

CONSORZIO DI BONIFICA DELLA BARAGGIA BIELLESE E VERCELLESE

RIFACIMENTO INVASO SUL TORRENTE SESSERA IN SOSTITUZIONE DELL'ESISTENTE PER IL SUPERAMENTO DELLE CRISI IDRICHE RICORRENTI, IL MIGLIORAMENTO DELL'EFFICIENZA IDRICA DEGLI INVASI ESISTENTI SUI TORRENTI RAVASANELLA ED OSTOLA, LA VALORIZZAZIONE AMBIENTALE DEL COMPRESORIO

DATA PROGETTO

OTTOBRE 2010

AGGIORNAMENTO
PROGETTO

ATTIVITA' DI PROGETTAZIONE GENERALE



(dott. ing. Domenico Castelli)

OPERE DI RITENUTA E DI DISTRIBUZIONE

STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE
QUADRO DI RIFERIMENTO AMBIENTALE
Caratteristiche Climatiche

ELABORATO N.

4.1

ATTIVITA' SPECIALISTICHE

CONSULENZA GENERALE
(dott. ing. Gianfranco Saraca)

CONSULENZA STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE
VAMS *Ingegneria*
(dott. agr. Guido Politi)



PROGETTO DEFINITIVO

PRATICA N 101310

ARCH. N IB 80

MODIFICHE
AGGIORNAMENTI

Aggiornamento

Data

CONTROLLO

FIRMA

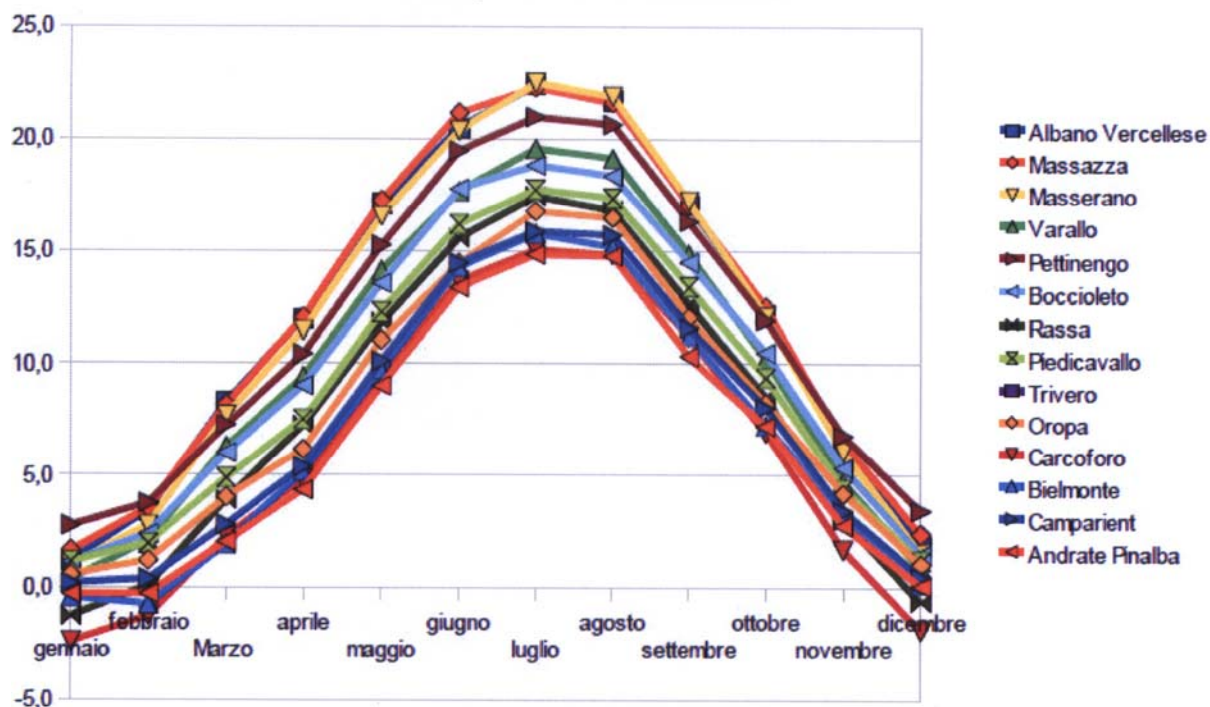
DISEGNATORE

CONTROLLO

APPROVAZIONE

D.C.

Temperatura Media Mensile



SOMMARIO

4.1	QUADRO DI RIFERIMENTO AMBIENTALE - CARATTERISTICHE CLIMATICHE	2
4.1.1	Generalità	2
4.1.2	Aspetti orografici e geografici.....	3
4.1.3	Il Lago delle Mischie	4
4.1.3.1	Proprietà termiche di un lago.....	5
4.1.4	Aspetti climatici del bacino del Sesia	9
4.1.4.1	Il il Clima del Piemonte:.....	9
4.1.4.2	Caratteri climatici del bacino del Sesia	10
4.1.4.3	Il Clima delle Mischie	19
4.1.4.4	Ricostruzione fisica della variazione climatica indotta e proiezione.....	20
4.1.5	Meteorologia delle superfici	22
4.1.5.1	Flussi di energia su una superficie.....	22
4.1.5.2	Equazioni del bilancio energetico.....	23
4.1.5.3	Bilancio energetico di uno strato	25
4.1.5.4	Radiazione atmosferica.....	31
4.1.5.5	Bilancio radiativo vicino alla superficie	31
4.1.5.6	Esempi di bilancio radiativo	34
4.1.5.7	Temperatura della superficie	35
4.1.5.8	Variazioni al bilancio radiativo del Lago delle Mischie.....	37
4.1.6	Temperatura, umidità e vento nello strato limite planetario	38
4.1.6.1	Fattori che influenzano la temperatura e l'umidità nel PBL.....	39
4.1.6.2	Variazioni diurne	40
4.1.6.3	Fattori che influenzano la distribuzione del vento.....	42
4.1.6.4	Variazioni giornaliere	43
4.1.7	Conclusioni valutative sul clima e Areale coinvolto dalle variazioni	44

4.1 QUADRO DI RIFERIMENTO AMBIENTALE - CARATTERISTICHE CLIMATICHE

4.1.1 Generalità

La diga delle Mischie nell'Alta Val Sessera, comune di Trivero (BI), è uno sbarramento artificiale alto 44 metri, la cui costruzione fu ultimata negli anni cinquanta. Costruita a scopi idroelettrici la diga attuale raccoglie le acque dell'omonimo Torrente Sessera, laddove questo riceve da sinistra l'apporto delle acque del Torrente Dolca, il più importante affluente del suo tratto montano. Lo specchio lacustre che ne ha origine, denominato Lago delle Mischie (o delle Miste), è situato ad una altitudine sul livello medio del mare variabile tra i 904 m ed i 924 m per una superficie complessiva variabile tra 3 e 13 ha. Dalla relazione di progetto per la costruzione di un nuovo sbarramento si evince che la nuova diga dovrebbe sorgere circa 200 m più a valle di quella esistente in una conformazione valliva favorevole come orografia e litologia alla realizzazione di opere di tale fattura. Il nuovo sbarramento avrà una altezza di ritenuta pari a circa 90 metri, utile al reperimento di oltre 11.500.000 metri cubi di acqua. Il nuovo invaso incrementerà la superficie del bacino esistente portandolo dagli attuali 13 ha massimi ai futuri 44 ha di massimo invaso. Lo scopo di questo studio è quello di valutare l'impatto meteo-climatico che un'opera dalle caratteristiche estensive sopra riportate avrebbe sull'ambiente circostante, con particolare riferimento ai parametri termoigrometrici e circolatori.



Fig. 4.1.1: La diga delle Mischie, Alta Val Sessera

4.1.2 Aspetti orografici e geografici

La Val Sessera è una vallata alpina posta nel settore nordoccidentale del Piemonte, che si sviluppa lungo il corso dell'omonimo Torrente Sessera, localizzato tra le province di Biella e Vercelli. Facente parte del complesso montuoso delle Alpi Biellesi, la Val Sessera si estende longitudinalmente, con direzione media Ovest-Est, circa 25 km più a Sud del Massiccio del Monte Rosa (Alpi Pennine, 4634 m s.m.) e poco più a Nord (5 km in linea d'aria libera) del centro abitato di Biella (404 m s.m.), a breve distanza spaziale dal settore pedemontano nordoccidentale del Piemonte. Proprio per questo motivo la zona è caratterizzata da uno dei più elevati gradienti altitudinali della Regione che, nella direzione geografica Sudest/Nordovest, presenta valori medi di circa 135 m/km (pendenza media del declivio del 13,5%). Per motivi orografico/altitudinali, che influiscono sui parametri climatici di interesse primario, è utile suddividere la Val Sessera in due diversi settori omogenei; un settore montano che costituisce la parte alta del bacino del Sessera (Alta Val Sessera), contornato dalle cime del Monte Bo (2556 m s.m.) e del Monte Barone (2044 m s.m.), ad una quota compresa tra i 1500 m della sorgente ed i 500 m circa dell'abitato di Masseranga, località di Coggiola (BI); un settore collinare e pedemontano (Bassa Val Sessera), ove il torrente scorre in un letto fluviale più ampio, defluendo qualche chilometro più a valle, nel Torrente Sesia.



Figura 4.1.2.1 Il Sessera a Borgosesia

L'Alta Val Sessera è caratterizzata da pendenze dei versanti d'impluvio molto elevate e la presenza di una cinta di propaggini montuose oltre i 1600-2200 m in tutte le direzioni cardinali, tranne che ad Est, risulta un fattore limitante all'ingresso di più umide masse d'aria provenienti dalla Pianura Padana. La Bassa Val Sessera, al contrario, risulta solo parzialmente schermata dalla presenza di un settore collinare dall'altitudine media di circa 600 m s.m. nelle direzioni Sud e Sudest, rimanendo così fortemente influenzata dagli apporti igrometrici della Valle del Po. Entrambi i settori risultano invece sottovento alle correnti sinottiche provenienti da Sudovest, Ovest, Nordovest, Nord e Nordest a causa del fenomeno dello “sbarramento” indotto dalla catena alpina occidentale, che include le vette più alte d'Europa.

4.1.3 Il Lago delle Mischie

Determinare le proprietà termiche di un lago è una attività di fondamentale importanza per comprendere ed analizzare il ciclo annuale e giornaliero degli scambi di calore tra il lago stesso e l'ambiente circostante; si tenga conto inoltre che le proprietà termiche di un

qualsiasi bacino influenzano direttamente le caratteristiche chimiche delle acque e l'ecologia degli organismi costituenti l'ecosistema lacustre. Di seguito quindi si introdurranno le proprietà termiche e stratigrafiche dei laghi di dimensioni ridotte, contestualizzando poi il tutto per il bacino in oggetto; nell'ultima parte del capitolo, infine, saranno trattate le variazioni indotte attese nel caso di ampliamento dell'invaso artificiale, come da oggetto dello studio.

4.1.3.1 Proprietà termiche di un lago

La principale fonte di calore per un lago è certamente la radiazione solare che viene assorbita dall'acqua e parzialmente dal fondale. Tuttavia l'acqua tende a cedere calore per diffusione molecolare in maniera trascurabile per cui lo strato superficiale, profondo qualche metro, (**epilimnio**) viene influenzato in prima approssimazione dalla temperatura atmosferica e quindi dal suo ciclo diurno, stagionale ed annuale.

Poco al di sotto dell'epilimnio la temperatura e la densità dell'acqua variano rapidamente con la profondità attraverso uno strato spesso qualche decina di metri detto **metalimnio**. Se il lago è poi abbastanza profondo, al di sotto dell'metalimnio risiede l'**ipolimnio**, uno strato a temperatura costante attorno ai 4°C. Quando la densità aumenta con la profondità il lago è in condizioni stabili e le acque si dispongono in maniera stratificata. Viceversa se la densità diminuisce con la profondità gli strati diversi del lago si mescolano più o meno omogeneamente.

Poiché l'acqua allo stato liquido ed alla pressione di una atmosfera ha la sua maggior densità attorno ai 4°C, ne consegue che se la temperatura superficiale dell'acqua scende sotto i 4°C (nelle zone temperate in inverno) le acque del lago tendono a stratificarsi (condizioni di stabilità) con un termoclino negativo (la temperatura aumenta con la profondità). Durante la stagione primaverile, dopo lo scioglimento del ghiaccio superficiale la superficie del lago tende a riscaldarsi aumentando la sua densità e causando lo sprofondamento dell'acqua superficiale, specie se persistono condizioni di buona ventilazione. Non appena la temperatura dell'acqua ha raggiunto la temperatura di densità massima, il processo decade ed il lago torna ad avere caratteristiche di stabilità, con un termoclino positivo per tutto il corso dell'estate.

Un tipico lago profondo nella zona temperata in estate avrà quindi una alta temperatura nell'epilimnio, con acque poco dense che galleggiano sull'ipolimnio, più denso e freddo, separate da un sottile strato metalimnico. Questo profilo, impedisce solitamente alle acque

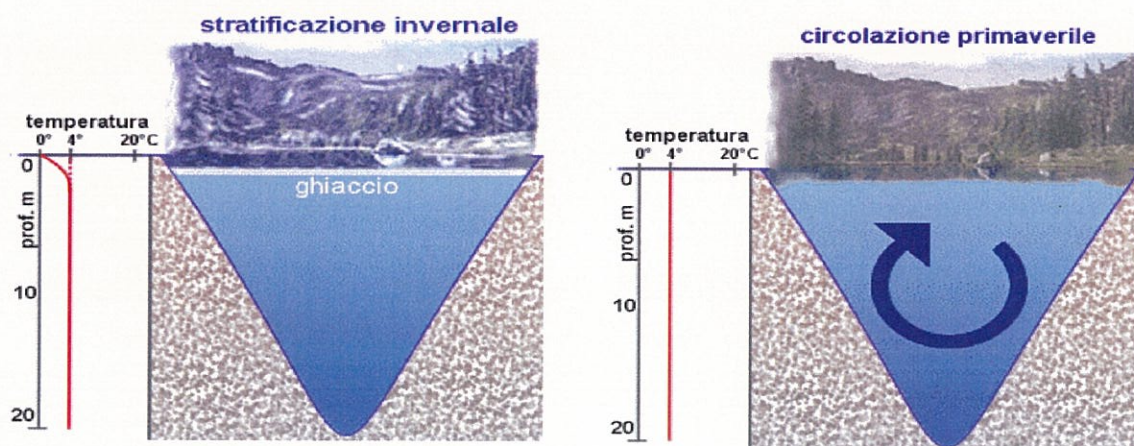
dei vari strati di mescolarsi per convezione a causa della stratificazione termica, limitando lo scambio di sostanze disciolte e particellate. In autunno infine avviene lo stesso processo primaverile con nuova circolazione e rimescolamento delle acque. Al variare delle condizioni climatiche e della profondità del corpo lacustre i cicli annuali, stagionali e giornalieri di laghi diversi differiscono notevolmente.

Si distinguono quindi:

1. **Laghi olomittici**, con una fase di piena circolazione.
2. **Laghi dimittici**, due fasi di piena circolazione
3. **Laghi monomittici**, una sola fase di piena circolazione
4. **Laghi meromittici**, privi di circolazione (eccesso di sali disciolti nelle acque)

4.1.3.1 *Il lago delle Mischie*

Attualmente il lago delle Mischie fa parte dei laghi dimittici, caratterizzato da due fasi di circolazione piena, in primavera ed autunno, e due fasi di stratificazione stabile, in inverno ed estate. Al ghiacciamento dello specchio lacustre durante la stagione invernale, segue lo scioglimento della neve e del ghiaccio in primavera, quando l'invaso raggiunge il suo massimo livello; in questa fase abbiamo il pieno rimescolamento delle acque ed una ossigenazione molto elevata.



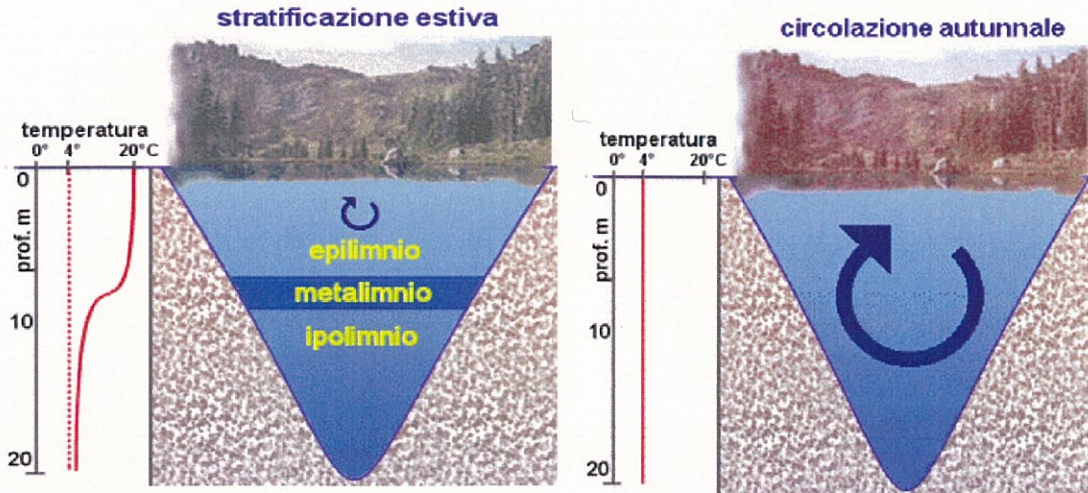


Fig. 4.1.3.2.1: Le varie fasi circolatorie di un lago dimittico

Durante la stagione estiva, se il livello delle acque rimane abbastanza alto (oltre i 10 metri), la radiazione solare non riesce a raggiungere il fondale creando i presupposti per nuove caratteristiche stabili ed assenza di circolazione. Nei casi particolarmente deficitari, quando la stagione invernale e primaverile è stata abbastanza avara di precipitazioni, sempre nella stagione estiva, invece, il riscaldamento del fondale per opera della radiazione entrante rende più difficile la stagnazione delle acque. La stagione autunnale vede il nuovo e più completo rimescolamento delle acque, favorito anche dal transito delle perturbazioni sinottiche, frequentemente accompagnate da ventilazione in grado di favorire il rimescolamento e l'emersione dell'acqua più profonda.

4.1.3.1.1 *Variatione indotta attesa*

Sotto il profilo puramente stratigrafico la costruzione di un nuovo sbarramento più a valle, con il conseguente ampliamento dell'invaso artificiale (visibile nella figura sottostante), fino a 3 volte quello attuale, non apporterà ripercussioni significative. Il lago conserverebbe infatti le sue caratteristiche circolatorie stagionali, con due fasi stabili intervallate da altrettante favorevoli al rimescolamento. E' invece probabile che possano variare il periodo e la lunghezza delle stesse, stante la maggior capacità termica del volume d'acqua coinvolto. In particolare il periodo di stabilità invernale risulterebbe ridotto a parità di condizioni climatiche favorevoli al ghiacciamento delle acque superficiali, mentre si prolungherebbero i periodi favorevoli al rimescolamento in primavera ed autunno. Ciò

prolungerebbero i periodi favorevoli al rimescolamento in primavera ed autunno. Ciò ridurrebbe al contrario il periodo favorevole alla stagnazione estiva, seppur la maggior profondità del lago potrebbe aumentare la probabilità di insorgenza della stessa. L'assenza di dati colonnari stratigrafici a disposizione non ci permette tuttavia di quantificare con precisione il numero di giorni relativi alle variazioni sopra asserite.

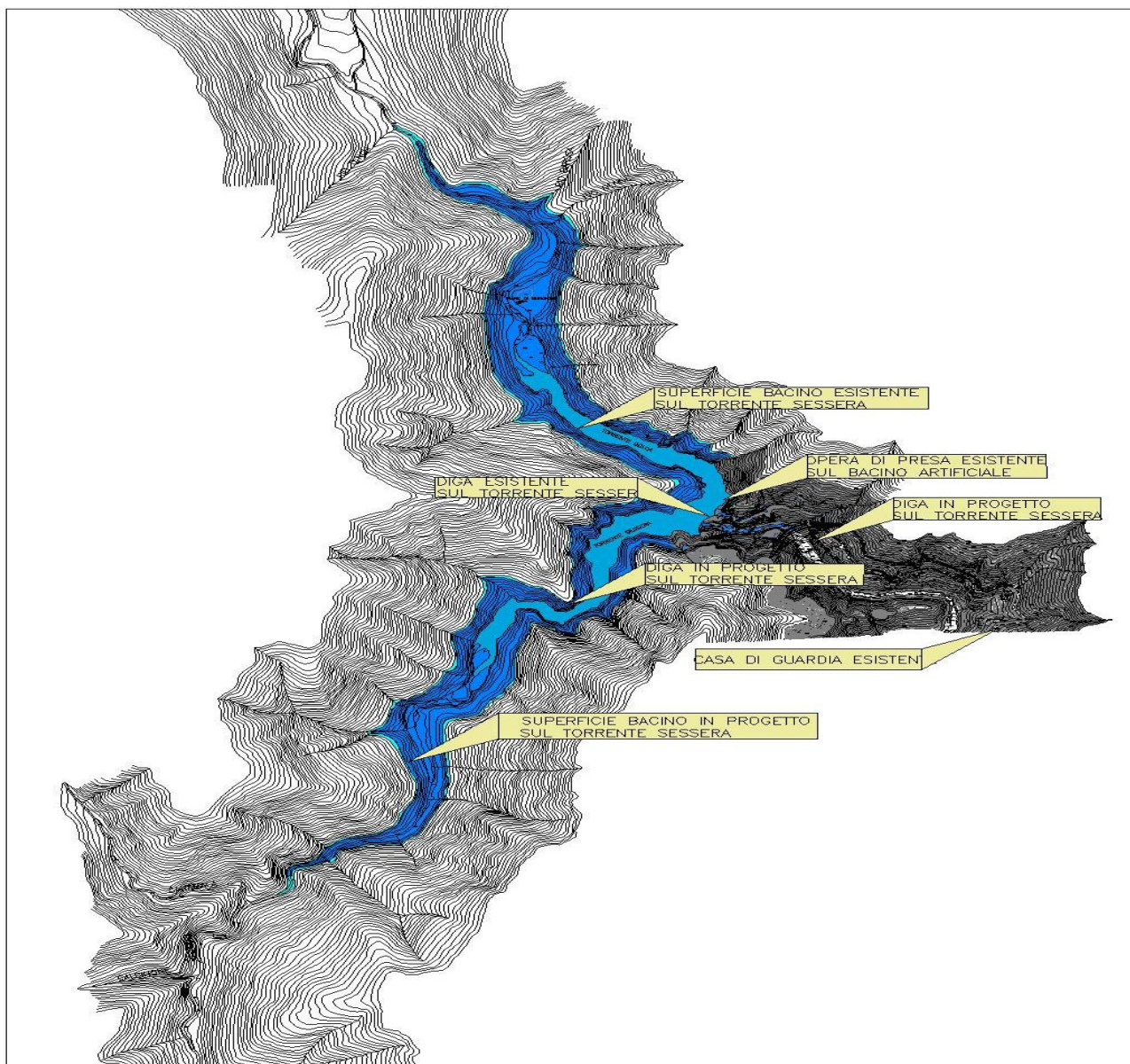


Fig. 4.1.3.3.1

4.1.4 Aspetti climatici del bacino del Sesia

4.1.4.1 *Il il Clima del Piemonte:*

Il Piemonte è una delle Regioni più estese di Italia con i suoi 25400 km²; il suo territorio è suddivisibile in tre principali fasce climatiche, la più esterna comprende la cinta montana alpina ed appenninica che ricopre circa il 44% del territorio regionale, al suo interno la zona collinare, che costituisce il 30% del territorio, mentre la restante parte, il 26% del territorio, è costituita da estese pianure.

Dai dati atmosferici disponibili per il trentennio di riferimento (1961-1990, come prescritto dal World Meteorological Organization) ne risulta che il Piemonte pianeggiante e collinare ha un clima temperato con caratteri subcontinentali (**Cf-Koppen**, temperature medie oltre i 10°C durante i mesi più caldi e tra -3°C e 18°C nei mesi più freddi) mentre sui settori alpini ed appenninici si può classificare come temperato freddo o semplicemente freddo (mese più freddo con temperatura media inferiore a -2°C, mese più caldo con temperatura media tra 15 e 20°C).

Le zone di pianura e collina sono caratterizzate da inverni estremamente freddi, nebbiosi ed umidi, ma scarsamente interessate da fenomeni precipitativi, che comunque si verificano prevalentemente sotto forma nevosa; le estati risultano invece calde, afose e spesso piovose. Caratteristica di spicco delle stagioni autunnali e primaverili risulta invece l'elevata piovosità, specie laddove l'orografia assume maggiore importanza con particolare riferimento ai settori pedemontani nordoccidentali.

Le zone montane risultano anch'esse fredde e secche durante la stagione invernale, totalmente prive invece di eventi nebbiosi importanti; questi ultimi sono infatti determinati dal ristagno dell'umidità nei bassi strati durante i lunghi periodi anticiclonici e quindi atti ad interessare prevalentemente le quote inferiori o comunque le zone vallive; frequente ed importante l'attività temporalesca durante il periodo estivo, anche in assenza di perturbazioni ben strutturate, anche se quasi il 60-70% dell'accumulo complessivo di pioggia annuale si ottiene durante il periodo primaverile ed autunnale.

C'è da sottolineare che l'andamento pluviometrico annuale mostra la presenza di un minimo secondario estivo, ma comunque non abbastanza pronunciato da conferire alla stagione particolari caratteristiche siccitose.

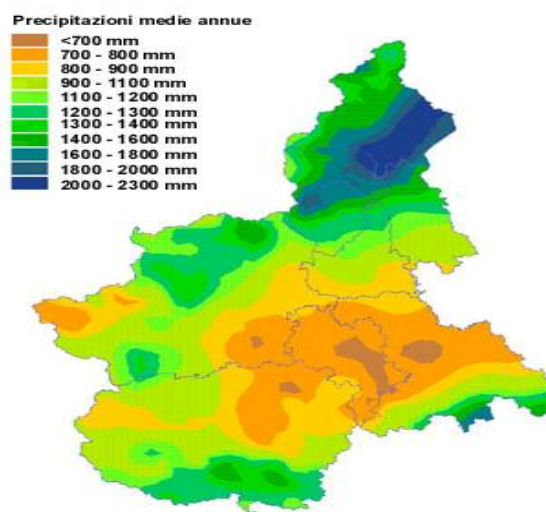


Fig. 4.1.4.1.1 Precipitazioni medie annue del Piemonte: si passa da un massimo di 1800-2300mm sul settore Verbano, Ossola ad un minimo di 600-800mm annui su Alessandrino ed Astigiano.

Importante peculiarità del clima invernale piemontese risulta essere la formazione di un strato di inversione termica o comunque di uno spesso strato atmosferico generalmente omotermico (gradiente termico verticale pressoché nullo) durante l'intero trimestre freddo, favorito dallo scarso ricircolo d'aria e dal forte irraggiamento, fattori quest'ultimi legati alla particolare orografia piemontese nonché alla latitudine; questo particolare caratteristica geo-climatica consente la caduta abbondante di neve a bassa quota e fino in pianura, soprattutto quando è presente uno scorrimento di aria mite ed umida alle alte quote. L'assenza di ventilazione favorita dalla particolare disposizione delle catene montuose inoltre rende frequenti le nebbie, le gelate e le giornate afose in estate soprattutto sulla provincia di Cuneo, Asti ed Alessandria.

4.1.4.2 *Caratteri climatici del bacino del Sesia*

Il Bacino idrografico del Sesia è localizzato nell'estremità nordoccidentale del Piemonte, al confine con la Valle d'Aosta e comprende parte del territorio provinciale di Biella, Vercelli e Novara. Grazie all'analisi dei dati raccolti nel database meteorologico dell'Arpa (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale) Piemonte è stato possibile estrapolare i caratteri climatici della zona in oggetto; ciò ha consentito successivamente di contestualizzare lo

studio di impatto meteo-climatico della Val Sessera con particolare riferimento alla diga delle Mischie.

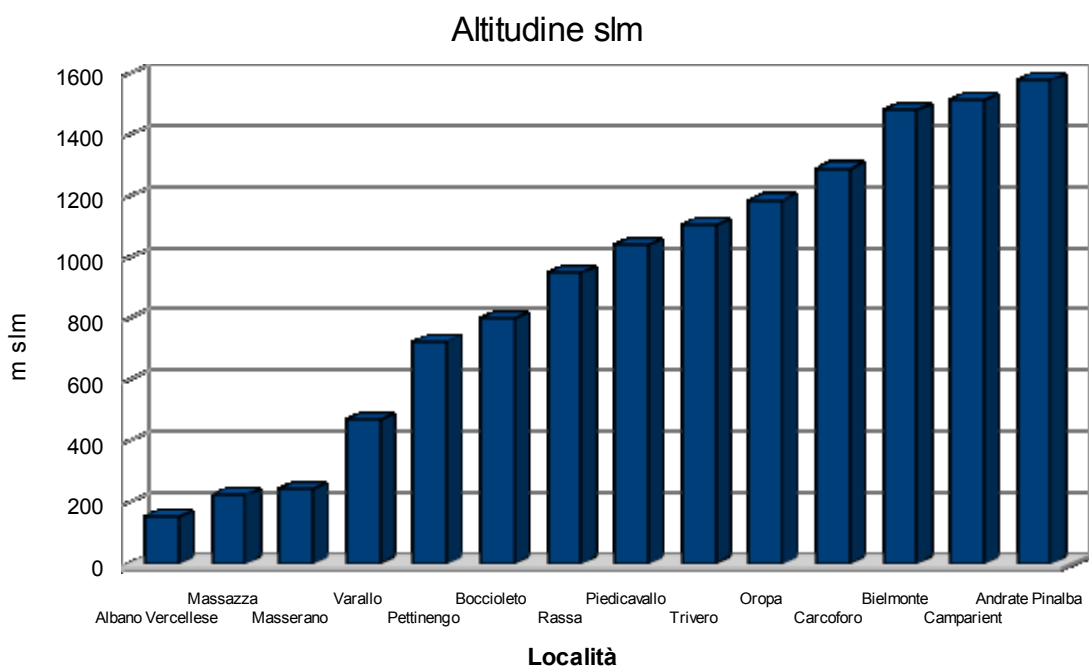
I dati termopluviometrici raccolti provengono da un numero cospicuo di stazioni meteorologiche installate nel bacino del fiume Sesia; le rilevazioni coprono un intero decennio (2000-2009) e sono effettuate a cadenza giornaliera tramite strumentazione dagli elevati standard qualitativi nonché rispettando le norme di collocazione redatta dall'Organizzazione Mondiale per la Meteorologia (OMM).

La scelta delle località tra quelle disponibili è stata fatta in maniera da coprire omogeneamente tutte le fasce climatiche della zona; ne risulta un insieme di 14 stazioni di rilevamento comprese tra un'altitudine minima di 155 m s.m. e una massima di 1580 m s.m.

Di seguito la tabella anagrafica relativa con la distribuzione in funzione dell'altitudine sul livello del mare:

Località	Latitudine	Longitudine	Altitudine
Albano Vercellese	45°26'20"	08°23'22"	155
Massazza	45°28'26"	08°10'15"	226
Masserano	45°33'32"	08°15'22"	243
Varallo	45°49'14"	08°16'30"	470
Pettinengo	45°36'32"	08°06'13"	725
Boccioleto	45°50'09"	08°06'45"	800
Rassa	45°46'13"	08°01'03"	950
Piedicavallo	45°41'25"	07°57'26"	1040
Trivero	45°40'33"	08°08'55"	1108
Oropa	45°37'40"	07°58'56"	1186
Carcoforo	45°54'29"	08°03'06"	1290
Bielmonte	45°39'01"	08°04'33"	1480
Camparient	45°43'59"	08°05'09"	1515
Andrate Pinalba	45°33'43"	07°53'36"	1580

Tab. 4.1.4.2.1 Tabella Anagrafica delle stazioni utilizzate per la caratterizzazione macroclimatica del bacino idrografico del Sesia



L'analisi dati giornalieri sul periodo in questione, effettuata per ogni stazione del dataset, ha permesso di estrapolare le medie mensili di temperatura massima, minima e media nonché quelle relative alla piovosità (numero di giorni con pioggia ed accumulo complessivo).

Di seguito alcune tabelle riassuntive ed i grafici relativi:

Albano Verellese, 155 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	45,9	40,7	43,9	105,0	104,4	65,6	56,2	87,1	94,2	81,7	96,0	55,7	876,2
Giorni piovosi	4,9	3,5	4,0	8,7	9,4	7,2	4,7	6,5	6,1	7,1	6,9	4,3	73,4
Temperatura media (°C)	1,2	3,4	8,3	12,0	17,1	20,5	22,5	21,7	17,1	12,2	6,2	1,9	12,0
Temperatura media dei massimi (°C)	6,4	10,0	15,6	18,1	23,4	27,2	29,5	29,0	24,4	18,4	11,5	6,8	18,4
Temperatura media dei minimi (°C)	-2,0	-1,6	1,9	6,2	11,4	14,5	16,1	15,8	11,4	7,5	2,3	-1,6	6,8
Temperatura massima (°C)	21,1	22,9	28,4	29,2	33,7	36,5	36,7	37,1	33,1	28,4	22,7	16,7	37,1
Temperatura minima (°C)	-9,9	-13,6	-9,4	-4,0	2,4	4,9	8,3	6,2	2,5	-6,5	-8,4	-13,0	-13,6

Andrate Pinalba, 1580 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	11,3	9,4	58,4	142,9	267,1	158,8	118,0	134,1	193,8	141,3	124,5	38,8	1398,4
Giorni piovosi	2,9	2,5	6,0	11,4	13,6	9,8	7,7	10,8	8,6	7,5	7,2	5,2	93,0
Temperatura media (°C)	-0,3	-0,2	2,0	4,3	9,0	13,4	14,8	14,8	10,4	7,2	2,8	0,1	6,5
Temperatura media dei massimi (°C)	3,0	2,7	5,0	6,9	11,7	15,9	17,4	17,2	13,0	9,6	5,4	3,2	9,2
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,3	-3,4	-0,8	2,0	6,5	10,8	12,1	12,2	8,1	4,9	0,4	-2,6	3,9
Temperatura massima (°C)	15,8	14,8	16,9	16,0	22,4	24,4	24,5	25,9	20,9	19,6	15,4	14,5	25,9
Temperatura minima (°C)	-13,4	-14,3	-15,1	-8,0	-0,9	1,4	3,6	4,5	0,3	-4,5	-9,5	-13,1	-15,1

Bielmonte, 1480 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	47,0	40,7	91,4	214,9	249,6	146,9	116,8	169,9	182,1	107,9	190,2	105,1	1662,5
Giorni piovosi	4,3	3,9	6,9	13,0	12,3	10,3	9,3	11,0	9,9	7,4	7,9	6,3	102,2
Temperatura media (°C)	-0,4	-0,7	1,9	5,2	9,8	14,3	15,8	15,2	11,3	7,3	3,3	0,2	6,9
Temperatura media dei massimi (°C)	3,9	3,8	6,3	9,0	13,4	18,2	20,2	19,5	15,1	10,5	6,7	3,9	10,9
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,7	-4,0	-1,4	2,1	6,5	10,8	12,3	12,0	8,6	4,6	0,5	-2,7	3,8
Temperatura massima (°C)	18,5	19,7	18,2	18,7	24,1	25,9	26,7	28,1	25,9	21,0	16,7	16,6	28,1
Temperatura minima (°C)	-12,1	-13,0	-15,6	-8,7	-0,8	1,0	4,3	5,5	0,2	-10,2	-9,7	-12,9	-15,6

Boccioleto, 800 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	39,6	58,5	67,8	172,8	221,3	171,1	110,7	122,4	178,7	173,9	213,7	92,9	1623,4
Giorni piovosi	4,3	3,6	5,6	11,5	13,1	10,7	9,8	11,1	8,5	7,3	7,7	5,8	99,0
Temperatura media (°C)	1,1	2,4	6,0	9,0	13,5	17,8	18,8	18,3	14,5	10,5	5,3	1,5	9,9
Temperatura media dei massimi (°C)	5,8	7,6	11,6	14,3	19,2	24,2	25,5	25,1	20,4	15,7	9,9	5,8	15,4
Temperatura media dei minimi (°C)	-1,8	-1,2	1,5	4,7	9,0	12,7	13,7	13,5	10,4	7,2	2,4	-1,1	5,9
Temperatura massima (°C)	23,6	18,3	23,9	25,1	29,4	33,0	33,1	35,4	30,4	24,5	20,5	16,2	35,4
Temperatura minima (°C)	-9,6	-8,7	-6,5	-4,1	0,6	3,0	4,0	6,9	3,7	-2,2	-5,8	-9,9	-9,9

Camparient, 1515 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	30,3	29,6	78,5	220,8	309,8	183,8	138,1	165,9	213,2	212,9	208,4	56,6	1847,8
Giorni piovosi	4,8	4,5	8,7	13,5	14,3	10,0	9,1	11,0	9,7	8,4	8,9	6,5	109,3
Temperatura media (°C)	0,2	0,4	2,8	5,4	10,1	14,5	15,9	15,7	11,6	8,1	3,4	0,5	7,4
Temperatura media dei massimi (°C)	4,0	4,1	6,7	9,3	13,9	18,0	19,5	19,3	15,2	11,4	6,7	4,1	11,0
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,1	-3,0	-0,4	2,5	7,0	11,1	12,5	12,6	8,7	5,1	0,8	-2,4	4,3
Temperatura massima (°C)	17,7	18,0	19,8	18,3	24,1	26,9	25,9	29,3	24,4	20,9	15,7	14,7	29,3
Temperatura minima (°C)	-12,4	-13,7	-15,5	-7,0	-0,9	1,2	4,0	4,8	0,2	-5,6	-9,8	-12,9	-15,5

Carcoforo, 1290 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	38,6	43,9	60,8	133,6	216,7	171,3	113,6	154,5	162,2	162,2	167,3	67,0	1491,8
Giorni piovosi	3,9	3,5	5,7	10,4	14,9	13,2	12,4	12,8	9,2	9,0	7,6	5,1	107,7
Temperatura media (°C)	-2,4	-1,2	2,3	4,8	9,6	13,6	15,1	14,8	11,2	6,9	1,7	-1,9	6,2
Temperatura media dei massimi (°C)	3,1	4,8	8,7	10,5	14,7	19,0	20,5	20,5	16,5	11,8	6,3	2,7	11,6
Temperatura media dei minimi (°C)	-5,7	-5,1	-2,2	0,5	5,1	8,6	10,1	10,2	7,3	3,0	-1,3	-4,9	2,1
Temperatura massima (°C)	16,9	15,0	19,5	21,1	25,2	27,9	27,1	31,0	26,4	23,6	17,0	14,8	31,0
Temperatura minima (°C)	-14,7	-14,8	-15,9	-8,6	-1,6	-1,5	2,4	2,6	0,7	-7,7	-12,8	-16,3	-16,3

Massazza, 226 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	33,6	43,6	43,8	95,3	120,1	75,4	59,4	93,4	104,1	79,3	114,6	61,2	923,7
Giorni piovosi	4,3	3,5	3,5	8,1	9,1	7,1	5,2	7,3	7,2	7,2	7,5	4,7	74,7
Temperatura media (°C)	1,6	3,5	8,2	12,0	17,3	21,2	22,3	21,6	17,1	12,5	6,5	2,4	12,2
Temperatura media dei massimi (°C)	6,5	9,2	14,3	16,9	22,1	26,5	28,1	27,6	23,1	18,0	11,2	6,9	17,5
Temperatura media dei minimi (°C)	-2,2	-1,4	2,3	7,1	12,4	15,7	16,9	16,1	11,8	8,0	2,7	-1,3	7,3
Temperatura massima (°C)	20,7	21,6	26,8	25,9	32,0	33,7	34,3	34,8	31,9	28,7	22,3	16,2	34,8
Temperatura minima (°C)	-9,9	-9,5	-10,3	-2,4	4,4	5,5	9,1	5,8	3,0	-5,1	-7,0	-15,3	-15,3

Masserano, 243 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	41,2	39,7	56,7	101,0	144,8	98,9	73,6	97,6	117,8	99,2	110,6	65,3	1046,3
Giorni piovosi	4,8	3,2	4,2	8,9	10,3	8,8	5,9	7,4	7,5	7,7	7,1	5,0	80,6
Temperatura media (°C)	1,0	2,7	7,7	11,5	16,6	20,4	22,5	21,9	17,2	12,1	6,1	1,5	11,8
Temperatura media dei massimi (°C)	6,5	9,2	14,3	17,2	22,4	26,4	28,7	28,3	23,5	17,7	11,3	6,9	17,7
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,1	-2,6	1,3	5,5	10,6	14,1	16,1	15,8	11,7	7,6	1,9	-2,5	6,4
Temperatura massima (°C)	20,9	22,1	27,0	26,9	32,8	34,8	35,1	36,9	31,4	29,3	22,2	17,0	36,9
Temperatura minima (°C)	-10,9	-13,2	-10,2	-4,8	1,9	1,9	8,0	5,2	2,9	-5,7	-7,7	-17,1	-17,1

Oropa, 1186 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	50,0	46,6	69,6	228,0	245,6	195,6	122,9	133,8	240,0	201,8	168,3	67,2	1769,3
Giorni piovosi	4,5	4,1	4,8	12,2	14,0	12,0	8,6	10,0	9,5	8,7	7,0	4,9	100,0
Temperatura media (°C)	0,6	1,2	4,0	6,2	11,1	14,4	16,8	16,5	12,1	8,3	4,2	1,0	8,0
Temperatura media dei massimi (°C)	5,3	5,7	8,6	10,2	15,2	18,9	21,4	21,1	16,3	11,9	7,9	5,2	12,3
Temperatura media dei minimi (°C)	-2,3	-2,0	0,5	2,8	7,6	10,6	12,9	12,8	8,9	5,7	1,7	-1,7	4,8
Temperatura massima (°C)	20,8	18,1	20,5	22,3	27,5	30,2	30,0	31,4	27,9	25,6	19,1	19,1	31,4
Temperatura minima (°C)	-12,1	-13,5	-12,5	-5,9	-2,7	1,9	5,5	3,1	0,5	-5,2	-9,4	-15,0	-15,0

Pettinengo, 725 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	36,1	55,6	85,9	159,0	209,8	110,0	95,6	131,9	151,8	118,8	161,3	90,8	1406,5
Giorni piovosi	4,5	4,1	7,1	12,0	12,7	8,8	5,9	8,8	9,1	7,7	8,4	6,5	95,6
Temperatura media (°C)	2,7	3,7	7,3	10,4	15,2	19,5	21,0	20,7	16,3	11,9	6,8	3,4	11,6
Temperatura media dei massimi (°C)	5,9	7,1	11,0	14,0	19,2	23,6	25,1	24,7	20,1	15,0	9,7	6,4	15,1
Temperatura media dei minimi (°C)	0,1	1,1	4,0	7,2	11,9	15,8	17,1	17,1	13,2	9,4	4,3	1,0	8,5
Temperatura massima (°C)	21,7	13,7	19,4	20,7	25,8	28,8	29,2	29,4	25,8	21,0	15,9	13,9	29,4
Temperatura minima (°C)	-7,1	-3,5	-2,0	1,8	6,8	9,9	11,6	12,4	8,3	-2,5	-0,3	-4,6	-7,1

Piedicavallo, 1040 m s.m.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	53,7	36,8	74,8	180,2	263,7	174,5	114,0	154,5	211,8	151,8	187,2	86,2	1689,1
Giorni piovosi	8,5	5,0	8,4	11,3	13,9	10,7	9,2	10,5	8,1	8,0	8,9	8,9	111,4
Temperatura media (°C)	1,2	1,9	4,9	7,5	12,3	16,2	17,7	17,4	13,4	9,4	4,4	1,2	9,0
Temperatura media dei massimi (°C)	6,2	7,0	9,7	11,7	16,7	20,9	22,6	22,1	17,8	13,6	8,5	5,4	13,5
Temperatura media dei minimi (°C)	-1,7	-1,5	1,2	4,1	8,6	12,1	13,5	13,6	10,1	6,5	1,7	-1,3	5,6
Temperatura massima (°C)	20,2	18,1	22,0	20,9	26,6	30,2	31,7	32,0	27,2	23,1	18,7	16,9	32,0
Temperatura minima (°C)	-10,2	-10,4	-11,0	-5,0	0,6	3,0	6,2	7,2	2,8	-2,7	-8,4	-10,8	-11,0

Rassa, 950 m s.m.

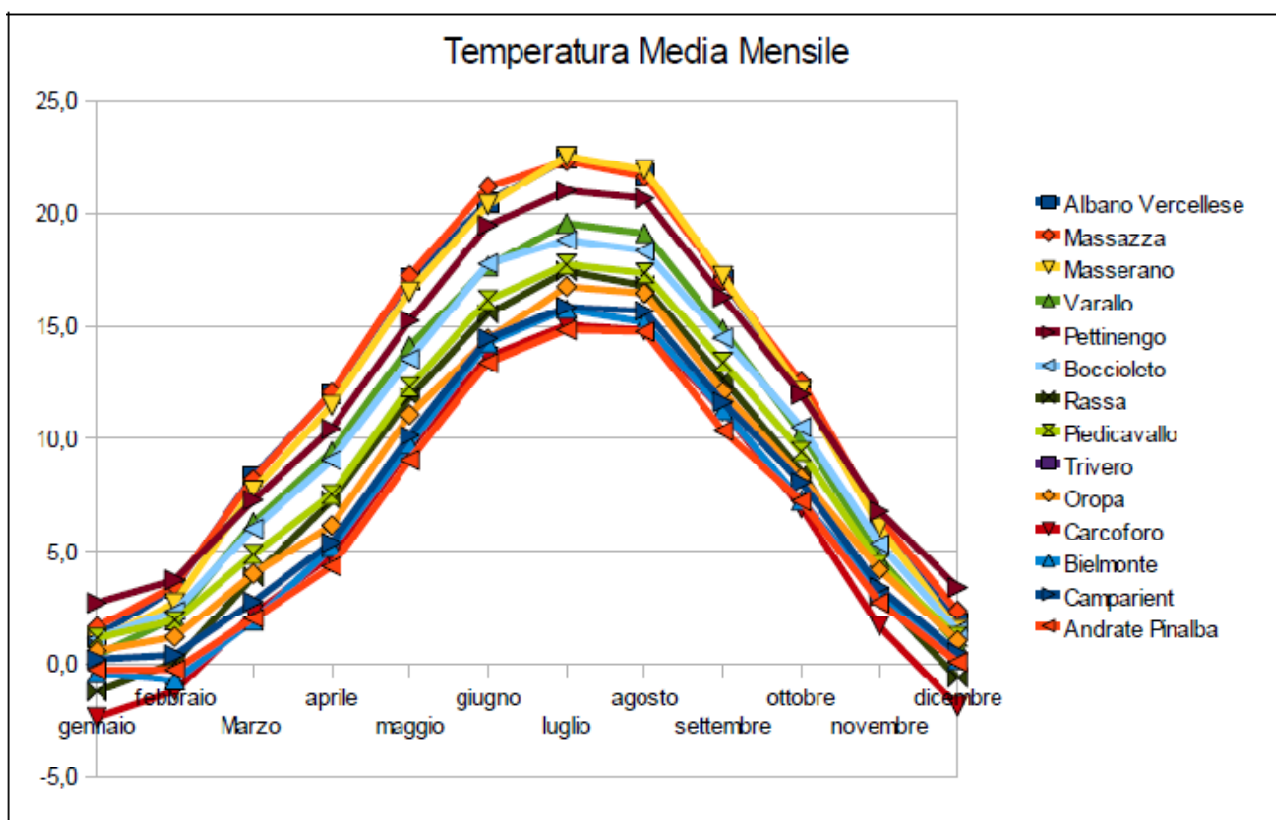
Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	52,4	50,7	56,3	167,1	234,8	148,8	94,6	136,9	198,0	156,4	197,7	82,2	1575,9
Giorni piovosi	5,0	3,6	4,3	10,1	12,8	11,1	8,9	11,1	9,3	7,5	7,4	5,2	96,1
Temperatura media (°C)	-1,2	0,1	3,9	7,3	11,8	15,6	17,5	16,8	12,7	8,6	3,0	-0,6	7,9
Temperatura media dei massimi (°C)	3,2	6,1	10,4	13,0	17,4	21,5	23,5	22,9	18,2	14,0	7,4	2,3	13,3
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,7	-3,0	-0,1	3,0	7,3	10,5	12,3	12,2	8,9	5,5	0,7	-2,6	4,2
Temperatura massima (°C)	20,3	17,1	22,8	23,3	28,9	30,5	30,9	33,7	29,1	24,4	17,1	11,6	33,7
Temperatura minima (°C)	-11,7	-11,2	-12,0	-5,4	0,1	1,7	4,7	3,7	1,7	-8,7	-9,3	-11,6	-12,0

Trivero, 1108 m s.m.

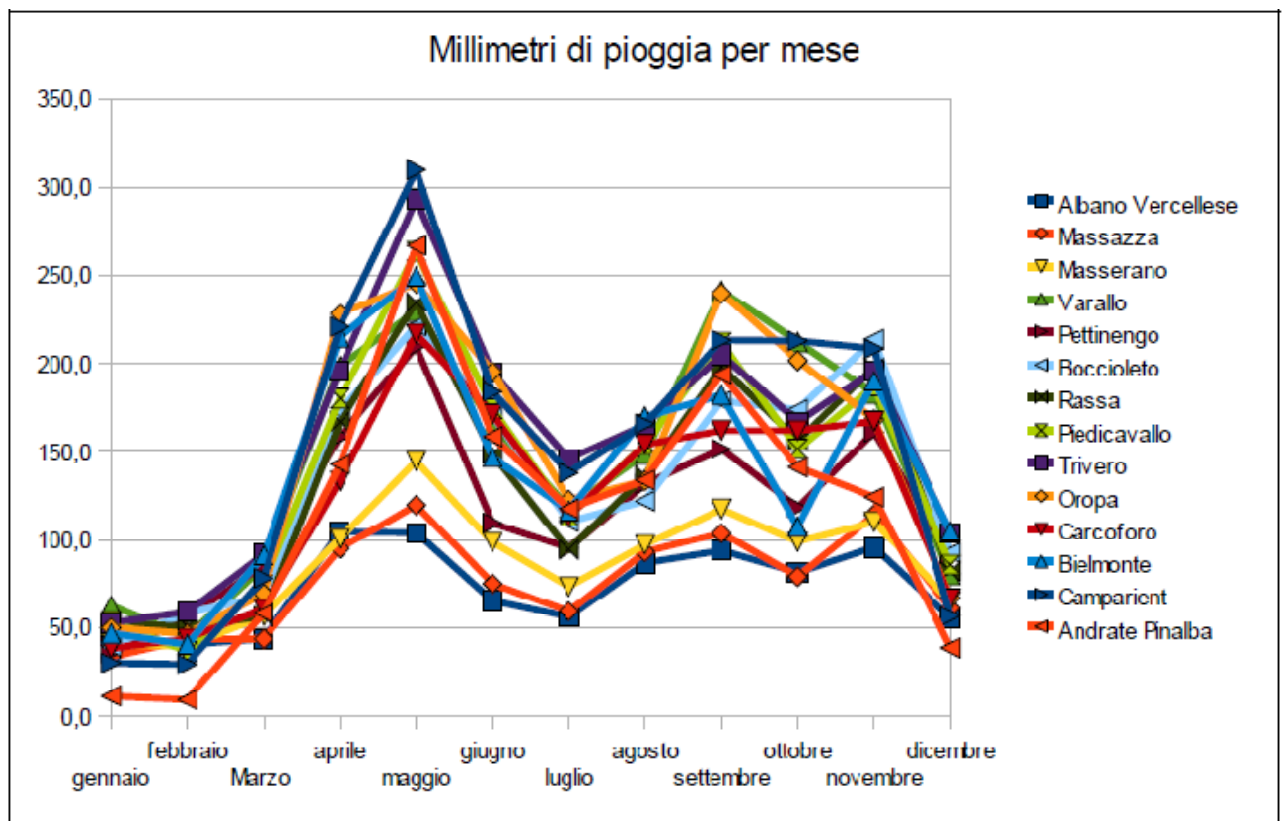
Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	52,7	59,0	92,0	196,2	293,6	194,8	146,2	165,4	205,1	167,0	195,8	103,9	1871,6
Giorni piovosi	5,9	3,6	5,8	11,4	13,2	10,8	8,7	10,8	9,2	8,9	8,4	6,4	103,1

Varallo, 470 m s.m.

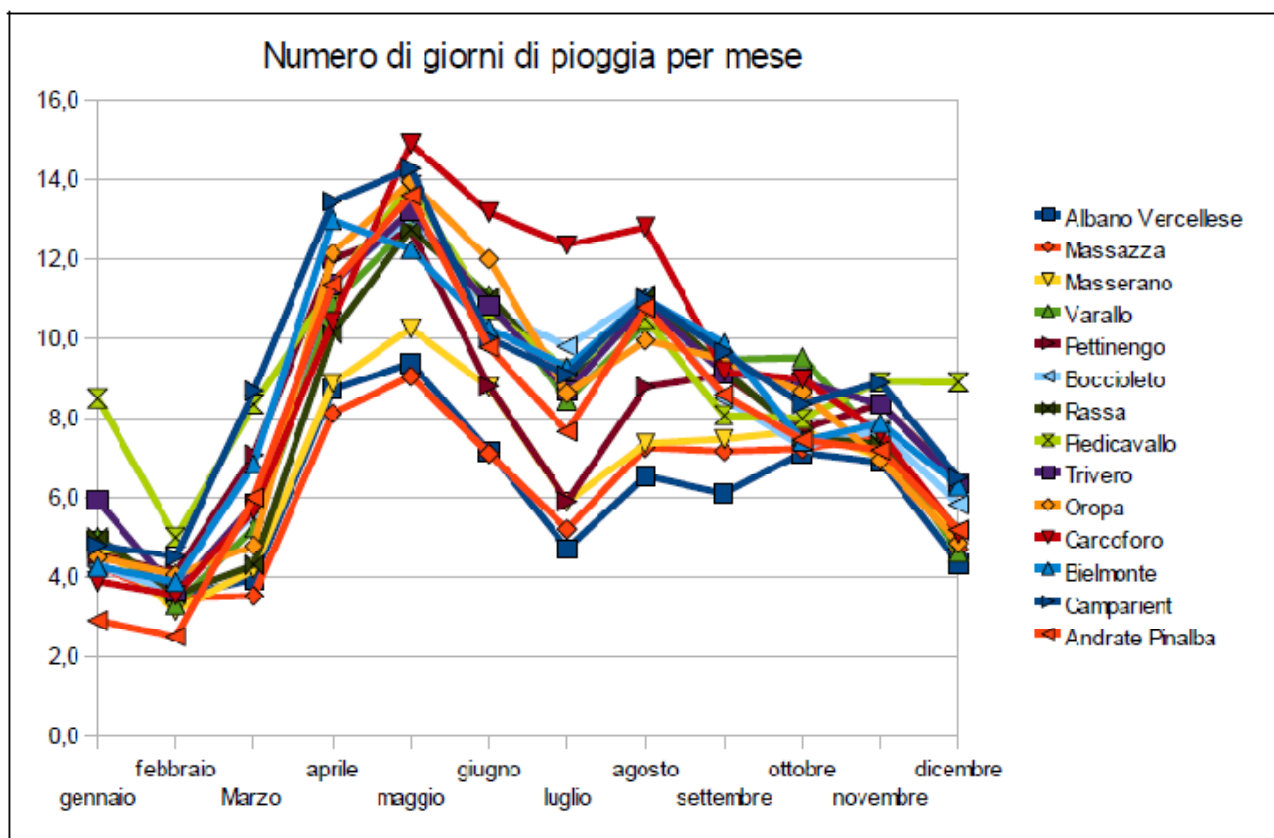
Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	62,7	44,8	85,1	198,6	229,5	165,6	118,5	148,7	241,4	212,1	182,9	80,2	1770,0
Giorni piovosi	5,0	3,3	5,3	10,9	12,9	11,1	8,5	10,4	9,5	9,5	7,5	4,6	98,3
Temperatura media (°C)	0,4	2,1	6,3	9,4	14,1	17,7	19,6	19,1	14,8	10,2	4,7	0,9	9,9
Temperatura media dei massimi (°C)	6,4	9,0	13,4	15,8	20,6	24,6	26,9	26,4	21,3	16,1	10,6	6,3	16,4
Temperatura media dei minimi (°C)	-2,6	-1,9	1,1	4,4	9,2	12,3	14,3	14,3	10,7	6,7	1,5	-2,0	5,7
Temperatura massima (°C)	20,6	21,1	26,1	27,1	31,6	34,5	34,8	36,0	31,9	27,7	20,5	17,2	36,0
Temperatura minima (°C)	-10,0	-17,0	-10,7	-3,9	0,4	2,5	6,3	4,1	2,3	-4,5	-8,0	-10,7	-17,0



Andamento della Temperatura Media Mensile: si noti il ridotto gradiente termico invernale ed il ristabilito gradiente atmosferico standard (0,6°C/km) della stagione calda.



Andamento della Precipitazione Media Mensile: si notino i due massimi precipitativi in corrispondenza dell'autunno e della primavera con un minimo autunnale.



Andamento del numero di giorni piovosi Mensile: si noti l'elevata piovosità del mese di Maggio, mese caratterizzato dalla ripresa dell'attività perturbata dopo la pausa relativa invernale.

Dalle tabelle e dai grafici sopra allegati risulta, per l'intera selezione, un bimestre Dicembre-Gennaio molto freddo con temperatura media mensile prossima o inferiore ai 3°C. In particolare la stazione di Pettinengo, nonostante la sua localizzazione in quota (725 m s.m.) rispetto al settore pedemontano o collinare, risulta la più mite con 3,4°C e 2,7°C rispettivamente per i due mesi in questione mentre i -1,9°C / -2,4°C di Carcoforo (1290 m s.m.) costituiscono l'estremo termico inferiore.

Come precedentemente descritto, a causa dello scarso soleggiamento e conseguentemente al cospicuo irraggiamento notturno, il gradiente termico verticale medio nella stagione invernale risulta quindi molto esiguo con appena, mediamente, 1,5 °C/km. Durante l'estate, invece, agli oltre 22 °C medi di Masserano (243 m s.m.) i circa 15 °C medi di Andrate Pinalba (1580 m s.m.), la più elevata della selezione, costituiscono un gradiente termico verticale di circa 6 gradi Celsius per chilometro, valore che eguaglia esattamente il livello di riferimento dell'atmosfera standard.

Forti risultano le gelate che si possono verificare da Ottobre ad Aprile in tutto il comprensorio mentre gli oltre 20 °C di temperatura massima estrema relativa ai mesi freddi sono frutto delle frequenti irruzioni di aria artica dai quadranti settentrionali le quali investono i versanti meridionali alpini sotto forma di venti di favonio (compressione adiabatica della massa d'aria).

Dal punto di vista pluviometrico possiamo notare come l'accumulo complessivo vari dai circa 1000 mm annui della pianura ai 1800 mm circa delle località in quota. Dal grafico relativo alle precipitazioni mensili cumulate si evince che il regime pluviometrico è condizionato da due massimi, uno primaverile ed uno autunnale con un minimo assoluto invernale ed uno relativo estivo. Da notare come il carattere delle piogge primaverili sia soprattutto di stampo orografico con i flussi umidi meridionali, specie sciroccali, ad impattare i rilievi adiacente ai settori pedemontani, incrementando gli accumuli di pioggia proporzionalmente con la quota. Le stazioni poste in pianura, Albano Verellese, Massazza e Masserano, risultano infatti in questa stagione fortemente disomogenee rispetto alle altre, proprio per la limitata influenza orografica; al contrario, in estate, il carattere temporalesco e convettivo delle precipitazioni tende a conferire meno importanza alla quota nella modulazione della precipitazione.

Dai dati relativi al numero di giorni con pioggia ne risulta che le zone di pianura ricevono il loro cumulo annuale in circa 75/80 giorni medi mentre salendo con la quota si oltrepassa facilmente la soglia delle 100 unità. In relazione al quantitativo totale questo consente di affermare che anche i tassi di pioggia millimetri/giorno medi annuali risultano dipendenti fortemente dalla quota, passando dai 12 mm/giorno medi delle zone pedemontane ai circa 16-18 mm/giorno medi delle località poste in altura. Riferendoci invece alle stagioni è possibile osservare un rateo medio di pioggia giornaliera più elevato in estate ed autunno rispetto ad inverno e primavera, sintomo del carattere temporalesco o comunque convettivo delle precipitazioni durante la seconda parte dell'anno.

4.1.4.3 Il Clima delle Mischie

L'analisi dei dati provenienti dalla diga delle Mischie, 900 m s.m., consente di stimare gli eventuali scostamenti dal clima medio aspettato per una località di pari quota posta nella medesima macroarea, tenuto conto che il Torrente Sessera scorre interamente all'interno del bacino idrografico del fiume Sesia, nel quale defluisce. La raccolta dati è relativa al periodo 1992-2009, ma per omogeneità con l'analisi sopra riportata è stato necessario

utilizzarne solo il sottoinsieme riguardante il periodo 2000-2009. I calcoli statistici relativi a media ed estremi sui dati giornalieri collocano le Mischie a circa 1630 mm medi annui, distribuiti in circa 100 giorni di pioggia. Anche per la località in questione si osservano due massimi precipitativi, uno in Maggio con quasi 300 mm medi ed uno in Novembre con 230 mm. I mesi più asciutti risultano invece quelli di Gennaio e Febbraio con accumuli medi inferiori ai 20 mm/mese.

Parametro	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
Precipitazione (mm)	14,8	6,3	51,8	224,1	286,5	156,8	80,9	175	197,8	124,5	230	75,8	1624,3
Giorni piovosi	5,6	4	4,4	10,8	13	10,9	9,3	10,7	8,4	10,5	8,6	5,6	101,8
Temperatura media (°C)	-0,1	2,7	5,9	9,5	13,5	18,1	19,4	18,7	15,0	11,5	5,3	0,0	9,9
Temperatura media dei massimi (°C)	3,4	7,7	11	14	17,9	23,2	24,2	23,4	19,2	15,4	8,6	2,8	14,2
Temperatura media dei minimi (°C)	-3,5	-2,3	0,8	5	9	12,9	14,5	13,9	10,8	7,5	1,9	-2,8	5,6
Temperatura massima (°C)	20,0	23	27	26	31	34	33	32	33	26	22	12	34,0
Temperatura minima (°C)	-11,0	-9	-13	-1	1	3	7	6	4	0	-8	-12	-13,0

Valori medi mensili sulla Diga delle Mischie, 900 m s.m.

Dal confronto diretto con i dati delle stazioni incluse nel macrosettore e tramite l'analisi dei gradienti pluviometrici stimati in funzione della quota non risultano variazioni significative dal valore atteso. Sotto il profilo termico invece, la stessa analisi rivela una temperatura media annuale di circa $+0,6^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,2$) più elevata di quella attesa per una località a pari quota. In particolare i valori medi mensili relativi ai mesi di Giugno, Luglio, Agosto, Settembre ed Ottobre risultano più elevati di circa $1,0-1,2^{\circ}\text{C}$ rispetto a quelli attesi mentre nei mesi invernali gli scarti raggiungono valori prossimi allo zero o comunque non significativi. Da sottolineare che sono le temperature minime ad influire particolarmente sugli scarti dei mesi estivi ed autunnali, mentre le temperature massime medie tendono a controbilanciare, durante l'intero periodo l'anomalia termica, risultando leggermente inferiori al valore atteso.

4.1.4.4 Ricostruzione fisica della variazione climatica indotta e proiezione

L'andamento degli scarti termici riscontrati, rispetto al valore atteso per una località a pari quota, è certamente riconducibile alla più elevata capacità termica dell'acqua contenuta nell'invaso artificiale, rispetto a quella relativa a terreno o vegetazione precedentemente esistente. L'acqua, infatti, immagazzina efficacemente il calore fornito dalla radiazione solare durante il giorno e soprattutto nella stagione primaverile - estiva (temperature

massime inferiori al valore atteso) e lo rilascia durante la notte e nella stagione autunnale - invernale (temperature minime più elevate del valore di riferimento). In inverno e segnatamente nei mesi di Dicembre, Gennaio e Febbraio invece non si riscontrano particolari variazioni dal clima medio atteso; ciò a causa della formazione di uno strato di ghiaccio più o meno spesso, che rende la superficie lacustre del tutto omogenea sia dal punto di vista dell'albedo che dell'emissività rispetto al terreno circostante, se innevato.

Dal punto di vista pluviometrico il quantitativo di pioggia misurata che cade annualmente e mensilmente sulla diga delle Mischie, così come il numero di giorni di pioggia ricade all'interno dell'intervallo d'incertezza attorno al valore atteso per una località a pari quota, sintomo che i processi che generano ed apportano le piogge non vengono influenzati in nessun modo da variazioni a piccola scala di temperatura e conseguentemente di umidità.

L'ampliamento dell'invaso artificiale, nelle modalità previste dal progetto, aumenterà la superficie ed il volume lacustre portando ad un proporzionale aumento della capacità termica del bacino. Le eventuali variazioni climatiche attese, alla luce dei dati sopra analizzati, potranno riguardare ancora una volta l'andamento ed il valore medio giornaliero, mensile ed annuale della temperatura locale. In particolare, si potrebbe assistere ad un ulteriore aumento della temperatura media annua locale, dovuta principalmente al ritardo atteso sulla formazione del ghiaccio superficiale nel periodo tardo autunnale, mentre le ulteriori variazioni su temperatura minima e massima dovrebbero essere piuttosto contenute laddove il bacino artificiale influenza attualmente il clima, risultando invece dell'ordine di quelle già osservate lungo il nuovo tratto di valle interessato.

Per quanto riguarda le variazioni indotte su igrometria, nebbia, evaporazione e regimi di vento, la scarsa disponibilità di dati locali non permette di farne una stima verosimile, anche se diversi studi dimostrano come nel caso di laghi dalle dimensioni ridotte come quello in esame (soprattutto in condizioni di bel tempo e calma relativa di vento, stante una aumentata evaporazione dalla superficie) potrebbe configurarsi un incremento dell'umidità relativa locale con maggior frequenza di eventi nebbiosi da irraggiamento notturno; i venti di brezza a regime diurno risulterebbero più intensi ed intorno ai 10-15 km/h stante la maggior profondità della cella convettiva di brezza, tema che sarà ripreso in uno specifico e successivo paragrafo ai fini della valutazione dell'areale coinvolto da tali modifiche.

4.1.5 Meteorologia delle superfici

Per valutare l'impatto meteo-climatico che una superficie lacustre induce sul clima dell'ambiente circostante, e soprattutto sull'areale interessato, sarà utile considerare i processi fisici implicati; in particolare di seguito verranno descritti i processi radiativi che interessano la superficie liquida, le rive circostanti, siano esse costituite da rocce o da vegetazione, nonché la colonna atmosferica sovrastante e adiacente.

Poiché l'ampliamento del bacino, così come previsto, andrà ad aumentare l'estensione della superficie lacustre a spese di quella terrestre e boschiva i processi implicati saranno trattati separatamente.

4.1.5.1 *Flussi di energia su una superficie*

Si definisce flusso di una grandezza fisica in una direzione, la quantità della stessa che passa attraverso una superficie di dimensione unitaria, perpendicolarmente alla direzione stessa nell'unità di tempo. Nella trattazione classica si considera la superficie terrestre o quella di uno specchio d'acqua, utile nel caso in oggetto, schematizzabile come liscia, orizzontale, omogenea, estesa ed opaca alla radiazione.

Su una superficie di questo tipo si considerano principalmente quattro tipi di flussi di energia, in unità [W m^{-2}]

- 1) **Flusso di radiazione netta** da o verso la superficie
- 2) **Flusso di calore sensibile** da o verso l'atmosfera
- 3) **Flusso di calore latente** da o verso l'atmosfera
- 4) **Flusso di calore sensibile** in entrata o uscita dal mezzo sottostante la superficie (terreno, acqua o vegetazione)

- **Il flusso di radiazione netta (R_N)** è governato dalla radiazione solare durante il giorno ed è diretto verso la superficie; di notte, in condizioni di calma di vento e assenza di copertura nuvolosa, avviene generalmente il contrario. Come risultato la superficie si scalda durante le ore del giorno e si raffredda in quelle notturne.

- **Il flusso di calore sensibile (H)** è il risultato della conduzione termica, dovuta al gradiente di temperatura che si instaura tra superficie ideale ed aria sovrastante e che quindi varia se la superficie in oggetto è costituita da acqua, vegetazione o terreno. Il flusso

di calore sensibile è in genere uscente dalla superficie durante le ore diurne, quando la superficie stessa è più calda dell'aria sovrastante, mentre durante la notte quando la superficie si raffredda il flusso si inverte. Nelle immediate vicinanze della superficie (qualche millimetro da essa) il principale meccanismo di trasferimento di energia dalla superficie all'aria è la conduzione per diffusione molecolare. A distanze maggiori entra in gioco la convezione dovuta ai moti turbolenti. Se la superficie è costituita da acqua, come nel caso di un lago esteso, il flusso di calore sensibile viene ad essere inferiore rispetto al puro terreno scoperto da vegetazione, sia di giorno che di notte, grazie all'elevata capacità termica dell'acqua.

- **Il flusso di calore latente (H_L)** è il contributo energetico dovuto ai passaggi di stato dell'acqua contenuta nella superficie di separazione tra i due mezzi e nell'aria a contatto con essa. Esso è riconducibile in larga parte ad evaporazione, evapotraspirazione (nel caso della vegetazione) o condensazione dalla o sulla superficie ed è il prodotto tra il calore latente di evaporazione (condensazione) $L_e = 2.45 \times 10^6$ J/kg per il tasso di evaporazione (condensazione) [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. L'evaporazione può avvenire sia da superfici costituite d'acqua (laghi o corsi d'acqua) che da un suolo umido o ricoperto da vegetazione ed è un processo che avviene quando l'aria al di sopra della superficie possiede un rapporto di mescolamento inferiore (più secca) a quello presente nelle immediate vicinanze della superficie o degli elementi che traspirano (foglie). Al contrario, la condensazione sotto forma di goccioline può apparire su superfici particolarmente fredde a contatto con masse d'aria umide.

- **Il flusso di calore sensibile attraverso il mezzo sottostante (H_G)** è dovuto principalmente alla conduzione se il mezzo è suolo, roccia o cemento mentre attraverso l'acqua o lo strato vegetativo il calore è trasmesso con lo stesso meccanismo dell'aria: prima per diffusione molecolare nei primi millimetri e poi per convezione negli strati successivi dove i moti macroscopici diventano più importanti. La profondità del mezzo sottostante che viene interessato dalle variazioni dei flussi energetici della superficie su tempi dell'ordine del giorno, è tipicamente minore di un metro per il suolo e poche decine di metri per i laghi.

4.1.5.2 *Equazioni del bilancio energetico*

Si consideri la superficie di separazione tra l'aria e il mezzo sottostante come una interfaccia estremamente sottile, di massa e capacità termica nulle che si trova tra due

mezzi: aria sopra e suolo, vegetazione o acqua sotto. Come appena teorizzato i flussi di energia entrano ed escono da tale superficie senza perdite dovute alla superficie stessa. Il principio di conservazione dell'energia può essere scritto quindi come:

$$R_N = H + H_L + H_G \quad (1)$$

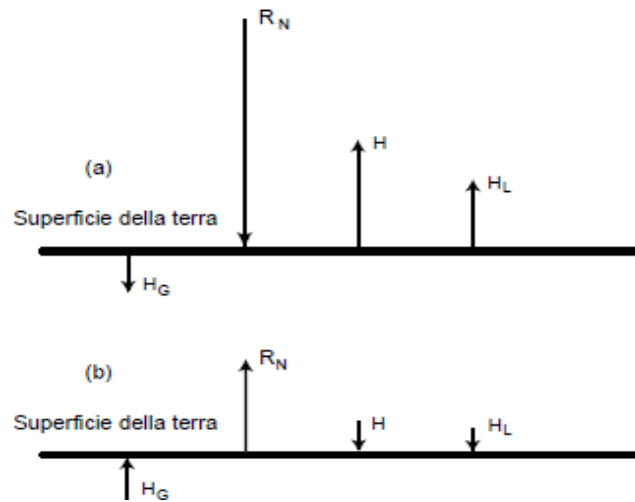


Fig. 4.1.5.2.1: Rappresentazione schematica del tipico bilancio energetico alla superficie:
(a) durante il giorno, (b) durante la notte

dove R_N è la radiazione totale netta da o verso la superficie, H e H_L sono rispettivamente i flussi di calore sensibile e latente verso l'aria e H_G è il flusso di calore sensibile attraverso il mezzo sottostante (acqua, terreno o vegetazione). Si utilizza la convenzione di considerare positivi i flussi radiativi diretti verso la superficie mentre è utile definire anche il numero di Bowen come il rapporto di H ed H_L .

Il flusso di calore latente, come detto in precedenza, viene espresso come $H_L = LeE$, dove Le è il calore latente di evaporazione/condensazione e E è il tasso di evaporazione/condensazione per unità di superficie. L'equazione **1** descrive come la radiazione netta alla superficie debba essere bilanciata dalla somma dei flussi di calore sensibile e latente verso l'aria e dal flusso di calore sensibile verso il mezzo sottostante.

Durante il giorno la superficie riceve energia radiante ($R_N > 0$) e quindi deve cedere energia a uno o a entrambi gli altri mezzi. Sulla terraferma tipicamente H , H_L e H_G sono tutti positivi durante il giorno come mostrato in **figura 4.1.5.2.1**. Di notte la superficie perde energia per emissione di radiazione, specialmente durante situazioni di cielo sereno o

quasi e ventilazione debole. Questa perdita viene compensata da flussi di calore dall'aria e dal terreno e, a volte, anche da calore latente rilasciato per condensazione di rugiada. Perciò, in accordo con la convenzione dei segni, tutti i termini dell'equazione data sopra sono negativi durante le ore notturne. Il modulo di tali termini, in genere, è minore dei corrispettivi valori diurni tranne che per il termine H_G . Il modulo di quest'ultimo non differisce sostanzialmente tra il giorno e la notte sebbene la sua direzione subisca un'inversione durante la sera e la mattina quando anche gli altri termini cambiano segno. E' da notare, tuttavia, che non tutti i termini cambiano segno simultaneamente. La **figura 1b** dà un esempio delle direzioni dei flussi durante la notte.

Il bilancio dei flussi su superfici estese di acqua (laghi, mari ed oceani) differisce da quello su terra ferma in diversi aspetti. Prima di tutto i valori combinati di H_L e H_G bilanciano quasi tutta la radiazione netta mentre H ha un ruolo molto limitato. Inoltre poiché la temperatura dell'acqua non risponde velocemente al riscaldamento solare per la grande capacità termica che possiede, caratteristica di estese superfici di acqua, gli scambi di energia tra aria e acqua dati dai termini H e H_L non sono soggetti a grandi variazioni diurne. Un altro importante fattore da non trascurare nel bilancio termico su superfici d'acqua è la penetrazione della radiazione solare a profondità che possono raggiungere le decine di metri. Ciò tuttavia è in contraddizione con una delle ipotesi fatte per utilizzare **l'equazione 1**: l'ipotesi di superficie opaca. Questa caratteristica rende questo modello incompleto a meno di considerare un intero strato piuttosto che una superficie piana ideale, cosa che sarà considerata nel paragrafo seguente.

4.1.5.3 *Bilancio energetico di uno strato*

L'ipotesi di superficie piana ideale, omogenea e che sia anche opaca alla radiazione è raramente riscontrabile nella realtà in quanto la superficie terrestre possiede spesso inomogeneità, sia a piccola scala come piante ed alberi, sia a mesoscala come il passaggio da zone urbane ad agricole, costiere, collinari, vallive o lacustre. Inoltre la stessa superficie può essere parzialmente trasparente alla radiazione data la presenza di acqua, erba alta, vegetazione o coltivazioni e può avere una certa pendenza e esposizione.

Per conoscere il bilancio energetico nella sua forma più completa è dunque opportuno considerare un volume finito di interfaccia che può includere queste inomogeneità in

maniera esplicita; questo strato la cui massa e capacità termica sono di grandezza finita e determinabile consentono la trattazione teorica del rilascio o dell'immagazzinamento dell'energia. I cambiamenti nel tempo dell'energia immagazzinata o rilasciata devono, quindi, essere considerati nell'equazione del bilancio energetico dello strato.

Se la superficie è relativamente piatta ed omogenea così che lo strato di interfaccia possa essere compreso tra due piani orizzontali, uno superiore ed uno inferiore, è possibile ancora utilizzare un modello semplificato di bilancio monodimensionale per lo strato stesso:

$$R_N = H + H_L + H_G + \Delta H_S \quad (2)$$

dove ΔH_S rappresenta il **cambiamento di energia immagazzinata dallo strato nell'unità di tempo**, per unità di superficie. I vari flussi di energia, escluso il termine ΔH_S , sono flussi netti verticali che entrano ed escono da entrambe le superfici, sopra e sotto, salvo H e H_L che sono associati solo alla superficie superiore, H_G solo alla superficie inferiore e R_N , generalmente, solo alla superficie superiore come mostrato nella **figura 4.1.5.3.1**. In particolare, in presenza di acqua, la superficie inferiore deve essere scelta in modo tale che il flusso radiativo che l'attraversa sia trascurabile.

Il tasso di energia immagazzinata dallo strato può essere scritto come:

$$\Delta H_S = \int \left[\partial / \partial t \right] \rho c T dz \quad (3)$$

dove ρ , c e T sono rispettivamente la densità, il calore specifico e la temperatura media definiti alla quota generica z all'interno dello strato e l'integrale è fatto su tutto lo strato.

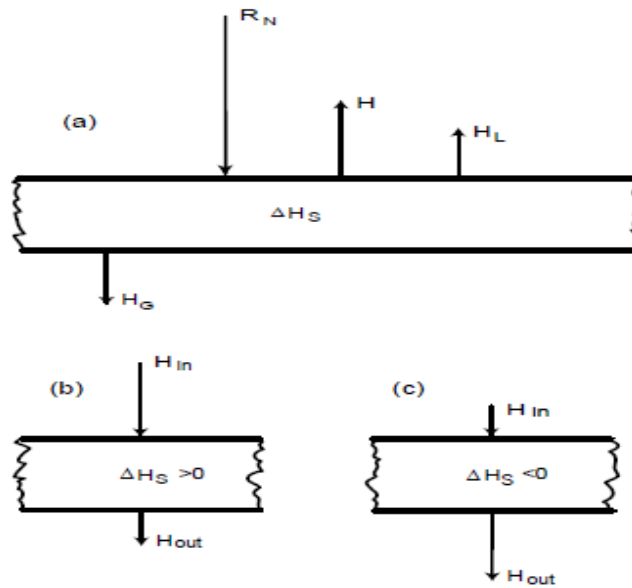


Fig. 4.1.5.3.1 (a) rappresentazione schematica di bilancio energetico di uno strato.
 (b) esempio di convergenza del flusso di energia e (c) esempio di divergenza del flusso.

L'equazione 3 lega direttamente l'accumulo o la perdita di energia alla variazione della temperatura. Il termine ΔH_S può anche essere interpretato come la differenza tra il flusso di energia entrante nello strato (H_{in}) e quello uscente (H_{out}), dove H_{in} e H_{out} sono combinazioni opportune dei termini R_N , H , H_L e H_G , a seconda dei loro segni nell'istante sotto esame. Quando l'energia entrante eccede quella uscente, c'è quella che viene chiamata *convergenza* di flusso di energia ($\Delta H_S > 0$) che risulta in un riscaldamento dello strato. Viceversa se l'energia uscente è maggiore di quella entrante si ha *divergenza* del flusso di energia ($\Delta H_S < 0$) e raffreddamento dello strato.

Possono esserci situazioni particolari in cui i flussi entranti ed uscenti si bilanciano esattamente con conseguente invarianza sia dell'energia immagazzinata che della temperatura. Le **figure 5b e 5c** schematizzano i casi di convergenza (riscaldamento) e divergenza (raffreddamento) dello strato. Di seguito vengono riportati alcuni esempi di bilancio energetico in diversi tipi di terreno.

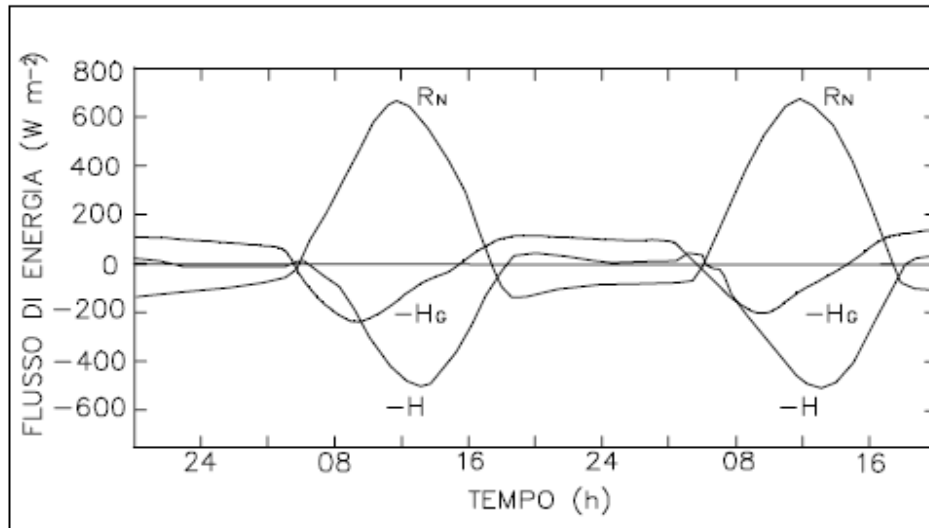


Figura 4.1.5.3.1: Bilancio energetico osservato alla superficie del bacino di un lago asciutto durante l'Estate

4.1.5.3.1 *Terreno scoperto*

La **figura 4.1.5.3.1** mostra i flussi di energia sulla superficie di un lago prosciugato durante un giorno assoluto d'estate. Questo rappresenta il caso più semplice di bilancio per un terreno piano, scoperto e senza condensazione/evaporazione ($H_L = 0$). E' anche un esempio di ambiente climatico estremo per la temperatura; la differenza massima tra la temperatura della superficie e quella a due metri di altezza infatti può essere anche dell'ordine della decina di gradi. Su una superficie di questo tipo la radiazione netta è bilanciata interamente da scambi diretti con l'aria (H) e con il mezzo sottostante (H_L). La grandezza relativa di tali quantità varia considerevolmente tra la notte e il giorno come mostrato nella figura .

Se il suolo si bagna a causa delle piogge il bilancio energetico ed il microclima locale possono cambiare notevolmente. Il flusso di calore latente (H_L) diventa un elemento importante, se non dominante, dell'**equazione 1** mentre il flusso di calore sensibile verso l'aria (H) è molto ridotto. Quest'ultimo può addirittura diventare negativo all'inizio della precipitazione. Quando il suolo si asciuga il tasso di evaporazione E e $H_L = LeE$ diminuiscono, mentre, a parità di condizioni ambientali, la temperatura della superficie e il flusso di calore sensibile crescono.

4.1.5.3.2 *Superfici con vegetazione*

La presenza di vegetazione anche su una semplice superficie piana complica notevolmente il bilancio energetico. Prima di tutto, la superficie del terreno non è più il riferimento più appropriato per il bilancio energetico perché i flussi radiativo, di calore sensibile e di calore latente sono variabili spazialmente all'interno della copertura vegetale. In questo caso è più opportuno considerare il bilancio energetico dell'intero strato di copertura vegetale (**equazione 2**). Il tasso di accumulo di energia nello strato di copertura vegetale è, in ogni caso, difficile da misurare e calcolare. Inoltre lo scambio di calore latente non avviene solo per evaporazione/condensazione alla superficie del terreno ma anche in gran parte per traspirazione del fogliame. La combinazione di evaporazione e traspirazione viene chiamata evapotraspirazione; produce approssimativamente un flusso costante di vapore sopra la strato della copertura vegetale. Un esempio di bilancio energetico su un campo di orzo durante l'estate è illustrato nella **figura 4.1.5.3.2.1**.

Il flusso di calore latente dovuto all'evapotraspirazione è il fattore dominante che bilancia quasi esattamente la radiazione netta mentre H e H_G sono minori di un ordine di grandezza. Nel tardo pomeriggio e sera, H_G può addirittura eccedere la radiazione netta rendendo H negativo.

Coperture vegetali costituite da foreste hanno comportamenti simili a quelle di piante a parte le ovvie differenze di dimensioni. L'altezza degli alberi e la biomassa associata alla canopia forestale suggerisce che in questi casi il tasso di accumulo di energia potrebbe essere importante anche su scale di tempo breve.

Un tipico esempio di bilancio osservato in una canopia di abeti è mostrato nella **figura 4.1.5.3.2.2**. In questo caso il termine ΔH_S è stato determinato dalla stima della biomassa, della capacità termica degli alberi e dalla misura della temperatura all'interno della canopia e, quindi, aggiunta al flusso misurato verso il terreno per ottenere il termine combinato $H_G + \Delta H_S$; questo termine è relativamente piccolo durante il giorno ma dello stesso ordine di grandezza della radiazione netta (R_N) durante la notte. Durante il giorno R_N è più o meno bilanciato in maniera uguale dai flussi di calore sensibile e latente verso l'aria).

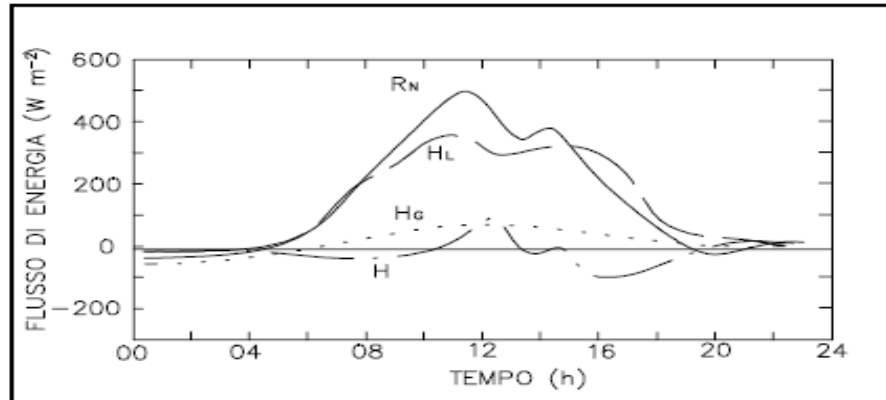


Fig. 4.1.5.3.2.1: Bilancio energetico osservato alla superficie di campo di orzo durante luglio.

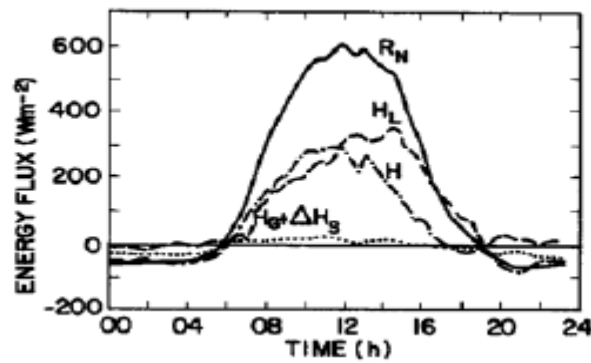


Fig. 4.1.5.3.2.2: Bilancio energetico osservato sopra un bosco di conifere durante luglio.

4.1.5.3.3 Superfici d'acqua

Tale bilancio è complicato dal fatto che l'acqua è un fluido con la superficie dinamicamente attiva e dove lo strato limite o lo strato miscelato sono essenzialmente governati da moti turbolenti. H_G nello strato limite superficiale è determinato essenzialmente dal trasferimento di calore dovuto a moti convettivi ed avvertivi. Come accennato in precedenza anche il bilancio radiativo è complicato dal fatto che radiazione visibile penetra per una distanza rilevante nell'acqua.

Per questa ragione è importante considerare il bilancio energetico di uno strato di acqua che si estende alla profondità dove gli scambi di energia sia radiativa che convettiva

diventano trascurabili. Questo, comprensibilmente, diventa impossibile in corpi d'acqua profondi meno di circa 10 m.

Anche per grandi laghi e oceani la simultanea misura di tutti i termini dell'**equazione 2** su tempi brevi manca, essenzialmente per difficoltà sperimentali. I termini del calore sensibile e latente sono quelli maggiormente misurati o stimati e, sopra la maggior parte degli oceani, il secondo predomina. Il rateo di accumulo di calore nello strato miscelato degli oceani ha un ruolo molto importante nel bilancio tanto che questo strato si comporta come un pozzo di calore durante il giorno ($\Delta H_S > 0$) e una sorgente ($\Delta H_S < 0$) durante la notte.

4.1.5.4 *Radiazione atmosferica*

L'atmosfera assorbe quasi tutta la radiazione terrestre ad onda lunga e una parte, molto piccola di radiazione solare. I gas atmosferici e gli aerosol che assorbono radiazione la emettono anche in funzione della loro distribuzione verticale di densità e della temperatura. Un importante aspetto della radiazione atmosferica è che l'assorbimento e l'emissione dei vari gas avviene in una serie discreta di lunghezze d'onda o bande e non in modo continuo su tutto lo spettro. Tutti gli strati dell'atmosfera partecipano in maniera diversa all'assorbimento ed emissione di radiazione ma i primi strati (lo strato limite planetario) sono di gran lunga i più importanti per l'abbondanza di acqua e di CO_2 che li caratterizza. Le nuvole, quando presenti, sono la maggiore sorgente di radiazione ad onda lunga incidente sulla superficie ed emettono quasi come corpi neri ideali (emissività prossima all'unità) alla temperatura della loro base. Occorre tenere presente, tuttavia, che parte di questa radiazione viene assorbita dal vapor d'acqua e dalla CO_2 nel suo transito verso la superficie. Calcolare la radiazione atmosferica incidente a terra (ma anche in un qualsiasi punto dell'atmosfera stessa) è lungo e complicato anche quando le distribuzioni del vapor d'acqua, della CO_2 , delle nuvole e della temperatura sono note.

4.1.5.5 *Bilancio radiativo vicino alla superficie*

Il flusso radiativo netto R_N delle equazioni (1) e (2) è il risultato del bilancio tra la radiazione ad onda corta (R_S) e quella ad onda lunga (R_L) vicino alla superficie che può essere scritto come

$$R_N = R_S + R_L \quad (4)$$

Scrivendo il bilancio nelle due bande di frequenza come:

$$R_S = R \downarrow S + R \uparrow S \quad (5)$$

$$R_L = R \downarrow L + R \uparrow L \quad (6)$$

è possibile formalizzare il bilancio radiativo totale alla superficie come:

$$R_N = R \downarrow S + R \uparrow S + R \downarrow L + R \uparrow L \quad (7)$$

dove le frecce verso il basso e verso l'alto denotano, rispettivamente, la componente incidente e uscente. La radiazione incidente a onda corta ($R \downarrow S$) consiste sia della radiazione diretta solare che di quella diffusa. La radiazione uscente a onda corta ($R \uparrow S$) è quella frazione di $R \downarrow S$ che è riflessa dalla superficie per effetto dell'albedo

$$R \uparrow S = - a R \downarrow S \quad (8)$$

dove a è l'albedo della superficie.

Tipo di superficie	Altre specifiche	Albedo (a)	Emissività (ε)
Acqua	piccolo angolo zenitale	0.03-0.10	0.92-0.97
	grande angolo zenitale	0.10-0.50	0.92-0.97
Neve	vecchia	0.40-0.50	0.82-0.89
	fresca	0.45-0.95	0.90-0.99
Ghiaccio	marino	0.30-0.40	0.92-0.97
	ghiacciaio	0.20-0.40	
Sabbia pulita	asciutta	0.35-0.45	0.84-0.90
	umida	0.20-0.30	0.91-0.95
Suolo scoperto	creta asciutta	0.20-0.35	0.95
	creta umida	0.10-0.20	0.97
	campo arato umido	0.05-0.07	
Suolo pavimentato	cemento	0.17-0.27	0.71-0.88
	asfalto	0.17-0.27	0.71-0.88
Erba		0.16-0.26	0.90-0.95
Terreno agricolo	grano, riso, ecc.	0.10-0.25	0.90-0.99
	orto	0.15-0.20	0.90-0.95
Foreste	latifoglie	0.10-0.20	0.97-0.98
	conifere	0.05-0.15	0.97-0.99

Tab. 4.1.5.5.1: Proprietà radiative di alcune superfici

Quindi per una certa superficie, la radiazione ad onda corta netta $R_N = (1 - a)R \downarrow S$ è determinata essenzialmente dall'insolazione a terra.

La radiazione ad onda lunga incidente ($R \downarrow L$) dall'atmosfera, in assenza di nubi, dipende principalmente dalla distribuzione della temperatura, del vapore d'acqua e dell'anidride carbonica.

Per questa ragione non subisce una significativa variazione diurna. La radiazione ad onda lunga uscente ($R \uparrow L$) che è proporzionale alla quarta potenza della temperatura del suolo, subisce variazioni maggiori con un massimo nel primo pomeriggio e un minimo all'alba. In ogni caso le due componenti sono dello stesso ordine di grandezza per cui la radiazione netta ad onda lunga (R_L) è, generalmente, una quantità piccola. A cielo pulito, $|R_L| \ll R_S$ durante le ore di luce con forte insolazione ed è possibile scrivere un bilancio semplificato

$$R_N \approx R_S = (1 - a)R \downarrow S \quad (9)$$

che permette di valutare la radiazione netta da misure relativamente semplici o calcoli della radiazione solare alla superficie. Durante la notte, invece, $R \downarrow S = 0$ e il bilancio diventa

$$R_N = R_L = R \downarrow L + R \uparrow L \quad (10)$$

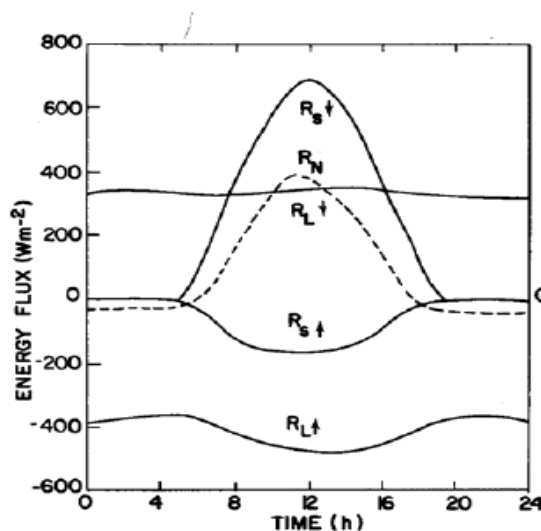


Fig. 4.1.5.5.1: Bilancio radiativo osservato sopra erba alta 0.2 m durante luglio.

Di frequente la notte $R \downarrow L < -R \uparrow L$, per cui R_N è negativo implicando il raffreddamento della superficie per irraggiamento. Vicino al tramonto o all'alba tutte le componenti del

bilancio radiativo sono dello stesso ordine di grandezza e le equazioni 4 e 7 saranno più appropriate delle equazioni semplificate 9 e 10.

4.1.5.6 *Esempi di bilancio radiativo*

Si presentano alcuni esempi di bilancio radiativo misurato su differenti superfici. La Fig. 4.1.5.5.1 rappresenta le varie componenti dell'equazione (4) per un giorno di luglio con cielo pulito su una superficie con erba alta 20 cm. Notare che una parte piuttosto rilevante (circa un quarto) della radiazione solare incidente ($R \downarrow S$) viene riflessa ($R \uparrow S$) mentre il resto (circa tre quarti) viene assorbita. La radiazione netta (R_N , tratteggiata) è un po' meno di R_S anche verso mezzogiorno per una perdita netta nelle onde lunghe. D'altra parte la variazione diurna di $R \downarrow L$ è molto minore della variazione di $R \uparrow L$ (una variazione di circa il 25% di $R \uparrow L$ è in linea con la variazione osservata della temperatura del suolo di circa 20°C). La Fig. 4.1.5.5.2 mostra invece la variazione diurna delle componenti del bilancio radiativo su un lago durante una giornata pulita di agosto. Notare che la radiazione a onda corta incidente misurata ($R \downarrow S$) vicino alla superficie del lago è solo circa due terzi della radiazione sopra l'atmosfera (R_0). Di questa circa il 25-30% (a mezzogiorno) è sotto forma di radiazione diffusa (R_D , nel grafico). La radiazione uscente ad onda corta ($R \uparrow S$) è relativamente bassa per il piccolo valore dell'albedo dell'acqua ($a = 0.07$). Sia la radiazione entrante che quella uscente ad onda lunga ($R \downarrow L$ e $R \uparrow L$) sono relativamente costanti nel tempo data la piccola variazione della temperatura della superficie del lago e dell'aria sopra di essa. La radiazione ad onda lunga netta rappresenta una perdita di energia durante tutto il periodo. La radiazione netta (R_N) è dominata da $R \downarrow S$ durante il giorno ed è uguale a R_L durante la notte.

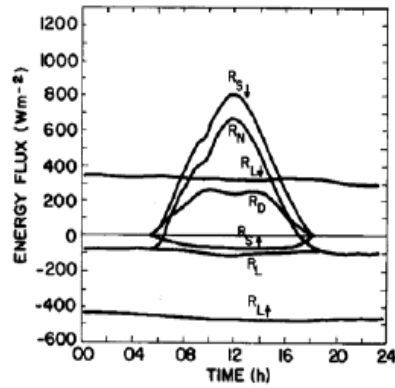


Fig. 4.1.5.5.2: Bilancio radiativo osservato su un lago in condizioni di cielo sereno durante agosto.

4.1.5.7 *Temperatura della superficie*

Una superficie ideale, come definita in precedenza, dovrebbe avere una temperatura uniforme (TS) che varia con il tempo solo in base alla variazione dei flussi di energia alla superficie. Una superficie non omogenea potrebbe avere delle temperature variabili nello spazio. La temperatura della superficie in un certo punto è data dal bilancio energetico alla superficie che a sua volta dipende dal bilancio radiativo, dagli scambi nelle immediate vicinanze della superficie, dalla presenza di vegetazione e dalle proprietà termiche del sottosuolo. Qui si distingue tra la temperatura della superficie vera e propria e la temperatura dell'aria vicino alla superficie. Quest'ultima si misura all'altezza delle centraline meteorologiche che, per convenzione, si pongono a 1-2 metri da terra.

La misura della temperatura della superficie è resa molto difficile dai fortissimi gradienti nelle immediate vicinanze della superficie sia nell'aria (variazioni di 10-20°C al metro sono comuni) che nel terreno, dalla dimensione finita dei sensori e da altri problemi di tipo sperimentale. Per questa ragione la temperatura della superficie viene spesso determinata estrapolando i profili della temperatura in aria e nel suolo utilizzando il comportamento teorico aspettato. Un altro metodo, probabilmente migliore, è quello di utilizzare misure radiative fatte da radiometri che osservano verso il basso e misurano la radiazione ad onda lunga uscente dalla superficie. In questo caso, tuttavia, per utilizzare la legge di Stefan-

Boltzmann modificata è necessario conoscere l'emissività del terreno. Nel caso l'emissività non sia nota, si calcola la temperatura effettiva.

Questo procedimento viene utilizzato di routine per misure da satellite che utilizzano la finestra atmosferica dell'infrarosso, in particolare per il monitoraggio della temperatura delle distese d'acqua; per la temperatura dei continenti, le misure sono meno affidabili. Il momento di massima e minima temperatura superficiale insieme all'escursione diurna, sono di grande importanza per la micrometeorologia. In giorni di cielo pulito la temperatura massima si raggiunge tipicamente 1-2 ore dopo il tempo di massima insolazione, mentre il minimo viene raggiunto di primo mattino.

Le escursioni massime diurne si hanno con superfici asciutte e scoperte in situazioni di calma e cielo pulito. Per esempio, su suolo scoperto durante l'estate, in regioni aride, a mezzogiorno è comune raggiungere temperature di 50 – 60 °C da confrontare con 10 – 20 °C di prima mattina nelle stesse località. La temperatura di suolo scoperto dipende dalla compattezza del suolo perché, per esempio, un terreno formato da materiale a grana fine come l'argilla possiede capacità termica maggiore di un terreno di sabbia le cui caratteristiche sono una granulosità relativamente grossa.

La presenza di umidità alla superficie e subito sotto, rende più moderate le escursioni diurne. Ciò è dovuto sia alla maggiore evaporazione dalla superficie che alla maggiore capacità e conduttività termica del suolo. Su una superficie d'acqua, in media, circa il 90% della radiazione netta è utilizzata per l'evaporazione.

Su un suolo scoperto e umido una grande parte dell'energia portata dalla radiazione netta va all'inizio in evaporazione anche se l'importanza relativa di questo fenomeno diminuisce man mano che il terreno si asciuga. Inoltre l'aumento della capacità termica dovuto alla presenza di acqua rallenta il riscaldamento dovuto all'assorbimento di radiazione.

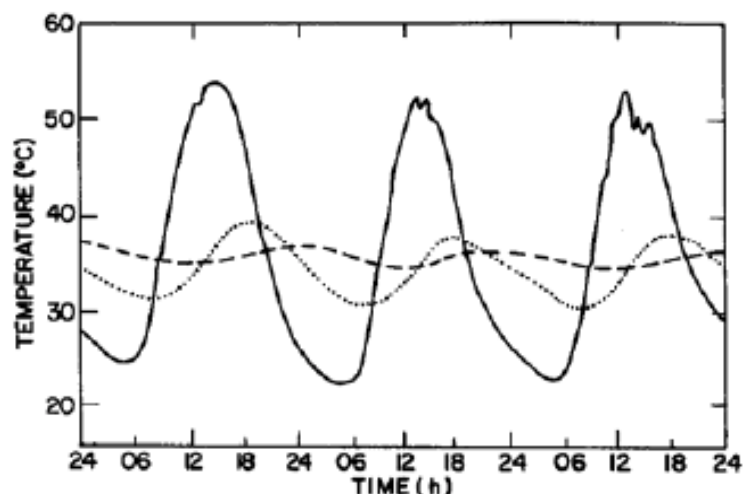


Fig. 4.1.5.7.1 Andamento giornaliero della temperatura in un suolo sabbioso a diverse profondità'. —, 2.5 cm;, 15 cm; — — —, 30 cm.

Si può notare che l'evaporazione fa diminuire anche il flusso di calore verso il sottosuolo. Un'altra cosa che fa diminuire l'escursione termica della superficie è la presenza di vegetazione. Parte della radiazione incidente viene intercettata dalle piante diminuendo la quantità che raggiunge la superficie sottostante: la temperatura dei terreni sotto la vegetazione è uniformemente più bassa di quella di un analogo suolo scoperto.

Durante la notte la radiazione ad onda lunga uscente è in parte intercettata dalla vegetazione che a sua volta e almeno in parte la rimanda verso la superficie. Questo rallenta il raffreddamento radiativo. La vegetazione aumenta anche gli scambi di calore latente per evapotraspirazione. Inoltre, sempre la vegetazione, aumenta la turbolenza vicino al suolo migliorando l'efficienza degli scambi di calore sensibile e latente tra la superficie e l'aria subito sopra. Tutti questi effetti combinati fanno in modo che l'escursione termica di una superficie con vegetazione sia di molto inferiore alla controparte senza vegetazione.

4.1.5.8 *Variazioni al bilancio radiativo del Lago delle Mischie*

Quanto esposto in questo capitolo, pur avendo valenza prevalentemente teorica, data la grande difficoltà di misurazione di molti dei parametri fisici trattati, trova comunque larga applicazione nella modellistica ambientale moderna, la quale, specie negli ultimi anni, ha raggiunto standard di alta affidabilità; per questo si può ragionevolmente ritenere che quanto espresso sia significativamente vicino alla realtà.

Quanto sopra premesso, si ritiene che l'ampliamento della superficie coperta dalle acque del lago, a discapito di superficie coperta da vegetazione o spoglia, porti ad una variazione del bilancio radiativo alla superficie complessiva.

Da quanto precedentemente riportato risulta infatti che le superfici costituite da terreno, vegetazione o acqua si comportano in maniera differente l'un dall'altra, riscaldandosi e raffreddandosi con tempistiche e intensità differenti nel corso della giornata. L'ampliamento del bacino artificiale tende dunque ad aumentare la percentuale di superficie acquosa (sia nella fase liquida che in quella solida) a discapito di quella vegetale o spoglia con conseguente variazione dell'escursione termica giornaliera della superficie ideale stessa. Tale variazione tende a presentarsi maggiormente nelle giornate di calma di vento e piena insolazione, e con ben minore evidenza nei giorni interessati da piogge, nubi e vento.

Durante l'estate il terreno sotto piena radiazione e scarsa ventilazione può scaldarsi fino a raggiungere i 50-60 °C con forti e repentine variazioni al sopraggiungere di improvvise piogge, di semplice copertura nuvolosa o al calar della notte. Al contrario la superficie ideale di separazione tra acqua del lago ed aria sovrastante subisce variazioni più contenute, sia durante le ore di piena insolazione che durante la notte, così come certamente risulta attualmente, ma su una superficie tre volte inferiore.

4.1.6 Temperatura, umidità e vento nello strato limite planetario

I parametri termoigrometrici dell'aria al di sopra di una superficie sono influenzati da molteplici fattori. Per analizzarli è opportuno introdurre la definizione di strato limite planetario, di seguito PBL, ossia lo strato più basso della troposfera dove il vento è influenzato dall'attrito. Vicino alla superficie terrestre le forti variazioni della velocità orizzontale del vento ed il riscaldamento della superficie stessa danno origine a moti turbolenti che trasportano calore e vapore lontano dalla superficie stessa. Lo spessore del PBL non è costante ma varia sia stagionalmente che nel corso delle ore notturne e diurne; in particolare tende ad assottigliarsi di inverno e durante la notte mentre tende ad ispessirsi di giorno e durante la stagione calda.

4.1.6.1 *Fattori che influenzano la temperatura e l'umidità nel PBL*

I seguenti fattori e processi influenzano la distribuzione verticale della temperatura nello strato limite planetario (PBL):

- tipologia e temperatura della massa d'aria subito sopra il PBL che dipende dalla situazione sinottica e dalla struttura della circolazione a grande scala.
- caratteristiche termiche della superficie e del sottosuolo che influenzano l'escursione termica della temperatura superficiale.
- flusso del calore sensibile alla superficie e la sua variazione verticale che determina il tasso di riscaldamento (raffreddamento) dell'aria in funzione della divergenza del flusso stesso.
- scambi di calore latente durante i processi di evaporazione (condensazione) alla superficie e in aria che influenzano la temperatura, rispettivamente, della superficie e dell'aria.
- avvezione fredda (calda) in funzione della quota nel PBL.
- altezza del PBL entro il quale gli scambi turbolenti di calore sono confinati.

Similmente, i seguenti processi influenzano l'umidità nel PBL:

- umidità della massa d'aria subito sopra il PBL
- tipo e temperatura della superficie e disponibilità di umidità per l'evaporazione e la traspirazione.
- Il tasso di evapotraspirazione (condensazione) alla superficie e la variazione del flusso di vapore d'acqua con l'altezza nel PBL.
- avvezione orizzontale del vapor d'acqua in funzione della quota.
- movimenti medi verticali nel PBL e possibile formazione di nubi e precipitazione.
- spessore del PBL nel quale il vapor d'acqua è miscelato.

Nel PBL gli scambi verticali di calore e vapore d'acqua sono principalmente dovuti alla turbolenza; gli scambi molecolari (diffusione molecolare) sono importanti solamente in uno strato estremamente sottile vicino alla superficie (dell'ordine di un millimetro o meno). Nel PBL la turbolenza è generata meccanicamente per attrito con la superficie e dal gradiente verticale del vento oppure convettivamente, per riscaldamento dal basso, dalle forze di galleggiamento. Questi due tipi di moti sono chiamati rispettivamente convezione forzata e convezione libera.

La divergenza (convergenza) del flusso di calore sensibile porta al raffreddamento (riscaldamento) dell'aria in maniera analoga alla divergenza del flusso radiativo netto. Analogamente, la divergenza del flusso di vapore d'acqua porta ad una variazione locale del rapporto di mescolamento nel tempo.

Avvezioni orizzontali di calore e umidità sono importanti solo quando ci sono, nell'orizzontale, cambiamenti bruschi delle caratteristiche della superficie (per esempio da terra a acqua, da rurale a urbana e viceversa) oppure delle masse d'aria (per esempio al passaggio di un fronte).

Moti verticali medi forzati dalla topografia portano spesso a cambiamenti rapidi della temperatura e dell'umidità dell'aria e alla formazione di nubi e precipitazione come quando, per esempio, l'aria è forzata a sollevarsi lungo i pendii delle montagne. Cambiamenti altrettanto repentini possono avvenire nella discesa lungo il pendio opposto. Anche su terreni relativamente piatti, moti di subsidenza possono portare a riscaldamento e diminuzione di umidità nel PBL.

4.1.6.2 *Variazioni diurne*

Come risultato delle variazioni della radiazione netta e degli altri flussi di energia vicino alla superficie, all'interno del PBL sulla terra ferma ci sono ampie variazioni diurne della temperatura e del rapporto di mescolamento dell'acqua. Tali variazioni sono invece trascurabili se non nulle al di sopra degli oceani e dei grandi laghi.

Le variazioni maggiori della temperatura si verificano nelle aree desertiche dove la subsidenza a grande scala (il ramo discendente della cella di Hadley) limita la crescita del PBL, l'aria è rapidamente scaldata durante il giorno e altrettanto rapidamente raffreddata durante la notte. L'escursione media giornaliera della temperatura a un metro di altezza da terra è dell'ordine di 20 °C, con un massimo della temperatura media che può arrivare a 45 °C nei mesi estivi. L'escursione diurna di temperatura viene ridotta dalla presenza di vegetazione e dalla presenza di umidità evaporabile. Diminuzioni ulteriori dell'escursione possono manifestarsi in presenza di copertura nuvolosa, fumi, foschia e vento forte. L'escursione diurna della temperatura nel PBL decresce velocemente con l'altezza e praticamente scompare all'altezza massima del PBL o alla base dell'inversione che viene raggiunta nel tardo pomeriggio.

La Fig. 4.1.6.2.1 mostra alcuni esempi di variazione diurna della temperatura a differenti quote e in diverse condizioni meteorologiche (vento e copertura nuvolosa).

La variazione del rapporto di mescolamento dell'umidità dipende nell'andamento giornaliero dell'evapotraspirazione e condensazione, della temperatura alla superficie, dai venti medi, dalla turbolenza e dall'altezza del PBL. Ampie variazioni della temperatura della superficie portano ad altrettanto ampie variazioni dell'umidità dovute alla dipendenza della pressione di saturazione dalla temperatura.

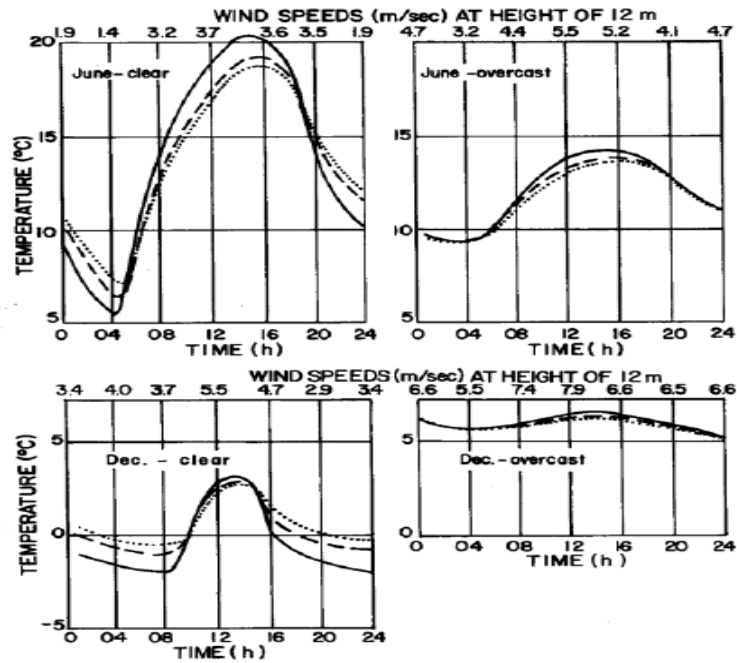


Fig. 4.1.6.2.1 Variazione diurna della temperatura nella campagna a tre altezze e in diverse situazioni di copertura nuvolosa durante giugno e dicembre. 1.2m: — —; 7m: - - - - -; 17m: · · · · · 17m. Sopra i grafici sono indicate le velocità del vento a 12m alle differenti ore del giorno

- 4) il ciclo diurno di riscaldamento e raffreddamento della superficie determina la stratificazione termica del PBL.
- 5) la profondità del PBL determina il gradiente verticale del vento (*wind shear*).
- 6) entrainment di aria dall'atmosfera libera dentro il PBL, determina gli scambi di quantità di moto, calore e umidità nella parte superiore del PBL e la sua profondità.
- 7) avvezione orizzontale di quantità di moto e calore influenza i profili sia della temperatura che del vento nel PBL.
- 8) divergenza (convergenza) orizzontale del campo del vento a grande scala determina la velocità media verticale nella parte superiore del PBL.
- 9) presenza di nubi e precipitazione nel PBL ne influenzano la stratificazione termica.
- 10) conformazioni della topografia possono dare luogo a circolazioni locali o a mesoscala.

4.1.6.4 *Variazioni giornaliere*

Il comportamento giornaliero della velocità e della direzione del vento nel PBL è stato studiato utilizzando una grande quantità di misure eseguite in differenti siti. Una delle prime osservazioni è che l'andamento dei profili del vento durante il ciclo giornaliero mostra grandi variazioni dovute a cambiamenti della situazione meteorologica sinottica e al bilancio energetico alla superficie. Quando si eseguono, tuttavia, medie su lunghi periodi (un mese o più) è possibile discernere alcune caratteristiche delle variazioni diurne. La Fig. 4.1.6.4.1 mostra la variazione diurna del vento medio (mediato su un anno) osservato da una torre alta 500 m con strumentazione opportuna situata a Oklahoma City, USA. Gli intervalli del sorgere del sole (SR) e del tramonto (SS) sono segnati insieme alle altezze di misura. Notare che il vento vicino alla superficie (SFC) cresce rapidamente dopo il sorgere del sole, raggiunge un massimo piuttosto piatto nel primo pomeriggio e decresce velocemente attorno al tramonto. L'onda giornaliera alle quote più alte del primo strato, sono simili ma con ampiezze minori. L'aumento del vento vicino alla superficie la mattina, nel momento in cui si rompe l'inversione, è dovuto ad un più rapido ed efficiente trasferimento di quantità di moto dagli strati superiori attraverso il PBL convettivo e instabile diurno.

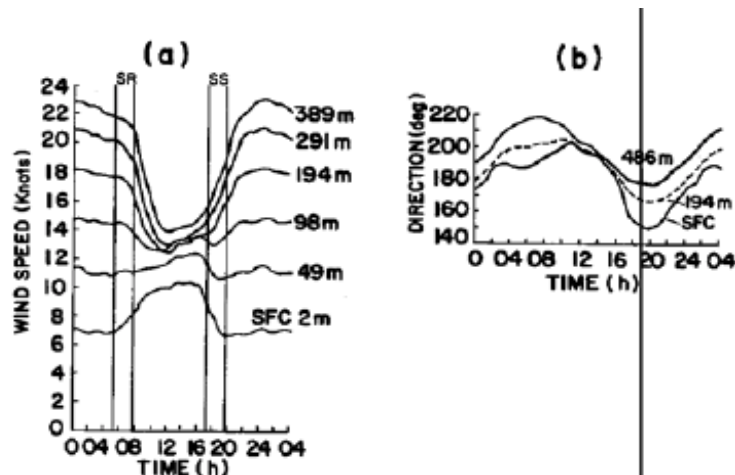


Fig. 4.1.6.4.1 Variazione diurna di (a) velocità media del vento e (b) direzione media su base annuale e a diversi livelli nel PBL.

4.1.7 Conclusione valutativa sul clima e Aree coinvolte dalle variazioni

L'ampliamento del bacino idrico artificiale delle Mischie può portare ad alcune variazioni locali, sia sotto il punto di vista dei parametri termoisometrici locali diretti ed indiretti, sia per quanto riguarda profilo stratigrafico del lago, sia nel computo del bilancio radiativo alla superficie.

E' necessario tuttavia capire se è ragionevole pensare che le variazioni fin qui riportate possano influenzare un'area più estesa rispetto a quella del bacino artificiale stesso e, in caso affermativo, quantificarne qualitativamente l'estensione.

Da una analisi di scala si può affermare che le dimensioni del bacino artificiale delle Mischie (44 ha al massimo invaso) sono tali da influenzare i parametri fisici ambientali inerenti ad un microclima od al massimo di un clima locale. Questo vuol dire che le influenze ambientali indotte dall'ampliamento del bacino artificiale, con particolare riferimento ai parametri termici, anemometrici ed igrometrici, possono estendersi fino ad 1-5 km lontano dalle sponde del lago e per uno spessore di 10-300 m in verticale a seconda della stagione, con una intensità che può essere stimata in prima approssimazione come linearmente proporzionale alla distanza. Per quanto riguarda il fenomeno delle nebbie da irraggiamento invece, il fenomeno dovrebbe rimanere del tutto circoscritto all'estensione della superficie del lago e non superare lo spessore di qualche decina di metri sopra il pelo dell'acqua.

