica). A seconda del valore assunto da questo rapporto si possono distinguere tre tipi di diffusione.

Per valori $q \gg 1$, il che significa dimensioni delle particelle molto maggiori della lunghezza d'onda della radiazione incidente, si verifica una *diffusione non selettiva*. Un esempio tipico è la diffusione operata dalle nubi: la luce viene diffusa uniformemente in tutte le direzioni da goccioline d'acqua di dimensione micrometrica (al di sopra di 0,1 mm si ha precipitazione); il risultato è il caratteristico colore biancastro.

Per valori di q prossimi all'unità, cioè per quelle particelle la cui dimensione è dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda, l'effetto dello *scattering* mostra una maggiore dipendenza dalla lunghezza d'onda.

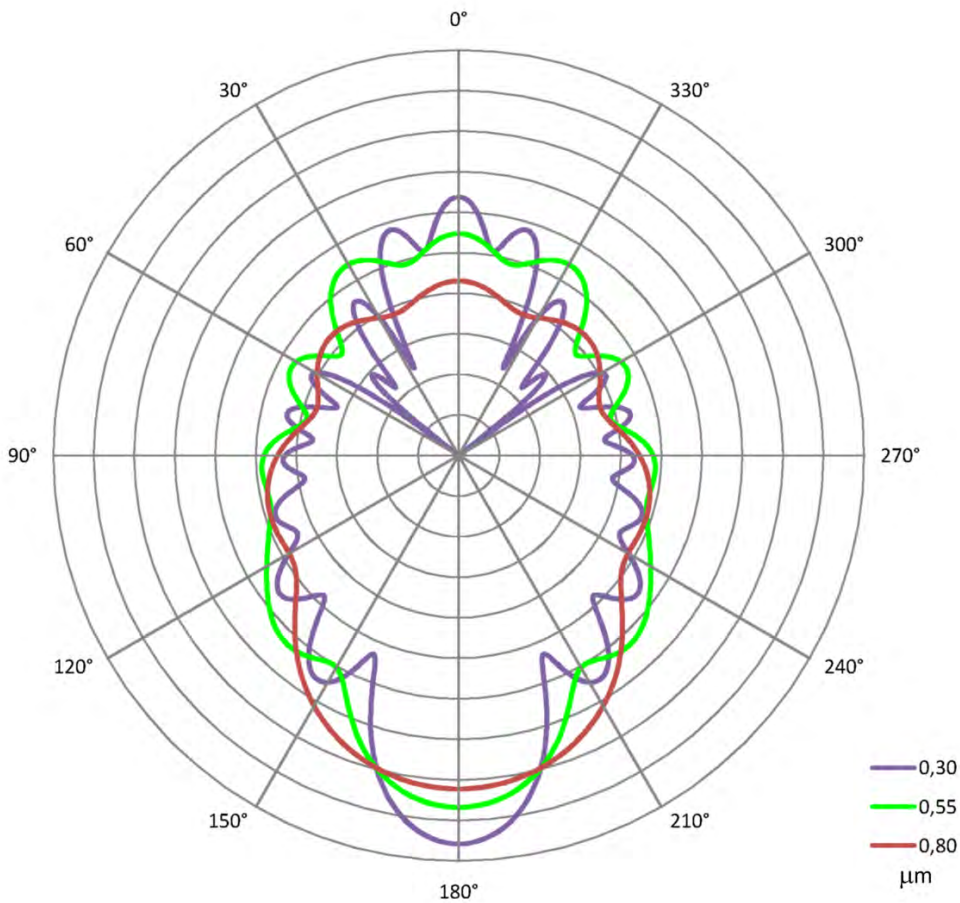


FIGURA II.5: Funzioni di diffusione in funzione dell'angolo, per una particella sferica del diametro di 1 micron, a diverse lunghezze d'onda, derivate dalle equazioni di Mie (si veda la nota 1). La radiazione incide sulla particella dall'alto. Il grafico è in scala logaritmica.

La teoria di Mie fornisce una soluzione analitica esatta per la propagazione di un'onda elettromagnetica in un mezzo omogeneo, isotropo, non dissipativo e non dispersivo, nel quale siano presenti particelle sferiche isolate. Il grafico di figura II.5 mostra la distribuzione spaziale in funzione dell'angolo di propagazione a diverse lunghezze d'onda¹. Si può notare come gran parte dell'energia incidente venga trasmessa nella medesima direzione.

Nel caso in cui le particelle siano molto più piccole della lunghezza d'onda (valori di $q \ll 1$), cioè principalmente le molecole di gas che compongono l'atmosfera, le equazioni di Mie coincidono con quelle di Rayleigh. In questo caso l'espressione della diffusione di volume (II.7) in funzione dell'angolo di

¹ Le simulazioni sono state effettuate mediante l'interfaccia realizzata da Scott Prahl sul sito <http://omlc.ogi.edu/software/mie/>.

diffusione θ assume la forma:

$$\beta(\theta) = \frac{2\pi^2}{N\lambda^4} (n-1)^2 (1 + \cos^2 \theta) \quad [m^{-1}sr^{-1}]$$

in cui appare il numero N di molecole presenti per unità di volume, dipendente dalla densità, e l'indice di rifrazione specifico n , diverso da quello del mezzo circostante. Si noti infine la proporzionalità inversa con la quarta potenza della lunghezza d'onda.

II.2 Trasferimento radiativo

Per trasferimento radiativo si intende l'insieme di quei fenomeni che, data una superficie caratterizzata da una certa riflettività, producono la radianza assorbita dal sensore.

La riflettività di una superficie può essere vista come il rapporto tra la radianza uscente e quella incidente sulla superficie stessa. Tale definizione è particolarmente utile nel caso si voglia operare nell'approssimazione lambertiana, ossia si voglia considerare il valore di radianza indipendente dagli angoli di incidenza e di vista. In questo caso si può scrivere:

$$\rho_{sup} = \frac{\pi L_{sup}}{E} \quad (\text{II.9})$$

ove E è l'irradianza totale che incide sulla superficie e può essere espressa come

$$E = \tau_{\downarrow} E_0 \cos \theta_z + L_{atm\downarrow}$$

cioè come la somma della quota di irradianza solare incidente sulla superficie $E_0 \cos \theta_z$ trasmessa dall'atmosfera (τ è la trasmittività dell'atmosfera) più l'irradianza diffusa dall'atmosfera verso il basso $L_{atm\downarrow}$.

D'altro canto, la radianza riflessa dalla superficie è legata alla radianza assorbita dal sensore da una relazione del tipo:

$$L_{sens} = \tau_{\uparrow} L_{sup} + L_{atm\uparrow}$$

ossia la radianza al sensore è composta dalla quota di radianza riflessa dalla superficie e trasmessa dall'atmosfera più una quota di radianza diffusa verso l'alto dall'atmosfera.

Sostituendo le espressioni sopra scritte nell'espressione della riflettanza,

	6SV	Modtran
Versione	1.1	5
Strati atmosfera	32	50
Modelli aerosol	Continental Maritime Urban Background desert Biomass burning Stratospheric	Rural Maritime Urban Tropospheric
Iterazioni scattering	13	33
Gas considerati	Acqua Ozono Anidride carbonica Ossigeno Metano Azoto	Hitran 2008
Risoluzione	10 cm ⁻¹ (6 nm a 2,5 μm)	0,2cm ⁻¹ (0,13 nm a 2,5 μm)
Intervallo spettrale	350-4000 nm	50-50000 nm
Polarizzazione	Sì	No
Invertibilità	Sì	No
BRDF	Sì	Parziale
Costo	Gratuito	\$1400

TABELLA II.1: *Principali caratteristiche dei modelli 6SV e Modtran a confronto.*

si ottiene:

$$\rho_{\text{sup}} = \frac{\pi [L_{\text{sens}} - L_{\text{atm}\uparrow}]}{\tau_{\uparrow} [E_0 \cos \theta_z \tau_{\downarrow} + E_{\text{atm}\downarrow}]} \quad (\text{II.10})$$

Questa espressione non tiene conto degli effetti di *adjacency*.

Per quanto riguarda la trasmittività dell'atmosfera, va ricordato che essa è esprimibile come l'esponenziale negativo del prodotto tra il coefficiente di attenuazione medio K_z ed il percorso effettuato dalla radiazione z :

$$\tau = \exp(-K_z \cdot z)$$

pertanto la distinzione che si esegue tra la trasmittività atmosferica verso il basso τ_{\downarrow} e quella verso l'alto τ_{\uparrow} , deriva in primo luogo dalla differenza di percorso: la prima infatti si riferisce al percorso dal Sole alla superficie, la seconda a quello dalla superficie al sensore, il quale avrà sicuramente un angolo di elevazione diverso.

II.2.1 Il modello 6SV

Tra i numerosi modelli di trasferimento radiativo esistenti, si segnala il codice di pubblico dominio denominato 6SV, ovvero *Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum Vector code* (KOTCHENOVA *et al.*, 2006). Questo modello, utilizzato per la generazione dei prodotti di terzo livello del MODIS, consente di predire la radianza misurata da un satellite dotato di certe caratteristiche spettrali su un *target* di riflettanza nota, in presenza di differenti condizioni atmosferiche e geometrie di presa. L'intervallo dello spettro elettromagnetico coperto è compreso tra 0,25 e 4.0 micron. Il calcolo accurato dei parametri atmosferici viene eseguito con una risoluzione di 10 cm^{-1} , procedendo poi ad una interpolazione su tutto il dominio spettrale.

L'equazione generale adimensionale su cui è basato il modello è, nella sostanza, del tipo della (II.10) ed esprime, nella formulazione diretta, la riflettanza *apparente* al sensore ρ_a come:

$$\rho_a = \rho_p + \frac{T_{\downarrow}}{1 - \rho_e S} (\rho_t \tau_{\downarrow} + \rho_e t_{\uparrow}) \quad (\text{II.11})$$

Si tratta di una equazione adimensionale, nella quale figurano tre addendi, rappresentativi di altrettanti contributi energetici:

1. il primo termine (ρ_p) rappresenta la quota relativa all'energia che viene riflessa dall'atmosfera prima ancora di raggiungere la superficie²;
2. il secondo termine della somma quantifica l'energia riflessa direttamente dal *target*³ (ρ_t), tenendo conto che la luce incidente è composta dalla radiazione solare attenuata dall'atmosfera più la radiazione diffusa dall'atmosfera verso il basso;
3. il terzo addendo quantifica invece l'energia riflessa dalle superfici circostanti il *target* (ρ_e) e diffuse dall'atmosfera all'interno dell'angolo di vista⁴, sempre tenendo conto che la luce incidente è composta dalla radiazione solare attenuata dall'atmosfera più la radiazione diffusa dall'atmosfera verso il basso.

²Equivale alla *path radiance* espressa in termini adimensionali.

³Si intende qui per *target* la superficie effettivamente corrispondente al *pixel* di interesse.

⁴Si tratta degli effetti di *adjacency*.

I parametri τ e t rappresentano rispettivamente la trasmittanza che moltiplica l'irradianza o l'exitanza *diretta* e la trasmittanza che moltiplica l'irradianza o l'exitanza *diffusa* dall'atmosfera. La somma delle due corrisponde alla trasmittanza totale T , verso il basso \downarrow o verso l'alto \uparrow . Il termine S rappresenta invece l'albedo sferica dell'atmosfera: questo parametro consente di valutare effetti di ordine superiore, dovuti a ulteriore diffusione dell'energia riflessa dalle superfici circostanti il *target*.

Così, se si vuole esprimere in termini adimensionali l'irradianza totale che incide sulla superficie del terreno, si deve considerare l'irradianza solare attenuata dall'atmosfera I_{sol} , per la quale si può scrivere il termine di trasmittanza

$$\tau_{\downarrow} = \frac{I_{sol}}{E_s \cos \theta}$$

ove E_s è l'irradianza solare extra-atmosferica e θ l'elevazione solare. A questo si deve aggiungere l'irradianza diffusa dall'atmosfera verso il basso, per la quale può essere definita in modo del tutto analogo una trasmittanza t_{\downarrow} .

Per considerare gli effetti del secondo ordine e superiori, dovuti a riflessioni e diffusioni multiple, si può pensare che dal suolo venga riflessa la somma dei due contributi precedenti (T_{\downarrow}) moltiplicati per la riflettanza del terreno (ρ_e); una aliquota S di questa somma viene nuovamente diffusa dall'atmosfera verso il terreno. Immaginando n "rimbalzi" si può scrivere

$$(\tau_{\downarrow} + t_{\downarrow}) \rho_e S + [(\tau_{\downarrow} + t_{\downarrow}) \rho_e S] \rho_e S + \dots$$

L'irradianza totale che incide sulla superficie del terreno è dunque, in termini adimensionali, la somma dei due contributi di energia diretta e diffusa più i termini di ordine superiore appena esplicitati, quindi

$$\begin{aligned} & T_{\downarrow} + T_{\downarrow} \rho_e S + T_{\downarrow} \rho_e^2 S^2 + \dots = \\ & = T_{\downarrow} \sum_n^{i=0} (\rho_e S)^i = \\ & = T_{\downarrow} \frac{1 - (\rho_e S)^{n+1}}{1 - \rho_e S} \end{aligned}$$

In considerazione del fatto che $(\rho_e S)^{n+1} \ll 1$ si giustifica il rapporto che compare nell'equazione (II.11).

Il calcolo di questi parametri avviene suddividendo l'atmosfera in trentadue strati, per ciascuno dei quali vengono calcolati i singoli contributi alla

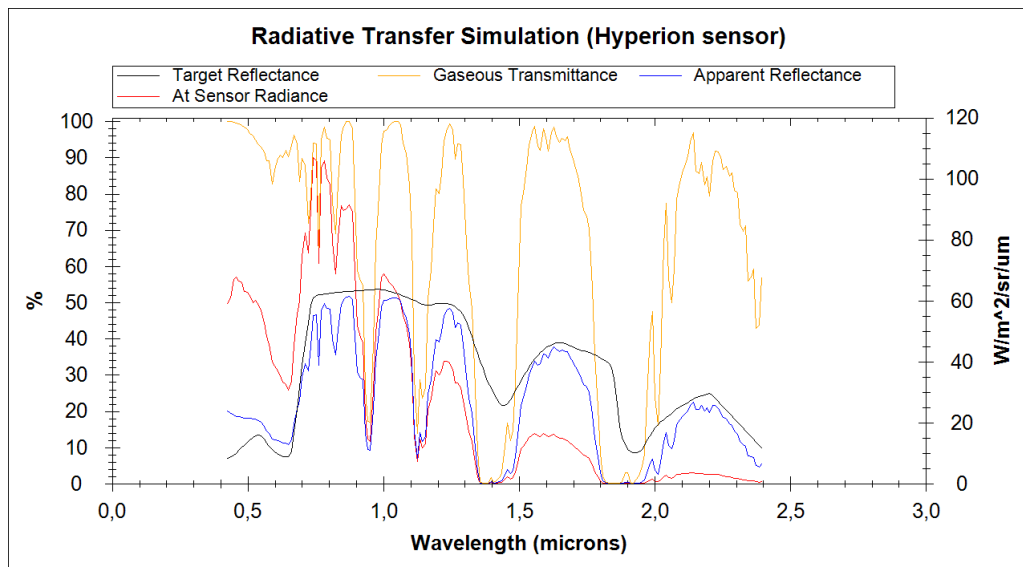


FIGURA II.6: Esempio di simulazione del trasferimento radiativo in atmosfera realizzato con il programma Visual SixS. Una superficie vegetata, la cui firma spettrale è rappresentata dalla linea nera, produce al livello del sensore (in questo caso l'iperspettrale Hyperion) la curva di radianza graficata in rosso, equivalente alla riflettanza apparente rappresentata in bleu. Questi andamenti sono ottenuti simulando la trasmittanza atmosferica dovuta ai fenomeni di assorbimento e scattering molecolare dei gas (curva arancione), cui si aggiunge l'effetto della diffusione dovuta agli aerosol (non rappresentato in questo grafico ma particolarmente evidente nell'incremento di riflettanza apparente nella regione del blu-violetto).

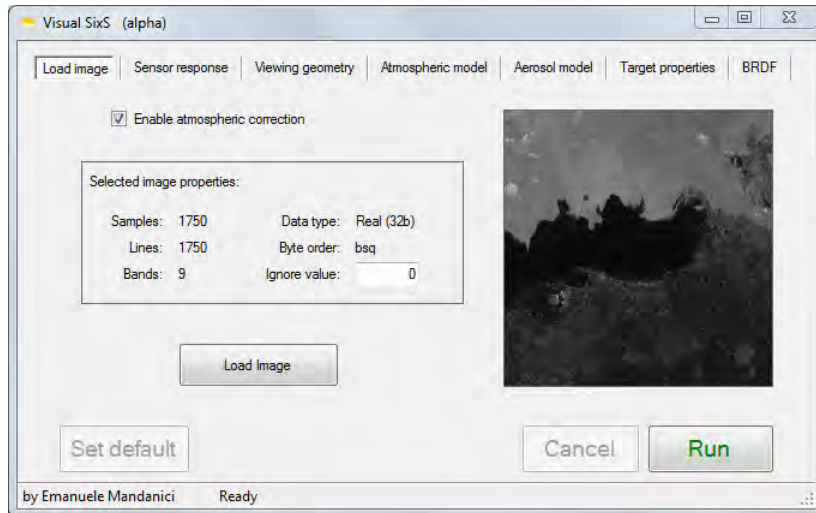


FIGURA II.7: L'interfaccia del programma *Visual SixS* per il caricamento dell'immagine cui applicare la correzione atmosferica.

trasmissione. L'algoritmo si avvale di dati sulla composizione di profili di pressione e temperatura ricavati da modelli atmosferici *standard*, oppure di profili forniti in *input* dall'utente. Le scelte più critiche riguardano la quantità di vapore acqueo complessivamente presente nell'intera colonna d'aria ed il modello di composizione degli aerosol.

Una volta calcolati i parametri per ogni strato, si procede per integrazione al calcolo delle trasmissioni complessive equivalenti, che verranno impiegate nella soluzione della equazione (II.11). Questa valutazione di parametri integrali è alla base della possibilità di invertire il modello, ossia di ricostruire la riflettanza al suolo del *target*, a partire da un valore di radianza al sensore o riflettanza apparente.

Sebbene risulti maggiormente semplificato rispetto al più diffuso modello Modtran di cui si parlerà nel seguito, il codice 6SV nella versione 1.1 rilasciata nel 2007, consente di tener conto di effetti direzionali delle superfici, attraverso un'ampia scelta di modelli di riflettanza bidirezionale (BDRF), e di effetti di polarizzazione della luce (KOTCHENOVA e VERMOTE, 2007).

Visual SixS

Per la gestione del processo di correzione delle immagini è stata appositamente sviluppata un'interfaccia grafica, attraverso la quale è possibile caricare l'immagine e parametrizzare la simulazione. Il *software* inoltre aggiunge al codice originario il supporto di due ulteriori sensori: il multispettrale di nuova generazione World View 2 e l'iperspettrale Hyperion, attraverso

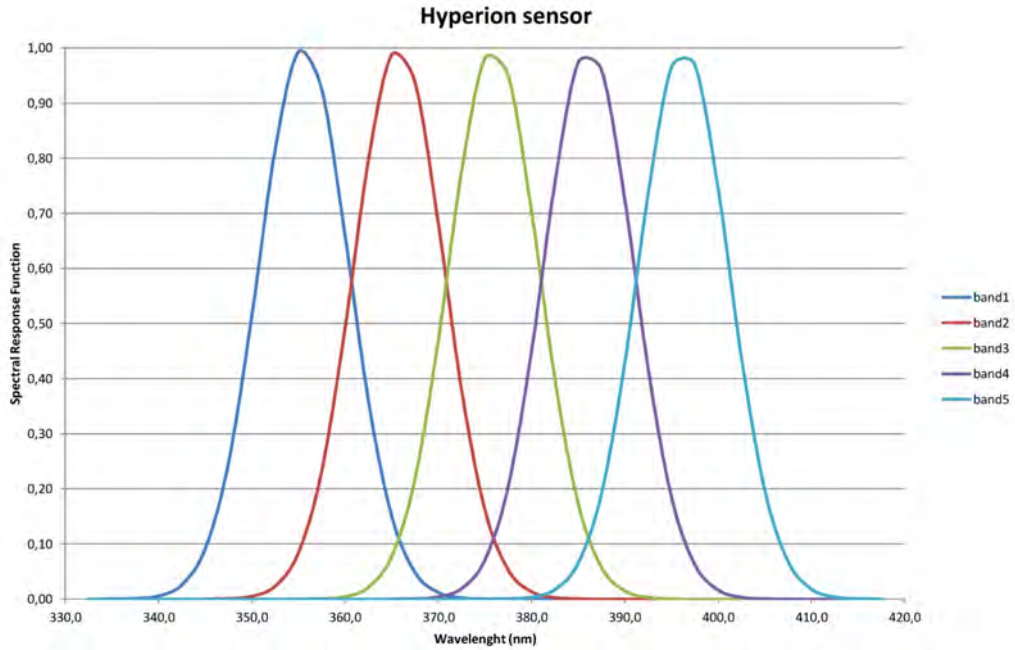


FIGURA II.8: Funzioni di risposta spettrale relativa delle prime cinque bande del sensore iperspettrale Hyperion.

la definizione della risposta spettrale relativa (RSRF) propria di ciascuna banda. Nel caso del sensore Hyperion la RSRF è modellata mediante una funzione gaussiana (si veda figura II.8) definita tramite il valore medio (CW) come parametro di centralità e l'ampiezza a metà altezza ($FWHM$) come parametro di dispersione (MANDANICI, 2010). Entrambi i valori sono stati stimati per ciascuna banda mediante calibrazioni di laboratorio e pubblicati dall'*Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO) (LIAO *et al.*, 2000).

$$RSRF = \exp -2\sqrt{2 \ln 2} \frac{(x - CW)^2}{FWHM^2}$$

Trattandosi di una risposta relativa, la funzione è normalizzata rispetto al picco, cioè al massimo.

La RSRF entra nell'algoritmo di correzione atmosferica come funzione peso nel calcolo dei valori integrati al sensore di radianza e riflettanza, nonché nel ricampionamento della curva di irradianza solare.

II.2.2 Il modello Modtran

Giunto alla quinta versione (BERK *et al.*, 2005), il codice Modtran è da più parti considerato lo stato dell'arte per i modelli di trasferimento radiativo.

Esso consente di impostare il passo di campionamento spettrale per il calcolo dei parametri atmosferici, scegliendo tra quattro diversi *step* (15 cm^{-1} , 5 cm^{-1} , 1 cm^{-1} , 0.2 cm^{-1}). Inoltre il calcolo dei coefficienti di assorbimento può essere effettuato considerando tutte le specie chimiche incluse nell'Hi-tran 2008. Evidentemente, la possibilità di spingere la risoluzione spettrale a livelli molto fini, sia pure a prezzo di un notevole incremento della complessità computazionale, rende questo codice particolarmente adatto all'analisi di dati iperspettrali. Resta, come in tutti i modelli di questo genere, una debolezza nel computo degli effetti indotti dalle miscele di aerosol, per i quali, in verità, sono maggiori anche le lacune teoriche nella descrizione del fenomeno.

Per ognuno degli strati in cui viene suddivisa l'atmosfera, viene simulato il processo di trasferimento radiativo, senza cioè calcolare dei parametri integrali. La maggiore accuratezza di questo approccio, preclude la possibilità di una inversione del modello. La correzione di immagini dovrà pertanto servirsi della costruzione di una *look-up table* (LUT), formata dai valori di radianza al sensore ottenuti facendo variare i valori di riflettanza secondo un passo predefinito.

FLAASH

Nel corso degli anni sono stati sviluppati diversi pacchetti applicativi in grado di utilizzare il codice Modtran per la costruzione di LUT e la correzione di immagini. Tra questi il FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*), implementato nella piattaforma ENVI, è uno dei più evoluti ed efficienti sotto il profilo computazionale. Tuttavia sono numerose le limitazioni che esso impone rispetto alla capacità di simulazione del Modtran. Tra queste, in particolare, il mancato supporto dell'*input* di profili atmosferici personalizzati.

Dal confronto tra i risultati prodotti dai diversi algoritmi è possibile trarre alcune conclusioni. Dall'esame della figura II.9 si può osservare come i codici 6SV e FLAASH forniscano risultati concordi, specialmente nelle finestre atmosferiche. Chiaramente la peggiore risoluzione spettrale con cui il 6SV campiona i parametri di correzione rende insufficiente la correzione in corrispondenza delle bande di assorbimento più forti. Questo problema è particolarmente sensibile nel caso di sensori iperspettrali, mentre è praticamente trascurabile con la maggior parte dei sensori multispettrali. D'altro canto, come si vedrà nei capitoli successivi, il FLAASH mostra forti insta-

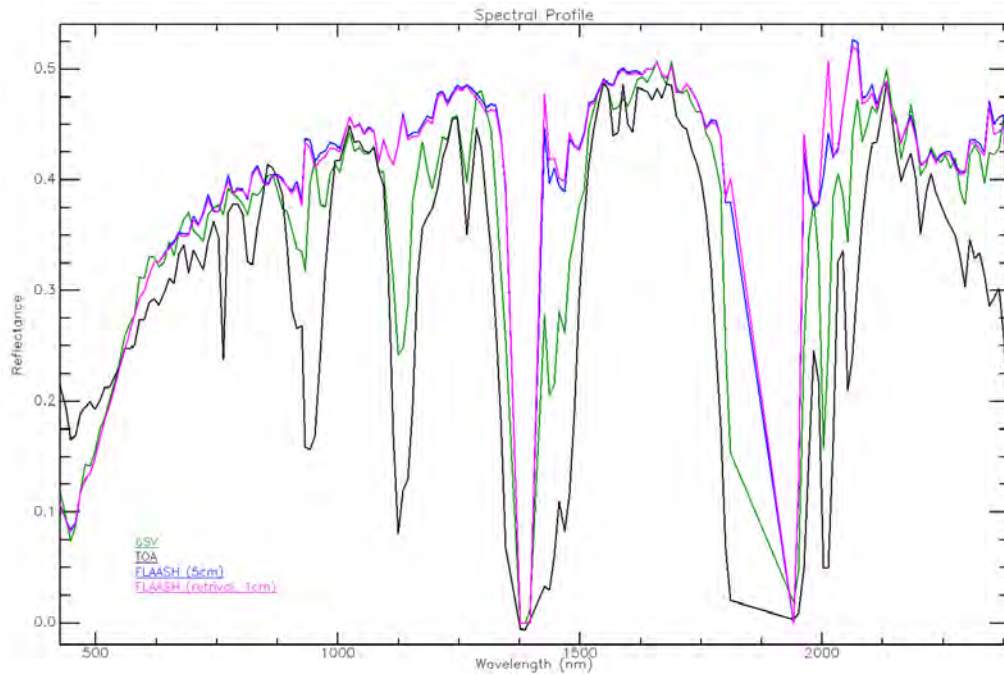


FIGURA II.9: *Confronto tra differenti modelli di correzione atmosferica applicati ad una immagine iperspettrale Hyperion. La firma spettrale in esame è rappresentativa di una copertura di sabbia sciolta in ambiente desertico. In nero la riflettanza apparente, ovvero senza alcuna correzione atmosferica; in bleu e magenta due simulazioni eseguite con il FLAASH impostando diverse risoluzioni per il calcolo dei parametri di correzione; in verde la simulazione eseguita con il codice 6SV.*

bilità nel caso di *pixel* caratterizzati da bassi valori di radianza, come nel caso di superfici d'acqua.

Capitolo III

Telerilevamento della qualità delle acque interne

Per acque interne si intendono, nell'ambito del diritto internazionale, tutti i corsi d'acqua, i laghi e la fascia costiera compresa entro la linea di bassa marea. Pur condividendo una fortissima esposizione alle pressioni antropiche, ciascuno di questi ambienti presenta caratteristiche distintive e criticità specifiche, in relazione alla gestione sostenibile ed alla tutela delle risorse idriche. La presente trattazione, dopo una breve discussione di alcune definizioni di base, intende approfondire le questioni riguardanti il monitoraggio dei corpi lacustri ed il contributo che ad esso può fornire il telerilevamento.

III.1 Per una definizione di qualità dell'acqua

Il concetto di “qualità delle acque”, per quanto intuitivo nel senso comune, non è di immediata definizione, in quanto racchiude una pluralità di aspetti tra loro interagenti con modalità assai complesse. Infatti, accanto ad aspetti più propriamente scientifici, che descrivono proprietà misurabili, altri fattori non meno importanti, ascrivibili a categorie economiche e sociali, concorrono alla definizione di stato di qualità dell'acqua.

In prima istanza, si può intendere la qualità delle acque come la descrizione delle loro *proprietà fisiche, chimiche e biologiche* (LI e MIGLIACCIO, 2011). Tale descrizione dovrebbe quindi comprendere, in primo luogo, l'identificazione delle diverse specie di sostanze organiche ed inorganiche presenti, la specificazione dello stato fisico in cui si trovano e quantificazione della concentrazione con cui sono presenti nell'acqua. L'elenco dovrebbe tener conto sia delle sostanze disciolte, inclusi gas, metalli, nutrienti, che dei materiali

in sospensione. In secondo luogo, dovrebbe includere la composizione e lo stato di flora e fauna presenti nell'ecosistema, considerando batteri, virus, fitoplancton, zooplancton, insetti, piante e pesci. Infine non dovrebbe prescindere da una rappresentazione della *variabilità* spaziale e temporale di ciascuna delle caratteristiche esaminate (CHAPMAN, 1996).

La semplice collezione di indicatori, però, non consente di per sé alcuna valutazione significativa dello stato di qualità dell'acqua. Il chimismo dei diversi ambienti, infatti, varia in relazione alla geologia locale, al clima, al regime idrologico, alla copertura dei suoli del bacino e, chiaramente, alla pressione antropica. In particolare la conoscenza delle caratteristiche *idro-dinamiche* del corpo idrico è di fondamentale importanza per comprendere la variabilità spaziale e temporale (CHAPMAN, 1996); un parametro come il tempo di residenza idraulica, ad esempio, è fondamentale per stabilire l'evoluzione temporale delle concentrazioni di inquinanti eventualmente immessi e di conseguenza per valutare la sostenibilità di un certo *statu quo*.

La definizione di qualità dell'acqua in questi termini risulta tuttavia ancora incompleta. Non è infatti possibile definire lo stato di qualità dell'acqua come "buono", se non in relazione al particolare *uso* che se ne intende fare (LI e MIGLIACCIO, 2011). Ad esempio un'acqua ricca di nitrati è inaccettabile per uso potabile, mentre è auspicabile per uso agricolo. A livello globale si stima che soltanto l'8% dell'acqua prelevata venga impiegata per usi domestici, il 22% per utenze industriali e il 70% per uso agricolo. È evidente come qualunque utilizzo dell'acqua, sia esso domestico che produttivo, da un lato richieda una certa qualità dell'acqua, dall'altro produca inevitabilmente un impatto sulla qualità stessa. La risposta del corpo idrico recettore agli impatti antropici è fortemente variabile, a seconda della situazione locale, pertanto non è possibile definire modelli *standard* universalmente applicabili.

Di qui la necessità di una costante attività di *monitoraggio*, inteso come effettiva raccolta di informazioni su una serie di punti di controllo e ad intervalli di tempo regolari, al fine di collezionare dati rappresentativi dello stato attuale del corpo idrico in esame. Sull'analisi di questi dati si basa la *valutazione* vera e propria della qualità dell'acqua, volta a definire la condizione presente, ad identificare i *trend* di medio e lungo periodo, infine a stabilire le relazioni di causa-effetto (CHAPMAN, 1996). La valutazione dovrebbe quindi assistere la *gestione* della risorsa idrica, ossia la regolamentazione dell'uso e la decisione degli interventi necessari a mantenere o ripristinare

uno stato di qualità prescelto come obiettivo. La corretta gestione, a sua volta, si dovrà avvalere del monitoraggio per controllare l'attuazione dei provvedimenti adottati e verificare l'efficacia delle strategie attuate.

A livello europeo tali principi sono recepiti nella direttiva 2000/60/CE del 23 ottobre 2000 che istituisce il quadro per l'azione comunitaria in materia di acque. La normativa impone agli stati comunitari l'elaborazione di programmi di monitoraggio "al fine di definire una visione coerente e globale dello stato delle acque all'interno di ciascun distretto idrografico" (art. 8). Per ciascun distretto deve essere definito lo stato, "determinato dal valore più basso del suo stato ecologico e chimico" (art. 2). Tale stato è considerato "buono" se "i valori degli elementi di qualità biologica del tipo di corpo idrico superficiale presentano livelli poco elevati di distorsione dovuti all'attività umana, ma si discostano solo lievemente da quelli di norma associati al tipo di corpo idrico superficiale inalterato" (tab. 1.2, allegato V). La normativa raccomanda inoltre che il monitoraggio avvenga con le migliori tecniche disponibili.

In questo contesto il telerilevamento può costituire un prezioso strumento di monitoraggio, specialmente in virtù della sua connaturata vocazione a descrivere la spazialità dei fenomeni e la loro evoluzione temporale.

III.2 Telerilevamento della qualità delle acque

Come noto il telerilevamento consiste nell'osservazione dei segnali elettromagnetici riflessi od emessi dalle superfici riprese. Nel caso del telerilevamento ottico, in particolare, si misura la radianza nelle lunghezze d'onda del visibile e dell'infrarosso vicino. In linea di principio, disponendo di immagini multispettrali o meglio iperspettrali, è possibile ottenere con opportune procedure di correzione radiometrica una firma spettrale per ogni *pixel*, rappresentativa della natura fisica e chimica della superficie.

Nel caso delle superfici d'acqua, l'intensità del segnale che giunge al sensore è notevolmente più debole di quella della terraferma: questo fatto rende estremamente delicata l'interpretazione dei dati, essendo il disturbo atmosferico ed il rumore del sensore quasi dello stesso ordine di grandezza del segnale, specialmente nell'infrarosso. Evidentemente in queste condizioni la scelta del modello di correzione atmosferica e la sua parametrizzazione diventano determinanti. In figura III.2 è visualizzato l'effetto di diversi modelli di correzione atmosferica su una superficie acquatica. Oltre ai modelli 6SV

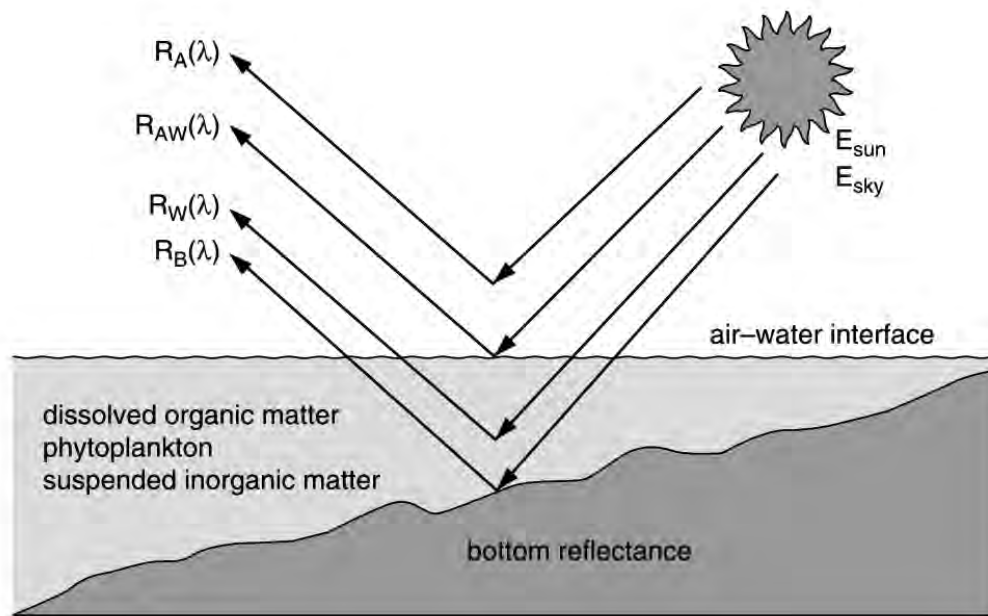


FIGURA III.1: Schema semplificato del processo di trasferimento radiativo lungo la colonna d'acqua e attraverso l'atmosfera. Da BUKATA (2005).

e FLAASH discussi nel capitolo II, è stato applicato anche il QUACK, un algoritmo empirico, basato unicamente su statistiche calcolate sull'immagine. Si nota come le differenze siano significative specialmente nella regione del visibile, probabilmente a causa di una diversa modellazione degli aerosol; qui tra l'altro il modello empirico è del tutto inaffidabile. In prossimità della banda di assorbimento dell'acqua, alla lunghezza d'onda di 1400 nm, il 6SV risente meno degli "spike", cioè di valori di riflettanza abnormalmente alti a ridosso di picchi di assorbimento. La riflettanza in ogni caso non supera mai il 10% nel visibile ed il 6% nell'infrarosso, a conferma della delicatezza del dato.

Quando la radiazione incide sulla superficie, una quota di energia viene immediatamente riflessa all'interfaccia aria-acqua, mentre una parte viene rifratta e attraversa la colonna d'acqua. All'interno della colonna d'acqua, la radiazione subisce fenomeni di assorbimento e *scattering*. Poiché lo *scattering* avviene in tutte le direzioni, sia pure con diverse intensità, una parte di radiazione torna verso l'alto, attraversa nuovamente l'interfaccia acquaria e può essere osservata. I fenomeni di assorbimento e *scattering* sono processi in larga parte selettivi, pertanto i coefficienti di attenuazione con cui vengono macroscopicamente quantificati sono in generale funzione della lunghezza d'onda. Nel caso di acqua liquida pura il minimo di attenuazione, ovvero la massima trasmittanza, si osserva nelle frequenze del violetto e del

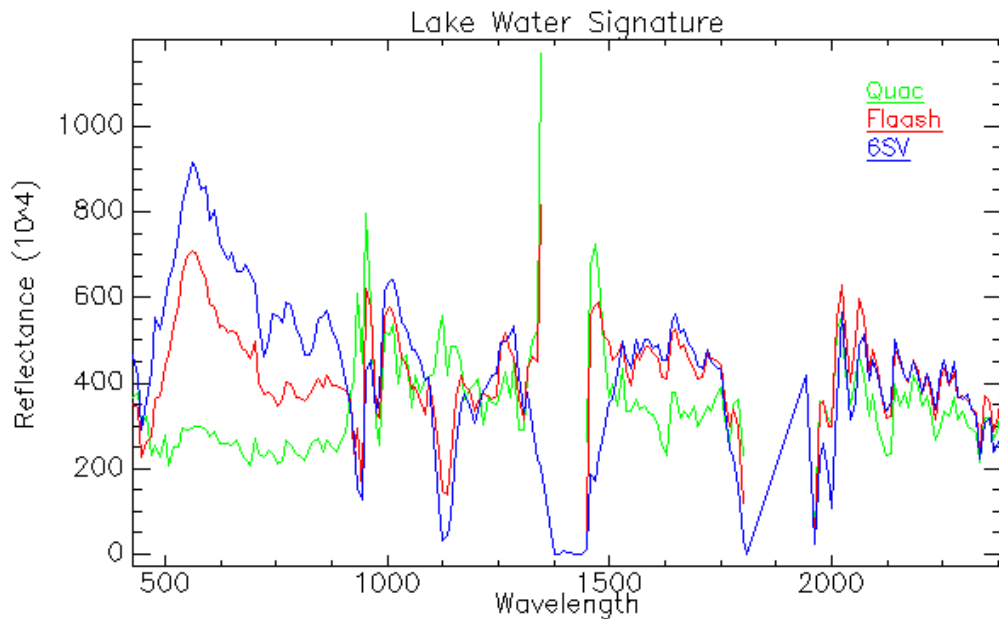


FIGURA III.2: Confronto tra le firme spettrali di un pixel appartenente ad un lago ottenute applicando ad una stessa immagine iperspettrale Hyperion diversi algoritmi di correzione.

blu (si veda figura III.3).

La presenza di sostanze disciolte o in sospensione altera significativamente la trasmittanza dell'acqua, in quanto produce ulteriori fenomeni di *scattering*, diffrazione e riflessione; pertanto anche la firma spettrale ricavata dalle immagini telerilevate presenterà picchi in corrispondenza di lunghezze d'onda differenti. Se per l'acqua distillata il picco di trasmittanza nell'intervallo ottico si osserva attorno a 480 nm, al crescere della torbidità esso si sposta verso lunghezze d'onda maggiori (fino a 600 nm in ambiente palustre) MEYER e WELCH (1975). Ancora, la presenza di clorofilla determina un picco di assorbimento tra 650 e 700 nm, il quale può smorzare il picco di riflettanza indotto dai solidi sospesi (MERTES *et al.*, 2004). Da questi principi muove la discussione scientifica sul significato di "colore degli oceani" e su questi si basa la possibilità di rilevare da remoto alcuni parametri di interesse per il monitoraggio e la valutazione della qualità dell'acqua.

In letteratura ricorre la distinzione tra il telerilevamento delle acque medio-oceaniche, il cosiddetto "Caso I", nelle quali le sostanze che influenzano il colore dell'acqua sono essenzialmente il fitoplancton ed i detriti da esso derivati, e le acque interne e costiere, il "Caso II", nel quale al fitoplancton si aggiungono gli apporti terrigeni di solidi inorganici sospesi e le sostanze organiche disciolte. Qualora poi la profondità risulti inferiore allo spesso-

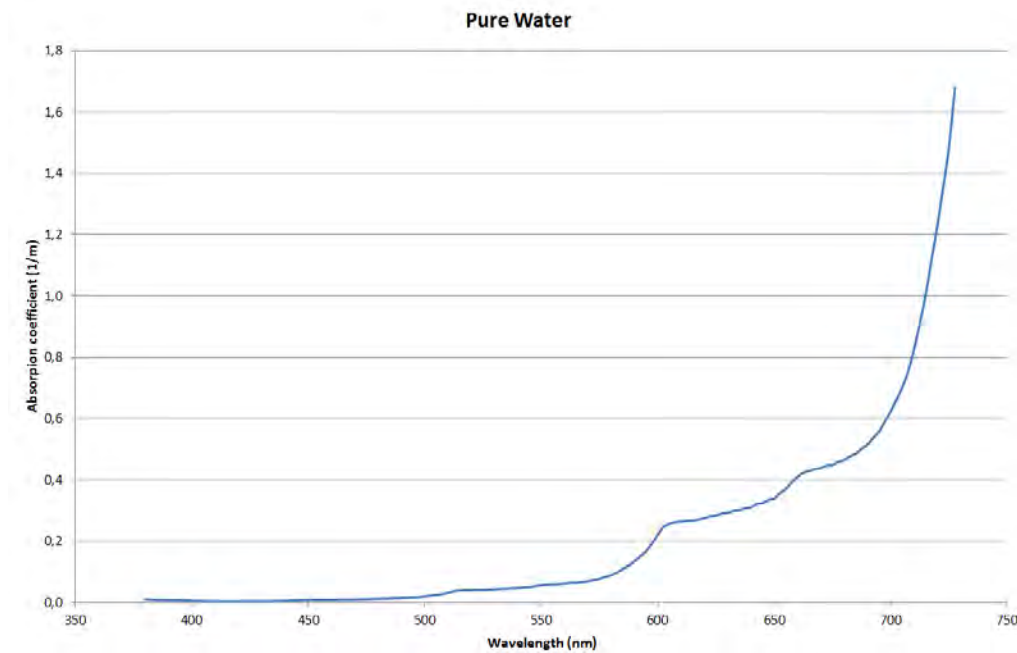


FIGURA III.3: *Andamento del coefficiente di assorbimento dell'acqua liquida pura in funzione della lunghezza d'onda. Da POPE e FRY (1997).*

re ottico, occorre considerare nel Caso II anche il contributo del fondale e della sua eventuale copertura biologica. Evidentemente il caso delle acque interne presenta una notevole complessità, dovuta anche alla mancanza di correlazione statistica tra le concentrazioni dei diversi componenti.

L'applicazione del telerilevamento allo studio dei laghi ha inizio negli anni '70. Se i primi lavori si limitavano all'osservazione qualitativa di *pattern* di dispersione, utili in ogni caso a localizzare eventuali immissioni e a scegliere i punti più appropriati in cui eseguire i campionamenti *in situ*, si sono sviluppati nel corso del tempo approcci quantitativi basati dapprima su relazioni empiriche, successivamente sullo sviluppo di modelli bio-ottici più rigorosi. Allo stato attuale, dal telerilevamento ci si attende quantomeno l'inferenza simultanea delle concentrazioni di clorofilla-a (un indicatore quantificabile rappresentativo del fitoplancton), dei solidi sospesi (un indicatore per il particolato inorganico) e del carbonio organico disciolto (indicatore per le sostanze organiche colorate disciolte). Ciascuno di questi indicatori rappresenta un insieme di specie appartenenti ad un genere che presenta proprie interazioni spettro-ottiche con la radiazione incidente (BUKATA, 2005).

Il problema principale che tuttora limita l'impiego delle tecniche del telerilevamento è la forte località dei modelli fino a questo momento proposti (BUKATA, 2005). Se da un lato i modelli empirici, basati su calcoli di re-

gressione, sono forzatamente vincolati ai dati *in situ* disponibili, dall'altro i modelli bio-ottici più rigorosi, basati sulle leggi fisiche del trasferimento radiativo, richiedono la conoscenza di proprietà ottiche, funzioni della lunghezza d'onda, anch'esse fortemente variabili nello spazio e nel tempo, in quanto indissolubilmente legate alle specifiche condizioni ambientali del singolo sito. È pertanto estremamente difficile sviluppare algoritmi di estrazione di parametri a validità generale ed ubiquitaria.

III.2.1 Modelli bio-ottici

Il problema del telerilevamento dell'acqua consiste nella visione di un mezzo attenuante (l'acqua), caratterizzato da un certo insieme di proprietà ottiche specifiche, attraverso un altro mezzo attenuante, l'atmosfera, caratterizzato da un secondo insieme di proprietà ottiche (BUKATA, 2005). Al di sotto del pelo libero, al variare della profondità z , è possibile definire la riflettanza come rapporto tra il flusso radiante discendente ed il flusso radiante ascendente in funzione della lunghezza d'onda, ossia:

$$R(z, \lambda) = \frac{E_{up}(z, \lambda)}{E_{dw}(z, \lambda)}$$

Il valore di interesse per valutazioni di qualità dell'acqua è quello assunto dalla riflettanza appena al di sotto del pelo libero ($R(z \rightarrow 0^+, \lambda)$). Si tratta di una proprietà ottica *apparente* (AOP), nel senso che non dipende soltanto dalla composizione del mezzo ma anche dalla distribuzione angolare e spaziale della radiazione. Tale valore può essere messo in relazione con la radianza uscente (L_u) dall'acqua:

$$L_u(z \rightarrow 0^-, \lambda) = f(R(z \rightarrow 0^+, \lambda)) \quad (\text{III.1})$$

radianza che, a meno degli effetti atmosferici, viene osservata dal sensore. La forma della f deve tener conto dell'indice e dell'angolo di rifrazione all'interfaccia aria-acqua, dell'irradianza incidente sulla superficie e di altri fattori di non semplice determinazione.

Per definire il legame funzionale tra la riflettanza $R(z \rightarrow 0^+, \lambda)$ e la composizione del mezzo, ossia nel caso specifico, le concentrazioni di sostanze organiche ed inorganiche disciolte o sospese, si ricorre alla stima delle *proprietà ottiche inerenti* (IOP), definite come la specifica aliquota di assorbimento (a_i) e *scattering* (b_i) che possono essere attribuite all'unità di

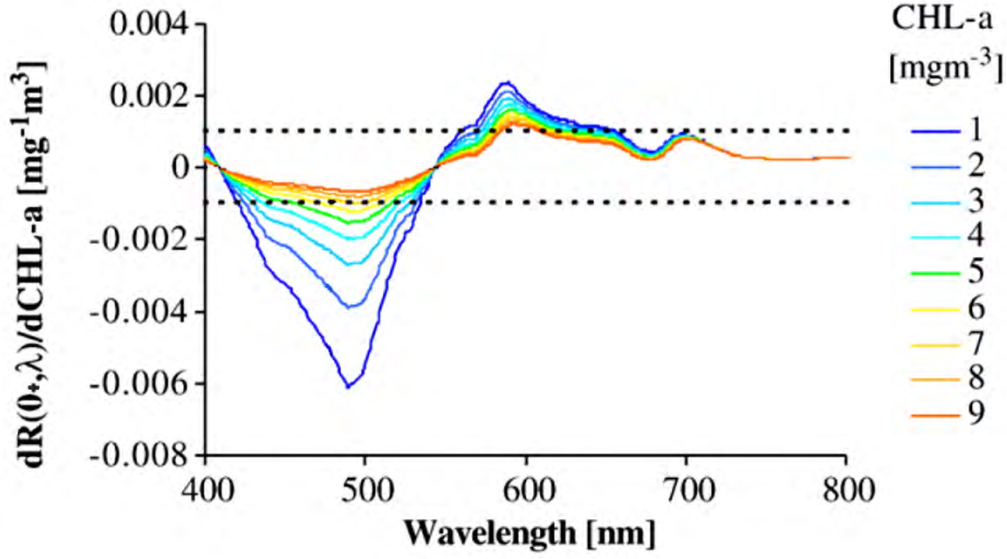


FIGURA III.4: Andamento della derivata della riflettanza al di sotto del pelo libero rispetto alla concentrazione di clorofilla, in funzione della lunghezza d'onda del visibile. Si tratta di una analisi di sensitività per individuare le bande più sensibili da utilizzare nella modellazione bio-ottica. Da GIARDINO et al. (2007).

concentrazione dell' i -esima specie (BUKATA, 2005). Naturalmente, anche le IOP variano in funzione della lunghezza d'onda, ma non dipendono in alcun modo dalla radiazione incidente. A partire dagli n coefficienti dei singoli componenti, comprese le molecole d'acqua, è possibile calcolare i coefficienti di assorbimento e *scattering* complessivi della miscela per sommatoria:

$$\begin{aligned}
 a(\lambda) &= \sum_{i=1}^n a_i(\lambda)x_i \\
 b(\lambda) &= \sum_{i=1}^n b_i(\lambda)x_i
 \end{aligned}
 \tag{III.2}$$

ove x_i sono le concentrazioni. Questi coefficienti hanno la dimensione dell'inverso di una lunghezza. Nel caso dello *scattering*, occorre tener conto della anisotropia angolare del fenomeno, attraverso una ulteriore proprietà inerente, il coefficiente di *backscattering* $b_B(\lambda)$, esprimibile come:

$$b_B(\lambda) = 2\pi \int_{\pi}^{\pi/2} \beta(\theta) \sin(\theta) d\theta$$

in cui la dipendenza dalla direzione è rappresentata dalla funzione di *scattering* di volume $\beta(\theta)$, la cui espressione è del tutto analoga a quella espressa dall'equazione (II.7) ed il cui andamento teorico è riportato in figu-

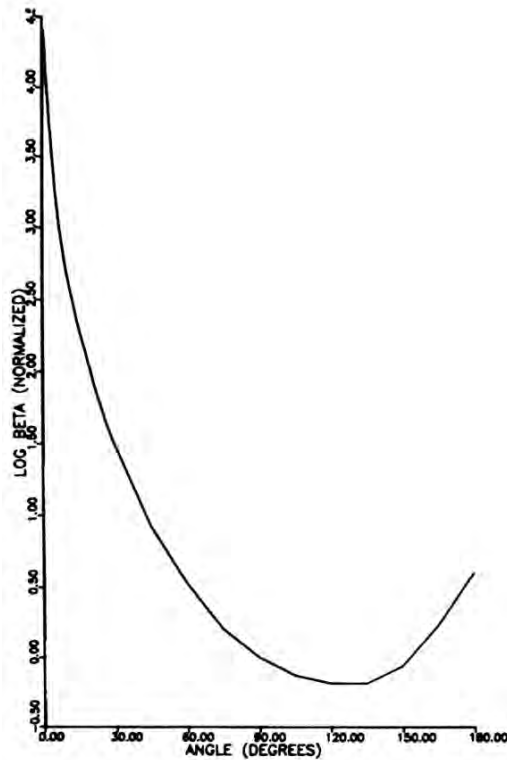


FIGURA III.5: *Andamento ideale della funzione di scattering di volume per l'acqua marina. Da JOHNSON e MUNDAY (1983).*

ra III.5 (JOHNSON e MUNDAY, 1983). L'obiettivo della modellazione bio-ottica è dunque quello di stabilire la relazione funzionale tra la riflettanza $R(z \rightarrow 0^+, \lambda)$ e le proprietà ottiche inerenti, ossia esplicitare la relazione

$$R(z \rightarrow 0^+, \lambda) = f(a(\lambda), b(\lambda), b_B(\lambda)) \quad (\text{III.3})$$

Lo strumento più frequentemente utilizzato per la determinazione di f è la simulazione con il metodo Monte Carlo.

In sintesi, il procedimento è il seguente. Dall'immagine telerilevata si deve calcolare la radianza uscente dall'acqua L_u applicando un'accurata correzione radiometrica per eliminare l'effetto atmosferico, quindi, attraverso una formulazione esplicita della relazione (III.1), risalire alla riflettanza al di sotto del pelo libero. L'inversione del modello bio-ottico consentirà di risalire alle proprietà ottiche inerenti complessive, dalle quali stimare le concentrazioni delle singole componenti attraverso un'analisi multivariata o un modello a reti neurali applicati alle equazioni (III.2) (BUKATA, 2005). In alternativa, esistono modelli bio-ottici che utilizzano la riflettanza telerilevata al posto della riflettanza sotto la superficie, includendo di fatto in un'unica

relazione anche i problemi relativi alla rifrazione all'interfaccia aria-acqua.

Il problema principale che pone questo tipo di approccio è quello della stima dei coefficienti di assorbimento e *scattering* relativi a ciascuna delle specie chimiche che influiscono in modo significativo sulle proprietà ottiche del corpo idrico in esame e delle quali si vuole inferire la concentrazione. Generalmente le stime più accurate si avvalgono di misure radiometriche *in situ* a diverse profondità, accompagnate da prelievi di campioni che consentano la determinazione in laboratorio delle esatte concentrazioni presenti al momento della misura. L'accuratezza raggiungibile è molto elevata se si restringe la validità delle determinazioni numeriche all'area specifica ed al tempo in cui sono stati condotti i *test*. Fattori come il regime idrologico, la geologia ed il clima del bacino cui appartiene il corpo idrico e lo stato trofico determinano, con la loro variabilità spaziale e temporale, la variabilità dell'assortimento dei diversi componenti, precludendo la possibilità di esportare senza perdita di accuratezza a situazioni differenti i valori misurati delle proprietà ottiche inerenti. Da queste considerazioni nasce la raccomandazione di effettuare le misure *in situ* simultaneamente all'acquisizione delle immagini telerilevate, sulle quali si intendono applicare i modelli.

III.2.2 Modelli empirici di correlazione

La complessità della modellazione bio-ottica e la natura comunque locale delle soluzioni che può offrire, rende tuttora competitivi per molte applicazioni i modelli empirici, basati sulla correlazione tra grandezze telerilevate e parametri di interesse. Numerose relazioni sono state proposte in particolare per valutazioni della trasparenza, espressa in termini di profondità del disco di secchi, per il calcolo delle concentrazioni di solidi sospesi totali o di clorofilla-a e persino per stime di salinità. Molti di questi modelli sono basati sul calcolo di rapporti o indici tra due o più bande, ipotizzando che almeno una sia sensibile alla variazione di concentrazione di uno specifico componente ed al contrario un'altra non ne sia influenzata in modo significativo. La banda sensibile dovrà quindi trovarsi su una lunghezza d'onda interessata da una banda di assorbimento del componente indagato, essendo in generale l'intensità di assorbimento proporzionale alla concentrazione della sostanza assorbente. La relazione funzionale tra concentrazione e indice spettrale farà uso di coefficienti definiti attraverso metodi di regressione a partire da una serie di dati derivanti da misure *in situ*.

Il limite di questi modelli risiede principalmente nella forte dipendenza dai dati di calibrazione e nel fatto che nella maggior parte dei casi non si tiene esplicitamente conto degli effetti che la concentrazione di un componente esercita sulla stima di un altro. Per quest'ultimo motivo i casi di maggior successo di approcci empirici sono ascrivibili alle acque ricadenti nel Caso I (BUKATA, 2005), quelle medio-oceaniche, per le quali esiste un componente dominante (in genere la clorofilla).

III.3 Misura della concentrazione di clorofilla

La clorofilla-a costituisce un parametro di estremo interesse per la valutazione dello stato trofico dell'acqua, in quanto è presente in tutti gli organismi fotosintetici. Nell'ambito del telerilevamento degli oceani sono stati sviluppati nel corso degli ultimi decenni numerosissimi algoritmi empirici. Lo stato dell'arte è attualmente rappresentato dai modelli utilizzati per la compilazione di prodotti *standard* dei satelliti MODIS e SeaWiFS¹ della NASA. Tali algoritmi tentano di superare la località tipica dei metodi regressivi facendo uso di un imponente collezione di dati di riferimento (oltre duemilaottocento punti) sparsi su scala globale, in grado di coprire la più ampia gamma di condizioni possibili.

Gli algoritmi sviluppati nell'ambito del progetto “*Ocean Color*” della NASA esprimono il logaritmo in base dieci della concentrazione di clorofilla (in mg/m^3) con una funzione polinomiale del quarto ordine di un rapporto tra riflettanze. In particolare il modello OC4 nella versione 4 utilizza quattro bande del sensore SeaWiFS ed ha la forma:

$$R = \log_{10} \frac{\max(\rho_{443}, \rho_{490}, \rho_{510})}{\rho_{555}}$$

$$\log_{10} Chl_a = 0,3272 - 2,9940R + 2,7218R^2 - 1,2259R^3 - 0,5683R^4 \quad (\text{III.4})$$

Il modello OC2, invece, ne utilizza soltanto due ed ha, nella versione 4, la forma seguente:

$$R = \log_{10} \frac{\rho_{490}}{\rho_{555}}$$

$$\log_{10} Chl_a = 0,319 - 2,336R + 0,879R^2 - 0,135R^3 - \log_{10} 0,071 \quad (\text{III.5})$$

¹La missione SeaWiFS si è conclusa nel dicembre 2010.

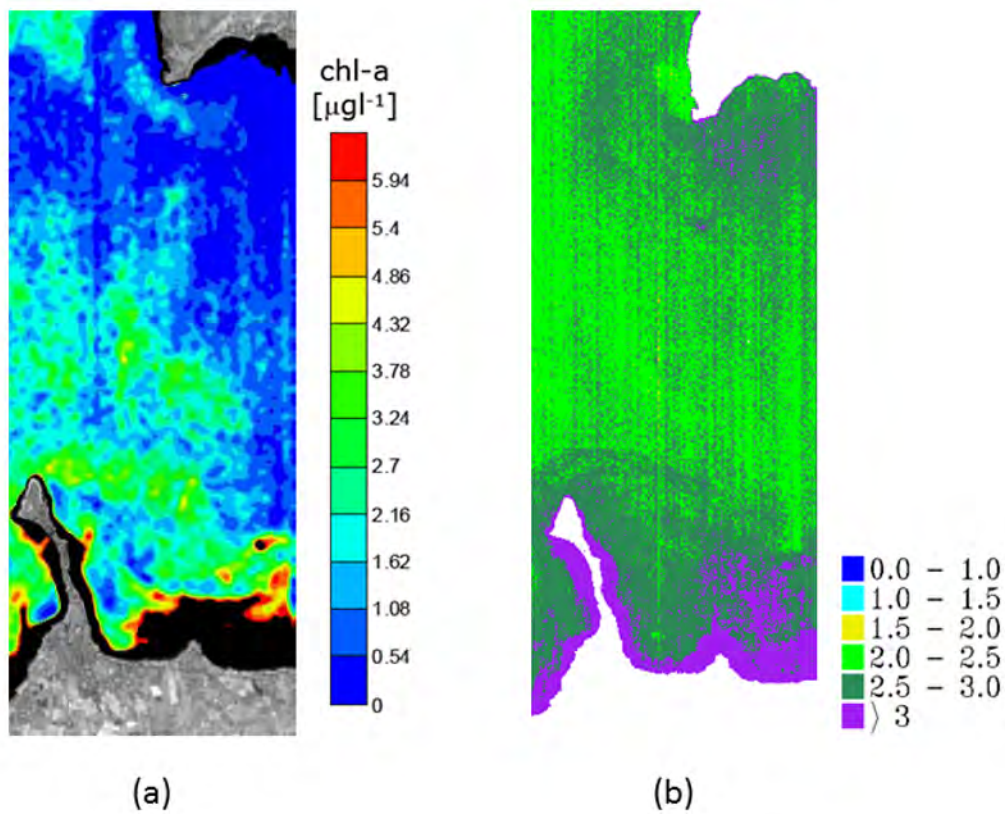


FIGURA III.6: Confronto tra due mappe di clorofilla della parte meridionale del lago di Garda, ottenute entrambe dalla stessa immagine Hyperion, ma (a) dall'inversione di un modello bio-ottico rigoroso (GIARDINO et al., 2007) e (b) dall'applicazione del modello empirico OC4. Nella (a) sono state mascherate le acque più basse.

Entrambi gli algoritmi trovano applicazione per la generazione di prodotti di secondo livello. Il problema principale è costituito dalla limitata risoluzione geometrica del sensore SeaWiFS (dimensione a terra del *pixel* pari quattro chilometri), indubbiamente adeguata per l'osservazione su scala globale delle masse oceaniche, ma del tutto insufficiente per l'analisi delle acque interne, con l'eccezione di laghi di grandi dimensioni. Un ulteriore argomento di dibattito è l'influenza che altre sostanze, in grado di modificare il "colore" dell'acqua, come i solidi sospesi o le sostanze gialle, possono avere sull'inferenza delle concentrazioni di clorofilla mediante questi algoritmi. Tali sostanze, infatti, sono presenti nelle acque interne (Caso II) in concentrazioni assai superiori alle acque oceaniche (Caso I) e, secondo alcuni studi, possono causare forti sovrastime dei valori di clorofilla².

Tuttavia, in tutti quei casi in cui non siano disponibili dati di riferimento sufficienti all'impostazione di un modello bio-ottico rigoroso, né alla calibrazione di un algoritmo *ad hoc*, l'unica soluzione percorribile per ottenere informazioni affidabili, se non dal punto di vista strettamente quantitativo, almeno sotto il profilo dell'individuazione di *pattern* di dispersione e della loro evoluzione nel tempo, è l'utilizzo di questi modelli "empirici globali". In figura III.6 è riportato un confronto tra i valori di clorofilla ottenuti da una stessa immagine mediante un modello bio-ottico rigoroso (GIARDINO *et al.*, 2007) ed il modello OC4, per il caso ben noto in letteratura del lago di Garda. Nonostante la diversa *palette* di colori, si può osservare il buon accordo complessivo dei valori di concentrazione, sia pure con differenti precisioni, ad eccezione di un'area ristretta in alto a sinistra.

III.4 Il problema della salinità

La salinità è un parametro di vitale importanza per la caratterizzazione delle acque interne, poiché da essa dipende la varietà di specie acquatiche che costituiscono l'ecosistema e sempre da essa dipendono gli usi possibili della risorsa. La salinità diventa un parametro ancor più critico nei climi aridi e semi-aridi ove gli ecosistemi sono minacciati dalla desertificazione e gli insediamenti umani dalla scarsa o nulla capacità di rinnovamento della risorsa idrica.

²Si veda ad esempio il lavoro di WOŹNIAK e STRAMSKI (2004), secondo i quali, persino in acque oceaniche, basse concentrazioni di minerali sospesi possono produrre sovrastime significative sui valori di clorofilla inferiti mediante i modelli OC e MODIS Chl.

Come molti parametri di qualità delle acque, anche la salinità, pur essendo un concetto di facile intuizione, dovendo esprimere quantitativamente il contenuto in sali di un corpo idrico, è affetta da numerose incertezze nella sua definizione scientifica. La definizione infatti deve consentire una determinazione sperimentale non ambigua.

Nell'ambito dell'oceanografia, la salinità è stata inizialmente definita in relazione alla clorinità. Successivamente, data la notevole complessità operativa della misura di clorinità, essa è stata legata alla conducibilità elettrica (LEWIS, 1980), per mezzo delle equazioni della *Practical Salinity Scale*, definite nel 1978 dall'UNESCO³.

La relazione tra conducibilità e salinità assume implicitamente una determinata composizione chimica della soluzione. È noto infatti che la stessa concentrazione, ma di differenti specie ioniche, produce valori di conducibilità diversi (WILLIAMS e SHERWOOD, 1994). Analogamente avviene per la densità dell'acqua e per l'influenza che pressione e temperatura esercitano sui valori di conducibilità. Per questo motivo l'applicazione dei metodi dell'oceanografia alle acque interne pone notevoli difficoltà, specialmente se si richiedono elevati livelli di precisione. Le acque interne, infatti, presentano una notevole variabilità nella composizione dei solidi disciolti e nelle concentrazioni dei diversi sali.

Per questi motivi, in ambito limnologico, è maggiormente utilizzata la concentrazione della specie ionica dominante come indicatore di salinità. Tale quantità viene generalmente espressa in unità di massa per massa, ovvero in grammi per chilogrammo, ovvero parti per mille. Questa definizione risulta appropriata nel caso di acque dolci, mentre non è consistente nel caso di acque salmastre o salate, dove le concentrazioni delle specie 'secondarie' sono comunque molto significative. La scelta più opportuna in questi casi è quella di valutare la concentrazione totale di ioni oppure la somma delle concentrazioni di tutte le specie chimiche (WILLIAMS e SHERWOOD, 1994).

La valutazione della salinità, tuttavia, non può sempre avvalersi di una completa analisi ionica delle acque, pertanto è frequente ricorrere a misure indirette, quali la conducibilità elettrica o la densità o il punto di congelamento. Le relazioni tra queste grandezze e la salinità devono però essere calibrate per ogni corpo idrico, o meglio, per la specifica composizione delle acque di quel corpo, tenendo comunque conto che la precisione richiesta

³Per una sommaria trattazione delle equazioni della scala di salinità pratica si veda il paragrafo V.2.

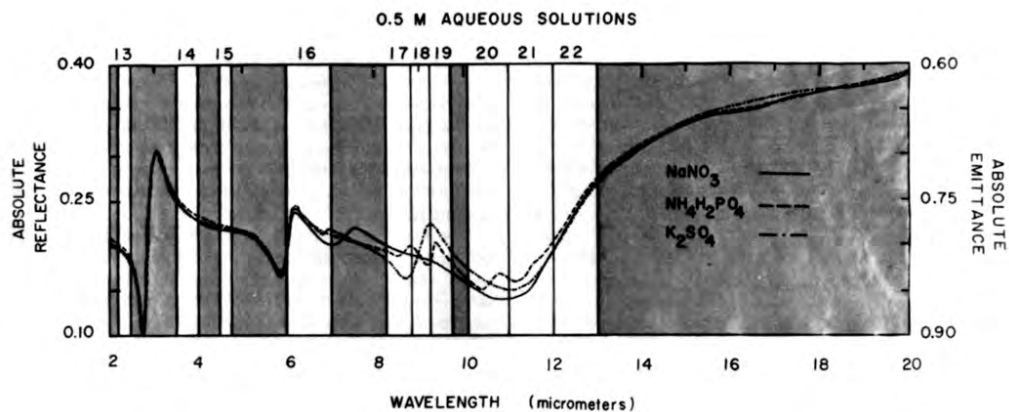


FIGURA III.7: Curve di riflettanza ed emissività per soluzioni di 0,5 moli di diversi sali. Le maggiori variazioni per queste specie chimiche si riscontrano nell'infrarosso termico. Da MEYER e WELCH (1975).

dalla maggior parte delle applicazioni non supera lo 0,1‰.

L'interesse per il monitoraggio della salinità mediante il telerilevamento risale agli anni '70, quando vennero effettuate le prime valutazioni sull'influenza che diverse concentrazioni di sali disciolti possono avere sulla riflettanza o sull'emissività dell'acqua (MEYER e WELCH, 1975). È stato osservato che nella regione dell'ottico la presenza di sali in soluzione altera in modo significativo l'intensità e l'ampiezza di alcune bande di assorbimento dell'acqua (si veda la figura III.8). Si è perciò pensato di stabilire relazioni empiriche tra l'intensità del segnale e la concentrazione. Tali relazioni devono però tener conto della temperatura del liquido, poiché essa produce variazioni dell'intensità dello stesso ordine di grandezza (LIN e BROWN, 1992).

L'applicazione pratica di tali principi su immagini telerilevate nell'IR vicino presenta serie difficoltà, data la debolezza del segnale riflesso dalle superfici d'acqua. Non a caso, il recentissimo progetto "Aquarius" della NASA per il monitoraggio globale della salinità degli oceani si affida ad una coppia di sensori operanti nel campo delle microonde in banda L, uno dei quali passivo (1,4 GHz), l'altro attivo (1,2 GHz), aventi entrambi scarsissima risoluzione geometrica. La scelta della banda L è dovuta alla influenza che la salinità esercita sull'emissività a queste frequenze. L'accuratezza nella misura di salinità prevista per questa missione è dell'ordine del 2‰ su un pixel di 150 km (LAGERLOEF *et al.*, 2008). Evidentemente tale risoluzione geometrica è totalmente inadeguata allo studio delle acque interne.

L'avvento di sensori multispettrali a maggiore risoluzione radiometrica

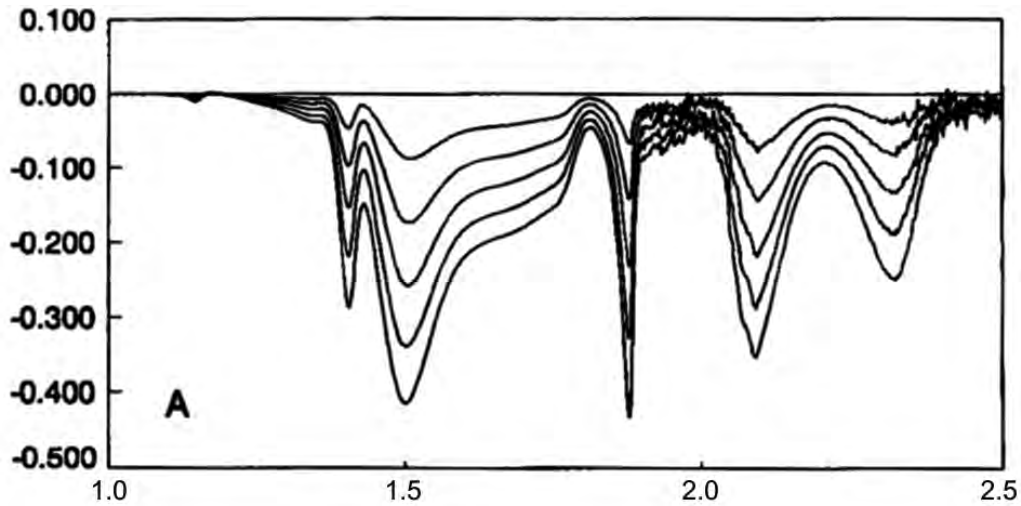


FIGURA III.8: *Variazione dell'assorbanza dell'acqua per soluzioni da 1 a 5 moli di cloruro di sodio rispetto all'acqua pura, alla temperatura di 28°C. In ascissa la lunghezza d'onda in micron. Da LIN e BROWN (1992).*

e di sensori iperspettrali, unitamente al miglioramento dei modelli di correzione atmosferica, riapre la possibilità di trovare relazioni empiriche tra valori di salinità e riflettanza in alcune bande sensibili. In un recente studio, ad esempio, FANG *et al.* (2009) hanno applicato ad un estuario sulla costa cinese dell'Oceano Indiano una relazione empirica lineare, basata su un rapporto tra le bande a 681 nm e 528 nm e su coefficienti calcolati a partire da una collezione di misure *in situ*. Sebbene questo approccio sembri promettente, resta la difficoltà di esportarlo ad altri casi, dovendosi sempre ripetere una calibrazione specifica.

Capitolo IV

L'oasi del Fayyum: inquadramento geologico e problemi ambientali

La regione del *Fayyum*, un'entità geografica ed amministrativa dell'alto Egitto, attrae l'attenzione degli studiosi sin dalla fine del XIX secolo. Il primo studio sistematico sulla morfologia dell'area e sugli affioramenti presenti fu quello condotto da BEADNELL (1905). Ad esso sono seguiti nel corso degli anni numerosi contributi, aventi finalità che dalla geologia pura spaziano alla ricerca archeologica, paleontologica e biologica, con ricadute importanti sullo sviluppo economico della zona, tradizionalmente incentrato sull'agricoltura, ma sempre più aperto al turismo. Si intendono dunque riassumere le principali conclusioni a cui si è giunti attraverso gli studi di numerosi autori e le incertezze che tutt'ora permangono sulla caratterizzazione di questo ambiente e lo rendono un caso di studio di estremo interesse scientifico.

IV.1 Inquadramento regionale

Da un punto di vista geologico strutturale, l'Egitto viene tradizionalmente suddiviso in tre principali aree, sulla base di macro-differenze nel disturbo tettonico esperito dalle coperture sedimentarie e dal basamento (MORGAN, 1990). Questa distinzione venne introdotta negli anni '60, a seguito dei primi tentativi di comporre in quadro regionale organico le numerose ma eterogenee osservazioni che erano state condotte nei decenni precedenti in vari siti del paese. Alla luce di più recenti acquisizioni, però, i limiti di queste macro-zone appaiono assai questionabili e probabilmente questa distinzione

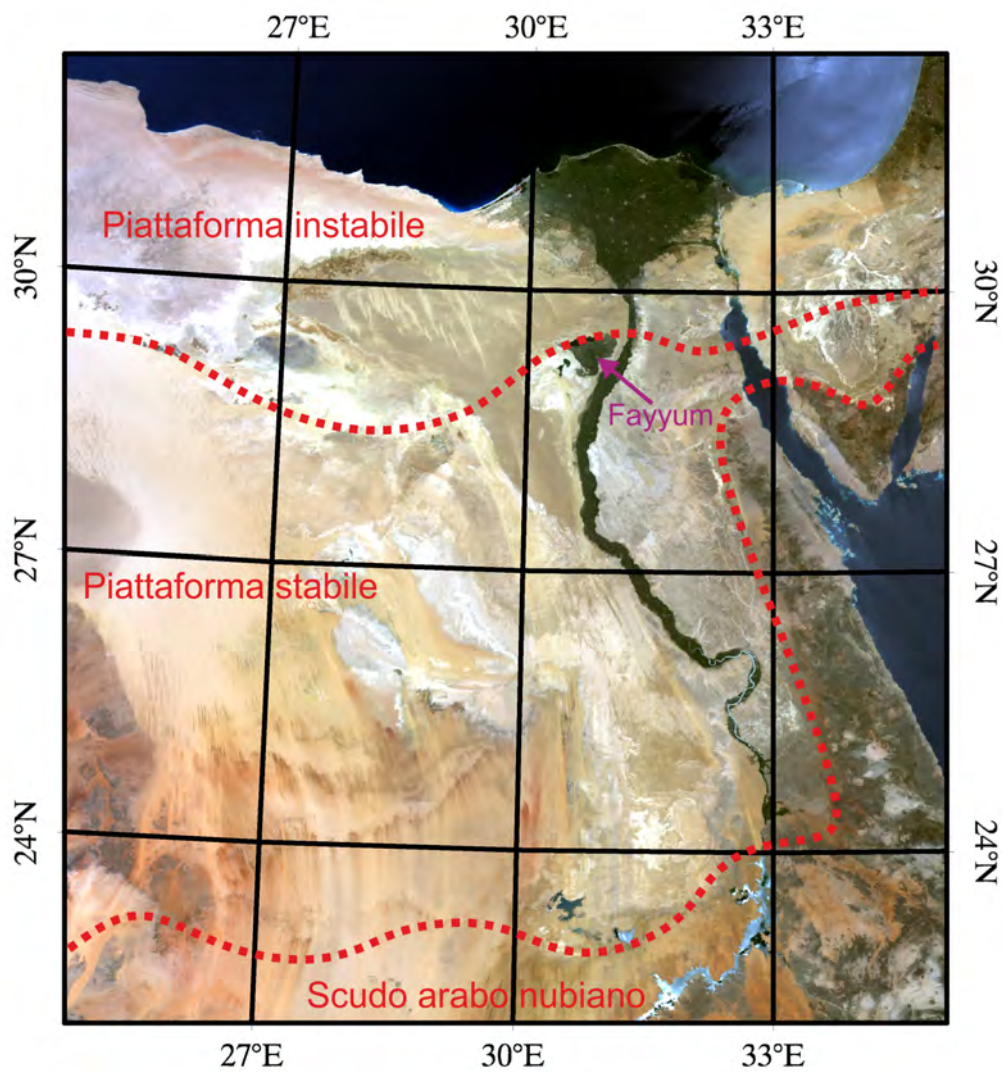


FIGURA IV.1: Immagine MODIS del territorio egiziano, ripresa il 24 giugno 2007. L'oasi del Fayyum è facilmente riconoscibile sulla sinistra idrografica della valle del Nilo per la caratteristica forma triangolare. Sovrainposti in rosso i confini delle tre macro-aree strutturali in cui viene tradizionalmente suddiviso l'Egitto, sulla base dell'età delle rocce presenti e del diverso grado di disturbo tettonico (MORGAN, 1990).

può ormai rispondere soltanto ad una schematizzazione cognitiva più che ad una realtà fisica. In considerazione della diffusione ubiquitaria che trova in letteratura, è comunque inevitabile ricordare le linee essenziali di questa tripartizione. Si distinguono dunque le seguenti macro-zone:

Scudo Arabo-Nubiano. Si tratta della porzione più meridionale del paese, quasi al confine col Sudan, e di una parte della catena del Mar Rosso. In queste zone affiorano le rocce più antiche, databili al Precambriaco, costituite da complessi sedimentari di margine continentale metamorfosati ed intrusioni granitiche (HASSAN e HASHAD, 1990).

Piattaforma stabile. Corrisponde alla parte del deserto occidentale e della valle del Nilo compresa tra il 23° ed il 29° parallelo (si veda la figura IV.1). Il basamento precambriaco è coperto da un certo spessore di rocce sedimentarie in prevalenza clastiche, con stratificazione debolmente inclinata verso Nord, nelle quali il disturbo tettonico è relativamente debole o moderato (si veda la figura IV.2).

Piattaforma instabile. È la fascia settentrionale dell'Egitto, compresa tra il 29° parallelo ed il Mar Mediterraneo. A dispetto di una morfologia superficiale assai monotona, le strutture sedimentarie presentano deformazioni tettoniche molto forti e di complessa interpretazione. Attraverso indagini nel sottosuolo sono stati individuati diversi bacini strutturali, risultato di deformazioni e dislocazioni delle formazioni più antiche, nei quali lo spessore dei sedimenti raggiunge valori assai più elevati di quelli tipici della cosiddetta piattaforma stabile.

Nel tentativo di superare l'artificialità di questa rigida tripartizione, si può dire che procedendo da Sud verso Nord nel territorio egiziano, si assiste ad una graduale transizione da condizioni di prolungata stabilità tettonica, nelle adiacenze di aree cratoniche, a condizioni di elevato disturbo all'approssimarsi ai margini continentali. Qui i fenomeni di piegamento e fagliazione si acutizzano per effetto dell'interazione con le placche circostanti. Tra l'altro, la tradizionale attribuzione di parte della catena del Mar Rosso allo Scudo Arabo-Nubiano, sebbene basata sulla presenza in affioramento delle rocce del basamento precambriaco, appare criticabile da un punto di vista tettonico, vista l'intensità delle deformazioni subite in epoche relativamente recenti.

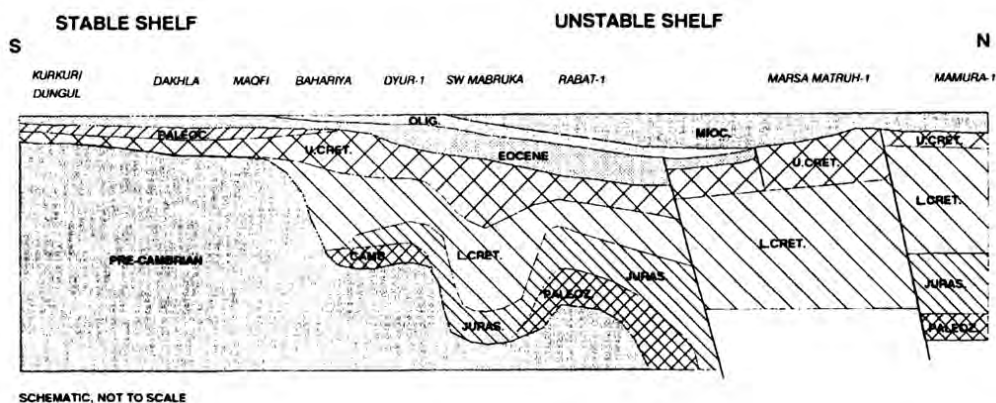
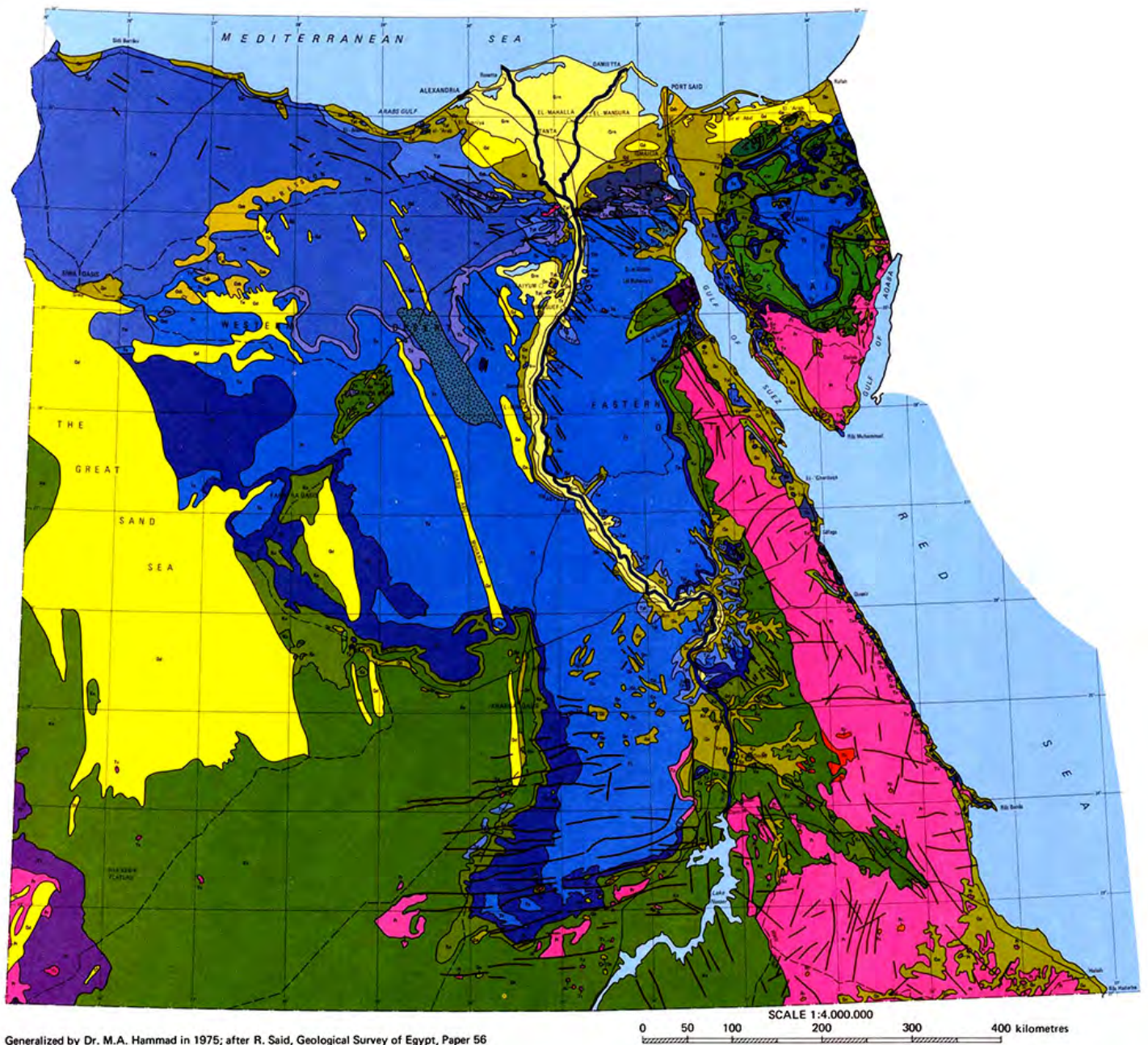


FIGURA IV.2: Sezione schematica semplificata, non in scala, dell'Egitto in direzione Sud-Nord. Si osservi come la parte meridionale presenti strati sedimentari debolmente inclinati verso settentrione, quasi indisturbati se confrontati con quelli posti nella parte settentrionale. Gli spessori complessivi della copertura sedimentaria variano da un minimo di circa 180 m a Sud fino a quasi 8000 m a Nord. (TAWADROS, 2001).

Per descrivere la stratigrafia della copertura sedimentaria presente nel territorio egiziano, ricorre in letteratura la schematizzazione in tre principali *mega-sequenze*: la prima e più antica comprende le rocce sedimentarie prevalentemente silico-clastiche depositatesi a partire dal Cambriano medio (~ 520 Ma) fino all'Albiano (~ 100 Ma)¹, la seconda megasequenza le rocce prevalentemente carbonatiche formatesi tra il Cenomaniano e l'Eocene superiore (~ 37 Ma), infine la terza è composta da sequenze prevalentemente terrigene depositatesi a partire dall'Oligocene (~ 34 Ma) fino a tempi recenti. La distinzione non è basata su criteri meramente cronologici, ma trova riscontro in una differente caratterizzazione litologica, frutto di mutate forzanti tettoniche e condizioni paleo-ambientali; in particolare la prima megasequenza esibisce uno stile prevalentemente regressivo, la seconda trasgressivo, la terza nuovamente regressivo (TAWADROS, 2001). Naturalmente tali indicazioni sono da considerarsi come *trend* complessivi: ciascuna sequenza evidenzia infatti numerose oscillazioni e variazioni di *facies* cicliche, come sarà chiarito nel seguito.

¹La maggior parte delle formazioni appartenenti alla prima megasequenza sono attribuibili al Mesozoico e più precisamente al Giurassico e Cretaceo Inferiore. All'era paleozoica, più precisamente al periodo Carbonifero, sono state attribuite soltanto alcune rocce sedimentarie affioranti al margine sud-occidentale del paese e nella penisola del Sinai. Strati dello stesso periodo sono anche stati raggiunti da perforazioni condotte in alcune località del Deserto Libico. Varie osservazioni suggeriscono che il Paleozoico sia stato un'era di relativa stabilità tettonica, pertanto si suppone che le estese coperture sedimentarie probabilmente al tempo formatesi siano state quasi completamente erose in epoche successive.



Generalized by Dr. M.A. Hammad in 1975; after R. Said, Geological Survey of Egypt, Paper 56

SCALE 1:4.000.000
0 50 100 200 300 400 kilometres

FIGURA IV.3: Carta geologica dell'Egitto in scala 1:2000000. Il colore magenta indica rocce di età precambrica, il verde depositi mesozoici, il blu-azzurro terziari, infine il giallo depositi fluvio-eolici quaternari. Il Paleozoico è rappresentato in colore viola ma affiora in aree molto limitate sulla catena del Mar Rosso e al confine sud-occidentale del paese.

La carta geologica semplificata di figura IV.3 mostra le principali formazioni affioranti sul territorio egiziano. Le rocce appartenenti al basamento precambrico affiorano lungo la catena del Mar Rosso e nella penisola del Sinai, laddove l'orogenesi legata all'apertura del Mar Rosso ha prodotto sollevamenti più accentuati. La genesi delle rocce del basamento, datata mediante tecniche di datazione assoluta, è attribuita all'era Neo-proterozoica. Sono state identificate sequenze autoctone con prevalenza di gneiss e scisti psammitici di origine continentale, probabilmente riferibili ad un ambiente di formazione delle rocce originali di margine continentale, complessi alloctoni ofiolitici e rocce effusive da mafiche a peralcaline più recenti, riferibili alla formazione di archi insulari vulcanici (HASSAN e HASHAD, 1990; TAWADROS, 2001). Queste formazioni sono interessate da vaste intrusioni a composizione prevalentemente granitica o granidioritica. Affioramenti di ridotta estensione ma di età più antica (Neo-Archeano) sono stati identificati al margine sud-occidentale del paese, in quelle aree ricadenti nello scudo arabo-nubiano.

La parte meridionale dell'Egitto tuttavia è coperta prevalentemente dalle rocce appartenenti alla mega-sequenza mesozoica; più precisamente si tratta di strati originatisi in gran parte durante il Cretaceo inferiore e medio ed in minor misura durante il Giurassico: si tratta delle cosiddette *arenarie nubiane*, un'insieme di depositi che testimoniano una continua oscillazione da *facies* fluvio-deltizia (con temporanee esposizioni subaeree) ad ambiente marino costiero, caratterizzato da acque poco profonde. L'eccezionale estensione spaziale di questi depositi suggerisce un lento alternarsi di numerosi cicli di trasgressione e regressione, in un contesto di relativa stabilità tettonica.

La maggior parte della superficie dell'Egitto è però ricoperta da formazioni sedimentarie di epoca terziaria. Si tratta di sequenze prevalentemente carbonatiche originatesi in ambiente marino. Attribuibili ad una vasta trasgressione eocenica sono i calcari affioranti nella parte centrale del paese, ai quali si sovrappongono nella porzione settentrionale del deserto occidentale depositi di epoca miocenica. Anche in questo caso, possono essere individuati numerosi cicli di trasgressione e regressione; tuttavia lo spessore delle diverse unità varia da zona a zona, essendo controllato, come si vedrà in seguito, dalla tettonica.

Infine, osservando la carta in figura IV.3, si coglie immediatamente come i depositi quaternari (in colore giallo) abbiano un'estensione relativamente limitata e siano legati in primo luogo alle alluvioni del fiume Nilo, quindi

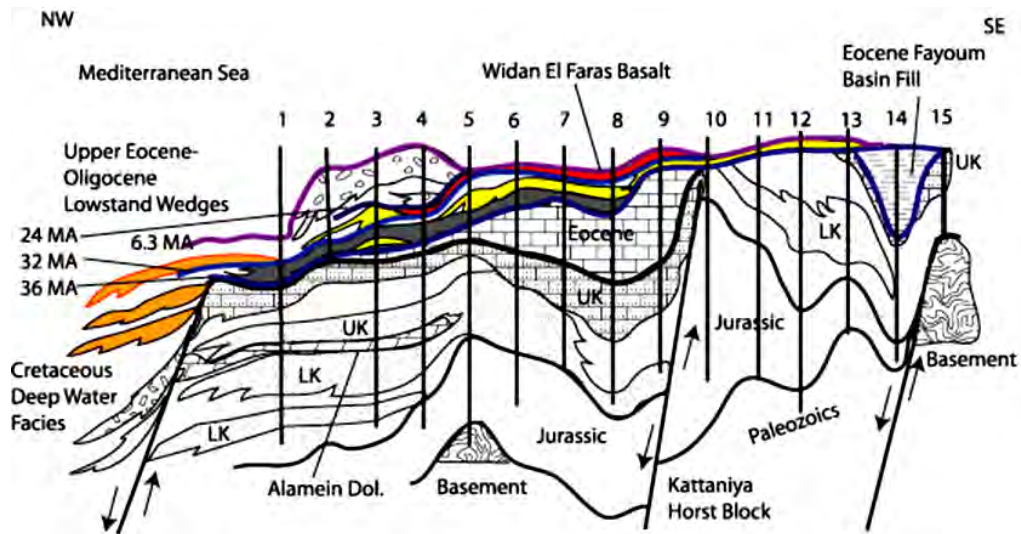


FIGURA IV.4: Sezione regionale dell'area settentrionale del deserto occidentale, ricadente quindi nella piattaforma instabile. La numerazione fa riferimento ai pozzi utilizzati per la costruzione della sezione. Con la sigla UK sono indicati i depositi del Cretaceo Superiore, mentre LK indica le formazioni del Cretaceo Inferiore. Le faglie riportate sono normali e delimitano una struttura di tipo horst (il Kattaniya) invertita. Si nota un piegamento significativo delle sequenze anteriori all'Oligocene, la presenza di due bacini eocenici (il Gindi sulla destra e l'Abu Gharadig al centro), infine un tilting in direzione Nord dei pochi strati oligocenici preservati. Le linee colorate indicano superfici di erosione di rilevanza regionale. Da DOLSON et al. (2002).

agli accumuli eolici che costituiscono le dune delle aree sabbiose del deserto occidentale, infine a depositi evaporitici di corpi idrici effimeri o estinti.

Indagini geofisiche nel sottosuolo e l'analisi dei dati provenienti da diversi pozzi di esplorazione per ricerche petrolifere, hanno permesso di osservare la continuità nel sottosuolo delle formazioni più antiche, anche nella porzione più settentrionale del paese fino alla piattaforma continentale antistante la costa del Mediterraneo, ed hanno fornito importanti indicazioni riguardo la tettonica regionale. La sezione riportata in figura IV.4 ricade interamente nella cosiddetta piattaforma instabile: numerosi studi hanno messo in evidenza la molteplicità dei *trend* tettonici che hanno prodotto la complessa deformazione e fagliazione subita dalle unità.

Di importanza regionale sono le strutture legate agli episodi di *rifting* che, a partire dal tardo Permiano (~260 Ma), hanno prodotto l'apertura della Tetide e la successiva formazione di un margine continentale passivo, completata nel Bartoniano (~165 Ma): si tratta di strutture di tipo *half-graben*, sviluppatasi prevalentemente durante il Giurassico Medio, delimitate da faglie normali, aventi direzione approssimativamente E-O (si veda

la figura IV.6) e genesi probabilmente antecedente² agli episodi di *rifting* (KEELEY, 1994; GUIRAUD *et al.*, 2005). Alle faglie normali menzionate, se ne aggiungono altre di tipo trascorrente, con orientamento NE-SW, parallelo alla direzione dell'arco Siriano. A tali trascorrenze sinistre è legata la formazione di bacini *transtensionali* (*pull-apart*).

Un secondo aspetto di interesse regionale è il piegamento degli strati, prodotto dagli sforzi compressivi dovuti in parte all'ultimo episodio orogenetico Cimmeriano (alla fine del Giurassico) ed in maggior misura all'orogenesi Alpina, nel contesto della collisione tra la placca Arabo-africana e quella Euroasiatica, a partire dal Cretaceo. Si tenga presente che a quell'epoca la parte nord-orientale dell'attuale continente africano doveva trovarsi in posizione equatoriale (si veda la figura IV.5). Questo regime compressivo produce l'inversione di molti bacini sedimentari preesistenti; d'altro canto, lo scorrimento, ora destro, lungo le faglie trascorrenti determina anche la formazione di nuovi bacini transtensionali.

IV.2 Paleo-ambiente Cenozoico

L'oasi del Fayyum, oggetto di questo studio, si colloca proprio al confine tra l'area stabile e quella instabile ed è impostata su un profondo bacino sedimentario, chiamato *Gindi*, probabilmente originatosi come bacino transtensionale, lungo una trascorrenza destra (KEELEY, 1994), nel Cretaceo Inferiore. Come si vedrà più dettagliatamente in seguito, la maggior parte dello spessore di sedimenti accumulatisi in tale bacino è databile all'Eocene, epoca durante la quale la subsidenza tettonica è stata maggiormente attiva. Queste formazioni costituiscono la base delle sequenze affioranti nell'oasi.

Dal momento che gli eventi accaduti durante il Cenozoico sono diretti responsabili dell'attuale assetto non solo del Fayyum ma di tutto il basso Egitto, appare opportuna una ricostruzione paleo-ambientale più dettagliata per questo periodo.

IV.2.1 Tettonica

Si esamineranno brevemente i principali fenomeni tettonici in atto durante il Cenozoico, in quanto diretti responsabili dell'attuale conformazione del

²Probabilmente l'orientamento delle faglie normali è condizionato da linee di debolezza preesistenti, le quali coinvolgono forse anche il basamento precambrico. Sembra comunque certo che alcune faglie fossero attive già nel Cambriano Medio (KEELEY, 1994).

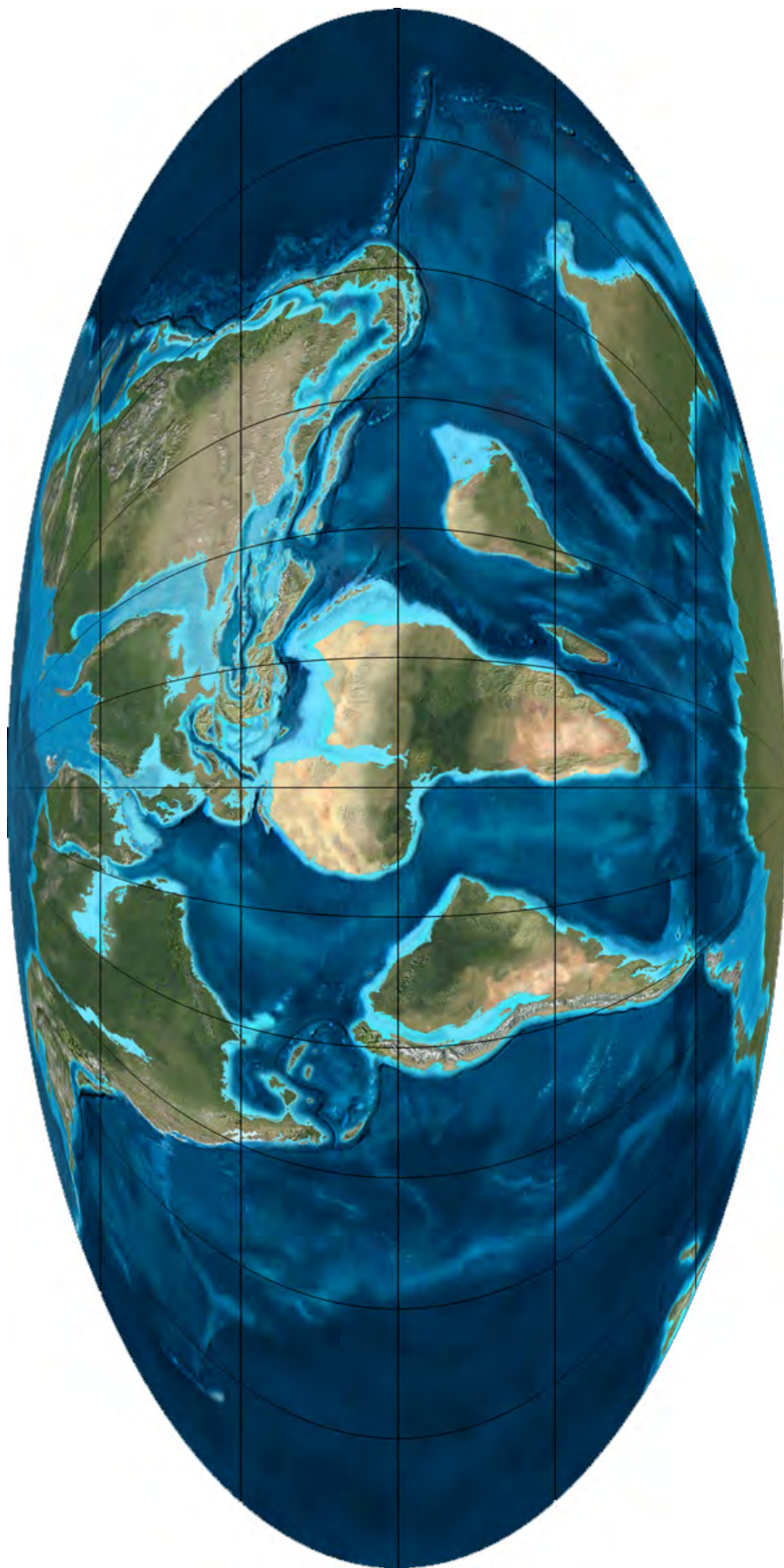


FIGURA IV.5: Ricostruzione della paleogeografia tra la fine del Cretaceo e l'inizio del Paleogene, circa 66 milioni di anni fa. L'apertura dell'Atlantico meridionale provocherà una traslazione e rotazione in senso antiorario del continente, la quale, assieme alla separazione della penisola arabica, determinerà la chiusura della Tetide.

territorio egiziano, fermo restando che in molti casi essi hanno soltanto riattivato o invertito strutture preesistenti. La figura IV.6 mostra le principali strutture tettoniche attualmente note nell'Africa nord-orientale e nel Medio Oriente.

Tre sono gli eventi principali che hanno condizionato la tettonica del territorio Egiziano dalla fine del Mesozoico al Cenozoico:

1. l'apertura dell'Atlantico meridionale (140 Ma - presente),
2. la chiusura della Tetide (130 - 15 Ma)³,
3. l'apertura del Mar Rosso (30 Ma - presente)⁴.

A partire dalla fine del Cretaceo e per tutto il Paleocene, la parte nord-orientale del continente africano viene sottoposta ad uno sforzo di compressione in direzione NNO-SSE: l'allargamento dell'Atlantico centro-meridionale impone al continente africano una traslazione e rotazione in senso antiorario, la quale produce la chiusura della Tetide e la collisione con la placca euroasiatica. Sono stati identificati due impulsi compressivi di maggiore intensità (GUIRAUD e BOSWORTH, 1999): uno nel tardo Santoniano (~ 84 Ma), l'altro nel Bartoniano (~ 38 Ma). Sul finire dell'Eocene si assiste quindi ad una variazione nella direzione del movimento relativo tra le due placche, all'instaurarsi di un nuovo sistema di *rifting* tra l'attuale penisola Araba e l'Africa. Questa tensione, che produce l'apertura del Mar Rosso, impone infatti una rotazione oraria al continente africano.

Il susseguirsi di questi eventi determina lo sviluppo o l'inversione dei bacini sedimentari della cosiddetta piattaforma instabile e, a seguito degli scorrimenti lungo le faglie, il *tilting* di alcune porzioni di territorio. La piattaforma stabile, d'altro canto, sembra in prevalenza subire un sollevamento complessivo, culminante nell'Oligocene.

Sono dovute in particolare alle fasi compressive la maggior parte delle pieghe identificate nel sottosuolo della piattaforma instabile, aventi assi disposti approssimativamente in direzione E-O. Non si riscontra la formazione di faglie inverse significative, in quanto gli spostamenti tendono ad

³Si considera qui come data di completamento del processo l'interruzione della connessione tra la Tetide e l'oceano Indiano, per effetto della saldatura tra la penisola araba e l'Asia, avvenuta nella seconda metà del Miocene.

⁴Sebbene non ci sia generale accordo sulla datazione delle prime fasi di *rifting*, è ampiamente accettato il fatto che le principali fagliazioni che hanno prodotto la separazione della penisola araba dal continente africano risalgano all'Oligocene.

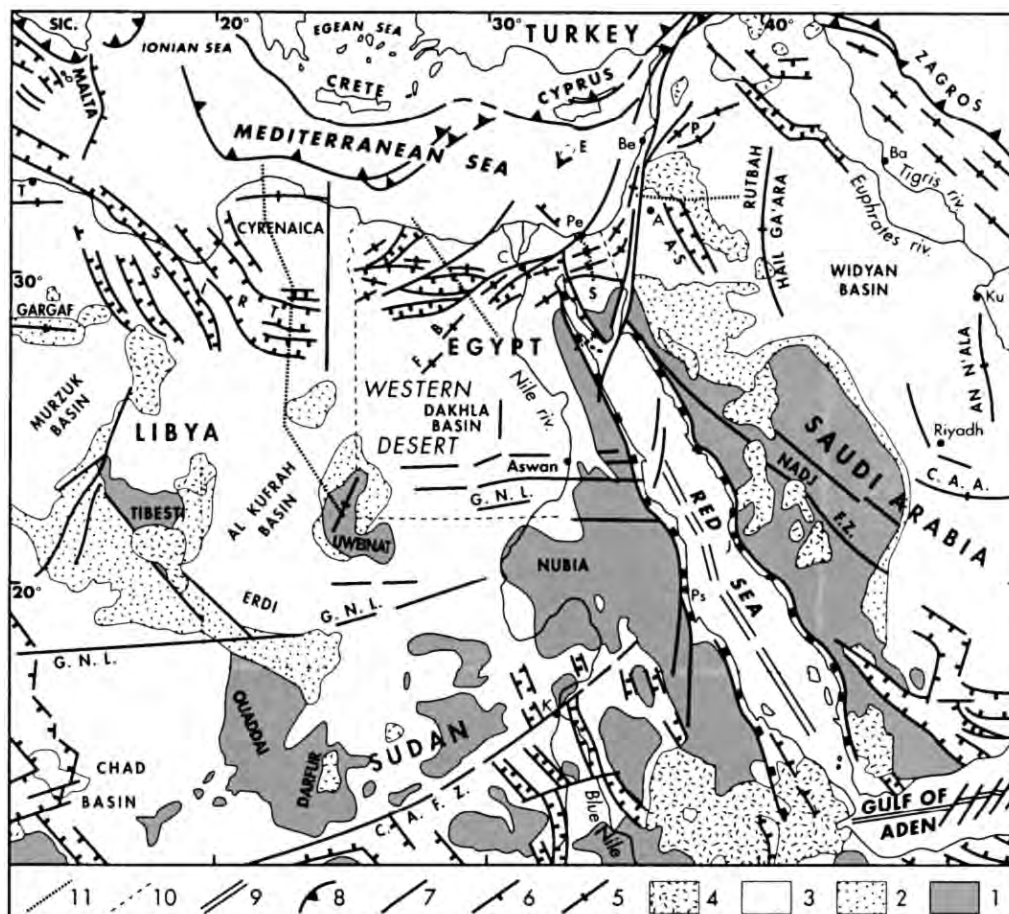


FIGURA IV.6: *Principali elementi strutturali dell’Africa nord-orientale e della penisola araba occidentale.* LEGENDA: (1) Tardo Proterozoico; (2) Paleozoico; (3) Meso-Cenozoico; (4) Vulcanismo Cenozoico; (5) Archi e pieghe maggiori; (6) Faglie normali; (7) Faglie; (8) Fronte di sovrascorrimento alpino; (9) Dorsale; (10) Confine politico Egitto; (11) Traccia delle sezioni. ABBREVIAZIONI: A: Amman; A-S: fossa di Azraq-Sirhan; B: arco di Bahariya; Ba: Baghdad; Be: Beirut; C: Cairo; CAA: Arco Arabo Centrale; CAFZ: Zona di Faglia Centro Africana; E: monte Eratostene; F: arco di Farafra; GNL: allineamenti Guineano-Nubiani; J: Jeddah; K: Khartoum; Ku: Kuwait; P: Palmyrides; Pe: Pelusium; PS: Port Sudan; S: Sinai; Sic: Sicilia; T: Tripoli. (GUIRAUD e BOSWORTH, 1999).

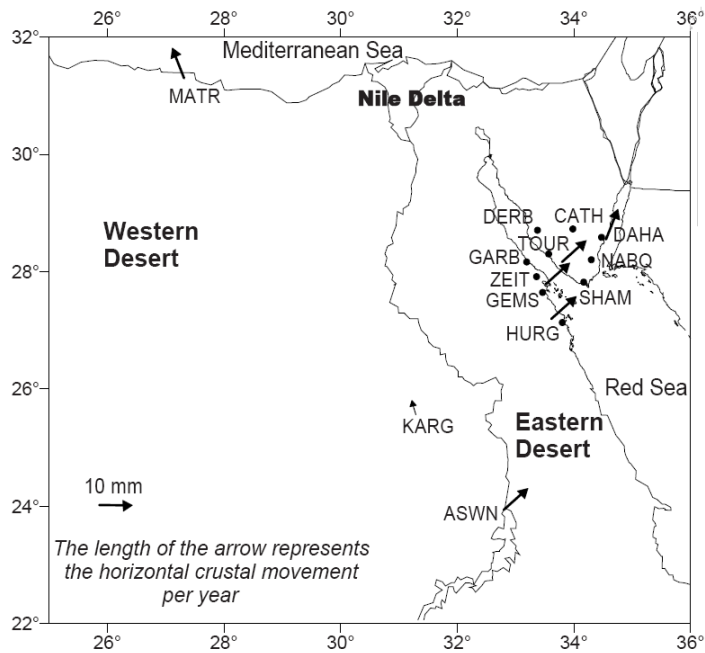


FIGURA IV.7: *Modello cinematico basato su analisi magnetiche, sismiche e geodinamiche. (RABEH e ERNST, 2009).*

avvenire lungo le faglie dirette preesistenti, originatesi all'epoca della formazione della Tetide. A questo periodo appartiene anche la prima fase di vulcanismo terziario, avvenuta nella porzione centro-meridionale del paese circa 40 Ma (± 10), e consistente in vaste intrusioni di magma lungo fratture preesistenti.

Al regime tensionale imposto a seguito dell'apertura del Mar Rosso sono invece intimamente legate le estrusioni basaltiche diffuse nella parte settentrionale del paese (a nord del 28° parallelo) e riconducibili a diversi episodi di vulcanismo, datati con metodi assoluti a 24, 20, 18, 15 Ma (± 2). In particolare i basalti affioranti al margine settentrionale dell'oasi del Fayyum appartengono al primo di questi episodi (MENEISY, 1990). Con l'apertura del Mar Rosso è iniziata anche l'orogenesi sulle due sponde in allontanamento.

Contestualmente al sollevamento della catena del Mar Rosso si è probabilmente creato un avvallamento ad Ovest con andamento parallelo, che ha posto le premesse strutturali per la formazione dell'attuale valle del Nilo (SAMPSELL, 2003).

La condizione attuale è riassunta in figura IV.7: il movimento delle masse continentali, così come risulta da un modello cinematico nel quale sono stati integrati dati magnetici, sismici e GPS, provoca uno sforzo di compressione lungo la fascia mediterranea dell'Egitto, mentre la maggior parte

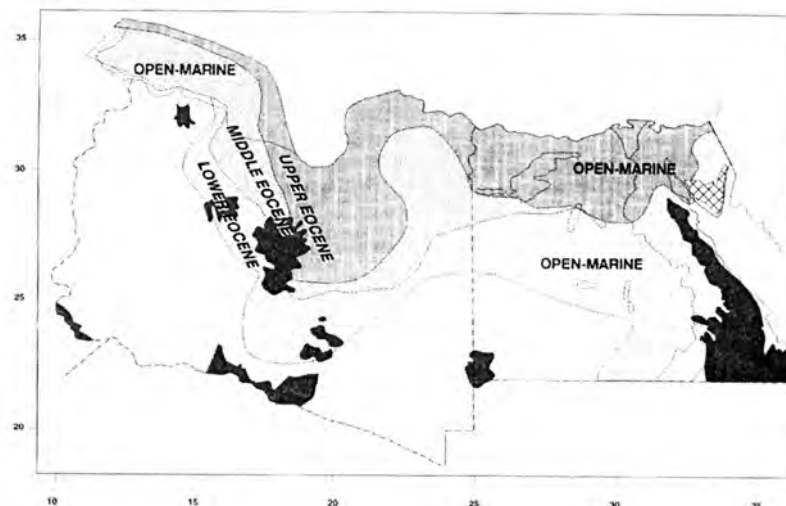


FIGURA IV.8: Ricostruzione paleo-ambientale del territorio corrispondente ad Egitto e Libia durante l'Eocene (55-33 Ma). In colore nero le aree ove affiora il basamento precambrico e sulle quali non si hanno pertanto informazioni. Nei toni di grigio le aree in cui sono stati osservati depositi riconducibili alla trasgressione iniziata nel Paleocene (depositi dell'Eocene superiore in grigio scuro, depositi dell'Eocene inferiore in campitura a puntini). (TAWADROS, 2001).

del territorio è sottoposta ad una deformazione di tipo distensivo (RABEH e ERNST, 2009).

IV.2.2 Trasgressione e regressione marina

L'inizio del Cenozoico (circa 65,5 Ma) è segnato da un'importante fase di trasgressione marina, che alla fine del Paleocene spinge la linea di costa in prossimità del 24° parallelo, ovvero a lambire i territori oggi al confine col Sudan (si veda la figura IV.8). Durante l'epoca successiva, si assiste ad una lenta ritirata delle acque: in particolare si possono individuare tre cicli di progradazione. Appartengono all'Eocene importanti depositi carbonatici, marnosi e argillitici che affiorano nelle latitudini centrali dell'Egitto: la *facies* deposizionale e lo spessore sono governati dalla tettonica del Cretaceo superiore, responsabile dell'andamento del paleo-rilievo nell'epoca successiva. In particolare i depositi più potenti sono ubicati lungo i bassi strutturali, mentre si assottigliano fino a scomparire negli alti; la sequenza eocenica più completa è stata osservata proprio nel bacino del Gindi. È anche probabile che durante la fase di *high-stand* la Tetide sia stata connessa con l'Atlantico (TAWADROS, 2001).

Il progressivo arretramento della linea di costa, iniziato nell'Eocene, pro-

seguirà fino ai giorni nostri, non senza interruzioni dovute ad episodi trasgressivi di minore entità (SAMPSELL, 2003). Tra la fine dell'Eocene e l'inizio dell'Oligocene la linea di costa viene a trovarsi proprio sulle latitudini dell'oasi del Fayyum. Sulla scarpata settentrionale, infatti, affiorano ancora depositi conglomeratici di *facies* deltizia risalenti all'Oligocene, come verrà descritto più avanti.

La progradazione dei sistemi fluviali proseguirà fino al Miocene: appartengono a questa epoca i depositi fluvio-marini e marini che coprono la fascia più settentrionale del deserto egiziano. Intorno a 15 Ma si completa la chiusura della Tetide ad est, mentre resta aperta una connessione ad ovest con l'Atlantico. L'epoca si chiude poi con il marcato episodio regressivo del Messiniano (7,2-5,3 Ma), che comporta un periodo di prevalente erosione del territorio, con l'eccezione di alcuni depositi evaporitici nell'area del golfo di Suez e del delta del Nilo.

Il livello del mare torna rapidamente a salire all'inizio del Pliocene con la definitiva "apertura" dello stretto di Gibilterra (5,3 Ma), giungendo ad invadere con uno stretto golfo la valle del Nilo, profondamente incisa nell'età precedente, fino alla latitudine di Aswan. Tale golfo verrà rapidamente riempito dai sedimenti terrigeni portati dai corsi d'acqua.

Durante il Quaternario la linea di costa seguirà le oscillazioni imposte dai cicli glacioeustatici. I depositi quaternari più completi si trovano nell'area del delta del Nilo e lungo una stretta fascia costiera del Mediterraneo.

IV.2.3 Idrografia

Di particolare interesse per la comprensione dell'attuale assetto morfologico del territorio egiziano è la ricostruzione delle modificazioni avvenute nel tempo del sistema fluviale. Le immagini radar delle missioni SIR-A e SIR-C in banda L hanno permesso l'individuazione, al di sotto della copertura sabbiosa, di paleo-alvei fluviali che sono stati attivi in epoche passate (MCCAULEY *et al.*, 1986). Sebbene non vi sia concordia tra gli studiosi sulla loro interpretazione, l'integrazione di questi dati, unitamente alle informazioni sulla litologia, hanno permesso di ipotizzare l'esistenza di due sistemi fluviali principali (si veda figura IV.9) che si sono succeduti nel tempo, prima che il Nilo, così come lo conosciamo oggi, si formasse (ISSAWI e MCCAULEY, 1993).

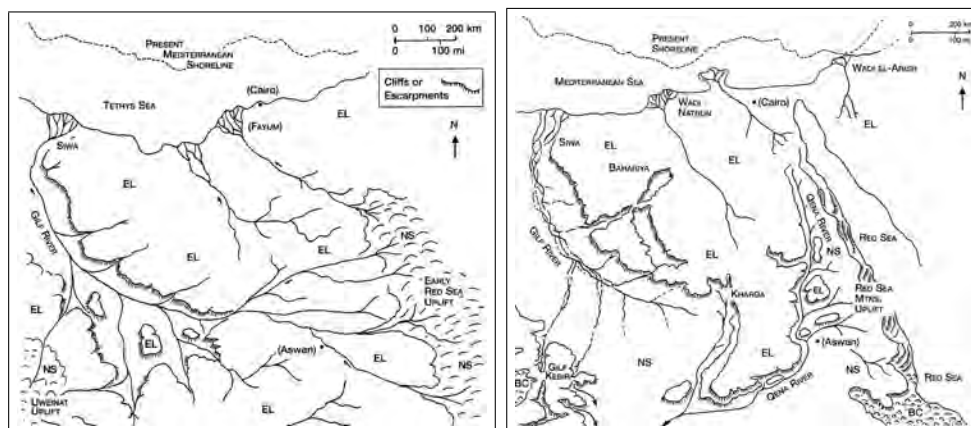


FIGURA IV.9: Ricostruzione dell'andamento dei fiumi Gilf (a sinistra) e Qena (a destra). Le lettere si riferiscono alle formazioni geologiche: EL = calcare eocenico, NS = arenaria nubiana, BC = basamento precambrico. (ISSAWI e MCCAULEY, 1993).

Il primo sistema fluviale è quello denominato *Gilf*. Esso era attivo durante l'Oligocene e drenava la nascente catena del Mar Rosso. Dopo aver effettuato una parte del percorso in direzione Ovest seguendo la pendenza imposta dall'orogenesi in atto, ruotava in direzione Nord per andare a sfociare nella Tetide ad una longitudine molto più occidentale rispetto all'attuale delta del Nilo (figura IV.9).

Il secondo sistema, denominato *Qena*, diventava dominante nel corso del Miocene. Esso adduceva le acque drenate dalla catena del Mar Rosso verso Sud per poi ruotare in direzione Sud-Ovest, raccordandosi forse al bacino del Niger nell'Africa centrale (GOUDIE, 2005).

L'esistenza di questi antichi corsi d'acqua oggi scomparsi getta una nuova luce sull'origine delle depressioni presenti nel deserto occidentale, come si dirà più avanti, nonché sulla formazione dei vasti accumuli di sabbie eoliche in forma di dune. È possibile infatti che le sabbie siano state originate dall'azione erosiva di questi corsi d'acqua sulle arenarie paleo e mesozoiche affioranti nella parte meridionale del paese e depositate più a nord. Subentrando le attuali condizioni di aridità, queste sabbie fluviali sarebbero state rimodellate dall'azione del vento. È stata infatti notata (EL-BAZ *et al.*, 2000) una correlazione tra la posizione dei grandi accumuli eolici con il percorso degli antichi alvei; inoltre essendo questi ultimi spesso sede di acquiferi è stata ipotizzata una relazione tra l'accumulo di sabbia e la concentrazione di acqua nel sottosuolo.

La formazione del Nilo, così come lo conosciamo oggi, potrebbe essere avvenuta a seguito della cattura delle acque del Qena da parte di un corso

d'acqua minore fluente verso nord alla fine del Miocene, evento forse dovuto alla forte erosione regressiva imposta dall'abbassamento del livello del Mediterraneo durante il Messiniano. In effetti, lo studio del sottosuolo nella regione del delta del Nilo mostra come i primi sedimenti riconducibili ad un corso d'acqua strutturato, sfociante in posizione limitrofa a quella attuale, siano databili al più al Tortoniano; mentre i primi depositi propriamente deltaici (nel senso di un apporto intenso e concentrato di sabbia e fango) appartenenti ad un bacino di importanza regionale datano al Pliocene (HARMS e WRAY, 1990).

Questi dati sono in accordo con le informazioni fornite dallo studio della regione dei grandi laghi della fascia equatoriale, che attualmente alimentano il Nilo Bianco. Evidenze morfologiche e stratigrafiche suggeriscono che il deflusso di questa regione fosse inizialmente diretto verso ovest, verso il bacino del Congo, e che questo assetto sia stato modificato dagli eventi tettonici (iniziati circa otto milioni di anni fa) che hanno generato il ramo occidentale del sistema di *rift* dell'Africa Orientale (TALBOT e WILLIAMS, 2009). L'impostazione di un drenaggio assiale in corrispondenza dei bacini asimmetrici dei laghi Edoardo, Semliki e Alberto non può essere più antica di 2,5 Ma. Inoltre lo studio dei sedimenti del lago Vittoria, che oggi fornisce la maggior parte del flusso perenne del Nilo, dimostra che questo lago esiste soltanto da cinquecentomila anni (LEHMAN, 2009). C'è quindi consenso sul fatto che le origini del Nilo Bianco siano recenti.

Studi sedimentologici nell'area del delta suggeriscono il susseguirsi di diverse fasi di attività del fiume, intervallate da periodi di aridità con portate nulle o modeste. Sembra inoltre che l'alimentazione del Nilo sia stata locale, ossia dai rilievi del Mar Rosso e del deserto occidentale durante periodi più umidi, almeno per tutto il Pliocene (paleo-Nilo); acque provenienti dagli altipiani Etiopici (Nilo Azzurro) sono riscontrate nel Nilo a partire dal Pleistocene, circa 800000 anni fa (pre-Nilo); infine le acque della regione dei grandi laghi (Nilo Bianco) sono accertate solo dall'Olocene. Il Nilo moderno, con le caratteristiche stagionali che oggi conosciamo, è attivo da circa 12500 anni (SAMPSELL, 2003), ovvero dallo stadio glaciale *Younger Dryas*.

IV.2.4 Variazioni climatiche

Poco si può dire sulle variazioni climatiche prima del Quaternario. I depositi continentali terziari, comunque, suggeriscono condizioni mediamente più umide ed una transizione da un clima tropicale nell'Eocene ad un ambiente

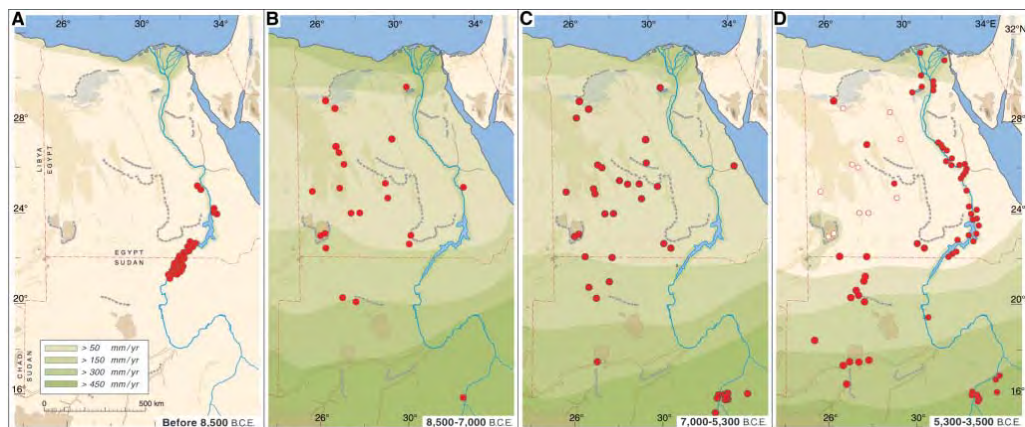


FIGURA IV.10: Ricostruzione dell'andamento del regime di pioggia durante l'Olocene. I cerchietti rossi indicano i siti in cui è documentato l'insediamento in tempi preistorici. (KUPER e KRÖPELIN, 2006).

di tipo savana nell'Oligocene, compatibili con una posizione più prossima all'equatore del continente africano ed una linea di costa più meridionale rispetto all'attuale. Le prime evidenze di clima arido sono databili al Pliocene superiore.

Per quanto riguarda il Quaternario, sono disponibili maggiori informazioni. Il territorio attualmente occupato dal deserto del Sahara sembra aver attraversato molte alternanze di periodi aridi e umidi (si parla di almeno otto-dieci cicli). In particolare sembra che le fasi iper-aride corrispondano ai periodi glaciali, mentre le fasi umide, contrariamente a quanto avviene oggi, ai periodi interglaciali (LE-HOUÉROU, 1997).

Una ricostruzione più dettagliata è possibile per l'Olocene, sulla base dell'analisi di depositi lacustri e di *sebka*, nonché dai dati archeologici. In particolare è stato individuato un periodo di ottimo pluviale durante il Neolitico (8000-4000 anni fa), probabilmente legato ad una maggiore estensione del sistema monsonico da est (KUPER e KRÖPELIN, 2006). Le attuali condizioni iper-aride si sono stabilite circa 3000 anni fa.

IV.3 Morfologia delle aree depresse

Il Deserto Libico, o Deserto Occidentale nel senso della sua posizione rispetto al Nilo, copre quasi due terzi del territorio egiziano (oltre 680000 km²). Per la maggior parte si tratta di vaste distese pianeggianti costituite dalle superfici di strati competenti a giacitura sub-orizzontale (*hamada*), coperte da sottili strati di sabbia o da un pavimento di ciottoli e pietrame (*reg*).

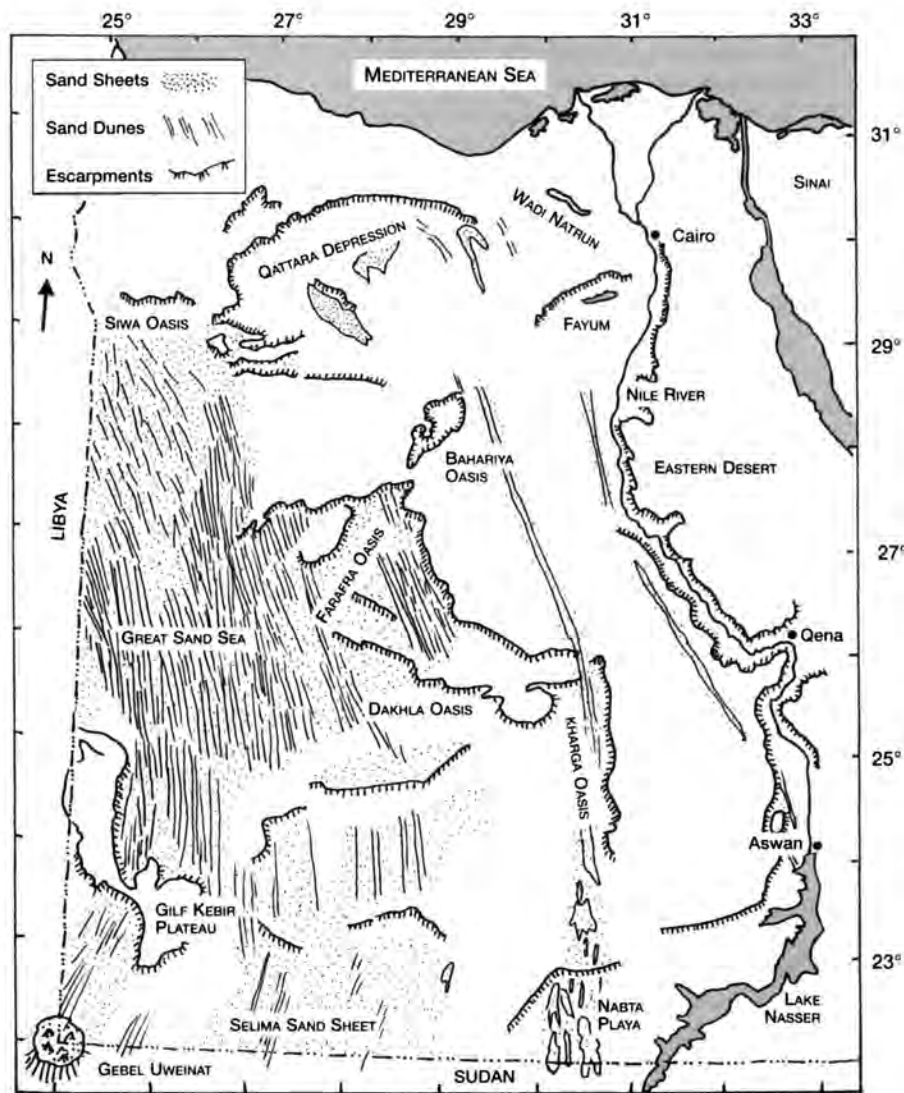


FIGURA IV.11: *Mapa del Deserto Occidentale con indicazione dei principali elementi geomorfologici. Da SAMPSELL (2003).*

Depressione	Area	Quota
Bahariya	1800	+113
Dakhla	410	+100
Farafra	10000	+100
Fayyum	1700	-53
Kharga	3000	-18
Qattra	19500	-133
Siwa	750	-17
Wadi Natrun	100	+23
Wadi Rayan	703	-64

TABELLA IV.1: *Principali depressioni e relative dimensioni. Le aree sono espresse in km²; le quote sono espresse in metri s.l.m. e si riferiscono al punto più basso. Da SAMPSELL (2003).*

Nella parte meridionale affiorano le arenarie nubiane, mentre al centro e al nord il pavimento è costituito da superfici di strato calcaree (SAID, 1990). Alcune aree sono interessate da vasti accumuli eolici, il più esteso dei quali è il “grande mare di sabbia” al confine con la Libia (figura IV.11). Localmente il tavolato è interrotto da rilievi isolati e da depressioni, alcune delle quali raggiungono quote inferiori al livello del mare.

Le maggiori depressioni sono elencate nella tabella IV.1 e la loro posizione è evidenziata in figura IV.11. Da un punto di vista morfologico è interessante notare alcune caratteristiche comuni. In primo luogo, tutte le depressioni sono limitate sul lato nord-occidentale da elevate scarpate a *cuesta*, viceversa il margine meridionale è talvolta di difficile individuazione, in quanto il terreno sale gradualmente con pendenze modeste fino a raccordarsi all’altipiano circostante (SAMPSELL, 2003). Probabilmente la ragione di tale morfologia va ricercata nella giacitura pressoché uniformemente sub-orizzontale, ma debolmente inclinata verso settentrione, degli strati affioranti e in una causa morfogenetica comune.

La presenza di queste depressioni è di fondamentale importanza per l’occupazione umana di queste regioni. Esse sono state infatti, e alcune lo sono ancora oggi, oasi, grazie alla presenza di acqua di falda. In particolare le arenarie nubiane costituiscono un vasto acquifero, esteso per quasi tutto il Deserto Occidentale a diverse profondità. All’interno delle depressioni la superficie topografica può intercettare la tavola d’acqua, dando luogo a sorgenti naturali. Il volume complessivo dell’acqua presente nel sottosuolo è stimato in circa 50000 km³ (SAMPSELL, 2003), ma deve essere considerato come una fonte non rinnovabile, in quanto accumulatosi durante le fasi più piovose del Quaternario (cfr. IV.2.4).

In passato, durante periodi caratterizzati da un clima più umido, le depressioni erano sede di laghi stagionali (*playa*), dei quali restano oggi solo depositi di argilla ed evaporiti. Attualmente, oltre al Fayyum nel quale però sono addotte le acque del Nilo, sono abitate solo le oasi di Siwa, Bahariya, Farafra, Dakhla e Kharga, ove è disponibile acqua dolce di falda.

IV.4 L'oasi del Fayyum

Il termine 'Fayyum' deriva dal Copto e significa 'lago' o 'palude'. Il toponimo, dunque, evoca già la caratteristica che rende particolare quest'area: la presenza, cioè, di uno specchio d'acqua. Il Fayyum, infatti, è un'area topograficamente depressa, situata sulla sinistra idrografica del fiume Nilo (figura IV.1), circa 90 km a Sud-Ovest della capitale Il Cairo e delimitata da scarpate che raggiungono la massima elevazione (circa 300 metri) sul margine settentrionale. Ad Est è separata dalla valle del Nilo da un modesto rilievo arido che non supera i 100 m s.l.m. ed è circondata dal deserto libico sui restanti tre lati. La parte più settentrionale e maggiormente depressa è occupata dal lago *Qarun*, la cui superficie si colloca approssimativamente alla quota di 45 metri al di sotto del livello del mare e la cui profondità attuale non supera gli otto metri. A Sud e ad Est del lago si estendono le superfici agricole, intensamente coltivate sin dall'antichità ed oggi in ulteriore espansione a seguito di opere di bonifica.

Dal punto di vista geologico, l'area è di grande interesse sia per la difficoltà di comprenderne la morfogenesi, sia per la complessità stratigrafica degli affioramenti. L'area del Wadi el Hitan, immediatamente ad ovest dell'oasi, è inoltre molto nota per gli eccezionali rinvenimenti di macrofossili di cetacei.

IV.4.1 Tettonica

Il ruolo della tettonica nella formazione della depressione del Fayyum non è mai stato chiarito. La difficoltà principale risiede nel fatto che non sono state individuate espressioni superficiali di strutture tettoniche di interesse regionale⁵, in particolare non sono mai state individuate in campagna faglie con rigetti sufficienti a spiegare la morfologia attuale. Recenti indagini geo-

⁵Alcuni autori hanno ritenuto di poter individuare un'ampia anticlinale che coinvolgerebbe l'intera area del Fayyum (TAMER *et al.*, 1975). Questa ipotesi non ha però trovato riscontro negli studi successivi.

fisiche nel sottosuolo, unitamente all'interpretazione di immagini satellitari e rilievi magnetici da aereo, hanno permesso l'identificazione di complesse strutture sepolte.

In estrema sintesi, gli aspetti salienti da considerare sono i seguenti:

- la depressione è scavata nei depositi eocenici di un profondo⁶ bacino strutturale, il Gindi, formatosi probabilmente come bacino transtensionale lungo una trascorrenza destra sulle strutture dell'arco siriano, nel Cretaceo Inferiore (KEELEY, 1994);
- gli strati sedimentari in affioramento, i più antichi dei quali databili dall'Eocene Medio, non presentano piegamenti significativi, ma soltanto flessure locali (KUSKY *et al.*, 2011);
- le faglie di interesse regionale, ipotizzate sulla base dei dati di alcuni pozzi e delle magnetometrie, sono di tipo normale e sono orientate su tre direttrici principali, NE-SW parallelamente alle strutture dell'arco siriano, E-W parallelamente alle strutture della Neo-Tetide e NW-SE parallelamente al *rift* del Golfo di Suez (KUSKY *et al.*, 2011);
- in superficie sono rilevabili solo faglie di minore importanza orientate lungo le direttrici menzionate, alcune delle quali però interessano anche depositi quaternari;
- il catalogo dei terremoti registra almeno tre eventi sismici recenti⁷ di magnitudo elevata che hanno interessato il Fayyum e l'area desertica tra il Cairo e l'oasi; questa attività sembra legata a sistemi di faglie orientate in direzione E-W.

Sebbene impostata sul bacino strutturale del Gindi, l'attuale depressione del Fayyum non può essere spiegata in termini di subsidenza tettonica di questa struttura. Infatti la giacitura debolmente inclinata verso nord-ovest dei pochi depositi oligocenici conservati e degli strati più recenti dimostra che tale subsidenza tettonica è cessata al più tardi all'inizio dell'Oligocene (DOLSON *et al.*, 2002). Vi sono del resto evidenze sedimentologiche, di cui si parlerà nel paragrafo successivo, che suggeriscono un'epoca di formazione della depressione molto recente. Si anticipa qui soltanto il fatto che i depositi

⁶Si parla di circa 2000 metri di calcari eocenici, al di sotto dei quali si trovano formazioni mesozoiche.

⁷Sono ben documentati i seguenti terremoti: 7 agosto 1847 magnitudo stimata 5.5, 10 gennaio 1920 magnitudo 4.8, 12 ottobre 1992 magnitudo 5.9.

di età compresa tra Oligocene e Pleistocene sono presenti, sia pure con lacune, sui rilievi a nord e ad est dell'oasi, mentre risultano totalmente assenti, almeno allo stato attuale delle conoscenze, al di sotto dei terreni depressi. Questa evidenza contrasta con l'ipotesi di un bacino subsidente con continuità.

L'esistenza di una attività neo-tettonica su strutture antiche, dimostrata dalla recente sismicità, è comunque un fatto importante, che rafforza l'idea di un controllo strutturale sulla morfogenesi. Alla luce dei dati ad oggi pubblicati, tuttavia, questo controllo può soltanto essere ipotizzato, poiché, se da un lato la forma triangolare dell'oasi suggerisce appunto un controllo tettonico, dall'altro l'esistenza di faglie di rilevanza regionale che possano dimostrarlo è in larga misura dedotta da fotointerpretazione. Solo ulteriori indagini geofisiche nel sottosuolo potranno forse consentire il superamento di questo dialelle.

IV.4.2 Stratigrafia

Gli affioramenti più completi, sulla base dei quali sono basate diverse interpretazioni paleoambientali, sono esposti lungo la scarpata a nord del lago Qarun, lungo i rilievi del Gebel⁸ Qatrani, nel Wadi el Hitan ad ovest dell'oasi e lungo la fascia di rilievi che divide l'oasi dalla valle del Nilo, in particolare il Gebel el Rus.

Escludendo i depositi quaternari, di cui si parlerà successivamente, si distinguono le seguenti formazioni principali, dalla più recente alla più antica:

Kom el Shelul. È una formazione di epoca pliocenica, affiorante sul divisorio desertico tra la zona di Giza ed il margine nord-orientale del Fayyum e sulla porzione sud del divisorio nella zona del Gebel el Naalun. È prevalentemente composta da arenarie fossilifere, letti conchiliari e arenarie quarzose non fossilifere (KUSKY *et al.*, 2011). L'ambiente deposizionale più probabile per gli strati fossiliferi è quello costiero, mentre gli strati non fossiliferi possono essere attribuiti a depositi fluviali. Per questi ultimi si ipotizza che la fonte dei sedimenti sia locale (HAMBLIN, 1987).

Kashab. Questa formazione, datata al Miocene, affiora sulla cima della più alta scarpata a nord del lago Qarun e costituisce il pavimento

⁸Si ricorda che 'Gebel' (o Jebel o Gabel) è il termine arabo per collina.

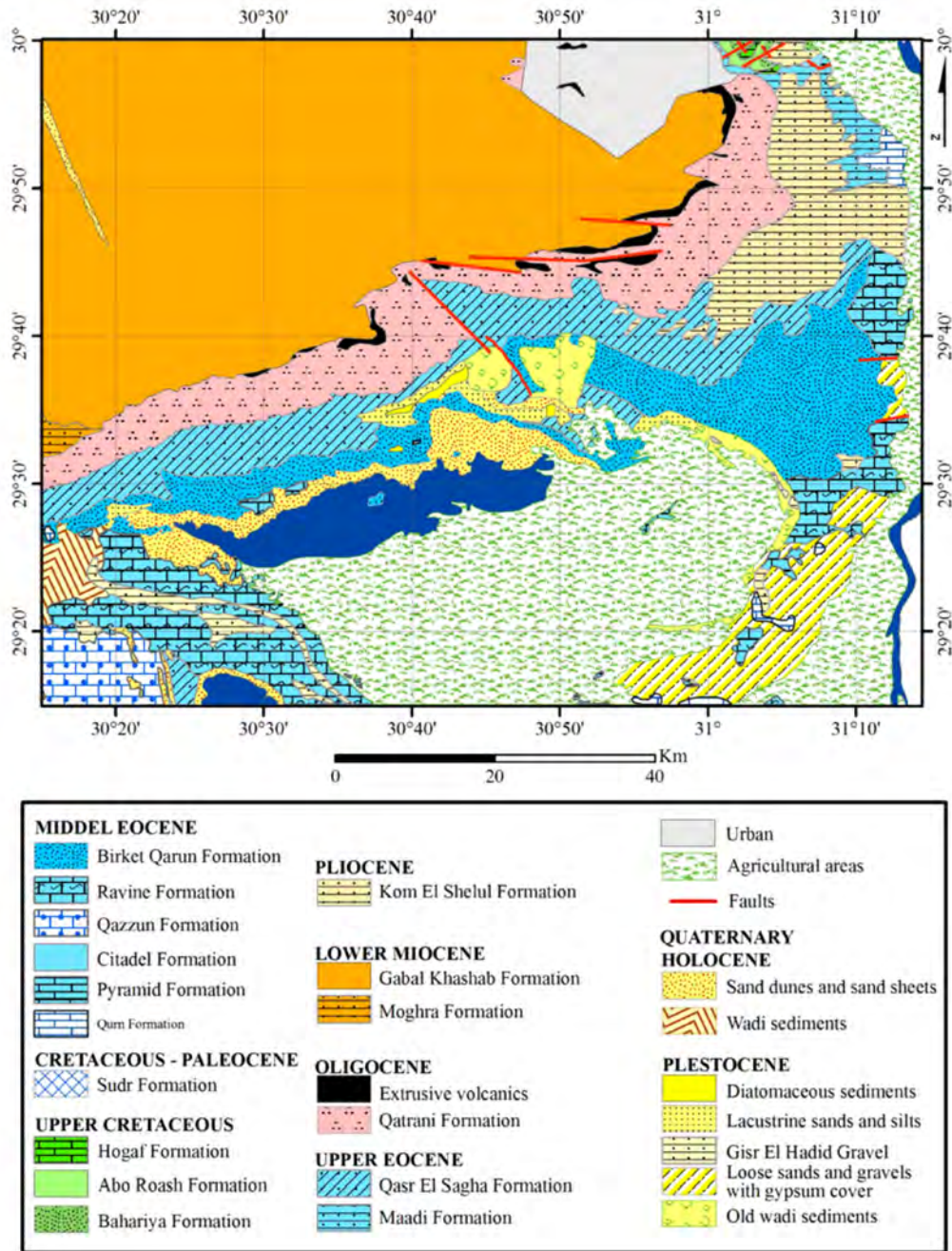


FIGURA IV.12: Carta geologica del Fayyum ottenuta da fotointerpretazione di immagini Landsat ETM+ e rilievi in campagna. Da (KUSKY et al., 2011).

del deserto a nord dell'oasi. Nell'area del Fayyum è composta prevalentemente da conglomerati con blocchi e ciottoli di selce e di sabbie ghiaiose (BOWN e KRAUS, 1988). Ove affiora in superficie, i clasti più fini vengono rimossi per deflazione eolica, portando alla formazione del *reg*.

Widan el Faras. Da questa località prende nome lo strato di basalti che si sono estrusi durante tre fasi di magmatismo a larga scala, probabilmente connesse all'apertura del Mar Rosso. Le datazioni assolute collocano queste fasi tra 30 e 23 Ma (MENEISY, 1990). Lo strato, dello spessore di 25 metri, affiora sulla cima dei rilievi che delimitano a nord la depressione. Non sono state riportate evidenze di metamorfismo di contatto nelle formazioni soprastanti.

Qatrani. Si tratta di una formazione continentale, databile all'Oligocene inferiore, deposta da un sistema deltizio progradante su una piana costiera, in condizioni climatiche sub-tropicali (GINGERICH, 1992). Può essere suddivisa in una sequenza superiore composta di arenarie variegata e *mudstone*, uno strato guida intermedio di arenarie gessose a grana da grossolana a media, infine una sequenza inferiore dominata da arenarie friabili a grana grossa quasi ghiaiose. Sono frequenti livelli di paleosuoli e fossili di piante e di vertebrati (BOWN e KRAUS, 1988). Le analisi sedimentologiche suggeriscono una fonte locale per questi sedimenti.

Qasr el Sagha. È una formazione complessa, datata con criteri relativi all'Eocene Superiore, la cui interpretazione è assai controversa. La sequenza consta di *mudstone* sabbioso e gessoso, arenarie a stratificazione incrociata, letti conchiliari e argilliti carboniose, per uno spessore complessivo di circa 200 m (YOUSSEF *et al.*, 2006). In alcuni livelli sono abbondanti i fossili di piante e animali, anche vertebrati, sia terrestri che marini. La sequenza può essere suddivisa in diversi membri, corrispondenti all'alternanza di *facies* lagunare, con proporzioni di apporto terrigeno variabili, e *facies* deltizia, con depositi di canale o fronte (ABDEL-FATTAH *et al.*, 2010). Questa formazione costituisce lo spessore della scarpata più bassa sulla sponda nord del lago Qarun e parte della scarpata intermedia.

Birket Qarun. Sempre databile all'Eocene Superiore, deve il suo nome agli affioramenti lungo la sponda nord del lago ed ha una geometria

lenticolare lineare (GINGERICH, 1992), essendo rintracciabile per una lunghezza di oltre sessanta chilometri, ma una larghezza inferiore a cinque. Così pure lo spessore è massimo al centro (circa 80 m) e decresce rapidamente. È composta principalmente da arenarie medie, fini e finissime a stratificazione incrociata con vene gessose, frequentemente bioturbate (ABDEL-FATTAH *et al.*, 2010). La parte centrale contiene uno strato di argilliti grigio scure di spessore variabile, mentre la parte alta è caratterizzata dalla presenza di grosse concrezioni globulari immerse in arenarie grossolane. L'ambiente deposizionale può essere una barra litoranea o comunque una baia poco esposta all'azione delle onde.

Mokattam. Questa formazione⁹ è datata all'Eocene Medio e comprende arenarie bioturbate e marne sabbiose negli affioramenti a nord-ovest del lago (ove viene spesso indicata con il nome 'Gehannam'), mentre a sud dell'oasi è composta da marne calcaree fossilifere alla base e calcari nummulitici al *top* (SWEDAN, 1992). L'ambiente deposizionale sono principalmente le acque basse di una baia aperta (GINGERICH, 1992).

Qazzun. Affiora nella zona del Wadi Rayan e ancora più a sud ed è composta prevalentemente da calcari bianchi massivi e compatti di ambiente marino, che formano la cima di moti rilievi isolati (KUSKY *et al.*, 2011).

Rayan. È formata da una potente sequenza clastica di piattaforma continentale, con prevalenza di arenarie calcaree, intercalate ad arenarie glauconitiche ed argille sabbiose ricche di vene gessose (SWEDAN, 1992). Affiora su vaste aree a sud dell'oasi del Fayyum.

Samalut. Databile ancora all'Eocene Medio, questa formazione è composta da calcari bianchi e grigiastri, molto fossiliferi, probabilmente depositi di scogliera corallina (KUSKY *et al.*, 2011). I maggiori affioramenti si trovano a sud-ovest del Wadi Rayan.

Nel corso degli anni sono stati proposti diversi modelli paleoambientali, per spiegare le sequenze deposizionali note, molti dei quali però troppo vincolati a singoli affioramenti. Sono comunque condivise le seguenti conclusioni. Nell'Eocene Medio l'area corrispondente all'attuale oasi del Fayyum era

⁹Alcuni autori utilizzano per questa formazione il termine 'Ravine Member'.

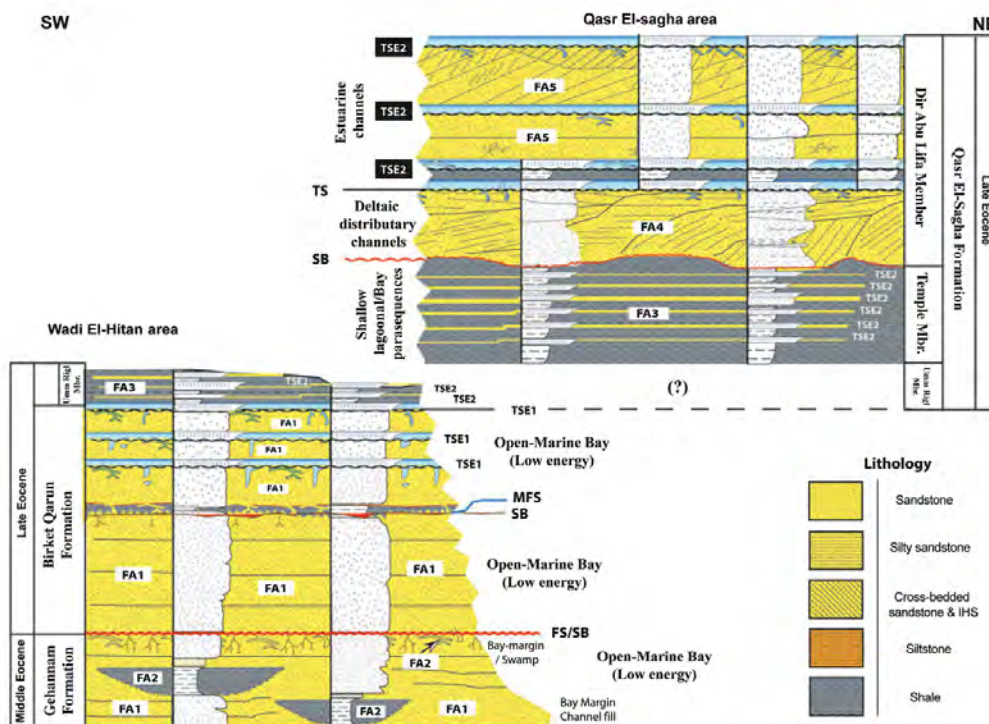


FIGURA IV.13: Correlazione tra gli affioramenti dell'Eocene nella zona del Wadi el Hitan ad ovest dell'oasi e di Qasr el Sagha, sulla scarpata a nord del lago Qarun. Sono distinte le seguenti associazioni di facies: FA1 = golfo o baia, FA2 = ambito sopratidale, FA3 = laguna, FA4 = canale distributore, FA5 = estuario. Linee colorate indicano le principali discordanze. Da (ABDEL-FATTAH et al., 2010).

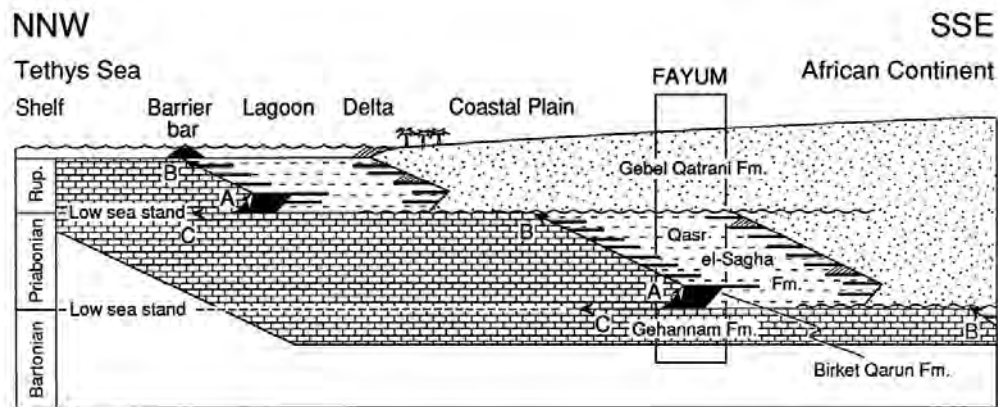


FIGURA IV.14: *Modello dinamico di progradazione della linea di costa durante l'Eocene Superiore. La sezione è perpendicolare alla linea di costa della Tetide. La lettera A indica un episodio trasgressivo dovuto a variazioni relative del livello marino; la B indica le fasi regressive per effetto della sola progradazione di un sistema fluviale; la lettera C indica un episodio regressivo maggiore per abbassamento del livello marino. Da (GINGERICH, 1992).*

coperta dalle acque basse della Tetide, in condizioni climatiche sub-tropicali. A partire dall'Eocene Superiore (figura IV.14) si assiste alla progradazione, su un margine continentale passivo, di sistemi fluviali con origine locale, alimentati da un regime di piogge molto più consistenti di quanto non lo siano oggi. A questo *trend* complessivo di progradazione che porterà condizioni definitivamente continentali tra la fine dell'Oligocene ed il Miocene, si sovrappongono cicli regressivi e trasgressivi minori, dettati da eventi tettonici locali ed oscillazioni eustatiche. Le formazioni dell'Eocene Superiore oscillano tra *facies* marina, lagunare e deltizia, testimoniando la prossimità della linea di costa (figura IV.13), mentre i depositi oligocenici evidenziano l'attività di un delta appartenente ad un corso d'acqua particolarmente vigoroso.

La distribuzione dei sedimenti fluviali oligocenici e pliocenici, a nord-ovest e ad est dell'oasi, il fatto che la fonte appaia locale e la direzione media delle paleocorrenti costituiscono le principali evidenze del fatto che il Fayyum doveva costituire in quelle epoche un alto topografico (BOWN e KRAUS, 1988; HAMBLIN, 1987). La formazione della depressione attuale può dunque essere il risultato delle interazioni, tutte da chiarire, tra diversi processi, tra i quali: subsidenza tettonica regionale, erosione meccanica degli strati meno litificati e non protetti da strati più competenti, dissoluzione chimica dei calcari durante periodi più umidi, abrasione eolica all'instaurarsi dell'attuale clima arido.

IV.4.3 Depositi quaternari

I depositi pleistocenici affiorano principalmente sul divisorio desertico tra l'oasi e la valle del Nilo e sono costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie fluviali a stratificazione incrociata. Alcuni sottili terrazzi ghiaiosi, composti da frammenti dei calcari eocenici locali, sono conservati nell'area del Wadi Rayan.

Vi sono poi sottili strati di gesso sopra le rocce eoceniche e argille diatomitiche dello spessore inferiore al metro a nord-est del lago Qarun, entrambi interpretabili come depositi di origine lacustre (KUSKY *et al.*, 2011). L'epoca di formazione del lago Qarun non è chiara, così come le fluttuazioni di livello e di superficie nel corso del tempo. È comunque certo, anche in virtù delle testimonianze storiche ed archeologiche, che in passato fosse molto più esteso e profondo di quanto non sia attualmente. I depositi più antichi ad esso attribuiti con certezza sono stati datati con la tecnica del carbonio 14 a circa 10000 anni fa (BAIOUMY *et al.*, 2010). L'origine è con ogni probabilità legata alle piene del Nilo. Alcuni carotaggi effettuati sul fondo del lago hanno chiarito la composizione dei primi sei metri di sedimenti (figura IV.15), fornendo importanti informazioni sulle fluttuazioni del livello del lago in epoca storica, ma non hanno raggiunto il basamento eocenico.

I terreni coltivabili presenti all'interno dell'oasi del Fayyum insistono su depositi olocenici di potenza inferiore a 50 metri. Questi depositi quaternari sono qui a contatto diretto con i calcari eocenici, dando luogo ad una lacuna stratigrafica di oltre trenta milioni di anni. Il sottile spessore dei sedimenti olocenici è composto da uno strato di arenarie eoliche sulle quali poggiano depositi alluvionali nilotici parzialmente terrazzati (MADRAU, 1993). Questi sono frequentemente interdigitati con depositi di ambiente lacustre. La composizione è dominata da sabbie e limi con intercalazioni argillose (METWALY *et al.*, 2010). Localmente il terreno è formato da strati argillosi di origine lacustre, specialmente al margine nord-occidentale delle aree coltivate (KATER *et al.*, 1997). La composizione mineralogica dei suoli mostra che i sedimenti derivano in parte da apporti fluviali del Nilo, in parte da apporti eolici di sabbie del deserto.

Sempre olocenici sono infine gli accumuli eolici presenti a nord del lago ed in maggior misura a sud dell'oasi. Da segnalare in particolare le potenti dune longitudinali che si estendono ad ovest dell'oasi per numerosi chilometri nella direzione dei venti dominanti.

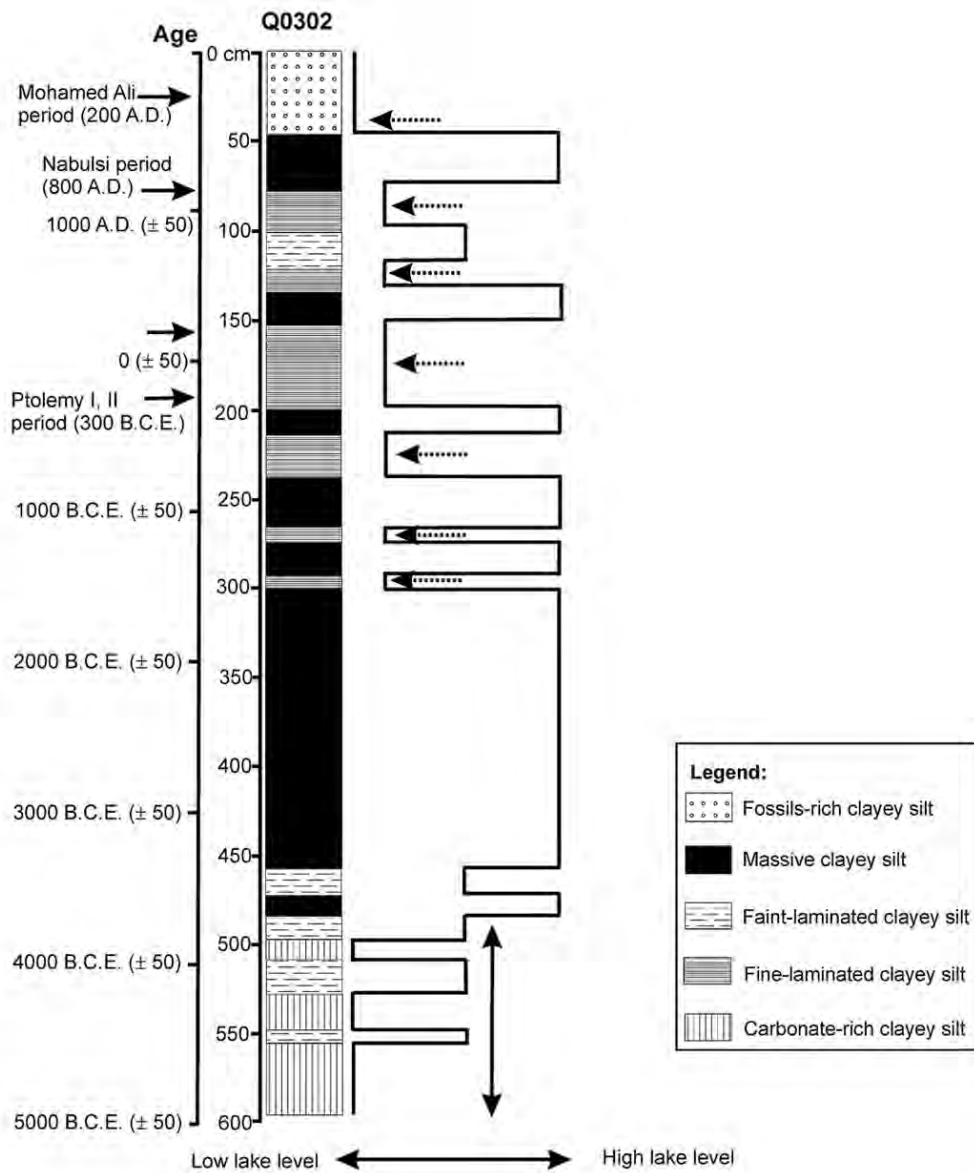


FIGURA IV.15: Carotaggio sul fondo del lago Qarun, con interpretazione delle fluttuazioni del livello del lago sulla base di analisi geochimiche e dei microfossili. Da (BAIOUMY *et al.*, 2010).

IV.4.4 Condizioni climatiche attuali

Il clima della regione, come quello di tutto l'Egitto, è marcatamente sahariano. Le uniche precipitazioni significative avvengono in una ristretta fascia lungo la costa del Mar Mediterraneo. Queste condizioni di aridità lungo gran parte del corso del Nilo sono determinate, a livello macroclimatico, dalla circolazione di Hadley. Il gradiente di energia che si determina in superficie tra la zona equatoriale e la parte settentrionale del continente africano, dovuto alle differenze di insolazione e alla diversa dispersione del calore (a nord l'aria più secca ha una minore capacità termica) determina la formazione sulle zone a maggiore energia di un'area di bassa pressione, nella quale si instaurano correnti ascensionali e venti superficiali convergenti, condizioni che producono precipitazioni diffuse (CAMBERLIN, 2009). Durante l'inverno, quando il gradiente nord-sud è più forte, questa zona di convergenza intertropicale (ITCZ) si colloca a sud del bacino del Nilo, lungo la fascia equatoriale. A nord, invece, il sistema di alta pressione libico si estende su quasi tutto il bacino del Nilo, imponendo correnti superficiali divergenti e condizioni di siccità. In Egitto, in particolare, esso determina venti dominanti da nord-ovest. A partire della primavera la ITCZ migra gradualmente verso nord, consentendo l'afflusso verso il Sudan di correnti monsoniche di origine atlantica. A giugno i monsoni giungono negli altipiani etiopici, portando le precipitazioni all'origine delle piene del Nilo Azzurro. La ITCZ non giunge mai nella parte settentrionale del Sudan e tanto meno in Egitto, ove permangono condizioni di siccità e i venti dominanti ruotano da nord-est (CAMBERLIN, 2009). Da settembre la ITCZ inizia a regredire rapidamente verso le latitudini equatoriali. Eventuali passaggi di fronti freddi da nord, durante l'inverno, sul Sahara generano temporanee instabilità che causano diffuse tempeste di sabbia.

Il Fayyum si trova al margine del deserto libico, pertanto in condizioni di iper-aridità. In estate le massime si attestano attorno a 35°C, con rari picchi di 40, mentre le minime notturne si aggirano sui 20°C. In inverno le temperature oscillano tra 15 e 5°C ed è in questa stagione che possono raramente verificarsi sporadiche precipitazioni, comunque inferiori ai 10 mm all'anno (ISHAK e ABDEL-MALEK, 1980). I venti dominanti seguono la circolazione generale, soffiando da nord-est durante l'estate con velocità massima di 5,5 km/h e da nord-ovest durante l'inverno (EL-SHABRAWY e DUMONT, 2009). L'umidità oscilla generalmente tra un minimo del 40% nel mese di maggio ed un massimo del 60% a dicembre.

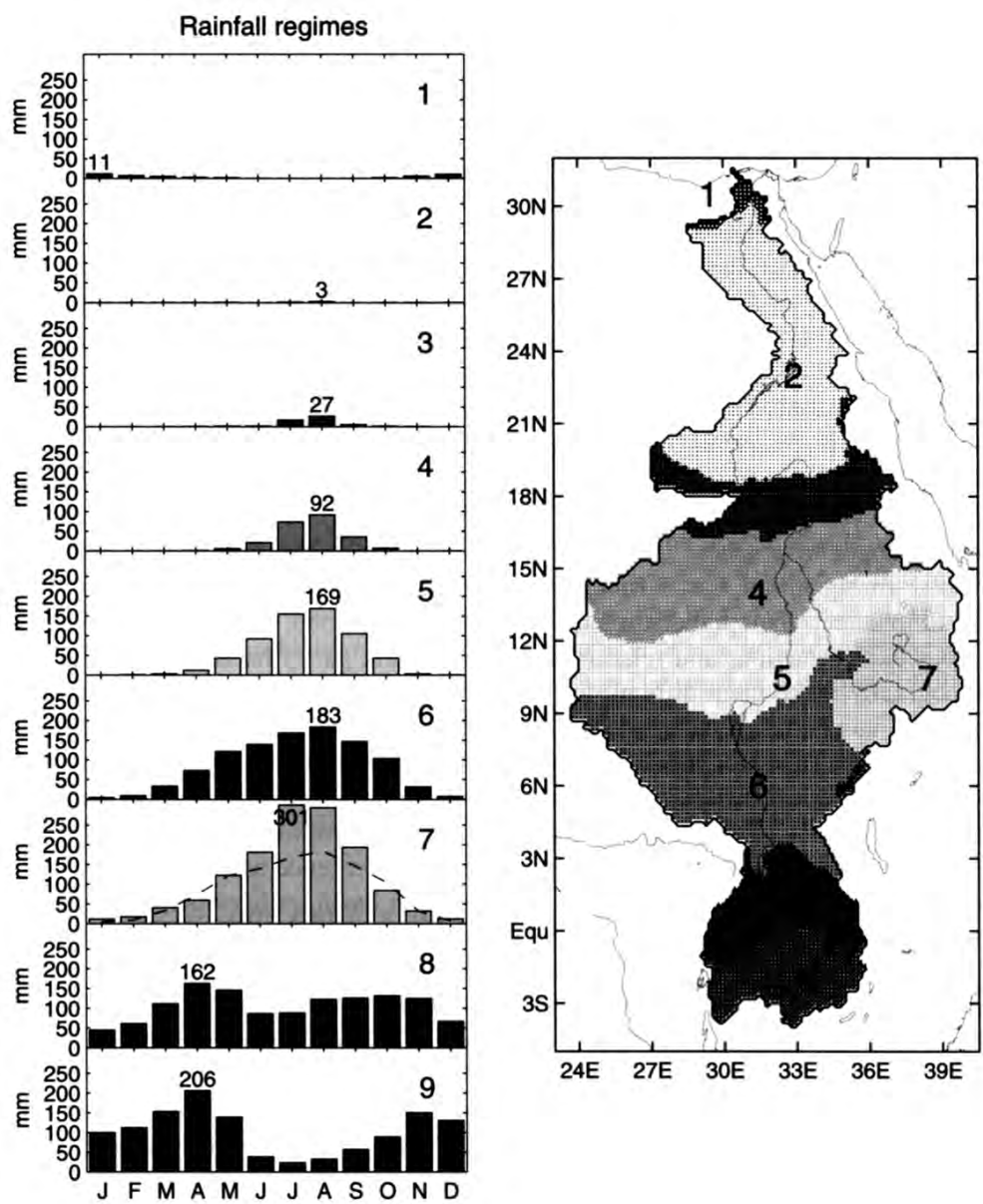


FIGURA IV.16: Il regime delle piogge sul bacino del Nilo. L'oasi del Fayyum si trova al confine tra la fascia 1 e la 2.

IV.4.5 Idrologia

Fin dall'antichità, almeno fin dai tempi della XII dinastia del Medio Regno, l'area del Fayyum è stata intensamente coltivata, anche grazie a continui interventi di regimazione delle acque e lo sviluppo di una vasta rete di irrigazione. Il fabbisogno della regione viene soddisfatto introducendo le acque del fiume Nilo, prelevate allo sbarramento presso Asyut, attraverso il *bahr* Yussuf. Dalle chiuse situate presso el-Lahun e Hauwaret el Maqta, all'ingresso dell'oasi, le acque vengono distribuite mediante un'articolata rete di canali, il cui impianto ricalca ancora, nelle sue linee essenziali, i tracciati realizzati nell'antichità. Sfruttando la topografia digradante verso il lago, la regimazione avviene, diversamente dalla valle del Nilo, attraverso una serie di stramazzi in muratura di dimensione standardizzata. Le acque residue vengono infine convogliate nel lago Qarun ed in minor misura (circa il 30%) nei due laghi artificiali realizzati nei primi anni '70 a Sud dell'oasi, nell'area denominata *wadi* Rayan.

Il livello di base della rete idrografica è costituito dalla superficie del lago Qarun, situata alla quota di 45 metri al di sotto del livello del mare. Il lago occupa una superficie di circa 240 km² (ABD-ELLAH, 2009b), per un volume medio approssimativamente pari ad 1 km³. La profondità media è di circa 4 m, mentre la massima supera di poco gli 8 m nella parte centrale del lago, a nord-ovest dell'unica isola; per il 67% della superficie, comunque, la profondità è compresa tra due e cinque metri (BAIOUMY *et al.*, 2010). Le oscillazioni stagionali del livello sono contenute entro il metro e dipendono dal bilancio tra portata in ingresso ed evaporazione. La temperatura dell'acqua oscilla tra 33° e 15° e, data la scarsa profondità e l'azione di rimescolamento del vento, non si riscontra alcuna stratificazione termica. La perdita complessiva per evaporazione è stimata in oltre 438 milioni di metri cubi all'anno (ABD-ELLAH, 2009b).

La rete di irrigazione appare impostata, almeno nelle sue linee principali, su vie di drenaggio naturali della conoide alluvionale del Nilo. In passato, infatti, le acque del fiume allagavano il bacino in occasione delle piene. Lo stesso *bahr* Yussuf, quasi certamente si è originato da una divagazione del Nilo. L'attuale configurazione è comunque il risultato di intensi e ripetuti interventi antropici, dai tempi del Medio Regno fino ai giorni nostri. Attualmente vengono artificialmente immesse nella rete le acque del Nilo: le portate sono strettamente controllate e nelle due arterie principali, i canali El-Batts e El-Wadi, oscillano tra i 13 milioni di metri cubi nel mese di

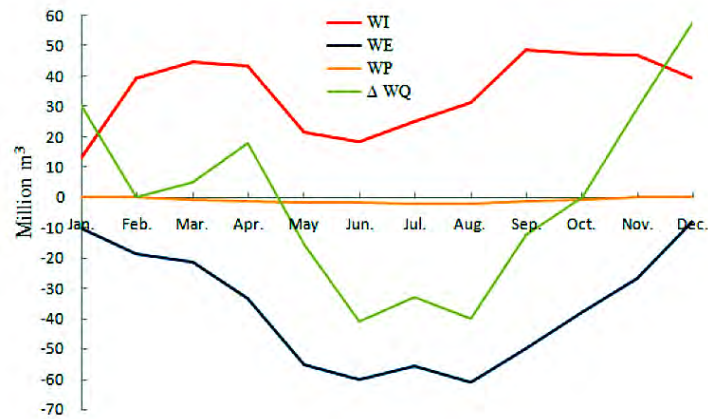


FIGURA IV.17: *Variazione mensile delle principali componenti del bilancio idrico del lago Qarun: (WI) volume mensile di acqua in ingresso dai canali principali, (WE) volume mensile perso per evaporazione, (WP) volume estratto per la produzione di sale, (WQ) variazione di volume del lago. Le stime derivano da misure effettuate nel corso del 2006. Da ABD-ELLAH (2009b).*

gennaio a poco meno di 50 milioni di metri cubi in settembre¹⁰. Dalla realizzazione della grande diga di Aswan negli anni '60 l'influenza delle piene stagionali del Nilo sulla regione è definitivamente cessata.

È attestata la presenza di una falda sotterranea, con spessore massimo di 34 metri al di sotto dei terreni coltivati, probabilmente alimentata dalle acque percolanti dalla rete di irrigazione. La falda in pressione genera alcune sorgenti spontanee all'interno dell'oasi (METWALY *et al.*, 2010) ed è frequente osservare nei terreni risalite capillari. L'acquifero è costituito da strati di silt e sabbia quaternari con intercalazioni argillose. Dal bilancio di massa del lago Qarun (figura IV.17), si desume una infiltrazione di acqua dal lago alla falda durante i mesi estivi ed un deflusso dalla falda al lago durante il resto dell'anno, per un apporto complessivo a favore del lago difficile da stimare con esattezza, ma compreso tra 65 e 96 milioni di metri cubi l'anno (ABD-ELLAH, 2009b; BAILOUMY *et al.*, 2010).

I due laghi situati su due livelli (10 e 18 metri al di sotto del livello del mare) a sud dell'oasi, nella depressione Wadi el Rayan, sono stati creati artificialmente a partire dal 1973. Il primo lago, quello più prossimo all'oasi, copre un'area di 51 km², raggiungendo una profondità massima di 25 m, mentre il secondo si estende per 62 km², con una profondità massima di 33 m. La portata in ingresso al primo ammonta a circa 220 milioni di metri cubi all'anno, dei quali 127 passano al secondo lago (BAILOUMY *et al.*,

¹⁰Le stime si riferiscono alle portate dei due canali in prossimità dello sbocco al lago (ABD-ELLAH, 2009b).

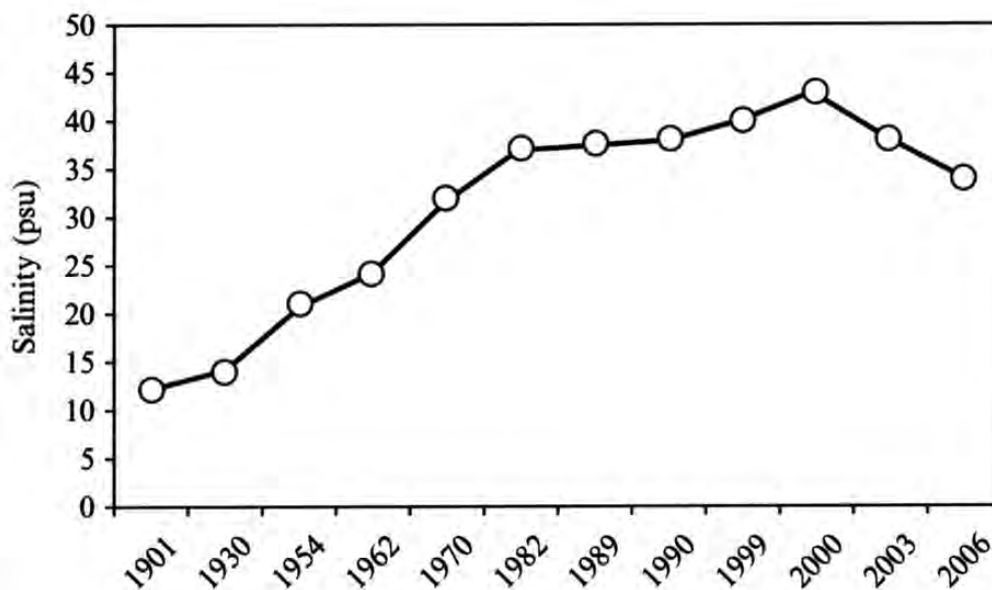


FIGURA IV.18: Serie storica di misure della salinità del lago Qarun. Benché le misure non siano omogenee nel metodo e nelle modalità operative, è indiscutibile il repentino aumento verificatosi nel corso del XX secolo. Da BAIΟΥMY *et al.* (2010).

2010). In questa depressione sono inoltre note fin dall'antichità tre sorgenti naturali, in località Oyun el Rayan.

IV.4.6 Qualità delle acque

A causa delle condizioni climatiche ed ambientali in cui si trova, l'ecosistema dell'oasi è naturalmente fragile ed esposto a squilibri provocati dall'impatto delle attività antropiche. Questi squilibri si sono fortemente accentuati nel corso dell'ultimo secolo, principalmente a seguito delle mutate pratiche agricole. La scomparsa dei cicli stagionali legati all'andamento della portata del Nilo, l'impiego diffuso di fertilizzanti chimici e l'espansione continua delle superfici coltivate stanno determinando un progressivo deterioramento della qualità delle acque e dei suoli dell'oasi.

Il problema principale è quello della salinità. Se agli inizi del secolo il lago era appena salmastro, oggi le sue acque sono decisamente salate, con un picco registrato nell'estate del 1996 del 45‰ (BAIΟΥMY *et al.*, 2010), ben oltre la salinità media degli oceani (si veda la figura IV.18). A partire dal 1988 la compagnia EMISAL ha installato un'attività di estrazione di sale, principalmente solfato di sodio, isolando alcune vasche lungo la costa meridionale, in località Batnat Abu Ksah. Sebbene questa attività abbia,

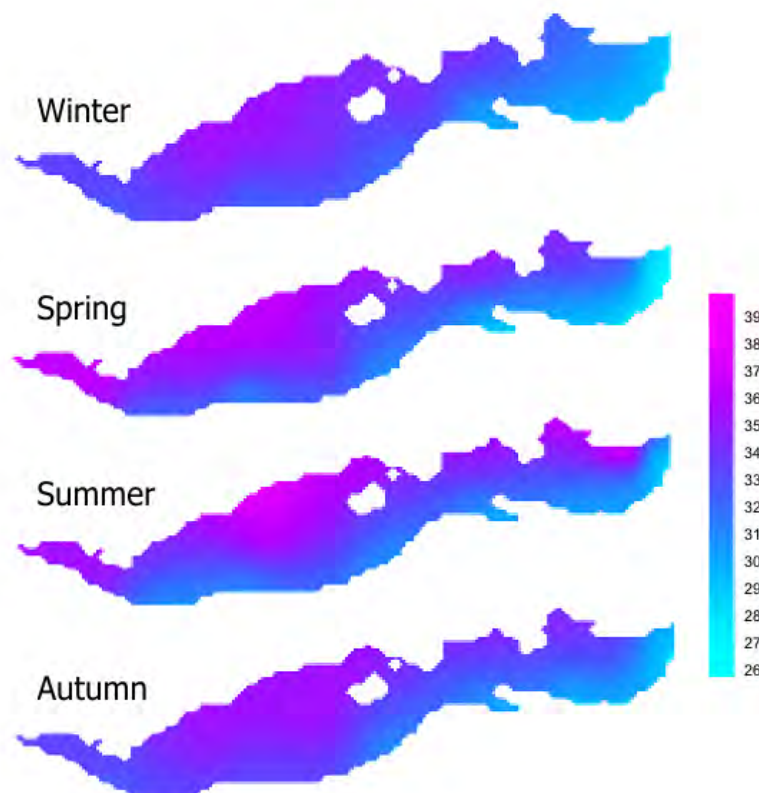


FIGURA IV.19: *Variazione stagionale della salinità nel lago Qarun ottenuta da una serie di misure puntuali eseguite nel corso dell'anno 2006. Da ABD-ELLAH (2009a).*

almeno in apparenza, stabilizzato il livello di salinità negli ultimi anni, è ancora individuabile un *trend* di crescita annuale dello 0,07‰ (ABD-ELLAH, 2009a). Attualmente l'oscillazione stagionale si attesta tra il 32‰ dell'inverno ed il 34‰ dell'estate. La variabilità spaziale, come si evince dalla figura IV.19, è nell'ordine di sei o sette parti per mille, trovandosi i valori minimi lungo la costa meridionale in prossimità dei principali immissari.

La salinità delle acque dei principali immissari, i canali El-Batts e El-Wadi, oscilla tra l'1,3 ed il 4,1‰. Nel lago la concentrazione aumenta principalmente per effetto degli alti tassi di evaporazione. Un bilancio di massa dei sali, tuttavia, lascia supporre un significativo apporto di sali dalle acque di falda. L'assenza di emissari, ovviamente, impedisce il ricambio delle acque, in antichità garantito dall'ingresso delle acque di piena del Nilo.

Oltre a problemi di salinità, le acque del lago Qarun soffrono anche per fortissimi incrementi delle concentrazioni di nitrati, nitriti e fosfati, in larga parte di origine agricola (figura IV.20). La sovrabbondanza di questi nutrienti determina condizioni ipertrofiche, in parte favorite dalla buona

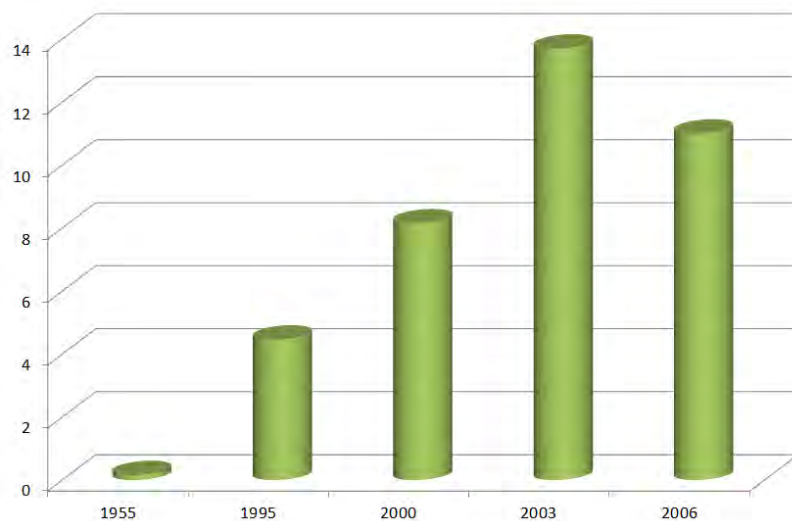


FIGURA IV.20: *Serie storica di concentrazioni dei nitriti nel lago Qarun. Si nota il rapido incremento negli ultimi cinquanta anni a seguito del crescente impiego di fertilizzanti. Apparentemente si registra una lieve flessione negli ultimi anni, tuttavia occorre tener conto dell'eterogeneità delle procedure seguite nelle diverse misurazioni. Da SAYED e ABDEL-SATAR (2009) e ABDEL-SATAR et al. (2010)*

ossigenazione (figura IV.21). Infine destano preoccupazione le crescenti concentrazioni di metalli pesanti (in particolare rame e zinco), già superiori ai massimi raccomandati dagli *standard* internazionali e stabiliti dalle leggi egiziane (ABBAS e AUTHMAN, 2007). La causa di questi fenomeni va ricercata nel fatto che tutti gli scarichi, siano essi domestici, agricoli o industriali, confluiscono nella rete di canali senza adeguata depurazione.

La fauna, originariamente di acqua dolce di tipo nilotico, è stata quasi completamente sostituita con specie marine, artificialmente immesse nel lago ogni anno per sostenere l'economia legata alla pesca, dalla quale dipendono oltre quattromila persone.

La situazione dei laghi artificiali è leggermente migliore, come si può desumere dai dati riassunti nella tabella IV.2, tuttavia anche in questo caso si registrano *trend* di crescita preoccupanti. Poiché le acque fluiscono dapprima nel lago più prossimo alle coltivazioni e da questo passano al secondo attraverso un canale artificiale, si riscontrano maggiori concentrazioni di nutrienti nel primo lago, mentre la salinità maggiore (circa 10‰) si rileva nel secondo.



FIGURA IV.21: Fioritura algale sulla sponda meridionale del lago Qarun (Ottobre 2010).

	El Wadi		Qarun		Rayan 1		Rayan 2	
	min	max	min	max	min	max	min	max
EC (mS/cm)	-	-	30,0	48,8	2,2	3,0	6,5	17,6
pH	7,55	8,62	8,09	8,73	8,10	8,53	7,98	8,42
Trasparenza (cm)	-	-	50	70	65	175	60	300
Cl^- (mg/l)	659	2425	9930	15240	449	886	1110	4540
HCO_3^- (mg/l)	225	232	96	184	128	172	127	328
SO_4^{2-} (mg/l)	420	772	4680	8600	212	606	509	1262
SiO_3^{2-} (mg/l)	3,8	10,2	0,44	11,34	0,47	5,79	1,60	9,16
Na^+ (mg/l)	260	870	5450	7890	324,3	529,0	483,1	887,6
Ca_2^+ (mg/l)	152	234	301,6	801,6	33,7	66,3	88,2	176,4
K^+ (mg/l)	19	41	160,8	204,5	16,5	24,4	33,0	96,3
NO_3^- (μ g/l)	356	692	12,0	179,9	15,4	109,1	13,1	61,4
NO_2^- (μ g/l)	58	409	1,9	20,0	2,3	132,2	5,7	90,3
NH_3 (μ g/l)	301	1068	239	729	216	1740	69	498

TABELLA IV.2: Parametri chimici delle acque del canale El Wadi, del lago Qarun e dei due laghi artificiali nella depressione Wadi Rayan, rilevati da diversi autori durante il 2006. Da SAYED e ABDEL-SATAR (2009) e ABDEL-SATAR et al. (2010).

IV.4.7 Salinizzazione dei suoli

Un altro problema tipico dello sfruttamento agricolo intensivo delle oasi in area desertica è quello dell'incremento del contenuto salino dei suoli. L'effetto non è uniforme su tutta l'oasi, poiché è direttamente influenzato dalla tipologia di suolo, dalla disponibilità di acqua dolce e dalla vicinanza al margine desertico. Più precisamente è possibile distinguere (GHABOUR e DAELS, 1993) un'area praticamente non affetta da problemi di salinizzazione, estesa nella parte centrale dell'oasi in corrispondenza di terreni alluvionali, ed un'area gravemente minacciata dal problema, situata sulle sponde del lago Qarun e ai margini delle più recenti aree di espansione (a nord-est e a sud-ovest) in corrispondenza di suoli di origine lacustre o con maggiori apporti eolici. Chiaramente tra i due estremi esistono fasce con caratteristiche intermedie.

La salinizzazione dei suoli può compromettere gravemente la produttività dei terreni agricoli, specialmente laddove risalite capillari di umidità dal sottosuolo o acque saline circolanti in superficie determinano la formazione di granuli o croste salini sui terreni.

IV.5 Questioni aperte

Dall'esame della letteratura esistente, le cui principali conclusioni sono state riassunte nei paragrafi precedenti, si evince che sotto il profilo geologico alcune questioni di primaria importanza restano ancora irrisolte. In particolare necessitano ulteriori approfondimenti le seguenti tematiche:

1. il ruolo della tettonica nella genesi della depressione;
2. le correlazioni crono-stratigrafiche tra le unità individuate nei diversi affioramenti attorno all'oasi;
3. la dinamica dei processi erosivi che hanno prodotto la forma attuale della depressione;
4. la datazione della formazione della depressione;
5. le fluttuazioni del livello del lago Qarun nel corso del Quaternario.

Si registra infine la mancanza di una carta geologica e geomorfologica a grande scala dell'area. La cartografia attualmente esistente è infatti in

scala 1:1000000 o 1:500000, anche se sono in corso diversi studi volti a dettagliare la conoscenza della zona.

Anche sotto il profilo idrologico ed ambientale, alcune dinamiche non sono completamente chiare e richiedono ulteriori indagini. In particolare sono auspicabili approfondimenti sui seguenti problemi:

1. quantificazione più precisa di alcune componenti del bilancio idrologico;
2. valutazione dell'apporto salino dalle acque di falda;
3. correlazione tra espansione delle coltivazione e peggioramento della qualità delle acque;
4. correlazione tra salinizzazione dei suoli e delle acque.

L'indagine e la mitigazione delle problematiche ambientali evidenziate richiede l'istituzione di un piano di monitoraggio su scala regionale dello stato di qualità delle acque e dei suoli.

Capitolo V

L'acquisizione di dati a terra

Nel mese di Ottobre dell'anno 2010, in occasione della campagna di scavo a Bakchias organizzata dal Dipartimento di Archeologia dell'Università di Bologna sotto la direzione del Prof. Sergio Pernigotti, è stata condotta una prima ricognizione nelle aree desertiche attorno all'oasi del Fayyum. In particolare sono stati effettuati due sopralluoghi nella zona a nord del lago e ad ovest del Wadi Rayan, nel corso dei quali sono stati collezionati alcuni campioni di rocce e materiali sciolti, rappresentativi di parte delle litologie affioranti in superficie. Un elenco dei campioni raccolti è riportato nella tabella V.1. A causa di difficoltà logistiche, il numero è limitato e l'insieme non può essere considerato rappresentativo della totalità delle classi, in cui può essere suddivisa la litologia superficiale. Ciò nonostante sono state effettuate una serie di analisi di laboratorio, al fine di ottenere dati sulla composizione che possano essere di supporto al processo di classificazione delle immagini telerilevate.

Per quanto riguarda invece l'analisi della qualità dell'acqua, sono state effettuate, sempre nel corso della medesima missione, alcune prove *in situ* di conducibilità elettrica. Questo parametro, infatti, costituisce il principale metodo di misura indiretta della salinità, anzi in ambito oceanografico ne è alla base della definizione. Anche in questo caso si tratta di un numero limitato di prove effettuate lungo la costa meridionale del lago Qarun e lungo un transetto di un chilometro perpendicolare alla costa, a bordo di una imbarcazione a remi. Le misure sono state effettuate con un conducimetro portatile ed un termometro per verificare gli effetti della temperatura.

ID	Descrizione	Latitudine	Longitudine	Quota
CH23a	Gesso	29° 35' 43,7"	30° 40' 38,7"	38
CH23b	Calcere marnoso	29° 35' 43,7"	30° 40' 38,7"	38
CH23c	Gesso	29° 35' 43,7"	30° 40' 38,7"	38
CH25	?	29° 36' 17,9"	30° 39' 49,4"	149
CH26f	Legno silicizzato	29° 37' 20,8"	30° 39' 09,3"	173
CH26	Sabbia quarzosa	29° 38' 31,8"	30° 38' 03,8"	201
CH27	Basalto	29° 39' 34,0"	30° 36' 34,5"	319
CH28	Sabbia quarzosa	29° 38' 09,8"	30° 39' 21,3"	170
CH29	Arenite	29° 38' 11,9"	30° 39' 22,5"	175
CH29s	Shale	29° 35' 34,8"	30° 40' 19,3"	49
CH30	Sabbia fossilifera	29° 33' 28,4"	30° 50' 57,3"	10
CH30B	?	29° 33' 28,4"	30° 50' 57,3"	10
WR1	Nummuliti	29° 11' 25,2"	30° 21' 47,0"	8

TABELLA V.1: *Campioni di roccia e materiali sciolti collezionati durante la campagna del 2010.*

V.1 Analisi sui campioni del Fayyum

Le analisi geochimiche che permettono di stabilire la composizione mineralogica delle rocce e delle sabbie sono di tipo distruttivo, in quanto prevedono la frantumazione e la macinazione del provino. Per questo motivo, prima di procedere alle analisi vere e proprie, tutti i campioni sono stati fotografati in laboratorio¹. Mediante l'utilizzo di un pannello colorimetrico di riferimento, le fotografie digitali sono state opportunamente calibrate, in modo da ottenere un bilanciamento ed una resa dei colori più realistici. In figura V.1 è riportato l'esempio del campione CH26: il bilanciamento del colore è ottenuto fotografando in condizioni di presa e di illuminazione identiche un pannello di riferimento con colori noti. I parametri di calibrazione così ottenuti vengono applicati alla fotografia del campione.

V.1.1 Firme spettrali

Per la maggior parte dei campioni² è stata effettuata la misura della curva di riflettanza nell'intervallo di lunghezze d'onda compreso tra 350 e 2500 nm, presso il laboratorio di Telerilevamento dell'Istituto sull'Inquinamento At-

¹Le riprese fotografiche sono state eseguite presso il laboratorio di Topografia del DICAM dall'Ing. Fabrizio Girardi, cui va il più sentito ringraziamento dell'autore.

²Sono stati necessariamente esclusi quelli di dimensioni insufficienti all'esecuzione della prova.

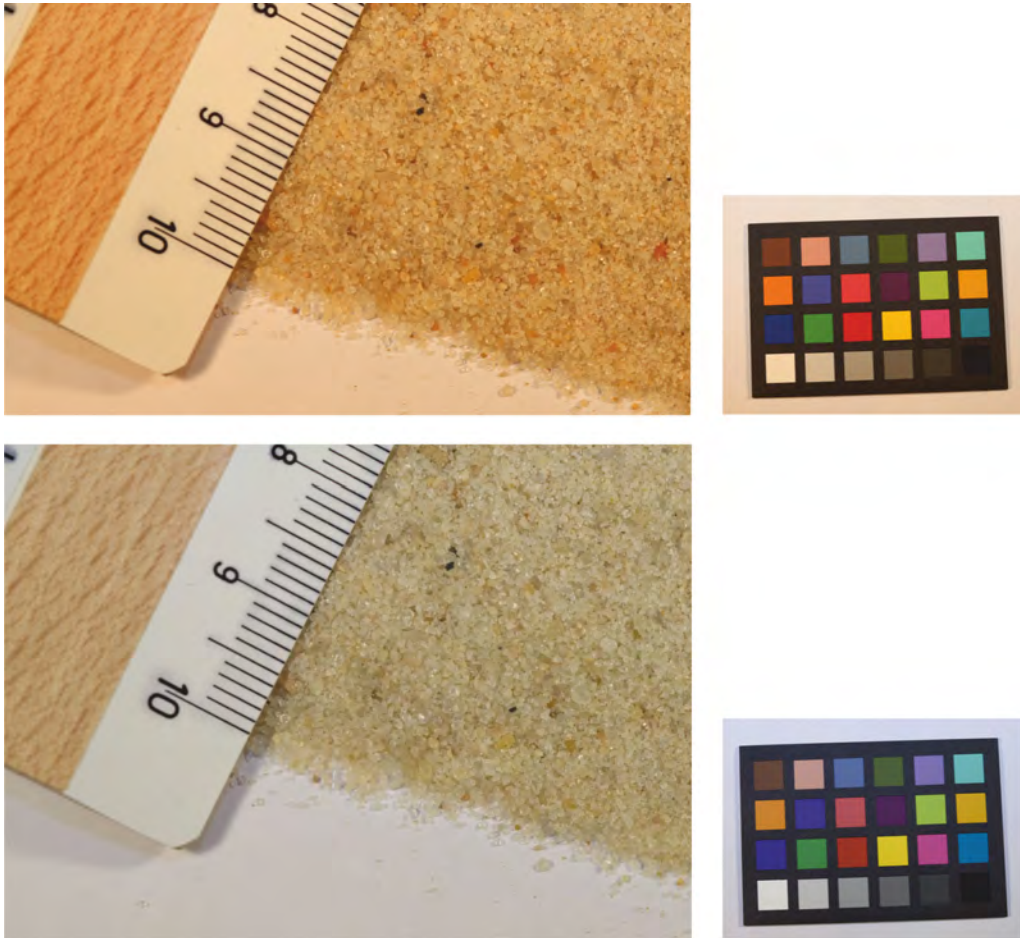


FIGURA V.1: *Calibrazione del colore per la fotografia del campione di sabbia grossolana CH26. In alto l'immagine non calibrata; in basso l'immagine bilanciata sulla base delle informazioni ottenute dal pannello di riferimento (sulla destra), fotografato in condizioni di presa identiche.*



FIGURA V.2: *Installazione dello spettroradiometro in camera oscura per la misura della riflettività dei campioni, presso i laboratori del CNR IIA. La sorgente luminosa è una lampada stabilizzata.*

mosferico del CNR a Roma³. È stato utilizzato lo spettroradiometro Field-Spec3, prodotto da Analytical Spectral Devices Inc., composto da un sensore per il visibile e l'ultravioletto avente risoluzione spettrale di 3 nm e due sensori per l'infrarosso caratterizzati da una risoluzione di 10 nm.

All'interno di una camera oscura, il campione viene illuminato da una sorgente stabile (figura V.2) e la calibrazione dello strumento si effettua mediante l'impiego di un *target* "bianco" di *spectralon*, ossia ad elevata riflettività su tutto l'intervallo spettrale osservato e comportamento lambertiano. Poiché la forma e la superficie dei campioni di roccia sono molto irregolari e la presenza di alterazioni superficiali, pur essendo i campioni delle dimensioni di pochi centimetri, non è diffusa in modo omogeneo, l'ipotesi lambertiana non è in alcun modo verificata a questa scala. La riflettanza di ciascun campione è stata di conseguenza misurata con quattro angolazioni diverse e per ciascuna sono state effettuate due rilevazioni. La misura del pannello di riferimento è stata ripetuta all'inizio ed alla fine delle acquisizioni relative a ciascun campione, in modo da controllare eventuali derive strumentali.

³L'autore desidera ringraziare la Prof.ssa Rosamaria Salvatori per la preziosa collaborazione, senza la quale non sarebbe stato possibile effettuare queste misure.

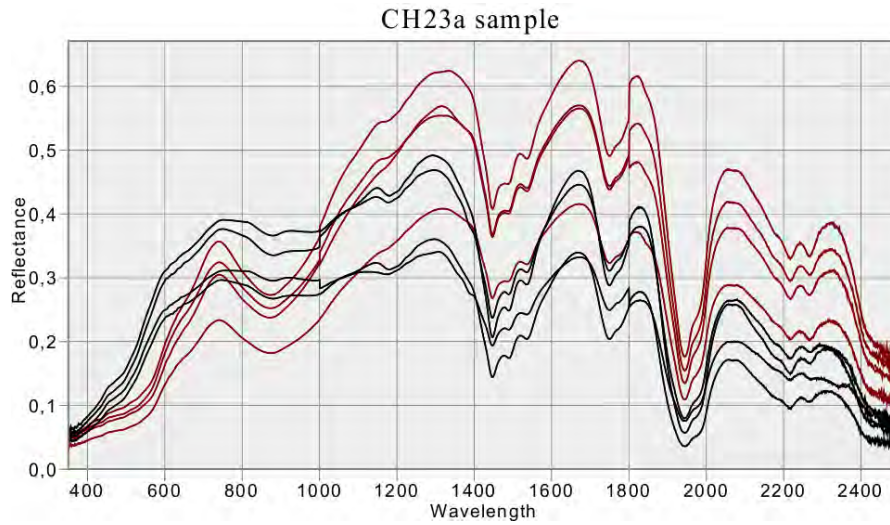


FIGURA V.3: *Firme spettrali relative al campione CH23a. Le quattro firme nere si riferiscono a quattro angolazioni su una porzione di roccia con scarse alterazioni; viceversa le quattro firme bordeaux si riferiscono ad una porzione dello stesso campione con evidenti ossidazioni ferrose (si noti il picco nella regione del rosso).*

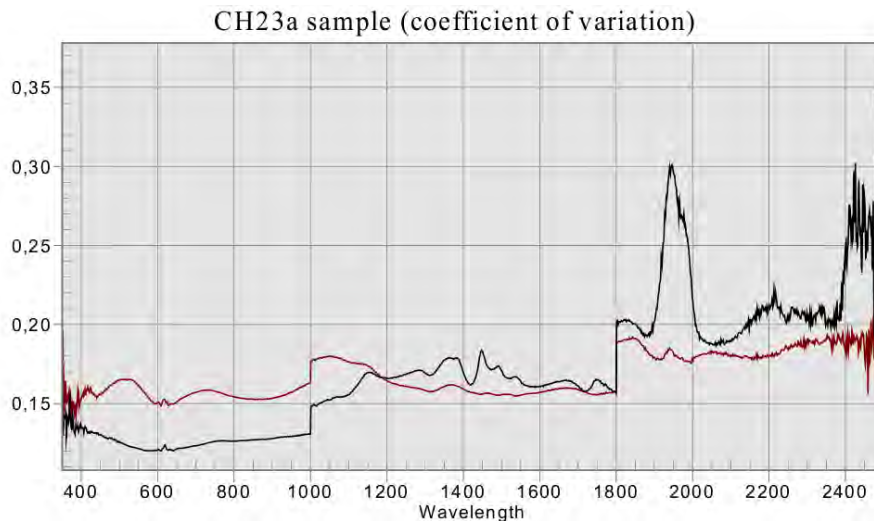


FIGURA V.4: *Coefficiente di variazione delle firme spettrali del campione CH23a, riportate in figura V.3. L'andamento generale del coefficiente pone in evidenza la differente stabilità dei tre sensori che compongono lo spettroradiometro. In particolare il segnale appare maggiormente disturbato oltre i 2400 nm.*

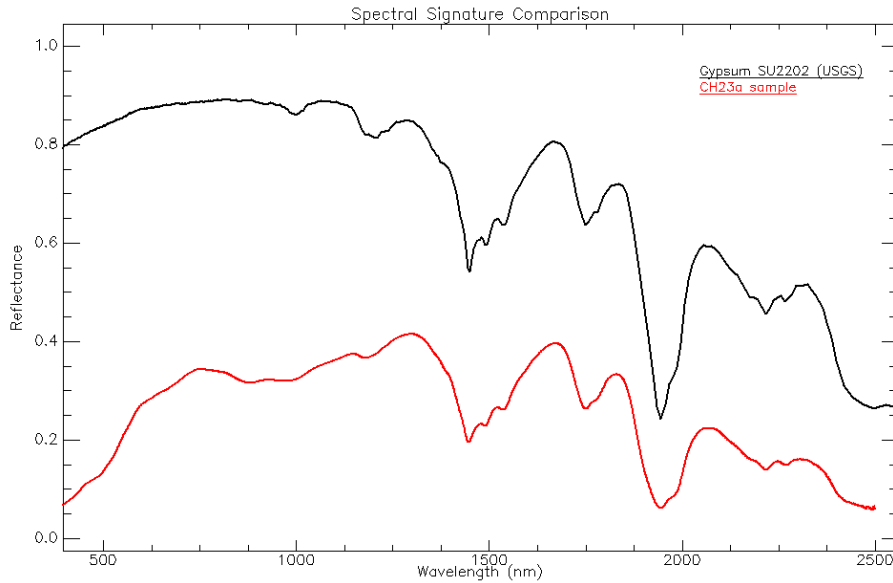


FIGURA V.5: Confronto tra la firma spettrale del campione CH23a (rosso) e la firma del gesso nella libreria compilata dall'USGS (nero). Si noti la fortissima affinità di forma delle bande di assorbimento caratteristiche nell'infrarosso.

Osservando l'andamento pressoché parallelo delle curve in figura V.3, si deduce che la differenza tra le diverse angolazioni risieda in una maggiore o minore riflettanza complessiva, a causa di effetti direzionali, evidentemente non trascurabili, indipendenti dalla lunghezza d'onda. Come evidenziato anche dall'analisi della derivata prima di tali curve, resta invece invariata la forma delle bande di assorbimento presenti, in particolare di quella centrata sui 1500 nm, le quali consentono di identificare il gesso come costituente dominante, almeno dal punto di vista spettrale, del campione CH23a. Per un'ulteriore conferma è possibile confrontare la media delle firme del campione con una firma spettrale di libreria dell'USGS. Come si può vedere dalla figura V.5, l'affinità tra i due andamenti è fortissima, nonostante un *bias* complessivo, probabilmente legato a differenze tessiturali e mineralogiche. Soltanto alle lunghezze d'onda del visibile si nota una maggiore difformità, almeno in parte dovuta alla presenza di patine di ossidazione ferrose.

Come firma caratteristica di ogni campione è stata quindi assunta la media delle otto rilevazioni. Inoltre, per una valutazione della rumorosità del segnale, è stato calcolato il coefficiente di variazione, dato dal rapporto tra la deviazione *standard* e la media. Questo parametro, infatti, risulta meno influenzato della deviazione *standard* dalla diversa intensità del segnale alle varie lunghezze d'onda e può quindi fornire maggiori informazioni sull'errore di misura. In figura V.4 è riportato ancora l'esempio del campione

CH23a: l'andamento del coefficiente di variazione tradisce immediatamente la diversa precisione dei tre sensori che costituiscono lo spettroradiometro utilizzato, essendo visibili due 'salti' in corrispondenza delle lunghezze d'onda 1000 nm e 1800 nm.

V.1.2 Fluorescenza a raggi X

Per tutti i campioni, sia rocce che materiali sciolti, è stata eseguita l'analisi XRF (*X-ray fluorescence*) per determinare la composizione percentuale delle principali specie mineralogiche. Le analisi sono state svolte presso il laboratorio XRF del dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna⁴. I campioni sono stati asciugati in forno a 50°C, quindi finemente macinati. Il provino è stato realizzato pressando 0,6 grammi di polvere con circa 4 g di acido bórico a 20 t/cm².

La tecnica XRF consiste nel bombardamento del provino con radiazioni ad alta energia a frequenza controllata. Per effetto di questo bombardamento, gli atomi investiti possono espellere un elettrone dell'orbitale più interno. Si genera così una lacuna elettronica che viene colmata 'a cascata' dagli elettroni degli orbitali più esterni. Il passaggio dagli orbitali più esterni a quelli più interni avviene con emissione di energia sotto forma di raggi X, a frequenze dipendenti dalla specie atomica. Lo spettro di emissione che si può ottenere è dunque diagnostico della composizione elementare del materiale indagato: le frequenze informano sulla specie, le intensità sulla concentrazione.

Ai fini del calcolo delle percentuali di ciascun componente è necessario un ulteriore dato, la "*Loss on ignition*" (LOI). Questo indice rappresenta la perdita percentuale di peso che il materiale subisce, se sottoposto alla temperatura di 960°C per alcune ore. Questo procedimento provoca la dissoluzione e volatilizzazione della sostanza organica e dei carbonati presenti, permettendone quindi una valutazione quantitativa sulla base della misura del peso prima e dopo il trattamento.

La tabella V.2 riassume i risultati grezzi ottenuti dai campioni analizzati, esprimendo le quote dei costituenti in termini percentuali sulla massa totale del provino. Il diagramma di figura V.7, invece, esemplifica l'interpretazione di alcuni dati per una prima discriminazione. L'elaborazione dei dati per una

⁴Per l'esecuzione e l'interpretazione delle analisi geochimiche, l'autore ringrazia sentitamente il Prof. Enrico Dinelli per la cortese disponibilità.

ID	LOI	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
CH23a	13,69	0,66	0,34	1,62	29,34	0,19	0,73	50,42	1,95	0,58	0,47	39,44
CH23b	35,38	12,97	0,38	4,63	2,99	0,12	1,54	40,42	1,13	0,45	0,00	0,78
CH23c	31,47	1,87	0,30	2,52	3,45	0,15	1,26	33,52	25,06	0,33	0,07	28,69
CH26	0,37	96,52	0,12	1,18	0,21	0,06	0,24	0,42	0,34	0,46	0,09	0,50
CH28	1,34	89,82	0,85	3,63	0,89	0,07	0,49	1,23	0,58	1,00	0,10	1,30
CH29	7,51	67,61	1,21	14,20	3,08	0,06	1,35	0,34	3,02	1,51	0,11	0,38
CH29s	14,43	49,54	1,16	21,04	8,05	0,07	2,31	1,08	1,03	1,09	0,20	2,49
CH30	9,09	59,95	0,88	6,74	2,40	0,10	1,46	16,11	1,35	1,30	0,62	6,15
CH30B	27,20	21,18	0,37	2,15	2,26	0,12	1,01	44,46	0,73	0,47	0,06	0,97
WR1	10,44	53,88	0,55	4,98	2,59	0,09	1,86	23,50	0,97	0,95	0,19	1,69

TABELLA V.2: Risultati della prova XRF. I quantitativi dei diversi composti sono espressi in termini percentuali.



FIGURA V.6: *Apparecchiatura per l'esecuzione della prova XRF, presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Bologna.*

più completa classificazione litologica non è ancora conclusa. Inoltre devono ancora essere eseguite le analisi sui campioni CH25 e CH27.

V.2 Misure di conducibilità elettrica delle acque del lago Qarun

Nel corso della ricognizione sono state effettuate alcune misure di conducibilità elettrica mediante una cella di conducibilità collegata ad un conducimetro portatile e misure di temperatura dell'acqua. La conducibilità elettrica dell'acqua, infatti, dipende strettamente dal contenuto di sali disciolti ma anche dai parametri fisici della soluzione. Le misure hanno riguardato soltanto lo strato superficiale, ovvero i primi dieci centimetri di colonna d'acqua, essendo l'unico di interesse per le applicazioni del telerilevamento. In tabella V.3 sono riassunte le misure effettuate ed i valori di salinità ricavati. Dall'esame dei dati (figura V.8) si osserva come i valori di salinità misurati lungo la sponda meridionale, ove più sensibile è l'influsso di acque meno salate provenienti dalla rete di irrigazione dell'oasi, siano notevolmente inferiori a quelli ottenuti a circa un chilometro dalla costa. Il dato del punto QAR22 appare però fortemente discordante ed è forse affetto da un errore

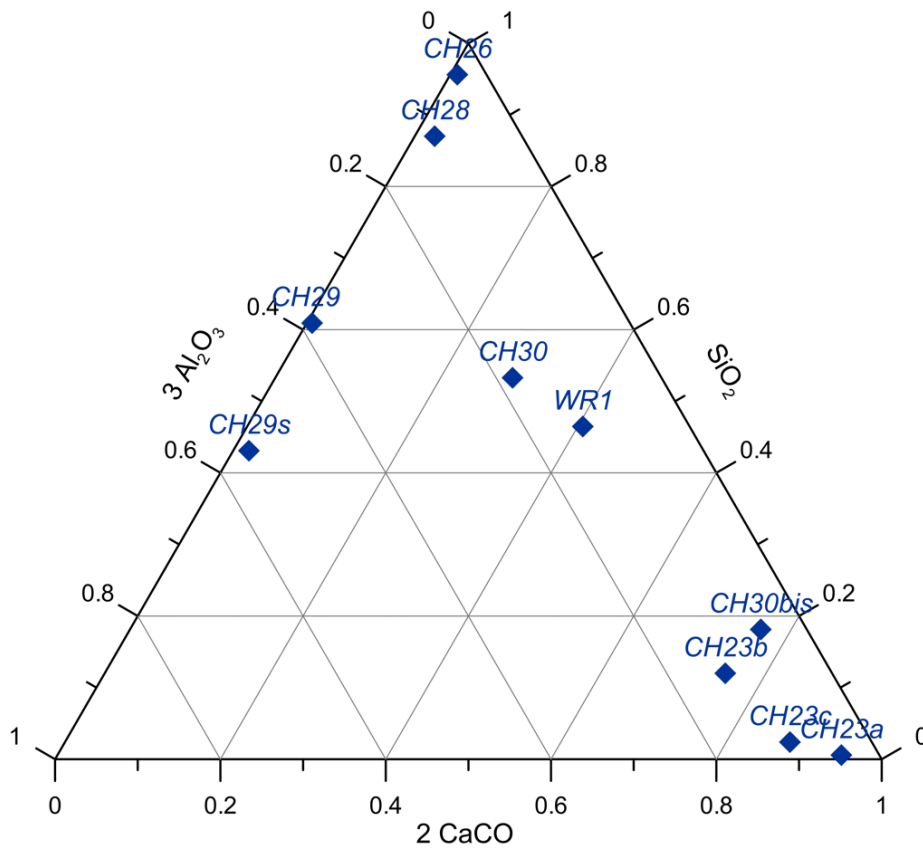


FIGURA V.7: Diagramma ternario del contenuto in silicati, carbonati (esagerazione 2x) e ossidi di alluminio (esagerazione 3x). I campioni marcatamente silico-clastici come le sabbie quarzose dei campioni CH26 e CH28 vengono a trovarsi in prossimità del vertice superiore; i materiali carbonatici si accostano al vertice inferiore destro; infine le argille tendono a disporsi in posizione equidistante tra il vertice superiore e quello inferiore sinistro.

ID	Data	Ora	Latitudine	Longitudine	EC	T	PSU
QAR1	18/10	12:13	29° 28' 06,1"	30° 46' 03,7"	42,3	31,5	30,4
QAR2	22/10	15:34	29° 24' 18,0"	30° 30' 15,1"	43,0	27,5	31,0
QAR3	22/10	16:16	29° 28' 15,2"	30° 43' 25,7"	46,0	25,9	33,4
QAR21	01/11	9:53	29° 28' 16,7"	30° 46' 11,2"	45,7	24,0	33,2
QAR22	01/11	9:58	29° 28' 27,7"	30° 46' 07,8"	44,6	24,2	32,3
QAR23	01/11	10:02	29° 28' 34,8"	30° 46' 03,6"	46,4	23,8	33,8
QAR24	01/11	10:08	29° 28' 42,9"	30° 45' 57,2"	47,7	23,7	34,8
QAR25	01/11	10:15	29° 28' 47,1"	30° 45' 51,9"	47,0	23,7	34,3
QAR26	01/11	10:27	29° 28' 29,5"	30° 46' 04,2"	47,4	23,8	34,6

TABELLA V.3: Misure di conducibilità e temperatura delle acque del lago Qarun effettuate in situ durante la ricognizione del 2010. Le conducibilità elettriche (EC) sono espresse in millisiemens per centimetro (mS/cm), le temperature (T) in gradi Celsius. La salinità pratica (PSU) è calcolata mediante l'equazione di stato internazionale per l'acqua marina dell'UNESCO.

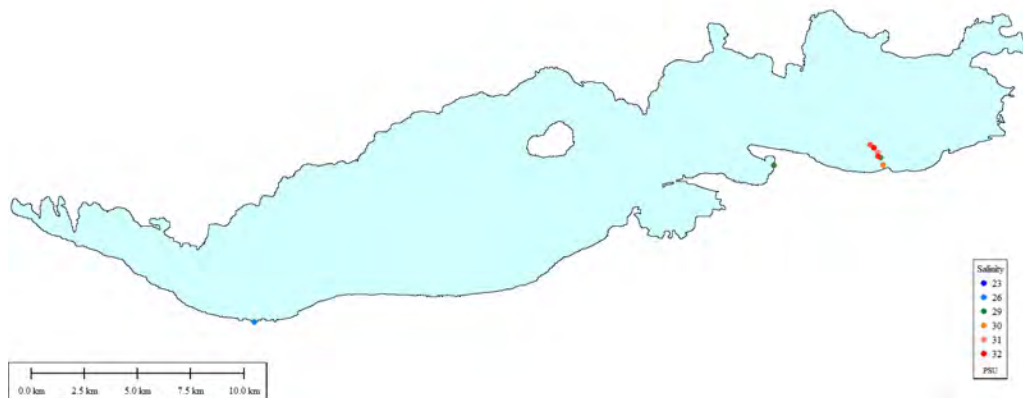


FIGURA V.8: *Mapa delle misure di conducibilità effettuate nel lago Qarun durante la ricognizione del 2010. I valori sono convertiti in unità di salinità pratica.*

grossolano.

La salinità pratica è stata calcolata a partire dalla conducibilità elettrica mediante l'equazione di stato internazionale per l'acqua marina dell'UNESCO (PERKIN e LEWIS, 1980; FOFONOFF e JR., 1983). L'utilizzo di tali formule, ampiamente validate in ambito oceanografico, per acque interne lacustri non è del tutto appropriato, nonostante l'elevatissima salinizzazione del lago in questione renda i *range* di variazione dei valori prossimi a quelli delle acque marine. Il problema principale è costituito dal fatto che la composizione della miscela di sali disciolti e le concentrazioni dei singoli ioni possono essere estremamente diversi da quelli, praticamente costanti, che si riscontrano negli oceani (WILLIAMS e SHERWOOD, 1994). Sarebbe pertanto necessario calibrare una relazione empirica *ad hoc* tra conducibilità e salinità, valida per il sito in esame. Tuttavia non essendo possibile eseguire tale calibrazione e tenuto conto dei limiti di precisione richiesti dalle applicazioni del telerilevamento, si ritiene comunque utile l'impiego delle formule oceanografiche della salinità pratica, anche per agevolare un confronto con le serie temporali di dati esistenti.

Il conducimetro utilizzato implementa una compensazione automatica per la temperatura; pertanto la lettura del valore K corrisponde alla conducibilità della soluzione alla temperatura di 20°C e a pressione atmosferica. Il calcolo della salinità pratica S prevede il calcolo del rapporto R tra la



FIGURA V.9: *Un momento delle operazioni di misura sul punto QAR2 sulla sponda del lago Qarun.*

conduttività misurata e la conduttività K_0 di una soluzione *standard*:

$$R = \frac{K(S, t, p)}{K_0(35, 15, 0)}$$

Il valore di K_0 si riferisce ad una soluzione di cloruro di potassio avente salinità pratica S_0 per definizione pari a 35, alla temperatura $t_0 = 15^\circ C$ ed alla pressione atmosferica ($p_0 = 0$) e può essere assunto pari a 42,914 mS/cm (CULKIN e SMITH, 1980).

Come ricordato, la temperatura modifica in modo significativo la conducibilità dell'acqua; si può pertanto ricavare la conduttività della soluzione *standard* ad una temperatura generica moltiplicando il valore di riferimento K_0 per il fattore r_t funzione della temperatura:

$$r_t = \sum_{i=0}^4 c_i t^i$$

nella quale compaiono cinque coefficienti c_i noti in letteratura. Dividendo ora il rapporto R per il fattore r_t , si ottiene un nuovo rapporto corretto R_t tra la conducibilità dell'acqua misurata e quella della soluzione di riferimento portata alla stessa temperatura del campione:

$$R_t = \frac{R}{r_t}$$

La salinità pratica può quindi essere espressa in funzione di questo rapporto corretto:

$$S = \sum_{i=0}^5 a_i R_t^{\frac{i}{2}} + \frac{t - 15}{1 + k(t - 15)} \cdot \sum_{i=0}^5 b_i R_t^{\frac{i}{2}} \quad (\text{V.1})$$

ove k e a_i sono costanti note⁵. Poiché le misure si riferiscono allo strato superficiale del corpo lacustre, non occorre applicare alcuna correzione per il gradiente di pressione.

⁵Per i valori delle costanti si veda il lavoro di PERKIN e LEWIS (1980).

Capitolo VI

Analisi litologica

Le condizioni climatiche iper-aride tipiche dell'oasi del Fayyum in Egitto, che impediscono lo sviluppo di vegetazione, unitamente ad una copertura sabbiosa relativamente sottile, rendono possibile l'utilizzo di immagini satellitari multispettrali per l'esplorazione della geologia superficiale. In particolare in questo capitolo verrà discusso un approccio di classificazione delle immagini ASTER, per discriminare le differenti litologie affioranti nei suoli desertici che circondano l'oasi.

VI.1 Materiali

Per effettuare la classificazione sono state scelte le immagini del sensore ASTER, composte come noto da quattordici bande: due nel visibile, una nell'infrarosso vicino, sei nell'infrarosso ad onde corte e cinque nell'infrarosso termico. Poiché il processo di classificazione si avvale di indici mineralogici calcolati come rapporto tra due o più bande, è opportuno utilizzare i valori di riflettanza ed emissività al suolo. La correzione atmosferica è in questo caso auspicabile, ma non è necessaria un'accuratezza elevata. Si è scelto allora di utilizzare i prodotti *standard* di secondo livello ASTER 07 XT ed ASTER 05.

Il primo fornisce i valori di riflettanza nelle bande del visibile e dell'infrarosso riflesso, ottenuti attraverso un algoritmo di correzione atmosferica che interpola i valori di interesse da una *look up table* predefinita (MIURA *et al.*, 2008). Informazioni sul contenuto di vapor d'acqua e sulla concentrazione di aerosol derivano da dati esterni, quali i prodotti MODIS, e vengono utilizzate per restringere la ricerca ad una partizione della LUT. Questa correzione non tiene conto degli effetti di *adjacency* e di BRDF. Alle bande

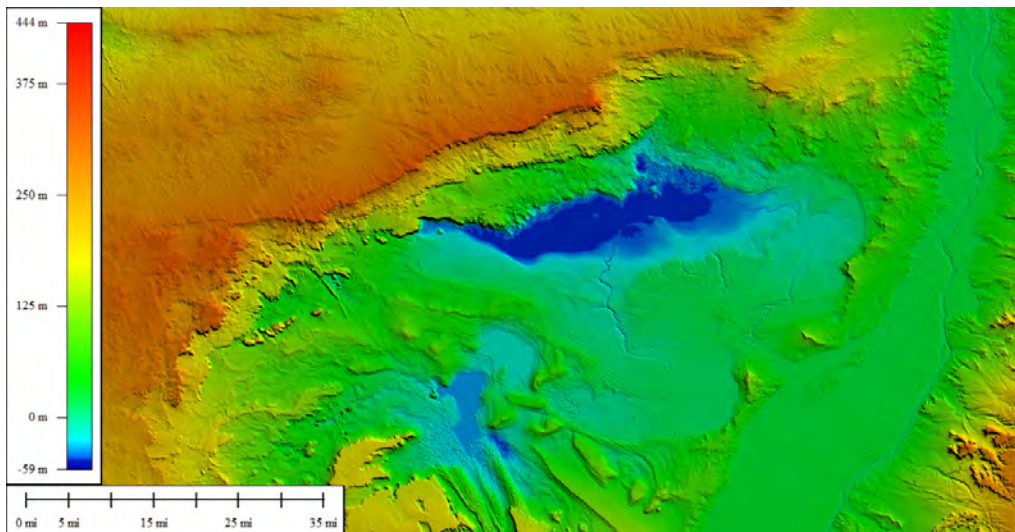


FIGURA VI.1: *Modello SRTM 4 dell'oasi del Fayyum e del Wadi Rayan, utilizzato per l'ortorettifica delle immagini ASTER. Si noti l'andamento delle tre scarpate sulla sponda nord del lago Qarun e la sagoma, ben distinguibile al centro dell'oasi, di una conoide alluvionale, sulle cui vie di drenaggio naturali appaiono impostati i principali canali di irrigazione.*

dello SWIR è applicata anche la correzione dell'effetto di 'crosstalk', un difetto costruttivo per il quale alcuni componenti del *detector* della banda 4 riflettono parte del raggio incidente sui *detector* delle altre bande, in particolare la 5 e la 9 (IWASAKI e TONOOKA, 2005). La rimozione di questo effetto è di primaria importanza nella costruzione degli indici tra bande.

Il prodotto ASTER 05, invece, fornisce i valori di emissività superficiale nelle cinque bande dell'infrarosso termico. Tali valori sono ricavati, unitamente alla temperatura superficiale (ASTER 08), dall'applicazione dell'algoritmo iterativo TES (*Temperature/Emissivity Separation*).

Ai fini del calcolo degli indici necessari alla classificazione, tutte le quattordici bande sono state ricampionate alla risoluzione di trenta metri, propria dello SWIR ed intermedia tra i quindici del VNIR ed i novanta del TIR.

Ai fini del processo di ortorettifica, sono stati presi in considerazione modelli numerici del terreno (DTM) di diversa origine che potessero fornire una base estesa a livello regionale. Sono stati valutati in particolare due prodotti di origine satellitare di tipo globale: il DTM generato dalla missione SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), derivato da elaborazione di dati InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) e fornito con dimensione del *pixel* a terra pari a 3 secondi, attualmente giunto alla revisione 4 (GOROKHOVICH e VOUSTIANIOUK, 2006; REUTER *et al.*, 2007), ed il DTM di

recente disponibilità ASTER GDEM, derivante dalla mosaicatura di DTM creati da immagini stereoscopiche ASTER, con risoluzione 1 secondo, attualmente nella sua prima versione (BITELLI *et al.*, 2005). Entrambi fanno riferimento al modello di ondulazione geoidica EGM96 e al datum WGS84.

I due modelli globali sono stati confrontati tra loro e con un modello del terreno, di copertura parziale, che è stato ottenuto dalla digitalizzazione di curve di livello da cartografia in scala 1:50000, pubblicata nel 1995 dalla *Egyptian General Survey Authority* ed avente come *datum* altimetrico la determinazione del livello medio del mare “Alessandria 1906” (BITELLI *et al.*, 2009). Benché entrambi i modelli mostrino un discreto accordo a livello complessivo, il GDEM presenta una forte “granularità” ed alcune anomalie locali, che ne possono compromettere l’accuratezza. La sperimentazione fin qui effettuata ha mostrato nel complesso una migliore aderenza del modello SRTM al riferimento cartografico, probabilmente in virtù del maggior grado di raffinamento raggiunto; la scelta è pertanto ricaduta su quest’ultimo, ancorché di risoluzione inferiore a quella delle immagini¹. È superfluo precisare che l’applicazione in questione non richiede particolare precisione metrica.

VI.2 Metodo di classificazione

Da quanto esposto nel capitolo IV, appare evidente che le informazioni sulla geologia della zona, pur numerose, sono assai disomogenee e mancano spesso di una accurata georeferenziazione. Questa lacuna preclude l’utilizzo di gran parte delle conoscenze disponibili ai fini di una procedura di classificazione. Per questo motivo al tradizionale approccio supervisionato, basato sulla definizione di *training sites*, è stato preferito un algoritmo decisionale basato sul calcolo di indici mineralogici e sulla definizione di opportune soglie, che svincoli l’utente dal prerequisito di una conoscenza dettagliata di siti di addestramento a posizione nota.

Si precisa nuovamente che la classificazione intende fornire un’informazione prettamente litologica, che supporti, ma che di per sé non può costituire, una mappatura geologica completa. Quest’ultima, infatti, richiederebbe un ulteriore passaggio interpretativo per distinguere le diverse formazioni e

¹Anche se il modello GDEM ha una risoluzione di 30 metri, un recente studio di REUTER *et al.* (2009) denuncia una accuratezza inadeguata a questa risoluzione.

le *facies* deposizionali, passaggio che non potrebbe prescindere da specifiche competenze geologiche e dati difficilmente ottenibili da remoto.

Dal punto di vista litologico, dunque, il problema consiste nel distinguere, per quanto possibile, una vasta sfumatura di rocce sedimentarie, costituite da frazioni variabili di carbonati e materiali silico-clastici, di diversa granulometria. Sono inoltre presenti depositi evaporitici, in gran parte composti da gesso, e affioramenti di estrusioni basaltiche. I principali indici su cui è basata la classificazione sono i seguenti²:

- *Silica Index*: $\frac{\rho_{10,65}}{\rho_{8,29}}$
- *Carbonate / Chloride Index*: $\frac{\rho_{2,26} + \rho_{2,40}}{\rho_{2,33}}$
- *Ferrous Iron Index*: $\frac{\rho_{2,16}}{\rho_{0,80}} + \frac{\rho_{0,55}}{\rho_{0,66}}$
- *Alteration Index*: $\frac{\rho_{1,65}}{\rho_{2,16}}$

Il processo di classificazione è stato quindi organizzato mediante un albero delle decisioni implementato in ENVI. I primi due nodi che compongono l'albero servono ad escludere dalla classificazione le superfici dei laghi ed i terreni coltivati, sui quali la vegetazione impedisce il riconoscimento litologico. A questa fase preliminare segue una distinzione fondamentale basata sull'indice dei silicati, che intende separare le rocce a composizione prevalentemente silico-clastica da quelle a dominante carbonatica. Esaminando l'andamento dei valori nella mappa di figura VI.2, è possibile distinguere le aree in cui affiorano i calcari eocenici, situate a sud-ovest dell'oasi e caratterizzate da valori dell'indice dei silicati inferiori a 1,2, da quelle situate a nord dell'oasi, nelle quali affiorano le rocce della formazione continentale miocenica Kashab, caratterizzati da valori dell'indice attorno ad 1,3.

Il problema centrale è quello della definizione delle soglie da impostare nei nodi dell'albero delle decisioni. Uno strumento utile a questo scopo può essere l'analisi dell'andamento dell'indice lungo profili nei quali siano attese variazioni litologiche significative. In figura VI.3 è riportato come esempio il profilo dell'indice dei silicati lungo un profilo della scarpata a nord del lago. Ad esso è associato come riferimento anche il profilo topografico ricavato dal modello digitale SRTM 4. Il raffronto di questi andamenti mostra come sia possibile osservare, in corrispondenza di passaggi litologici significativi

²Questi ed altri indici sono raccolti nel manuale di KALINOWSKI e OLIVER (2004).

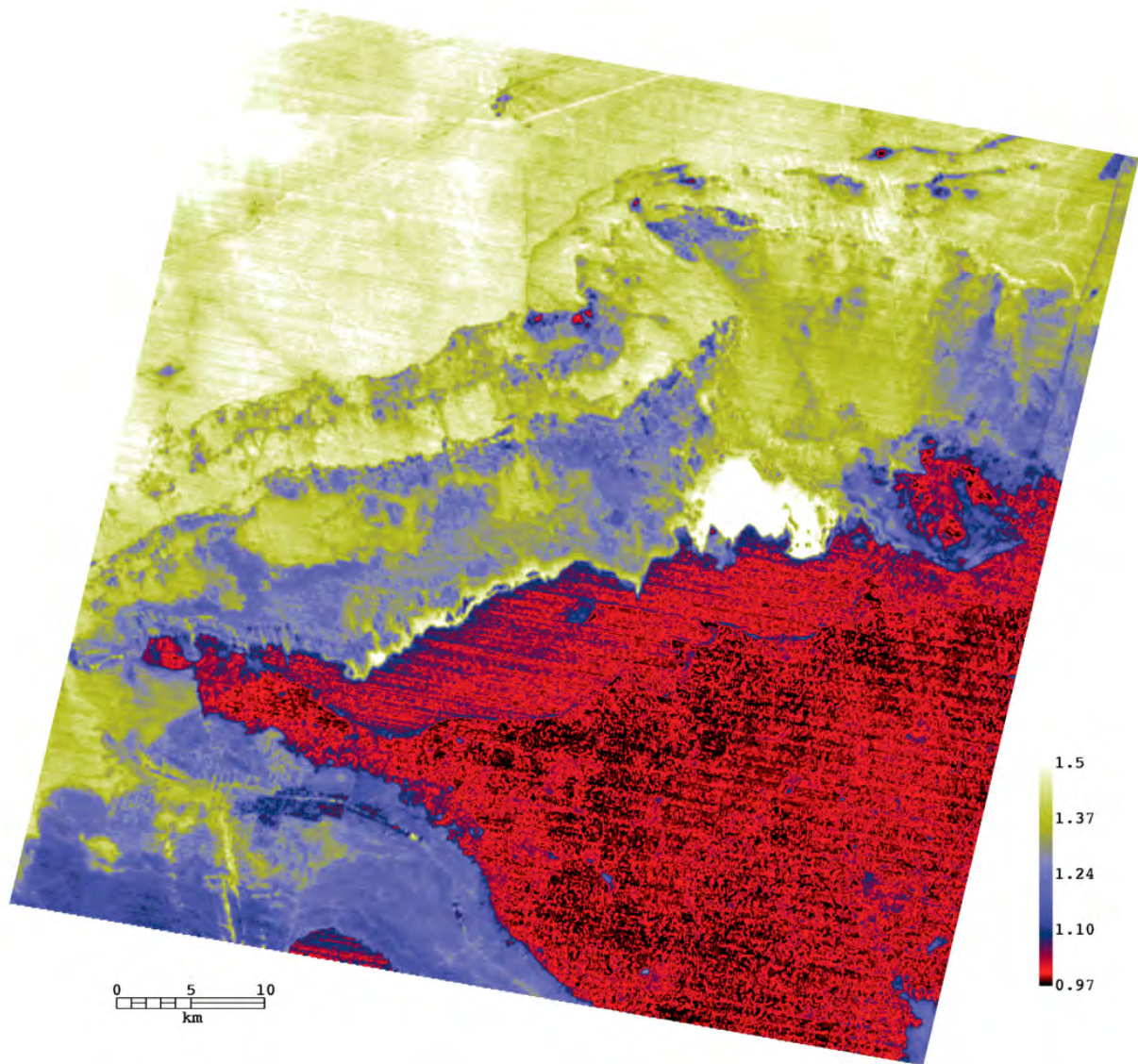


FIGURA VI.2: *Mapa dell'indice dei silicati, visualizzato mediante una palette di colori. Si noti come questo indice restituisca valori più alti a nord dell'oasi, ove affiora la formazione continentale Kashab, e valori più bassi a sud-ovest, ove affiorano i calcari delle formazioni eoceniche Qazzun e Wadi Rayan. I valori dell'indice, inoltre, evidenziano l'alternanza di differenti litologie sulla scarpata nord. Sono evidentemente da ignorare i valori sui terreni coltivati all'interno dell'oasi (colore rosso).*

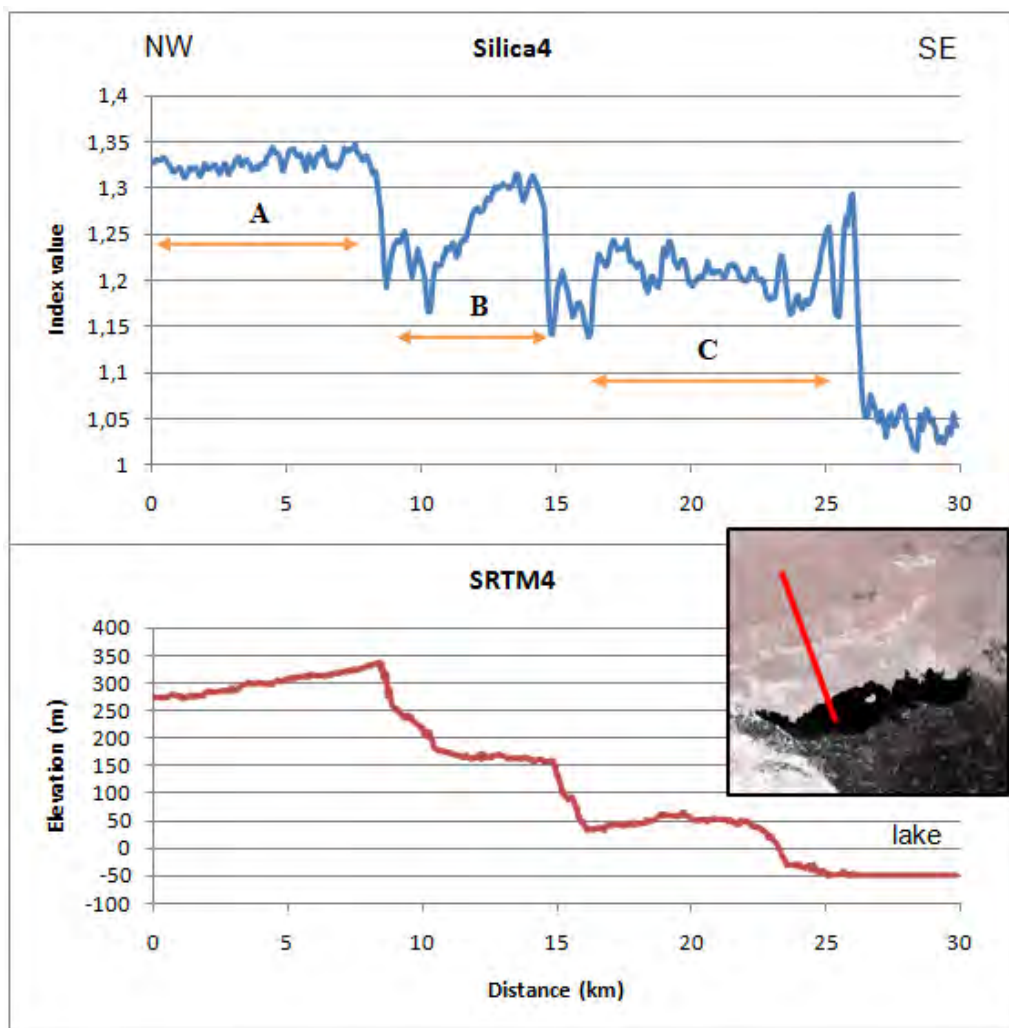


FIGURA VI.3: Andamento dell'indice dei silicati lungo un profilo trasversale alla scarpata a nord del lago, a confronto con il profilo topografico desunto dal modello digitale del terreno. Si osserva come i passaggi litologici nei tre livelli della scarpata producano discontinuità rilevabili nei valori dell'indice dei silicati. Le lettere maiuscole designano tre possibili distinzioni litologiche.

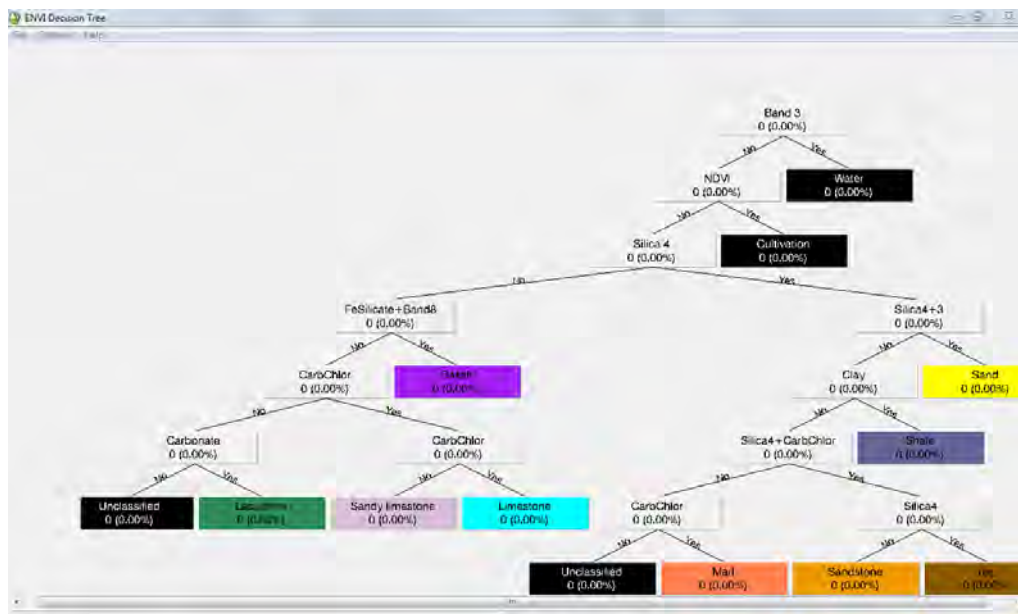


FIGURA VI.4: Albero delle decisioni per la classificazione litologica delle immagini ASTER.

nei tre livelli della scarpata, discontinuità rilevabili nel valore dell'indice dei silicati.

Dopo la prima distinzione fondamentale, i percorsi di classificazione si separano in due rami principali (figura VI.4): uno per le rocce carbonatiche che consente di distinguere, ad esempio, i calcari massicci dai calcari con una frazione sabbiosa, ed un secondo per le rocce silico-clastiche, nel quale avviene, tra l'altro, la separazione di argille e argilliti. Poiché i basalti presentano valori dell'indice dei silicati simili a quelli del calcare, probabilmente per la loro basicità, la classificazione avviene nel ramo 'carbonatico', sulla base dell'indice del ferro II (che può evidenziarne la femicità) e del valore di riflettanza (particolarmente basso) nella banda 8.

Una caratteristica fondamentale di questo albero delle decisioni consiste nella presenza di una uscita "Non classificato" al termine di ciascuno dei rami principali: se il *pixel* non soddisfa alcuna delle condizioni poste nei diversi nodi, non viene classificato. Questa struttura previene, per quanto possibile, un'errata attribuzione di *pixel* appartenenti a classi non previste.

I risultati del processo di classificazione sono illustrati in figura VI.5. Si nota immediatamente come una fascia ristretta ed allungata al margine sud-occidentale ed alcune aree a nord dell'oasi del Fayyum restino non classificate. Si tratta spesso di zone in prossimità di alcuni depositi ben distinguibili per i valori particolarmente elevati di un indice carbonatico e che

sono stati indicati come “lacustri”, sulla base di informazioni presenti in letteratura. Restano non classificate anche le cave a nord-est del lago, ove gli accumuli di materiale di risulta ed il rimaneggiamento del terreno rendono il segnale assai confuso. Un difetto è inoltre costituito dalla mancata classificazione come sabbia sciolta delle dune longitudinali nella zona del Wadi Rayan: la causa va forse ricercata nella probabile alta frazione calcarea delle sabbie che le compongono.

VI.3 Validazione dei risultati

Allo stato attuale non è possibile effettuare una validazione in termini rigorosi della classificazione ottenuta. Essa richiederebbe infatti un elevato numero di dati di verità a terra o una mappa realizzata indipendentemente con un grado di dettaglio comparabile, entrambi non disponibili.

Sono comunque possibili alcune valutazioni preliminari sulla base dei risultati delle analisi, dei campioni raccolti durante la campagna del 2010 ed elencati in tabella V.1 a pagina 90. Poiché le analisi sono tuttora in corso, si riportano qui due esempi, estratti dai primi risultati. In figura VI.6 è riportato l'esempio del campione CH27, identificato come basalto. Il confronto diretto della firma spettrale di laboratorio con quella estratta dall'immagine ASTER può essere in questo caso fuorviante, dal momento che nel *pixel* sono presenti anche materiali più riflettivi (figura VI.7). Il *pixel* tuttavia è stato correttamente classificato nella classe basalto.

Il secondo esempio è quello del campione CH23, identificato come gesso e prelevato da uno strato compatto che costituisce un piccolo altopiano sopra il tempio di Qasr el Sagha (figura VI.9). Anche in questo caso, il confronto con le firme di laboratorio mostra una sovrastima della riflettanza. La classificazione non prevede una classe gesso, dal momento che non è stato possibile, sulla base degli indici mineralogici utilizzati, trovare una caratteristica discriminante che permettesse di isolare queste formazioni. Il *pixel* corrispondente al campione, comunque, risulta ‘correttamente’ non classificato.

Le analisi geochimiche, tuttora in esecuzione, permetteranno di ottenere informazioni utili al raffinamento della classificazione: in particolare, le informazioni sulla composizione mineralogica dei campioni potranno fornire indicazioni sulla correlazione tra valore degli indici ed abbondanza di determinati elementi.

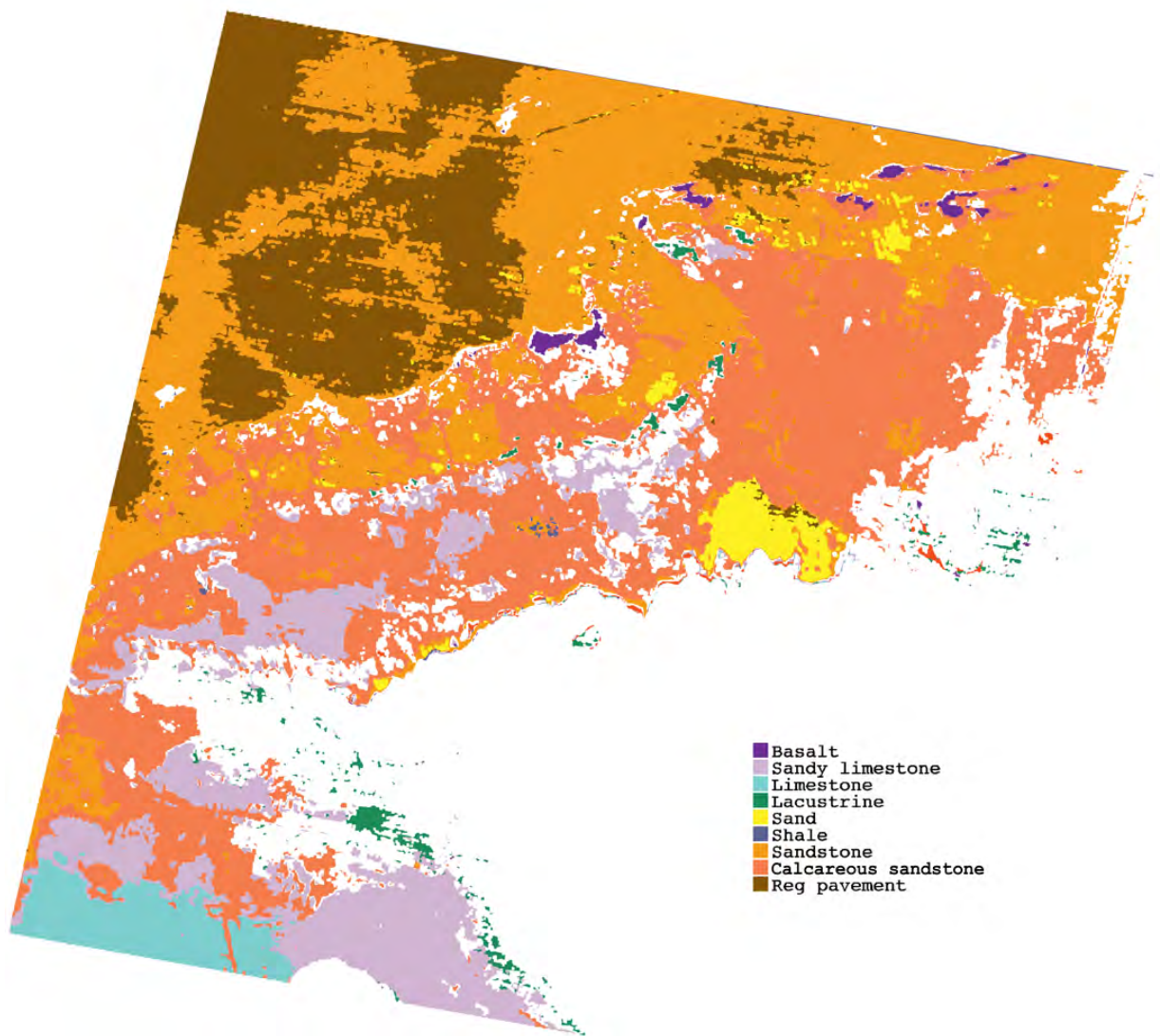


FIGURA VI.5: *Classificazione litologica eseguita sulla ripresa ASTER del 24 giugno 2007, mediante l'albero delle decisioni di figura VI.4.*

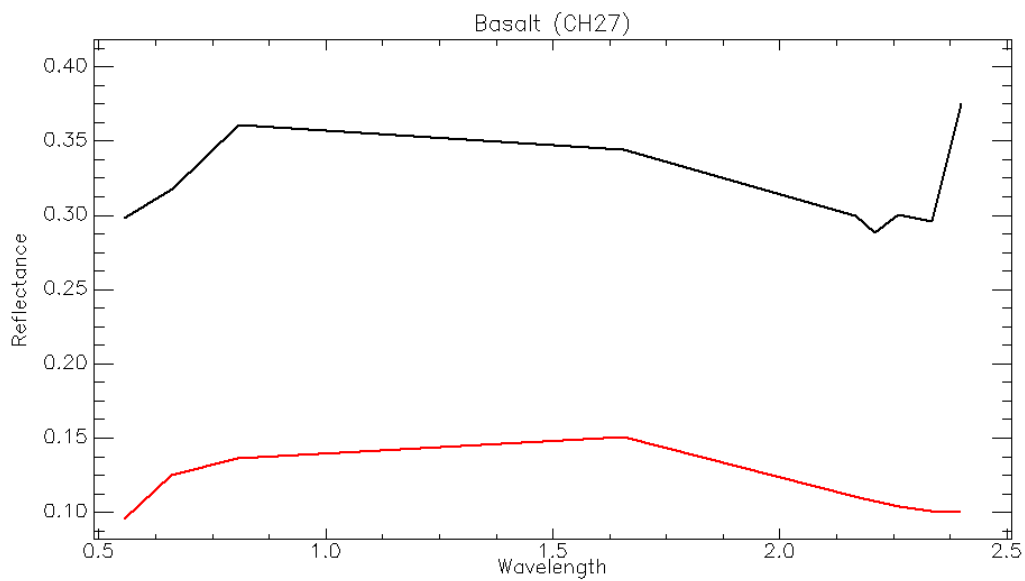


FIGURA VI.6: *Firma spettrale del campione CH27 identificato come basalto. In rosso la firma di laboratorio ricampionata per simulare le bande ASTER, in nero la firma del pixel estratto dall'immagine alle coordinate corrispondenti al luogo del prelievo. Sebbene la riflettanza dell'immagine sia notevolmente più elevata, per la presenza di materiali più riflettivi, il pixel è stato classificato correttamente.*

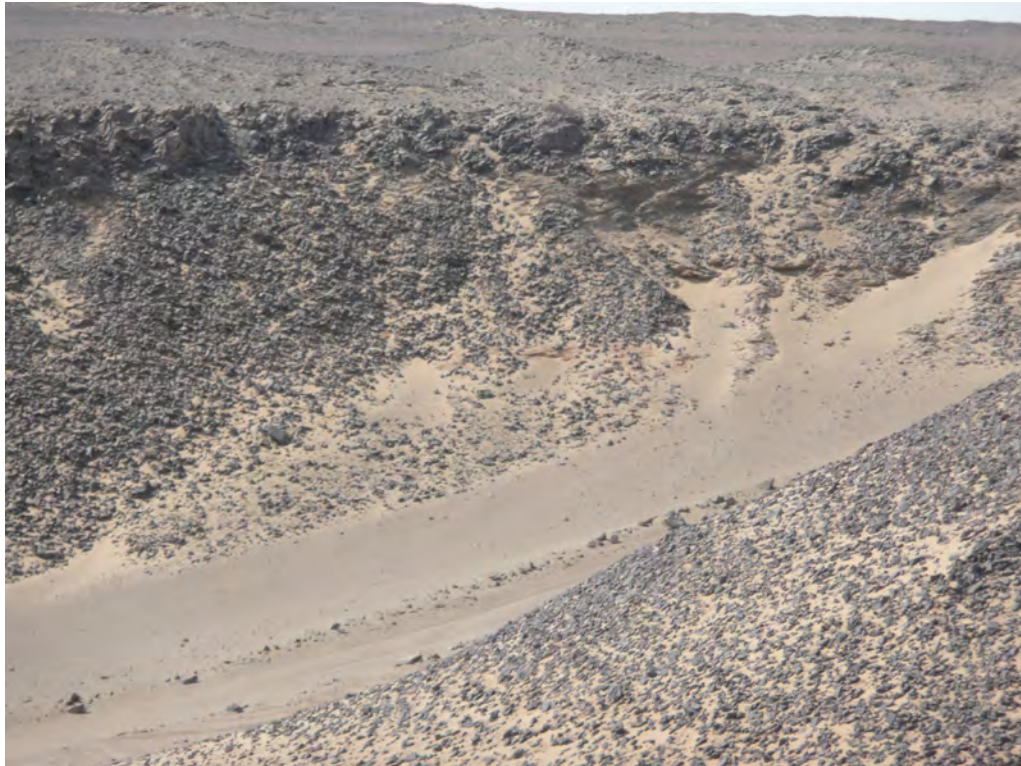


FIGURA VI.7: *Frammenti di basalto provenienti dallo strato al top della scarpata coprono parzialmente il pendio sottostante.*

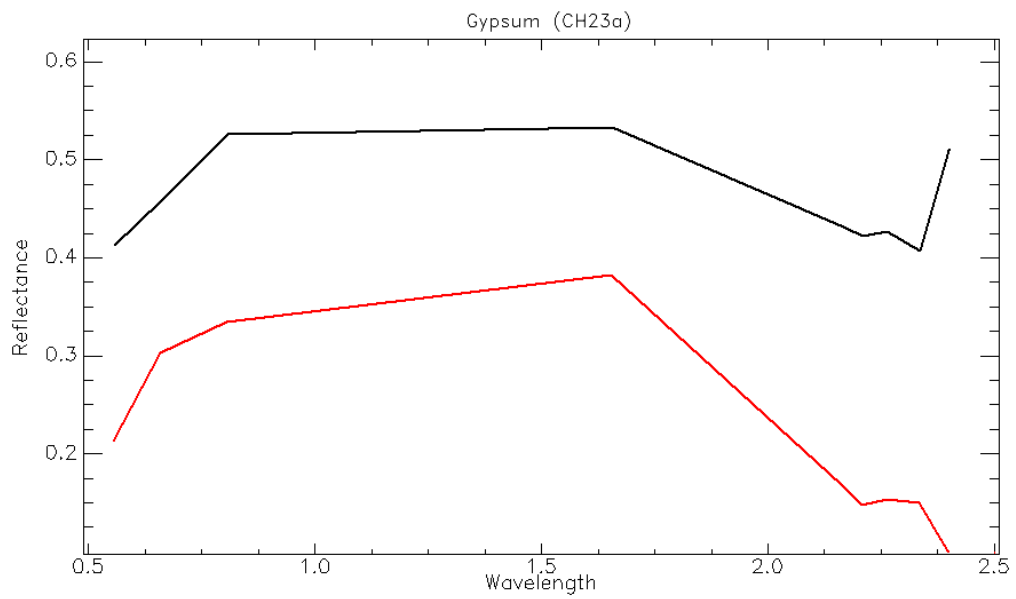


FIGURA VI.8: Firma spettrale del campione CH23a identificato come gesso. In rosso la firma di laboratorio ricampionata per simulare le bande ASTER, in nero la firma del pixel estratto dall'immagine alle coordinate corrispondenti al luogo del prelievo. Il pixel risulta non classificato.

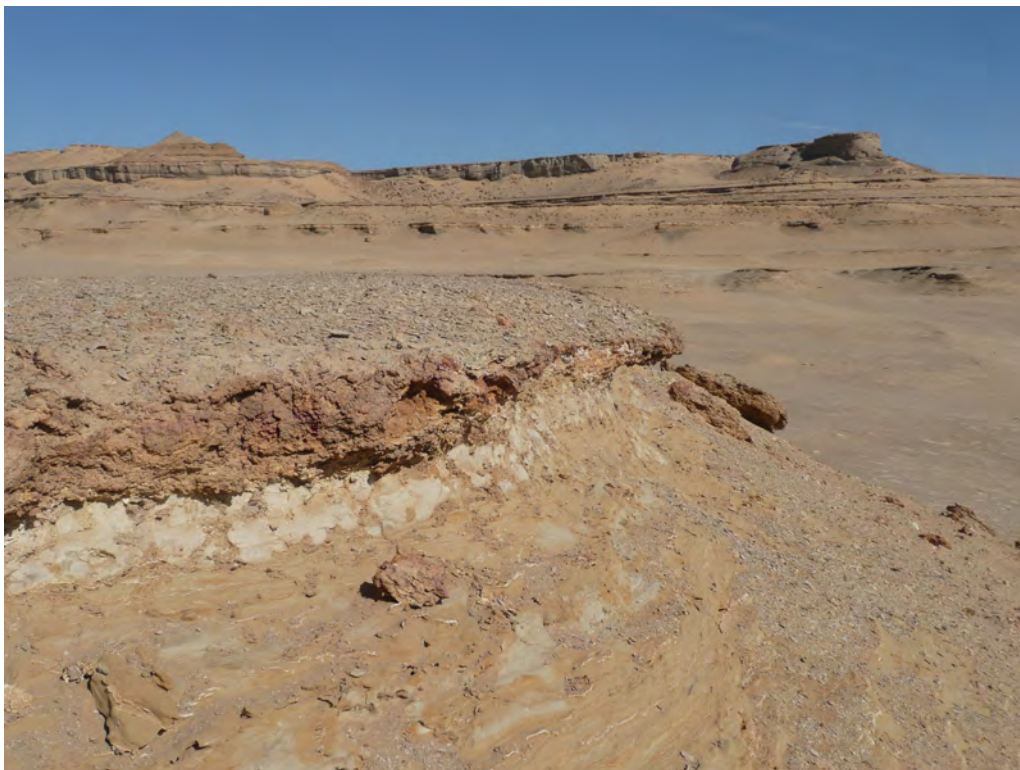


FIGURA VI.9: In prossimità del tempio di Qasr el Sagha, il gesso forma uno strato molto resistente all'erosione.

Capitolo VII

Monitoraggio degli interventi di bonifica

L'analisi di serie temporali di immagini satellitari costituisce un potente strumento di monitoraggio dei cambiamenti in atto su un determinato territorio. In particolare la disponibilità delle serie temporali Landsat consente di coprire un arco temporale di quasi trent'anni, sia pure in modo non continuo. Nel caso dell'oasi del Fayyum, l'analisi di *change detection* può essere utilizzata per quantificare l'espansione delle coltivazioni verificatesi negli ultimi decenni, a seguito di opere di bonifica ed al potenziamento della rete di irrigazione. Considerato che le coltivazioni in questione sono circondate unicamente da suoli desertici, la classificazione del coltivato può avvenire mediante il calcolo di opportuni indici e la definizione di una soglia; la *change detection* può quindi essere effettuata in post-classificazione, secondo lo schema concettuale di figura VII.1.

Ai fini della corretta valutazione dei risultati, la serie temporale di immagini su cui si intende effettuare l'analisi deve soddisfare i seguenti requisiti:

1. correzione geometrica: le immagini dovranno essere perfettamente coregistrate per evitare l'individuazione di cambiamenti fittizi;
2. correzione radiometrica: se si desidera stabilire una soglia unica per tutte le immagini è necessario che ciascuna sia calibrata e corretta per gli effetti atmosferici, almeno in senso relativo;
3. correzione "temporale": per evitare risultati falsati occorre tener conto di effetti stagionali legati ai cicli di aratura;

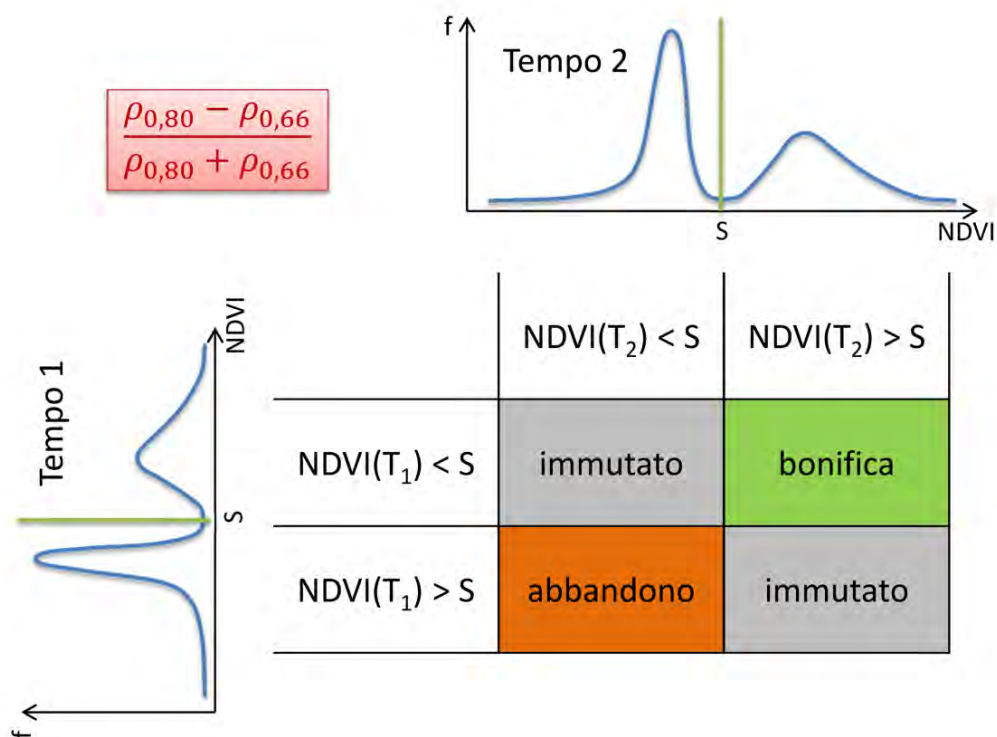


FIGURA VII.1: Schema concettuale dell'analisi di change detection in post-classificazione. Sulla base di un valore di soglia da applicare all'indice vegetazionale, si determina l'appartenenza del pixel alla classe vegetazione ad un certo tempo, quindi si confronta l'appartenenza dello stesso pixel nell'immagine al tempo successivo.

Forse non è necessario raggiungere livelli di precisione assoluta spinti nell'applicare queste correzioni, ciò che è più importante è che la serie sia il più possibile omogenea e coerente.

VII.1 Aspetti geometrici

Le immagini dell'archivio Landsat vengono fornite, nella maggior parte dei casi, a livello di processamento L1T, cioè già ortorettificate. Per la correzione vengono impiegati punti di controllo appartenenti al *data set* globale GLS2005, il quale fa riferimento per la quota a DEM globali quali l'SRTM e il GTOPO30. Evidentemente l'accuratezza del prodotto risente dell'accuratezza dei punti di controllo utilizzati.

Nel caso di studio in esame, le immagini dei sensori TM ed ETM+ non hanno richiesto ulteriori raffinamenti, in quanto, almeno in senso relativo, la registrazione risulta sufficientemente accurata. La co-registrazione mediante l'individuazione di punti omologhi si è invece resa necessaria per includere nella serie immagini più recenti ottenute dal sensore ASTER. Queste immagini sono state dapprima ortorettificate mediante il modello SRTM.

VII.2 Aspetti radiometrici

Quando si esegue il calcolo di indici, quali l'NDVI, la calibrazione radiometrica ha un impatto rilevante sul valore numerico di questi indici (figura VII.2). Infatti, sia l'irradianza solare che l'attenuazione atmosferica sono funzioni della lunghezza d'onda, pertanto introducono un contributo differenziale sui valori di radianza registrati dal sensore nelle diverse bande. Questo effetto, troppo spesso trascurato, deve essere considerato quando si vogliono determinare valori di soglia da applicare a riprese effettuate da sensori diversi o in tempi diversi.

Nel semplice caso del passaggio da radianza a riflettanza apparente, espresso dall'equazione:

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \frac{\pi d^2 L(\lambda)}{E_0(\lambda) \cos \theta_z} \Rightarrow L(\lambda) = k \cdot \rho_{TOA}(\lambda) \cdot E_0(\lambda) \quad (\text{VII.1})$$

è possibile valutare a priori l'entità della differenza tra i valori di NDVI calcolati sulle due grandezze. Il termine E_0 che compare nell'equazione (VII.1) rappresenta l'irradianza solare mediata sulla banda di acquisizione del sen-

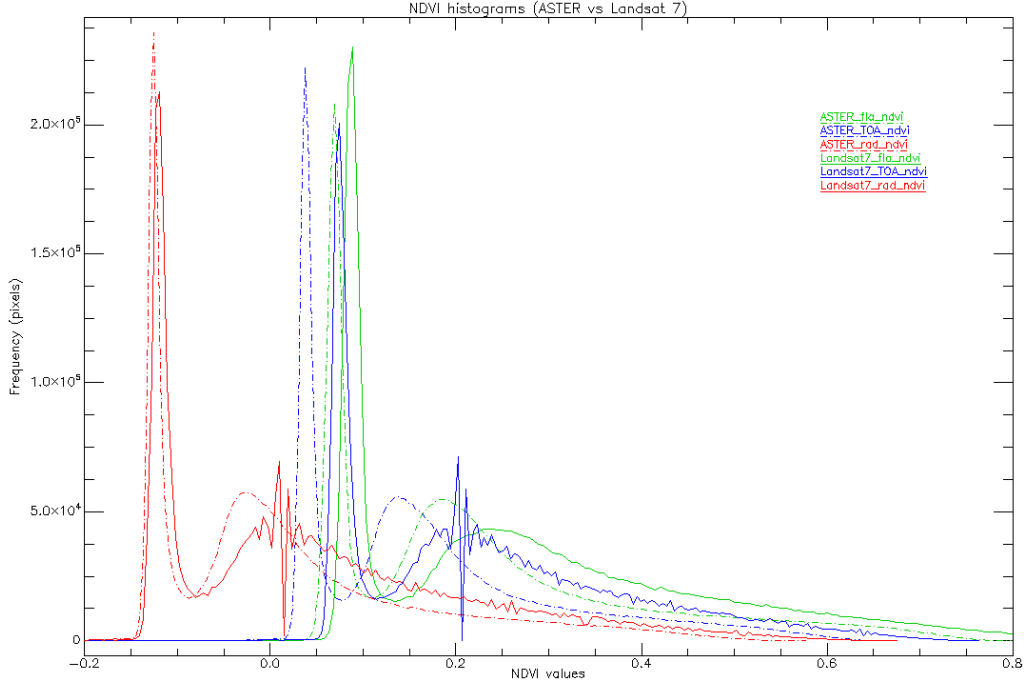


FIGURA VII.2: *Confronto tra gli istogrammi di frequenza dell'NDVI calcolato sulla base delle riprese effettuate nell'arco di 30 minuti da due diversi satelliti, ASTER e Landsat, nella medesima area di test. Per ciascuno sono riportate le curve calcolate su valori di radianza al sensore, riflettanza apparente e riflettanza al suolo (FLAASH).*

sore, tenendo conto della specifica risposta spettrale relativa come funzione peso. Questo valore *dipende* quindi dalle caratteristiche tecniche del sistema di acquisizione, ma è in genere una funzione nota della lunghezza d'onda. La radianza al sensore L è dunque proporzionale alla riflettanza apparente ρ_{TOA} ed all'irradianza solare E_0 , a meno di una costante k .

La differenza tra l'indice calcolato sulla base dei valori di riflettanza apparente e lo stesso calcolato sui valori di radianza può essere espressa come segue:

$$\Delta_{NDVI} = NDVI_{\rho} - NDVI_L = \frac{\rho_{0,80} - \rho_{0,66}}{\rho_{0,80} + \rho_{0,66}} - \frac{L_{0,80} - L_{0,66}}{L_{0,80} + L_{0,66}}$$

ossia, tenendo conto della (VII.1), in funzione dei valori della sola riflettanza apparente alle lunghezze d'onda del rosso e dell'infrarosso vicino.

Calcolando il Δ_{NDVI} per un campione di possibili valori di riflettanze, si possono ottenere grafici come quello di figura VII.3, dal quale si evince come, nel caso del sensore Landsat ETM, la differenza tra i due modi di calcolare l'NDVI tenda a zero per valori molto piccoli di una delle due riflettanze, ma che nella maggior parte dei casi pratici tale valore si attesti attorno a 0,18.

Isolinee della Differenza tra NDVI

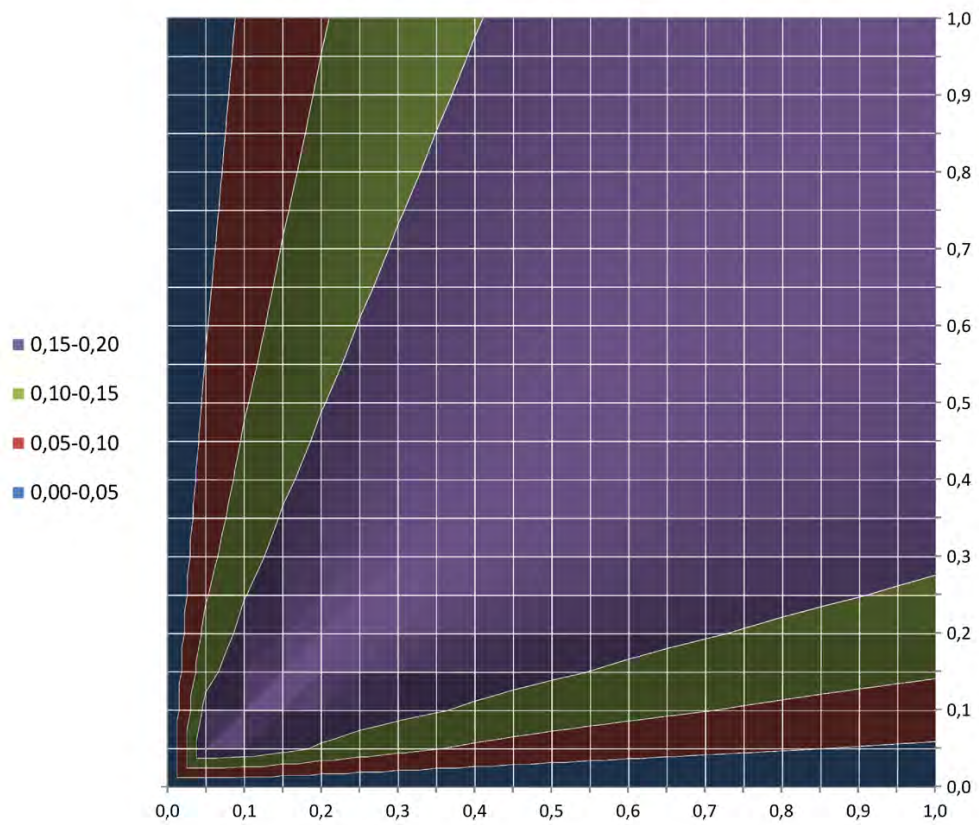


FIGURA VII.3: *Andamento della differenza tra NDVI calcolato sulla riflettanza apparente e sulla radianza, in funzione delle riflettanze nel rosso e nell'infrarosso vicino, per il sensore Landsat ETM.*

Chiaramente valutare gli effetti di una correzione atmosferica completa è molto più complesso ed occorre attenersi ad osservazioni a posteriori, desumibili da istogrammi come quello di figura VII.2. Infine va ricordato che anche gli effetti direzionali giocano un ruolo importante nel confronto tra due scene, specialmente su superfici vegetate, pertanto una procedura rigorosa richiederebbe un modello di BDRF.

A lato pratico, per applicazioni come quella in oggetto non è necessaria un'accuratezza elevatissima nei valori assoluti di riflettanza, tra l'altro difficilmente raggiungibile in mancanza di informazioni ancillari per la parametrizzazione dei modelli. Occorre piuttosto una certa omogeneità tra le diverse scene e questa può essere ottenuta anche con metodi empirici. Per declinare questo concetto, si propone la seguente procedura operativa:

1. correzione atmosferica di una sola immagine scelta come riferimento, mediante un modello di trasferimento radiativo, impostando parametri di prima approssimazione;
2. individuazione di un ristretto numero di *pixel*, la cui caratteristiche spettrali possano essere considerate stabili nel tempo;
3. estrazione delle firme spettrali di questi *pixel* 'stabili' dall'immagine di riferimento;
4. correzione delle altre immagini della serie temporale mediante il metodo della *empirical line*, utilizzando le firme dei *pixel* invarianti.

Nel caso di studio in esame sono stati scelti come *pixel* di riferimento 'stabili' quelli appartenenti ad alcune rocce nude esposte nella fascia desertica circostante l'oasi, tra cui gli affioramenti di basalto e calcari.

VII.3 Aspetti temporali

Una questione assai delicata è la scelta degli istanti da includere nella serie temporale. Occorre infatti tener conto dei cicli stagionali delle colture ed in particolare delle arature, che possono compromettere pesantemente la correttezza delle stime. Una soluzione può essere quella di costruire una serie temporale composta da immagini acquisite in una sola stagione. Tuttavia, a parte l'ovvio vincolo della disponibilità del dato di archivio, questo accorgimento può non essere sufficiente, se si considera la variabilità delle colture

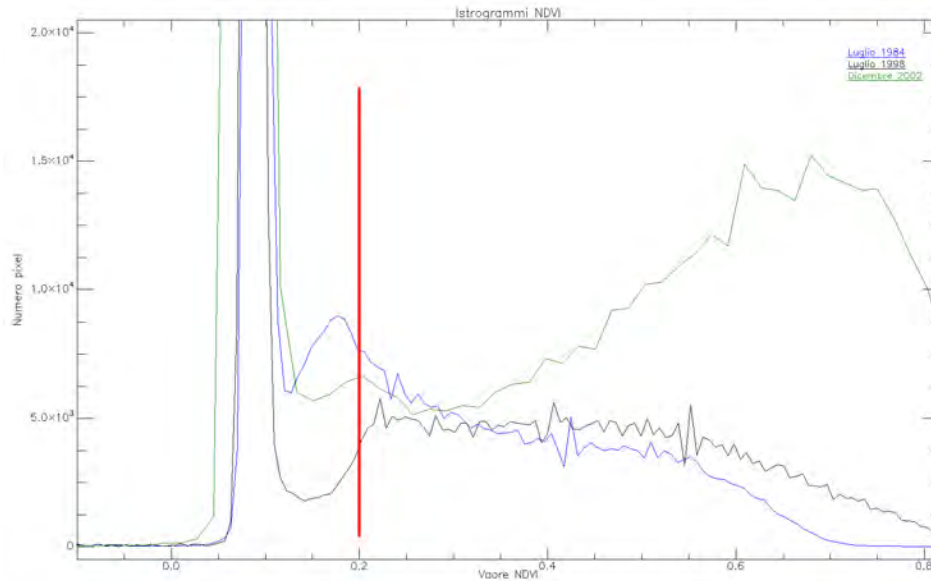


FIGURA VII.4: *Istogrammi di frequenza dell'NDVI, calcolato su diverse immagini calibrate secondo la procedura descritta nel paragrafo VII.2. Si può notare la buona sovrapposizione dei picchi relativi alle zone aride. La distribuzione bimodale consente la definizione di un valore di soglia comune per tutta la serie.*

nello spazio e nel tempo. Per mitigare questi effetti sono stati adottati i seguenti criteri:

1. sono state collezionate serie temporali 'minori' di immagini acquisite nell'arco di uno stesso anno, ma in diverse stagioni;
2. i risultati delle classificazioni delle immagini di ciascuna di queste serie minori sono stati aggregati in un'unica classificazione rappresentativa dell'annata;
3. sono stati valutati i cambiamenti tra le classificazioni aggregate rappresentative delle annate disponibili.

Evidentemente la scelta delle annate dipende meramente dalla disponibilità di immagini di archivio, non solo in termini di numero di immagini, ma anche di distribuzione nelle diverse stagioni.

VII.4 Risultanze

Per una discussione sull'attendibilità del processo di *change detection* in post-classificazione, si riporta l'esempio della serie temporale minore composta da cinque immagini Landsat TM acquisite nel 1998, tra aprile ed

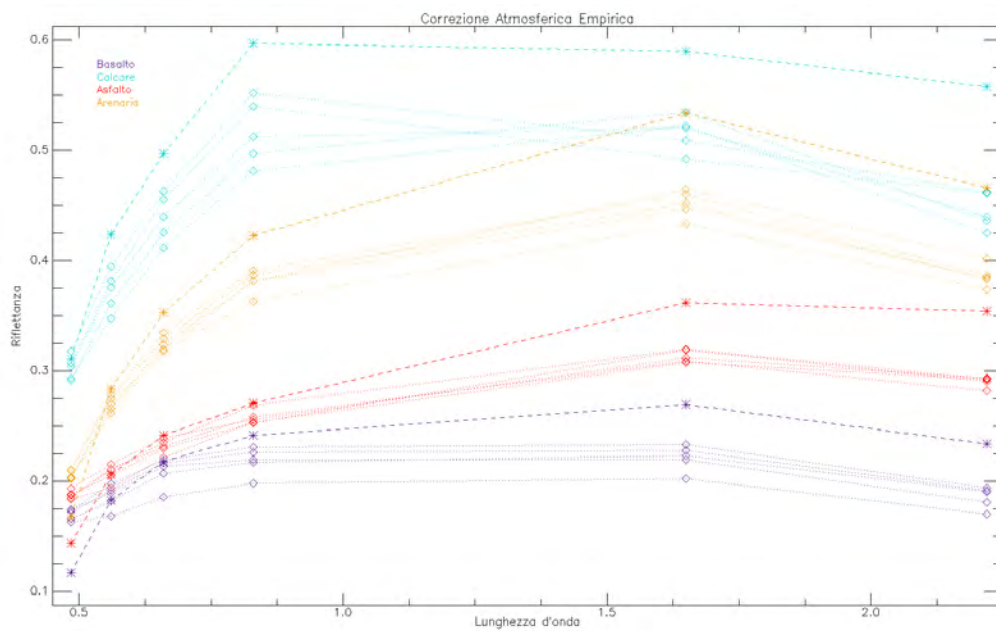


FIGURA VII.5: *Correzione radiometrica delle immagini della serie del 1998. Le linee puntinate rappresentano il comportamento spettrale dei pixel di riferimento nelle cinque immagini calibrate a riflettanza apparente (TOA), ma non ancora corrette per gli effetti atmosferici. Il tratteggio indica le firme spettrali estratte dall'immagine di riferimento corretta con il modello 6SV, utilizzate per la correzione empirica di tutte le altre immagini della serie. In questo caso è stata considerata anche la firma dell'asfalto della pista dell'aeroporto.*

ottobre. L'area di *test* comprende la porzione orientale dell'oasi più l'area di El Lahun all'ingresso della stessa. Come esposto nei paragrafi precedenti, è stata verificata la co-registrazione geometrica di tutte le immagini, quindi si è provveduto alla "co-calibrazione" radiometrica, effettuando la correzione atmosferica dell'immagine di aprile con il modello 6SV ed uniformando le altre mediante una calibrazione empirica, basata sulle firme spettrali di quattro punti con diversi materiali (figura VII.5).

In figura VII.6 è riportata una mappa delle aree classificate come vegetate, nella quale si distingue il numero di immagini nelle quali ciascun *pixel* è stato classificato come vegetato. Le statistiche riassuntive sono riportate nei grafici di figura VII.7. Appare chiaro come l'utilizzo di una sola immagine esponga il risultato ad una notevole aleatorietà, se si considera che sulla popolazione di tutti i *pixel* classificati almeno una volta come vegetati, soltanto il 54% risulti classificato allo stesso modo in tutte le immagini della serie. La percentuale sale però all'85% se si considerano i *pixel* classificati come vegetati in almeno quattro immagini. L'aleatorietà dell'utilizzo di una sola scena è ulteriormente confermato dalle statistiche relative alle singole immagini (colonne di sinistra nella figura VII.7). Se ad esempio si fosse scelta l'immagine di giugno, si sarebbero fortuitamente ottenuti i risultati più affidabili: in essa infatti figurano pochissimi *pixel* di classe 1, cioè classificati come vegetati esclusivamente in questa stessa immagine e considerati aridi in tutte le altre.

La variabilità dei risultati all'interno di una singola annata consegue ad una molteplicità di fattori. Non è possibile, evidentemente, separare le aliquote imputabili ad errore nella singola classificazione da quelle attribuibili ai cicli stagionali delle colture. Tuttavia, se lo scopo finale dello studio è stimare l'estensione delle bonifiche nell'arco di un decennio o più, può essere cautelativo considerare almeno la classe 1, ovvero i *pixel* classificati come vegetati in una sola immagine, come errore di classificazione. Non a caso le classi 1 e 2 si distribuiscono quasi esclusivamente lungo i bordi delle zone aride ed in corrispondenza di *pixel* misti. Un esempio particolarmente evidente di quest'ultimo caso sono i canali di irrigazione nella zona di El Lahun, ben distinguibili in colore giallo nella figura VII.6.

A lato pratico, l'analisi della serie temporale minore del 1998 mette in luce l'opportunità di costruire la classificazione rappresentativa di un certo istante combinando più immagini, vicine nel tempo ma acquisite in diverse stagioni. Fermo restando che una maggiore ridondanza è sempre positiva ai



FIGURA VII.6: *Aggregazione dei risultati delle classificazioni effettuate sulla serie temporale minore, composta da cinque immagini Landsat TM, acquisite nel 1998. Il diverso colore indica il numero di immagini nel quale il singolo pixel ha un valore di NDVI superiore alla soglia fissata di 0,20 che lo qualifica come vegetato.*

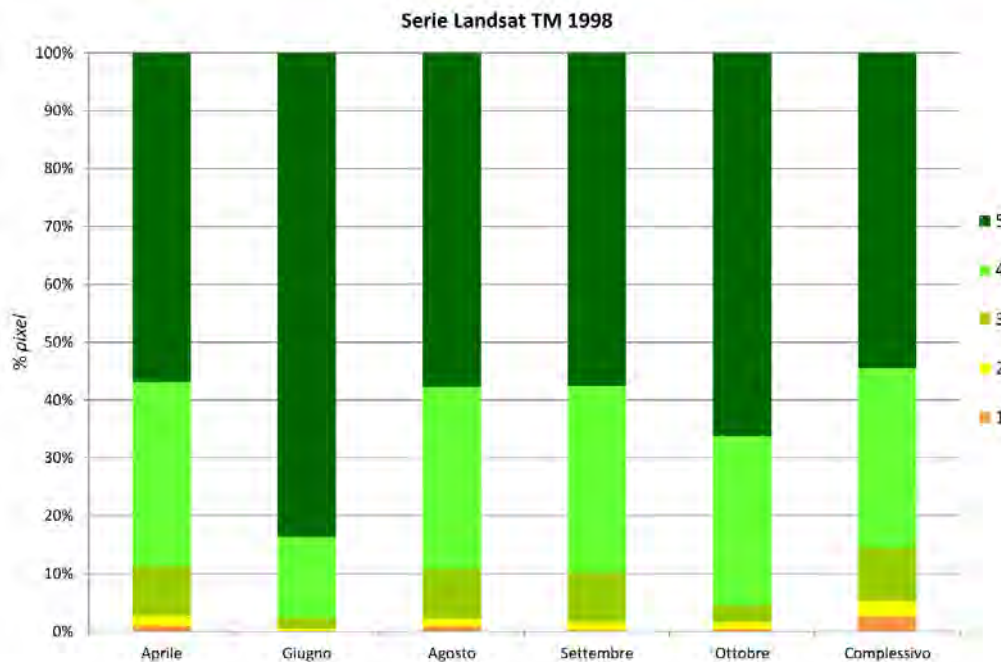
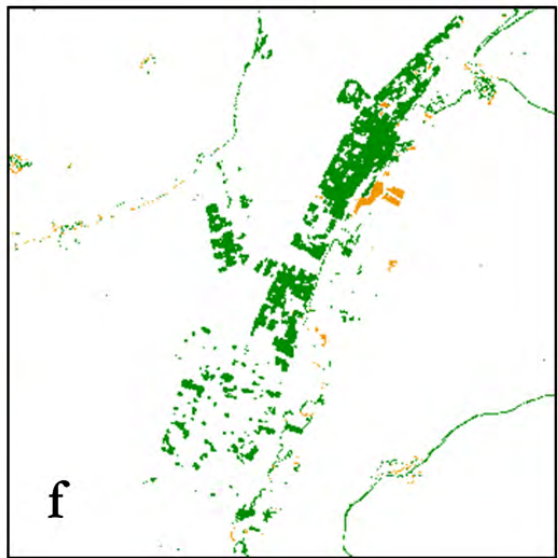
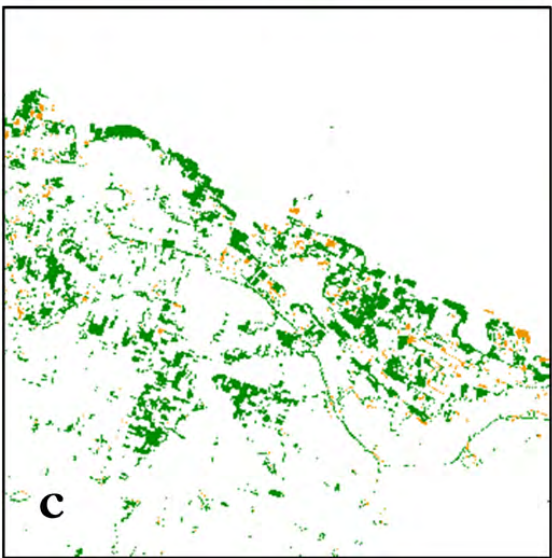
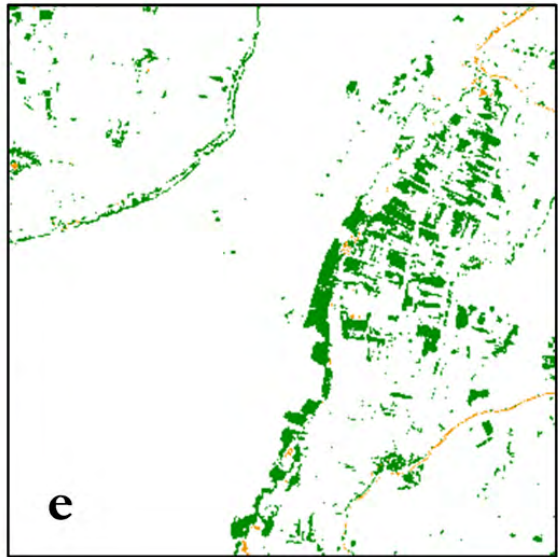
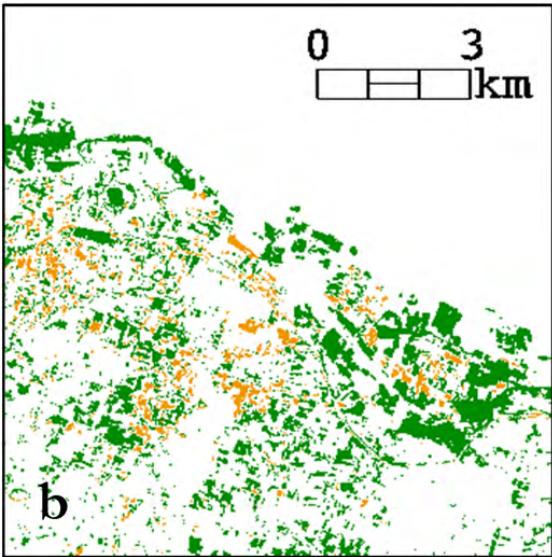
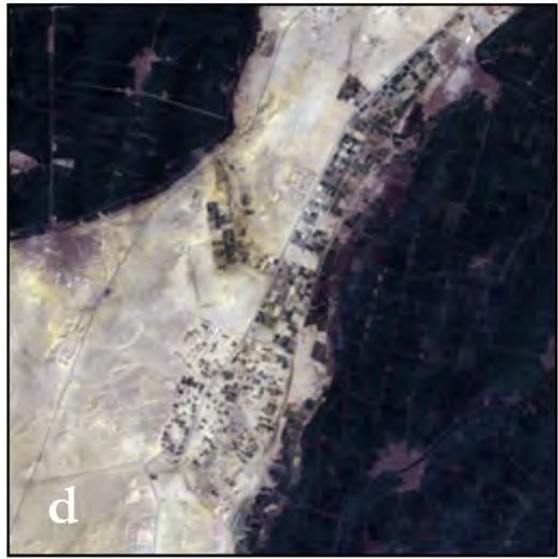
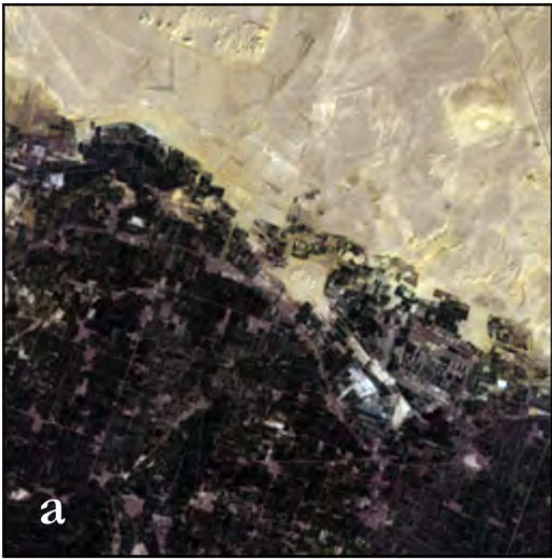


FIGURA VII.7: *Statistiche dei pixel classificati come vegetati in ciascuna immagine e nella serie minore del 1998 considerata nel complesso. La statistica complessiva di destra si riferisce alla mappa di figura VII.6 ed evidenzia come solo il 54% dei pixel risulti classificato come vegetato in tutte e cinque le immagini ed un altro 31% in quattro delle cinque immagini.*

fini della precisione, appare ineludibile l'utilizzo di almeno due immagini, se si vogliono ottenere risultati che non siano puramente qualitativi.

In conclusione, in figura VII.8 sono riportati due esempi della *change detection* tra classificazioni aggregate rappresentative delle annate 1984, 1998 e 2002. Le prime due annate fanno uso delle immagini dei sensori Landsat 5 TM, la terza delle immagini Landsat 7 ETM. Osservando i risultati nel loro complesso si osserva come i difetti principali siano riscontrabili nelle aree urbanizzate, che presentano valori di NDVI a ridosso della soglia, probabilmente per la presenza di *pixel* misti e possono dar luogo a falsi positivi.

FIGURA VII.8 (nella pagina seguente): *Esempi di individuazione delle aree di espansione delle coltivazioni nell'oasi del Fayyum. La colonna di sinistra (a-c) si riferisce alla zona circostante il sito archeologico di Bakchias, a nord-est dell'oasi, mentre la colonna di destra (d-f) si riferisce alla porzione meridionale del divisorio tra oasi e valle del Nilo. Nella prima riga sono riportate le immagini Landsat del 2002 a colori reali. La seconda riga (b,e) mostra le bonifiche (in verde) avvenute tra il 1984 ed il 1998; la terza (c,f) tra il 1998 ed il 2002. In colore ocra le aree apparentemente abbandonate.*



Capitolo VIII

Analisi di qualità di acque lacustri

Sulla base di quanto esposto nel paragrafo IV.4.5 a pagina 80, appare chiaro come per il caso di studio principale, l'oasi del Fayyum in Egitto, siano state recentemente pubblicate numerose analisi sulle acque dei maggiori corpi idrici della regione. Il problema principale è costituito dal fatto che gran parte degli studi è localizzata su aree molto ristrette e per periodi di osservazione estremamente brevi, non consentendo una valutazione di insieme sulla situazione complessiva dei laghi, né l'individuazione dei *trend* evolutivi. Inoltre i dati pubblicati sono quasi sempre sprovvisti di appropriati metadati geografici e, talvolta, manca persino l'indicazione di quando sono stati effettuati i campionamenti. È pertanto difficile avvalersi di tali risultanze a supporto di tecniche di indagine da telerilevamento. A ciò va aggiunta anche la forte eterogeneità dei metodi impiegati, che rende assai problematico il confronto tra risultati forniti da diversi autori, specialmente quando si vogliono costruire serie temporali.

Per tutti questi motivi la scelta del metodo da seguire per ottenere informazioni sulla qualità delle acque da immagini telerilevate ricade necessariamente su metodi empirici che, a prezzo di scarsa precisione sui valori assoluti dei parametri ricavati, possano comunque offrire una descrizione dei *pattern* di distribuzione sia spaziale che temporale affidabili, a partire da pochissimi dati a terra. Per una prima verifica dell'affidabilità del metodo, al caso di studio principale sono stati affiancati due ulteriori casi di studio: il lago di Garda ed il tratto costiero adriatico tra le foci dei fiumi Tronto e Salinello. Il caso del lago di Garda, infatti, può giovare dell'ampia letteratura esistente, in particolare alcuni studi sull'applicazione di metodi di telerilevamento.

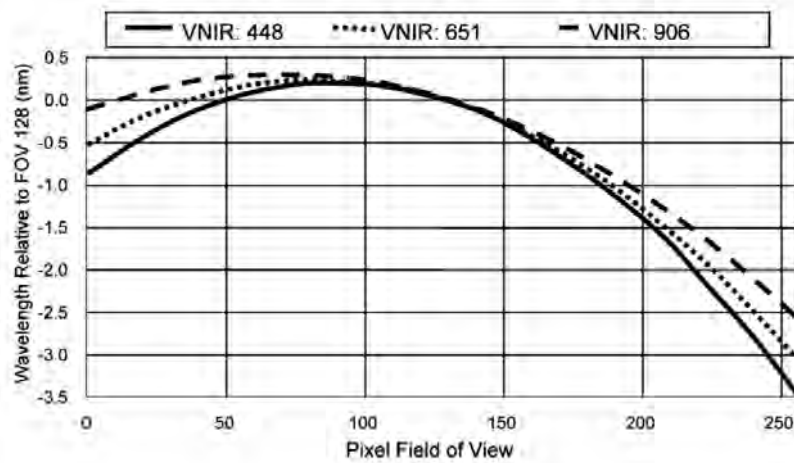


FIGURA VIII.1: *Effetto di curvatura spettrale (smile) per alcune bande VNIR del sensore Hyperion. Da PEARLMAN et al. (2003).*

Nel caso del Mare Adriatico, di cui si parlerà nel capitolo IX a pagina 139, sono stati appositamente acquisiti dati di calibrazione durante una breve campagna di misure. In più, mentre il lago di Garda può considerarsi agli opposti per caratteristiche ambientali e limnologiche rispetto al lago Qarun, le acque del Mare Adriatico presentano qualche grado di similarità nei livelli di salinità e per i problemi di eutrofizzazione.

VIII.1 Pre-processamento delle immagini

La sperimentazione si avvale delle immagini iperspettrali e multispettrali della piattaforma Earth Observing 1 e delle immagini Landsat ETM. Più precisamente, per il lago di Garda è stata utilizzata un'immagine Hyperion del luglio 2003, per il lago Qarun due immagini Hyperion e due immagini ALI di archivio acquisite tra agosto e settembre 2002 e altrettante immagini Hyperion ed ALI acquisite su richiesta nel dicembre 2009 e nell'ottobre 2010.

Il dato iperspettrale Hyperion è costituito da 242 bande, che coprono con continuità lo spettro del visibile e dell'infrarosso vicino con una risoluzione spettrale di circa 10 nm. Tuttavia, i canali che coprono le lunghezze d'onda corrispondenti alle principali bande di assorbimento del vapore acqueo presentano un segnale troppo debole e non possono essere utilizzati. Eliminando anche le due bande di sovrapposizione tra il sensore del VNIR e quello dello SWIR, il cubo iperspettrale è stato ridotto a sole 179 bande. Queste sono state calibrate mediante un pacchetto *software* sviluppato dal CSIRO. Le fasi più delicate del pre-processamento di questi dati sono

la mitigazione degli effetti di “*smile*” e “*streaking*”, difetti propri del sistema di acquisizione che possono compromettere l'estrazione di informazioni affidabili (BITELLI e MANDANICI, 2010b). Il fenomeno di *spectral smile* o *spectral curvature* è infatti tipico dei sensori *push-broom* e consiste in una variazione della lunghezza d'onda centrale della banda da un *pixel* all'altro (figura VIII.1), in direzione *cross-track*. In base ai dati di calibrazione (LIAO *et al.*, 2000; PEARLMAN *et al.*, 2003), per le immagini Hyperion questo spostamento può essere dell'ordine di 3 nm nel VNIR e di circa 1 nm nello SWIR. Il fenomeno di *streaking*, invece, è molto simile allo *striping*, tuttavia risulta più difficile da correggere in quanto maggiormente aleatorio.

Per quanto riguarda le immagini ALI è stata effettuata soltanto la semplice calibrazione radiometrica per convertire il DN in valori di radianza, per la successiva fase di correzione atmosferica. Alcune immagini ALI presentano tuttavia forti effetti di *striping* che non possono essere corretti in modo appropriato, dal momento che il dato viene fornito già ortorettificato e ricampionato con algoritmo di convoluzione cubica.

Come più volte ricordato nei capitoli precedenti, la rimozione degli effetti atmosferici è fondamentale per l'estrazione di parametri fisici dall'immagine. In questo caso sono stati sperimentati due modelli di trasferimento radiativo: il FLAASH, basato sul codice Modtran, ed il 6SV. Inoltre sono stati effettuati alcuni *test* con il modello empirico QUACK, basato esclusivamente su statistiche calcolate sull'immagine.

VIII.2 Calcolo della concentrazione di clorofilla

Il calcolo della concentrazione di clorofilla-a è stato effettuato mediante l'impiego del modello OC4 (si veda il paragrafo III.3, pag. 43). Il dato iperspettrale Hyperion è stato appositamente ricampionato, mediante il software ENVI, in modo da simulare le bande di acquisizione del sensore SeaWiFS per il quale il modello OC4 è stato sviluppato. L'applicazione del metodo al lago di Garda ha consentito di verificarne l'efficacia, confrontando i risultati con i dati pubblicati in letteratura ed in particolare con i risultati dello studio di GIARDINO *et al.* (2007), condotto sulla medesima immagine Hyperion, alla quale è stato applicato un modello bio-ottico rigoroso. Dal confronto (figura III.6, pag. 44) emerge che i valori di clorofilla-a ottenuti dall'immagine Hyperion risultano complessivamente in buon accordo con

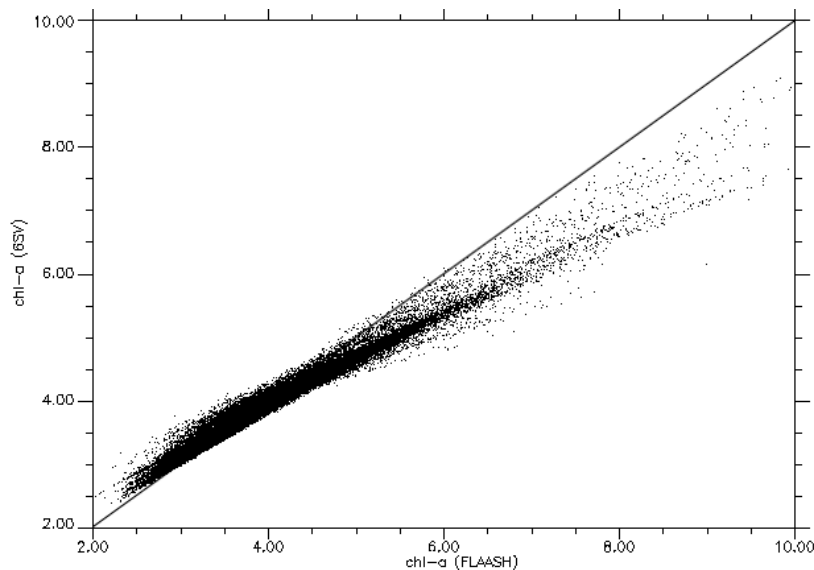


FIGURA VIII.2: Scatter plot tra i valori di concentrazione di clorofilla-*a* in mg/m^3 calcolati con il modello OC2, a partire dai valori di riflettanza ottenuti mediante i modelli FLAASH e 6SV, applicati alla stessa immagine ALI del 20 dicembre 2009.

i risultati del modello analitico completo: soltanto in una ristretta area al centro del lago appaiono differenze superiori ad $1 \text{ mg}/\text{m}^3$.

Poiché le immagini Hyperion consentono solo una copertura molto parziale del lago Qarun, è stato utilizzato anche il sensore ALI per avere una mappatura più completa. Il dato multispettrale ALI è costituito dalle tre bande del visibile più sei bande nell'infrarosso. Su queste immagini è stato applicato l'algoritmo OC2, considerando che le bande del SeaWiFS utilizzate da questo algoritmo trovano una corrispondenza di massima nelle bande del sensore ALI (si veda figura VIII.3).

Sul lago Qarun non sono disponibili dati dettagliati, ma solo valori medi per l'intero lago o sporadiche indicazioni puntuali, spesso non documentate in modo completo riguardo la posizione esatta ed il tempo di prelievo dei campioni; non è possibile pertanto effettuare una completa validazione. La distribuzione spaziale fornita dalle immagini multispettrali ALI (figura VIII.5) appare coerente con le informazioni disponibili, risultando più alta la concentrazione di clorofilla nel settore orientale, in vicinanza dei principali immissari che trasportano i nutrienti. Si evidenzia però una forte sottostima dei valori assoluti di concentrazione, rispetto ai dati medi di letteratura. La differenza, riscontrabile sia nelle immagini estive, sia in quelle invernali, può essere in parte attribuita ad oscillazioni stagionali, ma occorrono indagini più approfondite per stabilire l'origine di questo *bias*.

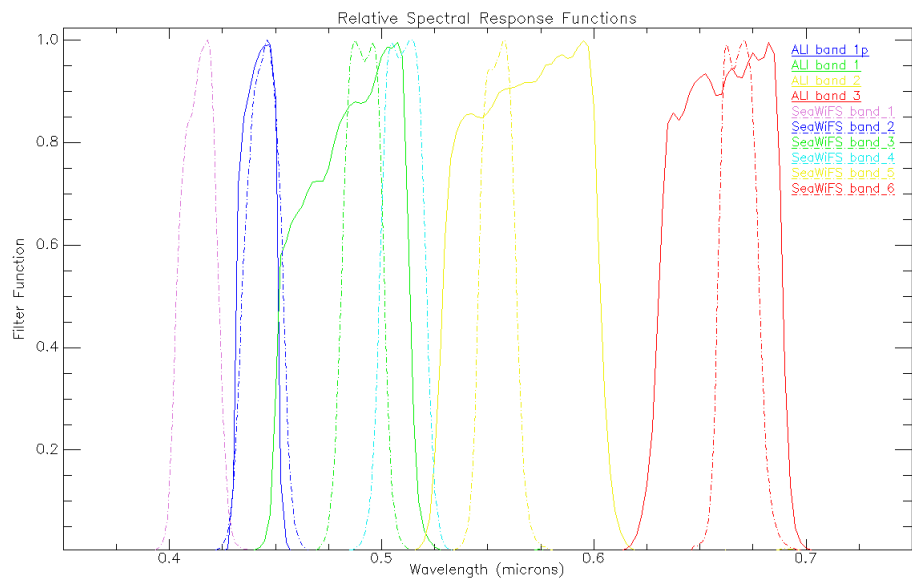


FIGURA VIII.3: Risposte spettrali relative delle prime bande del sensore ALI (linee continue) e del sensore SeaWiFS (linee tratteggiate). Le bande utilizzate per il calcolo dell'OC2 sono centrate su 0,49 e 0,55 μn .

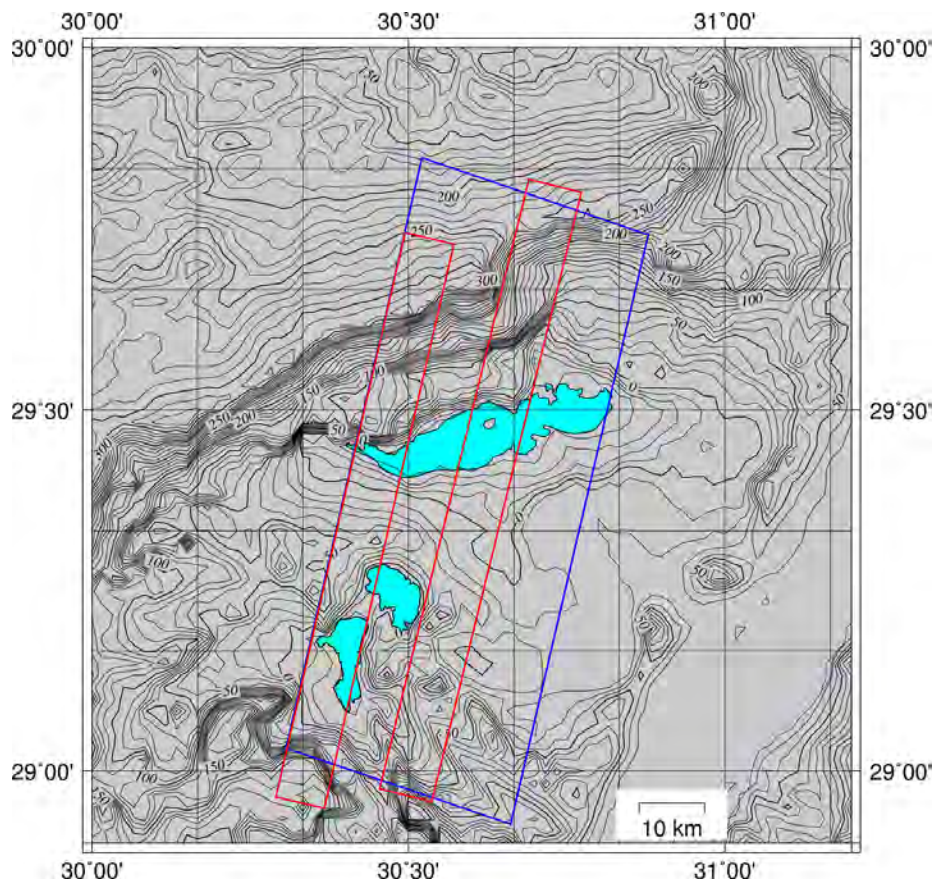


FIGURA VIII.4: Copertura delle immagini satellitari Hyperion (rosso) e ALI (bleu) sull'oasi del Fayyum.

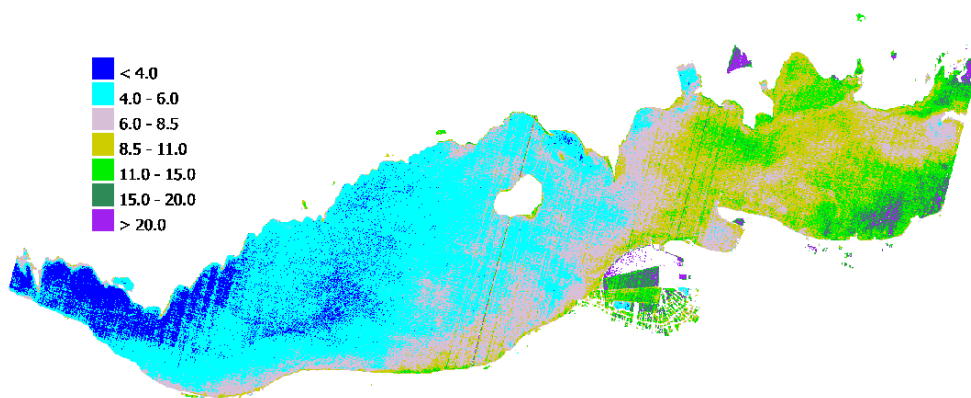


FIGURA VIII.5: *Mappa di concentrazione di clorofilla-a ottenuta dall'immagine ALI del 20 dicembre 2009. I valori più alti si rilevano nella porzione orientale, in prossimità della foce del canale El-Batt.*

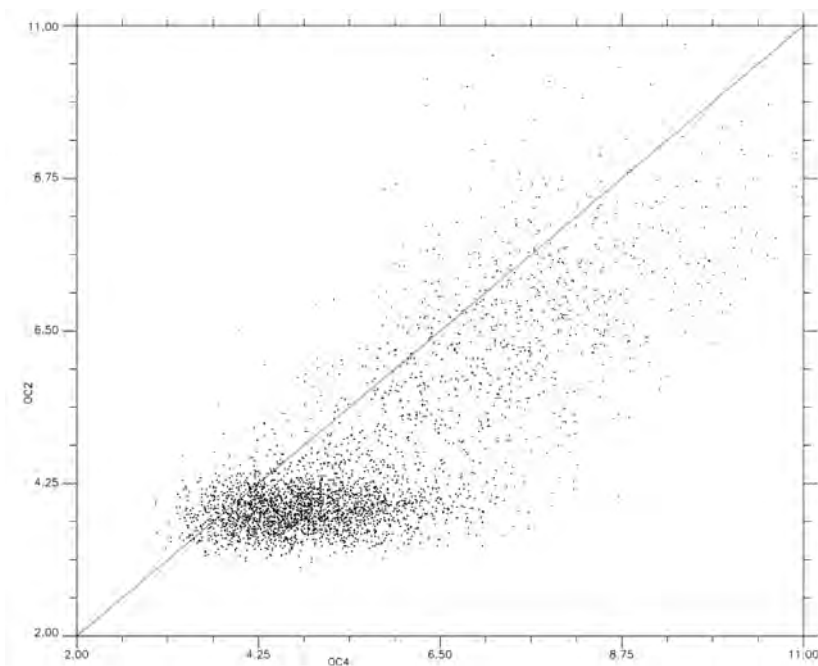


FIGURA VIII.6: *Scatter plot tra i valori di concentrazione di clorofilla-a ottenuti dall'applicazione del modello OC4 sull'immagine Hyperion e del modello OC2 sull'immagine ALI, entrambe del 20 dicembre 2009. L'area di sovrapposizione è molto ristretta pertanto la statistica non può considerarsi completa. Si evidenzia però una forte dispersione dei valori.*

Più complesso appare il confronto tra i risultati ottenuti dall'applicazione del modello OC4 alle immagini Hyperion ricampionate per simulare il sensore SeaWiFS ed i risultati del modello OC2 applicato alle immagini ALI. Per effettuare il confronto sono stati calcolati i coefficienti necessari alla co-registrazione geometrica delle due immagini, attraverso l'individuazione di un congruo numero di punti omologhi. La trasformazione vera e propria, però, non è stata applicata all'immagine originale ma alla mappa finale di valori di concentrazione, per evitare che la procedura di ricampionamento potesse influenzare le determinazioni. La difficoltà del confronto, tuttavia, risiede nella ristrettezza dell'area di sovrapposizione delle immagini e nello scarso *range* di variabilità delle concentrazioni all'interno di tale zona. Stanti queste limitazioni, lo *scatter plot* di figura VIII.6 non può essere considerato una statistica completa, tuttavia mostra una forte dispersione dei valori.

Una considerazione particolare merita il confronto tra le soluzioni ottenute utilizzando i due diversi modelli di correzione atmosferica. Entrambi i codici implementano gli stessi profili atmosferici *standard*, mentre sono differenti i modelli di aerosol. Nel caso del lago Qarun, ad esempio, per il FLAASH è stato selezionato il modello “*rural*”, mentre nel 6SV si è scelto il “*background desert*”. Quest'ultimo probabilmente è più rispondente alle reali condizioni del sito, pertanto le soluzioni fornite dal 6SV sono state preferite. In figura VIII.2 è riportato un confronto tra i valori di concentrazione di clorofilla ricavati dalla stessa immagine Hyperion applicando i due algoritmi di correzione descritti. Si nota che lo *scatter plot* dei valori si discosta dall'andamento lineare: il FLAASH fornisce valori più alti rispetto al 6SV sulle concentrazioni maggiori di 5 mg/m^3 , viceversa per concentrazioni più basse. La differenza comunque si attesta in media su $0,81 \text{ mg/m}^3$, con una deviazione *standard* di $2,03 \text{ mg/m}^3$.

Sulla base dei numerosi *test* effettuati sulle stesse immagini (BITELLI e MANDANICI, 2010a), si è rilevato che, sia utilizzando il 6SV sia il FLAASH, una variazione del 50% del contenuto complessivo di vapor d'acqua produce una variazione media sulla concentrazione di clorofilla ottenuta dal modello OC2 di $0,18 \text{ mg/m}^3$, con deviazione *standard* di $0,10 \text{ mg/m}^3$. Soltanto il 2% dei *pixel* mostra una variazione superiore a $0,5 \text{ mg/m}^3$, ma si tratta in gran parte di *pixel* ubicati in prossimità della riva, ove maggiore è l'influenza del fondale. Inoltre è stato rilevato che una riduzione del 50% sul valore di visibilità produce, con il modello OC4, variazioni medie di $0,57 \text{ mg/m}^3$, con

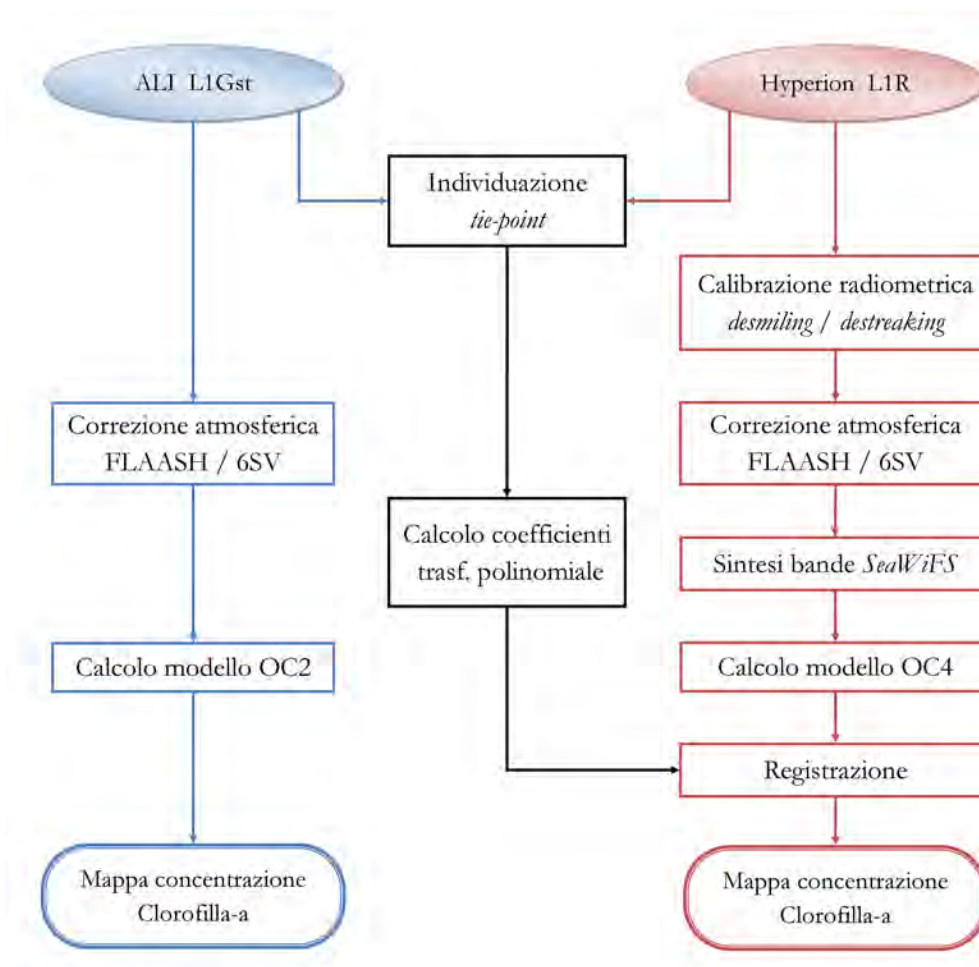


FIGURA VIII.7: Outline della procedura di trattamento delle immagini satellitari ALI e Hyperion per il calcolo delle concentrazioni di clorofilla.

deviazione *standard* 0,23 mg/m³. In questo caso i *pixel* che differiscono di più dell'1% sono il 6,3%. La maggiore sensibilità degli algoritmi di calcolo della clorofilla alla visibilità piuttosto che al contenuto di vapor d'acqua non deve stupire, in quanto essi sfruttano unicamente le bande del visibile, nelle quali il contributo degli aerosol alla diffusione è più significativo.

VIII.3 Calcolo della salinità

L'approccio seguito è stato di tipo empirico e si è avvalso delle misure di conducibilità elettrica effettuate *in situ* (si veda il paragrafo V.2 a pagina 97). Tenendo conto delle conclusioni dello studio di LIN e BROWN (1992), nel quale si evidenzia come la presenza di cloruro di sodio in soluzione determini un calo di intensità ed una riduzione di ampiezza nelle bande di assorbimento dell'acqua alle lunghezze d'onda di 1,5 μm e 2,1 μm . Supponendo dunque che le bande di acquisizione dei sensori multispettrali prossime a quelle lunghezze d'onda possano essere sensibili alle variazioni di contenuto di sali, mentre quelle più lontane non né risentano, si è costruito il seguente indice di salinità dell'acqua (ISA):

$$ISA = \frac{\rho_{1,6} + \rho_{2,2}}{\rho_{0,8}} \quad (\text{VIII.1})$$

nel quale compaiono i valori di riflettanza ρ_λ nelle bande di interesse. Ci si aspetta che ad un aumento del valore numerico dell'indice, corrisponda un'incremento di salinità dell'acqua, nell'ipotesi che il ridotto assorbimento comporti un'incremento di riflettanza nelle sole bande a numeratore. Naturalmente il cloruro di sodio non è l'unico sale disciolto, ma può essere assunto come indicatore in considerazione della sua abbondanza e del suo comportamento spettrale.

Nel caso dell'oasi del Fayym, l'indice è stato costruito utilizzando le bande 5, 7 e 4P del sensore ALI. I valori calcolati sono stati confrontati con i valori di conducibilità elettrica misurati *in situ* (tabella V.3, pag. 98). Come si può osservare nel grafico di figura VIII.8, sembra esistere una buona correlazione tra i valori dell'indice e la salinità pratica ricavata dalle misure di conducibilità. Sono però doverose le seguenti precisazioni. La conversione da conducibilità ad unità di salinità pratica, sia pure non rigorosa per acque lacustri, è stata effettuata per consentire il confronto con i dati di letteratura esistenti (si veda la sezione IV.4.6 a pagina 82), ma non altera

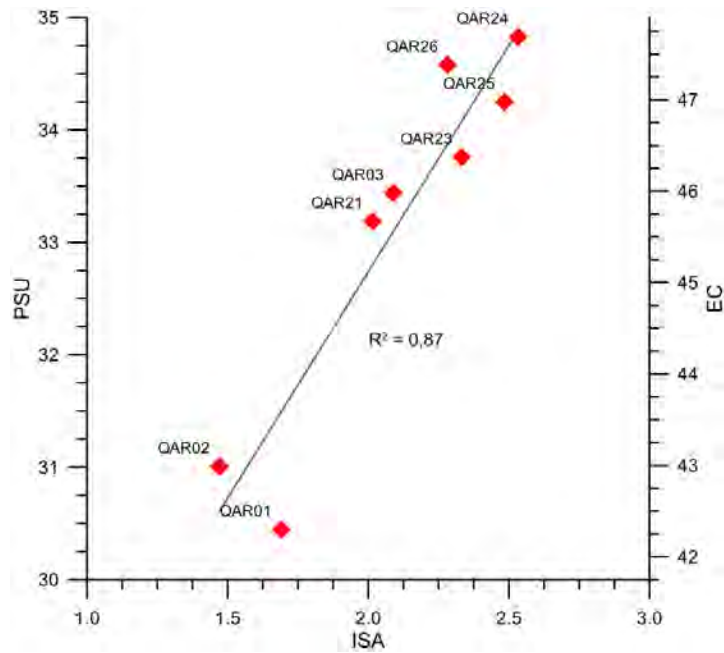


FIGURA VIII.8: Correlazione tra i valori dell'indice ISA ed i valori di salinità pratica (PSU) ottenuti dalle misure in situ effettuate sul lago Qarun. Sull'asse delle ordinate a destra sono indicati i valori di conducibilità elettrica (EC) in $\mu\text{S}/\text{cm}$.

la bontà della correlazione. Inoltre si è deciso di scartare il punto denominato QAR22, perché il valore di conducibilità rilevato appare affetto da un errore grossolano, probabilmente legato ad una mancata stabilizzazione del conducimetro.

Applicando all'indice ISA i coefficienti ricavati per regressione, è stata ottenuta la mappa di salinità riportata in figura VIII.9. I valori ottenuti sono complessivamente in accordo con le medie stagionali riportate in letteratura, tuttavia l'esame dei risultati pone alcuni problemi. In primo luogo l'affidabilità della mappa è fortemente influenzata dal pesante effetto di *striping* presente nella porzione centrale del lago. Questo effetto rende meno definita la 'bolla' di salinità presente a sud-ovest dell'unica isola del lago. La presenza di questa bolla non è però fittizia, in quanto è riscontrabile anche a sinistra della linea di *striping*. Inoltre anche i valori medi stagionali dell'anno 2009, riportati in figura IV.19 (pag. 83), mostrano la presenza di questa bolla, sia pure in posizione più settentrionale. Ovviamente solo ulteriori dati a terra potranno consentire una validazione vera e propria.

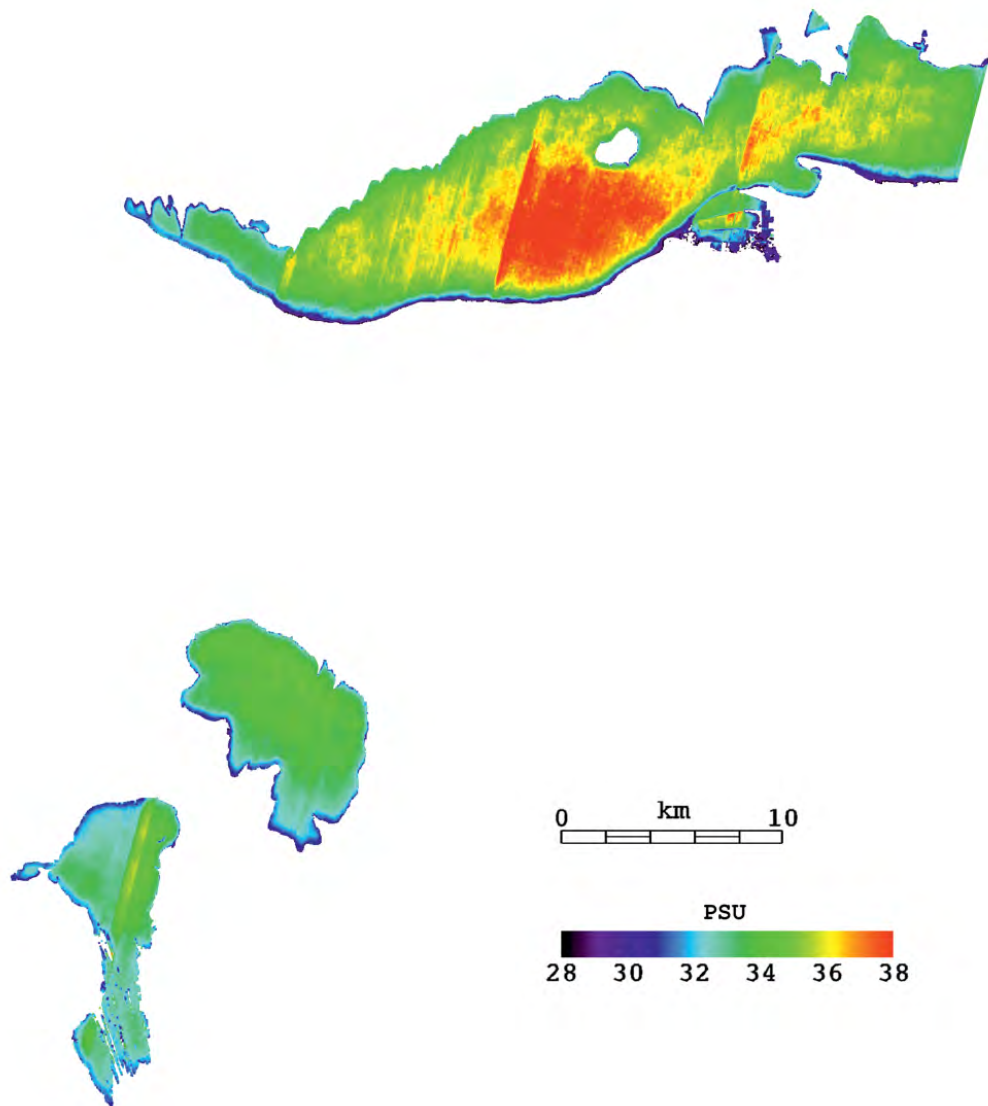


FIGURA VIII.9: *Mappa di salinità del lago Qarun e dei laghi artificiali del Wadi Rayan, ricavata mediante il calcolo dell'indice ISA sull'immagine ALI del 5 ottobre 2010.*

Capitolo IX

Analisi di qualità di acque costiere

In considerazione della problematicità dello studio di qualità delle acque da telerilevamento, si è ritenuto opportuno, come anticipato nell'introduzione, sperimentare le metodologie messe a punto per il caso del lago Qarun su un secondo caso di studio, quello del tratto costiero adriatico compreso tra le foci dei fiumi Tronto e Salinello. Trattandosi di acque marine e non di un bacino lacustre chiuso, le differenze sono profonde. Tuttavia i due siti condividono un simile grado di salinità e marcati problemi di eutrofizzazione, risultando pertanto interessante il raffronto.

IX.1 Descrizione del sito

Il tratto di costa oggetto di studio è compreso tra la foce del Tronto, situata a $42^{\circ}53'40''\text{N}$ e $13^{\circ}55'04''\text{E}$, e quella del Salinello, situata a $42^{\circ}46'55''\text{N}$ e $13^{\circ}57'20''\text{E}$. Esso ricade, da un punto di vista morfologico, nell'Adriatico centrale, un bacino caratterizzato da fondali a profondità moderata. Proprio al largo di S. Benedetto del Tronto, la pendenza del fondale cambia bruscamente, al passaggio dall'ampia piattaforma continentale settentrionale (profondità inferiori a 150 m) alla Depressione Meso-Adriatica (profondità fino a 260 m), orientata perpendicolarmente all'asse del bacino (CURZI e GIORDANI, 1989).

Le acque della fascia costiera, di ampiezza assai variabile ma in genere inferiore ai 10 km, sono normalmente caratterizzate da elevata torbidità, alta concentrazione di nutrienti e forti gradienti di salinità. Durante la maggior parte dell'anno, la stratificazione termica della colonna d'acqua garantisce

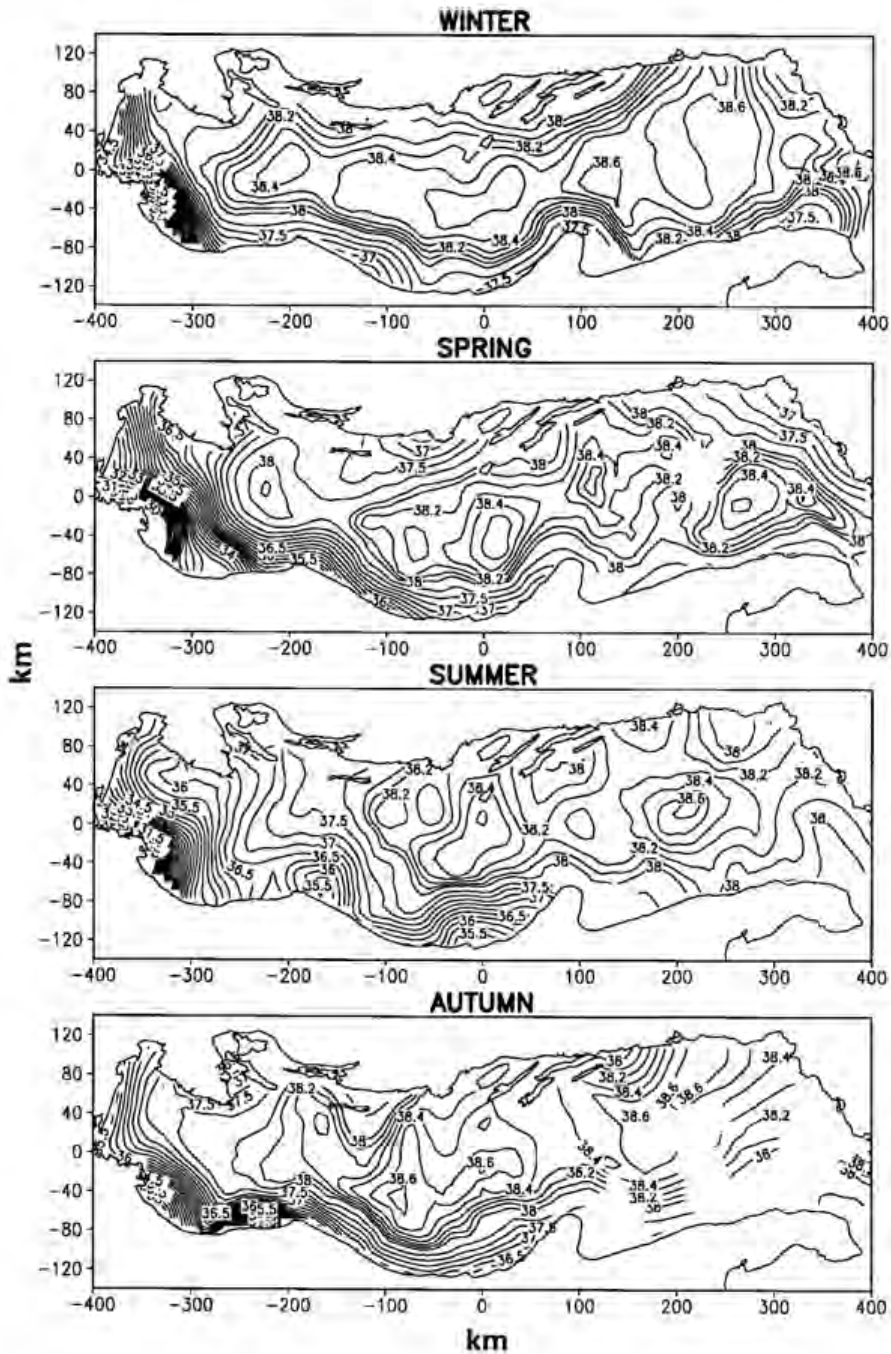


FIGURA IX.1: Mappa della salinità superficiale media del Mare Adriatico nelle diverse stagioni. Da (ARTEGIANI et al., 1997).

condizioni di stabilità che limitano fortemente il rimescolamento. Queste condizioni vengono meno durante i mesi invernali, da dicembre a febbraio, nei quali l'instabilità termica innesca moti turbolenti (FRANCO, 1989). La salinità del Mare Adriatico è in media superiore al 38‰, più bassa al nord, ove è concentrato il massimo apporto fluviale, e crescente verso sud. Le fluttuazioni stagionali vedono la massima ingressione salina nei mesi invernali (ARTEGIANI *et al.*, 1997). In ogni caso, in corrispondenza della Depressione Meso-Adriatica si osserva una zona a salinità relativamente più alta durante tutto l'anno (figura IX.1).

La dinamica sedimentaria dell'Adriatico dipende dall'equilibrio tra apporti fluviali e correnti marine. Generalmente, la lama di acqua dolce che entra in mare dalle foci fluviali, tende a disperdersi in direzione nord-est, seguendo i venti di traversia provenienti da Scirocco, portando anche i sedimenti sospesi (CURZI e GIORDANI, 1989). Il materiale grossolano viene depositato sotto costa, mentre i limi e le argille più fini giungono al largo, dove vengono redistribuiti verso sud dalla circolazione antioraria delle correnti dominanti.

Agli apporti sedimentari sono legati anche gli apporti di inquinanti, in particolare di nutrienti, all'origine dei problemi di eutrofizzazione che frequentemente affliggono il Mare Adriatico. Evidentemente le caratteristiche morfologiche ed idrodinamiche del bacino lo rendono particolarmente predisposto all'acutizzazione di questi fenomeni, specialmente nel settore settentrionale. La comprensione delle dinamiche sedimentarie, in particolare lo studio della qualità, della quantità e della distribuzione, è di fondamentale importanza per la previsione e la formulazione di una strategia di prevenzione.

IX.2 Acquisizione di dati a terra

Il 16 febbraio 2011 sono state effettuate alcune operazioni di misura sul tratto di costa del Mare Adriatico compreso tra le foci dei fiumi Tronto e Salinello, a bordo della nave-scuola Francesca Palestini dell'Istituto Professionale per l'Industria e l'Artigianato di San Benedetto del Tronto.

Nel corso delle cinque ore di navigazione, sono stati prelevati otto campioni di acqua marina, a livello superficiale, e contestualmente sono state effettuate misure di conducibilità elettrica. In figura IX.2 è riportata l'ubicazione dei siti di prelievo. Come si può notare, tre campioni sono stati

ID	Ora	Lat	Lon	EC	Clorofilla
TM1	08:01	42,895534	13,931689	52,9	5,36 ±0,50
TM2	08:52	42,789209	13,970965	53,4	6,15 ±0,50
TM3	09:25	42,817138	14,061483	53,9	7,68 ±0,25
TM4	09:58	42,879140	14,031983	53,5	8,21 ±1,01
TM5	10:17	42,917442	14,015917	53,4	7,14 ±1,01
TM6	10:48	42,983082	14,007267	53,6	5,71 ±1,01
TM7	11:00	42,972296	13,974600	53,8	4,37 ±0,13
TM8	11:28	42,959329	13,899163	52,7	6,43 ±0,50

TABELLA IX.1: Risultati delle analisi di laboratorio e delle osservazioni in situ sui campioni di acqua prelevati nel Mare Adriatico il 16 febbraio 2011, tra le foci dei fiumi Tronto e Salinello. I valori di conducibilità (EC) sono espressi in mS/cm, mentre le concentrazioni di clorofilla sono espresse in mg/m³.



FIGURA IX.2: Percorso di navigazione ed ubicazione dei punti di prelievo dei campioni d'acqua.



FIGURA IX.3: *Un momento delle operazioni di misura della conducibilità elettrica.*

prelevati a circa un chilometro dalla costa, mentre i restanti cinque a poco meno di dieci chilometri. La posizione è stata scelta in modo da avere dati sia nelle aree antistanti le foci fluviali sia in aree meno influenzate da tali apporti di acque dolci.

I campioni, immediatamente refrigerati per esigenze di conservazione, sono stati portati al laboratorio di Algologia del Centro Interdipartimentale di Ricerca per le Scienze Ambientali, presso il polo universitario di Ravenna, ove è stata eseguita la misura delle concentrazioni di clorofilla. I risultati di tali analisi¹, unitamente ai valori di conducibilità misurati *in situ* sono riassunti in tabella IX.1.

IX.3 Calcolo della salinità

Anche per questo caso di studio, è stata osservata una buona correlazione tra i valori dell'indice e la salinità ottenuta dalle misure di conducibilità (figura IX.4). In questo caso il calcolo dell'indice è stato effettuato su un'immagine Landsat 7 ETM del 12 gennaio 2011, poiché non erano disponibili immagini della piattaforma EO1. Purtroppo la distanza temporale tra l'im-

¹Le determinazioni del contenuto di clorofilla sono state eseguite dalla Dott.ssa Rossella Pistocchi, a cui l'autore rivolge i più sentiti ringraziamenti.

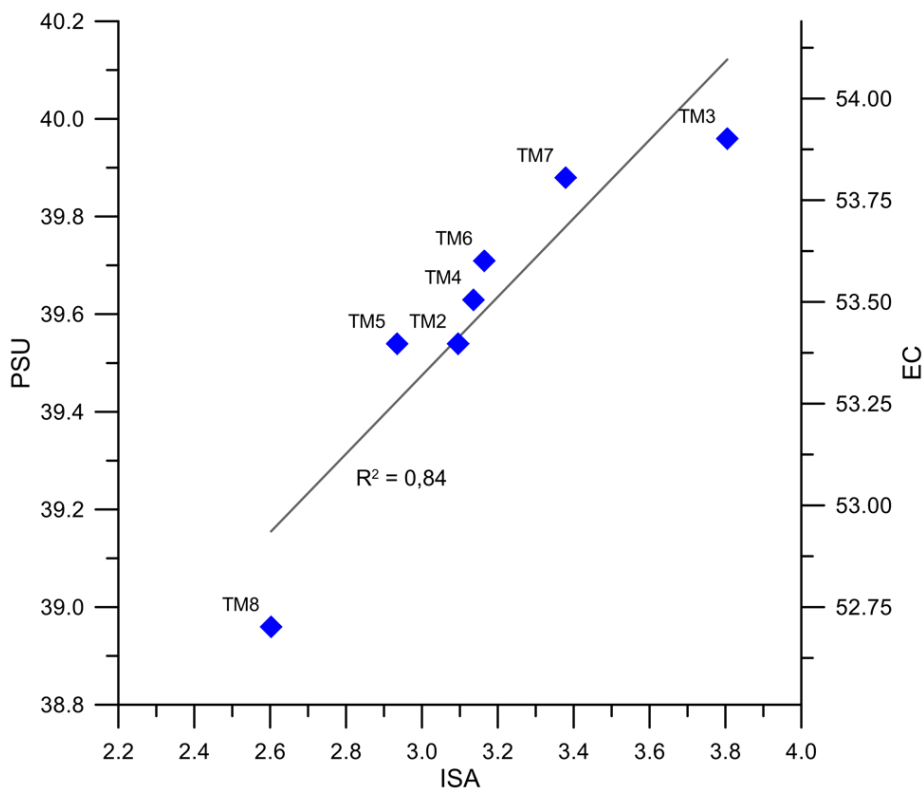


FIGURA IX.4: Correlazione tra i valori dell'indice ISA ed i valori di salinità pratica (PSU) ottenuti dalle misure in situ effettuate lungo il tratto di costa adriatico, compreso tra le foci dei fiumi Tronto e Salinello. Sull'asse delle ordinate a destra sono indicati i valori di conducibilità elettrica (EC) in $\mu\text{S}/\text{cm}$.

immagine e le misure a terra è eccessiva, ma resa inevitabile dalle condizioni di copertura nuvolosa particolarmente sfavorevoli durante il periodo.

Le immagini Landsat hanno una risoluzione radiometrica di soli otto *bit*, il che rende particolarmente problematica la correzione atmosferica sulle superfici d'acqua, caratterizzate, come noto, da bassi valori di radianza. La situazione è qui ulteriormente complicata dalla presenza di nubi nella scena, per mascherare le quali è stata necessaria una pre-classificazione con metodo supervisionato. Il modello di correzione atmosferica che in questo caso specifico ha fornito i risultati migliori è l'algoritmo empirico QUACK. Le differenti caratteristiche tecniche del sensore ed il diverso modello di correzione atmosferica impiegato possono giustificare le differenze nei coefficienti della relazione empirica tra indice ISA e salinità pratica. Infine si è reso necessario l'uso di filtri per eliminare il forte effetto "sale e pepe" presente nell'immagine.

Anche in questo caso, tutte le misure sono state impiegate nella calibrazione del modello, tranne una ricadente in un'area coperta da nubi. I

risultati sono mostrati nella figura IX.5. Si nota un gradiente da nord a sud e procedendo verso il largo. Se da un lato questi *pattern* sono ragionevoli, dall'altro l'escursione di salinità appare eccessiva. In particolare appaiono sovrastimati i valori nel settore più meridionale. Non si può tuttavia non tener conto della copertura nuvolosa elevata nell'immagine. Anche in questo caso, saranno necessari ulteriori acquisizioni per consentire una validazione completa del metodo.

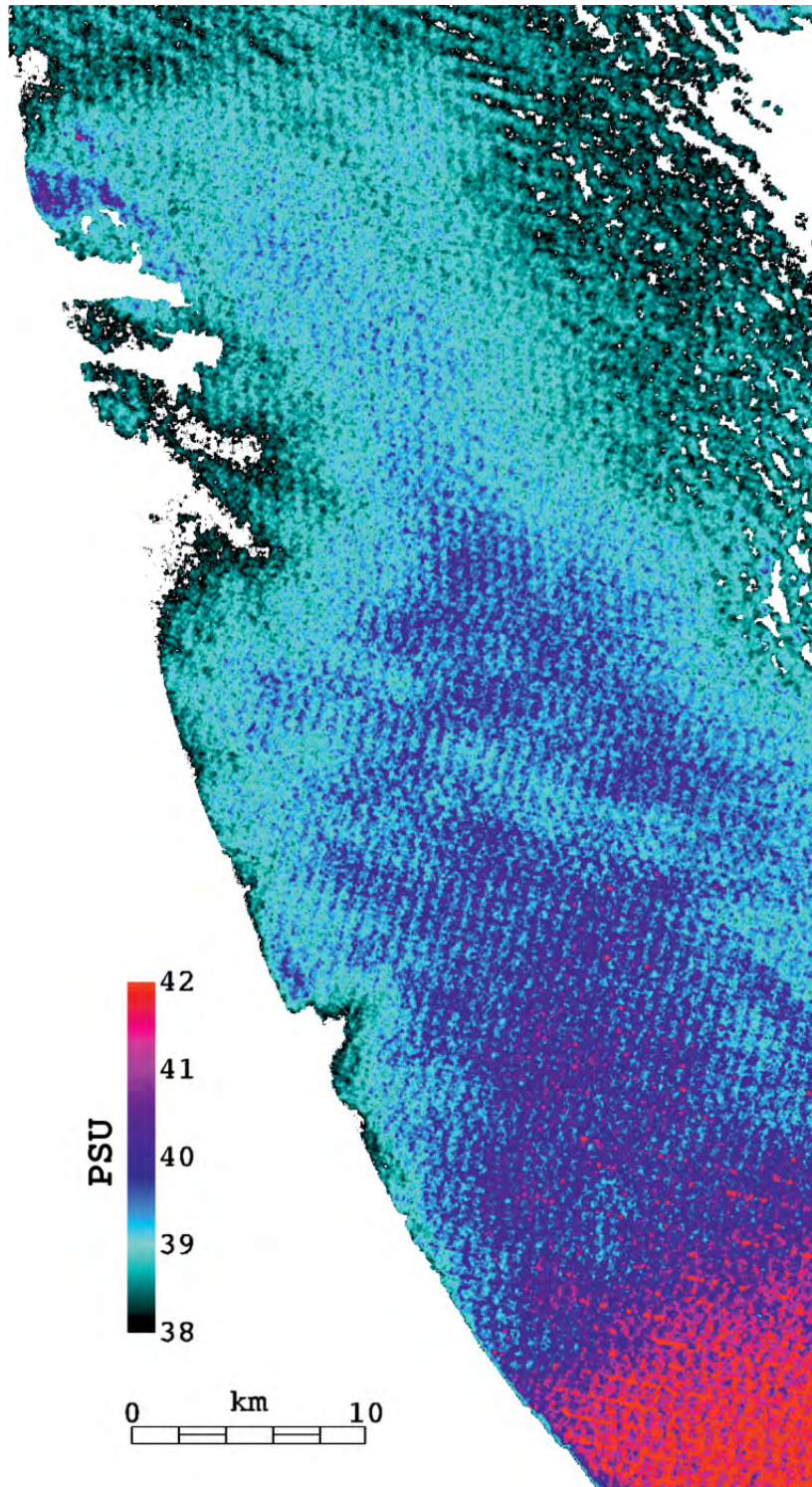


FIGURA IX.5: *Mappa di salinità ottenuta dall'immagine Landsat del 12 gennaio 2011.*

Capitolo X

Conclusioni

Le sperimentazioni condotte sui casi di studio dell'oasi del Fayyum in Egitto e delle acque costiere antistanti la foce del fiume Tronto in Italia hanno permesso di tracciare l'intero processo di estrazione di informazioni da immagini satellitari multispettrali ed iperspettrali, per applicazioni di carattere ambientale. I risultati ottenuti nella classificazione litologica, nel monitoraggio delle bonifiche e nelle analisi dello stato di qualità delle acque, sia pure parziali perché non ancora completamente validati a terra, consentono di mettere in luce le potenzialità del telerilevamento come strumento fondamentale per il monitoraggio del territorio a scala regionale.

Ciò che è più interessante è la possibilità offerta dal telerilevamento di legare i contenuti ed i metodi propri di diverse discipline, quali chimica, geologia e biologia, in un approccio metodologico unitario. Proprio la collaborazione tra diverse strutture di ricerca ha permesso di ottenere una notevole quantità di dati a partire da pochi prelievi di campioni a terra. Questi dati a loro volta hanno fornito un imprescindibile supporto all'analisi delle immagini telerilevate, mediante le quali sono state prodotte specifiche mappe tematiche.

L'approccio fortemente interdisciplinare perseguito per l'intero percorso della ricerca ha permesso di evidenziare anche le molteplici criticità che devono essere affrontate nella gestione del dato telerilevato in sé e soprattutto nel confronto tra le informazioni fornite dalle tecniche di analisi proprie di ciascuna disciplina.

Il primo ostacolo da superare è quello della correzione atmosferica dei dati. La sperimentazione condotta ha dimostrato come non esista una strategia universalmente valida. Tra le diverse metodologie disponibili, empiriche o fisicamente basate, la scelta non può che essere dettata dalle specifiche

esigenze dall'applicazione in oggetto. Così, per la classificazione litologica basata su indici spettrali è stato sufficiente utilizzare un prodotto *standard* di secondo livello, nel quale cioè le correzioni vengono applicate dal gestore delle immagini con modelli di trasferimento radiativo prestabiliti. Questa scelta è stata possibile in quanto il calcolo di indici non richiede elevate precisioni assolute sui valori di riflettanza, ma ha mostrato tutti i suoi limiti nel confronto tra firme spettrali estratte dall'immagine e firme ottenute in laboratorio sui campioni di rocce e materiali sciolti prelevati. Nel caso del monitoraggio degli interventi di bonifica, invece, l'analisi di lunghe serie temporali impone un ulteriore requisito: ancora una volta non è necessaria una precisione assoluta particolarmente elevata, ma occorre un elevato grado di coerenza tra le immagini che compongono la serie. Questo aspetto è tutt'altro che banale, specialmente quando si utilizzano sensori diversi per coprire un arco temporale più ampio. L'approccio seguito è stato quindi di tipo empirico, imponendo la congruenza delle immagini su alcune firme spettrali di coperture che si potessero ritenere spettralmente invariante nel tempo, nei limiti di precisione richiesti. Infine il caso più complesso è quello dell'estrazione di parametri di qualità dell'acqua. A questo fine si impiegano modelli che stabiliscono una relazione funzionale tra riflettanze o rapporti tra riflettanze telerilevate e parametri chimico-fisici dell'acqua. In questo caso l'affidabilità della stima dipende fortemente dall'affidabilità della procedura di correzione atmosferica, in particolare di rimozione degli effetti di *scattering* dovuto agli aerosol e di assorbimento del vapore acqueo. Si dovrebbe pertanto optare per modelli rigorosi di trasferimento radiativo, i quali però richiedono una complessa parametrizzazione sulla base di dettagliate informazioni ancillari. Se però il modello funzionale tra riflettanza e parametri chimici è di tipo empirico e si basa su una calibrazione con dati a terra, la correzione atmosferica resta necessaria, ma la parametrizzazione può avvenire con parametri approssimati. Naturalmente questo vincola fortemente l'applicabilità del modello alla disponibilità di misure a terra.

Il secondo aspetto importante, emerso in particolare dagli studi di *change detection* è quello della ridondanza del dato. La sperimentazione ha infatti mostrato quanto possa diminuire l'aleatorietà delle soluzioni qualora siano disponibili più immagini. Questo fatto, per certi versi scontato, è spesso necessariamente trascurato per i costi legati ad acquisizioni multiple o per le limitate disponibilità degli archivi, e tuttavia ha impatti importanti sull'affidabilità delle stime ricavate.

La sperimentazione sui modelli di calcolo della clorofilla, invece, ha permesso di confrontare il dato iperspettrale Hyperion con quello multispettrale. Da una parte è evidente la superiorità del primo nella descrizione delle caratteristiche spettrali delle superfici e nella possibilità di aggregare il dato in modo da simulare le acquisizioni di altri sensori, a risoluzione più scadente, per i quali sono disponibili modelli validati. È quest'ultimo il caso del sensore multispettrale SeaWiFS e del modello OC4, entrambi inapplicabili alle acque interne. D'altro canto però la calibrazione radiometrica diventa se possibile ancor più critica e rischia di vanificare una delle maggiori potenzialità dei sensori iperspettrali, quella cioè di esplorare le lunghezze d'onda prossime alle bande di assorbimento dell'acqua. Altro fattore limitante dell'iperspettrale satellitare Hyperion è la scarsa copertura spaziale, dovuta alla ridotta larghezza dell'immagine nella direzione *cross-track*. Questo limite impone, tranne in pochi casi fortunati, il ricorso all'ausilio di altre immagini multispettrali, quali le ALI. Il confronto dei parametri ricavati dalle une e dalle altre immagini attraverso modelli empirici differenti pone a sua volta qualche problema.

Le analisi di qualità dell'acqua costituiscono dunque l'emblema della forza e al contempo della delicatezza dei modelli empirici. Infatti, lo studio sulla salinità, condotto in due siti molto diversi, ma con interessanti affinità sotto certi aspetti, ha mostrato da un lato la buona sensibilità dell'indice appositamente costruito sulla base di risultanze sperimentali proprie delle discipline spettroscopiche, dall'altro l'ampia variabilità dei coefficienti empirici ricavati. Essi infatti hanno un carattere fortemente locale, dipendendo dal tipo di sensore utilizzato, dall'approccio di correzione atmosferica seguito e, non ultimo, dal *range* di valori di salinità misurati *in situ*.

Del resto la disponibilità di un pur minimo numero di dati a terra, appositamente acquisiti o ricavati indirettamente da altri prodotti, è fattore comune di qualunque applicazione del Telerilevamento, se non altro a scopo di validazione. Anche in questo si ripresenta, dunque, la necessità di un approccio interdisciplinare, che non deve essere percepito come un limite del Telerilevamento, ma al contrario come punto di forza, grazie al quale far convergere le metodologie proprie di diverse discipline verso una descrizione spazialmente e temporalmente integrata del territorio e delle dinamiche ambientali.

È davvero lunga la lista delle persone la cui paziente disponibilità ha reso possibile questo lavoro. Il primo doveroso ringraziamento va al Prof. Gabriele Bitelli per le opportunità e la fiducia che mi ha concesso in questo triennio di Dottorato. Allo stesso modo desidero ringraziare il Prof. Pietro Curzi, per il continuo sostegno morale e materiale alle mie ricerche.

Devo poi esprimere la mia gratitudine al gruppo del Dipartimento di Archeologia dell'Università di Bologna, senza il quale la missione in Egitto sarebbe stata un sicuro fallimento; in particolare ringrazio il Prof. Sergio Pernigotti, Paola Buzi, Enrico Giorgi, Valentina Gasperini, Federica Boschi, Mariangela Tocci, Ilaria Rossetti e Chiara Gioia per l'aiuto fornito durante e dopo la missione.

Altrettanto indispensabile è stata la collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, per la quale desidero esprimere il più sentito ringraziamento al Prof. Enrico Dinelli, che mi ha diretto durante tutte le fasi di analisi dei campioni prelevati nel Fayyum ed ha partecipato attivamente alle misure in Adriatico, e ad Alceo Mordenti, per l'assistenza tecnica. Per le analisi sui campioni di acqua sono invece in debito con Rossella Pistocchi del Laboratorio di Algologia del CIRSA di Ravenna.

Sempre per le analisi ai campioni del Fayyum devo un profondo ringraziamento alla Prof.ssa Rosamaria Salvatori del CNR IIA di Roma, per la gentilezza e disponibilità dimostratami.

Non posso poi dimenticare l'aiuto del commilitone Fabrizio Girardi per le riprese fotografiche e di Giuseppe Capone del DICAM nella missione a San Benedetto del Tronto. Sempre per questa missione, un ringraziamento speciale al Capitano e all'indomito equipaggio della nave-scuola "Francesca Palestini".

Infine non è stato meno importante il supporto di tutto il gruppo di Topografia del DICAM, dei parenti e degli amici, che non hanno mai fatto mancare il sostegno della loro fiducia, probabilmente del tutto immeritata!

Bibliografia generale

ARTEGIANI A., PASCHINI E., RUSSO A., BREGANT D., RAICICH F., PINARDI N., ‘The Adriatic Sea General Circulation. Part II: Baroclinic Circulation Structure’, *Journal of Physical Oceanography*, 27 (8): 1515–1532, 1997.

BANWELL C.N., MCCASH E.M., *Fundamentals of molecular spectroscopy*, McGraw-Hill, London, fourth ed., 1994.

BERK A., ANDERSON G.P., ACHARYA P.K., BERNSTEIN L.S., MURATOV L., LEE J., FOX M.J., ADLER-GOLDEN S.M., CHETWYND J.H., HOKKE M.L., LOCKWOOD R.B., COOLEY T.W., GARDNER J.A., ‘MODTRAN5: a reformulated atmospheric band model with auxiliary species and practical multiple scattering options’, A.M. Larar, M. Suzuki, Q. Tong (curatori), ‘Proc. Multispectral and Hyperspectral Remote Sensing Instruments and Applications II’, , *Proc. SPIE*, vol. 565588–95, SPIE, 2005.

BITELLI G., CARRARA A., GUSELLA L., ‘Evaluation and use of DEMs derived from ASTER imagery’, ‘Proc. Workshop Italy - Canada 3D Digital Imaging and Modeling: Applications of Heritage Industry Medicine and Land’, Padova, 2005.

BITELLI G., CURZI P.V., MANDANICI E., ‘Morphological and lithological aspects in the northeastern Libyan desert by remote sensing’, U. Michel, D.L. Civco (curatori), ‘Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology IX (Proceedings Volume)’, , vol. 747874781W, SPIE, 2009.

BITELLI G., MANDANICI E., ‘Atmospheric correction issues for water quality assessment from Remote Sensing: the case of Lake Qarun (Egypt)’, U. Michel, D.L. Civco (curatori), ‘Earth Resources and Environmental

- Remote Sensing/GIS Applications Conference (Proceedings Volume)', , vol. 783178311Z, SPIE, 2010a.
- BITELLI G., MANDANICI E., 'Utilizzo del modello OC-4 con dati iperspettrali per la caratterizzazione di acque lacustri', 'Atti XIV Conferenza ASITA', Brescia, 2010b.
- BRIVIO P.A., LECHI G., ZILIOLO E., Principi e metodi di telerilevamento, Città Studi Edizioni, 2006.
- BUKATA R.P., Satellite Monitoring of Inland and Coastal Water Quality. Retrospection, Introspection, Future Directions, CRC Press, 2005.
- CHAPMAN D. (curatore), Water Quality Assessments. A Guide to the Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring, Taylor & Francis, 1996.
- CULKIN F., SMITH N., 'Determination of the concentration of potassium chloride solution having the same electrical conductivity, at 15°C and infinite frequency, as standard seawater of salinity 35.0000‰ (Chlorinity 19.37394‰)', *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 5 (1): 22–23, 1980.
- CURZI P.V., GIORDANI P., 'Geomorfologia e sedimentologia', P.V. Curzi, F. Tombolini (curatori), 'L'eutrofizzazione nel Mare Adriatico', 32–43, Ancona, 1989.
- DEL RE G., 'Molecola', 'Enciclopedia delle Scienze Fisiche', Zanichelli, 2001.
- FANG L.G., CHEN S.S., LI D., LI H.L., 'Use of Reflectance Ratios as a Proxy for Coastal Water Constituent Monitoring in the Pearl River Estuary', *Sensors*, 9 (1): 656–673, 2009.
- FOFONOFF N.P., JR. R.C.M., 'Algorithms for computation of fundamental properties of seawater', *Technical papers in marine science 44*, UNESCO, 1983.
- FRANCO P., 'Caratteri oceanografici e loro rapporti con lo sviluppo di fenomeni distrofici', P.V. Curzi, F. Tombolini (curatori), 'L'eutrofizzazione nel Mare Adriatico', 21–31, Ancona, 1989.

- GIARDINO C., BRANDO V.E., DEKKER A.G., STRÖMBECK N., CANDIANI G., ‘Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion’, *Remote Sensing of Environment*, 109 (2): 183–195, 2007.
- GOROKHOVICH Y., VOUSTIANIOUK A., ‘Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics’, *Remote Sensing of Environment*, 104 (4): 409–415, 2006.
- IWASAKI A., TONOOKA H., ‘Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/SWIR’, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43 (12): 2747–2751, 2005.
- JOHNSON R.W., MUNDAY J.C.J., ‘The marine environment’, R.N. Colwell (curatore), ‘Manual of Remote Sensing’, , vol. II cap. 28, 1371–1496, John Wiley & Sons, second ed., 1983.
- KALINOWSKI A., OLIVER S., ASTER Mineral Index Processing Manual, Remote Sensing Applications, Geoscience Australia, 2004.
- KOTCHENOVA S.Y., VERMOTE E.F., ‘Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part II. Homogeneous Lambertian and anisotropic surfaces’, *Applied Optics*, 46 (20): 4455–4464, 2007.
- KOTCHENOVA S.Y., VERMOTE E.F., MATARRESE R., FRANK J. KLEMM J., ‘Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I: Path radiance’, *Applied Optics*, 45 (26): 6762–6774, 2006.
- LAGERLOEF G., COLOMB F.R., LE-VINE D., WENTZ F., YUEH S., RUF C., LILLY J., GUNN J., CHAO Y., DECHARON A., FELDMAN G., SWIFT C., ‘The Aquarius/SAC-D Mission: Designed to Meet the Salinity Remote-Sensing Challenge’, *Oceanography*, 21 (1): 68–81, 2008.
- LEWIS E., ‘The practical salinity scale 1978 and its antecedents’, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 5 (1): 3–8, 1980.
- LI Y., MIGLIACCIO K., ‘Introduction’, Y. Li, K. Migliaccio (curatori), ‘Water Quality Concepts, Sampling, and Analyses’, cap. 1, 1–9, CRC Press, 2011.

- LIAO L.B., JARECKE P.J., GLEICHAUF D.A., HEDMAN T.R., ‘Performance characterization of the Hyperion Imaging Spectrometer instrument’, W.L. Barnes (curatore), ‘Earth Observing Systems V’, , *SPIE Proceedings*, vol. 4135264–275, SPIE, 2000.
- LIN J., BROWN C.W., ‘Near-IR Spectroscopic Determination of NaCl in Aqueous Solution’, *Applied Spectroscopy*, 46 (12): 1809–1815, 1992.
- MANDANICI E., ‘Implementation of Hyperion sensor routine in 6SV radiative transfer code’, H. Lacoste-Francis (curatore), ‘Proc. Hyperspectral Workshop’, , vol. SP-683ESA, Frascati, 2010.
- MERTES L.A.K., DEKKER A.G., BRAKENRIDGE G.R., BIRKETT C.M., LÉTOURNEAU G., ‘Rivers and lakes’, S.L. Ustin (curatore), ‘Manual of Remote Sensing. Remote Sensing for natural resource management and environmental monitoring’, , vol. 4345–400, John Wiley & Sons, third ed., 2004.
- MEYER W., WELCH R.I., ‘Water Resources Assessment’, L.W. Bowden (curatore), ‘Manual of Remote Sensing’, , vol. Iicap. 19, 1479–1551, American Society of Photogrammetry, first ed., 1975.
- MIURA T., YOSHIOKA H., FUJIWARA K., YAMAMOTO H., ‘Inter-Comparison of ASTER and MODIS Surface Reflectance and Vegetation Index Products for Synergistic Applications to Natural Resource Monitoring’, *Sensors*, 8 (4): 2480–2499, 2008.
- MUGNAI A., TOMASI C., ‘Ottica Atmosferica’, ‘Enciclopedia delle Scienze Fisiche’, Zanichelli, 2001.
- PEARLMAN J., BARRY P., SEGAL C., SHEPANSKI J., BEISO D., CARMAN S., ‘Hyperion, a space-based imaging spectrometer’, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (6): 1160–1173, 2003.
- PERKIN R., LEWIS E., ‘The Practical Salinity Scale 1978: Fitting the data’, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 5 (1): 9–16, 1980.
- POPE R.M., FRY E.S., ‘Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements’, *Applied Optics*, 36 (33): 8710–8723, 1997.

- REUTER H., NELSON A., STROBL P., MEHL W., JARVIS A., ‘A first assessment of Aster GDEM tiles for absolute accuracy, relative accuracy and terrain parameters’, ‘Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009’, , vol. 5V-240-V-243, 2009.
- REUTER H.I., NELSON A., JARVIS A., ‘An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data’, *International Journal of Geographical Information Science*, 21 (9): 983–1008(26), 2007.
- ROTHMAN L., GORDON I., BARBE A., BENNER D., BERNATH P., BIRK M., BOUDON V., BROWN L., CAMPARGUE A., CHAMPION J.P., CHANCE K., COUDERT L., DANA V., DEVI V., FALLY S., FLAUD J.M., GAMACHE R., GOLDMAN A., JACQUEMART D., KLEINER I., LACOME N., LAFFERTY W., MANDIN J.Y., MASSIE S., MIKHAILENKO S., MILLER C., MOAZZEN-AHMADI N., NAUMENKO O., NIKITIN A., ORPHAL J., PEREVALOV V., PERRIN A., PREDOI-CROSS A., RINSLAND C., ROTGER M., SIMECKOVÁ M., SMITH M., SUNG K., TASHKUN S., TENNYSON J., TOTH R., VANDAELE A., AUWERA J.V., ‘The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database’, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 110 (9-10): 533–572, 2009.
- ROTHMAN L.S., GAMACHE R.R., GOLDMAN A., BROWN L.R., TOTH R.A., PICKETT H.M., POYNTER R.L., FLAUD J.M., CAMY-PEYRET C., BARBE A., HUSSON N., RINSLAND C.P., SMITH M.A.H., ‘The HITRAN database: 1986 edition’, *Applied Optics*, 26 (19): 4058–4097, 1987.
- WILLIAMS W., SHERWOOD J., ‘Definition and measurement of salinity in salt lakes’, *International Journal of Salt Lake Research*, 3: 53–63, 1994.
- WOŹNIAK S.B., STRAMSKI D., ‘Modeling the Optical Properties of Mineral Particles Suspended in Seawater and their Influence on Ocean Reflectance and Chlorophyll Estimation from Remote Sensing Algorithms’, *Applied Optics*, 43 (17): 3489–3503, 2004.

Bibliografia sulla regione del Fayyum

ABBAS H.H.H., AUTHMAN M.M.N., 'Accumulation and distribution of copper and zinc in both water and some vital tissues of two fish species (*Tilapia zillii* and *Mugil cephalus*) of Lake Qarun, Fayoum Province, Egypt', *Pakistan Journal of Biological Sciences*, 10 (13): 2106–2122, 2007.

ABD-ELLAH R.G., 'Outlook on past, present and future status of water salinity in Lake Qarun, Egypt.', *World Journal of Fish and Marine Sciences*, 1 (1): 51–55, 2009a.

ABD-ELLAH R.G., 'Using hydrological and meteorological data for computing the water budget in Lake Qarun, Egypt', *World Journal of Fish and Marine Sciences*, 1 (1): 46–50, 2009b.

ABDEL-FATTAH Z.A., GINGRAS M.K., CALDWELL M.W., PEMBERTON S.G., 'Sedimentary environments and depositional characteristics of the Middle to Upper Eocene whale-bearing succession in the Fayum Depression, Egypt', *Sedimentology*, 57 (2): 446–476, 2010.

ABDEL-SATAR A.M., GOHER M.E., SAYED M.F., 'Recent environmental changes in water and sediment quality of Lake Qarun, Egypt', *Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 5 (2): 56–69, 2010.

BAIOUMY H.M., KAYANNE H., TADA R., 'Reconstruction of lake-level and climate changes in Lake Qarun, Egypt, during the last 7000 years.', *Journal of Great Lakes Research*, 36 (2): 318–327, 2010.

BEADNELL H.J.L., The topography and geology of the Fayum province of Egypt, Cairo National Printing Department, 1905.

- BOWN T.M., KRAUS M.J., ‘Geology and paleoenvironment of the Oligocene Jebel Qatrani formation and adjacent rocks, Fayum depression, Egypt.’, *U.S.G.S. Professional Paper 1452*, U.S.G.S., 1988.
- CAMBERLIN P., ‘Nile basin climates’, H.J. Dumont (curatore), ‘The Nile. Origin, environments, limnology and human use.’, , *Monographiae Biologicae*, vol. 89cap. 16, 307–334, Springer, 2009.
- DOLSON J., EL-BARKOOKY A., WEHR F., GINGERICH P.D., PROCHAZKA N., SHANN M., ‘The Eocene and Oligocene paleo-ecology and paleogeography of Whale valley and the Fayoum basin: implications for hydrocarbon exploration in the Nile delta and eco-tourism in the greater Fayoum basin.’, *Rap. tecn.*, American Association of Petroleum Geologists, Egypt Petroleum Exploration Society, Society of Exploration Geophysicists, Egyptian Geophysical Society, European Association of Geologists & Engineers, 2002.
- EL-BAZ F., MAINGUET M., ROBINSON C., ‘Fluvio-aeolian dynamic in the north-eastern Sahara: the relationship between fluvial/aeolian systems and ground-water concentration.’, *Journal of Arid Environments*, 44: 173–183, 2000.
- EL-SHABRAWY G.M., DUMONT H.J., ‘The Fayum depression and its lakes’, H.J. Dumont (curatore), ‘The Nile. Origin, environments, limnology and human use.’, , *Monographiae Biologicae*, vol. 89cap. 6, 95–124, Springer, 2009.
- GHABOUR T.K., DAELS L., ‘Mapping and monitoring of soil salinity of El-Fayoum depression by the aid of Landsat imagery.’, *Egyptian Journal of Soil Science*, 33 (4): 355–370, 1993.
- GINGERICH P.D., ‘Marine mammals (cetacea and sirenia) from the Eocene of Gebel Mokattam and Fayum, Egypt: stratigraphy, age and paleoenvironments’, , 1992.
- GOUDIE A.S., ‘The drainage of Africa since the Cretaceous’, *Geomorphology*, 67 (3-4): 437–456, 2005.
- GUIRAUD R., BOSWORTH W., ‘Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform.’, *Tectonophysics*, 315: 73–108, 1999.

- GUIRAUD R., BOSWORTH W., THIERRY J., DELPLANQUE A., 'Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview.', *Journal of African Earth Sciences*, 43 (1): 88–143, 2005.
- HAMBLIN R.D., 'Stratigraphy and depositional environments on the Gabel El-Rus area, Eastern Faiyum, Egypt.', *Birmingham Young University Geology Studies*, 34 (1): 61–83, 1987.
- HARMS G.C., WRAY J.L., 'Nile Delta.', R. Said (curatore), 'The Geology of Egypt', cap. 17, 329–343, Balkema, 1990.
- HASSAN M.A., HASHAD A.H., 'Precambrian of Egypt', R. Said (curatore), 'Geology of Egypt', cap. 17, 201–245, Balkema, 1990.
- ISHAK M.M., ABDEL-MALEK S.A., 'Some ecological aspects of lake Qarun, Fayoum, Egypt. Part I: Physico-chemical environment.', *Hydrobiologia*, 74 (2): 173–178, 1980.
- ISSAWI B., MCCAULEY J.F., 'The Cenozoic landscape of Egypt and its river systems.', *Annals of Geological Survey of Egypt*, XIX: 357–384, 1993.
- KATER E.A., ABD-EL-AAL T.S., ABOU-ARAB A.A., AWADALLA A.A., 'Mineralogical and chemical composition of the main soil types in Fayoum area.', *Egyptian Journal of Soil Science*, 37 (2): 153–174, 1997.
- KEELEY M.L., 'Phanerozoic evolution of the basins of Northern Egypt and adjacent areas.', *Geologische Rundschau*, 83 (4): 728–742, 1994.
- KUPER R., KRÖPELIN S., 'Climate-Controlled Holocene Occupation in the Sahara: Motor of Africa's Evolution', *Science*, 313 (803): 803–807, 2006.
- KUSKY T.M., RAMADAN T.M., HASSAAN M.M., GABR S., 'Structural and tectonic evolution of El-Faiyum depression, North Western Desert, Egypt based on analysis of Landsat ETM+, and SRTM Data', *Journal of Earth Science*, 22 (1): 75–100, 2011.
- LE-HOUÉROU H.N., 'Climate, flora and fauna changes in the Sahara over the past 500 million years.', *Journal of Arid Environments*, 37: 619–647, 1997.
- LEHMAN J.T., 'Lake Victoria', H.J. Dumont (curatore), 'The Nile. Origin, environments, limnology and human use.', , *Monographiae Biologicae*, vol. 89cap. 12, 215–241, Springer, 2009.

- MADRAU S., 'Preliminary observations on the pedological characteristics of an area inside the Faiyum depression in Egypt.', *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 16: 153–157, 1993.
- MCCAULEY J.F., BREED C.S., SCHABER G.G., MCHUGH W.P., ISSAWI B., HAYNES C.V., GROLIER M.J., EL-KILANI A., 'Paleodrainages of the Eastern Sahara - The radar rivers revisited (SIR A/B implications for a mid-Tertiary trans-African drainage system).', *Institute of Electrical and Electronic Engineers (IEEE) Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24 (4): 624–648, 1986.
- MENEISY M.Y., 'Vulcanicity.', R. Said (curatore), 'The Geology of Egypt', cap. 9, 157–172, Balkema, 1990.
- METWALY M., EL-QADY G., MASSOUD U., EL-KENAWY A., MATSUSHIMA J., AL-ARIFI N., 'Integrated geoelectrical survey for groundwater and shallow subsurface evaluation: case study at Siliyin spring, El-Fayoum, Egypt', *International Journal of Earth Sciences*, 99 (6): 1427–1436, 2010.
- MORGAN P., 'Egypt in the framework of global tectonics.', R. Said (curatore), 'The Geology of Egypt', cap. 7, 91–111, Balkema, 1990.
- RABEH T., ERNST T., 'Tectonic model of Egypt based on magnetic analysis.', *Acta Geophysica*, 57 (3): 680–695, 2009.
- SAID R., *The Geology of Egypt*, Balkema, 1990.
- SAMPSELL B.M., *A traveler's guide to the geology of Egypt*, The American University in Cairo Press, 2003.
- SAYED M.F., ABDEL-SATAR A.M., 'Chemical assessment of Wadi El-Rayan lakes - Egypt', *American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci.*, 5 (1): 53–62, 2009.
- SWEDAN A.H., 'Stratigraphy of the Eocene sediments in the Fayum area.', *Annals of the Geological Survey of Egypt*, V (XVIII): 157–166, 1992.
- TALBOT M.R., WILLIAMS M.A.J., 'Cenozoic evolution of the Nile basin', H.J. Dumont (curatore), 'The Nile. Origin, environments, limnology and human use.', *Monographiae Biologicae*, vol. 89, cap. 3, 37–60, Springer, 2009.

TAMER A., EL-SHAZLY M., SHATA A., 'Geology of El Faiyum Beni Suef region. Part I Geomorphology.', *Desert Institute Bulletin*, 25 (1): 17–26, 1975.

TAWADROS E., *Geology of Egypt and Lybia*, A. A. Balkema, 2001.

YOUSSEF E.A.A., ABDEL-FATTAH M.A., REFAAT A., 'Sequence stratigraphy of the late Eocene/Oligocene alluvial/paralic succession at the northern Fayium area, Western desert, Egypt', *Bullettin of Tethys Geological Society*, 1: 59–70, 2006.